



Évolution et persistance des vortex stratosphériques polaires Arctique et Antarctique sur la période 1979 - 2021

Audrey Lecouffe

► To cite this version:

Audrey Lecouffe. Évolution et persistance des vortex stratosphériques polaires Arctique et Antarctique sur la période 1979 - 2021. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Sorbonne Université, 2021. Français. NNT : 2021SORUS293 . tel-03892697

HAL Id: tel-03892697

<https://theses.hal.science/tel-03892697>

Submitted on 10 Dec 2022

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

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

Sorbonne Université

École doctorale 129 Sciences de l'environnement d'Île de France

Laboratoire Atmosphère, Observation Spatiales / Équipe STRATO

Évolution et persistance des vortex stratosphériques polaires Arctique et Antarctique sur la période 1979 - 2021

Par Audrey LECOUFFE

Thèse de doctorat de Physique Atmosphérique

Dirigée par Sophie GODIN-BEEKMANN et Andrea PAZMIÑO

Présentée et soutenue publiquement le 09 décembre 2021

Devant un jury composé de :

RAVETTA François, Professeur (LATMOS, Sorbonne Université), Président

PORTAFAIX Thierry, Professeur (LACy, Université de La Réunion), Rapporteur

HURET Nathalie, Professeure (OPGC, Université de Clermont-Ferrand), Rapportrice

BERTHET Gwenaél, Chargé de recherche (LPC2E, CNRS), Examineur

GODIN-BEEKMANN Sophie, Directrice de Recherche (LATMOS, CNRS), Directrice de thèse

PAZMIÑO Andrea, Physicienne adjointe (LATMOS, UVSQ), Co-encadrante

HAUCHECORNE Alain, Directeur de recherche émérite (CNRS), Invité

À G, P et M.

Abstract : This PhD study focuses on the study of the evolution of the stratospheric polar vortex over the last forty years. The intensity and position of the Southern (SH) and Northern (NH) Hemispheres stratospheric polar vortex edge are evaluated as a function of equivalent latitude over the 1979 – 2021 period on three isentropic levels in the lower and middle stratosphere (675 K, 550 K and 475 K) from ECMWF ERA-Interim reanalysis. The study also includes an analysis of the onset and breakup dates of the polar vortex, which are determined from wind thresholds (e.g. 15.2 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1}) along the vortex edge. The vortex edge is stronger in late winter, over September – October – November in the SH and in February – March in the NH. In the SH, long-term increase of the vortex edge intensity and breakup dates is observed over the 1979 – 1999 period, linked to the increase of the Antarctic ozone hole. Such a trend is not observed in the NH. After early break-ups between 1981 and 1987, more persistent vortex occurred in the NH during the 1990s at the three isentropic levels and for the 3 threshold values. The solar cycle and to a lower extent the quasi-biennial oscillation (QBO), El Niño Southern Oscillation (ENSO) and the Arctic Oscillation (AO) modulate the inter-annual evolution of the strength of the vortex edge and the vortex breakup dates. For both hemispheres stronger vortex edge and longer vortex duration is observed in solar minimum (minSC) years, with the QBO, and ENSO or AO further modulating the solar cycle influence. For the SH, during West QBO (wQBO) phases, the difference between vortex edge intensity for minSC and maxSC years is smaller than during East QBO (eQBO) phases. The polar vortex edge is stronger and lasts longer for maxSC/wQBO years than for maxSC/eQBO years. ENSO has a weaker impact but the vortex edge is somewhat stronger during cold ENSO phases for both minSC and maxSC years. For the NH, the stronger vortex edge during the wQBO phase is more pronounced than in SH and the vortex edge is stronger during minSC/wQBO years. AO has a weaker impact but the vortex edge is somewhat stronger during positive AO (AOp) years than during negative (AOn) years at 675 K and 475 K and lasts longer during AOp years at 550 K and 475 K. The vortex lasts longer during maxSC/AOp and minSC/AOn.

Key words : Vortex, Arctic, Antarctic, Stratosphere

Résumé : Cette thèse de doctorat porte sur l'étude de l'évolution des vortex stratosphériques polaires au cours des quarante dernières années. L'intensité et la position de la bordure du vortex des hémisphères sud (HS) et nord (HN) sont évaluées en fonction de la latitude équivalente sur la période 1979 – 2021 sur trois niveaux isentropes dans la basse et moyenne stratosphère (675 K, 550 K et 475 K) à partir des réanalyses ECMWF ERA-Interim. L'étude comprend également une analyse des dates d'apparition et de rupture des vortex polaires, qui sont déterminées à partir de seuils de vent (par exemple $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1}) le long de la bordure du vortex. La bordure du vortex est plus intense à la fin de l'hiver, en septembre – octobre – novembre dans l'HS et en février – mars dans l'HN. Dans l'HS, une augmentation à long terme de l'intensité de la bordure du vortex et des dates de rupture est observée sur la période 1979 – 1999, liée à l'augmentation du trou d'ozone en Antarctique. Une telle tendance n'est pas observée dans l'HN. Après des ruptures précoces entre 1981 et 1987, des tourbillons plus persistants se sont produits dans le nord-est au cours des années 1990 aux trois niveaux isentropes et pour les trois valeurs seuils. Le cycle solaire et, dans une moindre mesure, l'oscillation quasi-biennale (QBO), El Niño Southern Oscillation (ENSO) et l'Oscillation Arctique (AO) modulent l'évolution interannuelle de l'intensité de la bordure du vortex ainsi que leurs dates de rupture. Pour les deux hémisphères, une bordure plus intense et une persistance du vortex sont observées lors des années de minimum solaire (minSC), avec la QBO, et l'ENSO ou l'AO modulant davantage l'influence du cycle solaire. Pour l'HS, durant les phases de QBO ouest (wQBO), la différence entre l'intensité de la bordure du vortex pour les années minSC et maxSC est plus faible que durant les phases de QBO est (eQBO). La bordure du vortex polaire est plus intense et persiste plus longtemps pour les années maxSC/wQBO que pour les années maxSC/eQBO. L'ENSO a un impact plus faible mais la bordure du vortex est un peu plus intense durant les phases froides de l'ENSO pour les années minSC et maxSC. Pour l'HN, l'intense bordure du vortex durant la phase wQBO est plus prononcée que dans l'HS et la bordure du vortex est plus intense durant les années minSC/wQBO. L'AO a un impact plus faible mais la bordure du vortex est légèrement plus intense durant les années d'AO positives (AOp) que durant les années d'AO négatives (AOn) à 675 K et 475 K, et persistent plus longtemps durant les années AOp à 550 K et 475 K. Le vortex rompt plus tardivement durant les années maxSC/AOp et minSC/AOn.

Mots clés : Vortex, Arctique, Antarctique, Stratosphère

Remerciements

Je tiens à remercier mes directrices de thèse, Sophie Godin-Beekmann et Andrea Pazmiño, pour la confiance que vous m'avez accordée, et pour les opportunités que vous m'avez données : travailler sur un sujet passionnant, apprendre de nouvelles techniques, m'intégrer dans un laboratoire dynamique, ou encore participer à des conférences (même celles en ligne). Merci Sophie de m'avoir guidée et d'avoir été positive dans les moments où j'ai pu douter de mon travail. Merci Andrea pour tes nombreux conseils, ta disponibilité à toute heure, tes encouragements, et ta confiance dès le master Arctique. C'était un plaisir de travailler avec vous deux.

Un grand merci à Alain Hauchecorne, qui m'a appris à utiliser le modèle MIMOSA, et qui a répondu à mes moindres questions tout au long de cette thèse. Ton point de vue sur mon travail a été très précieux et je suis très heureuse que tu aies fait partie de mon encadrement.

Je remercie Chantal Claud, membre de mon comité de thèse, pour ses remarques constructives, ses bons conseils et encouragements qui ont ponctué chaque année de ma thèse.

Je remercie chaleureusement les membres de mon jury : Nathalie Huret, Thierry Portafaix, Gwenaël Berthet et François Ravetta pour avoir accepté d'évaluer mes travaux de thèse. Merci pour vos rapports détaillés, vos questions et remarques pertinentes et pour la discussion très intéressante qui a eu lieu grâce à vous lors de ma soutenance.

Un grand merci à Jean-Christophe Rault pour avoir supporté mes râlements dans le bureau ces 3 dernières années. Nos private jokes ainsi que les nouvelles très pertinentes de Yahoo vont me manquer. Je remercie Cristelle pour ses mots réconfortants et ses conseils avisés, ainsi que pour ces moments incroyables du haut de la tour Zamansky. Pascal, pour les discussions à la machine à café, et Jacques pour le soutien et les moments de décompression (passés à râler).

Je remercie les copaines doctorant.e.s (ou pas) du labo. Antonin, entre les pâtisseries américaines et les deals de têtes brûlées, j'ai adoré nos thés contre cafés de 8h dans le silence du laboratoire. Lilian, j'ai été très heureuse de faire ma thèse en même temps que toi. Robin, depuis notre rencontre à l'EGU, que ce soit à Paris ou au bout de l'Allemagne, merci pour toute l'aide que tu m'as apportée. Lola, merci pour ces longues discussions masquées et le soutien moral (entre autres). Florent, merci pour ton soutien, les mots me manquent. Adrien, pour les petits points météo du lundi matin et parce que sérieusement, arrête de traîner dans le couloir (;p). Merci aux deux filous Lefteris et Elisabeth avec qui mon anglais a forcément progressé durant nos nombreux déjeunés.

Ma chère Edith, merci d'avoir été présente dès mon arrivée dans la jungle Parisienne, nos rdv autour d'une pizza me manquent énormément. Je remercie mes ami.e.s Camille, Marion, Adwen, Marco, Clémence, Letizia, Léa, Manon, Thomas, Landry, Victoria et Antoine pour leur présence.

Et parce que tout le monde n'a pas la chance d'avoir un Christian et une Maria dans sa vie, j'en profite pour m'en vanter ici. Merci de m'avoir reçue et intégrée à votre famille si douce et chaleureuse.

Maman, Papa. Merci de m'avoir accompagnée dans mes peurs, dans mes peines, dans mes joies, d'avoir accepté mes choix, mes changements d'avis. Sans cela je ne serais pas arrivée là. Je sais aujourd'hui que votre soutien ainsi que votre confiance en moi sont inépuisables. Merci mon petit frère, Antoine, sur qui je peux compter. Enfin, mes études et surtout mes années de thèse n'auraient pas été les mêmes sans le soutien inestimable de Monsieur M et ses acolytes A et Z.

Table des matières

Introduction générale	1
1 Contexte scientifique	3
1.1 L'ozone	4
1.1.1 Formation et rôle de l'ozone	5
1.1.2 Découverte du trou dans la couche d'ozone	6
1.1.3 Appauvrissement supplémentaire de l'ozone stratosphérique	6
1.1.4 Impact sur le changement climatique	10
1.1.5 Le protocole de Montréal	11
1.2 Le vortex polaire	11
1.2.1 Formation et structure	12
1.2.2 La bordure du vortex	13
1.2.3 Lien entre le trou d'ozone Antarctique et le vortex polaire	14
1.2.4 Réchauffement de la stratosphère et rupture du vortex	15
1.2.5 Vortex Antarctique vs vortex Arctique	17
1.3 La circulation et les forçages stratosphériques	18
1.3.1 La circulation de Brewer-Dobson	18
1.3.2 Le cycle solaire de 11 ans	19
1.3.3 L'Oscillation Quasi-Biennale	21
1.3.4 El Niño Southern Oscillation	22
1.3.5 L'Oscillation Arctique	24
2 Données et méthodologie	27
2.1 Les paramètres	28
2.1.1 La température potentielle	28
2.1.2 La vorticité potentielle	29
2.1.3 La latitude équivalente	32
2.2 Les données météorologiques ECMWF	34
2.2.1 ERA-Interim	34
2.2.2 ERA5	35
2.3 Le modèle MIMOSA	37
2.3.1 Description du modèle	37
2.3.2 L'initialisation	37
2.3.3 L'advection	37
2.3.4 Méthode des traceurs	38

2.4	Forçages de la variabilité stratosphérique	40
2.4.1	Le flux solaire	40
2.4.2	L'Oscillation Quasi-Biennale	43
2.4.3	El Niño Southern Oscillation	44
2.4.4	L'Oscillation Arctique	45
2.5	Caractérisation de la bordure du vortex	46
2.5.1	Détermination journalière de la bordure du vortex	46
2.5.2	Représentation de la bordure	49
2.6	Détermination des dates de formation et de rupture du vortex polaire	51
2.6.1	Méthodes	51
2.6.2	Durée de vie du vortex	55
2.7	Conclusions	56
3	Variabilité du vortex polaire Antarctique	57
3.1	Analyse statistique	58
3.1.1	Intensité de la bordure	58
3.1.2	Position de la bordure	60
3.2	Analyses composites	61
3.2.1	Influence du cycle solaire de 11 ans	62
3.2.2	Influence de la QBO	65
3.2.3	Influence d'ENSO	68
3.2.4	Influence combinée de la QBO et du cycle solaire	70
3.2.5	Influence combinée d'ENSO et du cycle solaire	72
3.3	Analyse interannuelle de la période d'intensité maximale	74
3.3.1	Intensité de la bordure	74
3.3.2	La position de la bordure	76
3.4	Durée de vie du vortex	78
3.4.1	Formation	78
3.4.2	Rupture	81
3.5	Conclusions	84
4	Variabilité du vortex polaire Arctique	87
4.1	Analyse statistique	88
4.1.1	Intensité de la bordure	88
4.1.2	Position de la bordure	91
4.2	Analyses composites	92
4.2.1	Influence du cycle solaire de 11 ans	93
4.2.2	Influence de la QBO	96
4.2.3	Influence de l'AO	99

4.2.4	Influence combinée de la QBO et du cycle solaire	103
4.2.5	Influence combinée de l'AO et du cycle solaire	104
4.3	Analyse interannuelle de la période d'intensité maximale	106
4.3.1	Sur l'intensité de la bordure	106
4.3.2	Sur la position de la bordure	107
4.4	Durée de vie du vortex	108
4.4.1	Formation	109
4.4.2	Rupture	111
4.5	Conclusions	114
Conclusion générale		117
Bibliographie		121
Liste d'abréviations		131
Annexes		133
A Méthode des traceurs		135
A.1	Cas où le traceur fonctionne	135
A.2	Cas où le traceur ne fonctionne pas	136
B Analyse statistique pointée		137
B.1	Intensité de la bordure du vortex Arctique	137
B.2	Position de la bordure du vortex Arctique	138
C Analyse statistique détaillée		139
C.1	Intensité de la bordure du vortex Arctique	139
C.2	Position de la bordure du vortex Arctique	140
D Article		141
Table des illustrations		165
Table des tableaux		175

Introduction générale

Ce travail de thèse concerne le vortex polaire dans la stratosphère.

Depuis plusieurs décennies, l'émission massive de substance appauvrissant la couche d'ozone par les activités humaines a entraîné un refroidissement de la stratosphère et une diminution de la couche d'ozone. Située dans la stratosphère, la couche d'ozone est vitale pour la vie sur Terre. Dans certaines régions du monde, elle s'est considérablement affaiblie en raison de sa destruction par des composés de chlore et de brome. La destruction la plus importante de l'ozone se produit dans le vortex polaire de l'hémisphère austral : le refroidissement de la stratosphère dû à l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, combiné à celui dû à la perte d'ozone, induit un appauvrissement supplémentaire de l'ozone. En outre, la plupart des modèles climatiques mondiaux prévoient une intensification de la circulation de Brewer-Dobson qui accélérerait la reconstitution de la couche d'ozone, avec même une sur-récupération de l'ozone aux hautes et moyennes latitudes et une sous-récupération de l'ozone dans les tropiques.

Le vortex polaire apparaît en raison du refroidissement saisonnier associé à la diminution du rayonnement solaire au-dessus du pôle. Lorsque l'énergie solaire incidente diminue et que le gradient de température entre le pôle et les tropiques se renforce, la force des vents d'ouest stratosphériques augmente. En fonction de l'altitude, la zone maximale englobée par le vortex polaire dépasse les millions de kilomètres carrés. Au-dessus d'une altitude d'environ 14 km, la bordure du vortex est stable et constitue une barrière puissante, empêchant le mélange de l'air polaire froid avec les masses d'air plus chaudes provenant de latitudes plus basses. Sur l'Antarctique, le vortex polaire est généralement présent de mai à fin novembre. En Arctique, il se forme en novembre et dure jusqu'à fin février ou début avril, selon les années.

L'objectif principal de cette thèse est d'analyser les caractéristiques de l'évolution interannuelle du vortex polaire, telles que son étendue et son intensité, via une analyse statistique. Elle est réalisée de 1980 à 2021 pour l'hémisphère nord et de 1979 à 2020 pour l'hémisphère sud, et sur trois niveaux isentropes (475 K, 550 K et 675 K) à l'aide de réanalyses (ECMWF - ERA-Interim). La caractérisation de la stabilité du vortex polaire nécessite d'étudier le gradient de vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente. Afin d'expliquer les causes de la variabilité interannuelle au cours des années, le cycle solaire, l'oscillation quasi-biennale, El Niño Southern Oscillation ainsi que l'Arctique Oscillation (AO) sont exploités, selon l'hémisphère. L'étude comprend également une analyse des dates d'apparition et de rupture du vortex polaire, qui sont déterminées à partir de seuils de vent le long de la bordure du vortex.

Le LATMOS dispose d'un modèle d'advection de masse d'air à haute résolution, le modèle MI-MOSA (Modélisation isentrope du transport Mésos-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection). L'étude a été réalisée à partir de simulations de champs de vorticité potentielle advectés par le modèle, qui utilise comme données d'entrée les ré-analyses ERA-Interim du centre européen ECMWF. Une méthodologie a été mise en oeuvre pour déterminer la stabilité du vortex polaire à partir du gradient de vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente et du champ de vent. Afin d'apporter des informations supplémentaires sur l'effet de la perte d'ozone polaire et du changement climatique sur le vortex stratosphérique polaire, ma thèse a consisté à réaliser des simulations hivernales des vortex polaires dans les hémisphères nord et sud sur les 4 dernières décennies.

Cette thèse s'organise autour de 4 chapitres et d'une conclusion.

Le chapitre 1 présente le contexte scientifique de l'étude, et fait l'état des lieux de l'environnement dans lequel se développe le vortex stratosphérique polaire. Il détaille les processus de sa formation à sa rupture, en passant par l'influence de la perte d'ozone et des différents forçages de la variabilité stratosphérique sur son comportement.

Le chapitre 2 illustre les différentes méthodes utilisées afin de définir la position de la bordure du vortex et son intensité. Les différents outils utilisés, basés sur un modèle numérique et des outils diagnostiques y sont détaillés.

Le chapitre 3 est consacré aux vortex stratosphériques polaires Antarctique, sur la période allant de 1979 à 2020. L'influence de l'augmentation de la taille du trou d'ozone durant les années 1980 et 1990 sur les paramètres étudiés est mise en évidence. Également, la modulation de l'évolution inter-annuelle de l'intensité maximale de la bordure des vortex et de leurs dates de rupture par les forçages de la variabilité stratosphérique y est décrite.

Le chapitre 4 est consacré aux vortex stratosphériques polaire Arctique, sur la période allant de 1980 à 2021. La variabilité importante du comportement des vortex stratosphériques polaire dans cet hémisphère est exposée.

Une conclusion générale résume les principaux résultats de l'étude ainsi que les différences majeures observées entre les deux hémisphères. Des perspectives sont également présentées.

Contexte scientifique

Contents

1.1	L'ozone	4
1.1.1	Formation et rôle de l'ozone	5
1.1.2	Découverte du trou dans la couche d'ozone	6
1.1.3	Appauvrissement supplémentaire de l'ozone stratosphérique	6
1.1.4	Impact sur le changement climatique	10
1.1.5	Le protocole de Montréal	11
1.2	Le vortex polaire	11
1.2.1	Formation et structure	12
1.2.2	La bordure du vortex	13
1.2.3	Lien entre le trou d'ozone Antarctique et le vortex polaire	14
1.2.4	Réchauffement de la stratosphère et rupture du vortex	15
1.2.5	Vortex Antarctique vs vortex Arctique	17
1.3	La circulation et les forçages stratosphériques	18
1.3.1	La circulation de Brewer-Dobson	18
1.3.2	Le cycle solaire de 11 ans	19
1.3.3	L'Oscillation Quasi-Biennale	21
1.3.4	El Niño Southern Oscillation	22
1.3.5	L'Oscillation Arctique	24

1.1 L'ozone

L'ozone est un gaz fondamental et naturellement présent dans l'atmosphère terrestre. Chaque molécule d'ozone contient 3 atomes d'oxygène et est noté O_3 . 90% de l'ozone terrestre se trouve dans la stratosphère, située entre 10-15 km et 50 km d'altitude. La zone où se trouve le maximum d'ozone est située entre 15 et 35 km d'altitude et s'appelle la couche d'ozone, représentée en rouge sur la figure 1.1 dans un profil d'altitude. Cette couche, qui s'étend sur tout le globe, présente des variations en altitude et en épaisseur. Les 10% restants de l'ozone se trouvent dans la troposphère, la couche située entre la surface et 10 km d'altitude. Dans l'atmosphère, l'ozone se forme au cours de processus chimiques comprenant plusieurs étapes, déclenchées par la lumière du soleil. Dans la stratosphère, le processus commence par la décomposition d'une molécule d'oxygène O_2 par le rayonnement ultraviolet (UV) du soleil. Dans la troposphère, l'ozone est formée par un ensemble de différentes réactions chimiques impliquant des gaz d'origine naturelle ainsi que des gaz provenant de sources de pollution.

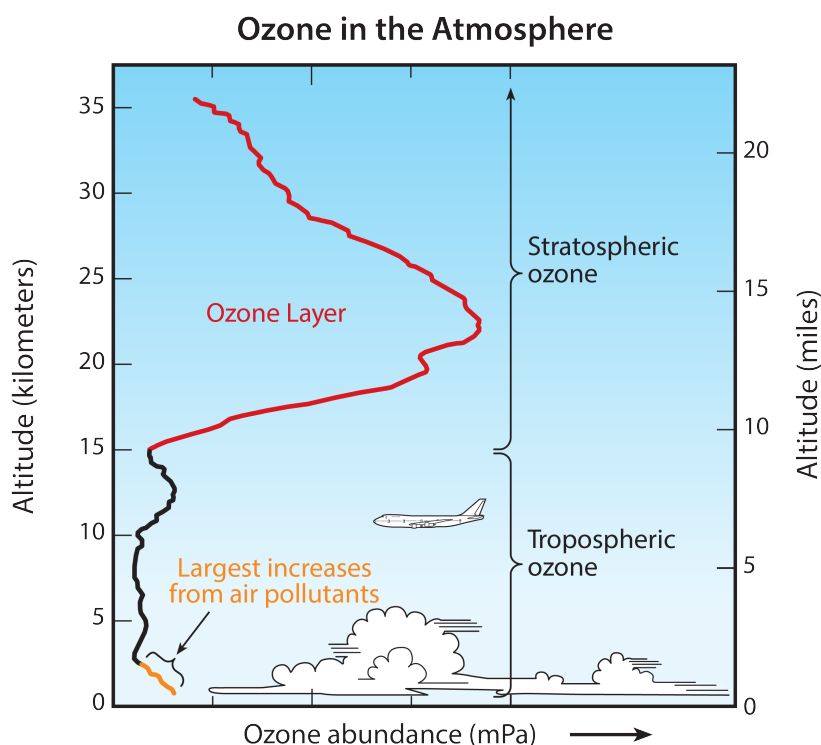


FIGURE 1.1 – Profil de l'ozone atmosphérique. L'étendue ou l'épaisseur verticale de cette couche varie d'une région à l'autre et selon les saisons sur tout le globe. Source : [Salawitch et al., 2019].

En tout point du globe, la colonne d'ozone totale est définie comme la somme de tout l'ozone présent verticalement dans l'atmosphère au dessus de ce point. En effet l'ozone total varie en fonction de la latitude avec des valeurs plus importantes aux moyennes et hautes latitudes durant la majeure partie de l'année. Cette distribution est le résultat d'une circulation de grande échelle dans la stratosphère

qui favorise le transport de l’ozone des tropiques (où la production d’ozone est plus importante de par le rayonnement solaire) vers les pôles. Les valeurs de l’ozone total sont donc généralement plus faibles sous les tropiques en toutes saisons. L’ozone alors accumulée aux latitudes moyennes et élevées, augmente l’étendue verticale de la couche d’ozone et également l’ozone total dans ces régions.

1.1.1 Formation et rôle de l’ozone

Formation

L’ozone se forme suivant un processus bien précis, initialisé par le soleil. Les molécules d’oxygène, naturellement présentes dans la stratosphère, sont photodissociées en deux par les rayons UV du soleil de longueur d’ondes inférieures à 200 nm, afin de produire deux atomes d’oxygène (formule 1.1). C’est la rencontre entre une molécule d’oxygène O_2 et un atome d’oxygène O qui produit une molécule d’ozone O_3 (formule 1.2). Ces réactions, connues sous le nom de cycle de Chapman [1930], se produisent dès que le rayonnement UV du soleil entre dans la stratosphère, ainsi la quantité d’ozone la plus importante se trouve dans la stratosphère tropicale.



Cette production d’ozone continue est contrebalancée par sa destruction. L’ozone réagit continuellement avec les rayons du soleil et une large variété d’éléments chimiques d’origine naturelle et industrielle. Dans chacune de ces réactions (formules 1.3 et 1.4), une molécule d’ozone est perdue et d’autres composants chimiques sont produits. Les éléments qui détruisent l’ozone sont les oxydes d’azote, d’hydrogène, de chlore et de brome. Cet équilibre est donc déterminé par la quantité de gaz réactifs ainsi que par l’efficacité des réactions.



Des cycles catalytiques de destruction de l’ozone ont été ajoutés au cycle de Chapman par Crutzen, Molina et Rowland (Prix Nobel de Chimie 1995) dans les années 1970. Ce cycle fait intervenir un radical libre catalyseur qui peut être H , OH , NO , Cl ou Br . Le cycle est catalytique car le composé est régénéré à la fin du cycle (formules 1.4 et 1.5).





Rôle

L’ozone stratosphérique, en absorbant le rayonnement UV du soleil, protège les différentes formes de vie sur Terre. Parmi les différents types d’UV, les UV-B (de 280 à 315 nm) sont en partie absorbés par la couche d’ozone. Une certaine quantité (2%) atteint toutefois la surface de la Terre, augmentant les risques de cancers, une déficience du système immunitaire, ou d’importants problèmes de santé chez l’humain. La vie végétale est également menacée, une exposition aux UV-B pouvant entraîner des modifications à l’échelle moléculaire des plantes, mais aussi causer des dommages aux cultures. Cependant, l’appauvrissement de l’ozone stratosphérique laisse ces UV-B atteindre la surface de la Terre en plus grande quantité.

1.1.2 Découverte du trou dans la couche d’ozone

Les premières diminutions de l’ozone total en Antarctique ont été observées à la fin des années 1970 au-dessus des stations de recherche situées sur le continent Antarctique, conduisant à une surveillance accrue de la couche d’ozone. Des études menées par Chubachi et al. [1984] à la station Syowa en Antarctique ont montré de faibles valeurs d’ozone dans les mesures de profils d’ozone par sonde. Au même moment, Farman et al. [1985] ont mesuré à l’aide du spectrophotomètre Dobson des teneurs en ozone total inhabituellement basses en octobre au-dessus de la station de Halley Bay (76°S) : l’épaisseur de la couche a diminué d’un tiers au cours du mois. Depuis, ces résultats suggèrent que l’augmentation de l’abondance des chlorofluorocarbones (CFC) dans l’atmosphère est à l’origine de la diminution constante de la concentration d’ozone total au-dessus de la station de recherche de Halley Bay. Les mesures du satellite TOMS lancé en 1978 par la NASA ont confirmé l’appauvrissement de l’ozone au printemps. Ces résultats ont montré que pour chaque fin d’hiver/début de printemps à partir du début des années 1980, l’appauvrissement de l’ozone s’étendait sur une grande région centrée près du pôle Sud. Cet appauvrissement important constitue ce que l’on appelle le trou dans la couche d’ozone, présenté dans la sous-section 1.1.3.

1.1.3 Appauvrissement supplémentaire de l’ozone stratosphérique

Dans les années 1970, il a été découvert que certains gaz halogénés relâchés par les activités humaines pouvaient causer l’appauvrissement de la couche d’ozone. Ces gaz sont appelés les substances appauvrissant la couche d’ozone (Ozone Depleting Substances, ODSs). La conversion chimique des ODSs, qui implique le rayonnement UV solaire et d’autres réactions chimiques, produit un certain nombre de gaz halogénés réactifs lorsqu’ils atteignent la stratosphère. Ces gaz réactifs contiennent tous les atomes de chlore ou de brome initialement présents dans les gaz sources, et entraînent la destruction chimique et donc l’appauvrissement de l’ozone stratosphérique.

Étapes principales de l'appauvrissement

Le scénario de destruction de l'ozone dans la stratosphère est décrit de la manière suivante :

- **Emission** : les gaz source d'halogènes sont émis à la surface de la Terre par les activités humaines et par les processus naturels.
 - Parmi les sources naturelles, le chlorure de méthyle (CH_3Cl) et du bromure de méthyle (CH_3Br) sont tous deux émis par les écosystèmes océaniques et terrestres. Par exemple, les volcans constituent une source épisodique de gaz halogénés réactifs qui atteignent parfois la stratosphère.
 - Les gaz sources d'halogènes d'origine industrielle seront détaillés dans le point suivant.
- **Accumulation** : les gaz sources d'halogènes sont globalement distribués dans la troposphère par les vents et autres mouvements d'air.
- **Transport** : Les gaz sources d'halogène sont transportés dans la stratosphère par les mouvements d'air.
- **Conversion** : la plupart des gaz sources d'halogènes sont convertis dans la stratosphère en gaz halogénés réactifs par des réactions chimiques nécessitant les rayons UV du soleil.
- **Réaction chimique** : les gaz halogènes réactifs provoquent l'appauvrissement chimique de l'ozone stratosphérique sur l'ensemble de la planète par des cycles de perte catalytique renforcée (sous-section 1.1.1).
- **Lessivage** : L'air contenant les gaz halogénés réactifs retourne dans la troposphère où les gaz sont lessivés par l'humidité dans les nuages, et la pluie. Après quelques années, l'air de la stratosphère retourne dans la troposphère, emportant avec lui des gaz halogénés réactifs. Ces derniers sont ensuite éliminés de l'atmosphère par la pluie et d'autres précipitations, ou déposés à la surface de la Terre. Cette élimination met fin à la destruction de l'ozone par les atomes de chlore et de brome.

Les ODSs d'origine industrielle

Les ODSs sont produites pour des applications industrielles spécifiques ou des produits de consommation, tels que la réfrigération, l'air conditionné ou encore les bombes aérosols. Les émissions totales d'ODSs ont considérablement augmenté du milieu jusqu'à la fin du 20ème siècle. Ils ont atteint un pic à la fin des années 1980 et sont aujourd'hui en déclin. La durée de vie des principales ODSs varie de 1 à 100 ans environ.

- Les **chlorofluorocarbones** (CFC) sont des ODSs contenant principalement du chlore, mais également du carbone et du fluor. Les principaux CFC sont le CFC-11 (CCl_3F), le CFC-12 (CCl_2F_2) et le CFC-113 ($\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$) avec une durée de vie atmosphérique de respectivement 52, 102 et 93 ans. Avec le tétrachlorure de carbone (CCl_4) et le méthylchloroforme (CH_3CCl_3) d'une durée de vie de 32 et 5 ans respectivement, ils sont les gaz sources halogé-

nés les plus importants contenant du chlore, émis par les activités humaines.

- Les **halons** sont les gaz les plus importants contenant du brome. Les halons sont un groupe de composés industriels qui contiennent au moins un atome de brome et un atome de carbone, et peuvent contenir un atome de chlore. Les plus importants de ces gaz sont les halons et le bromure de méthyle (CH_3Br). À l'origine développés pour les extincteurs ou encore les moteurs d'avions, les halons sont donc rejetés directement dans l'atmosphère lors de leur utilisation. Le halon-1211 et le halon-1301 sont les halons les plus abondants émis par les activités humaines.
- D'autres gaz contenant du chlore et du brome tels que les HCFC, le bromure de méthyle (CH_3Br) et le chlorure de méthyle (CH_3Cl) ayant une durée de vie très courte (moins de 1 an) sont rejetés dans l'atmosphère par les activités humaines. Ils sont convertis en d'autres gaz dans la troposphère, puis éliminés par des processus naturels tels que la pluie, une petite fraction de leurs émissions atteint alors la stratosphère ce qui contribue potentiellement à l'appauvrissement de l'ozone.

Appauvrissement de l'ozone en Antarctique

L'appauvrissement de l'ozone en Antarctique est saisonnier et se produit principalement à la fin de l'hiver et au début du printemps (août-novembre) selon les mécanismes suivants :

1. La disparition du rayonnement solaire sur l'Antarctique en hiver entraîne la formation du vortex polaire, une zone entourée de vents d'ouest très forts, qui isolent les masses d'air polaire de l'air des moyennes latitudes. La température dans la stratosphère polaire diminue alors et peut atteindre les -85°C .
2. Ces basses températures favorisent la formation de nuages stratosphériques polaires (Polar Stratospheric Clouds, PSC) situés entre 12 et 25 km d'altitude, et composés de cristaux de glace ou de gouttelettes d'eau et d'acide nitrique. À la surface de ces cristaux, des réactions chimiques catalytiques se produisent. Ces réactions transforment la plupart des composés inorganiques du chlore en gaz halogénés réactifs. C'est la phase d'activation [Solomon et al., 1986]. La concentration de ces composés (par exemple le monoxyde de chlore ClO) devient 500 fois plus élevée à l'intérieur du vortex polaire, qui agit comme une barrière au transport de l'air riche en ozone des latitudes moyennes vers la région polaire.
3. Dès que le soleil réapparaît au-dessus du pôle, des réactions de destruction massive de l'ozone expliquent les observations. En octobre, une réduction de plus de 50% de l'épaisseur totale de la couche d'ozone se produit.

Le trou d’ozone

La figure 1.2 représente les valeurs d’ozone total mesurées par satellites pour les hautes latitudes australes le 20 septembre 2016. La région centrale en bleu foncé et en violet au-dessus du continent Antarctique montrent le grave appauvrissement de l’ozone, avec des valeurs minimales avoisinant les 100 DU. La zone du trou dans la couche d’ozone est généralement définie par le contour de 220 DU sur les cartes d’ozone total, non représenté ici.

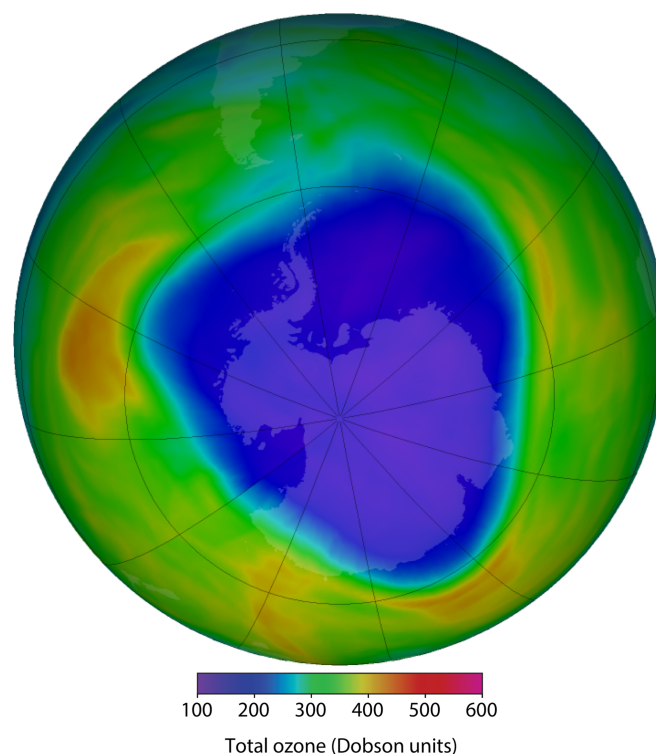


FIGURE 1.2 – Carte de l’ozone total mesuré par satellites au-dessus de l’Antarctique le 20 septembre 2016. La zone bleu foncé représente le trou dans la couche d’ozone où la quantité d’ozone est faible (< 220 DU), et les couleurs jaunes orangées où l’ozone est présent en plus grande quantité. [Source : NASA Ozone Watch, <https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/monthly/SH.html>].

Cas des trous d’ozone 2002 et 2019 en Antarctique

De nombreuses études [Hoppel et al. 2003 ; Newman and Nash 2005 ; Stolarski et al. 2005] ont été réalisées sur le trou dans la couche d’ozone Antarctique de 2002, qui a présenté des caractéristiques intéressantes. En 2002, le premier réchauffement stratosphérique est observé depuis plusieurs décennies d’observations météorologiques en Antarctique. Cet événement est attribuable à un réchauffement précoce et soudain de la stratosphère polaire (voir la sous-section 1.2.2), causé par des perturbations météorologiques qui prennent naissance dans la troposphère aux latitudes moyennes. Les températures plus élevées ont réduit le taux d’appauvrissement de l’ozone. La taille du trou dans

la couche d'ozone a alors atteint environ 15 millions de km^2 au cours des deux dernières semaines de septembre, ce qui est bien inférieur aux plus de 24 millions de km^2 observés au cours des années précédentes à cette saison [Varotsos, 2002]. Un autre réchauffement soudain s'est produit en 2019 [Shen et al., 2020] et a entraîné le plus petit trou dans la couche d'ozone Antarctique enregistré depuis les années 1990 avec une surface maximale annuelle de $15.7 \times 10^6 \text{ km}^2$ début septembre [Klekociuk et al., 2021].

Appauvrissement de l'ozone en Arctique

Un appauvrissement significatif de la couche d'ozone Arctique est susceptible de se produire à la fin de l'hiver et au début du printemps (janvier-mars) selon les mêmes mécanismes que ceux mis à l'oeuvre en Antarctique. Toutefois ces réductions d'ozone sont moins importantes que celles observées en Antarctique et présente des différences plus importantes d'une année à l'autre, en raison des conditions météorologiques très variables que l'on trouve dans la stratosphère polaire Arctique. Les abondances d'ozone dans l'Arctique au début de l'hiver sont beaucoup plus importantes que dans l'Antarctique. En effet il n'y a pas de trou dans la couche d'ozone étendu et récurrent, tel qu'on le trouve dans la stratosphère Antarctique. Les températures moyennes de la stratosphère Arctique sont toujours nettement plus élevées et l'isolement de l'air stratosphérique polaire est moins efficace. Ces différences s'expliquent à la fois par la différence de dynamique plus importante due à l'action des ondes planétaires générées par la troposphère ; liées au fait que les latitudes polaires dans cet hémisphère ont une topographie différente avec des continents et des régions montagneuses que les latitudes polaires de l'hémisphère sud n'ont pas, ce qui crée des perturbations météorologiques qui réchauffent la stratosphère Arctique. Par conséquent, l'étendue et la période d'appauvrissement de l'ozone Arctique varient considérablement d'une année à l'autre. Durant certains hivers, les PSC n'ont pas pu se former à cause des conditions de températures trop élevées.

1.1.4 Impact sur le changement climatique

L'appauvrissement de la couche d'ozone et le changement climatique mondial sont liés car les substances appauvrissant la couche d'ozone et leurs substituts sont des gaz à effet de serre. L'ozone étant lui même un gaz radiatif, l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique entraîne un refroidissement de la surface. L'augmentation de l'ozone dans la stratosphère entraîne un réchauffement de la surface. Le refroidissement dû à l'appauvrissement de l'ozone est faible par rapport au réchauffement dû aux gaz à effet de serre responsables du changement climatique mondial observé. Le trou dans la couche d'ozone de l'Antarctique a contribué à modifier le climat de surface de l'hémisphère sud de par ses effets sur la circulation atmosphérique [WMO, 2018].

1.1.5 Le protocole de Montréal

En 1985, un traité appelé Convention de Vienne pour la protection de la couche d’ozone a été signé par 28 nations. Les pays signataires ont convenu de prendre des mesures pour protéger la couche d’ozone des activités humaines. Face aux préoccupations croissantes, cette convention a débouché sur le protocole de Montréal, signé en 1987 par 24 pays, relatif à des substances appauvrissant la couche d’ozone. Le Protocole de Montréal et ses amendements a conduit à l’interdiction quasi-totale de la production des CFCs et des halons responsables de la destruction de l’ozone stratosphérique, en 2020 pour les pays développés et en 2030 pour les pays en voie de développement.

Ainsi, l’abondance globale des substances appauvrissant la couche d’ozone (ODSs) dans l’atmosphère a diminué au cours des deux dernières décennies après un pic entre 1997 et 2000 suivant les latitudes. Le remplacement des CFC s’est fait par l’utilisation d’hydrochlorofluorocarbures (HCFC), moins nocifs de par leur dissociation en dessous de 10 km d’altitude, qui entraînent beaucoup moins de dommages que les CFC sur la couche d’ozone. Seule une petite quantité atteint alors la stratosphère. Les HCFC ont vu leur abondance dans l’atmosphère augmenter considérablement entre 1993 et 2016, de plus de 175% [Salawitch et al., 2019]. Ils commenceront à diminuer au cours des prochaines décennies si le respect du protocole se poursuit, et seront interdits d’ici 2040. Ils sont actuellement remplacés par des hydrofluorocarbones (HFC), sans chlore, et ne présentant aucun danger pour l’ozone. Toutefois, ce n’est qu’après le milieu du siècle que l’abondance des ODSs devrait retomber aux valeurs qui ont précédé l’observation du trou dans la couche d’ozone en Antarctique au début des années 1980, en raison de la longue durée de vie de ces gaz dans l’atmosphère.

Le protocole de Montréal ainsi que ses amendements et ajustements ont permis de réduire considérablement l’émission des substances appauvrissant la couche d’ozone (ODSs) dans l’atmosphère. Dans le cadre du protocole de Montréal, une évaluation de l’état de la couche d’ozone est réalisée tous les 4 ans. Les premiers symptômes de reconstitution de la couche d’ozone depuis 2000 en Antarctique [Kuttippurath and Nair, 2017] sont constatés au cours du mois de septembre [Solomon et al., 2016] et selon Pazmiño et al. [2018] durant la période d’appauvrissement maximal de l’ozone, de mi-septembre à mi-octobre.

1.2 Le vortex polaire

Le trou dans la couche d’ozone est limité par une forte ceinture de vent, tournant autour des pôles nord et sud en hiver, générés par le contraste thermique entre les pôles froids et les régions de latitudes moyennes, plus chaudes. Le vortex est un système d’air froid, de basse pression et de haute altitude. Stable et puissant, il crée une isolation efficace des masses d’air avec des températures très froides aux pôles, et une destruction plus intense de l’ozone. Cette gigantesque structure s’appelle le vortex

polaire.

1.2.1 Formation et structure

Formation

Le vortex polaire est le phénomène dynamique dominant de la circulation stratosphérique hivernale dans les hémisphères nord et sud. Il se forme progressivement après l'équinoxe d'automne de l'hémisphère polaire en raison de l'apparition de la nuit polaire, un refroidissement saisonnier associé à la diminution du rayonnement solaire au-dessus du pôle. Comme l'énergie incidente diminue et que le gradient de température entre la stratosphère polaire froide et la stratosphère tropicale chaude se renforce, la force des vents stratosphériques augmente. La différence de température entre l'équateur et les pôles crée également un fort gradient de pression, et lorsque l'air se déplace vers le pôle, la force de Coriolis dévie cet air vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud, créant ainsi un puissant courant. Ce fort contraste entre les deux régions s'appelle le jet polaire. Il prend forme juste au-dessus de la tropopause dans les hémisphères nord et sud et atteint des vitesses de vent maximales près de la stratopause (50 km), où le gradient de température entre les tropiques et les régions polaires s'inverse. Sa vitesse diminue avec l'altitude dans la mésosphère.

Structure

La cartographie de la vortacité potentielle est l'un des principaux outils de diagnostic pour l'analyse du transport stratosphérique et des processus dynamiques. Ainsi le vortex polaire est souvent décrit à l'aide de cartes globales de PV sur des surfaces isentropes. La figure 1.3 est une carte de la vortacité potentielle inversée (-PV pour l'hémisphère sud) centrée sur l'hémisphère sud le 15 octobre 2007 au niveau isentrope 475 K. McIntyre and Palmer [1983] ont montré que le vortex principal (ou centre du vortex) est représenté par des valeurs élevée de PV (ici en rouge) et que la surf zone est représentée par des valeurs de PV plus faible (ici en bleu).

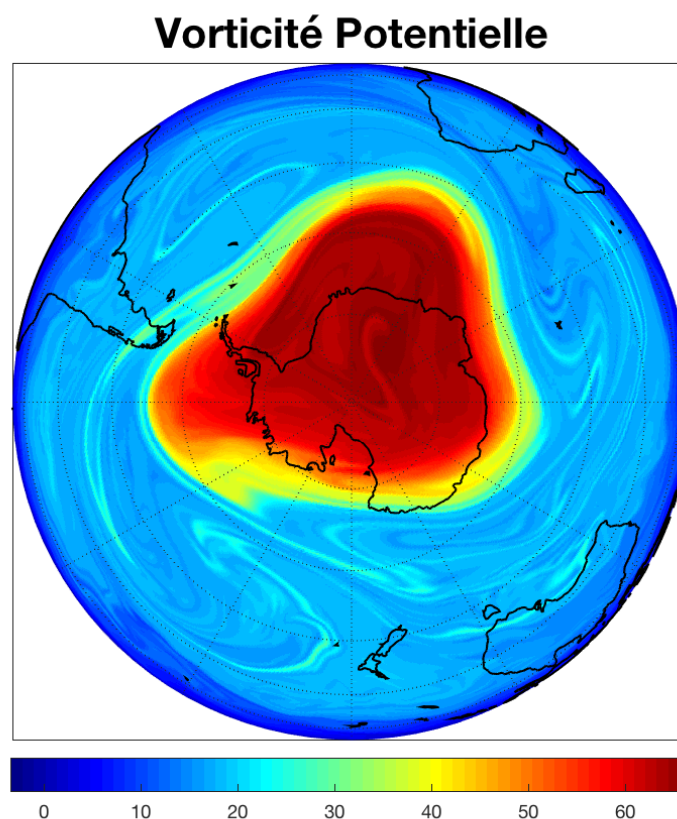


FIGURE 1.3 – Carte de la vorticité potentielle (en unité de PV absolue) centrée sur l’hémisphère sud au niveau 475 K, le 15 octobre 2007. La structure du vortex est détaillée dans le texte.

Le vortex polaire est par conséquent relativement isolé des latitudes moyennes [Rood et al. 1992; Waugh et al. 1994]. En effet, la zone intermédiaire, définie comme la zone située entre le vortex principal et la surf zone (en jaune/vert sur la carte), est une zone où le gradient de la PV atteint des valeurs importantes. Cette zone de fort gradient est appelée la bordure du vortex.

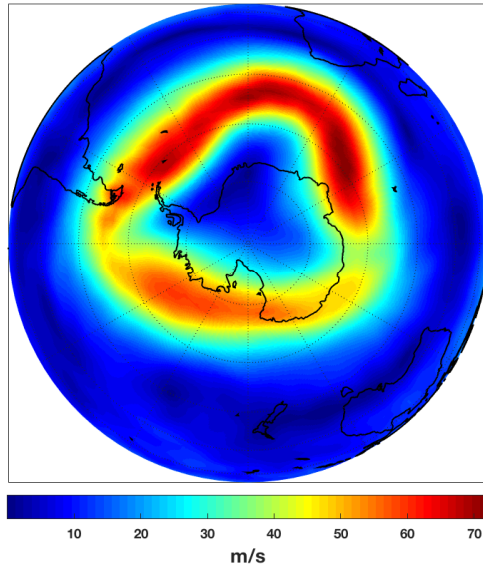
1.2.2 La bordure du vortex

L’étendue du vortex polaire peut être mesurée par un certain nombre de méthodes. La plus courante consiste à utiliser le contour du pic du gradient de la PV. Cette région de fort gradient [McIntyre 1982, McIntyre and Palmer 1983] est représentée sur la figure 1.3 par la forte transition entre les valeurs élevées de PV en rouge et les valeurs plus faibles de PV en bleu. Bowman [1993], Pierce and Fairlie [1993] et Manney et al. [1994] ont montré que la bordure du vortex agit comme une barrière au transport de l’air à l’intérieur et à l’extérieur du vortex.

La figure 1.4 montre le vent zonal (à gauche) et la température (à droite) le 15 octobre 2007 au niveau isentrope 475 K. Elle montre une forte ceinture de vent (en rouge) entourant le pôle. En observant l’intensité des vents, on constate qu’elle correspond à une barrière isolant les masses d’air

à l'intérieur du vortex, qui se refroidissent. Des valeurs beaucoup plus faibles caractérisent les vents dans les zones de latitudes moyennes et basses. L'air à l'intérieur effectue une rotation cyclonique dans le sens des aiguilles d'une montre. Au niveau de la distribution des températures, on peut voir la barrière entre les masses d'air polaires et les masses d'air des basses latitudes.

Vent zonal à 475 K (SH), date : 15/10/2007,
12UT, MIMOSA ERAint 3°x3°



Température à 475 K (SH), date : 15/10/2007,
12UT, MIMOSA ERAint 3°x3°

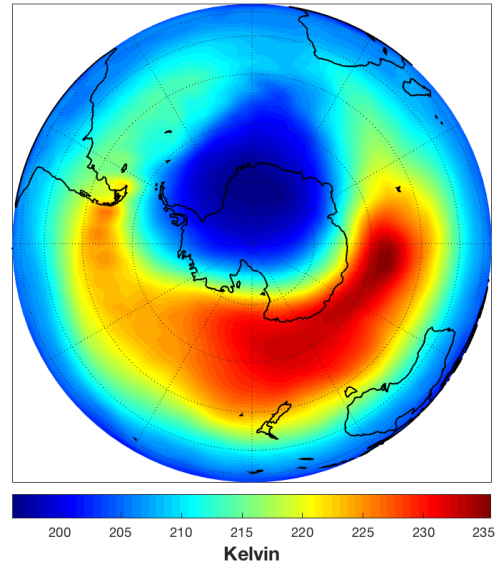


FIGURE 1.4 – Cartes du vent zonal et de la température, le 15 octobre 2007 à 475 K. Le vent est en m/s et la température en Kelvin. Les couleurs sont décrites dans le texte.

1.2.3 Lien entre le trou d'ozone Antarctique et le vortex polaire

Le jet polaire isole presque complètement le vortex polaire de la stratosphère des latitudes moyennes [Bowman 1993 ; Manney et al. 1994 ; Pierce and Fairlie 1993]. Cet isolement, associé aux réactions de chimie hétérogène à la surface des nuages stratosphériques polaire (voir sous-section 1.2.3), crée les conditions d'un grave appauvrissement de l'ozone polaire au-dessus des pôles en hiver et au printemps.

Le lien entre le vortex polaire et l'appauvrissement de l'ozone a suscité un intérêt considérable et des recherches sur la formation et la rupture du vortex polaire. L'isolement de l'air du vortex polaire de l'air des latitudes moyennes est un facteur clé dans le développement de l'appauvrissement de l'ozone polaire [Holton et al., 1995]. Sans cette isolation, la forte concentration de produits chimiques destructeurs d'ozone ne pourrait être maintenue.

1.2.4 Réchauffement de la stratosphère et rupture du vortex

Processus de rupture du vortex

Après avoir atteint sa maturité au milieu de l'hiver, la taille du vortex polaire commence à diminuer. Il persiste généralement jusqu'au mois de mars/avril dans l'hémisphère nord et jusqu'au mois de décembre dans l'hémisphère sud. En effet au printemps polaire, le soleil se lève sur la région et l'absorption du rayonnement solaire commence à réchauffer la stratosphère polaire. Les ondes planétaires (ondes de Rossby) érodent alors la bordure du vortex, en mélangeant l'air de l'intérieur du vortex à l'air des latitudes moyennes. On observe souvent des structures filamenteuses associées à des réchauffements (que l'on observe sur la figure 1.3 en bleu clair). Ce réchauffement de la stratosphère finit par faire disparaître le vortex en même temps que le jet polaire, et cet événement est appelé le réchauffement final.

Le réchauffement final

Le réchauffement final (Final Warmings), a lieu au printemps, et fait la transition entre les vents d'ouest en hiver et d'est en été dans la stratosphère. Cette transition n'est pas régulière compte tenu de la variabilité dynamique du vortex. Il se produit lorsque le gradient de température latitudinal change finalement de signe à la fin de l'hiver, et que les vents d'est se maintiennent aux hautes et moyennes latitudes.

D'après Schoeberl and Newman [2015], le réchauffement final se produit toujours de haut en bas dans l'hémisphère sud, le vortex se brisant d'abord à 1 hPa en novembre, puis à des pressions plus élevées, avec une rupture finale à 50 hPa fin décembre. Dans l'hémisphère nord, qui est plus actif sur le plan dynamique, le réchauffement final peut se produire selon deux structures verticales distinctes. Du haut vers le bas comme dans l'hémisphère sud, ainsi il se brise à 1 hPa à la fin avril et à 50 hPa à la mi-mai. Ou alors, le vortex se brise d'abord dans la stratosphère moyenne, à 10 hPa au début du mois d'avril, puis à 50 hPa fin avril. D'autres types de réchauffements stratosphériques sont également observés.

Les réchauffements stratosphériques soudains

Les réchauffements stratosphériques soudains (Sudden Stratospheric Warming, SSW), sont des phénomènes importants dans la stratosphère. Générés par la propagation vers le haut de perturbations d'échelle planétaires provenant de la troposphère, ils apparaissent environs 6 fois par décennies [Blume et al. 2012; Charlton and Polvani 2007; Wang et al. 2019] dans l'hémisphère nord et provoquent un mélange de l'air d'origine polaire avec l'air tropical.

Les SSW sont des cas extrêmes d'affaiblissement du vortex stratosphérique polaire [Andrews et al., 1987]. Ils sont qualifiés de mineurs lorsqu'une inversion du gradient de température méridional stratosphérique dans la région subpolaire à 10 hPa et vers 60 degrés de latitude polaire se produit [Andrews et al. 1987, Scherhag et al, 1982, WMO 2018], ou de majeurs lorsqu'ils s'accompagnent d'une inversion complète du jet d'ouest circumpolaire stratosphérique [Butler et al., 2015]. Nous pouvons résumer les différents types de SSW ci-dessous :

- SSW d'onde 1 : le vortex polaire s'affaiblit rapidement lorsque l'air à haute vorticité potentielle est entraînée dans la circulation anticyclonique des Aléoutiennes. Lorsque le réchauffement s'atténue, le vortex polaire peut se rétablir par refroidissement radiatif de l'air polaire.
- SSW d'onde 2 : plus impressionnants, ils impliquent une séparation en deux du vortex polaire. La croissance de l'anticyclone des Aléoutiennes s'accompagne du développement d'un second anticyclone au voisinage du méridien de Greenwich à 0°E.
- Réchauffements mineurs : ils entraînent une augmentation importante de la température dans le vortex, bien qu'il ne soit pas nécessairement brisé.

Les cas particuliers de 2002 et 2019 dans l'hémisphère sud

Les réchauffements majeurs se produisent habituellement dans la stratosphère de l'hémisphère nord. En effet le vortex polaire étant plus fort dans l'hémisphère sud (section 1.2.5), il est plus stable. Deux SSW majeurs ont été observés dans l'hémisphère sud, en 2002, ce qui a divisé le vortex en deux parties (SSW d'onde 2), et en 2019, avec un déplacement du vortex. Ces événements sont sans précédent dans la haute et la moyenne stratosphère ces 40 dernières années.

En septembre 2002, le premier réchauffement stratosphérique soudain a été observé dans l'hémisphère sud [Krüger et al. 2005 ; Hoppel et al. 2003]. Ce SSW Antarctique a augmenté la température de la stratosphère polaire et supprimé la formation de PSC qui facilitent habituellement l'appauvrissement de l'ozone (Solomon et al. [1986] et sous-section 1.1.3). Il a également ralenti le jet d'ouest et augmenté le mélange entre l'air polaire à faible densité d'ozone et l'air des latitudes moyennes à forte densité d'ozone [Newman, 1986], ce qui a eu pour effet de favoriser la réduction du trou dans la couche d'ozone en Antarctique [Baldwin, 2003].

En 2019, le vortex polaire s'est brutalement affaibli et réchauffé à la fin du mois d'août. Le vortex s'est déplacé au pôle sud mais n'a pas subi de séparation comme en 2002. Le jet stratosphérique à 10hPa à 60°S s'est affaibli de 80m.s^{-1} et le vortex s'est réchauffée de 35 K à 30 hPa durant les 3 semaines qui ont suivi son affaiblissement [Shen et al., 2020]. Cependant les vents moyens à 10 hPa et 60°S ne se sont jamais complètement inversés ainsi les conditions d'un SSW majeur [Butler et al., 2015] n'ont jamais été réunies. Le SSW de 2019 est donc un SSW mineur très fort, qui a provoqué le réchauffement le plus important du vortex polaire stratosphérique et le deuxième plus fort ralen-

tissement du jet d'ouest depuis 1979. Le SSW de 2019 a donc établi un record de température élevée du vortex polaire et le jet d'ouest le plus faible dans la haute et moyenne stratosphère en septembre. La température du vortex a dépassé celle du SSW majeur de 2002 et du SSW mineur de 1988 [Lim et al., 2021]. Le trou dans la couche d'ozone qui était apparu plus tôt que d'habitude à la fin du mois d'août a atteint les 15 millions de km² le premier septembre mais a perdu la moitié de sa taille 2 semaines plus tard [Lim et al., 2020].

Plusieurs méthodes ont été proposées afin de déterminer les dates d'apparition et de rupture des vortex polaires. Elles sont basées sur une surface minimale calculée à partir de latitudes équivalentes (Manney et al. 1994c; Zhou et al. 2000) ou sur des seuils de vitesse de vent à la bordure du vortex [Nash et al., 1996]. Manney et al. [1994c] et Zhou et al. [2000] considèrent que le vortex se décompose et disparaît lorsque sa taille devient inférieure à 1% de la surface terrestre, ou lorsque la position de la bordure est supérieure à 78,5°EL dans l'hémisphère nord.

1.2.5 Vortex Antarctique vs vortex Arctique

Le vortex polaire d'hiver est observé dans les deux hémisphères, mais celui de l'hémisphère sud est nettement plus fort, plus stable et plus durable que son homologue de l'hémisphère nord [Schoeberl et al., 1992]. La figure 1.5 représente une climatologie des vortex polaires nord et sud au milieu de l'hiver sur la période 1979 – 2011, qui illustre l'apparence des vortex Arctique et Antarctique. Alors que le vortex Antarctique est presque symétrique au pôle sud, le vortex Arctique est déplacé du pôle nord. Le vortex polaire SH se forme plus rapidement, est plus puissant, couvre une plus grande surface, et persiste plus longtemps que le vortex NH. Contrairement à son homologue boréal, il présente une faible variabilité de sa force d'une année sur l'autre. La force du vortex de l'hémisphère sud est dû à la faible activité des ondes planétaires dans cet hémisphère. Cette faible activité ondulatoire est due à la morphologie des continents dans l'hémisphère sud qui remontent très peu vers les pôles comparés aux caractéristiques topographiques continentales à grande échelle de l'HN. De nombreuses études de comparaisons entre les deux hémisphères ont été réalisées [Langematz and Kunze 2006; Schoeberl et al. 1992].

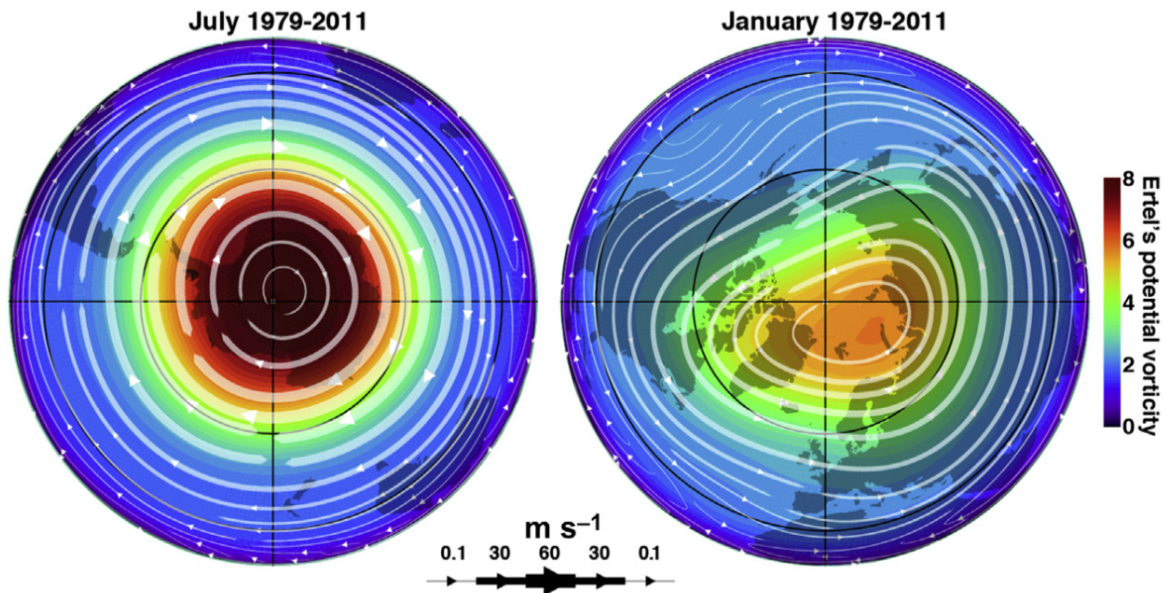


FIGURE 1.5 – Structure des vortex polaires sud (à gauche) et nord (à droite) en vorticité potentielle sur la surface isentrope 500 K. Les flèches blanches représentent les lignes de courant du flux de vent moyen mensuel, et leur épaisseur indique la vitesse du vent. Le vortex sud est presque symétrique autour du pôle, et atteint des valeurs de PV plus importantes. La vorticité potentielle est calculée en utilisant les vents et les températures d’une moyenne de 33 ans (1979 – 2011) des analyses stratosphériques MERRA à 500 K. [Source : Schoeberl and Newman 2015].

1.3 La circulation et les forçages stratosphériques

1.3.1 La circulation de Brewer-Dobson

Selon le glossaire de l’American Meteorological Society [<http://glossary.ametsoc.org>], la circulation de Brewer-Dobson fait référence à la circulation méridienne dans la stratosphère. Elle présente une structure à deux cellules (figure 1.6) dans la basse stratosphère, dans laquelle l’air monte vers les tropiques, puis se déplace vers les pôles et descend dans les latitudes moyennes (ligne verte) et hautes (ligne orange) des deux hémisphères. Une circulation unicellulaire existe à des altitudes plus élevées, l’air montant dans l’hémisphère d’été, traversant l’équateur et descendant dans l’hémisphère d’hiver (ligne rose). La circulation de Brewer-Dobson explique pourquoi les masses d’air tropicales sont caractérisées par des niveaux d’ozone total inférieurs à celui des hautes latitudes, bien que l’ozone soit produit dans la stratosphère tropicale (voir sous-section 1.1.3). Les modèles de circulation générale prévoient une augmentation de la circulation de Brewer-Dobson en réponse à l’augmentation de l’abondance des gaz à effet de serre. Mais cette augmentation fait encore l’objet de grandes incertitudes, bien qu’elle soit une caractéristique robuste de la simulation par les modèles climatiques. Une modification de la circulation de Brewer-Dobson pourrait jouer un rôle important dans le couplage

dynamique de la troposphère et de la stratosphère, avec des implications sur le climat de surface et sur les conditions météorologiques en hiver. Mais le plus important et le plus intéressant peut être observé dans le rétablissement de l’ozone stratosphérique, car l’augmentation de la circulation de Brewer-Dobson peut jouer un rôle dans la durée de vie des substances appauvrissant la couche d’ozone telles que les CFC [Butchart, 2014].

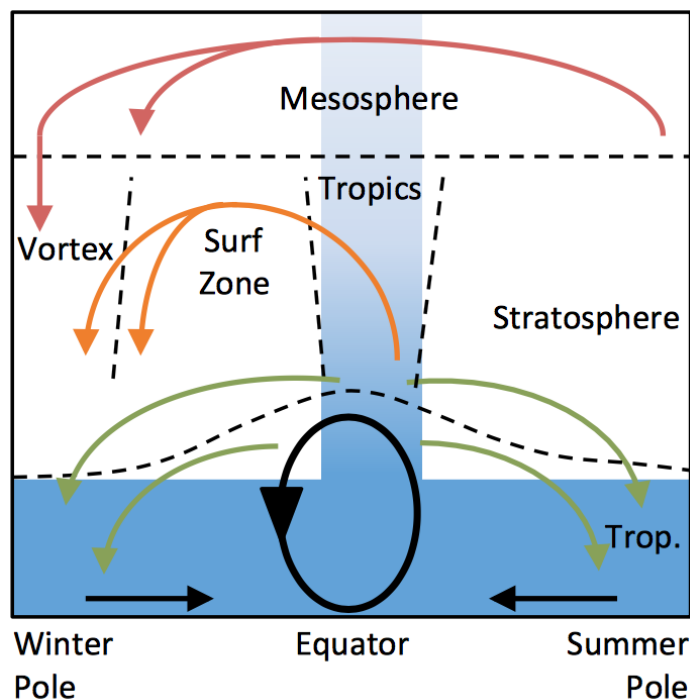


FIGURE 1.6 – La circulation de Brewer-Dobson dans la stratosphère. La figure est décrite dans le texte. [Source : NASA Ozone Watch, <http://seom.esa.int/atmospherictrainingcourse2014/files/Day5/BrewerDobsonCirculation.pdf>].

1.3.2 Le cycle solaire de 11 ans

En 1844, Samuel Heinrich Schwabe a découvert que le nombre de tâches solaires à la surface du soleil changeait avec une période moyenne d’environ 11 ans [Schwabe, 1844]. Ce phénomène est appelé le cycle solaire de 11 ans. Il est dû au basculement du champ magnétique du soleil tous les 11 ans, entraînant une activité à sa surface. Ce nombre varie constamment au cours de chaque cycle. Le début d’un cycle solaire est un minimum solaire, et le milieu du cycle est un maximum solaire, lorsque le soleil a le plus de tâches solaires. Lorsqu’elles disparaissent, le soleil revient au minimum solaire, puis un nouveau cycle commence.

Les mesures de l’activité solaire sont multiples, on peut observer le nombre de tâches solaires, les éruptions solaires ou encore le bruit radio, à une fréquence de 2800 MHz (λ 10,7 cm). Parmi ces

choix, le comptage du nombre de tâches solaires couvre la plus longue série de mesures, qui remonte au 17^{ème} siècle. L'indice de l'activité solaire est alors appelé "nombre de Wolf", du nom de l'astronome qui a proposé cette formule [Wolf, 1861]. Les observations des indices de Wolf sont centralisées au Sunspot Index Data Center à l'Observatoire Royal de Belgique.

Les émissions radio solaires à 10,7 cm proviennent de la chromosphère et de la couronne de l'atmosphère solaire et sont un excellent indicateur de l'activité solaire. Souvent appelé indice F10,7, il s'agit également d'un des plus longs enregistrements de l'activité solaire. Entre 1946 et 1990, les mesures ont été effectuées dans la région d'Ottawa au Canada. À la suite de la fermeture du dernier site d'observation de la région en 1990, le programme a été transféré à l'Observatoire fédéral de radioastrophysique, fondé en 1960 et situé au Sud-Ouest d'Okanagan Falls, au Canada. L'enregistrement du flux solaire F10.7 lié à ce cycle couvre six cycles solaire, dont ceux couvrant la période de notre étude, les quatre derniers. Il a été fréquemment utilisé comme indicateur de l'activité solaire [Gray 2003 ; Pazmiño et al. 2018 ; Solomon 1999]. Le flux solaire F10.7 est défini en unités de flux solaire ($1 \text{ s.f.u} = 10^{-22} \text{ W.m}^{-2}.\text{Hz}^{-1}$) et peut varier de moins de 50 s.f.u. à plus de 300 s.f.u. au cours d'un cycle. Le flux solaire F10.7 est bien corrélé avec le cycle des taches solaires de 11 ans [Mishra et al. 2005 ; Tiwari and Kumar 2018], ainsi une comparaison du nombre de Wolf (en rouge) et du flux solaire mesuré à 10,7 cm (en bleu) sur la figure 1.7 montre une parfaite correspondance.

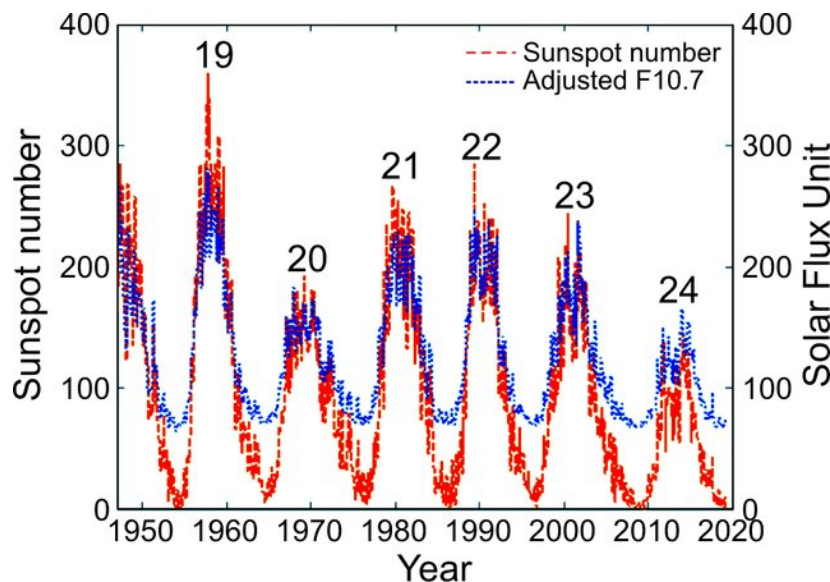


FIGURE 1.7 – Nombre de tâches solaires (courbe rouge et axe de gauche) et flux solaire à 10,7 cm (F10.7, courbe bleue et axe de droite) de 1950 à 2020. Les valeurs F10.7 sont exprimées en s.f.u (voir texte). [Source : Grytsai et al. 2020].

1.3.3 L'Oscillation Quasi-Biennale

Une des principales sources de variabilité interannuelle de la stratosphère est constituée par l'Oscillation Quasi-Biennale (QBO). La QBO caractérise une oscillation quasi-périodique du vent zonal équatorial entre les vents d'est et d'ouest sur une période moyenne de 28 mois. Cette oscillation est la manifestation d'une propagation descendante des vents d'ouest (représentés par des valeurs positives) et des vents d'est (représentés par des valeurs négatives) de la mésosphère vers la troposphère. La figure 1.8 représente la structure de la QBO de 1980 à septembre 2021 calculée à partir des moyennes mensuelles du vent zonal dérivées des données biquotidiennes de la radiosonde de Singapour. Cette progression vers le bas des vents se propage avec une vitesse moyenne de 1 km par mois avec des phases d'ouest prolongées qui descendent plus rapidement et plus régulièrement que les phases d'est. On peut voir que les phases ne sont pas régulières, en effet les phases d'ouest sont particulièrement variables comparées aux phases d'est. Hamilton [2002] explique en effet que sur la période 1950 – 2001, les phases d'ouest peuvent-être jusqu'à deux fois plus longues que les phases d'est [Baldwin and Dunkerton, 2001].

La QBO a montré un comportement sans précédent durant la période 2015 – 2016 [Newman et al., 2016]. Fin 2015, un déplacement vers le haut d'un vent d'ouest anormal s'est développé entre 20 et 30 hPa. Ces vents d'ouest semblent freiner la propagation vers le bas de la phase d'est qui est très légèrement apparente à 10 hPa en décembre 2015 et janvier 2016. Durant l'hiver 2019/2020 on peut voir un début de comportement similaire des vents d'ouest, avec une phase d'est très courte.

Cette oscillation a un effet sur les vortex polaires, mais aussi sur la composition atmosphérique de la stratosphère et de l'ozone, et par conséquent sur le trou dans la couche d'ozone Antarctique [Lait et al. 1989; Mancini et al. 1991]. Holton and Tan [1980] ont réalisé une étude composite du vent zonal dans l'hémisphère Nord à 50 hPa de 1962 à 1977 en fonction des différentes phases de la QBO. Ils ont montré que le vortex est moins perturbé durant la phase ouest de la QBO à 50hPa que durant la phase est. Labitzke and Van Loon [1988] quant à eux ont évalué la température et l'intensité du vortex polaire Arctique en fonction du cycle solaire et de la QBO. Ils ont constaté que le vortex est chaud et faible durant les phases de maximum solaire et de QBO est, et froid et intense durant les phases de minima solaire et de QBO ouest à 50 hPa. Ensuite, Baldwin and Dunkerton [1998] ont montré sur une période de 18 ans, que le vortex polaire Antarctique à 10 hPa est légèrement plus froid durant les phases de QBO ouest.

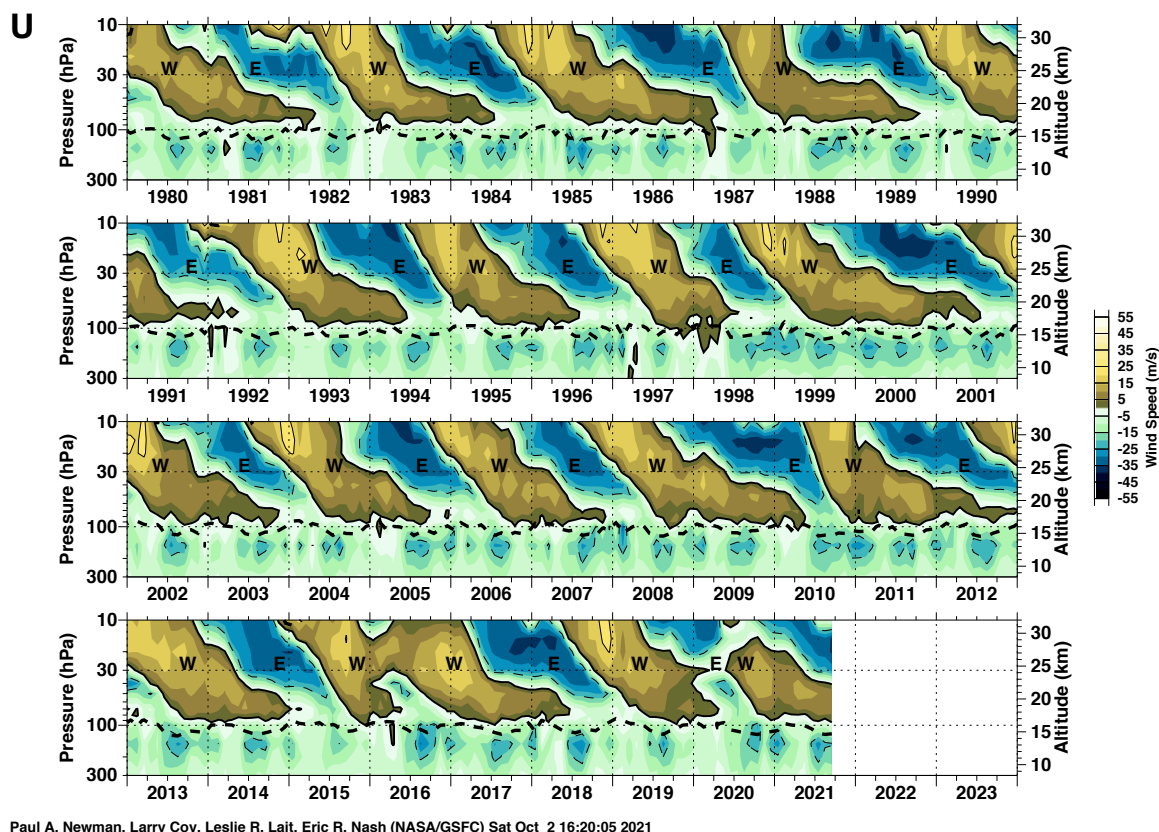


FIGURE 1.8 – Vent moyen mensuel zonal U (m.s^{-1}) dérivé des radiosondes de Singapour (1°N , 104°E) entre 10 et 300 hPa de 1980 à septembre 2021. Les différentes couleurs représentent un écart de 5m.s^{-1} les unes des autres. Les zones en bleu/vert représentent un vent négatif (d’est) et les zones en marron/jaune représentent un vent positif (d’ouest). Les contours sont placés tous les 20m.s^{-1} , avec des pointillés pour les vents d’est et des traits pleins pour les vents d’ouest, ainsi qu’un vent nul en noir plus épais. La ligne tiretée noire épaisse représente la tropopause. [Source : https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/qbo/qbo.html].

1.3.4 El Niño Southern Oscillation

En temps normal dans l’océan Pacifique, les eaux chaudes s’accumulent à l’ouest pour créer de fortes précipitations en Indonésie, et les eaux froides remontent à l’est par upwelling (remontées d’eau), grâce aux alizés qui vont d’est en ouest. L’eau chaude accumulée à l’ouest ajoute de la chaleur supplémentaire à l’air qui fait monter cet air plus rapidement : cet air monte à l’ouest et met en place une circulation atmosphérique à travers cette partie du monde avec de l’air chaud et humide qui monte au dessus de l’Indonésie et de l’air plus frais et plus sec descendant à l’est.

L’ENSO (El Niño-Southern Oscillation) est un phénomène atmosphérique et océanographique reliant le phénomène El Niño et l’Oscillation Australe de la pression atmosphérique [Harrison and Larkin,

1998]. Le terme El Niño désigne un réchauffement anormal et saisonnier de l'océan Pacifique oriental, susceptible de se produire en moyenne tous les 2 à 7 ans. Le réchauffement océanique le long de la côte s'étend jusqu'au Pacifique. L'oscillation australe est la différence de pression au niveau de l'équateur, créant ainsi une circulation des masses d'air vers l'ouest. Pendant un événement El Niño, la puissance de ces alizés faiblit, il y a moins de poussée d'eaux chaudes de surface du côté ouest de l'océan, ainsi les eaux chaudes s'accumulent dans les latitudes tropicales du centre et de l'est de l'océan Pacifique, avec des températures plus chaudes que la moyenne. Par conséquent, les pluies tropicales qui tombent habituellement sur l'Indonésie se déplacent vers l'est et les remontées d'eaux froides sont bloquées au large du Pérou : l'équilibre climatique de la région est perturbé. En affectant l'upwelling tropical, ENSO entraîne à son tour des fluctuations de la température et de l'ozone dans la basse stratosphère tropicale [Bodeker et al. 1998 ; Randel et al. 2009, WMO 2018]. Son effet sur la température et la circulation de la stratosphère est indirect aux moyennes latitudes et dans la haute et moyenne stratosphère [Van Loon and Labitzke, 1987].

Lorsque l'évènement El Niño ne retourne pas à des conditions neutres, il s'inverse en La Niña. C'est l'inverse de l'oscillation El Niño qui voit un renforcement des alizés. Cela pousse l'eau chaude vers la partie extrême ouest du pacifique tropical, ce qui augmente encore plus la remontée d'eau froide dans la partie est. De fortes précipitations se produisent alors sur l'Indonésie et la Malaisie.

Il existe plusieurs indices ou mesures différentes pour suivre l'état de l'ENSO (El Niño-Southern Oscillation) dans l'océan Pacifique. Certains de ces indices s'intéressent uniquement à l'atmosphère (l'indice d'oscillation australe), d'autres uniquement à l'océan (par exemple l'indice Niño3.4). Il permet de déterminer si les configurations océaniques et atmosphériques reflètent des conditions El Niño, La Niña (les phases extrêmes du cycle) ou la phase neutre (entre +/- 0,5 °C). L'indice ENSO [Harrison and Larkin, 1998] multivarié (en Anglais Multivariate ENSO Index - MEI), est celui que nous utilisons ici (voir tableau 2.7).

L'indice bimensuel MEI.v2 (Multivariate ENSO Index version 2), est la série temporelle de la fonction orthogonale empirique (FOE) qui combine à la fois des variables, la pression au niveau de la mer (Sea Level Pressure, SLP), la température de surface de la mer (Sea Surface Temperature, SST), les composantes zonale et méridionale du vent de surface, et le rayonnement émis par les grandes ondes (Outgoing Long Wave Radiation, OLR). Cela facilite en un seul indice l'évaluation d'ENSO. Les FOE sont calculées sur 12 saisons bimensuelles qui se chevauchent [Wolter and Timlin, 1993] afin de prendre en compte la saisonnalité d'ENSO et de réduire les effets de la variabilité intrasaisonnière. La figure 1.9 représente ces variations. En rouge, la phase positive d'ENSO représente les événements El Niño, et en bleu la phase négative d'ENSO représente les événements La Niña.

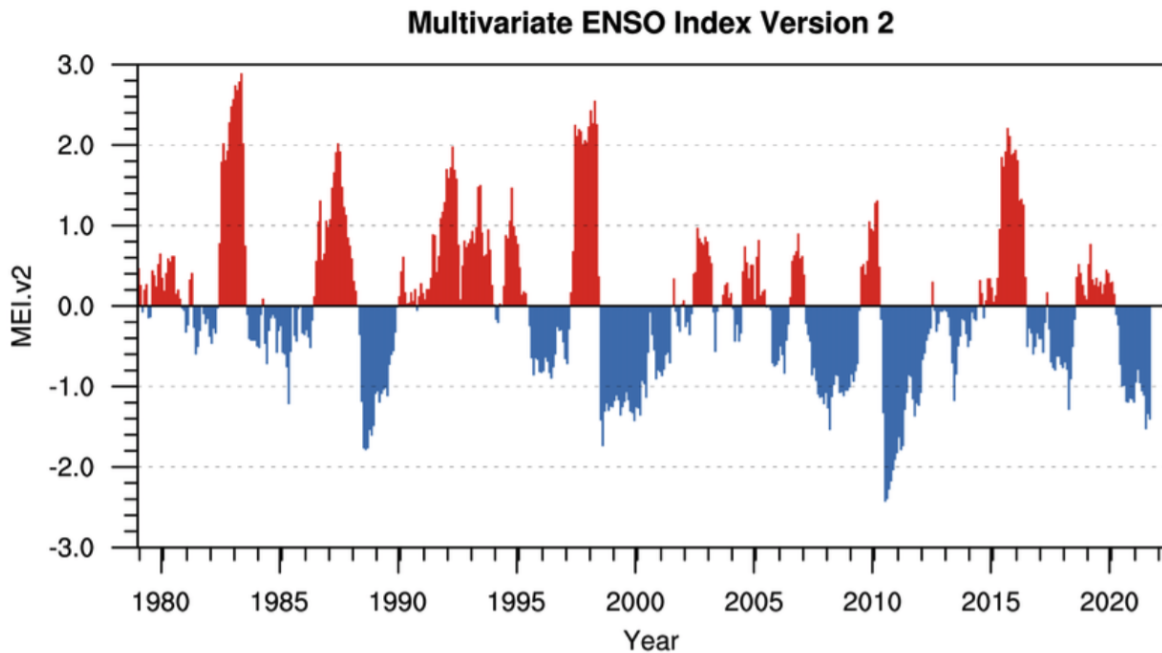


FIGURE 1.9 – Figure du MEI.v2 avec les indices négatifs en bleu et positifs en rouge. La phase El Niño (en rouge) à partir de 0.5 MEI.v2 et la Niña (en bleu) à partir de -0.5 MEI.v2. [Source : NOAA, <https://www.psl.noaa.gov/enso/mei/>].

1.3.5 L'Oscillation Arctique

L'Oscillation Arctique est une variation de la pression atmosphérique entre 20°N et le pôle nord. La phase positive de l'AO (en rouge sur la figure 1.11 et à droite sur la figure 1.10) se caractérise par une pression atmosphérique inférieure à la moyenne dans l'Arctique, associée à une pression supérieure à la moyenne dans le nord des océans Pacifique et Atlantique. À l'inverse, dans la phase négative de l'AO (en bleu sur la figure 1.11 et à gauche sur la figure 1.10), la pression atmosphérique est supérieure à la moyenne dans la région Arctique et inférieure à la moyenne dans le nord des océans Pacifique et Atlantique. Il se passe plusieurs jours à plusieurs mois pour que les situations s'inversent. On peut voir sur la figure 1.11 une prédominance des phases positives depuis les années 1990.

Wang and Chen [2010] ont montré que le vortex polaire à 50hPa s'affaiblissait durant un fort événement négatif de l'AO dans la stratosphère, et récemment d'après Lawrence et al. [2020], l'intensité du vortex polaire de 2020 a été accompagné d'une phase positive de l'AO sans précédant entre janvier et mars.

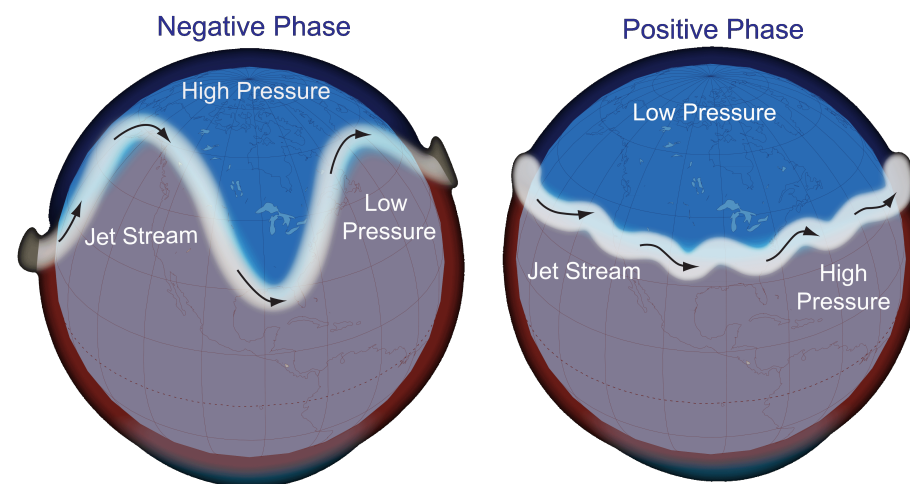


FIGURE 1.10 – Carte de l'Oscillation Arctique d'un extrême à l'autre. Quand l'AO est négative (à gauche), la stratosphère polaire est moins froide et il fait plus froid sur l'Europe. Quand l'AO est positive (à droite), la stratosphère est plus froide que d'habitude au-dessus du pôle Nord, les pressions au sol sont faibles et le vortex polaire s'intensifie. En Europe, il fait plus chaud et humide.

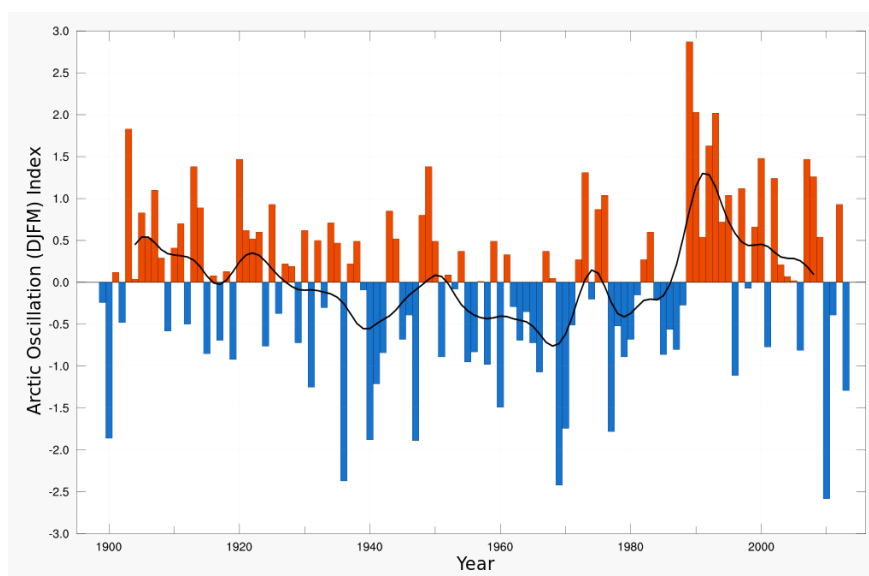


FIGURE 1.11 – Valeurs saisonnières (décembre à mars) de l'indice d'Oscillation Arctique, de 1900 à 2013. Source : NOAA

Données et méthodologie

Contents

2.1	Les paramètres	28
2.1.1	La température potentielle	28
2.1.2	La vorticité potentielle	29
2.1.3	La latitude équivalente	32
2.2	Les données météorologiques ECMWF	34
2.2.1	ERA-Interim	34
2.2.2	ERA5	35
2.3	Le modèle MIMOSA	37
2.3.1	Description du modèle	37
2.3.2	L'initialisation	37
2.3.3	L'advection	37
2.3.4	Méthode des traceurs	38
2.4	Forçages de la variabilité stratosphérique	40
2.4.1	Le flux solaire	40
2.4.1.1	Hémisphère sud	40
2.4.1.2	Hémisphère nord	42
2.4.2	L'Oscillation Quasi-Biennale	43
2.4.2.1	Hémisphère sud	43
2.4.2.2	Hémisphère nord	44
2.4.3	El Niño Southern Oscillation	44
2.4.4	L'Oscillation Arctique	45
2.5	Caractérisation de la bordure du vortex	46
2.5.1	Détermination journalière de la bordure du vortex	46
2.5.2	Représentation de la bordure	49
2.6	Détermination des dates de formation et de rupture du vortex polaire	51
2.6.1	Méthodes	51
2.6.1.1	Méthode de Zhou	52
2.6.1.2	Méthode de Nash	53
2.6.2	Durée de vie du vortex	55
2.7	Conclusions	56

L'objectif de cette étude est de comprendre le comportement de la bordure du vortex polaire stratosphérique par son intensité et sa position. Dans ce chapitre nous allons expliquer comment définir cette bordure à partir des différents outils diagnostiques bien connus de la littérature. Ces différents outils proviennent notamment de réanalyses ERA-Interim et du modèle numérique MIMOSA sur les 40 dernières années, de 1979 à 2020 pour l'hémisphère sud et de 1980 à 2021 pour l'hémisphère nord, sur 3 niveaux isentropes (675 K, 550 K et 475 K).

2.1 Les paramètres

2.1.1 La température potentielle

Au cours d'une transformation adiabatique, le système considéré n'échange pas de chaleur avec l'extérieur, la température est alors conservée sur une surface isentrope. Pour étudier les caractéristiques de ces transports adiabatiques le long des surfaces isentropes, la température potentielle est couramment utilisée comme échelle verticale. Une surface isentrope est une surface de température potentielle constante notée θ . La température potentielle est la température (T) prise par une particule d'air à la pression P ramenée au niveau de pression 1000 hPa (P_0). θ augmente de la troposphère vers la stratosphère, son gradient est donc toujours positif et opposé au gradient thermique vertical réel de l'air ambiant. Elle se définit en degrés Kelvin par la relation :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R_a}{c_{pa}}} = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{2}{7}} \quad (2.1)$$

avec :

- T la température absolue de la particule
- P et P_0 la pression en hPa
- R_a la constante des gaz parfaits
- c_{pa} la chaleur massique à pression constante

Pour illustrer cela, la figure 2.1 représente la localisation des surfaces isentropes en fonction de l'altitude. Une différence entre les positions verticales des surfaces isentropes des pôles nord et sud est visible et dépend du mois, également avec les moyennes latitudes, notamment aux niveaux les plus bas.

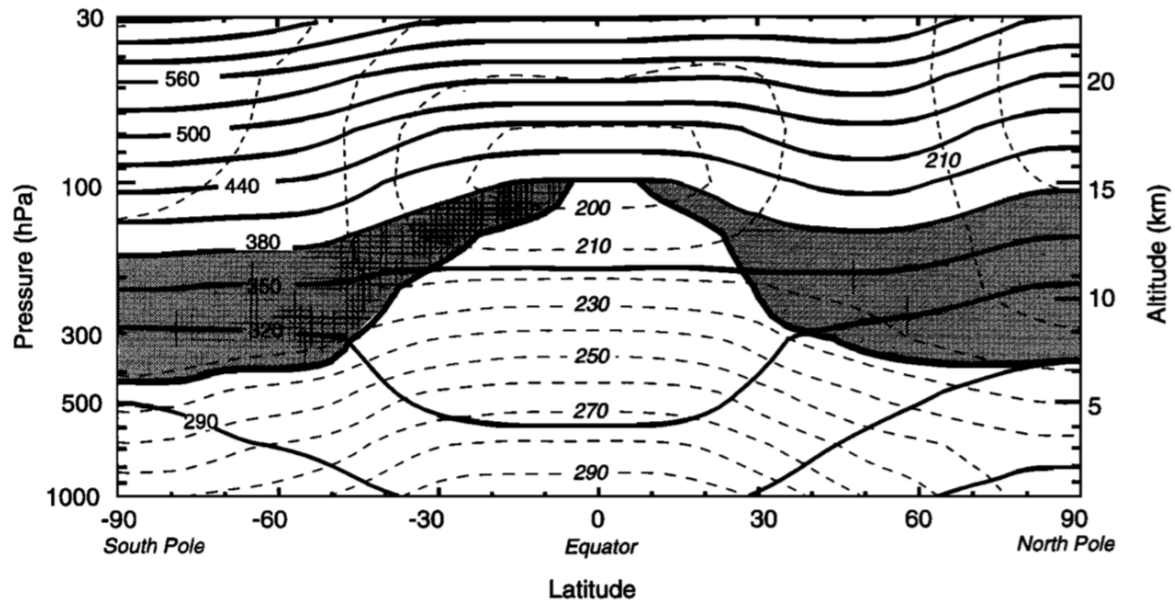


FIGURE 2.1 – Coupe transversale en latitude-altitude représentant la température potentielle en contours pleins et la température en contours pointillés moyennées longitudinalement, au mois de janvier 1993 d'après Holton et al. [1995].

2.1.2 La vorticité potentielle

La vorticité potentielle d'Ertel (PVe) est définie par Andrews et al. [1987] :

$$PVe = \frac{1}{p} (2\vec{\Omega} + \vec{\nabla} \times \vec{V}) \times \vec{\nabla} \theta \quad (2.2)$$

avec :

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

La vorticité potentielle (PV) se conserve dans des conditions adiabatiques et sans frottements, dans un milieu homogène et en l'absence de compression. Elle permet de définir une invariante dynamique basée sur la vorticité.

La vorticité potentielle est la circulation absolue d'une parcelle d'air qui est enfermée entre deux surfaces isentropes. Si cette PV est représentée sur une surface de température potentielle constante, on l'écrit alors PVi : vorticité potentielle isentrope :

$$PVi = -g \times \frac{d\theta}{dp} (f + \zeta\theta) \quad (2.3)$$

La PVi est le produit de la constante de pensanteur et de deux termes de stabilité :

- La stabilité verticale représentée par le gradient de température potentielle en coordonnées pression

$$\frac{d\theta}{dp} \quad (2.4)$$

- La vorticité absolue $\zeta + f$, composée de f la vorticité planétaire (paramètre de coriolis) et ζ la composante verticale de la vorticité, la vorticité relative, ici représentée sur une surface isentrope.

$$f = 2\Omega \sin\theta \quad (2.5)$$

$$\zeta = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy} \quad (2.6)$$

Lors d'un mouvement adiabatique, cette parcelle d'air gardera la même valeur de PV et celle-ci sera conservée sur plusieurs jours à travers l'atmosphère [Starr and Neiburger, 1940]. Une température potentielle et une PV caractérisent donc une masse d'air donnée dans la stratosphère et elle constitue alors un traceur dynamique qui s'avère efficace dans l'étude des transports des masses d'air stratosphérique sur une surface isentrope [Nash et al., 1996].

Les processus diabatiques susceptibles de modifier la vorticité potentielle ou la température potentielle s'opèrent sur des échelles de temps de l'ordre de plusieurs semaines à plusieurs mois dans la stratosphère [Holton et al., 1995]. L'utilisation des coordonnées isentropes fournit l'avantage de séparer les transports adiabatiques le long des surfaces isentropes des mouvements diabatiques qui traversent ces surfaces.

À partir de cartes de la vorticité potentielle, nous pouvons observer les processus dynamiques de la stratosphère [Hoskins et al. 1985 ; McIntyre and Palmer 1983 ; McIntyre and Palmer 1984]. Ainsi une première application est le traçage de cartes de PV sur les deux hémisphères afin de représenter le vortex polaire sur une surface isentrope. Nous allons l'utiliser pour déterminer la position de la bordure du vortex polaire depuis sa formation jusqu'à sa rupture.

L'apparition du vortex polaire crée une séparation matérielle dans la stratosphère, ainsi la vorticité potentielle caractérise trois régions distinctes sur l'hémisphère, introduites dans la sous-section 1.2.1. La figure 2.2 représente une carte journalière de la PV au niveau isentrope 475 K où l'on peut distinguer :

- La première région qui est située près du pôle. Elle est caractérisée par des valeurs absolues élevées de vorticité potentielle en rouge et orange. Il s'agit de l'intérieur du vortex, souvent appelé le "vortex principal" dans la littérature [McIntyre and Palmer, 1983].
- Cette première région est entourée de valeurs de vorticité plus faibles, créant un fort gradient méridien : c'est la bordure du vortex, représentée en jaune et en vert. C'est la barrière dynamique qui empêche le mélange entre l'intérieur du vortex et la troisième zone [Bowman 1993 ; Pierce and Fairlie 1993 et Manney et al. 1994].
- La dernière zone est une zone de mélange dans une région représentée par de faibles valeurs de PV, et avec un gradient méridien plus faible : la partie bleue représente la "surfzone" [McIntyre and Palmer, 1983].

PV à 475 K (HS), date : 15/10/2007, 12UT, MIMOSA ERAint 3°x3°

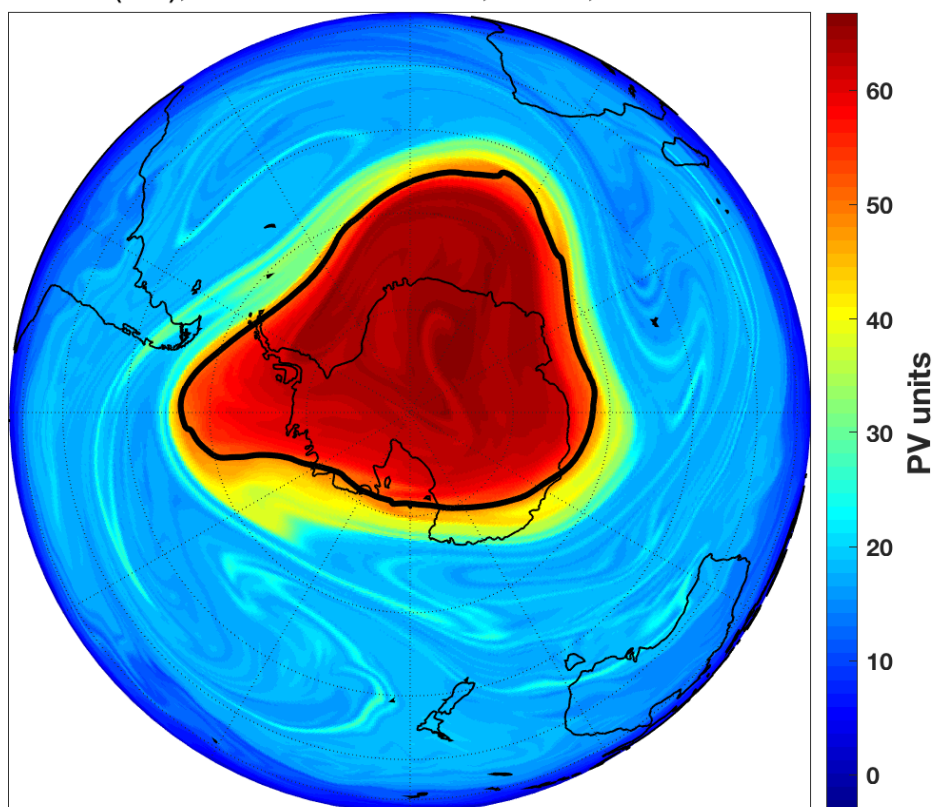


FIGURE 2.2 – Carte de la vorticité potentielle en pvu ($\text{PV unit} = 10^{-6} \text{ K.m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), au niveau isentropique 475 K, le 15 octobre 2007 à 12UT dans l'hémisphère sud. Elle est obtenue à partir des sorties de simulation du modèle numérique MIMOSA à $3^\circ \times 3^\circ$ de résolution spatiale. La PV inversée ($-\text{PV}$) est représentée pour faciliter la représentation du vortex lorsque nous le représentons dans l'hémisphère sud, et elle le sera dans tout le reste du manuscrit pour cet hémisphère. L'intérieur du contour noir épais (50 pvu) représente l'intérieur du vortex (le vortex principal).

Dans la troposphère, les valeurs de PV sont généralement faibles. Cependant, la vorticité potentielle augmente rapidement de la troposphère à la stratosphère en raison du changement significatif de la stabilité verticale. C'est ce que nous allons observer aux différents niveaux 475 K, 550 K et 675 K, sélectionnés dans le cadre de ce travail de thèse.

2.1.3 La latitude équivalente

La latitude équivalente est aujourd'hui largement utilisée pour l'étude du vortex polaire et des moyennes latitudes en hiver. Celui-ci n'étant pas toujours centrée sur le pôle géographique, ce nouveau repère a de nombreux avantages, en effet il est par définition centré sur le vortex.

Butchart and Remsberg [1986] définissent la latitude équivalente comme la latitude à laquelle se trouverait un contour Q à symétrie zonale s'il entourait la zone $AQ > Q$. La latitude équivalente d'un contour de PV est donc définie comme la latitude d'un cercle centré sur le pôle entourant la même zone que ce contour de PV. Afin de calculer la latitude équivalente, Nash et al. [1996] proposent de projeter les valeurs de vorticité potentielle sur une carte telle que celle représentée sur la figure 2.3 tirée de Hegglin et al. [2006]. Les latitudes équivalentes sont alors définies par les latitudes mesurées à partir du centre du vortex polaire. Godin et al. [2001] utilisent la PV en fonction de la latitude équivalente pour étudier entre autres la bordure du vortex Antarctique entre 400 et 650 K, le taux de destruction de l'ozone entre 1993 et 1998 à plusieurs niveaux isentropes et la subsidence de l'air via des mesures du lidar aérosol obtenues un an après l'éruption du mont Pinatubo en 1991. Good and Pyle [2004] l'utilisent pour l'assimilation des observations de traceurs stratosphériques afin de détecter le transport des particules du nuage d'aérosols du Mont Pinatubo à travers la bordure du vortex Arctique de 1991 à 1992 entre 475 K et 520 K.

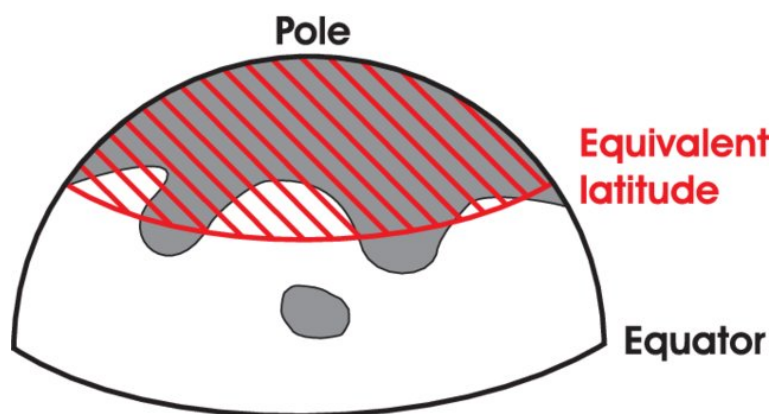


FIGURE 2.3 – Figure de Hegglin et al. [2006] représentant une zone délimitée par un contour de PV sur une surface isentrope donnée (en gris), puis transformée en un cercle (rouge) centré sur le pôle de cette même surface. Les coordonnées de ce cercle sont en latitude équivalente.

La température potentielle et la vorticité potentielle étant des variables conservées en condition adiabatique et non dissipative [Nash et al., 1996], elles peuvent être considérées comme des variables lagrangiennes. La PV variant d'un niveau isentrope à un autre [Lait, 1994], il est alors utile de définir une variable alternative à la PV, la latitude équivalente. Elle va constituer dans notre étude une PV normalisée. Elle se calcule à partir de l'aire englobée par chaque isoligne de PV, exprimée comme une fraction de la surface hémisphérique totale.

Les isolignes de latitude équivalente peuvent être vues comme étant symétriquement arrangées autour du pôle et augmentant de manière monotone de l'équateur vers le pôle. On perd la dimension longitudinale et les champs deviennent axisymétriques par rapport aux pôles dans le nouveau repère latitude équivalente/température potentielle. L'utilisation de ce repère a quatre avantages essentiels :

- Le repère dynamique est centré sur le vortex : le pôle dynamique coïncide avec le centre du vortex.
- On passe d'un repère tridimensionnel à un repère bidimensionnel.
- On s'affranchit de la dynamique : le repère latitude équivalente/température potentielle bouge avec la dynamique d'un traceur conservatif.
- Le profil de vorticité potentielle est lissé en fonction de la latitude équivalente. Le lissage est effectué au moment d'intégrer spatialement la PV lors du calcul de la latitude équivalente qui résulte de la somme des PV comprises entre deux degrés de latitude équivalente.

Ces champs de latitude équivalente calculés à partir de la vorticité potentielle sont par exemple représentés sur la figure 2.4 pour le 15 Octobre 2007 au niveau 475 K. On observe bien les formes du vortex, comme sur la carte de vorticité potentielle le même jour dans la figure 2.2.

LE à 475 K (SH), date : 15/10/2007, 12UT, MIMOSA ERAint 3°x3°

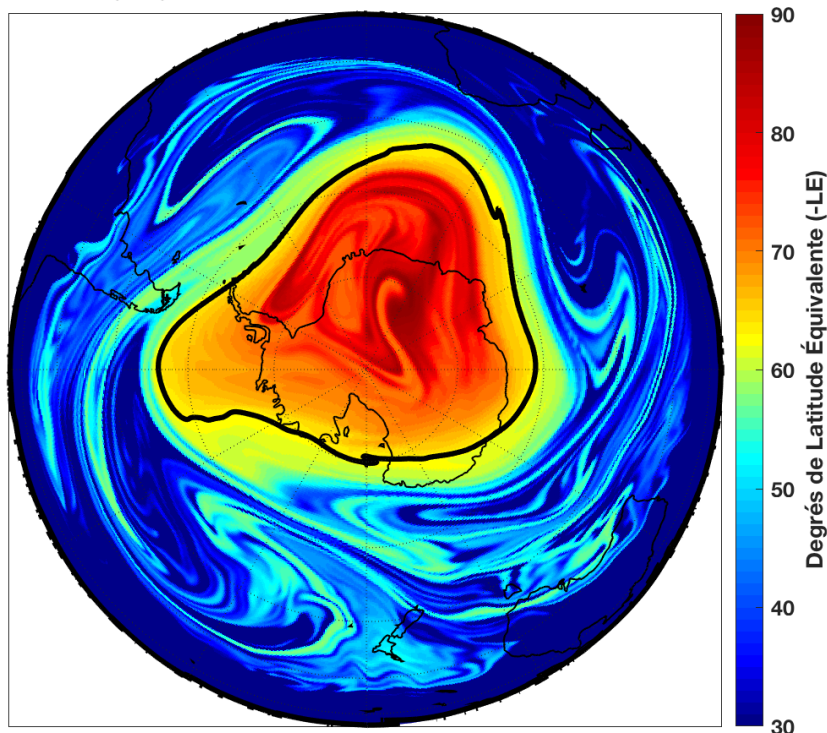


FIGURE 2.4 – Carte de latitude équivalente en °LE, au niveau isentrope 475 K le 15 octobre 2007 à 12UT dans l’hémisphère sud. Elle est obtenue à partir des sorties de simulation du modèle numérique MIMOSA à 3° x 3° de résolution spatiale. Comme pour la PV, la LE inversée (-LE) est représentée pour faciliter la représentation du vortex lorsque nous le représentons dans l’hémisphère sud, et elle le sera dans tout le reste du manuscrit pour cet hémisphère. Le champ de LE décrit fidèlement le champ de la PV. La valeur maximale de la LE (-/+90° selon l’hémisphère) représente ainsi la région du maximum de PV. L’intérieur du contour noir épais (50 PVU, environ 63,5°LE) représente l’intérieur du vortex (le vortex principal).

2.2 Les données météorologiques ECMWF

2.2.1 ERA-Interim

Les données météorologiques ERA-Interim¹ [Dee et al., 2011] sont obtenues à partir des réanalyses du Centre Européen ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecast) avec une résolution spatiale de 1,125° de latitude x 1,125° de longitude. Ces données d’observation sont complétées par des observations satellites. Ces réanalyses se terminant de janvier 1979 à août 2019, nous avons utilisé les données opérationnelles ECMWF de septembre 2019 à décembre 2020. Ces données constituent les données d’entrées du modèle MIMOSA.

1. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>

2.2.2 ERA5

ERA5 est la cinquième génération de réanalyses atmosphériques du climat mondial ECMWF, fournissant des données horaires sur de nombreux paramètres atmosphériques, de surface terrestre et océaniques. Avec une résolution spatiale de $0,25^\circ$ de latitude x $0,25^\circ$ de longitude dans l'atmosphère et des paramètres atmosphériques sur 37 niveaux de pression, ERA5 couvre la période de janvier 1950 à aujourd'hui.

Les champs météorologiques ERA5 sont donc nettement plus résolus spatialement et pourraient par ailleurs « éviter » l'utilisation du modèle numérique MIMOSA et ainsi proposer un gain de temps considérable. Cependant, c'est l'utilisation des champs météorologiques ERA-interim qui a été privilégiée. Parmi les raisons de ce choix :

1. Notre étude a commencé au premier semestre 2018, lorsque les champs ERA5 n'étaient pas encore disponibles et, d'autre part, la pertinence et différence de cette nouvelle ré-analyse n'a pas encore été prouvée dans la littérature. Il a semblé plus raisonnable de continuer sur ERA-Interim.
2. La continuité des structures liées au vortex, comme les filaments : les figures 2.5 et 2.6 représentent toutes deux la PV à 475 K le 5 décembre 1997 à 00UT. La figure 2.5 est réalisée à l'aide des champs météorologiques de PV ERA5, utilisés comme entrées du modèle numérique MIMOSA. On observe distinctement de $60^\circ\text{N}/60^\circ\text{E}$ à $40^\circ\text{N}/10^\circ\text{O}$, un filament qui traverse l'Europe. La figure 2.6 est réalisée directement avec les champs ERA5, où le filament est beaucoup moins bien résolu.

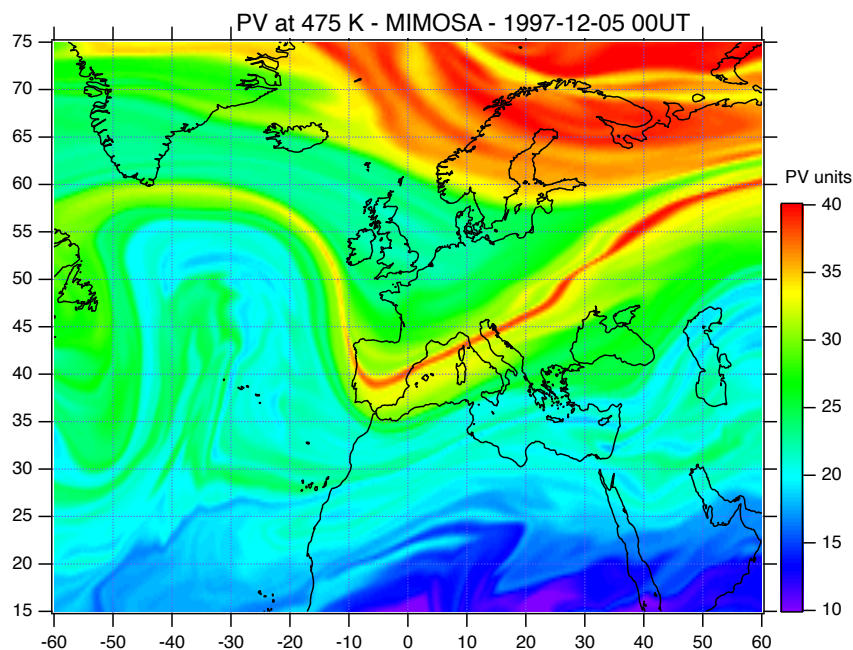


FIGURE 2.5 – Carte de la PV au niveau 475 K réalisée avec les champs météorologiques ERA5 utilisés comme entrées dans le modèle MIMOSA durant l’hiver boréal, le 5 décembre 1997. Source : Hauchecorne. A.

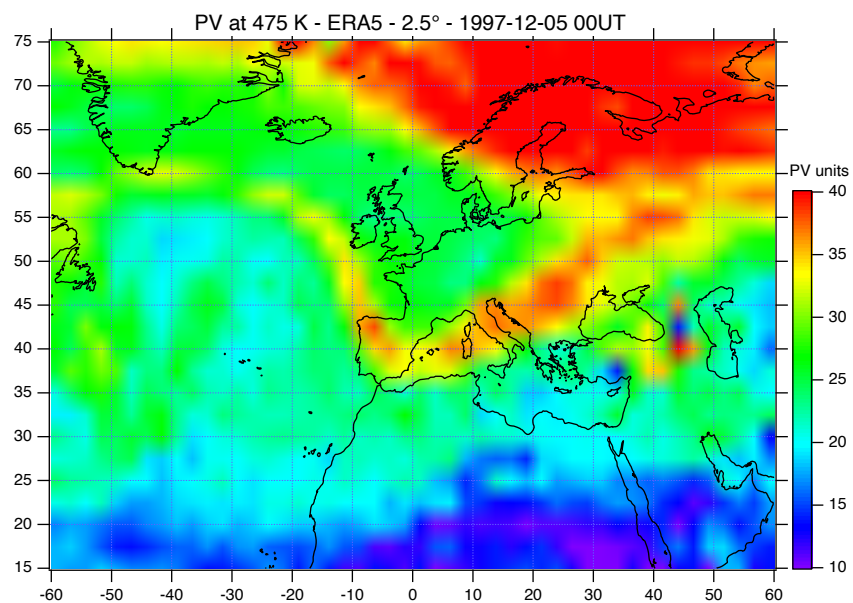


FIGURE 2.6 – Carte de la PV au niveau 475 K réalisée avec les champs météorologiques ERA5 durant l’hiver boréal, le 5 décembre 1997. Source : Hauchecorne. A.

Cependant, l’utilisation de ces champs afin d’étendre notre étude en ajoutant la période 1950-1978 fait partie de nos perspectives d’après thèse.

2.3 Le modèle MIMOSA

Le modèle MIMOSA est un Modèle Isentrope de transport Mésoéchelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection développé par Hauchecorne et al. [2002]. Il a été développé par le Service d'Aéronomie (le LATMOS depuis 2009) dans le cadre du projet de l'Union Européenne "Meridional Transport of Ozone in the Lower Stratosphere" (METRO). Le modèle a été utilisé pour analyser, entre autres, la perméabilité du vortex polaire Antarctique aux aérosols volcaniques provenant des éruptions du Cerro Hudson et du Mont Pinatubo en 1991 [Godin et al., 2001], pour prédire l'extension dans la basse stratosphère des moyennes latitudes des masses d'air polaires et subtropicales [Heese et al., 2001], ou pour évaluer l'évolution moyenne de l'ozone total au sein du vortex Antarctique avec les champs de PV simulés par le modèle, utilisés pour déterminer la position du vortex par Pazmiño et al. [2018]. Les champs de PV advectés produits par MIMOSA ont également permis de suivre l'évolution des structures filamentaires [Heese et al. 2001, Godin et al. 2002, Portafaix et al. 2003] mentionnées dans la sous-section 2.2.2.

2.3.1 Description du modèle

MIMOSA est un modèle d'advection à haute résolution de la PV qui permet de suivre l'évolution d'un transport d'une masse d'air en calculant sa vorticité potentielle. Dans le cadre de cette thèse, il a été utilisé pour calculer les champs de vorticité potentielle et de latitude équivalente sur différentes surfaces isentropes avec une résolution de $0,3^\circ$ en latitude et en longitude, en utilisant une projection polaire centrée sur les pôles Nord et Sud, et couvrant chaque hémisphère jusqu'à l'équateur. Notre étude comprend les champs de PV calculés à 675 K, 550 K et 475 K.

2.3.2 L'initialisation

Les champs de PV, initialement calculés à partir des champs météorologiques (u , v , T , P) ECMWF sont échantillonnés toutes les 6 heures sur une grille de résolution horizontale de 1.125° en latitude et en longitude pour les deux hémisphères, et sont interpolés sur une surface isentrope choisie. La PV ainsi obtenue, est par la suite interpolée horizontalement par les champs météorologiques de vent u et v sur une grille orthogonale de résolution plus fine (3 points par degré) centrée au pôle. Dans cette nouvelle grille, les latitudes sont comprises entre 90°N et 10°S pour l'hémisphère nord et entre 90°S et 10°N pour l'hémisphère sud. Cette étape constitue l'initialisation du modèle. Toutes les 12UT, MIMOSA est réinitialisé à l'aide de ces mêmes champs météorologiques.

2.3.3 L'advection

La méthode d'advection est appliquée sur cette grille orthographique qui est centrée sur les pôles. Dans l'hémisphère sud, elle va de 90°S à l'équateur avec une résolution de 3 points par degré soit $37\text{ km} \times 37\text{ km}$. Dans l'hémisphère nord, et compte tenu du temps qui est nécessaire à faire tourner

le modèle, nous avons utilisé les champs de Andrea Pazmiño qui vont de 30°N à 90°N et avec une résolution inférieure, de 1 point par degré soit une grille de 111 km x 111 km.

Après un certain temps, la grille MIMOSA est déformée par les gradients horizontaux des champs de vent ECMWF. Une ré-interpolation des champs de vorticité potentielle sur la grille d'origine toutes les 6 heures est alors nécessaire afin de garder la distance entre deux points adjacents constante et de ne pas modifier la couverture géographique. En effet, si l'on considère un carré formé par 4 points de grille adjacents, ce carré est étiré et déformé de manière irréversible par les gradients horizontaux du champ de vent.

Enfin, pour prendre en compte les transferts diabatiques qui s'opèrent sur une surface isentrope, on impose une relaxation de la PV advectée (APV) calculée par MIMOSA vers celle donnée en entrée du modèle, et ce tous les 10 jours, pour des périodes de simulations supérieures à deux semaines. D'après Hauchecorne et al. [2002], une relaxation de la APV est uniquement appliquée pour des échelles supérieures à 300 km afin de préserver la structure des filaments. Le terme de relaxation est calculé à partir de la différence entre les champs du modèle MIMOSA et du modèle météorologique lissé sur 300 km.

2.3.4 Méthode des traceurs

Dans une version récente de MIMOSA, des traceurs stables permettant de caractériser la bordure du vortex et le mélange à travers cette bordure ont été intégrés au modèle, permettant ainsi de mieux déterminer la transition entre l'intérieur et l'extérieur du vortex. En effet ces traceurs nous permettent de suivre les masses d'air et leur dynamique à travers le temps. 10 jours sont nécessaires pour appliquer la relaxation, nous initialisons alors les traceurs 10 jours après le début de la période de simulation. Dans l'hémisphère sud, ces traceurs sont initialisés le 1er mai : aux niveaux isentropes 550 K et 675 K, le vortex est déjà bien formé. Avant cela, le vortex n'est pas suffisamment développé, et il y a un risque de dispersion trop rapide des traceurs, ce qui induirait une perte de trace des masses d'air concernées.

- Le traceur T1 à l'intérieur du vortex est initialisé à 1 à l'intérieur et 0 à l'extérieur.
- Le traceur T2 entre l'intérieur et la bordure est initialisé à 1 dans cette région et 0 en dehors de cette région.
- Le traceur T3 entre la bordure et l'extérieur est initialisé à 1 dans cette région et 0 en dehors de cette région.
- Le traceur T4 est égal à $T4 - (T1 + T2 + T3)$ à l'extérieur du vortex et 0 à l'intérieur du vortex, comprenant la "bordure intérieure" et la "bordure extérieure".

Pour pouvoir insérer les traceurs dans le modèle MIMOSA, nous avons au préalable fait tourner le modèle du 21 avril au 1er mai. Le 1er mai on prélève alors les valeurs de PV_{int} , PV_{bord} , et PV_{ext} , qui sont les valeurs de PV obtenues par MIMOSA à l'intérieur de la bordure du vortex, sur la bordure, et à l'extérieur, calculées en fonction de la latitude équivalente. Ces valeurs de PV correspondent aux valeurs seuils avec lesquelles les traceurs sont initialisés, et à chacune des latitudes équivalentes, nous introduisons les valeurs de PV correspondantes dans les simulations MIMOSA. La figure 2.7 montre une visualisation du vortex le 1er mai 1985, au niveau isentrope 550 K avec le traceur intérieur (panneau de gauche) et le traceur extérieur (panneau de droite).

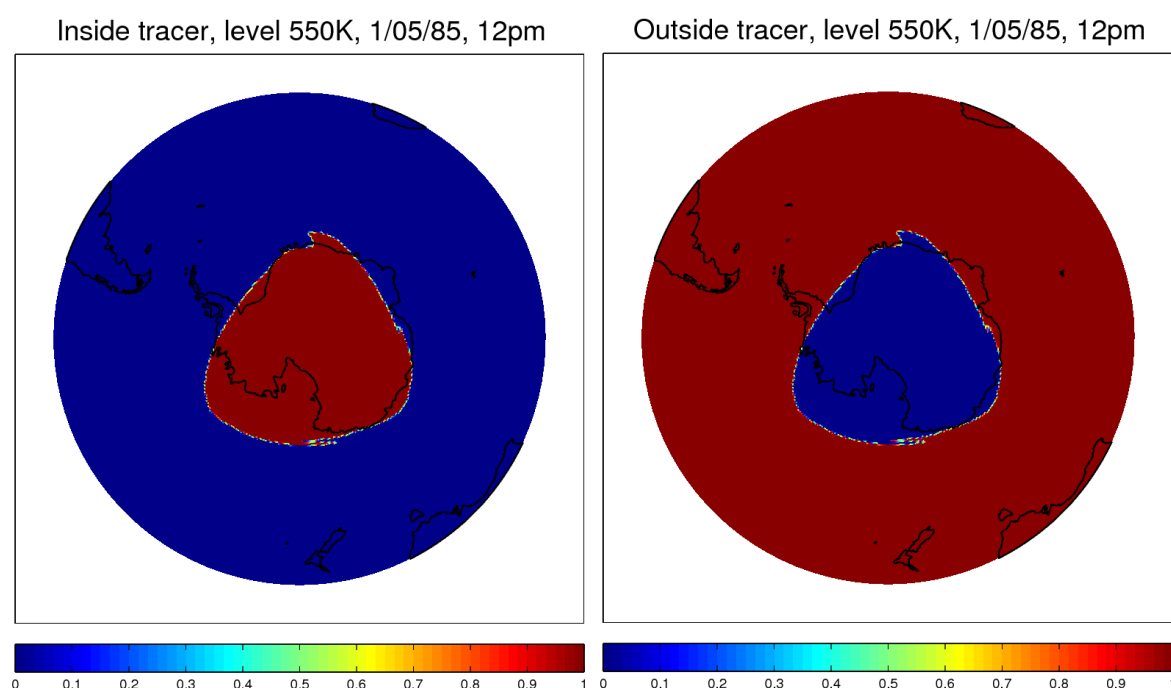


FIGURE 2.7 – Traceurs à l'initialisation, au 1er mai 1985 au niveau 550 K. À gauche on observe le traceur intérieur et à droite le traceur extérieur.

La figure 2.8 représente la projection des traceurs intérieurs (panneau de gauche) et extérieur (panneau du milieu), ainsi que la PV (panneau de droite), au niveau isentrope 550 K, deux mois après l'initialisation. Notez que les traceurs sont toujours cohérents avec la PV (panneau de droite). Après quelques jours, elle suit le mouvement des masses d'air à l'intérieur et à l'extérieur du vortex, confirmant que le transport de matière hors du vortex polaire peut être observé en utilisant la PV. La dispersion des traceurs est clairement visible, avec à la fois une déformation du vortex et des traceurs mais aussi une diminution de la valeur des traceurs.

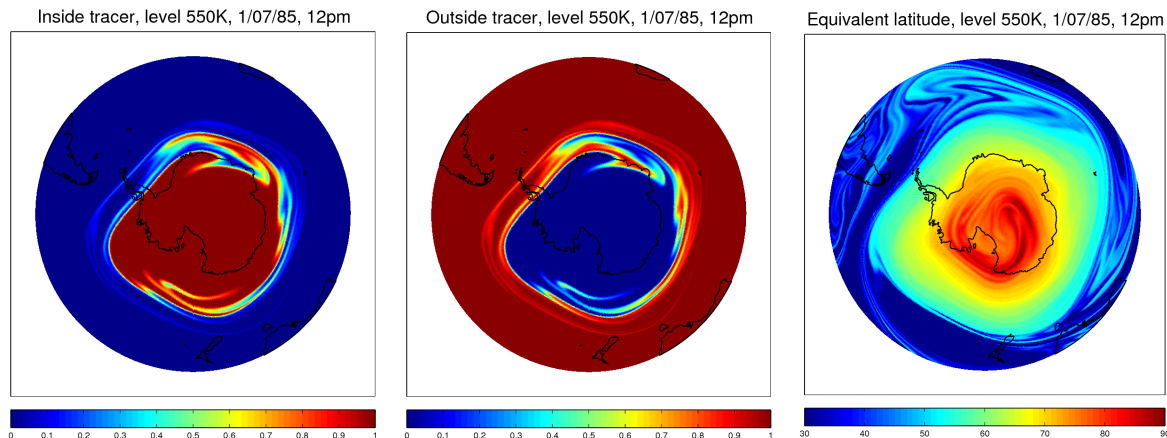


FIGURE 2.8 – Traceur intérieur, extérieur, et latitude équivalente deux mois plus tard, au 1er juillet 1985 et au niveau 550 K.

Notre méthode a consisté à multiplier le gradient de la vorticité potentielle par le module du vent et par le gradient du traceur extérieur (formule en annexe A). Cela nous a permis de voir leur évolution tout au long de la bordure, par exemple dans l'annexe A.1 (courbe noire) au niveau 675 K, ou cette méthode réduit sensiblement les deux autres. Cependant ces résultats n'ont pas abouti, la méthode étant très variable selon la date d'initialisation. En effet s'il l'on regarde l'annexe A.2 à 550 K, on peut voir que la courbe du traceur ne suit plus les deux autres quelques jours après l'initialisation et ce durant la majeure partie de l'hiver. D'autres tests ont été réalisés en injectant les traceurs au 1er juin, et n'ont pas été concluants. Ceci a suggéré qu'il ne s'agit pas d'une méthode d'étude fiable tout au long de l'hiver. Les traceurs peuvent avoir leur utilité dans l'évaluation du transport des masses d'air, mais cela ne fait pas partie des objectifs de notre étude.

2.4 Forçages de la variabilité stratosphérique

2.4.1 Le flux solaire

2.4.1.1 Hémisphère sud

Le cycle solaire de 11 ans a été introduit et défini dans le chapitre 1, sous-section 1.3.2. Pour notre étude dans l'hémisphère sud, nous avons calculé la moyenne du flux solaire² à 10,7 cm sur la période mai – novembre, qui correspond à la période de formation du vortex polaire austral, afin d'analyser son impact sur la bordure du vortex. Les différentes données des forçages climatiques considérés pour les analyses de la variabilité interannuelle de la bordure du vortex sont résumées dans le tableau 2.7. La figure 2.9 représente le cycle solaire de 11 ans durant la période 1976 – 2020, représentant les cycles solaires 21 à 24. Les différents cycles sont distingués par couleurs, vert pour le 21ème, orange

2. ftp://ftp.seismo.nrcan.gc.ca/spaceweather/solar_flux/monthly_averages/solflux_monthly_average.txt, dernier accès : 10 octobre 2021.

pour le 22ème, rouge pour le 23ème et bleu pour le dernier, plus petit, le 24ème. Les années caractérisées par une intensité solaire minimale et maximale ont été sélectionnées à partir de la différence d'intensité maximale et minimale de chaque cycle. Le seuil d'intensité minimale (maximale) a été défini comme le tiers inférieur (supérieur) de cette différence, de sorte que les seuils soient en accord avec l'intensité de chaque cycle. Ces seuils sont représentés par des lignes horizontales tiretées de la même couleur que le cycle correspondant. On note que le dernier cycle solaire était beaucoup plus faible que les 3 précédents, ainsi les années de maximum solaire correspondent à des années intermédiaires pour les 3 autres cycles. Cette classification donne 15 années solaires maximales (notées maxSC) et 20 années solaires minimales (notées minSC) sur l'ensemble de la période étudiée dans l'hémisphère sud. Il y a 7 années intermédiaires qui ne seront donc pas incluses dans l'étude pour l'HS. Elles sont répertoriées dans le tableau 2.1.

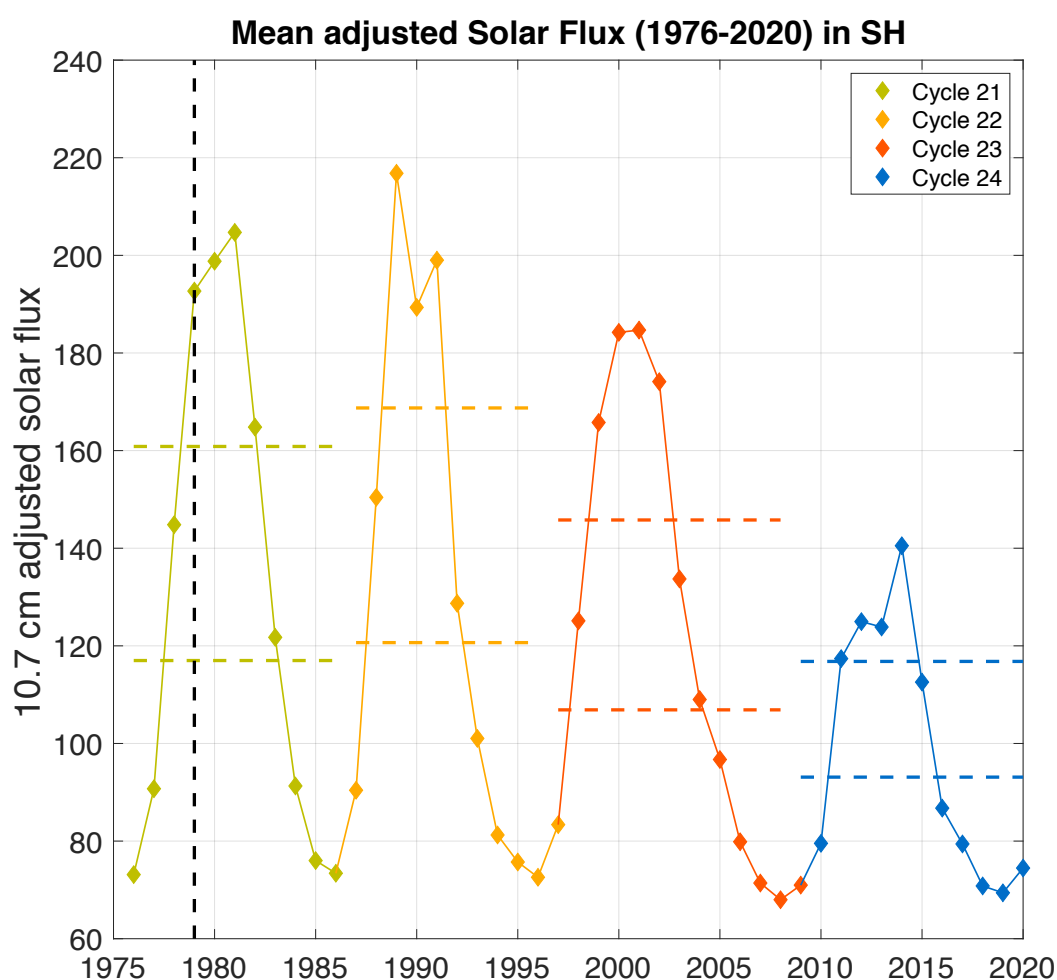


FIGURE 2.9 – Flux solaire à 10,7 cm sur la période de durée de vie du vortex austral (mai – novembre). Les différents cycles sont représentés en couleurs : 21ème, 22ème et 23ème et le plus petit le 24ème. Les lignes tiretées délimitent les minimums et maximums solaire des périodes intermédiaires (voir texte).

TABLE 2.1 – Classement des années en fonction des phases du flux solaire dans l’HS.

	Minimum (minSC)	Maximum (maxSC)	Intermédiaires
Années	1984 1985 1986 1987		
	1993 1994 1995 1996	1979 1980 1981 1982	1983 1988 1992
	1997 2005 2006 2007	1989 1990 1991 1999	1998 2003 2004
	2008 2009 2010 2016	2000 2001 2002 2011	2015
	2017 2018 2019 2020	2012 2013 2014	

2.4.1.2 Hémisphère nord

La même étude est réalisée dans l’hémisphère nord, ainsi nous avons calculé la moyenne du flux solaire à 10,7 cm sur la période novembre – avril, qui correspond à la période de formation du vortex polaire boréal. La figure 2.10 représente le cycle solaire de 11 ans durant la période étudiée et de 1976 à 2021, ce qui inclut le tout dernier cycle démarré en 2020, le 25ème en noir. Les années de minimum et de maximum solaire sont calculées de la même manière. Cette classification donne 13 années de maxSC, 22 années de minSC et 7 années intermédiaires sur l’ensemble de la période étudiée dans cet hémisphère. Elles sont toutes répertoriées dans le tableau 2.2.

TABLE 2.2 – Classement des années en fonction des phases du flux solaire dans l’HN.

	Minimum (minSC)	Maximum (maxSC)	Intermédiaires
Années	1984 1985 1986 1987		
	1988 1994 1995 1996	1980 1981 1982 1989	1983 1993 1999
	1997 1998 2005 2006	1990 1991 1992 2000	2003 2004 2013
	2007 2008 2009 2010	2001 2002 2012 2014	2016
	2011 2017 2018 2019 2020 2021	2015	

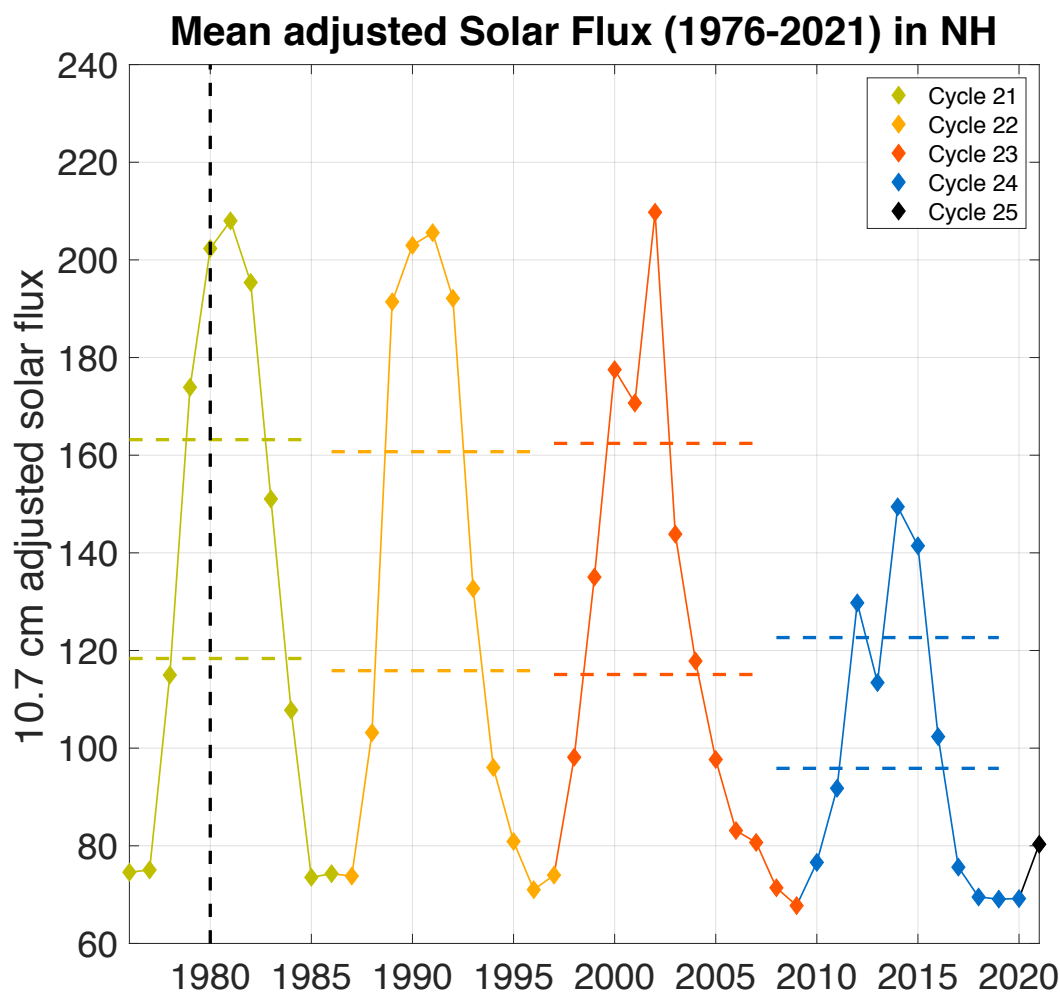


FIGURE 2.10 – Flux solaire à 10.7 cm sur la période de durée de vie du vortex boréal (novembre – avril). Les différents cycles sont représentés en couleurs : 21ème, 22ème, 23ème, 24ème et le début du 25ème. Les lignes tiretées délimitent les minimums et maximums solaire des périodes intermédiaires (voir texte).

2.4.2 L'Oscillation Quasi-Biennale

2.4.2.1 Hémisphère sud

La QBO a également été introduite et définie dans la sous-section 1.3.3 du chapitre 1. Afin d'étudier l'influence de la QBO sur le vortex polaire, nous avons utilisé le vent zonal moyen mensuel à Singapour au niveau 50hPa³ (voir tableau 2.7), et avons calculé la moyenne de ce paramètre chaque année durant la même période mai – novembre utilisée pour le cycle solaire dans l'hémisphère sud.

3. <https://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/qbo/qbo.dat>, dernier accès : 10 octobre 2021.

La QBO est classée par phases : négative pour la QBO d'est (eQBO) avec 19 années, et positive pour la QBO d'ouest (wQBO) avec 23 années. Contrairement au cycle solaire, il n'y a pas d'années intermédiaires. Ces années sont listées dans le tableau 2.3.

TABLE 2.3 – Classement des années en fonction des phases de la QBO dans l'HS

	eQBO					wQBO				
Années	1979	1982	1984	1987	1989	1980	1981	1983	1985	1986 1988 1990
	1992	1994	1996	1998	2001	1991	1993	1995	1997	1999 2000 2002
	2003	2005	2007	2010	2012	2004	2006	2008	2009	2011 2013 2014
	2015	2016	2018	2020						2017 2019

2.4.2.2 Hémisphère nord

Dans l'hémisphère nord, on répète la même opération sur la durée du vortex boréal. La QBO est donc moyennée chaque année sur la période novembre – avril. On a alors 16 années de QBO d'est et 25 années de QBO d'ouest. Ces années sont listées dans le tableau 2.4.

TABLE 2.4 – Classement des années en fonction des phases de la QBO dans l'HN.

	eQBO					wQBO				
Années	1980	1982	1985	1990	1992	1981	1983	1984	1986	1987 1988 1989
	1995	1997	1999	2002	2004	1991	1993	1994	1996	1998 2000 2001
	2006	2008	2013	2015	2019	2003	2005	2007	2009	2010 2011 2012
				2020						2014 2016 2017 2018

2.4.3 El Niño Southern Oscillation

Pour El Niño Southern Oscillation (ENSO), c'est le multivariate ENSO Index (MEI.v2) qui a été utilisé (chapitre 1, sous-section 1.3.4) dans cette étude. Les données sont disponibles sur des périodes bimensuelles⁴, par exemple en septembre – octobre, ou en octobre – novembre pour prendre en compte la saisonnalité d'ENSO. Comme pour le solar flux et la QBO dans l'HS, nous avons fait la moyenne de ces données bi-mensuelles durant la période mai – novembre.

Le résultat est ensuite classé pour distinguer La Niña, caractérisée par un MEI négatif et inférieur à 0.5 MEI (ENSO froid, appelé cENSO durant l'étude), et El Niño, caractérisé par un MEI positif et supérieur à 0.5 MEI (ENSO chaud, appelé wENSO). La période étudiée est ainsi caractérisée par 10 années El Niño, 14 années La Niña et 18 années neutres résumées dans le tableau 2.5.

4. <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei>, dernier accès : 10 octobre 2021.

TABLE 2.5 – Classement des années en fonction des phases d'ENSO dans l'HS.

	La Niña				El Niño			Phase neutre				
Années	1988	1989	1995	1996	1982	1986	1987	1979	1980	1981	1983	1984
	1998	1999	2000	2007	1991	1992	1993	1985	1990	2001	2003	2004
	2008	2010	2011	2013	1994	1997	2002	2005	2006	2009	2012	2014
	2017	2020			2015			2016	2018	2019		

2.4.4 L'Oscillation Arctique

Pour l'AO, c'est l'indice mensuel⁵ qui a été utilisé (chapitre 1, sous-section 1.3.3) dans l'étude. Ainsi nous avons moyenné cet indice sur la période novembre – avril et obtenu 21 années pour la phase positive comme la phase négative, répertoriées dans le tableau 2.6.

TABLE 2.6 – Classement des années en fonction des phases de l'AO.

	Phase négative								Phase positive							
Années	1980	1981	1982	1984	1985	1986	1987		1983	1989	1990	1991	1992	1993	1994	
	1988	1996	1997	1998	1999	2001	2003		1995	2000	2002	2005	2007	2008	2009	
	2004	2006	2010	2011	2013	2018	2021		2012	2014	2015	2016	2017	2019	2020	

Résumé des données utilisées

TABLE 2.7 – Forçages : source, caractéristiques et périodes HS/HN).

Proxy	Source	Caractéristiques	Période
SF	Dominion Radio Astrophysical Observatory (National Research Council Canada)	Moyenne mensuelle du flux solaire à 10.7 cm	mai – novembre / <i>novembre – avril</i>
QBO	Institute of Meteorology (Freie Universität Berlin)	Moyenne mensuelle de l'oscillation quasi-biennale à 50hPa	mai – novembre / <i>novembre – avril</i>
ENSO	NOAA Earth System Research Laboratory	Index ENSO Multivarié bi-mensuel (MEI.v2)	mai – novembre
AO	NOAA's Climate Prediction Center	Moyenne mensuelle de l'indice AO	<i>novembre – avril</i>

5. https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/monthly.ao.index.b50.current.ascii

2.5 Caractérisation de la bordure du vortex

Des simulations des vortex stratosphériques polaires Arctique et Antarctique ont été réalisées à l'aide du modèle MIMOSA décrit dans la section 2.3. L'exécution du modèle le 20 avril pour l'HS (et le 20 septembre pour l'HN) nous permet d'avoir des champs de PV, de LE, de vents et de température à partir du 1er mai (1er octobre), compte tenu des champs simulés qui doivent être relaxés vers les champs ECMWF tous les 10 jours. Ces champs ont une résolution de $3^\circ \times 3^\circ$ de -90°S à l'équateur pour l'HS et de $1^\circ \times 1^\circ$ de 30°N à 90°N pour l'HN. Pour chaque hiver, nous avons 255 jours dans l'HS du 20 avril au 31 décembre, et 243 à 244 (dépendant des années bisextiles) du 1er octobre au 31 mai dans l'HN.

Pour chaque jour de chaque hiver polaire, et dans chaque hémisphère, j'ai créé un fichier comprenant les variables suivantes :

- La PV en fonction de la LE
- Le maximum de la PV en fonction de la LE
- Le gradient de la PV en fonction de la LE
- Le maximum de gradient de la PV en fonction de la LE
- Le champ du module du vent (méridien et zonal)
- Le champ de la température

2.5.1 Détermination journalière de la bordure du vortex

La figure 2.11 représente de manière journalière les différentes variables obtenues à partir du modèle numérique MIMOSA et utilisées dans la détermination de la position et de l'intensité de la bordure du vortex le 1er mai 1985, sur le niveau isentrope 550 K. De haut en bas sont tracés le vecteur de la valeur absolue de la PV $|-PV|$, le gradient de la PV, le module du vent et le gradient de la PV contraint par le module du vent, moyennés par bandes d'un demi-degré de latitude équivalente.

Dans le premier panneau de la figure 2.11, la PV est représentée en fonction de la latitude équivalente. Dans le deuxième panneau, on a tracé le gradient de la PV (formule 2.7). La bordure du vortex étant caractérisée par un fort gradient de PV, son maximum est marqué par des losanges noirs, qui représentent la position de la bordure du vortex en ce jour. Ces marqueurs sont reportés sur les autres panneaux. Ce gradient maximal est évalué dans l'intervalle $[-85^\circ, -50^\circ\text{LE}]$ pour l'HS, afin d'éviter les fortes valeurs de PV au pôle et les perturbations avec la barrière équatoriale. Dans l'HN l'intervalle se situe entre $[61^\circ, 83^\circ\text{LE}]$ (non représenté ici, formule 2.8) pour éviter le bruit et les perturbations qui sont plus importantes dans cet hémisphère où le vortex est moins stable.

Formule HS

$$\frac{dPV}{dEL}[-85^\circ, -50^\circ EL] \quad (2.7)$$

Formule HN

$$\frac{dPV}{dEL}[61^\circ, 83^\circ EL] \quad (2.8)$$

Le troisième panneau représente le module du vent w , avec v le vent méridien et u le vent zonal (formule 2.9).

$$w = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2.9)$$

Enfin, dans le quatrième panneau on utilise la méthode décrite par Nash et al. [1996] qui consiste à déterminer (formule 2.10) la position de la bordure à partir du gradient maximal de PV pondéré par le module du vent w en fonction de la latitude équivalente. Les carrés rouges représentent la position du maximum de gradient détecté par cette seconde méthode, et donc de la bordure du vortex. Ce marqueur est également reporté sur les autres panneaux.

Formule HS

$$\frac{dPV(EL)}{dEL} \times w(EL)[-85^\circ, -50^\circ EL] \quad (2.10)$$

Formule HN

$$\frac{dPV(EL)}{dEL} \times w(EL)[61^\circ, 83^\circ EL] \quad (2.11)$$

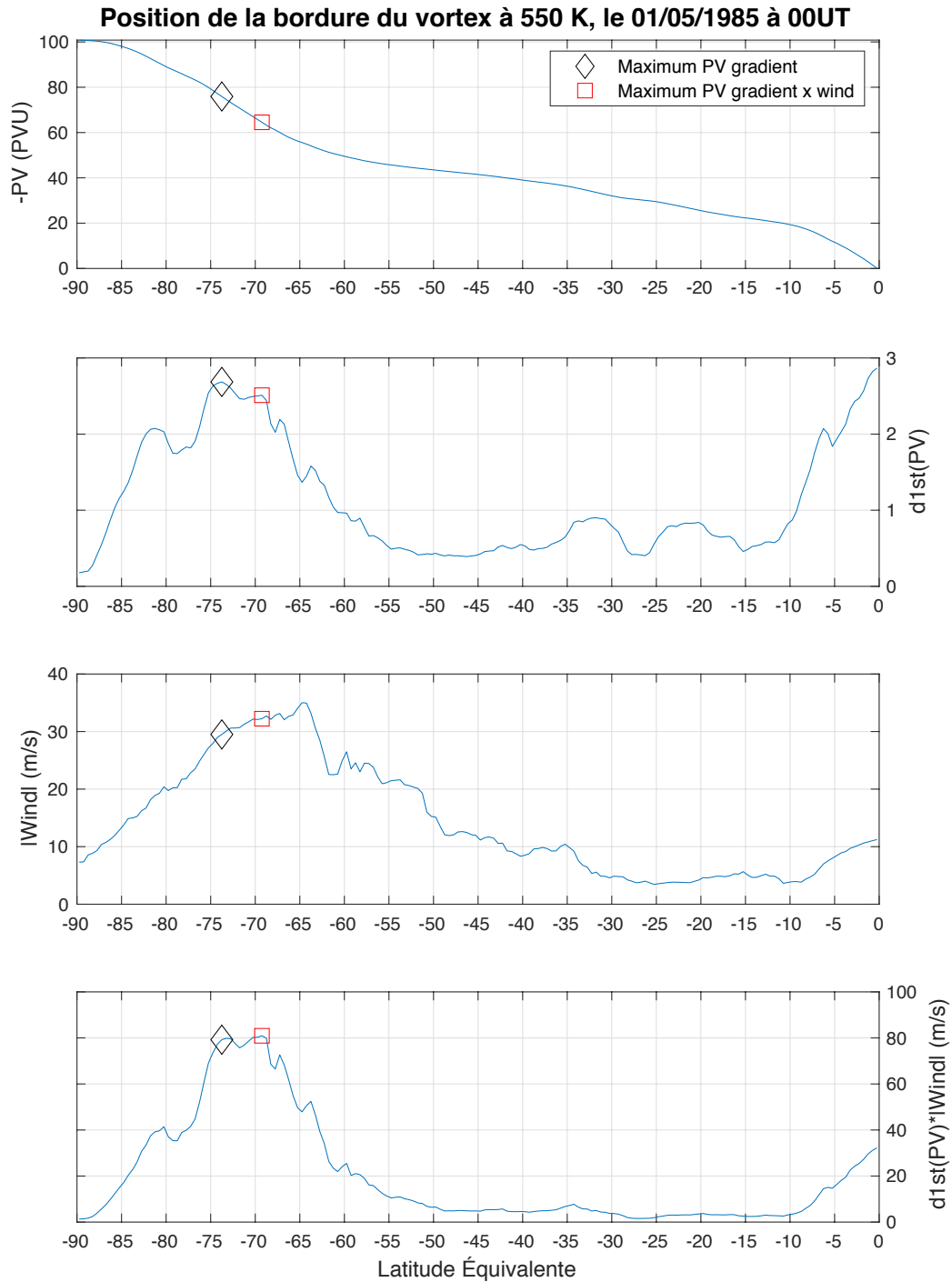


FIGURE 2.11 – Méthode de détermination journalière de la bordure du vortex dans l’hémisphère sud. Le premier panneau correspond au vecteur journalier de la PV. Le second correspond au gradient de la PV (formule 2.7) avec le maximum du gradient de la PV symbolisé par un losange noir, reporté sur les autres panneaux. Le troisième panneau représente le champ du module du vent (formule 2.9) et le quatrième le gradient de la PV pondéré par le module du vent (formule 2.10) et son maximum journalier symbolisé par un carré rouge, lui aussi reporté sur les autres panneaux. Ils sont tous tracés en fonction de la LE.

2.5.2 Représentation de la bordure

Ces méthodes de détermination journalières de la bordure du vortex sont utilisées pour représenter l'hiver austral 1990 à 475 K sur la figure 2.12. On observe les contours de la PV durant l'hiver polaire, du pôle sud jusqu'à l'équateur. La courbe rose représente le maximum de gradient (formule 2.7) et la courbe bleu foncé le maximum de gradient pondéré par le vent (formule 2.10). Sur la courbe rose on peut observer plusieurs pics, qui montrent la difficulté à définir exactement la position du maximum de gradient de la PV. Il a ainsi été montré que la position de la bordure du vortex déterminée à partir du gradient de PV maximum peut être assez bruitée. La courbe bleu quant à elle, suit mieux la zone de maximum de gradient de la PV. De plus cette méthode réduit considérablement les perturbations et les erreurs d'analyse. Il a été convenu que nous retiendront la formule 2.7 pour déterminer l'intensité de la bordure, et la formule 2.10 pour étudier sa position.

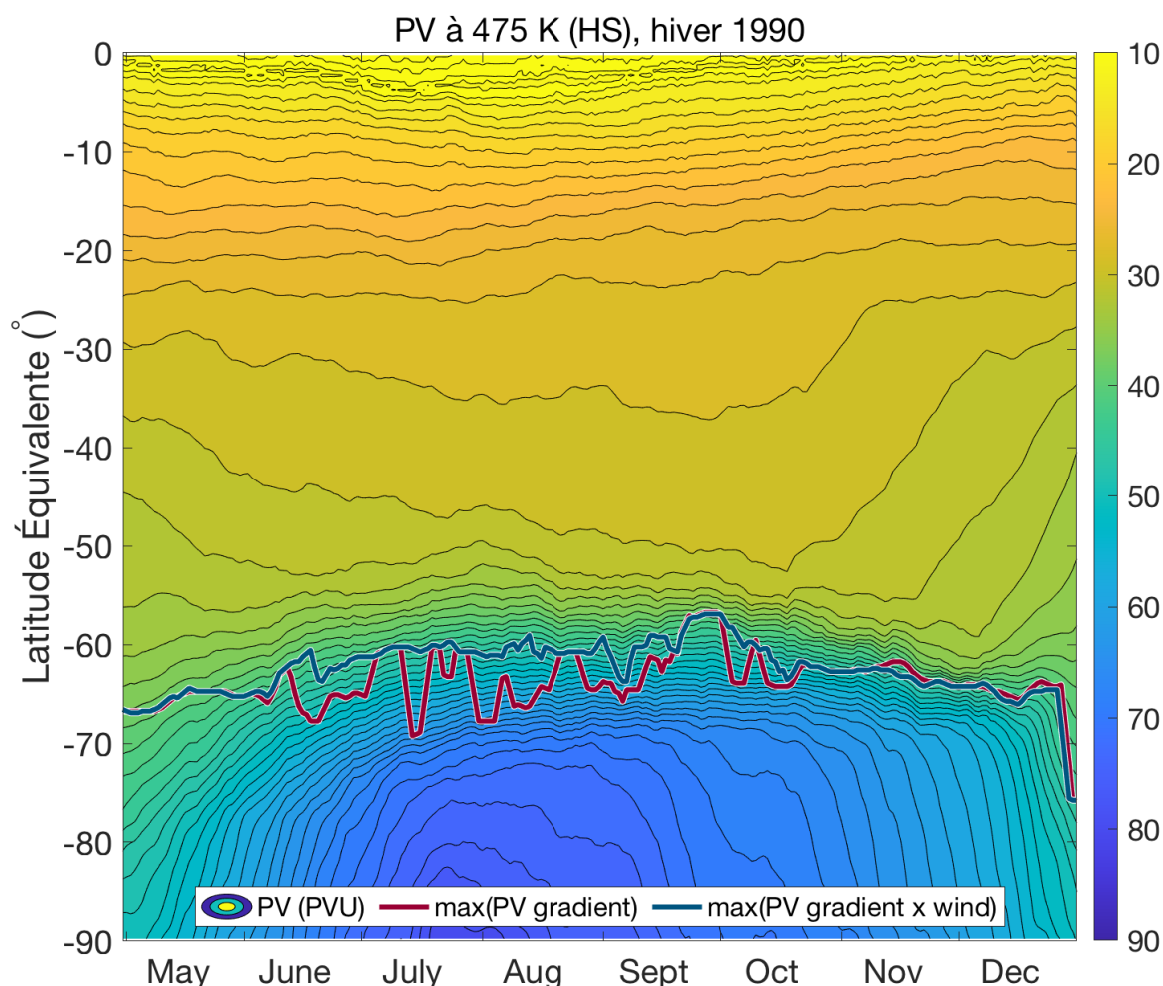


FIGURE 2.12 – Bordure du vortex : les contours colorés représentent la PV au cours de l'hiver 1990 au niveau 475 K. Les deux méthodes de déterminations de la bordure sont tracées en rose (formule 2.7) et en bleu (formule 2.10).

La figure 2.13 représente l'évolution de l'intensité en bleu (axe y à gauche) et de la position en latitude équivalente en orange (axe y à droite) de la bordure du vortex. La courbe orange représente la courbe bleue de la figure 2.12. Ces valeurs sont tracées pour chaque jour de la saison afin d'analyser l'évolution de la position et de l'intensité du vortex sur l'hiver. À partir de ces courbes et pour chaque hiver, nous pouvons représenter une analyse statistique de l'extension et de l'intensité du vortex, présentées dans le chapitre 3 pour l'hémisphère sud de 1979 à 2020 et dans le chapitre 4 de 1980 à 2021 pour l'hémisphère nord.

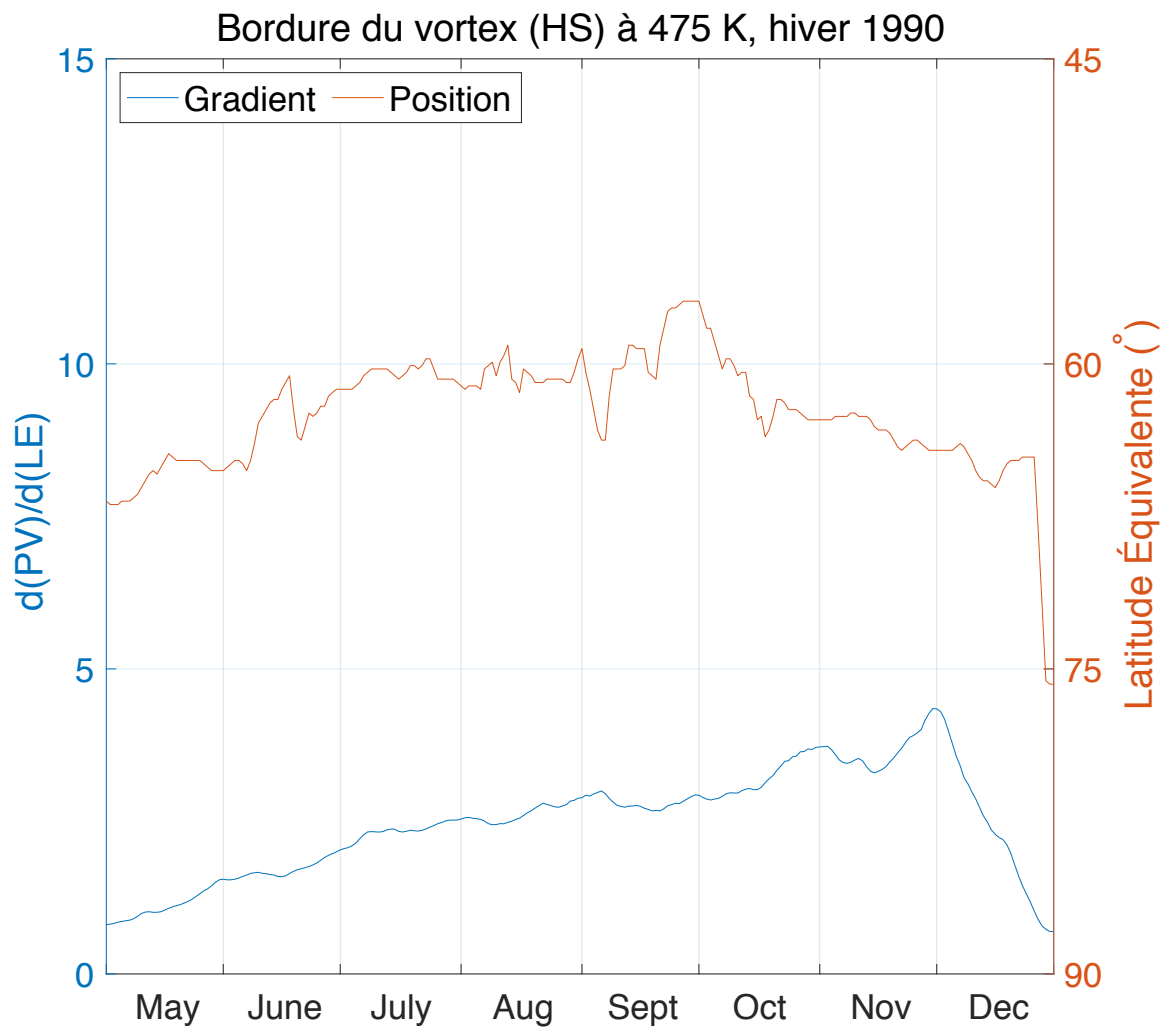


FIGURE 2.13 – Représentation du gradient de la PV (formule 2.7) en bleu et de la position (formule 2.10) de la bordure du vortex en orange au cours de l'hiver austral 1990 au niveau 475 K (voir texte).

2.6 Détermination des dates de formation et de rupture du vortex polaire

2.6.1 Méthodes

Plusieurs méthodes ont été proposées afin de déterminer les dates de formation et de rupture du vortex polaire (chapitre 1, sous-section 1.2.4) et nombre d'entre elles ont retenu notre attention. Manney et al. [1994c] ont d'abord proposé une date de rupture le jour où la latitude équivalente d'un contour de PV choisi comme représentatif de la bordure du vortex au niveau 465 K est supérieur à 80° , en utilisant les données de PV des réanalyses NCEP/NCAR⁶. Les auteurs incluent uniquement les contours à des latitudes équivalentes plus basses que 80° , ce qui permet d'exclure les gradients forts causés par le bruit à des valeurs de PV élevées. Si le contour 1.2×10^{-4} PV est à une position plus élevée que 80°LE , le vortex n'est pas bien défini et le gradient de la PV est défini à 0 pour ce jour : cela leur sert de définition pour la longueur de l'hiver. Par la suite, en utilisant les champs de vent et le gradient de la PV en fonction de la latitude équivalente, Nash et al. [1996] considèrent que le vortex est bien formé lorsque le module de vent le long de la bordure du vortex est égal ou supérieur à $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, à 450 K. Ils utilisent également l'écart type de $3,2 \text{ m.s}^{-1}$ pour fournir une gamme de dates durant lesquelles le vortex se forme et se brise. Cette méthode a été utilisée de nombreuses fois. Entre autres, Waugh et al. [1999] ont analysé la date de rupture des vortex polaires de l'Arctique et de l'Antarctique en utilisant les données NCEP pour la période 1958 – 1999. Ils ont montré une tendance à une rupture plus tardive après 1979 du vortex Antarctique qui pourrait être liée à l'appauvrissement de la couche d'ozone de l'Antarctique et aux processus radiatifs induits par les niveaux d'ozone plus faibles au sein du vortex. Waugh and Rong [2002] l'utilisent également pour évaluer la variabilité interannuelle de la rupture des vortex entre 1958 et 2000 à l'aide des réanalyses NCEP/NCAR dans l'hémisphère nord. Sur la base de l'étude de Manney et al. [1994c] (expliquée plus haut), Zhou et al. [2000] ont comparé les dates de rupture du vortex dans les années 1990 avec celles des années 1980 sur la base des données du NCEP, en considérant que le vortex se brise et disparaît lorsque sa taille devient inférieure à 1% de la surface de la Terre, ce qui correspond à environ $-78,5^\circ\text{LE}$. Les auteurs ont démontré que le vortex a duré deux semaines de plus durant la période 1991-1998 que durant la période 1979-1984 dans l'hémisphère sud. Ils ont rejoint d'autres auteurs en concluant que l'appauvrissement de la couche d'ozone au printemps influe sur la durée de vie du vortex. Toujours dans l'hémisphère sud, Akiyoshi et al. [2009] ont utilisé la même méthode que Nash et al. [1996] et ont ajouté des valeurs seuils de 20 et 25 m.s^{-1} pour comparer les variations des dates de rupture dans le modèle CCMVal⁷ et les réanalyses NCEP/NCAR et ERA40 sur la période 1980-2004.

6. National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research.

7. Chemistry Climate Model Validation.

Durant ce travail de thèse, nous avons expérimenté la méthode de Zhou et al. [2000], puis la méthode de Nash et al. [1996] également utilisée dans WMO [2018], avec enfin les trois valeurs seuils ($15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1}) suivant Akiyoshi et al. [2009]. Dans cette section nous détaillerons les tests réalisés sur ces méthodes. Celle que nous avons retenue sera illustrée dans les chapitres 3 et 4.

2.6.1.1 Méthode de Zhou

La méthode de Zhou et al. [2000] considère que le vortex se désagrège et disparaît lorsque sa taille tombe en dessous de 1% de la surface terrestre, soit $-78,5^\circ\text{LE}$ similairement à Manney et al. [1994c] en utilisant les données de PV des réanalyses NCEP/NCAR dans l'hémisphère sud. Son étude se déroule sur 19 ans (de 1979 à 1998). Cette période représentée sur la figure 2.14 est divisée en 3 groupes de 6 ou 7 ans : de 1979 à 1984 pour la courbe continue, de 1985 à 1990 pour la courbe pointillée, et de 1991 à 1997 pour la courbe tiretée. Le niveau 550 K étant un niveau en commun, c'est sur celui-ci que nous avons décidé de concentrer nos tests.

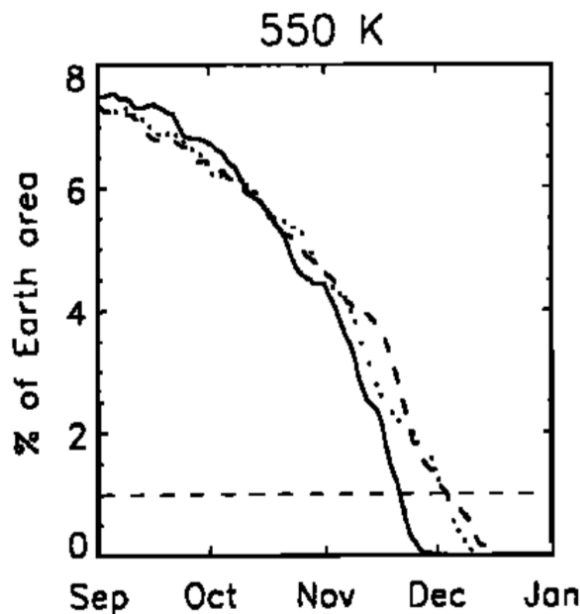


FIGURE 2.14 – Figure de Zhou et al. [2000], représentant le mois de rupture approximatif du vortex entre 1979 et 1997 au niveau 550 K dans l'hémisphère sud. La courbe continue représente la moyenne de 1979 à 1984, la courbe pointillée de 1985 à 1990 et la courbe tiretée de 1991 à 1997. La ligne horizontale tiretée représente les 1% de la surface de la Terre.

Sur la figure 2.15 nous avons reproduit l'étude au niveau 550 K avec les réanalyses ERA-Interim. La formule 2.10 est utilisée pour la position. Afin de pouvoir observer au mieux le passage sous les $-78,5^\circ\text{LE}$, la recherche du maximum de gradient contraint par le vent à été faite dans l'intervalle $[-90^\circ; -50^\circ\text{EL}]$ (formule 2.12) durant les mois de novembre et décembre. Les trois courbes ont été lissées sur 3 points. Pour la première période, le seuil est franchi au milieu du mois de décembre,

contrairement à la fin novembre pour Zhou et al. [2000]. Pour la deuxième période, le seuil est légèrement franchi fin décembre, contre début décembre pour Zhou et al. [2000]. Il y a également plus de variabilité que pour Zhou au début du mois de septembre. Des intervalles plus restreints tels que $[-90^\circ; -60^\circ\text{LE}]$ et $[-90^\circ; -70^\circ\text{LE}]$ ont été testés, mais les résultats ne se sont pas révélés être concluants.

$$\frac{dPV(EL)}{dEL} \times w(EL)[-90^\circ, -50^\circ\text{EL}] \quad (2.12)$$

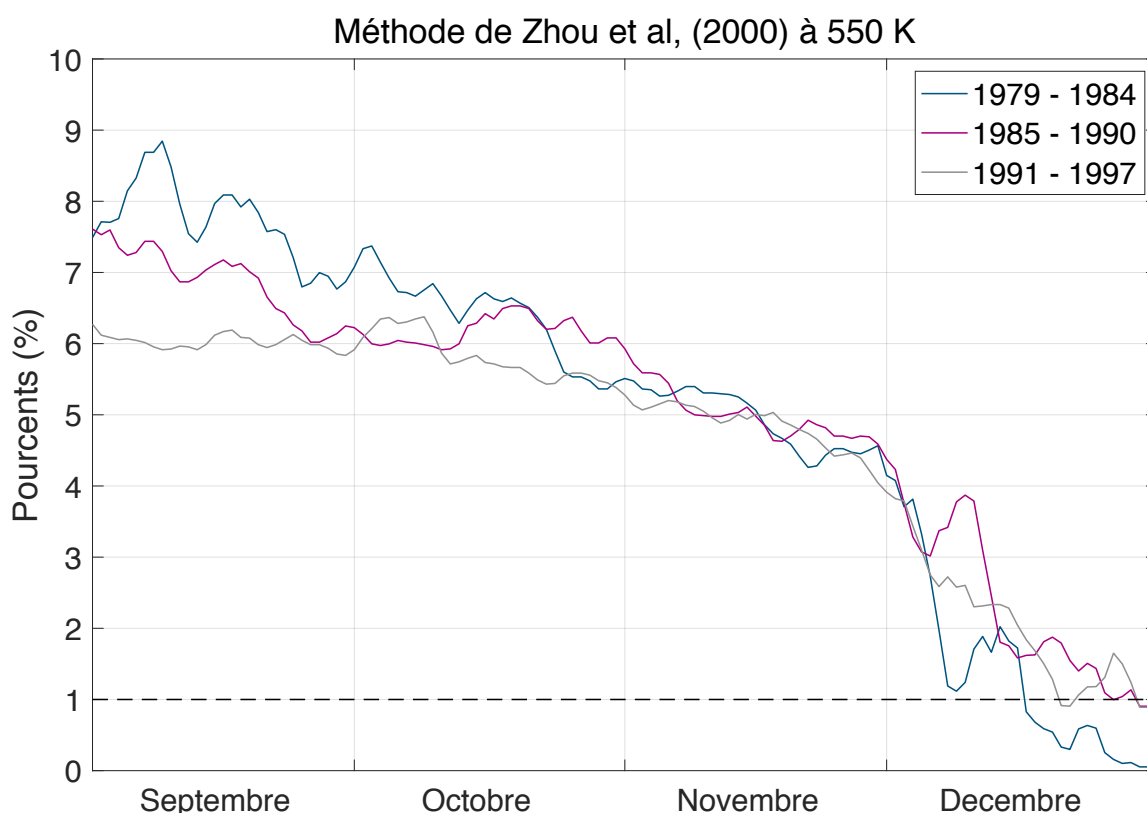


FIGURE 2.15 – Reproduction de la figure 2.14 de Zhou et al. [2000], qui représente le mois approximatif de rupture du vortex entre 1979 et 1997. La courbe bleu représente la moyenne de 1979 à 1984, la courbe rose de 1985 à 1990 et la courbe grise de 1991 à 1997. La ligne horizontale tiretée représente les 1% de la surface de la Terre.

2.6.1.2 Méthode de Nash

La deuxième méthode que nous utilisons est celle de Nash et al. [1996]. D'après les auteurs, « l'apparition et la rupture du vortex sur la surface isentrope de 450 K se produisent lorsque la vitesse maximale du vent calculée le long de l'isoligne E_{pv} dépasse et descend en dessous d'environ $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ ». Par la suite Waugh and Rong [2002] ou encore Wei et al. [2007] précisent que Nash et al.

[1996] utilisent la vorticité potentielle qui sert à définir la bordure du vortex comme étant l'endroit où le maximum de gradient de la PV est atteint, ainsi la date de rupture est identifiée comme la date à laquelle la vitesse moyenne du vent le long de la bordure du vortex tombe en dessous d'une valeur critique de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$. Cette méthode est utilisée dans l'Ozone Assessment [WMO, 2018] par exemple, au niveau 500 K, où la date de rupture est calculée avec différentes réanalyses (voir section 3.4 et 4.4).

Pour illustrer la démarche suivie, la figure 2.16 représente les courbes du vent journalier du 1er mars au 30 avril de -90°LE à l'équateur pour l'hiver 1993 à 550 K. Chaque rond pleins colorés de la même couleur que la courbe correspondante, représente en latitude équivalente la position de la bordure du vortex le jour donné. La limite de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ est représentée en tiretés noirs. La date de naissance est indiquée dans la légende. Ici elle est observée le 1er avril.

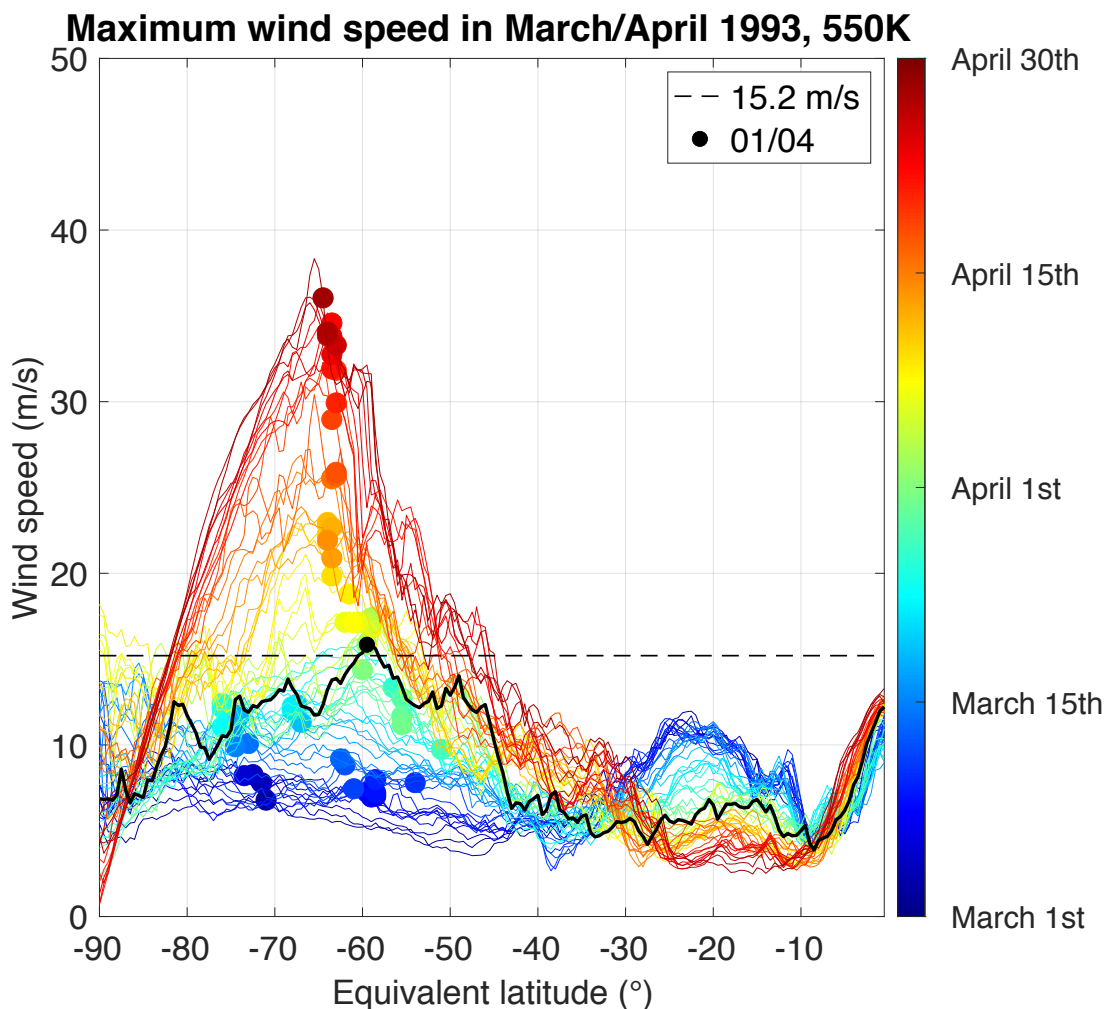


FIGURE 2.16 – Figure représentant le vent journalier (courbes colorées) du 1er mars au 30 avril de l'année 1993 au niveau 550 K dans l'hémisphère sud. La courbe noire représente le champ de vent le jour où il dépasse les $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ le long de la bordure du vortex. Le rond noir représente cette date.

La figure 2.17 représente la date de rupture, entre le 1er novembre et le 31 décembre (courbes en couleur), mais la courbe noire représente le champs de vent le jour où sa valeur le long de la bordure du vortex passe sous la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$. La date de rupture est observée le 5 décembre.

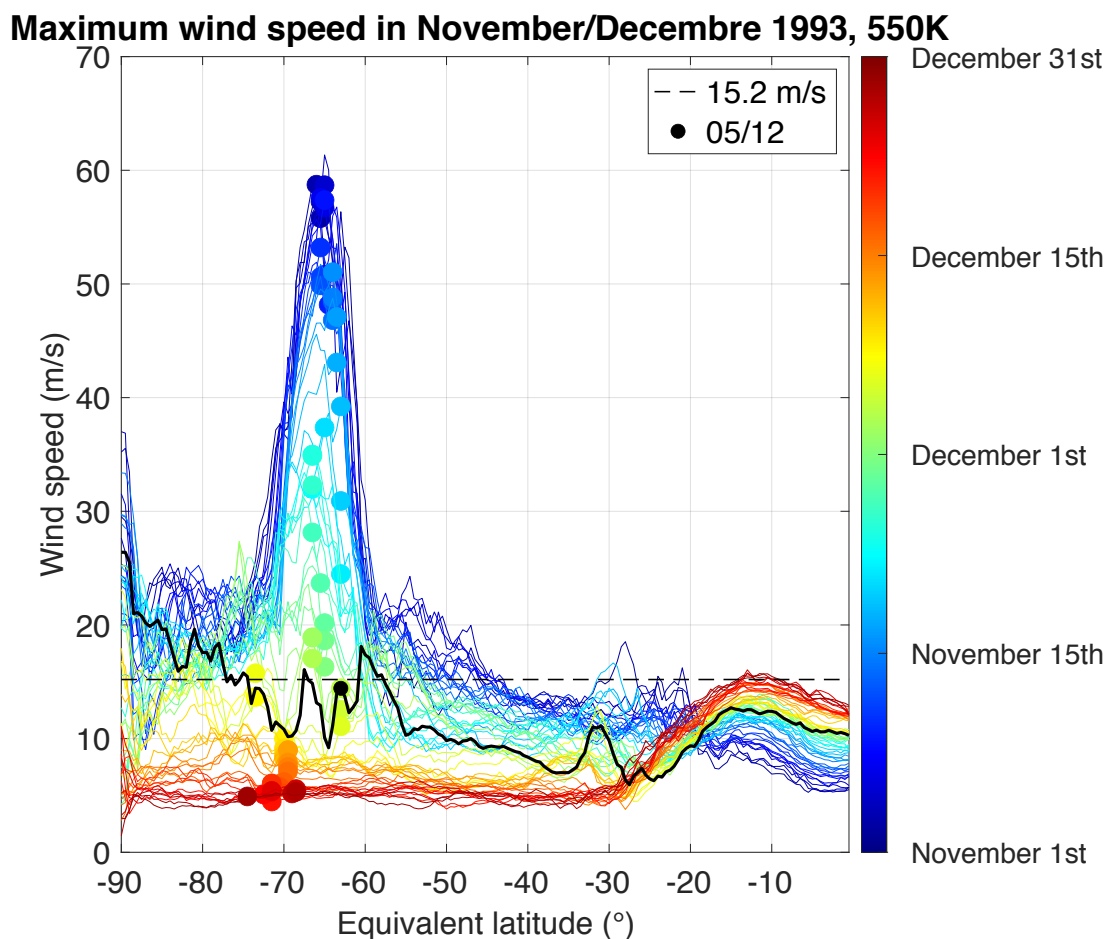


FIGURE 2.17 – Figure représentant le vent journalier (courbes colorées) du 1er novembre au 31 décembre de l’année 1993 au niveau 550 K dans l’hémisphère sud. La courbe noire représente le champ de vent le jour où sa valeur le long de la bordure du vortex passe sous la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$. Le rond noir représente cette date.

2.6.2 Durée de vie du vortex

La figure 2.18 représente la position de la bordure du vortex en orange, et le champ de vent le long de la bordure du vortex en bleu pour l’hiver 1993 à 550 K. La limite de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ est représentée en vert. Les symboles noirs pleins correspondent aux symboles des figure 2.16 et 2.17. À partir de cela, nous avons calculé toutes les dates de formation et de rupture des vortex Arctique et Antarctique sur les 42 dernières années.

Determination method for onset and breakup date in 1993 at 550K

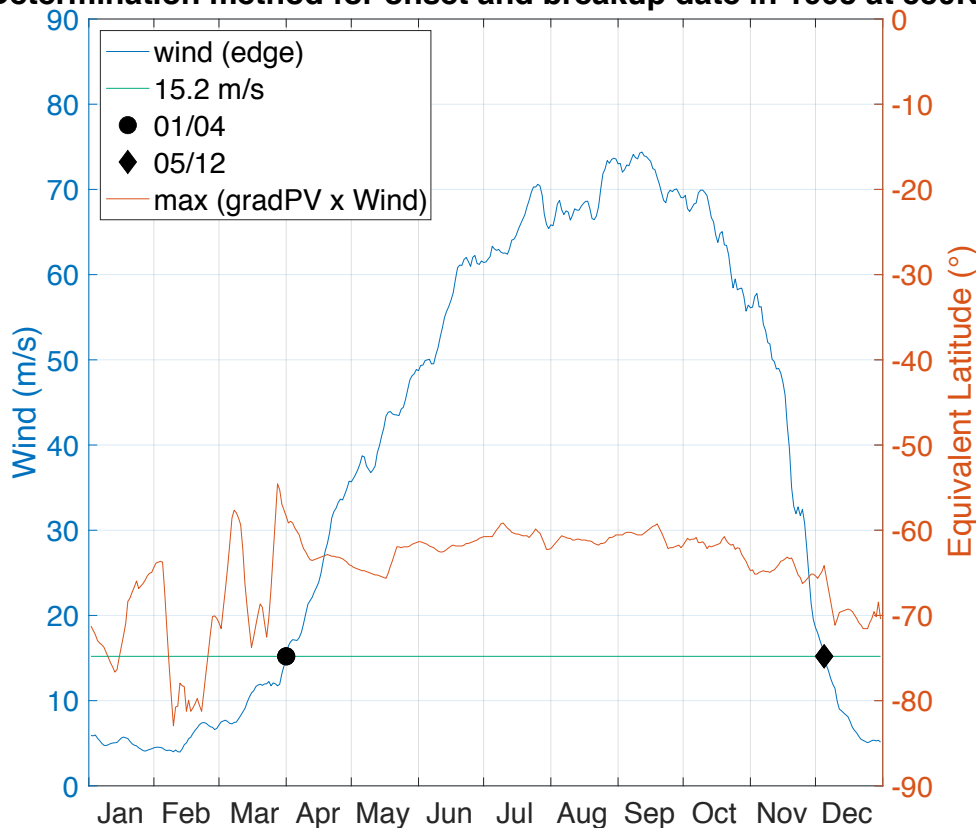


FIGURE 2.18 – Exemple de la méthode de détermination de la date de formation et de rupture du vortex durant l’hiver austral 1993 au niveau 550 K. La courbe orange représente la bordure du vortex en latitude équivalente. Le champ de vent le long de la bordure est représenté par la courbe bleu qui sera intersectée au début et à la fin de l’hiver par la ligne horizontale verte qui représente la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, et ainsi les dates de formation et de rupture du vortex à l’échelle hivernale.

2.7 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons présenté et détaillé les méthodes développées pour analyser l’intensité et la position de la bordure des vortex stratosphériques polaires. Les méthodes sont basées sur des outils diagnostiques qui vont maintenant être utilisées sur une période de 42 ans, durant les hivers polaires des régions Arctique et Antarctique. Pour caractériser ces paramètres, nous utilisons donc le gradient de la vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente pour l’intensité de la bordure du vortex, et le gradient de la vorticité potentielle en fonction de la latitude équivalente contraint par le vent pour la position de cette même bordure. Pour quantifier l’impact des forçages de la variabilité stratosphérique sur le vortex, la classification de leurs différentes phases ont été réalisées. La méthode de détermination des dates de formation et de rupture des vortex va nous permettre d’observer la variabilité de leur durée de vie sur les 4 dernières décennies.

Variabilité du vortex polaire Antarctique

Contents

3.1	Analyse statistique	58
3.1.1	Intensité de la bordure	58
3.1.2	Position de la bordure	60
3.2	Analyses composites	61
3.2.1	Influence du cycle solaire de 11 ans	62
3.2.2	Influence de la QBO	65
3.2.3	Influence d'ENSO	68
3.2.4	Influence combinée de la QBO et du cycle solaire	70
3.2.5	Influence combinée d'ENSO et du cycle solaire	72
3.3	Analyse interannuelle de la période d'intensité maximale	74
3.3.1	Intensité de la bordure	74
3.3.2	La position de la bordure	76
3.4	Durée de vie du vortex	78
3.4.1	Formation	78
3.4.2	Rupture	81
3.5	Conclusions	84

Pour analyser la variabilité et l'évolution temporelle de la bordure du vortex stratosphérique polaire ces 41 dernières années aux niveaux 675 K, 550 K et 475 K, il est nécessaire de connaître les différents forçages affectant la variabilité interannuelle du vortex. Dans ce chapitre, nous allons tout d'abord proposer une analyse statistique de l'intensité de la bordure du vortex et de sa position, déterminée à l'aide des outils diagnostiques présentés dans le chapitre 2. La signature de certains forçages de la variabilité stratosphérique tels que le cycle solaire de 11 ans, la QBO, et l'ENSO (introduits dans le chapitre 1 et dont les données sont décrites dans le chapitre 2) est évaluée par des analyses composites et interannuelles. Finalement, l'étude comprend l'analyse de l'apparition et de la rupture du vortex polaire, phénomènes déterminés à partir du champ de vent le long de la bordure du vortex. Différentes valeurs seuils, telles que $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1} sont utilisées. Ces résultats de l'évolution saisonnière et interannuelle de l'intensité et de la position de la bordure, ainsi que les dates de formation et de rupture sur la période 1979 – 2020 sont présentés dans ce chapitre pour le vortex polaire Antarctique.

3.1 Analyse statistique

3.1.1 Intensité de la bordure

L'intensité du vortex est étudiée grâce au gradient de la PV en fonction de la latitude équivalente. L'analyse statistique des simulations sur la période 1979 – 2020 permet d'observer l'évolution du vortex polaire. La figure 3.1 représente la climatologie du maximum de gradient de la PV lissé sur une moyenne glissante de 5 jours, en fonction de la LE de mai à décembre et aux surfaces isentropes 675 K, 550 K et 475 K, montrant ainsi une intensification progressive du vortex dans le temps. Dans chaque panneau, la courbe noire en gras représente les valeurs médianes et les zones remplies de bleu indiquent les valeurs comprises entre les percentiles 20 et 80. Les courbes fines aux extrémités représentent les valeurs maximales et minimales globales sur toute la période. Les données sont prises en compte chaque année entre les dates d'apparition et de rupture du vortex déterminées avec la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ (voir section 3.4) et les percentiles, la médiane et les extrêmes globaux sont tracés du début de l'hiver et sur toute la période jusqu'au jour où l'on ne dispose plus que de 3 ans de données minimum. Les paramètres statistiques avec au moins 3 ans de données sont obtenus jusqu'au 9 décembre, 20 décembre et 27 décembre à 675 K, 550 K et 475 K respectivement.

Les résultats montrent que le vortex est systématiquement présent au 1er mai, et atteint son intensité maximale à différentes périodes de l'hiver selon le niveau : plus tard aux niveaux inférieurs. Elle est atteinte de septembre à fin octobre à 675 K avec une valeur médiane maximale de $20,8 \text{ pvu/}^\circ\text{EL}$ en octobre, de septembre à début novembre à 550 K avec une valeur médiane maximale de $7,8 \text{ pvu/}^\circ\text{EL}$ début octobre, et plus tard à 475 K durant la première moitié de novembre avec une valeur maximale de $3,9 \text{ pvu/}^\circ\text{EL}$. Cette période d'intensité maximale est également caractérisée par une plus grande

variabilité (comme le montrent les courbes maximales et minimales, en particulier pour les niveaux isentropes inférieurs). Selon l'année et le niveau, le vortex se rompt entre la mi-octobre et la fin décembre au plus tard (voir section 3.4).

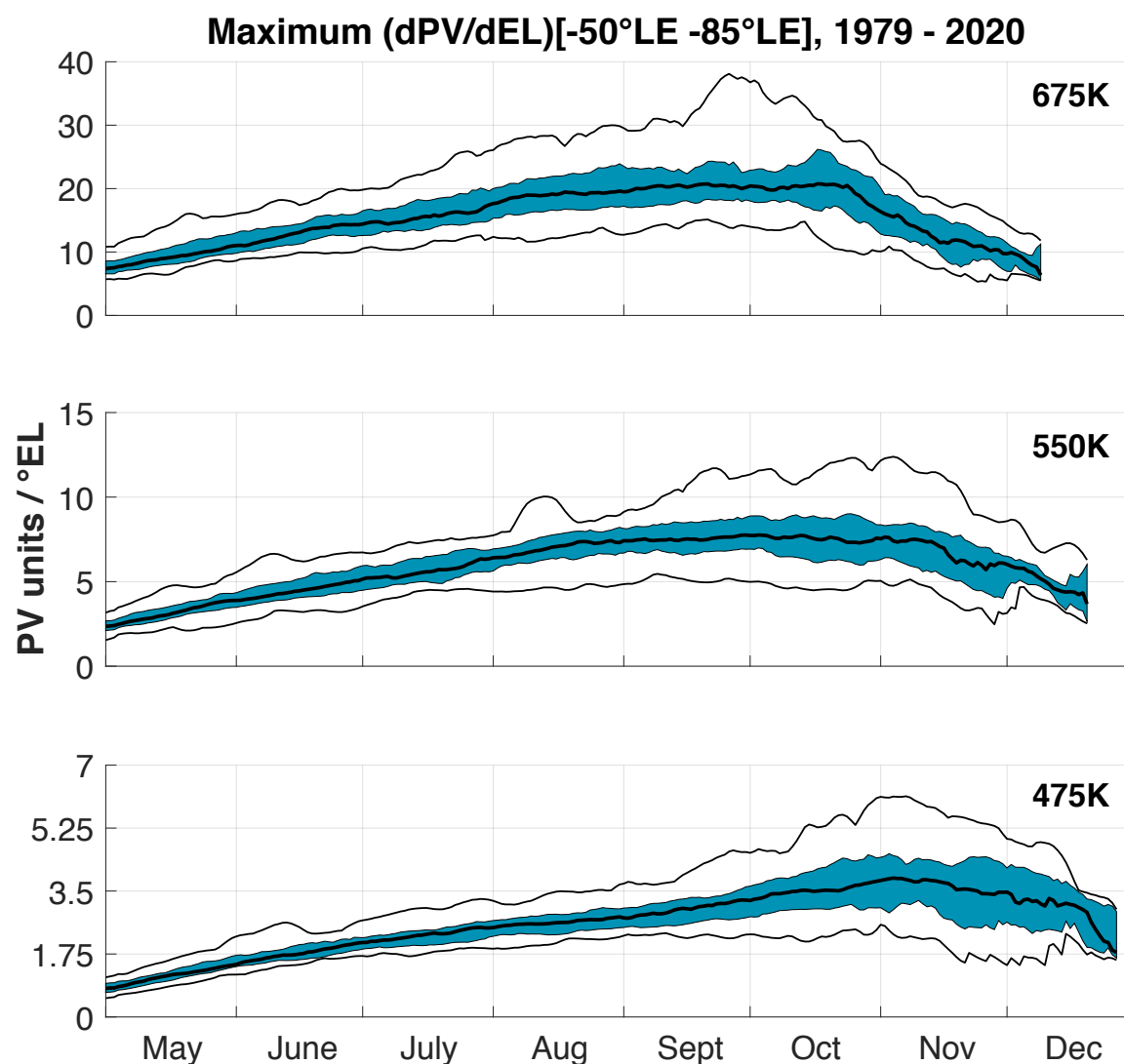


FIGURE 3.1 – Évolution journalière du maximum de gradient de la PV pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par la courbe noire en gras. Les zones remplies de bleu représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80, tandis que les courbes noires fines représentent les valeurs maximales et minimales sur la période.

3.1.2 Position de la bordure

Cette analyse statistique permet également d'observer l'évolution de l'étendue du vortex. La figure 3.2 représente ainsi l'évolution climatologique de la position de la bordure du vortex en fonction de la latitude équivalente telle que décrite dans la figure 3.1 pour le maximum de gradient de la PV, aux mêmes niveaux.

Pour ce paramètre, les courbes des médianes et des percentiles montrent un comportement similaire pour les différents niveaux de mai à fin septembre. La position maximale de la bordure du vortex polaire est atteinte entre la mi-juillet et la fin août à 675 K, entre la mi-juillet et la mi-août à 550 K et entre la mi-août et le mois de septembre à 475 K, avec des valeurs médianes d'étendue maximales de $-57,3^{\circ}\text{EL}$, $-57,8^{\circ}\text{EL}$ et $-58,4^{\circ}\text{EL}$ respectivement. Les maximum et minimum globaux montrent clairement la forte réduction de la surface du vortex due au réchauffement majeur de 2002 au cours du mois d'octobre [Hoppel et al., 2003] que l'on observe si l'on trace l'hiver 2002 seul (non montré ici). Cette réduction est moins prononcée à 475 K où la position de la bordure a diminué jusqu'à un minimum de $-67,8^{\circ}\text{EL}$, comparé au minimum atteint de $-76,3^{\circ}\text{EL}$ et -71°EL à 675 K et 550 K, respectivement.

La variabilité de la position de la bordure du vortex diminue pour tous les niveaux durant la période d'intensité maximale de la bordure : entre les percentiles 20 et 80, elle se réduit à une différence de $3,7^{\circ}\text{EL}$ en octobre à 675 K, et de $3,1^{\circ}\text{EL}$ aux niveaux 550 K et 475 K, comparé à $4,6^{\circ}\text{EL}$, $5,4^{\circ}\text{EL}$ et $5,2^{\circ}\text{EL}$ de haut en bas en août.

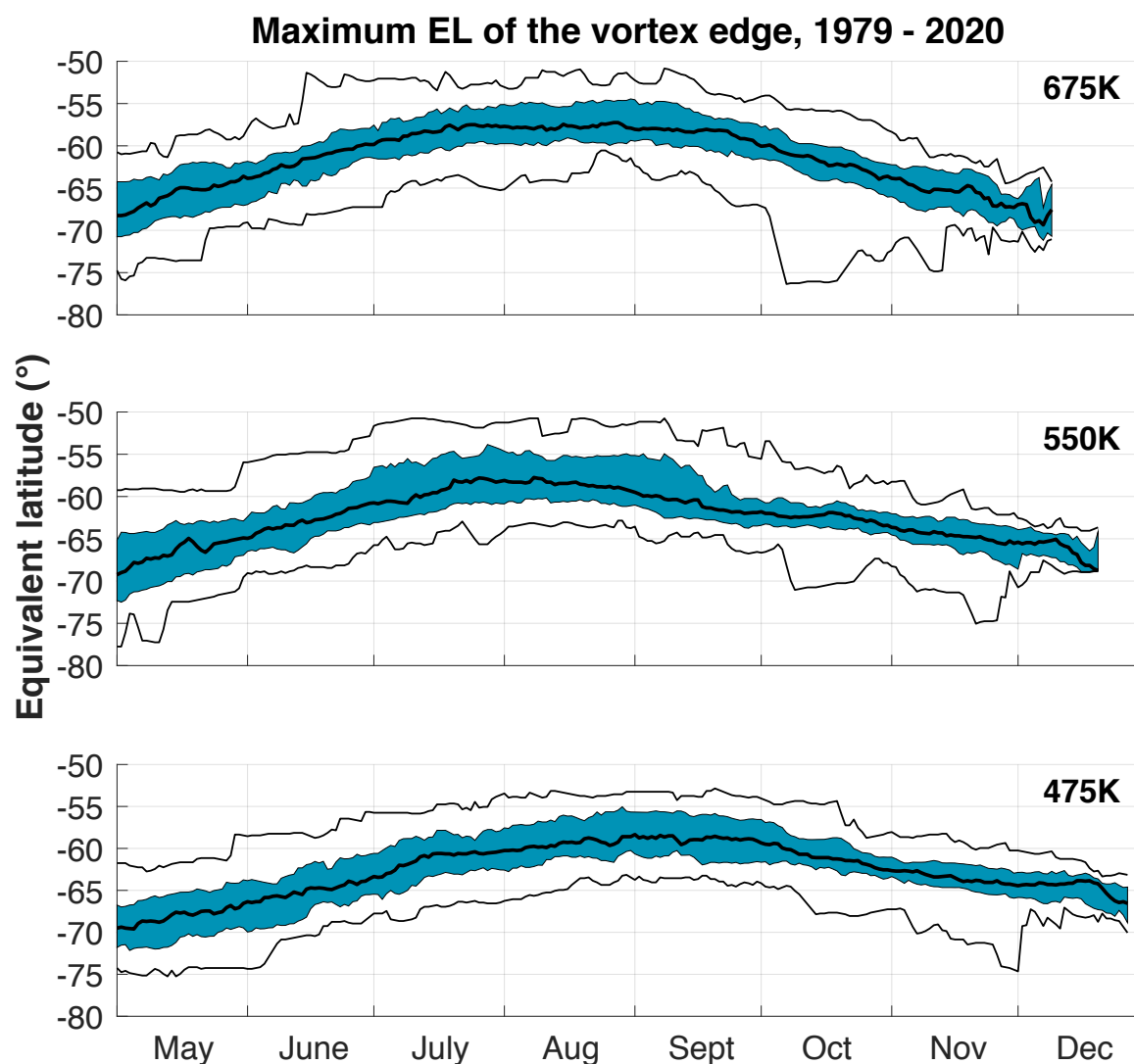


FIGURE 3.2 – Évolution journalière de la position maximale de la bordure du vortex en fonction de la latitude équivalente sur la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par des courbes noires en gras. Les zones bleues remplies représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80, tandis que les courbes noires fines représentent les valeurs maximales et minimales sur la période.

3.2 Analyses composites

Dans le chapitre 1, nous avons détaillé l'origine des forçages de la variabilité stratosphérique tels que le cycle solaire, la QBO, l'ENSO et AO. Le cycle solaire, la QBO, et ENSO ont été largement utilisés en relation avec les vortex stratosphériques de l'hémisphère sud dans la littérature. Ainsi cette section décrit l'utilisation de ces forçages pour décrire la variation interannuelle de la bordure du vortex sur la période de son maximum d'intensité.

3.2.1 Influence du cycle solaire de 11 ans

Intensité de la bordure

Pour toute la période, les années ont été classées en fonction de l'activité solaire maximale (maxSC) ou minimale (minSC) déterminées dans la sous-section 2.4.1. La figure 3.3 représente l'analyse composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex polaire tout au long de l'hiver de 1979 à 2020. Dans chaque panneau, la zone en gris foncé (clair) représente les valeurs entre les percentiles 20 et 80 des années maxSC (minSC) avec la médiane en rouge (bleu). Les courbes de minimum et de maximum globaux que l'on voit dans la figure 3.1 ne sont pas représentés dans les figures composites.

Les différents panneaux de la figure montrent que les années minSC sont généralement caractérisées par un vortex plus intense. De plus, les vortex des années maxSC se brisent plus tôt que ceux des années minSC, avec une rupture moyenne 6 jours plus tôt à 675 K, 4 jours à 550 K, et 3 jours à 475 K. Le tableau 3.1 résume les dates de rupture du vortex selon les différentes phases du cycle solaire et en fonction du niveau isentrope.

TABLE 3.1 – Dates de rupture du vortex Antarctique pour les années de minimum et maximum d'activité solaire le jour où il n'y a plus que 3 années.

	minSC	maxSC
675 K	08/12	02/12
550 K	19/12	15/12
475 K	27/12	24/12

La différence relative entre les médianes des années maxSC et minSC durant les périodes d'intensité maximale est plus importante à 550 K (16,4% de différence relative) qu'aux niveaux 475 K (13%), et 675 K (11,20%). Un t-test a été réalisé afin de caractériser l'importance de ces différences. Les résultats indiquent que les différences sont significatives du 25 septembre au 27 octobre à 675 K, du 8 septembre au 25 novembre à 550 K, et enfin à 475 K du 19 septembre au 19 octobre ainsi que du 10 au 27 novembre. Pour les trois niveaux, il y a un saut de la médiane des années maxSC durant le mois de novembre, qui n'est pas observé pour les années minSC. Ces sauts dans les médianes indiquent qu'un plus petit nombre d'années est inclus dans les paramètres statistiques en raison des dates de rupture du vortex qui interviennent plus tôt pour les années maxSC. À titre d'exemple, à 550 K où le rebond est très net, il ne reste déjà plus que 6 années actives le 28 novembre pour la phase maxSC, contre 15 années pour la phase minSC.

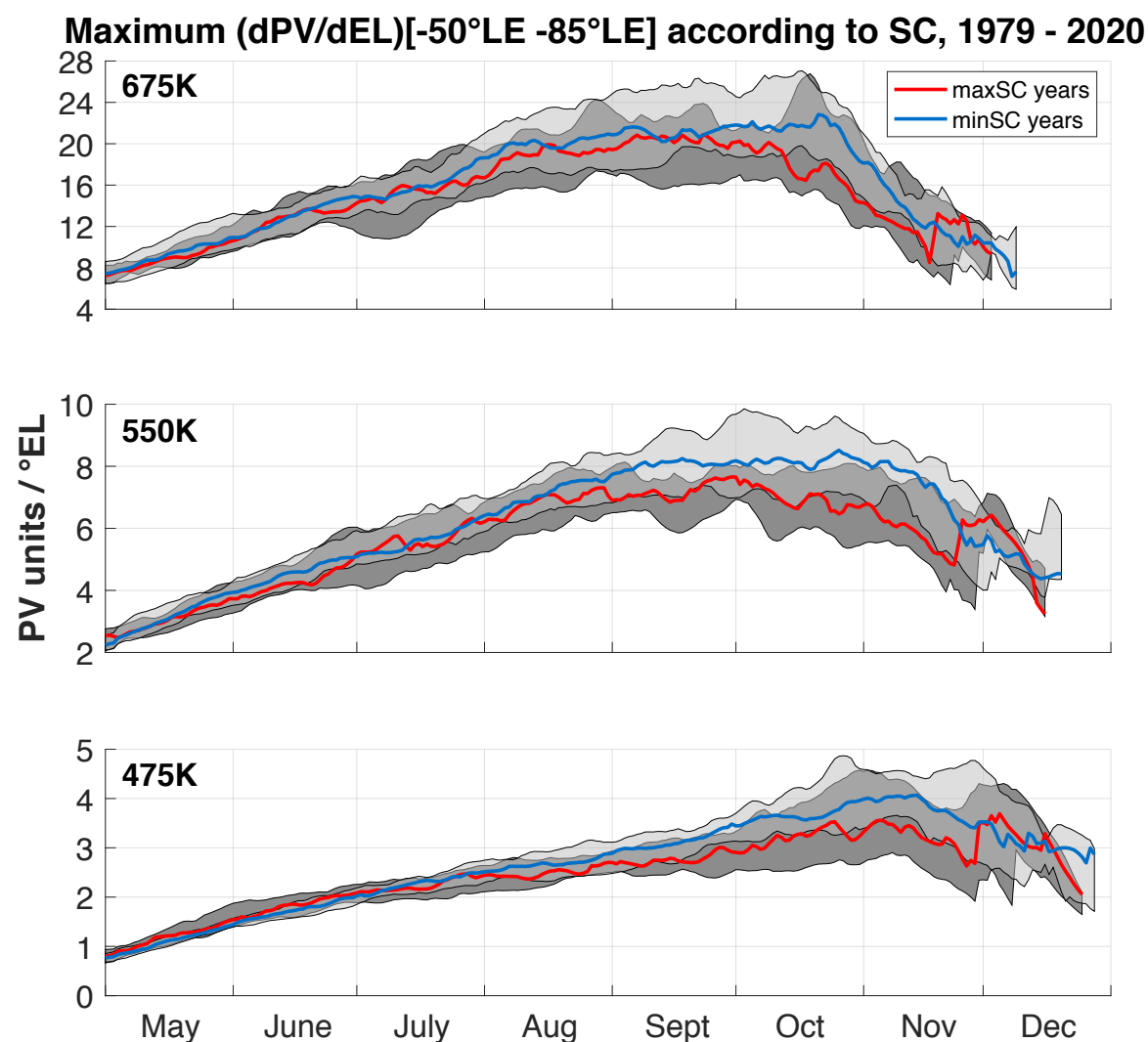


FIGURE 3.3 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).

Position de la bordure

La figure 3.4 représente l'analyse composites de la position de la bordure du vortex en fonction des années de minimum et de maximum solaire de la même manière que la figure 3.3 pour l'intensité de la bordure.

Les résultats ne sont pas significatifs quant à l'impact du cycle solaire sur la position de la bordure, bien que le vortex semble être un peu plus étendu avant les périodes de maximum d'intensité, avec

également une plus grande variabilité. Au début du mois de mai, la position de la bordure se trouve à -68°EL , puis atteint un maximum moyen de $-56,1^{\circ}\text{EL}$ ($-57,4^{\circ}\text{EL}$) durant le maxSC (minSC) entre fin août et mi-septembre à 675 K. À 550 K et 475 K, les étendues maximales de latitude équivalente atteintes selon les années maxSC et minSC sont respectivement de $-55,2^{\circ}\text{EL}$ ($-58,7^{\circ}\text{EL}$) entre la mi-juillet et le mois d'août, et de $-56,4^{\circ}\text{EL}$ ($-58,6^{\circ}\text{EL}$) entre la mi-août et le mois de septembre.

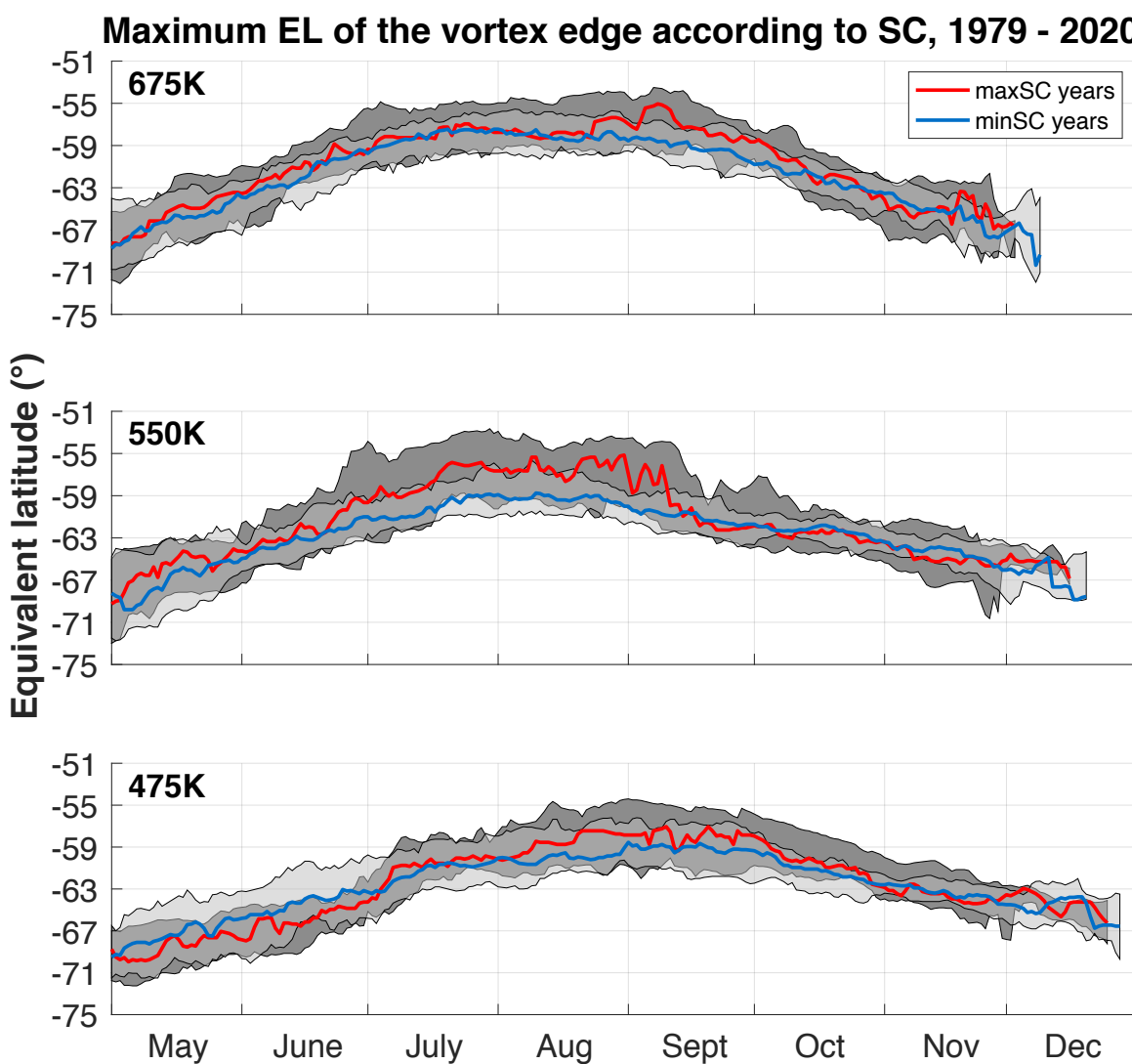


FIGURE 3.4 – Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).

Il est à noter que lorsque l'on observe une différence entre les médianes de minSC et maxSC, notamment en septembre à 675 K et en juillet - août à 550 K, ce sont les années maxSC qui sont plus

étendues, alors que l'on a observé un vortex moins intense durant les années maxSC dans la figure 3.3. Ces distinctions ne se font cependant pas au même moment de l'hiver.

En effet il y a moins de différences entre les années maxSC et minSC durant la période d'intensité maximale de la bordure, ce qui est dû à la faible variation de l'intensité de la bordure du vortex durant cette période (figure 3.1). Les années de maxSC sont cependant légèrement plus variable que les années de minSC durant cette même période. À 550 K, on observe des différences significatives du 16 juillet au 11 août et du 20 au 31 août.

3.2.2 Influence de la QBO

Intensité de la bordure

L'analyse composites du cycle solaire nous montre des résultats intéressants aux niveaux de l'intensité de la bordure. Ainsi une analyse similaire a été réalisée pour la QBO. La figure 3.5 représente l'analyse composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex polaire tout au long de l'hiver de 1979 à 2020 comme pour la figure 3.3, mais en fonction de l'activité de la QBO. Les phases de QBO positives représentent la QBO ouest (wQBO) et les phases négatives de la QBO représentent la QBO est (eQBO).

Sur les différents panneaux de la figure on ne distingue pas de différences évidentes entre les hivers de phase est et ouest de la QBO, tant au niveau des médianes que des percentiles 20 et 80. Un léger écart se discerne toutefois à 550 K au niveau des médianes entre octobre et novembre. Les vortex des années de wQBO se brisent plus tôt que ceux des années de eQBO à 675 K et 475 K : 6 jours et 2 jours plus tôt, respectivement. À 550 K, ce sont les années de eQBO qui se brisent 1 jour plus tôt. Le tableau 4.3 résume les dates de rupture du vortex selon les différentes phases de la QBO et en fonction du niveau isentrope.

TABLE 3.2 – Dates de rupture du vortex Antarctique pour les phases est (eQBO) et ouest (wQBO) de la QBO le jour où il n'y a plus que 3 années.

	eQBO	wQBO
675 K	09/12	03/12
550 K	18/12	19/12
475 K	27/12	25/12

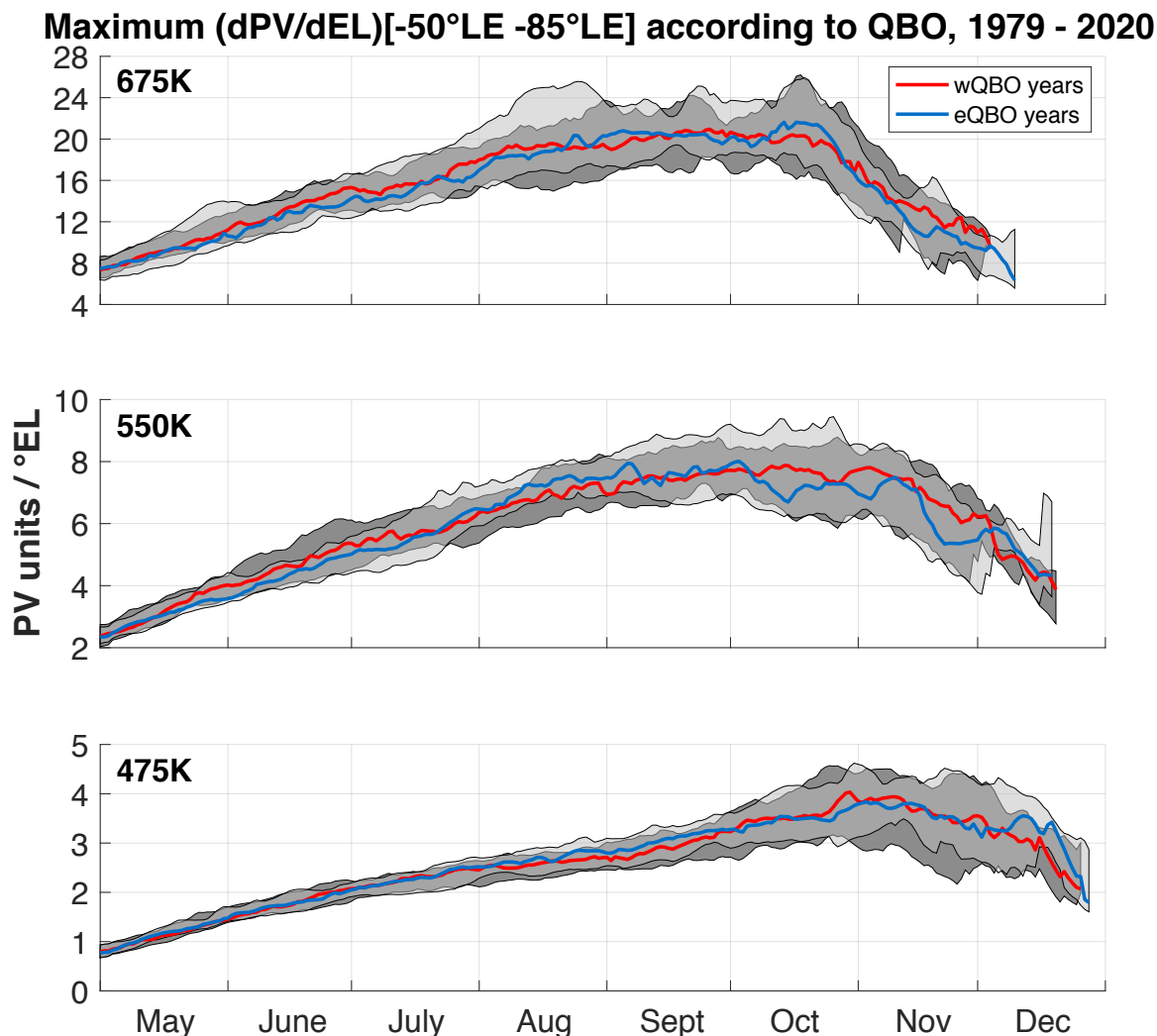


FIGURE 3.5 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction de l'oscillation quasi-biennale pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wQBO (eQBO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wQBO (eQBO).

Position de la bordure

La figure 3.6 représente l'analyse composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction des années de phase est ou ouest de la QBO de la même manière que pour la figure 3.4 pour le cycle solaire. Contrairement au cycle solaire on observe une différence entre les deux médianes de la position de la bordure du vortex, notamment à 550 K. Généralement, ce sont les vortex des années de eQBO qui ont une étendue et une variabilité plus importante.

Les étendues maximales de LE atteintes selon les années de wQBO et eQBO sont respectivement

de -58°EL (-56.5°EL) durant wQBO (eQBO) de mi-juillet à mi-septembre (en août) à 675 K. À 550 K la période d'étendue maximale est plus courte atteignant -59.1°EL (-66.2°EL) durant wQBO (eQBO), de fin juillet à début août (mi-août). Enfin à 475 K, les maximum d'étendue sont atteints plus tardivement avec respectivement -59.6°EL (-56.6°EL) durant wQBO (eQBO), fin septembre (de fin août à début septembre). À nouveau il y a moins de différences entre les médianes des années de wQBO et eQBO durant la période d'intensité maximale de la bordure, bien que cette fois la variabilité soit un peu plus importante en novembre au niveau 675 K.

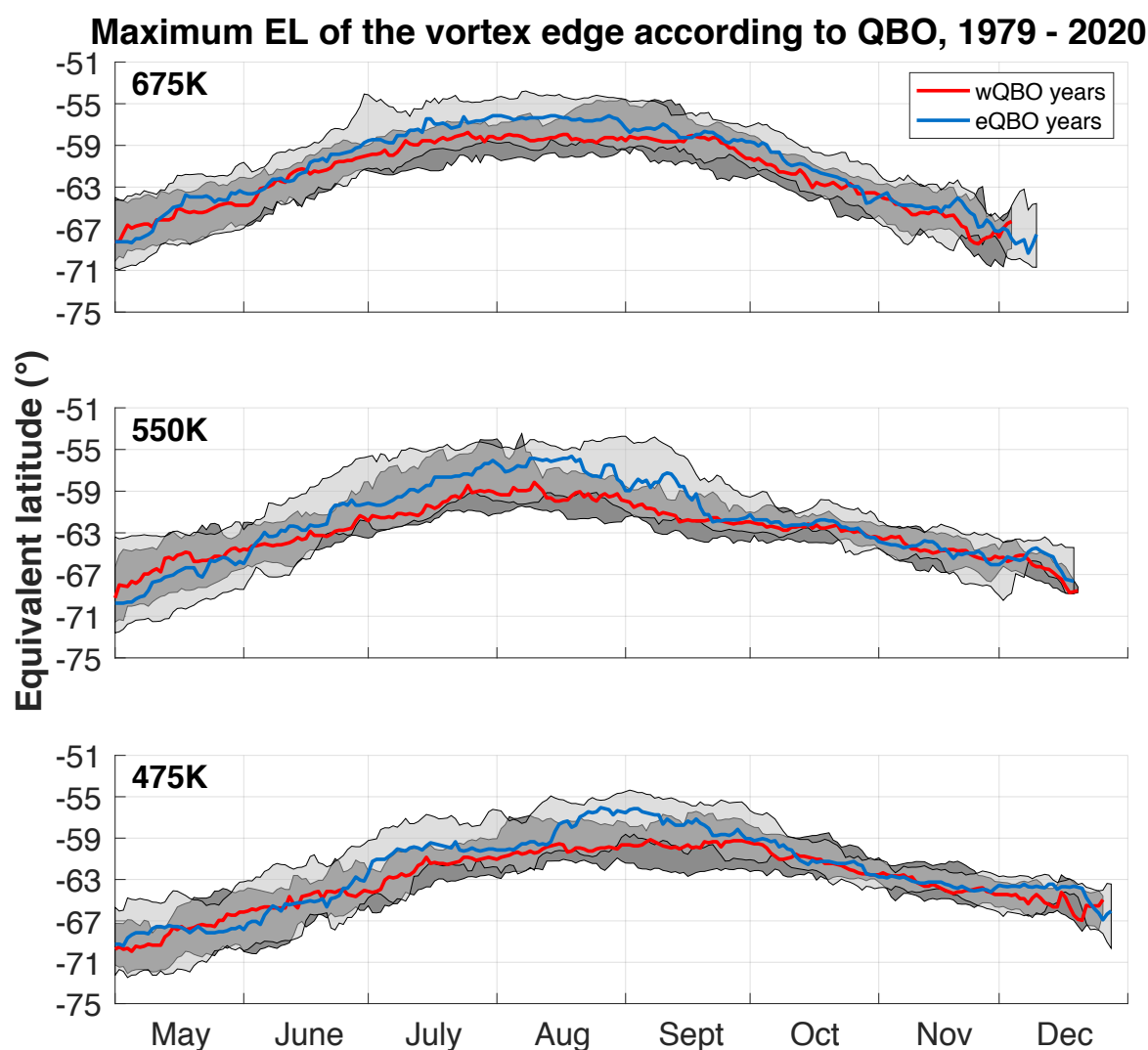


FIGURE 3.6 – Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction de l'oscillation quasi-biennale pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wQBO (eQBO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wQBO (eQBO).

3.2.3 Influence d'ENSO

Intensité de la bordure

La figure 3.7 représente l'analyse composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex polaire tout au long de l'hiver de 1979 à 2020 comme pour la figure 3.3 en fonction du CS, la figure 3.5 en fonction de la QBO, mais en fonction de l'activité de l'ENSO. Les phases ENSO chaudes (wENSO) et froides (cENSO), représentant respectivement El Niño et La Niña, sont détaillées dans la sous-section 2.3.3. Les années neutres, tout comme les années intermédiaires pour le CS, ne sont pas incluses. Les différents panneaux de la figure montrent que les années cENSO sont généralement caractérisées par un vortex plus intense et qui persiste plus longtemps. Cela est moins évident à 675 K bien que la variabilité des années cENSO soit plus importante.

Cependant, avec un maximum médian de 8.2 pvu/°EL pour cENSO fin octobre à 550 K, et de 8.1 pvu/°EL fin septembre pour wENSO au même niveau, on remarque surtout qu'un maximum similaire est atteint mais à environ un mois d'intervalle, et plus tôt pour la phase wENSO. À 475 K, les hivers de la phase cENSO atteignent un maximum médian de 4.3 pvu/°EL fin octobre, qui intervient plus tôt que pour les hivers de la phase wENSO, avec un maximum médian de 3.8 pvu/°EL début novembre.

Les vortex des années wENSO se brisent en effet plus tôt que ceux des années cENSO, 12 jours avant à 675 K, 17 jours à 550 K et 13 jours à 475 K. Le tableau 3.3 résume les dates de rupture du vortex selon les différentes phases de l'ENSO et le niveau isentrope, le jour où il n'y a plus que 3 années qui n'ont pas encore rompu.

TABLE 3.3 – Dates de rupture du vortex Antarctique pour les phases El Niño (wENSO) et La Niña (cENSO) le jour où il n'y a plus que 3 années.

	cENSO	wENSO
675 K	08.12	26.11
550 K	20.12	03.12
475 K	27.12	14.12

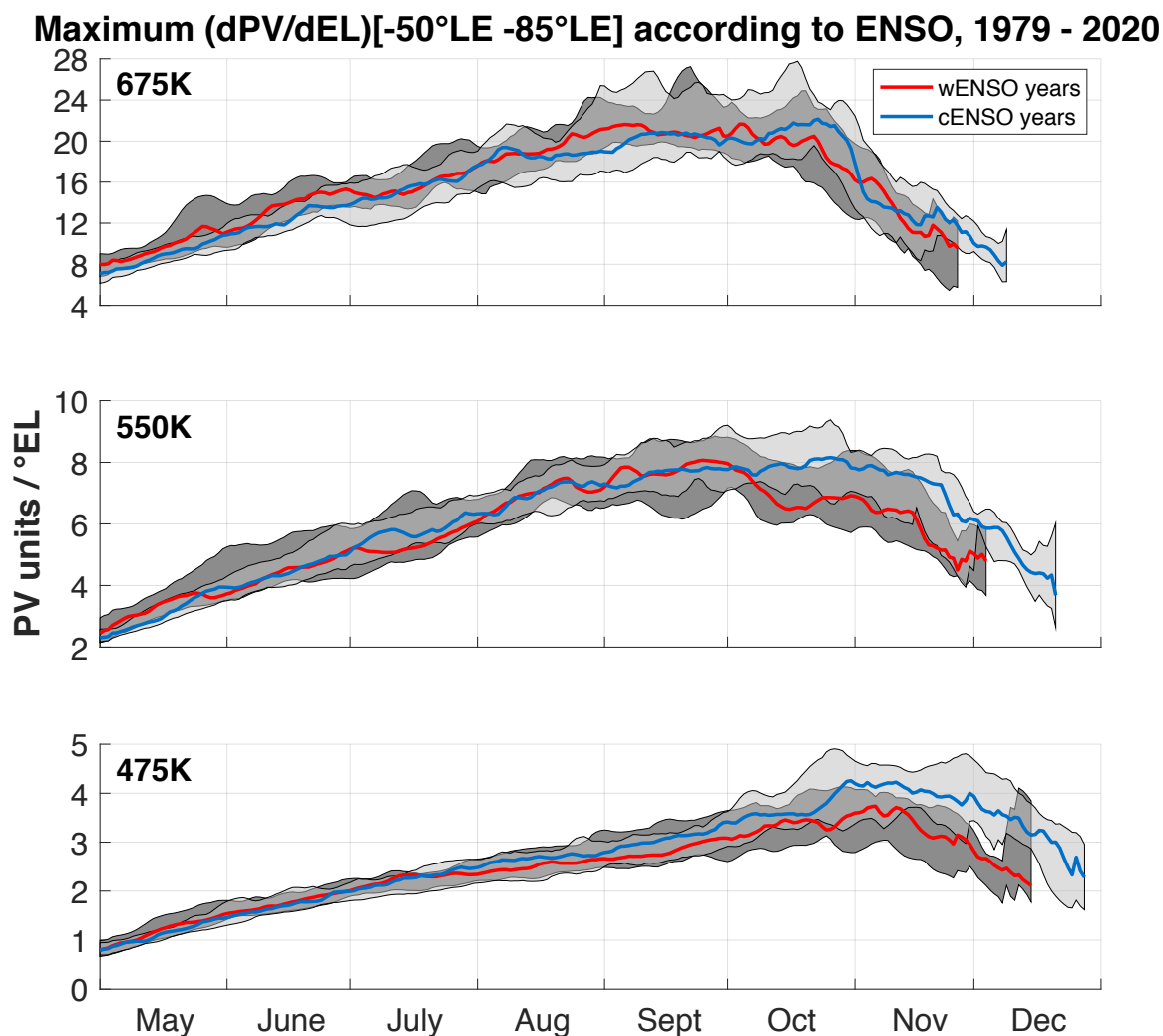


FIGURE 3.7 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction d'ENSO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wENSO (cENSO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wENSO (cENSO).

Position de la bordure

La figure 3.8 représente l'évolution composites de la position de la bordure du vortex en fonction des phase ENSO, El Niño ou La Niña, de la même façon que pour la figure 3.4 pour le cycle solaire et la figure 3.6 pour la QBO.

Les résultats ne sont pas significatifs quant à l'impact de l'ENSO sur la position de la bordure. L'étendue des bordures de vortex de phases wENSO semblent tout de même plus variables, en début d'hiver à 675 K, et tout au long de l'hiver à 550 et 475 K (dans une moindre mesure).

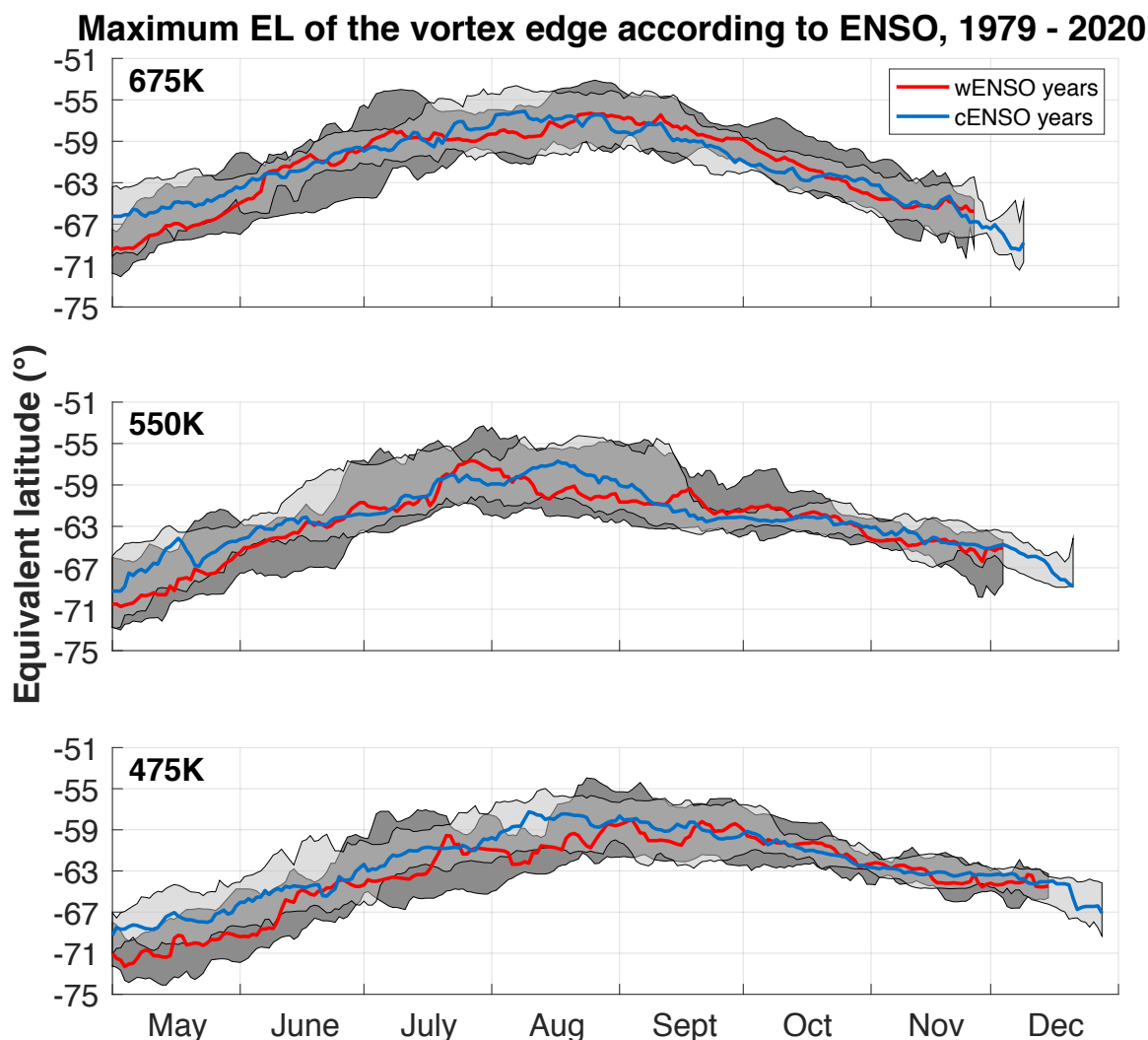


FIGURE 3.8 – Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction d'ENSO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wENSO (cENSO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wENSO (cENSO).

3.2.4 Influence combinée de la QBO et du cycle solaire

Nous avons ensuite étudié la modulation de l'influence du cycle solaire sur la bordure du vortex par la QBO, ces deux forçages ayant un impact notamment sur l'intensité de la bordure du vortex [Roscoe and Haigh, 2007]. La figure 3.9 représente l'analyse composites de l'intensité de la bordure du vortex polaire tout au long de l'hiver pour la période 1979 – 2020 à 675 K, 550 K et 475 K, avec les années maxSC et minSC classées en fonction de la phase de la QBO : eQBO et wQBO sont respectivement représentés dans les panneaux de gauche et de droite. Dans chaque panneau, la zone en gris foncé

(clair) indique les percentiles 20 et 80 des années maxSC (minSC) avec la médiane en rouge (bleu). Dans l'analyse de résultats il faut prendre en compte le fait que durant la période étudiée, il n'y a que 5 ans pour le couple maxSC/eQBO contre 10 ans pour le couple minSC/eQBO, et 10 ans pour l'association maxSC/wQBO ainsi que minSC/wQBO. Le tableau 3.4 synthétise le nombre d'années des différentes phases combinées considérées pour les études de la modulation de l'influence du CS sur la bordure du vortex par la QBO et par l'ENSO.

TABLE 3.4 – Nombres d'années obtenues par phases suite aux analyses composites combinées entre SC/QBO et SC/ENSO.

	eQBO	wQBO	cENSO	wENSO
maxSC	5	10	8	7
minSC	10	10	11	9

À 675 K pour la eQBO, la bordure est plus intense durant les années minSC, et ce pour une plus longue période (août à octobre) que durant les années de maxSC (fin août à mi-octobre). La variabilité est également plus importante durant la période de maximum d'intensité, et la rupture survient plus tard. Les années de minSC et de maxSC sont légèrement plus intense durant cette phase. Pour la wQBO les résultats sont moins significatifs, les deux médianes ne se différenciant qu'au mois d'octobre, soit durant la période de maximum d'intensité. Ce sont toutefois les années de minSC qui se démarquent, encore, alors que la variabilité est plus importante pour les années de maxSC.

À 550 K, les deux phases de la QBO sont caractérisées par une bordure plus intense durant les années minSC, mais les différences entre les médianes minSC et maxSC sont plus importantes durant les années eQBO. La plus grande variabilité de l'intensité de la bordure pour les années minSC (avec les plus grandes valeurs observées) est également observée pour les années eQBO. Durant la phase wQBO, les années minSC présentent une durée plus longue de la période d'intensité maximale (de septembre à novembre) et les années maxSC sont caractérisées par une bordure plus intense et une durée de vie du vortex plus longue, par rapport à leur équivalent durant les phases eQBO.

Un comportement similaire de l'intensité de la bordure est observé à 475 K. Les années minSC et maxSC montrent respectivement une intensité de la bordure plus forte durant la phase wQBO que durant la phase eQBO. Les années maxSC sont caractérisées par une durée de vie du vortex plus longue durant la phase wQBO que durant la phase eQBO.

En conclusion, la QBO module davantage l'intensité de la bordure du vortex, surtout pour les années maxSC, qui sont généralement caractérisées par une bordure plus intense et une durée de vie plus longue durant la phase wQBO que durant la phase eQBO. Les années minSC présentent également

une bordure légèrement plus intense durant la phase wQBO. Les résultats individuels des forçages n'ayant pas montrés d'impact significatif sur la position de la bordure, ces analyses composites combinées ont été uniquement réalisées pour l'intensité de la bordure.

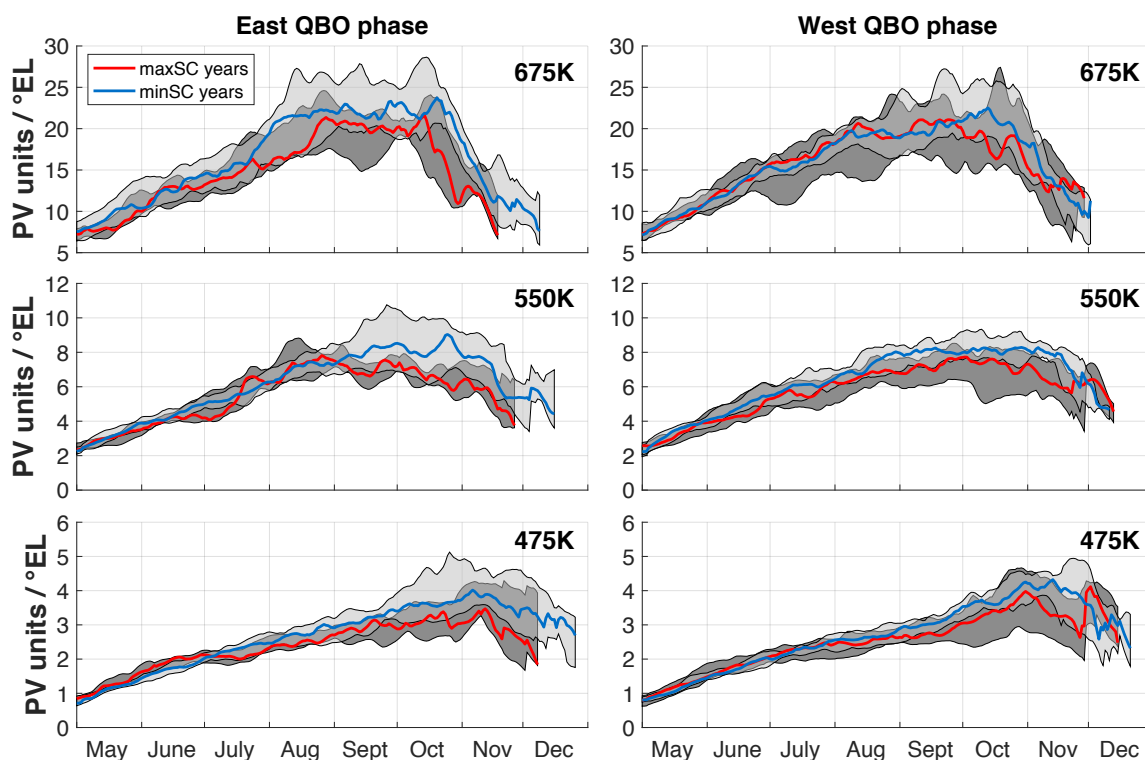


FIGURE 3.9 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans et de la QBO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les panneaux de gauche (droite) représentent les phases eQBO (wQBO). Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).

3.2.5 Influence combinée d'ENSO et du cycle solaire

Nous avons donc également étudié la modulation combinée de la bordure du vortex polaire par le cycle solaire et l'ENSO. La figure 3.10 présente des composites similaires à ceux de la figure 3.9 pour le CS et la QBO.

La plus grande différence entre l'intensité médiane de la bordure des années minSC et maxSC est observée pour les années cENSO notamment au niveau 675 K avec un écart moyen de 5.1 pvu/°EL en août/septembre. Les années minSC étant toujours caractérisées par la plus grande intensité durant La Niña. La durée de vie du vortex des années maxSC est plus longue durant les années cENSO que durant les années wENSO, à 550 K et 475 K. À 675 K les années de maxSC rompent plus tôt

durant les deux phases, aux alentours du 26 novembre. Aux deux niveaux inférieurs, la différence entre l'intensité de la bordure de maxSC et de minSC est faible et non significative durant les années wENSO, tandis que les années cENSO sont généralement caractérisées par une bordure plus intense pour les années minSC et maxSC. À 675 K le résultat est également plus significatif durant les années cENSO, mais on peut remarquer durant la phase wENSO que ce sont les années de maxSC qui sont plus intense durant la phase de croissance du vortex, puis l'inverse durant la période qui suit le maximum d'intensité.

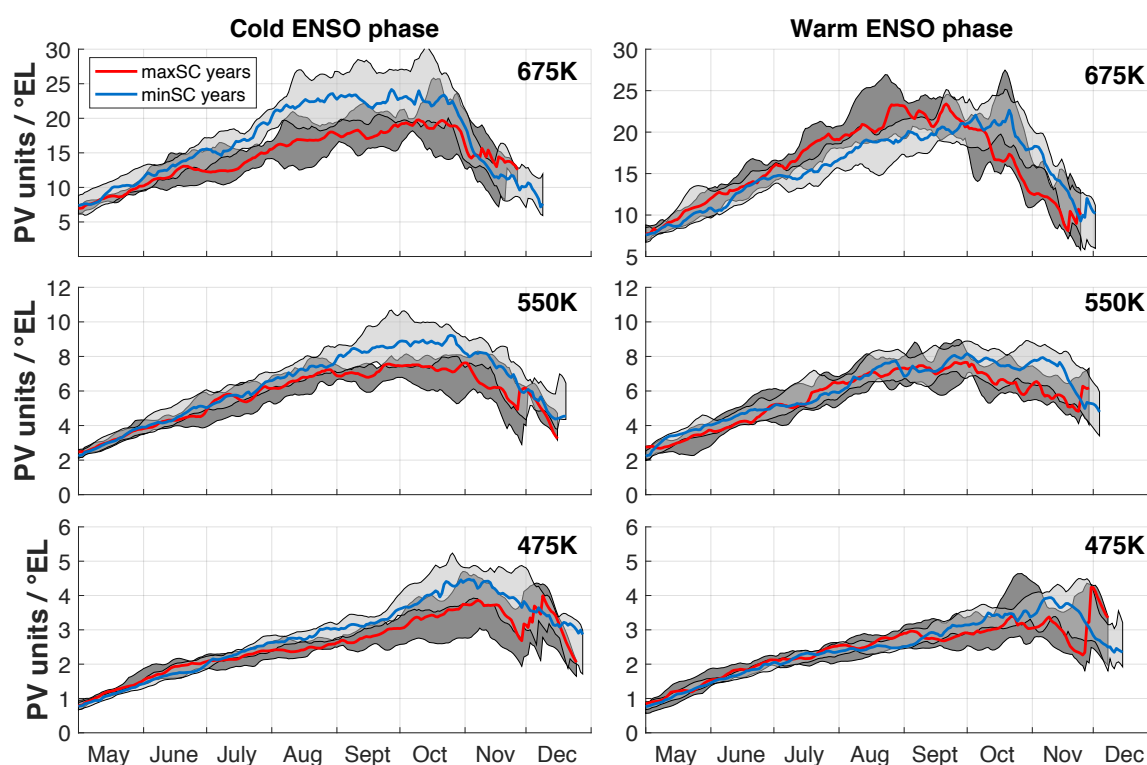


FIGURE 3.10 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans et de ENSO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les panneaux de gauche (droite) représentent les phases cENSO (wENSO). Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).

TABLE 3.5 – Résumé des résultats sur les études composites combinées dans l'HS.

QBO intensité	eQBO	wQBO
minSC	+	++
maxSC	-	+
QBO durée	eQBO	wQBO
minSC	++	+
maxSC	-	+
ENSO intensité	cENSO	wENSO
minSC	++	+
maxSC	+	-
ENSO durée	cENSO	wENSO
minSC	++	+
maxSC	+	-

3.3 Analyse interannuelle de la période d'intensité maximale

3.3.1 Intensité de la bordure

Dans la sous-section 3.1.1, il résulte que l'intensité médiane maximale est atteinte de septembre à fin octobre à 675 K, de septembre à début novembre à 550 K, et début novembre à 475 K. Afin d'étudier l'évolution interannuelle de l'intensité maximale et de la position de la bordure du vortex durant ces périodes, nous avons identifié sur la figure 3.1 le jour où le maximum médian a été atteint à chaque niveau et avons fait la moyenne des paramètres sur ± 15 jours autour de cette date. Ces périodes sont résumées dans le tableau 3.6.

TABLE 3.6 – Périodes de maximum d'intensité considérées pour l'étude interannuelle.

	675 K	550 K	475 K
Périodes	15/09 – 15/10	01/10 – 31/10	15/10 – 15/11

La figure 3.11 représente l'évolution interannuelle de l'intensité maximale de la bordure du vortex polaire à chaque niveaux isentropes sur la période 1979 – 2020, moyennée sur les périodes du 15 septembre au 15 octobre, en octobre, et du 15 octobre au 15 novembre à 675 K, 550 K et 475 K respectivement. Les cercles rouges (carrés bleus) indiquent les années maxSC (minSC). Les années sans symboles sont des années dont les valeurs du flux solaire à 10,7 cm se situent entre les années minSC ou maxSC, ce sont les années neutres (voir la figure 2.9 dans la sous-section 2.4.1).

À 550 K et 475 K, une augmentation de l'intensité de la bordure du vortex du début de la période jusqu'à la fin des années 1990 est visible alors que cette augmentation n'est pas observée à 675 K. Elle est d'environ 44% et 59% à 550 K et 475 K respectivement entre la moyenne de 1979 à 1981 et la moyenne de 1999 à 2001. Cette augmentation peut être attribuée à l'accroissement de la perte d'ozone polaire au cours des années 1980 et 1990, comme le mentionnent d'autres études [Bodeker et al., 2002]. À partir de 2000, l'intensité reste à un niveau élevé en raison de l'apparition continue du trou dans la couche d'ozone. Se superpose la variabilité décennale liée au SC et la variabilité inter-annuelle liée à la QBO et à l'ENSO. En accord avec les résultats de la sections 3.2, les pics observés autour de 1986, 1996, 2005 et 2016 sont la signature du cycle solaire de 11 ans correspondant aux années minSC. Nous notons cependant que certaines années maxSC présentent des valeurs élevées d'intensité de la bordure, comme par exemple en 2014 aux niveaux 550 K et 475 K. Cette année se trouve dans la phase Ouest de la QBO, ce qui confirme la conclusion précédente selon laquelle l'intensité de la bordure des années maxSC est plus forte durant les phases wQBO. Cependant, elle est en phase chaude de l'ENSO, alors qu'il a été montré que l'intensité médiane du max SC de la bordure était plus faible durant le wENSO que durant le cENSO. Il faut noter que le dernier cycle solaire (cycle numéro 24) a atteint une intensité moins importante que les précédents et que les années maxSC du dernier cycle correspondent à des années intermédiaires entre les années minimales et maximales pour les cycles précédents, de sorte que la modulation de l'intensité de la bordure par le dernier cycle solaire est potentiellement plus faible que par les cycles précédents. De même, alors que les années à faible intensité de la bordure correspondent généralement aux années maxSC, les années minSC montrent également une faible intensité de la bordure, en particulier à la fin de la période (2016-2020), ce qui correspond à la fin du dernier cycle solaire qui est plus faible. On relève toutefois une exception à 675 K en 2016 (34.7 pvu/°EL) et en 2017 (29.3 pvu/°EL) avec l'intensité la plus importante de la période. L'intensité de l'année 2019 n'est pas remarquable contrairement à son étendue et sa durée, compte tenu du réchauffement stratosphérique soudain mineur mais très fort [Rao et al. 2020 ; Shen et al. 2020 ; Wargan et al. 2020] qui a eu lieu durant cet hiver.

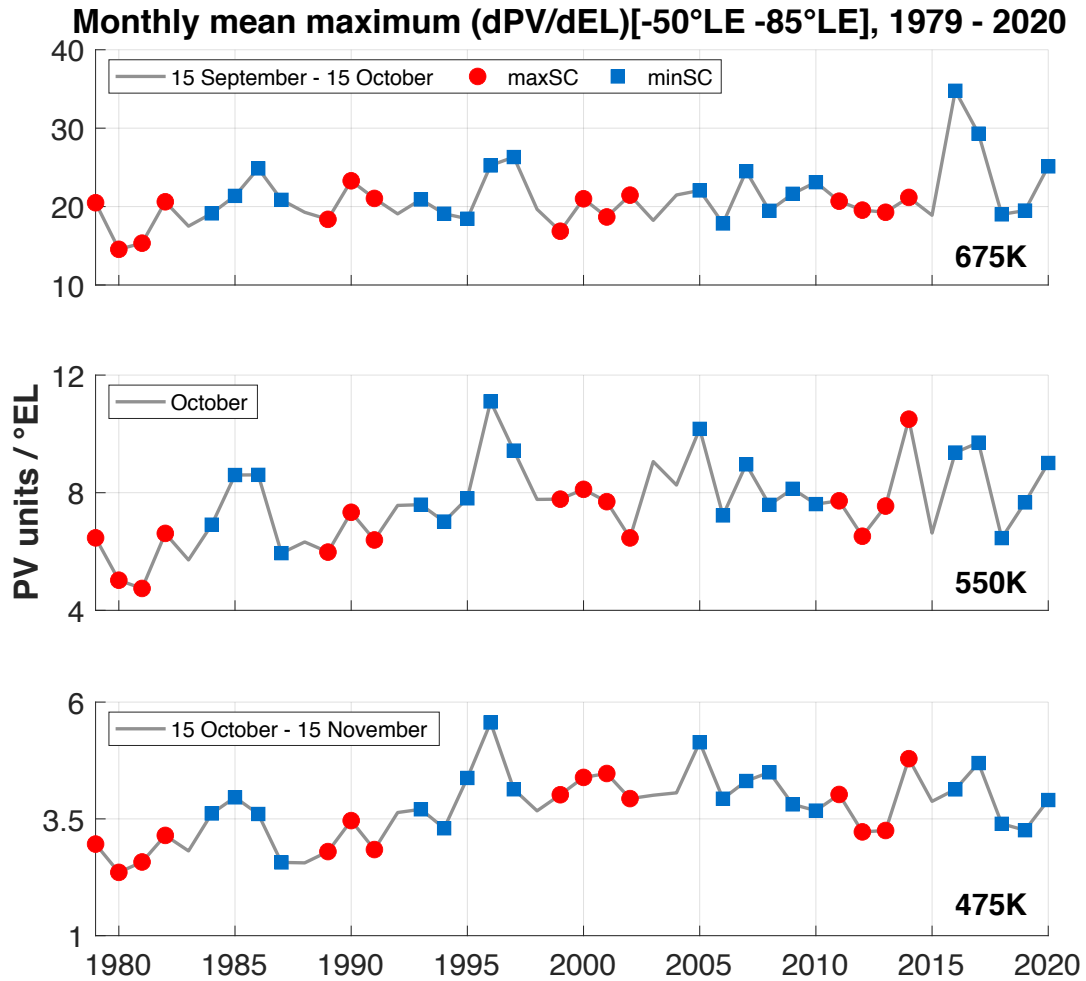


FIGURE 3.11 – Évolution interannuelle de l'intensité maximale de la bordure du vortex pour la période 1979 – 2020, moyennée du 15 septembre au 15 octobre à 675 K, en octobre à 550 K, et du 15 octobre au 15 novembre à 475 K. Les années maxSC (minSC) sont représentées par des cercles rouges (carrés bleus).

3.3.2 La position de la bordure

La figure 3.12 représente l'évolution interannuelle de l'étendue maximale de la bordure du vortex polaire en fonction des années minSC et maxSC tel que décrit dans la figure 3.11. La position de la bordure du vortex est assez similaire pour les niveaux 550 K et 475 K. Entre 1979 et 2001, l'étendue est plus importante à 675 K. L'élément le plus remarquable de la figure est la faible étendue en 2002, due au réchauffement majeur et au split du vortex, qui ont eu lieu cette année-là. Il a été démontré que le réchauffement majeur de 2002, le premier observé au-dessus de l'Antarctique, était principalement dû à l'augmentation de l'activité des ondes planétaires dans la stratosphère de l'hémisphère sud [Hoppel et al., 2003]. Hormis cette année particulière, l'étendue maximal de la bordure fluctue entre

-65,7°EL et -55,3°EL, tous niveaux confondus. Aux niveaux 550 K et 475 K, la position de la bordure diminue de 1981 à 1994, avec des valeurs variant de -56,6°EL et -58,6°EL à -63,4°EL et -63,7°EL respectivement aux deux niveaux (diminution moyenne de 7°EL à 5°EL en 14 ans). On peut noter que ces années correspondent à la période où l'intensité de la bordure augmente. À 675 K, la tendance à la baisse est moins visible durant la première période. À tous les niveaux, en particulier à 675 K et 475 K, on observe une diminution de la taille du vortex polaire de 2019 qui est due à un trou dans la couche d'ozone anormalement petit, causé par un réchauffement stratosphérique soudain mineur [Rao et al. 2020; Shen et al. 2020; Wargan et al. 2020]. En revanche, l'année 2020, qui a été caractérisée par un trou dans la couche d'ozone plus important et une très longue durée de vie du vortex (voir section 3.4), n'est pas représentée par une valeur d'intensité maximale de la bordure particulièrement forte ni une valeur exceptionnelle de l'étendue du vortex.

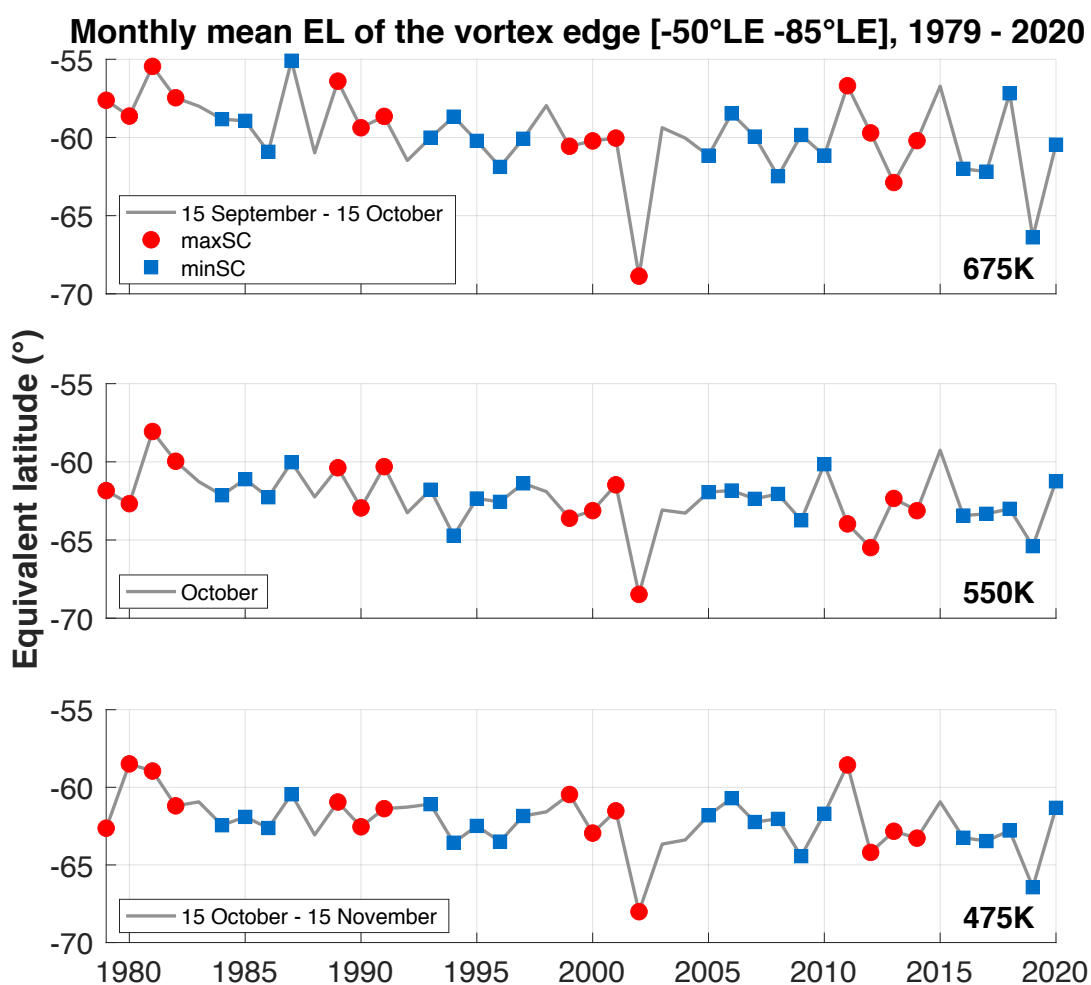


FIGURE 3.12 – Évolution interannuelle de l'étendue maximale de la bordure du vortex pour la période 1979 – 2020, moyennée du 15 septembre au 15 octobre à 675 K, en octobre à 550 K, et du 15 octobre au 15 novembre à 475 K. Les années maxSC (minSC) sont représentées par des cercles rouges (carrés bleus).

3.4 Durée de vie du vortex

Dans cette partie, nous utilisons la méthode de détermination des dates de formation et de rupture pour les vortex Antarctique sur la période 1979 – 2020, aux niveaux 675 K, 550 K et 475 K, détaillée dans la section 2.5. L'évolution de ces dates sera représentée comme sur la figure 3.13, extraite de WMO [2018] représentant l'évolution des dates de rupture de la bordure du vortex selon la méthode de Nash et al. [1996] avec le gradient de la PV de différentes réanalyses au niveau 500 K.

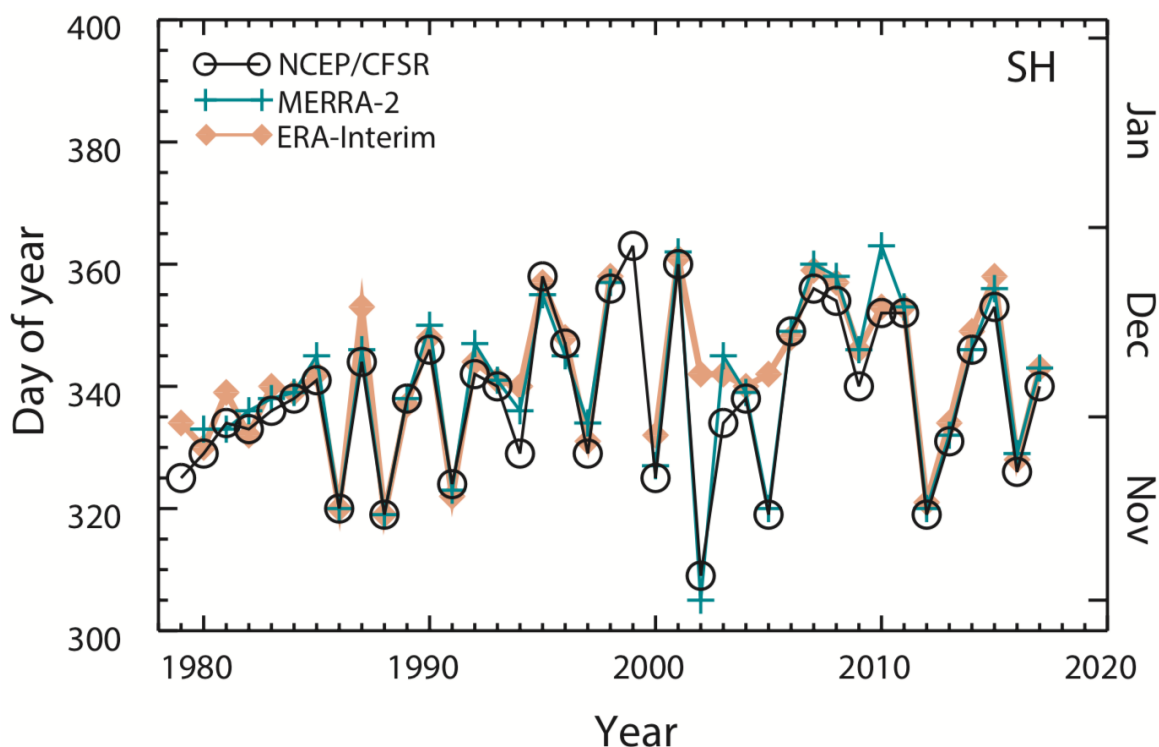


FIGURE 3.13 – Dates de rupture des vortex polaires Antarctiques au niveau 500 K, définies d'après Nash et al. [1996]. Les dates sont déterminées à partir des données de réanalyse de NCEP/CFSR [Saha et al., 2010], MERRA-2 [Gelaro et al., 2017] et ERA-Interim [Dee et al., 2011], d'après WMO [2018].

3.4.1 Formation

L'évolution des dates d'apparition du vortex polaire tout au long de l'hiver de 1979 à 2020 aux niveaux isentropes 675 K, 550 K et 475 K est représentée sur la figure 3.14. Chaque point représente le jour de l'année où le vortex polaire est bien formé, c'est-à-dire lorsque la vitesse horizontale du vent le long de la bordure du vortex est supérieure aux valeurs seuils de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1} , comme le suggère Akiyoshi et al. [2009]. Dans chaque panneau, les courbes en bleu, gris foncé et gris clair représentent les seuils de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1} , respectivement.

Comme attendu, le vortex se forme plus tôt aux niveaux les plus élevés. Sur la période étudiée, le jour moyen de l'année où le vortex se forme est calculé en moyennant les courbes de seuils puis en moyennant toute la période. Ce jour est le 31 mars, le 8 avril et le 18 avril à 675 K, 550 K et 475 K, avec un écart-type de 3,56; 4,5 et 6,2 jours respectivement. De même, la formation du vortex se produit plus tard pour les valeurs de seuil les plus élevées, car la force du vent augmente au cours de l'automne dans la stratosphère polaire. Les différences entre les dates d'apparition en fonction des différentes valeurs de seuil diminuent avec l'altitude. À 475 K, les valeurs moyennes de ces dates sont les jours 93, 109 et 125 (3 avril, 19 avril et 5 mai) pour les seuils de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1} respectivement. Cependant, certaines années montrent une grande différence entre les dates d'apparition selon les différentes valeurs de seuil, qui peut dépasser un mois (par exemple en 2002 avec un mois et demi entre les seuils $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ et 25 m.s^{-1}). Cette année a cependant été caractérisée par le premier réchauffement majeur observé en Antarctique, mentionné dans la section précédente. Cependant le fort réchauffement mineur de 2019 [Rao et al. 2020; Shen et al. 2020; Wargan et al. 2020; Yamazaki et al. 2020] ne présente pas de caractéristique particulière. De même, la variabilité interannuelle des dates d'apparition est assez importante à ce niveau, avec une différence moyenne de 32,9 jours entre $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ et 25 m.s^{-1} sur l'ensemble de la période. Il y a quelques dates d'apparition tardives remarquables à 475 K, en particulier pour le seuil de 25 m.s^{-1} , par exemple le jour 152 (1er juin) en 2002 et le jour 149 (29 mai) en 2014. Ces deux années correspondant à une faible perte d'ozone [WMO, 2018]. En revanche, l'année 1992 a été caractérisée par une apparition précoce le jour 73 (14 mars) pour le seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$. Les niveaux 550 K et 675 K montrent comparativement moins de variabilité des dates d'apparition pour les différentes valeurs de seuil et la différence entre ces dates pour les valeurs de seuil les plus élevées et les plus basses est de l'ordre de 10 jours en moyenne (21 et 17,2 jours à 550 K et 675 K respectivement entre les valeurs de seuil de 25 m.s^{-1} et $15,2 \text{ m.s}^{-1}$). Cette différence de variabilité interannuelle de l'apparition entre les niveaux est confirmée par la moyenne de l'écart-type des trois courbes de seuils après correction de la variation à long terme par un polynôme à 3 degrés. Cet écart-type s'élève à ± 8.2 jours à 475 K, ce qui est presque deux fois plus important que les valeurs des niveaux 675 K et 550 K (respectivement ± 4.8 et ± 3.7 jours). Une variabilité à long terme dans l'évolution des dates d'apparition est également observée aux différents niveaux. À 675 K, une tendance à la baisse est visible entre 2010 et 2018 pour le seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, avec une variabilité interannuelle légèrement plus élevée durant cette dernière décennie. À 550 K, on observe des dates de formations plus précoces à partir de 2011, phénomène plus prononcé pour le seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$. À 475 K, la caractéristique la plus marquante est une tendance à l'apparition plus précoce du vortex très significative entre 1980 et 1999 pour la valeur seuil de 25 m.s^{-1} . Cette tendance est de 29 jours en 19 ans, ce qui correspond à une diminution de 1,5 jours par an : cela pourrait indiquer un renforcement des vents plus tôt dans l'année. On peut également constater que les jours d'apparition les plus tardifs en 2002, 2012 et 2014 correspondent à des années où le trou dans la couche d'ozone était moins importants (voir Pazmiño et al. 2018).

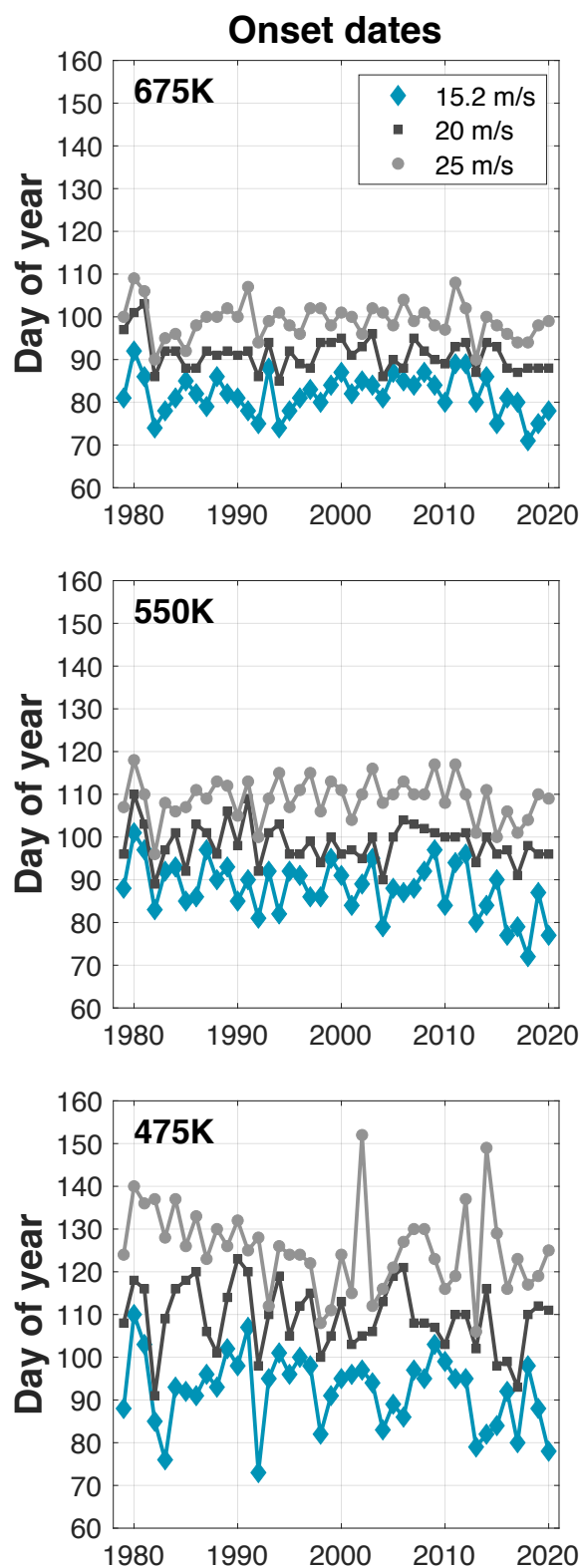


FIGURE 3.14 – Évolution interannuelle des dates d'apparition du vortex polaire Antarctique sur la période 1979 – 2020. Les panneaux de haut en bas illustrent les dates d'apparition à 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes gris clair, gris foncé et bleu représentent les dates d'apparition pour les seuils de vent de 25 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} et $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ respectivement.

3.4.2 Rupture

De la même manière que pour la figure 3.14, la figure 3.15 montre le jour où le vortex polaire se rompt au printemps, en raison du réchauffement final du vortex, aux niveaux isentropes 475 K, 550 K et 675 K. Les niveaux inférieurs s'affaiblissent plus tôt. Comme l'explique Nash et al. [1996], lorsque le vortex s'affaiblit entre le début et la fin du printemps, les vents au bord du vortex s'affaiblissent également, conduisant à la rupture finale du vortex. On considère donc que la rupture du vortex se produit lorsque la vitesse horizontale du vent le long de sa bordure tombe en dessous des valeurs seuils de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} ou 25 m.s^{-1} (selon Akiyoshi et al. 2009). La courbe bleu représente donc la courbe marron sur la figure 3.13 mais aux niveaux isentropes que nous étudions.

Le vortex se forme plus tôt aux niveaux les plus élevés et se rompt également plus tôt. Sur toute la période, le jour moyen de l'année où le vortex se rompt est calculé en moyennant les courbes de seuils puis en moyennant toute la période. Ce jour est le 6 décembre, le 30 novembre et le 21 novembre à 475 K, 550 K et 675 K, avec un écart-type de 11,3 ; 10,7 et 10,6 jours, respectivement. Certaines années nous constatons une rupture précoce du vortex polaire : par exemple, en 1988, le vortex s'est rompu 13 jours avant la date moyenne de rupture à 675 K, 20 jours à 550 K et 21 jours à 475 K. En 2002, la rupture a eu lieu 18, 9 et 8 jours avant la date moyenne de rupture à 475 K, 550 K et 675 K respectivement. Quelques ruptures plus tardives ont été observées au cours des deux dernières décennies, en particulier pour la valeur seuil $15,2 \text{ m.s}^{-1}$. Ainsi l'année 1999 est clairement visible à 475 K et à 550 K avec une rupture 21 et 27 jours respectivement après les dates moyennes pour cette valeur seuil, qui sont le 12 décembre à 475 K et le 04 décembre à 550 K. Dans la figure 3.13, 1999 n'est pas montrée à 500 K, la recherche de la date de rupture n'étant pas étendue jusqu'en janvier comme nous avons pu le faire ici. Ainsi on observe à nos niveaux d'étude, une rupture du vortex le jour 365 (31 décembre) à 550 K et le jour 367 (02 janvier) à 475 K. Les années 2007, 2008, 2010 et 2015 se distinguent également pour les trois niveaux : environ 14 jours, 15 jours et 14 jours après la date moyenne de rupture à 475 K, 550 K et 675 K respectivement. Enfin, l'année 2020 se distingue par une rupture exceptionnellement tardive pour la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, aux jours 360, 355 et 354 (le 26 décembre, 21 décembre et le 20 décembre) à 475 K, 550 K et 675 K, respectivement. Cette dernière valeur établit un record sur l'ensemble de la période étudiée pour le niveau 675 K.

La figure montre que la différence entre les dates de rupture pour les différentes valeurs seuil est beaucoup plus faible que pour les dates d'apparition du vortex. La différence moyenne entre les dates de rupture pour $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ et 25 m.s^{-1} est égale à 11,5, 8,9 et 8,2 jours à 475 K, 550 K et 675 K respectivement, comparé à 32,9, 21 et 17,2 respectivement pour les dates d'apparition. Cette plus faible différence peut s'expliquer par le rôle important joué par les processus dynamiques qui vont accélérer la rupture du vortex. Leur formation est principalement contrôlée par les processus radiatifs, qui sont des processus plus lents. Une plus grande variabilité interannuelle est également observée

pour les dates de rupture aux différents niveaux et valeurs seuils. De la même manière que pour les dates d'apparition, nous avons calculé l'écart-type sur la période après avoir fait la moyenne des 3 courbes représentant les différentes moyennes de seuil, et supprimé la tendance à long terme par un polynôme du 3ème degrés. L'écart type est égal à 10,6 ; 10,2 et 10,4 jours à 475 K, 550 K et 675 K respectivement, comparé à 8,2 ; 4,8 et 3,7 jours pour les dates d'apparition.

Une tendance à des dates de rupture plus tardives entre 1979 et 1999 est observée à tous les niveaux, bien qu'elle soit plus prononcée à 475 K. Elle correspond à 35, 30 et 15 jours sur 21 ans à 475 K, 550 K et 675 K respectivement, si l'on fait la moyenne des différentes courbes de seuil aux différents niveaux. Le vortex persiste donc plus tard après 1999. Pour tous les niveaux, une autre tendance est visible, correspondant à une rupture plus précoce à partir de 2000, qui a été stoppée par la très longue durée de vie du vortex polaire de 2020. Alors que des dates de rupture tardives en décembre étaient déjà observées à 475 K et 550 K, comme mentionné précédemment, la durée du vortex jusqu'au 354e jour (le 20 décembre) était exceptionnelle à 675 K. Ces résultats sont synthétisés dans le tableau 3.7

TABLE 3.7 – Résumé des jours julien de formation et de rupture du vortex dans l'HS.

	Onset			Breakup		
	675 K	550 K	475 K	675 K	550 K	475 K
Average day over the period and for the 3 thresholds	90	98	108	325	334	340
Mean difference on the period between 25 m.s⁻¹ and 15,2 m.s⁻¹	17,2	21	32,9	11,5	8,9	8,2
Std of average threshold dates after long-term trend corrected	3,7	4,8	8,2	10,4	10,2	10,6

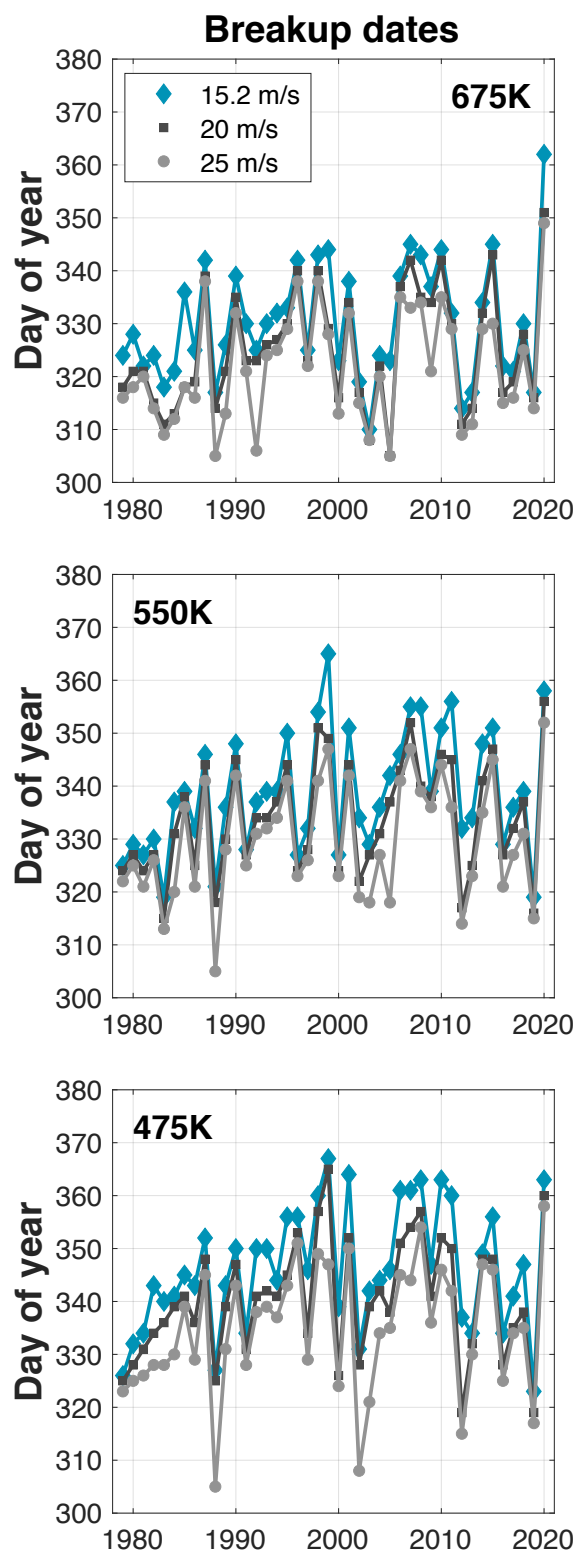


FIGURE 3.15 – Évolution interannuelle des dates de rupture du vortex polaire Antarctique sur la période 1979 – 2020. Les panneaux de haut en bas illustrent les dates d'apparition à 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes gris clair, gris foncé et bleu représentent les dates d'apparition pour les valeurs seuils de vent de 25 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} et $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ respectivement.

3.5 Conclusions

L'étude de la stabilité du vortex polaire Antarctique et l'étendue de sa bordure est d'une importance capitale pour la prédiction du rétablissement de la couche d'ozone et de son impact sur le changement climatique. Dans ce chapitre nous avons analysé l'évolution saisonnière de l'intensité et de la position de la bordure du vortex polaire stratosphérique en fonction de la latitude équivalente dans l'hémisphère sud à trois niveaux isentropes, en utilisant les analyses ERA-Interim sur la période 1979 – 2020. L'évolution interannuelle de l'intensité et de la position maximales de la bordure, ainsi que les dates d'apparition et de rupture à ces trois niveaux isentropes ont été évaluées. L'intensité de la bordure du vortex correspond au gradient de la vorticité potentielle pondérée par le module de vent en fonction de la latitude équivalente [Nash et al., 1996]. Les paramètres étudiés présentent des variations à long et à court terme sur la période, qui ont été analysées à l'aide de proxies bien connus de la variabilité atmosphérique dans la stratosphère tels que le cycle solaire, la QBO et l'ENSO. Parmi les principaux résultats de notre étude, l'influence de l'augmentation de la taille du trou dans la couche d'ozone durant les années 1980 et 1990 sur les paramètres étudiés est clairement perceptible, confirmant les résultats de Bodeker et al. [2002]. Cette influence est surtout prononcée sur l'intensité maximale du bord du vortex, avec une augmentation de 44% et 59% à 550 K et 475 K respectivement, entre 1980 et 2000. Elle est également visible sur les dates de rupture des vortex avec une tendance à une rupture plus tardive de respectivement 1,75 jours. an⁻¹, 1,5 jours. an⁻¹ et 0,75 jours. an⁻¹ à 475 K, 550 K et 675 K, pour les valeurs seuils moyennes sur la période 1979-1999. Nous trouvons également une tendance à une rupture plus précoce sur la même période pour les dates d'apparition, à 475 K, et pour la valeur seuil de 25 m.s⁻¹ uniquement (1,5 jours.an⁻¹ entre 1980 et 1999). Une tendance apparemment décroissante des dates de rupture après 2010 a été interrompue par la très longue durée du vortex en 2020, qui a établi un record au niveau de 675 K. Le cycle solaire et, dans une moindre mesure, la QBO et l'ENSO modulent l'évolution interannuelle de l'intensité maximale de la bordure des vortex et de leurs dates de rupture. Une intensité plus forte de la bordure est observée dans les années de minimum solaire. La QBO et l'ENSO modulent davantage l'influence du cycle solaire sur l'intensité de la bordure, en particulier à 475 K et 550 K : durant les phases wQBO, la différence entre l'intensité de la bordure pour les années minSC et maxSC est plus faible que durant les phases eQBO. La bordure du vortex polaire est plus intense et le vortex dure plus longtemps lors de la combinaison maxSC/wQBO que durant la combinaison maxSC/eQBO. En ce qui concerne l'ENSO, dont l'impact est moindre, l'intensité de la bordure est un peu plus importante durant les phases cENSO, tant pour minSC que pour maxSC, et la différence entre les médianes de minSC et de maxSC est plus grande.

Ces résultats sont principalement en accord avec la littérature. Baldwin and Dunkerton [1998] ont constaté que l'influence la plus forte de la QBO sur le vortex polaire sud se produit à la fin du printemps (novembre), lors du réchauffement final. À partir de composites de température à 10hPa, ils ont trouvé que le vortex était légèrement plus froid durant la phase ouest de la QBO tout au long de

l'hiver. Par la suite, Haigh and Roscoe [2009] ont constaté que le vortex stratosphérique polaire Antarctique se désagrège plus tard durant les combinaisons maxSC/wQBO et minSC/eQBO. Les deux dernières années de l'étude (2019 et 2020) se distinguent dans notre analyse. En 2019, l'étendue du vortex était particulièrement petite, notamment à 475 K et 675 K, et le vortex s'est brisé assez tôt [Rao et al. 2020; Shen et al. 2020; Yamazaki et al. 2020]. Les dates de rupture à 475 K et 550 K pour le seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ sont les plus basses jamais enregistrées, au jour 323 (19 novembre) à 475 K et 319 (15 novembre) à 550 K. En 2020, l'étendue du vortex n'était pas particulièrement grande et le bord du vortex pas particulièrement fort mais sa durée a établi un record à 675 K. Ce vortex de très longue durée a également été caractérisé par une forte destruction de l'ozone (Stone et al. [2021]; <https://public.wmo.int/en/media/news/2020-antarctic-ozone-hole-large-and-deep> et <https://public.wmo.int/en/media/news/record-breaking-2020-ozone-hole-closes>).

Variabilité du vortex polaire Arctique

Contents

4.1	Analyse statistique	88
4.1.1	Intensité de la bordure	88
4.1.2	Position de la bordure	91
4.2	Analyses composites	92
4.2.1	Influence du cycle solaire de 11 ans	93
4.2.2	Influence de la QBO	96
4.2.3	Influence de l'AO	99
4.2.4	Influence combinée de la QBO et du cycle solaire	103
4.2.5	Influence combinée de l'AO et du cycle solaire	104
4.3	Analyse interannuelle de la période d'intensité maximale	106
4.3.1	Sur l'intensité de la bordure	106
4.3.2	Sur la position de la bordure	107
4.4	Durée de vie du vortex	108
4.4.1	Formation	109
4.4.2	Rupture	111
4.5	Conclusions	114

L'étude suivante de ce travail de thèse a consisté à utiliser les outils et méthodes développés pour l'hémisphère sud à l'hémisphère nord. Ainsi, nous avons analysé la variabilité et l'évolution temporelle de la bordure du vortex stratosphérique polaire Arctique ces 42 dernières années aux niveaux 675 K, 550 K et 475 K. L'étude débute au début de l'hiver polaire 1980 et se termine à la fin de l'hiver polaire 2021. Par convention, lorsque nous parlerons par exemple de « l'hiver 1993 » ce sera l'hiver qui débute en octobre 1992 et qui se termine en mai 1993. Dans ce chapitre, nous allons tout d'abord proposer une analyse statistique de l'intensité de la bordure du vortex et de sa position, déterminée à l'aide des outils diagnostiques présentés dans le chapitre 2 et utilisés pour le vortex Antarctique dans le chapitre 3. La signature de certains forçages de la variabilité stratosphérique sont également étudiés. Le cycle solaire de 11 ans ainsi que la QBO, préalablement introduits dans le chapitre 1 et dont l'impact a été étudié sur le vortex Antarctique, sont ici considérés sur la période de vie du vortex boréal. Accompagnés de l'Oscillation Arctique, ces forçages seront évalués par des analyses composites et interannuelles. Enfin, l'étude comprend l'analyse de la formation et de la rupture du vortex. Les résultats de l'évolution saisonnière et interannuelle de l'intensité et de la position de la bordure du vortex polaire Arctique, ainsi que les dates de formation et de rupture sur la période 1980 – 2021 sont donc présentés dans ce chapitre.

4.1 Analyse statistique

4.1.1 Intensité de la bordure

Comme dans le chapitre 3, l'intensité de la bordure du vortex est étudiée grâce au gradient de la PV en fonction de la latitude équivalente. La figure 4.1 représente l'analyse statistique de l'évolution journalière du maximum de gradient de la PV lissé sur une moyenne glissante de 5 jours, en fonction de la LE d'octobre à mai et aux surfaces isentropes 675 K, 550 K et 475 K. Elle montre ainsi une intensification progressive du vortex dans le temps. Dans chaque panneau, la courbe noire en gras représente les valeurs médianes et les zones remplies de bleu indiquent les valeurs comprises entre les percentiles 20 et 80. Les courbes fines aux extrémités représentent les valeurs maximales et minimales globales sur la période 1980 – 2021. Les données sont prises en compte chaque année entre les dates d'apparition et de rupture du vortex déterminées avec la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ (voir section 4.4) et les percentiles, la médiane et les extrêmes globaux sont tracés du début de l'hiver et sur toute la période où l'on dispose d'au moins 3 ans de données minimum. Les paramètres statistiques avec au moins 3 ans de données sont obtenus du 3 octobre jusqu'au 3 mai, du 12 octobre jusqu'au 5 mai, et du 20 octobre jusqu'au 12 mai à 675 K, 550 K et 475 K respectivement.

Les résultats montrent que le vortex est déjà formé durant le mois d'octobre pour certaines années. Le vortex polaire Arctique se forme généralement de fin octobre à novembre, atteint son intensité maximale en décembre-janvier et décroît de février à avril [Waugh and Randel 1999; Waugh et al.

1999; Waugh and Polvani 2010]. La variabilité est cependant faible entre le début de l'hiver et la mi-décembre aux différents niveaux. Il atteint son maximum d'intensité à différentes périodes de l'hiver selon le niveau : plus tard aux niveaux inférieurs. Ce maximum est atteint en février à 675 K, avec une valeur médiane maximale de 19 pvu/°EL à la fin du mois, fin février - début mars à 550 K avec une médiane maximale de 7,3 pvu/°EL au 1er mars et quelques jours plus tard à 475 K avec une médiane maximale de 2,5 pvu/°EL aux alentours du 10 mars. Ces intensités maximales sont légèrement plus faibles que celles de l'HS (20,8 pvu/°EL ; 7,8 pvu/°EL et 3,9 pvu/°EL respectivement). À 675K et 550 K, cette période d'intensité maximale est caractérisée par une plus grande variabilité entre les percentiles 20 et 80 et entre les courbes maximales et minimales (ce qui a plutôt été observé aux niveaux inférieurs dans l'HS). Ces variations importantes sont dues à l'intensité remarquable de certaines années.

C'est essentiellement l'hiver 2011 qui détermine l'enveloppe des maximums avec une intensité très importante de la bordure sur la période allant de la mi-janvier à début avril pour 675 K et 550 K, avec des valeurs atteignant 33 pvu/°EL à 675 K en février et 12,7 pvu/°EL à 550 K en mars avec un pic de 12,9 pvu/°EL début avril (celui-ci est également visible à 475 K). On peut l'observer en jaune sur l'annexe B.1). À 475 K ce maximum est marqué de mars à début avril. L'hiver 2011 dans l'hémisphère nord a été caractérisé par une importante perte d'ozone durant les mois de février et mars [Manney et al. 2011 ; Sinnhuber et al. 2011 ; Hurwitz et al. 2011] ainsi qu'un vortex très froid, intense et persistant. L'année 2020 influence également cette enveloppe aux niveaux inférieurs à la fin de l'hiver. À 550 K au mois d'avril et à 475 K en février et en avril-mai (courbe rouge foncé en annexe B.1). D'après Lawrence et al. [2020] le vortex de 2020 a été froid et intense entre 100 et 1 hPa de novembre à avril, soutenu par une phase positive sans précédent de l'AO dans la troposphère entre janvier et mars. En ce qui concerne l'enveloppe des minimums, l'hiver 2013 (courbe verte B.1) influe sur l'enveloppe aux 3 niveaux durant le mois de février. Sa valeur la plus basse de l'hiver avoisinant 0,3 pvu/°EL à 550 K et 475 K, et 1,3 pvu/°EL à 675 K. D'après Manney et al. [2015] le vortex a subi un réchauffement soudain majeur de décembre 2012 à janvier 2013 avec une séparation du vortex entre 390 K et 580 K, et une importante perte d'ozone. De février/mars (selon le niveau) à mi-avril, c'est l'année 2009 qui marque cette enveloppe (courbe orange sur l'annexe B.1) avec un autre réchauffement majeur au milieu de l'hiver. D'après Labitzke and Kunze [2009] la température a diminué de 70 K en une semaine (fin janvier) à 10 hPa. L'hiver 1988 en bleu sur l'annexe B.1 marque l'enveloppe des minimums fin décembre début janvier notamment à 675 K et 550 K. Ces hivers sont remarquables, mais on note également le vortex de l'hiver 1999 qui est très faible [Zuev and Savlieva, 2019], et les vortex des hivers 1987, 1989, 2001, et 2006, qui rompent très tôt. 1982, 1990 et 2015 suivent presque parfaitement la médiane, aux 3 niveaux.

Selon l'année et le niveau, le vortex se rompt entre le mois de février et la mi-mai. En effet, les 42 hivers sont inclus dans la statistique sur une période relativement courte, compte tenu du caractère instable du vortex dans l'hémisphère nord. À 675 K, cette période se situe entre le 26 octobre et le 8 février, à 550 K entre le 1er novembre et le 10 février, et à 475 K entre le 13 décembre et le 21 février. Sur l'annexe C.1, les 42 hivers sont tracés en courbes colorées du bleu (1980) au rouge (2021). Sur cette figure, on peut notamment remarquer que les hivers des deux dernières décennies marquent d'importantes variabilités comparées aux hivers des années 1980/1990.

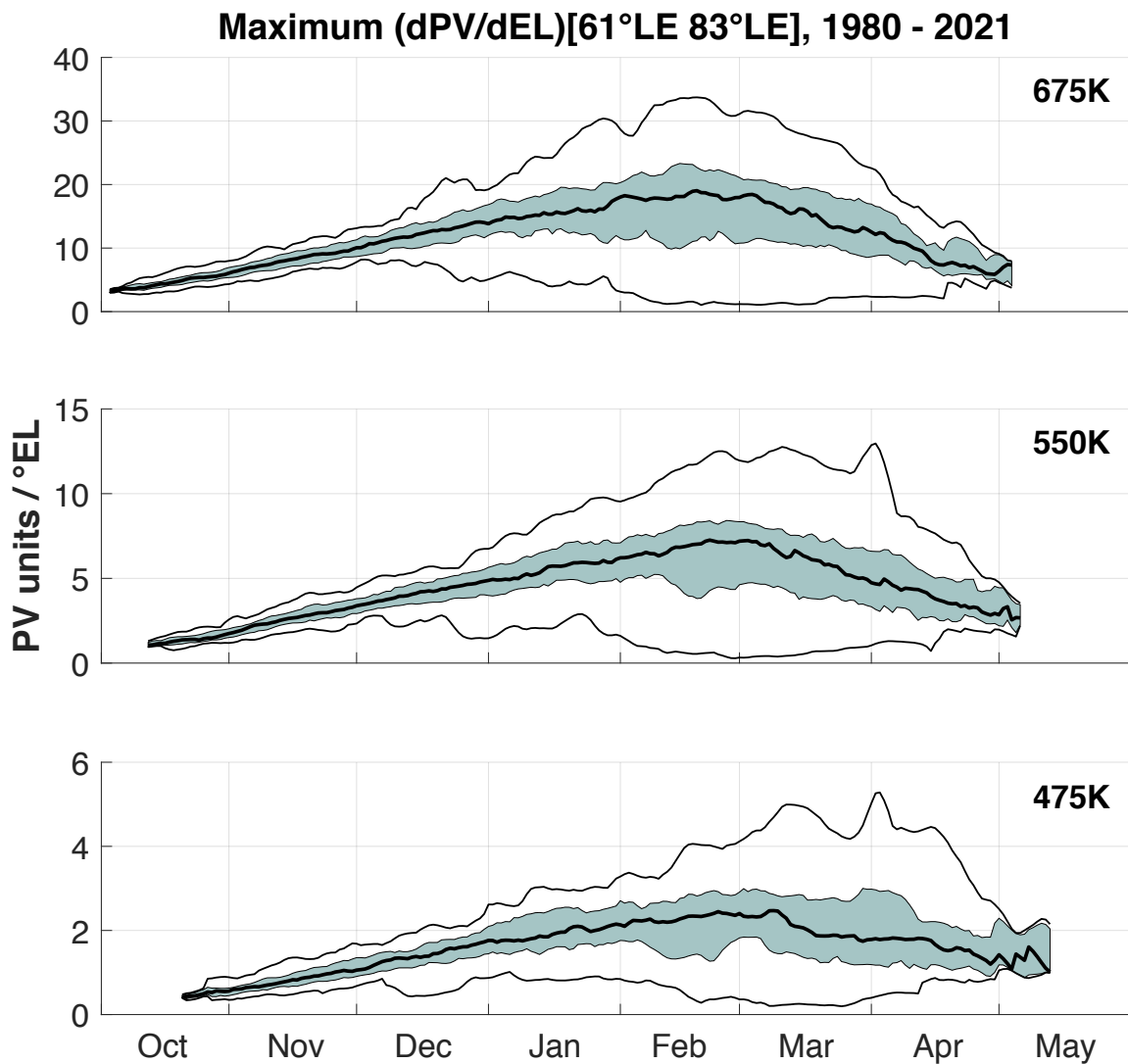


FIGURE 4.1 – Évolution journalière du maximum de gradient de la PV pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par la courbe noire en gras. Les zones remplies de bleu représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80, tandis que les courbes noires fines représentent les valeurs maximales et minimales sur la période.

4.1.2 Position de la bordure

L'analyse de l'évolution temporelle de l'étendue du vortex reprend également la même méthodologie que pour l'hémisphère sud. La figure 4.2 représente ainsi l'évolution climatologique de la position de la bordure du vortex en fonction de la LE telle que décrite dans la figure 4.1 correspondant au maximum de gradient de la PV, aux mêmes niveaux. Pour ce paramètre, les courbes des médianes et des percentiles montrent un comportement similaire pour les différents niveaux. Cependant les courbes des minimums d'étendue sont bien plus variables que les courbes des maximums. La position maximale de la bordure du vortex est atteinte entre fin décembre et début janvier à 675 K, entre fin décembre et fin janvier à 550 K et entre fin décembre et début janvier à 475 K, avec des valeurs médianes d'étendue maximales d'environ $65,6^{\circ}\text{EL}$, à plus ou moins $0,3^{\circ}\text{EL}$ pour les trois niveaux.

L'enveloppe des minimums est influencée par 4 hivers essentiellement : tout d'abord 1988 qui atteint son minimum de taille en décembre-janvier et atteint les 80°EL à 675 K, puis marque la courbe des maximums en février et en mars selon les niveaux (courbe bleue sur l'annexe B.2). Le vortex de 2006, qui se forme très tôt à 550 K et 475 K se rompt très tôt en atteignant 80°EL à 675 K durant le mois de février aux 3 niveaux avant de se rompre définitivement (courbe mauve sur l'annexe B.2). En 2010 (courbe bleue clair en annexe B.2), l'étendue diminue jusqu'à environ 80°EL dès la fin février aux trois niveaux et jusqu'à la fin de l'hiver aux niveaux 675 K et 550 K. Cet hiver a subi un réchauffement majeur tardif [Vargin, 2015] de type 1 fin janvier. Enfin en 2019, le vortex forme l'enveloppe des minimums de mi-janvier à mi-février pour 550 K et 475 K et uniquement fin janvier à 675 K. Après avoir été déplacé du pôle, le vortex intense de 2019 s'est séparé en deux [Butler et al., 2020]. À 675 K, l'étendue du vortex de 2013 a un comportement similaire à 2019, bien que le vortex n'ait pas été aussi petit. De nombreux hivers influencent la courbe des maximas. Seuls les hivers 1997 (non montré, vortex intense et froid formé tardivement en décembre à 475 K d'après Coy et al. [1997]) et 2013 (courbe verte sur l'annexe B.1 et B.2) marquent la variabilité plus importante de la courbe durant le mois d'avril, aux trois niveaux. On repère également les hivers où un réchauffement soudain a rompu le vortex, comme en 1987, 1989, 1999, 2006, ou encore 2010.

Dans l'HS, la variabilité de la surface du vortex diminue pour tous les niveaux durant la période d'intensité maximale de la bordure. Dans l'HN, on remarque que cette diminution a lieu avant la période d'intensité maximale, et uniquement entre les percentiles 20 et 80. Par exemple entre le 15 décembre et le 15 janvier, la variabilité entre les percentiles 20 et 80 est de $3,5^{\circ}\text{EL}$, $3,6^{\circ}\text{EL}$ et $4,1^{\circ}\text{EL}$ à 675 K, 550 K et 475 K respectivement. Durant la période de maximum d'intensité (du 10 février au 10 mars environ, voir sous-section 4.1.1) la variabilité entre les percentiles 20 et 80 est de $6,1^{\circ}\text{EL}$, $6,7^{\circ}\text{EL}$ et $7,4^{\circ}\text{EL}$ à 675 K, 550 K et 475 K respectivement. La variabilité est donc également sensiblement plus large dans les niveaux les plus bas de l'étude.

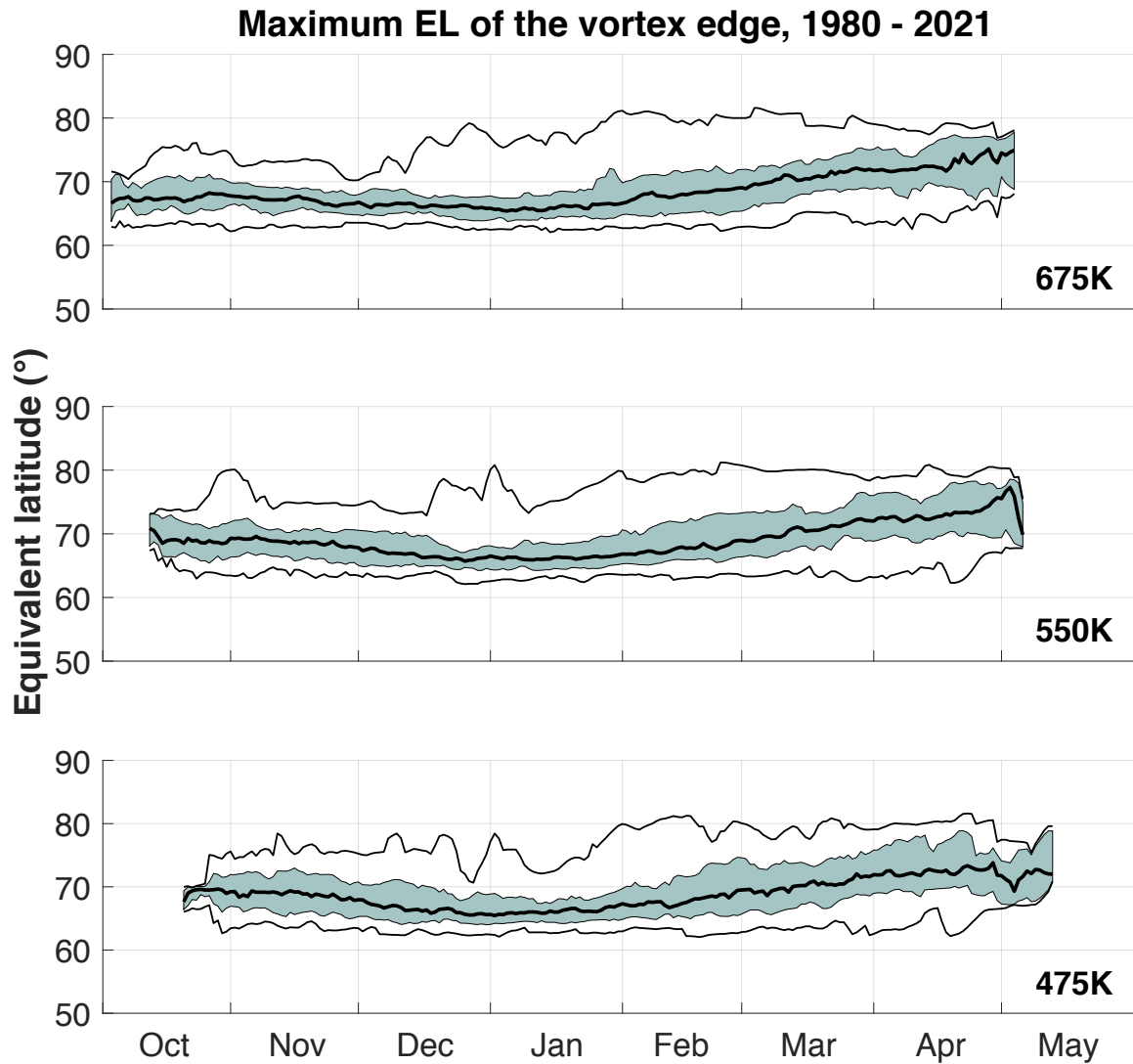


FIGURE 4.2 – Évolution journalière de la position maximale de la bordure du vortex en fonction de la latitude équivalente sur la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par des courbes noires en gras. Les zones bleues remplies représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80, tandis que les courbes noires fines représentent les valeurs maximales et minimales sur la période.

4.2 Analyses composites

Dans cette section, l'influence des forçages de la variabilité stratosphérique tels que le cycle solaire, la QBO, et l'AO sur l'intensité et l'étendue du vortex y sont étudiés.

4.2.1 Influence du cycle solaire de 11 ans

Intensité de la bordure

La figure 4.3 représente l'analyse composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex polaire tout au long de l'hiver de 1980 à 2021 en fonction du cycle solaire. Dans chaque panneau, la zone en gris foncé (clair) représente les valeurs entre les percentiles 20 et 80 des années maxSC (minSC) avec la médiane en rouge (bleu). Les courbes de minimum et de maximum globaux que l'on voit dans la figure 4.1 ne sont pas représentées dans les figures composites.

Les médianes des différents panneaux de la figure montrent que les années minSC sont généralement caractérisées par un vortex plus intense. À 675 K, le maximum d'intensité est atteint le 17 février avec 19 pvu/°EL pour les années de maxSC et le 6 mars avec 19,53 pvu/°EL pour les années de minSC. À 550 K, il est atteint le 15 février avec 6,9 pvu/°EL pour les années maxSC et le 26 février avec 7,3 pvu/°EL pour les minSC. Enfin, à 475 K, le décalage est moins important avec un maximum atteint les 8 et 9 mars, avec 2,5 pvu/°EL et 2,6 pvu/°EL pour les années de maxSC et minSC respectivement. La variabilité entre les percentiles 20 et 80 des années de minSC est importante à 675 K et 550 K, mais il faut prendre en compte qu'il y a 22 années de minSC, soit 10 de plus que pour maxSC (sous-section 2.4.1.2). À 475 K ces enveloppes sont très similaires. À 550 K les hiver 1993, 1996 et 2007 marquent l'enveloppe des percentiles 80 des années minSC. Les vortex des années maxSC se brisent plus tôt que ceux des années minSC à 675 K et 475 K, avec une rupture moyenne 5 jours plus tôt à 675 K, et 3 jours à 475 K, ce qui est proche de ce qui se passe dans l'HS (6 jours et 3 jours à 675 K et 475 K). À 550 K, les années de maxSC rompent 1 jour plus tard. Le tableau 4.1 résume les dates de formation et de rupture du vortex selon les différentes phases du cycle solaire et du niveaux isentrope, durant la période où il y a au moins 3 années.

TABLE 4.1 – Dates de formation et de rupture du vortex Arctique pour les années minSC et maxSC : période avec plus de 3 années.

	Formation		Rupture	
	minSC	maxSC	minSC	maxSC
675 K	03/10	06/10	03/05	28/04
550 K	13/10	12/10	02/05	03/05
475 K	26/10	22/10	02/05	29/04

Il est cependant difficile d'évaluer ces différences car comme expliqué dans la sous-section 4.1.1 et dans le tableau 4.2, à partir de février/mars selon ces niveaux, les 42 années ne sont pas toutes incluses dans la statistique.

TABLE 4.2 – Dates entre lesquelles le vortex Arctique est **formé pour les 42 hivers de l'étude**, pour les années minSC et maxSC.

	Formation		Rupture	
	minSC	maxSC	minSC	maxSC
675 K	26/10	10/10	15/02	21/02
550 K	31/10	31/10	20/02	27/02
475 K	13/12	13/11	21/02	02/03

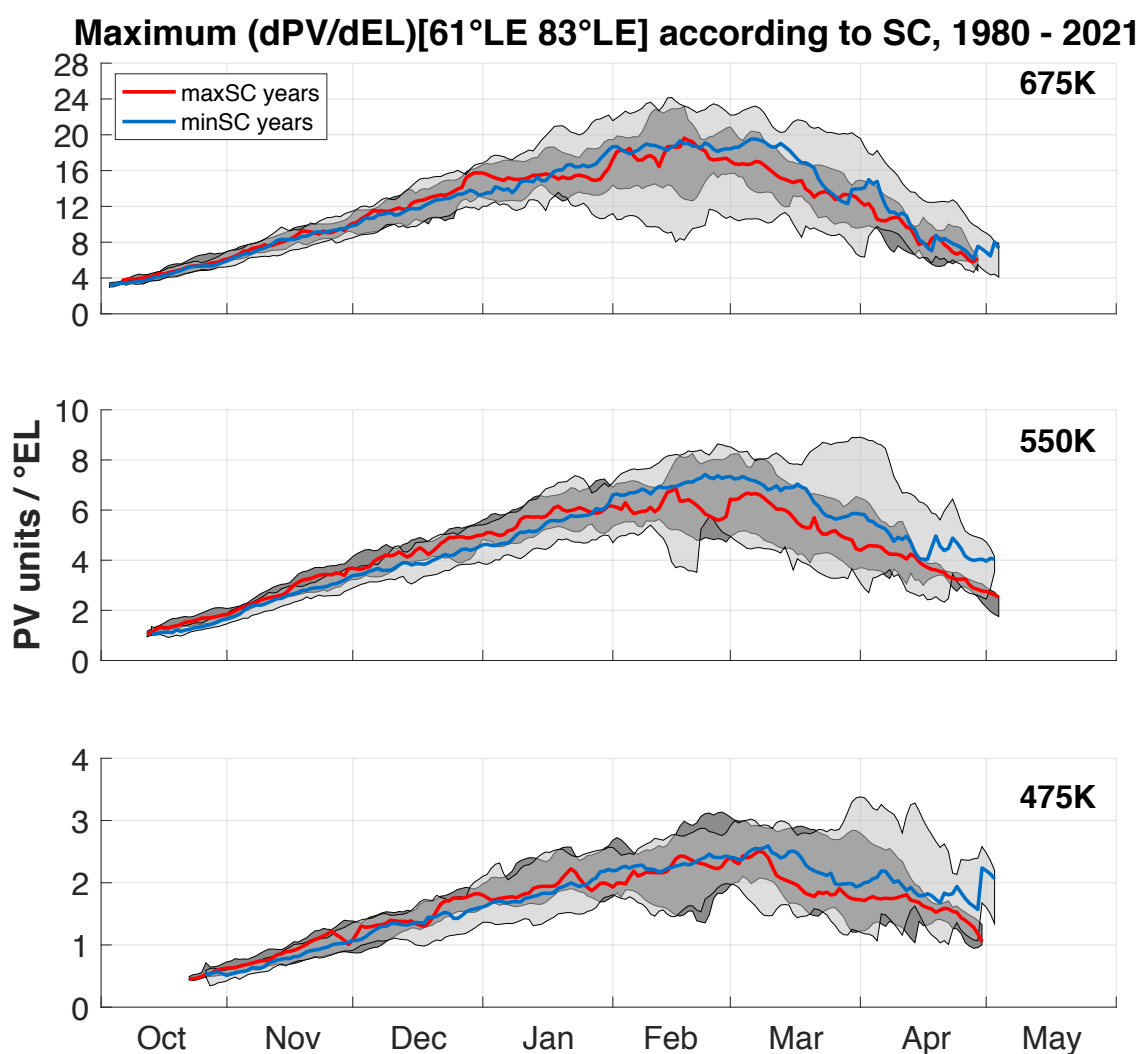


FIGURE 4.3 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).

Position de la bordure

La figure 4.4 représente l'évolution composites de la position de la bordure du vortex en fonction des années de minimum et de maximum solaire de la même manière que la figure 4.3 pour l'intensité de la bordure. Les positions maximales médianes atteignent des valeurs médianes maximales très similaires ($65,6^{\circ}\text{EL}$ à plus ou moins $0,3^{\circ}\text{EL}$) à la figure 4.2, cependant les années de minSC ont tendance à atteindre cette étendue maximale quelques jours avant les années de maxSC. À partir du mois d'avril aux niveaux supérieurs, l'étendue des vortex est plus importante pour les années de minSC tandis que les vortex des maxSC ne font que diminuer en taille après le maximum d'intensité. À 675 K, l'étendue du vortex est plus importante en avril pour les années de minSC avec une variabilité plus importante comme pour l'intensité dans la figure 4.3.

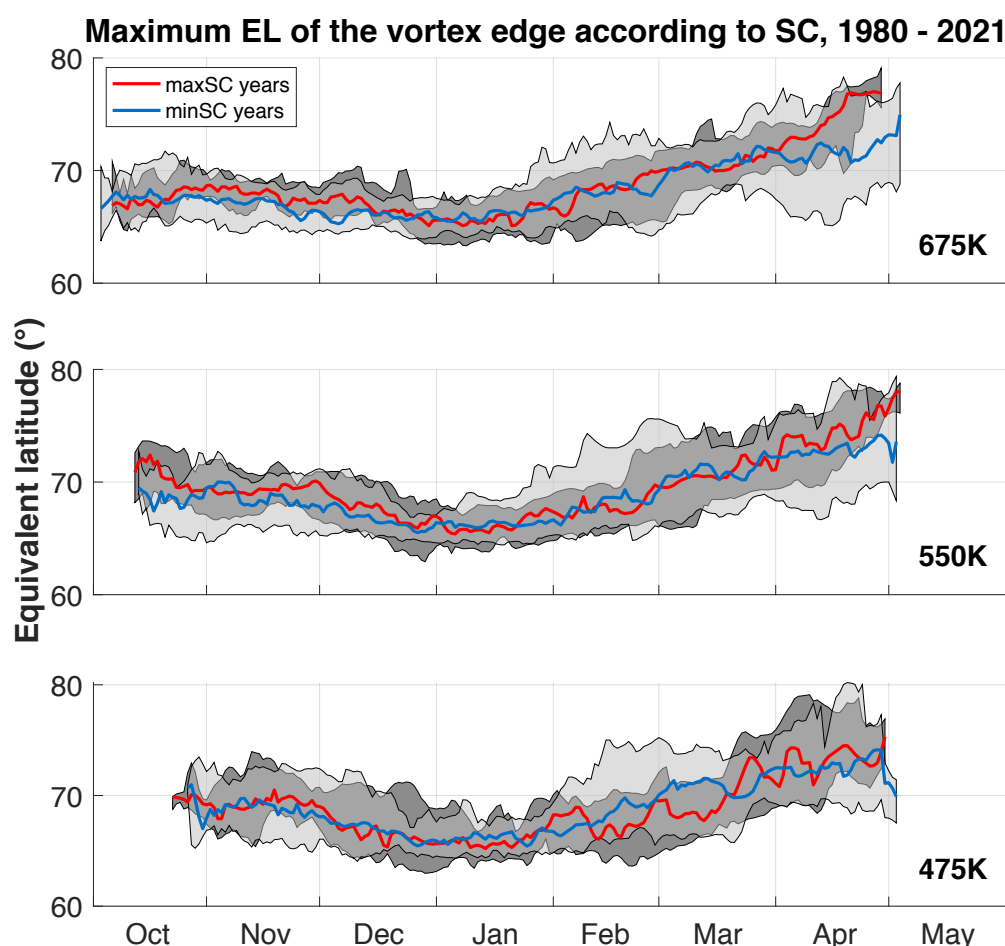


FIGURE 4.4 – Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).

4.2.2 Influence de la QBO

Intensité de la bordure

La classification des années suivant les phases de la QBO donne des résultats intéressants ainsi que le montre la figure 4.5. Premièrement, les années de wQBO sont caractérisées par un vortex plus intense que les années de eQBO. La différence entre les médianes est visible du 7 janvier au 8 mars à 675K, du 4 janvier au 12 mars à 550 K, et du 1er janvier au 18 mars à 475 K. À 475 K, le vortex des années eQBO est plus persistant, d'environ 14 jours de plus que celui des wQBO, ce qui n'est pas observé aux autres niveaux. À 675 K, le maximum de la médiane est obtenu en février pour les années wQBO (19,8 pvu/°EL le 15 février) et environ 10 jours plus tard (16,8 pvu/°EL le 24 février) pour les années eQBO. À 550K les années wQBO atteignent leur maximum le 25 février avec 7.3 pvu/°EL et les eQBO du 10 février au 15 mars avec 6,2 pvu/°EL. À 475 K les maximums d'intensité sont atteints le 24 février avec 2,6 pvu/°EL pour les wQBO et le 9 mars avec 2,2 pvu/°EL pour eQBO. Ces résultats sont conformes à ceux de Holton and Tan [1980] et de Labitzke [1987] qui indiquent que le signal de la QBO correspond à un vortex plus intense et froid durant la phase ouest de la QBO.

TABLE 4.3 – Dates de formation et de rupture du vortex Arctique pour les phases eQBO et wQBO de la QBO : période avec plus de 3 années.

	Formation		Rupture	
	eQBO	wQBO	eQBO	wQBO
675 K	04/10	04/10	30/04	01/05
550 K	15/10	12/10	05/05	02/05
475 K	23/10	21/10	12/05	28/04

Comme pour le cycle solaire, la période durant laquelle les 42 années sont toutes incluses dans la statistique est très courte (tableau 4.4).

TABLE 4.4 – Dates entre lesquelles le vortex Arctique est **formé pour les 42 hivers de l'étude**, pour les années eQBO et wQBO.

	Formation		Rupture	
	eQBO	wQBO	eQBO	wQBO
675 K	26/10	16/10	15/02	21/02
550 K	31/10	01/11	20/02	27/02
475 K	07/12	12/11	21/02	02/03

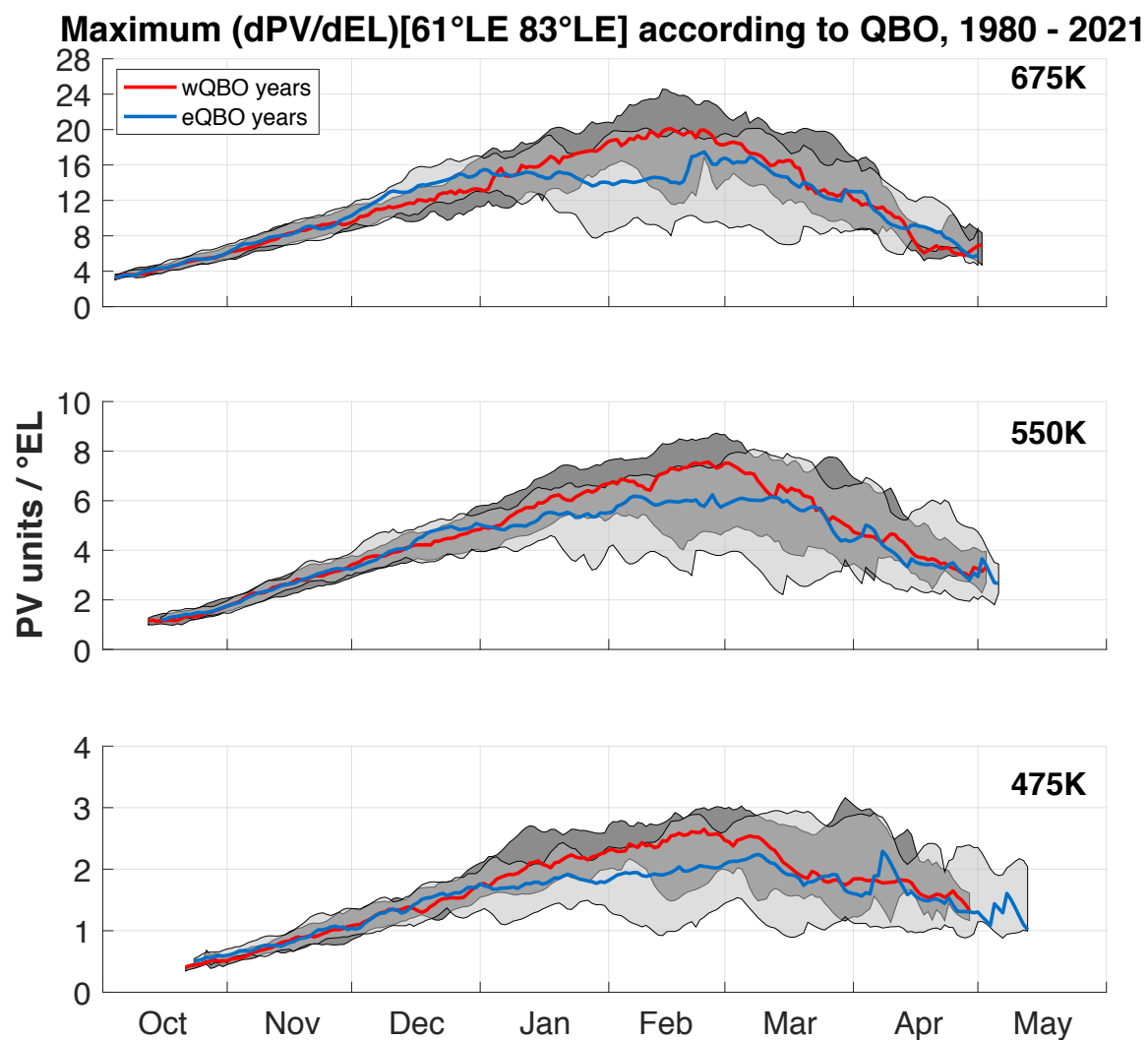


FIGURE 4.5 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction de l'oscillation quasi-biennale pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wQBO (eQBO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wQBO (eQBO).

Position de la bordure

La figure 4.6 représente l'analyse composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction des phases eQBO et wQBO, de la même manière que pour la figure 4.4 pour le cycle solaire. Comme dans l'HS, la QBO est le forçage pour lequel on observe le plus de différences entre les deux médianes du maximum de la position de la bordure, aux 3 niveaux. Durant une courte période, qui va de mi-novembre à fin décembre à 675 K, et mi-décembre à 550 K et 475 K, les deux médianes sont proches. Généralement, les vortex des années de eQBO atteignent leur étendue maximale avant les années wQBO. Les années wQBO marquent une étendue maximale plus importante que les années eQBO. Ainsi, pour les années eQBO, les maximum médians sont de 66°EL (le 4 janvier), 66,25°EL (le 20 décembre) et 65,9°EL (le 17 décembre) à 675 K, 550 K et 475 K respectivement. Les années wQBO dont les maximum d'étendue médians sont plus tardifs, sont de 64,75°EL (le 7 janvier), 65,1°EL (le 3 janvier) et 64,9°EL (le 31 décembre) dans le même ordre. À la fin de l'hiver, les années de wQBO évoluent rapidement vers des valeurs de LE plus grandes, et donc un vortex plus petit, tandis que les années de phase eQBO persistent à une taille plus élevées, et ce sont les années de la phase eQBO qui ont les vortex les plus étendus.

L'enveloppe des années eQBO montre un élargissement de l'enveloppe des percentiles 80 durant les mois de janvier/février selon le niveaux. Cet élargissement est dû au vortex de 2006 (en mauve sur l'annexe B.2) qui se rompt de début à mi-février de 675 K à 475 K. Le vortex de 2013 (en vert sur l'annexe B.2) qui a subi un SSW majeur en janvier [Zuev and Savelieva, 2019] marque également l'enveloppe de fin janvier à février à 675 K et en février aux autres niveaux. Enfin, l'année 2019 (en rose clair sur l'annexe B.2) a également joué un rôle dans cette variabilité, de mi-janvier à mi-février selon les niveaux.

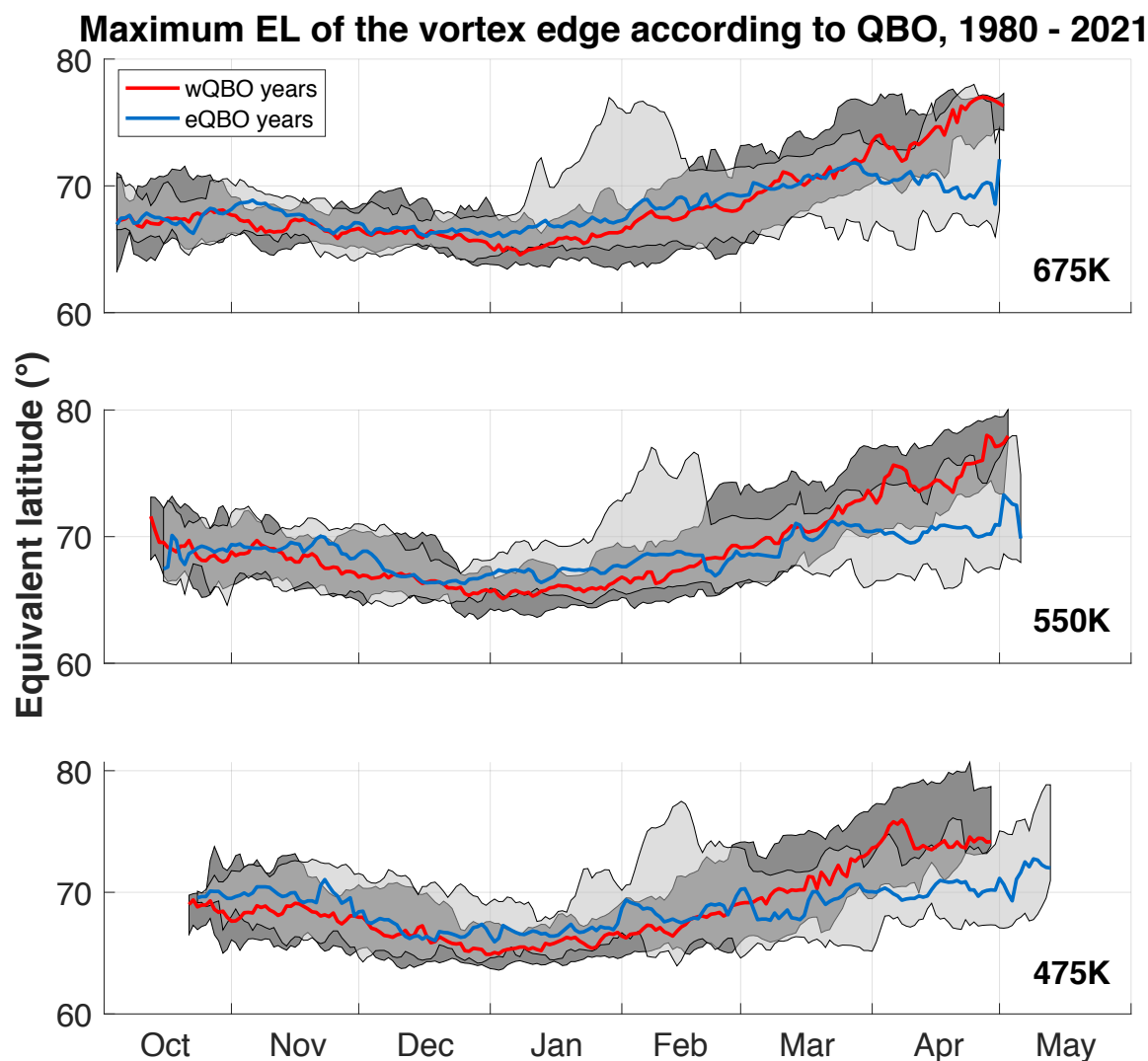


FIGURE 4.6 – Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction de l'oscillation quasi-biennale pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wQBO (eQBO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wQBO (eQBO).

4.2.3 Influence de l'AO

Intensité de la bordure

Enfin, cette analyse a également été réalisée pour l'Oscillation Arctique. La figure 4.7 représente l'analyse composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex polaire tout au long de l'hiver de 1980 à 2021. Dans chaque panneau, la zone en gris foncé (clair) représente les valeurs entre les percentiles 20 et 80 des années de phase AO_p (AO_n) avec la médiane en rouge (bleu).

Globalement, les années de phase AOp sont plus intenses que les années de phase AOn entre janvier et début/fin mars selon les niveaux. À 675 K, le maximum d'intensité est atteint à 20,4 pvu/°EL le 19 février pour les années AOp, et à 17,8 pvu/°EL entre le 3 et le 23 février pour AOn. À 550 K, le maximum d'intensité est atteint plus tôt pour AOp (7,4 pvu/°EL le 22 février) que pour AOn (7,2 pvu/°EL le 5 mars). Cela se répète à 475 K avec un maximum de 2,6 pvu/°EL le 20 février pour AOp et 2,4 pvu/°EL le 8 mars pour AOn. L'enveloppe des percentiles est plus importante durant la période de maximum d'intensité pour les années AOn et plus tard en mars pour les années AOp au niveau 550 K. À 675 K et 475 K les médianes des années AOp sont plus importantes que les années AOn entre janvier et mars. Les années de phase AOp persistent plus longtemps aux niveaux 550 K et 475 K.

L'Oscillation Arctique troposphérique est le phénomène dominant de la variabilité climatique extratropicale qui décrit le déplacement latitudinal du courant-jet entraîné par les vortex [Thompson and Wallace, 1998]. Wang and Chen [2010] ont montré que le vortex polaire de l'hiver 2010 à 50 hPa s'est affaibli en décembre durant un fort indice AO négatif dans la stratosphère et Lawrence et al. [2020] que l'intensité du vortex polaire de 2020 a été accompagné d'un indice AO positif sans précédant entre janvier et mars dans la stratosphère.

TABLE 4.5 – Dates de formation et de rupture du vortex Arctique pour les phases AOn et AOp de l'AO : période avec plus de 3 années.

	Formation		Rupture	
	AOn	AOp	AOn	AOp
675 K	03/10	06/10	01/05	30/04
550 K	14/10	12/10	02/05	04/05
475 K	14/10	12/10	02/05	04/05

Comme pour le cycle solaire et la QBO, la période durant laquelle les 42 années sont toutes incluses dans la statistique est très courte (tableau 4.6).

TABLE 4.6 – Dates entre lesquelles le vortex Arctique est **formé pour les 42 hivers de l'étude**, pour les phases AOn et AOp.

	Formation		Rupture	
	AOn	AOp	AOn	AOp
675 K	26/10	16/10	15/02	14/03
550 K	31/10	01/11	20/02	19/03
475 K	31/10	01/11	13/02	20/03

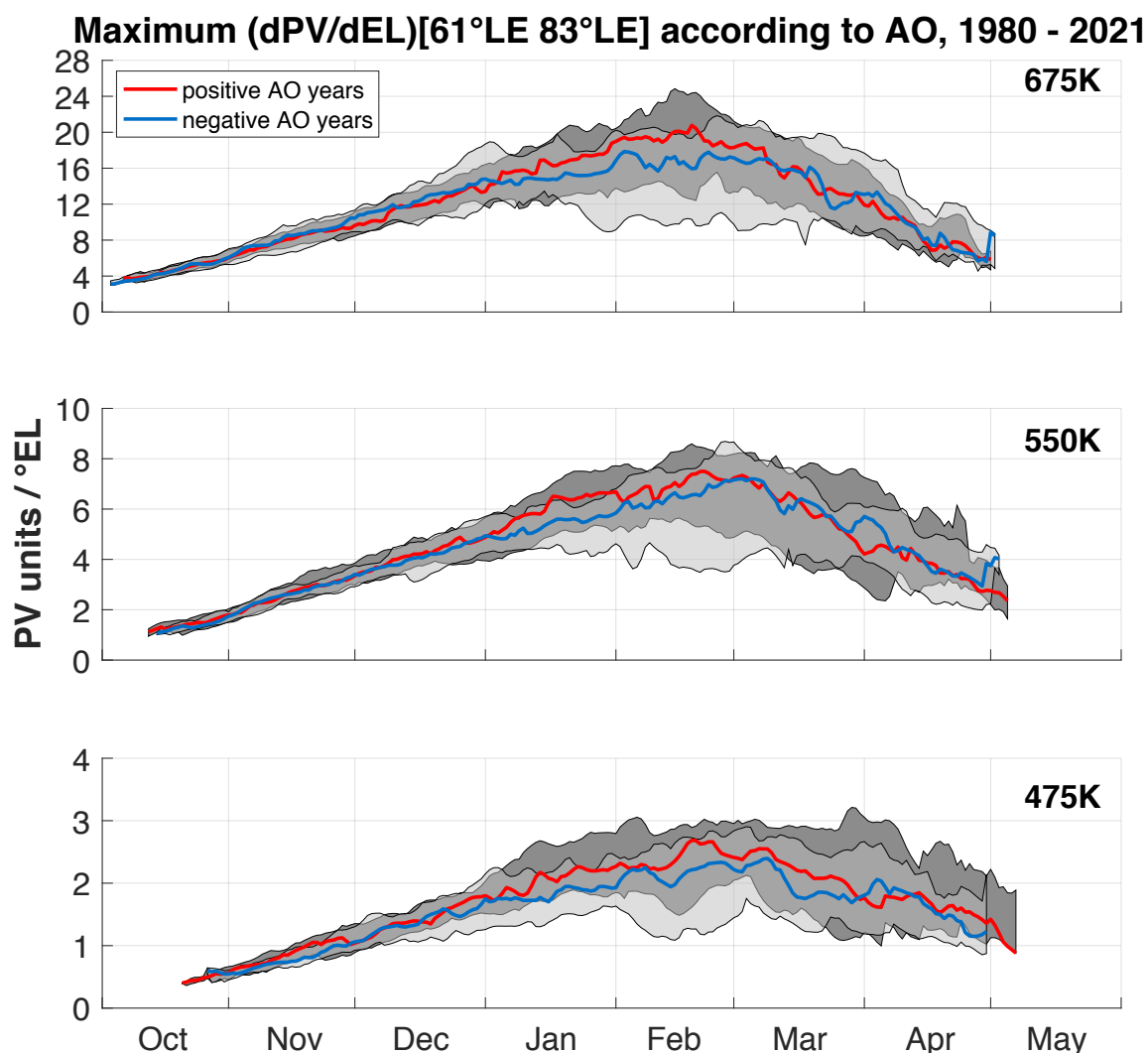


FIGURE 4.7 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction d'AO pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années AOp (AOn). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années AOp (AOn).

Position de la bordure

La figure 4.8 représente l'analyse composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction des phases AOp et AOn, de la même façon que pour les figures 4.4 et 4.6. Comme pour la QBO, une des phases de AO (AOp) marque un maximum plus visible que l'autre (AOn). Pour la phase AOp, ces maximums sont de 64.3°EL le 7 janvier, 65.3°EL le 4 janvier et 64.4°EL le 31 janvier à 675 K, 550 K et 475 K respectivement. Pour la phase AOn, ce maximum est atteint avec 65.4°EL le 3 décembre, 66.1°EL le même jour, et 65.5°EL le 4 décembre à 675 K, 550 K et 475 K respectivement.

Les médianes ne se distinguent pas évidemment, cependant à 475 K on observe des bordures plus grandes durant AOn avant le maximum d'étendue, et des bordures plus grandes durant AOp après le maximum d'étendue, suivies d'un léger inversement à la fin de l'hiver. Également après le maximum d'étendue, les années de AOn sont beaucoup plus variables, tout comme aux niveaux supérieurs.

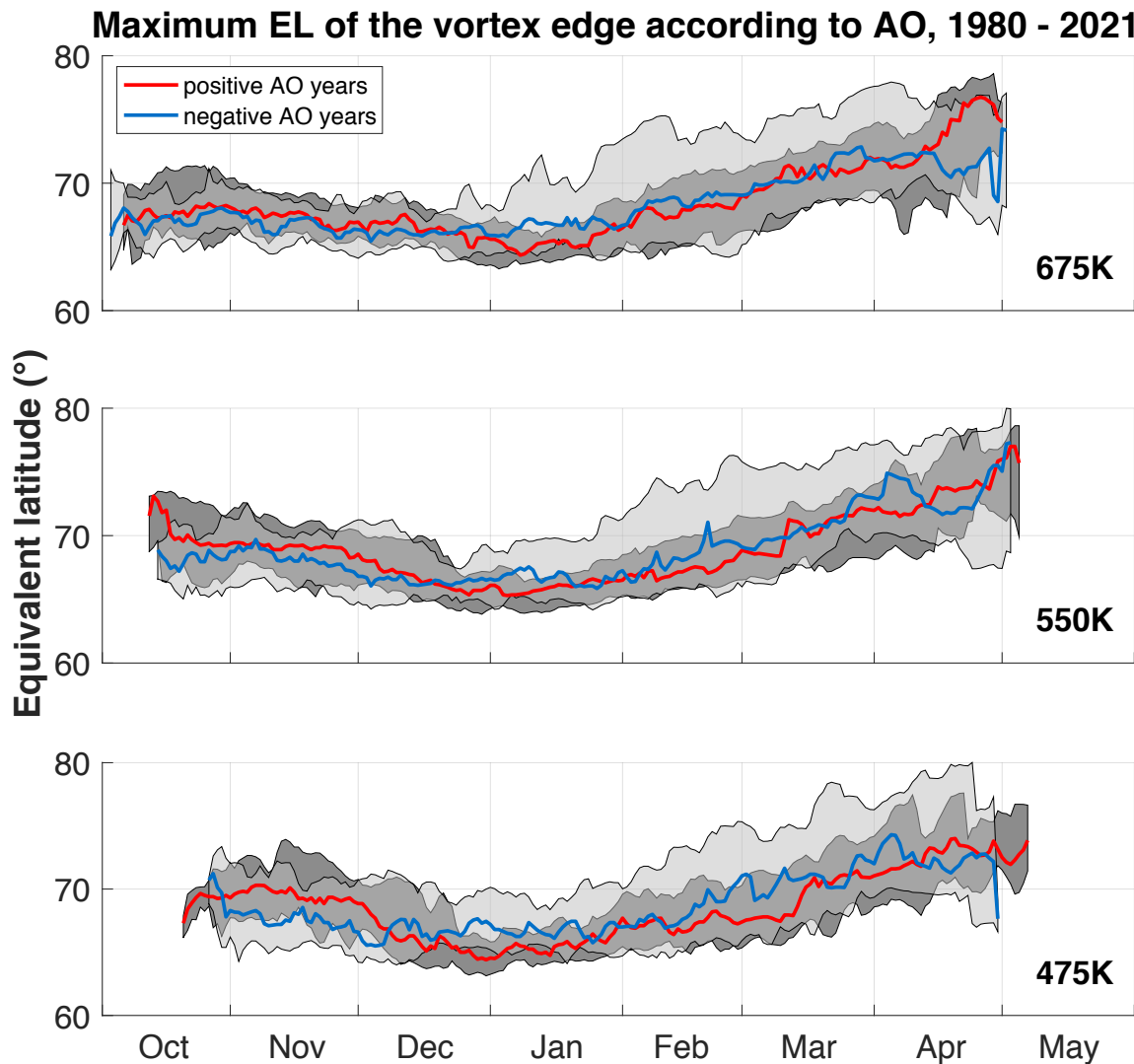


FIGURE 4.8 – Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction d'AO pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années AOp (AOn). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années AOp (AOn).

4.2.4 Influence combinée de la QBO et du cycle solaire

Dans le chapitre 3, nous avons étudié la modulation de l'influence du cycle solaire sur la bordure du vortex par la QBO, ces deux forçages ayant un impact notamment sur l'intensité de la bordure du vortex (sous-sections 4.2.1 et 4.2.2). La figure 4.9 représente l'analyse composites de l'intensité de la bordure du vortex polaire Arctique tout au long de l'hiver pour la période 1980 – 2021 à 675 K, 550 K et 475 K, avec les années maxSC et minSC classées en fonction de la phase de la QBO. eQBO et wQBO sont respectivement représentés dans les panneaux de gauche et de droite. Dans chaque panneau, la zone en gris foncé (clair) indique les percentiles 20 et 80 des années maxSC (minSC) avec la médiane en rouge (bleu). Dans l'analyse des résultats il faut prendre en compte le nombre d'années des différentes phases combinées. Il y a 6 ans pour le couple maxSC/eQBO, 7 ans pour le couple minSC/eQBO, et 7 ans pour maxSC/wQBO contre 14 ans pour minSC/wQBO. Le tableau 4.7 synthétise le nombre d'années considérées pour les études de la modulation de l'influence du CS sur la bordure du vortex par la QBO et par l'AO (sous-section 4.2.5).

TABLE 4.7 – Nombres d'années obtenues par phases suite aux analyses composites combinées entre SC/QBO et SC/AO.

	eQBO	wQBO	AOn	AOp
maxSC	6	7	4	9
minSC	7	14	13	9

À 675 K les vortex sont caractérisés par une bordure plus intense durant wQBO, particulièrement pour les minSC (20,3 pvu/°EL pour wQBO et 18,9 pvu/°EL pour eQBO, durant le maximum d'intensité). Durant eQBO, la variabilité est plus importante pour les années de minSC de janvier à fin mars. Pour la wQBO, les médianes montrent un maximum d'intensité plus abrupt, et l'intensité des années maxSC diminue rapidement après ce maximum. La variabilité y est également plus importante pour les années minSC. Les résultats sont très similaires à 550 K. Les percentiles 20 des années de minSC présentent un pic important pour la eQBO, marqués par le faible vortex de 2019, et une diminution des années incluses dans la statistique à la fin du mois de février. Pour la wQBO, ce sont les années 1996 et 2007 qui ont une intensité similaire en mars/avril, appuyées de 2011 et de son intensité la plus importante sur la période étudiée. À 475 K, les minSC sont plus intenses durant eQBO. À 475 K, le maximum d'intensité est atteint plus tôt durant la phase eQBO (fin février, début mars) que durant la phase wQBO (début mars, fin mars). Il n'y a pas de différences majeures entre les différentes phases combinées concernant les dates de rupture.

Si l'on reprend nos résultats et ceux de Holton and Tan [1980] et Labitzke [1987] cités plus haut (sous-section 4.2.2), nous avons toujours un vortex plus intense et froid durant la phase ouest de la QBO, aux niveaux 550 K et 475 K. Dans Labitzke and Van Loon [1988] les auteurs ont montré

que lorsque les données sont stratifiées selon la phase est ou ouest de la QBO dans la stratosphère équatoriale, des corrélations significatives apparaissent entre le cycle solaire et la QBO : lorsque la QBO est dans sa phase ouest, les données sont positivement corrélées avec le cycle solaire. Ainsi les auteurs ont relevé des vortex plus froids et intenses durant la phase minSC/wQBO comme nous avons pu l'observer dans cette figure.

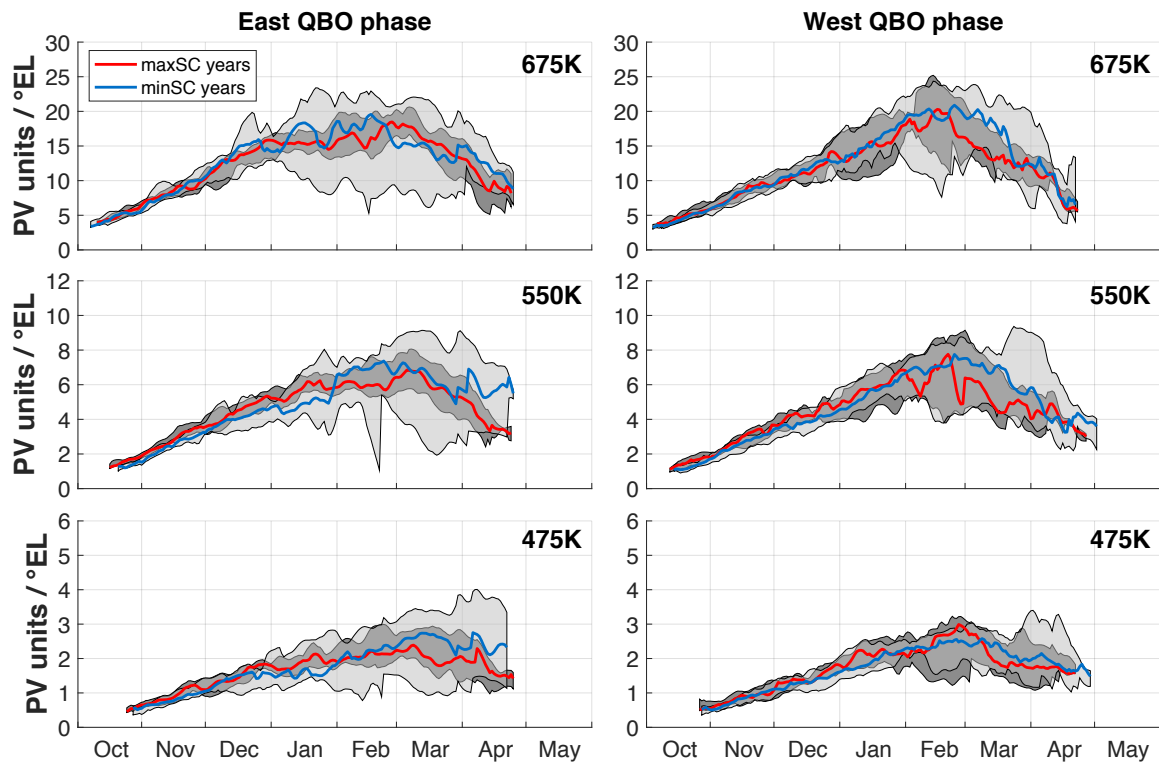


FIGURE 4.9 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans et de la QBO pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les panneaux de gauche (droite) représentent les phases eQBO (wQBO). Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).

4.2.5 Influence combinée de l'AO et du cycle solaire

Nous avons également étudié la modulation combinée de la bordure du vortex par le cycle solaire et l'AO. La figure 4.10 présente des composites similaires à ceux de la figure 4.9 pour le CS et la QBO. Dans l'analyse des résultats il faut prendre en compte le nombre d'années des différentes phases combinées (tableau 4.7).

À 675 K, les bordures sont plus intenses durant la phase positive de l'AO, avec généralement des années de minSC plus intenses dans les deux phases (18,9 pvu/°EL pour AOn et 21,3 pvu/°EL pour

AOp). Le maximum d'intensité est atteint plus tôt en février que durant la phase AOp et dure plus longtemps (février jusque mi-mars) durant AOn.

À 550 K, les années de minSC atteignent un maximum d'intensité d'une valeur similaire (7,3 pvu/°EL), fin février pour l'AOp et début mars pour AOn. Les années de maxSC atteignent également leur maximum d'intensité plus tôt pour AOp vers la mi-février et plus tard pour AOn début mars. Durant AOp, la variabilité est bien plus importante pour les années de minSC. Les couples minSC/AOn et maxSC/AOp constituent les hivers les plus longs (rupture le 3 mai).

À 475 K, le maximum d'intensité des années minSC est atteint à 2,5 pvu/°EL pour AOn et AOp début mars, et les maximum d'intensité sont toujours atteint plus tard durant AOn comme aux niveaux supérieurs. La variabilité de minSC/AOp est toujours plus importante après le maximum d'intensité. Durant AOp les deux médianes sont très proches, et comme à 550 K, les couples minSC/AOn et maxSC/AOp constituent les hivers les plus longs (rupture le 29 avril).

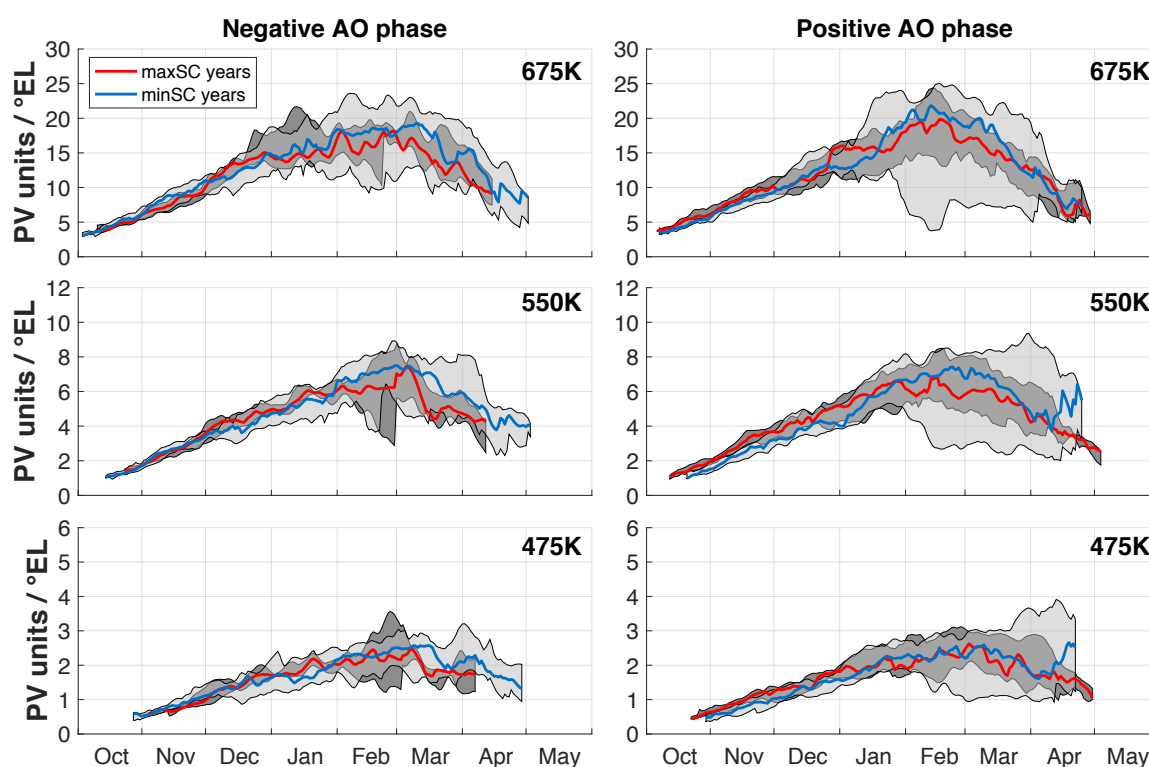


FIGURE 4.10 – Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans et de l'AO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les panneaux de gauche (droite) représentent les phases AOn (AOp). Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).

TABLE 4.8 – Résumé des résultats sur les études composites combinées dans l’HN.

QBO intensité	eQBO	wQBO
minSC	+	++
maxSC	–	-
AO intensité	AOn	AOp
minSC	+	++
maxSC	-	-

4.3 Analyse interannuelle de la période d’intensité maximale

4.3.1 Sur l’intensité de la bordure

Dans la sous-section 4.1.1, et plus précisément sur la figure 4.1, il résulte que l’intensité médiane maximale est atteinte fin février à 675 K, et fin février-début mars à 550 K et 475 K. Afin d’étudier l’évolution interannuelle de l’intensité maximale et de la position de la bordure du vortex durant ces périodes comme nous l’avons fait dans l’hémisphère sud, nous avons identifié une période d’environ 1 mois autour de ces points de maximum d’intensité afin de réaliser une étude interannuelle similaire. Dans cet hémisphère, il s’agit de la période allant du 10 février au 10 mars, et ce pour tous les niveaux.

Les cercles rouges (carrés bleus) indiquent les années maxSC (minSC). Les années sans symboles sont des années dont les valeurs du flux solaire à 10,7 cm se situent entre les années minSC ou maxSC, ce sont les années neutres (voir la figure 2.10).

L’intensité varie de façon similaire aux 3 niveaux. En particulier à 550 K et 475 K, le coefficient de variation est important durant les deux dernières décennies comparé à la période 1980 – 2000. Il passe de 28% à 52% à 675 K, de 25% à 51% à 550 K, et de 23% à 49% à 475 K. Il y a également une forte variabilité des années minSC entre 2005 et 2010 avec des écarts-types de 67%, 62% et 53% à 675 K, 550 K et 475 K respectivement. On relève à 550 K et 475 K la très faible variabilité de 1994 à 1998. À tous les niveaux on retrouve les pics importants de 2011 et 2020, tous deux des années de minSC. Durant la deuxième décennie, on retrouve également les vortex de 2006, 2009, 2013 et 2019 qui ont marqué la courbe des minimums (mentionné dans la sous-section 4.1.1). Cependant comme dans l’hémisphère sud, des années à faible intensité de la bordure peuvent aussi bien correspondre à des années maxSC, comme des années minSC. Le niveau 550 K est un bon exemple avec différents hivers autour de 7 pvu/°EL, qui sont aussi bien dans une phase minSC (1984, 1985, 1994-1998, 2016 et 2017) que dans une phase maxSC (1981, 1982, 2014, 2015), ce qui implique que le cycle solaire a un faible impact sur l’intensité de la bordure.

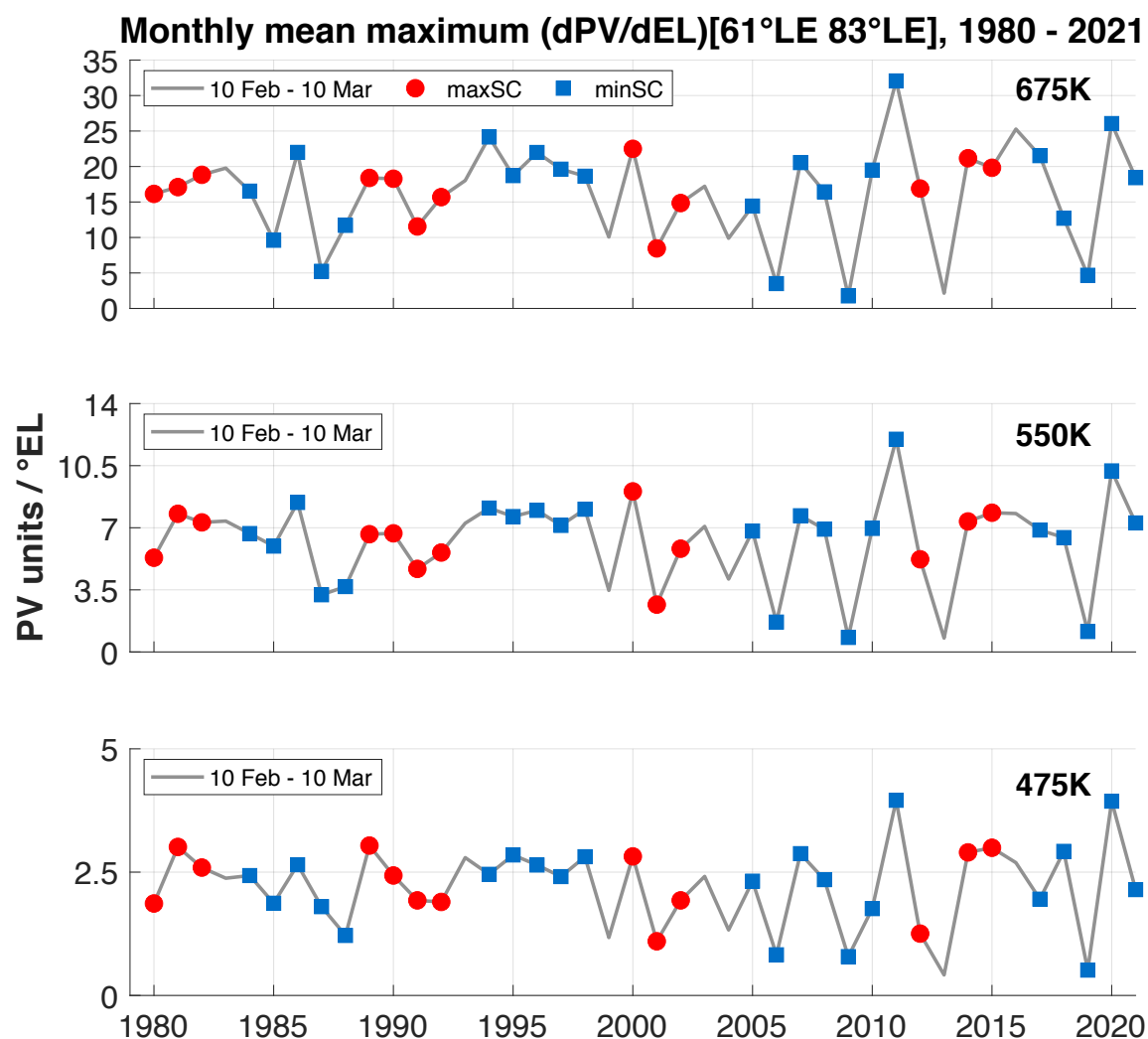


FIGURE 4.11 – Évolution interannuelle de l'intensité maximale de la bordure du vortex pour la période 1980 – 2021, moyennée sur la période du 10 février au 10 mars à tous les niveaux. Les années maxSC (minSC) sont représentées par des cercles rouges (carrés bleus).

4.3.2 Sur la position de la bordure

La figure 4.12 représente l'évolution interannuelle de l'étendue maximale de la bordure du vortex polaire en fonction des années de minSC et maxSC tel que décrit dans la figure 3.12 dans l'HS. Les valeurs moyennes sont très similaires à 675 K, 550 K et 475 K comme nous avons pu l'observer dans la figure 4.2. La forte variabilité d'intensités de 2005 à 2010 n'a pas d'impact sur la position, tout comme l'intensité de 2011 et 2020. À 475 K, le vortex de 2006 qui a rompu fin février, marque la position de la bordure la plus basse sur toute la période. On observe une importante anti-correlation minSC/maxSC.

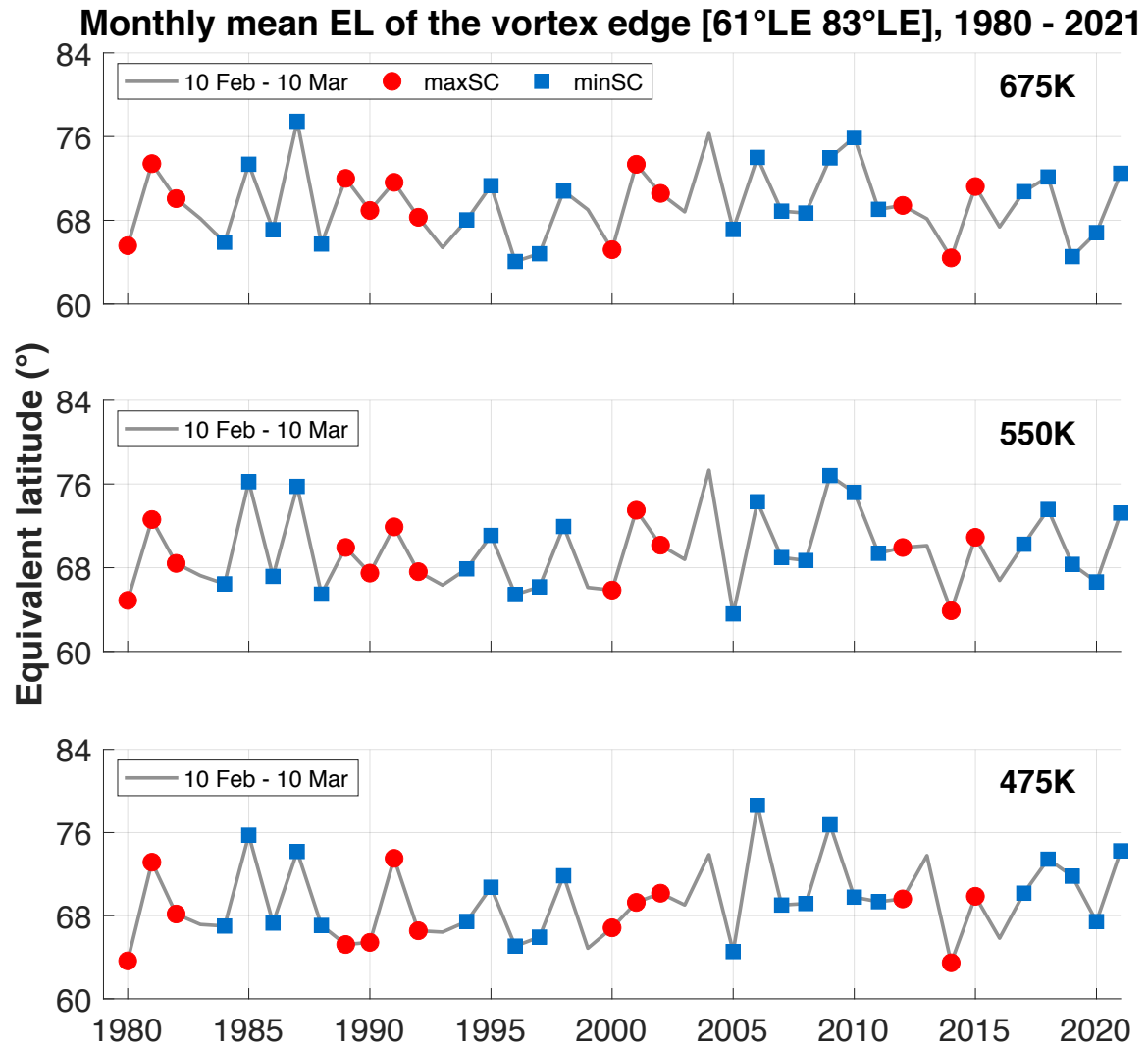


FIGURE 4.12 – Évolution interannuelle de l'étendue maximale de la bordure du vortex pour la période 1980 – 2021, moyennée sur la période du 10 février au 10 mars à tous les niveaux. Les années maxSC (minSC) sont représentées par des cercles rouges (carrés bleus).

4.4 Durée de vie du vortex

Dans cette partie, nous utilisons la méthode de détermination des dates de formation et de rupture pour les vortex Arctique sur la période 1980 – 2021, aux niveaux 675 K, 550 K et 475 K, détaillée dans la section 2.5.

4.4.1 Formation

L'évolution des dates d'apparition du vortex polaire tout au long de l'hiver de 1980 à 2021 aux niveaux isentropes 675 K, 550 K et 475 K est représentée sur la figure 4.13. Chaque point représente le jour de l'année où le vortex polaire est bien formé, c'est-à-dire lorsque la vitesse horizontale du vent le long de la bordure du vortex est supérieure aux valeurs seuils de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1} , comme le suggère Akiyoshi et al. [2009]. Dans chaque panneau, les courbes en bleu, gris foncé et gris clair représentent les seuils de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1} , respectivement.

Sur la période étudiée, le jour moyen de l'année où le vortex se forme est calculé en moyennant les courbes de seuils puis en moyennant toute la période. Ce jour est le 18 octobre, le 30 octobre et le 16 novembre à 675 K, 550 K et 475 K, avec un écart-type de 3,6; 5,5 et 8,8 jours respectivement. Tout comme dans l'hémisphère sud, Les différences entre les dates d'apparition en fonction des différentes valeurs seuils diminuent avec l'altitude, puisque les vents se renforcent au début de l'hiver. Par exemple au niveau 475 K les dates moyennes de formation sont le 31 octobre, le 22 novembre et le 30 novembre pour les valeurs seuils de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1} respectivement. En plus de la variabilité plus importante à 475 K, il y a quelques dates de formation tardives en janvier à ce niveau, en particulier pour le seuil de 25 m.s^{-1} , en 1988, 1997 (à 475 K en décembre pour Coy et al. [1997]) et 2006, qui n'apparaissent pas sur la figure. En 2006 le vortex s'est formé très tôt à $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ aux niveaux 550 K et 475 K comme nous avons pu le voir dans l'annexe B.2. À 475 K il se forme 78 jours plus tôt qu'à 25 m.s^{-1} soit presque 2 mois et demi. La différence moyenne sur la période entre les deux seuils de formation extrêmes ($15,2 \text{ m.s}^{-1}$ et 25 m.s^{-1}) est de 20,9 jours à 675 K, 24,8 jours à 550 K, et 31,2 jours à 475 K. Globalement les niveaux 550 K et 675 K montrent comparativement moins de variabilité des dates d'apparition pour les différentes valeurs de seuil, ce qui est également observé dans l'hémisphère sud. Cette différence de variabilité interannuelle de l'apparition entre les niveaux est confirmée par la moyenne de l'écart-type des trois courbes de seuils après correction de la variation à long terme par un polynôme à 3 degrés. Cet écart-type s'élève à 13,17 jours à 475 K, ce qui est plus important que les valeurs des niveaux 675 K et 550 K (respectivement 7,8 et 9 jours).

À 675 K et 550 K on observe des formations de plus en plus précoces aux 3 valeurs seuils de 1981 à 1991, d'environ $0,9 \text{ jours.an}^{-1}$ pour les 3 courbes moyennées. À 475 K une tendance similaire est interrompue par la formation tardive de 1986. À 550 K et 675 K pour la valeur seuil $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, on observe des dates de formation de plus en plus tardives entre 2012 et 2021 de $1,5 \text{ jours.an}^{-1}$ à 550 K et moins importantes mais de $0,3 \text{ jours.an}^{-1}$ à 675 K. À 475 K et de 2006 à 2014 pour les valeurs seuils de 20 et 25 m.s^{-1} , la formation moyenne est de $4,7 \text{ jours.an}^{-1}$ plus précoce et n'est pas observée avec $15,2 \text{ m.s}^{-1}$. À 675 K, on observe une formation tardive de 2004 à la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ ainsi qu'en 2007 [Rösevall et al., 2007] pour les 3 seuils.

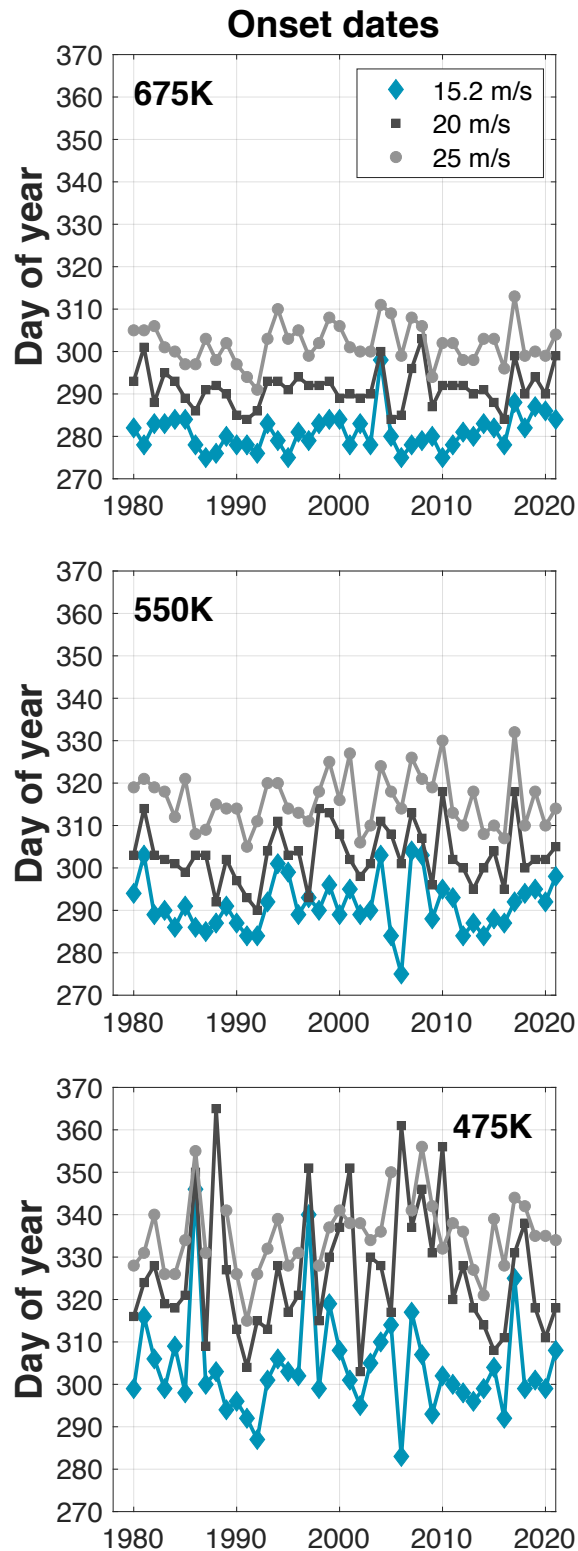


FIGURE 4.13 – Évolution interannuelle des dates d'apparition du vortex polaire Arctique sur la période 1980 – 2021. Les panneaux de haut en bas illustrent les dates d'apparition à 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes gris clair, gris foncé et bleu représentent les dates d'apparition pour les seuils de vent de 25 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} et $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ respectivement. Certaines dates ne sont pas représentées à 25 m.s^{-1} .

4.4.2 Rupture

La figure 4.14 montre le jour où le vortex polaire Arctique se rompt au printemps, en raison du réchauffement du vortex, aux niveaux isentropes 475 K, 550 K et 675 K. Comme dans l'HS, on considère donc que la rupture du vortex se produit lorsque la vitesse horizontale du vent le long de sa bordure tombe en dessous des valeurs seuils de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, 20 m.s^{-1} ou 25 m.s^{-1} (selon Akiyoshi et al. 2009).

Dans cet hémisphère, le vortex se forme plus tôt aux niveaux les plus élevés mais rompt plus tôt aux niveaux inférieurs (tableau 4.9). En effet sur la période étudiée, le jour moyen de l'année où le vortex se rompt est calculé en moyennant les courbes de seuils puis en moyennant toute la période. Ce jour est le 6 mai, le 5 mai et le 27 avril à 675 K, 550 K et 475 K, avec un écart-type de 19; 21,1 et 23 jours respectivement. La figure montre que la différence entre les dates de rupture pour les différentes valeurs seuils est plus faible que pour les dates d'apparition du vortex. La différence moyenne entre les dates de rupture pour $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ et 25 m.s^{-1} est égale à 25,8; 16,4 et 14,3 jours à 475 K, 550 K et 675 K respectivement, comparé à 31,2; 24,8 et 20,9 respectivement pour les dates d'apparition. Ces différences sont moins importantes que dans l'HS. Une plus grande variabilité interannuelle est également observée pour les dates de rupture aux différents niveaux et valeurs seuils. De la même manière que pour les dates d'apparition, nous avons calculé l'écart-type sur la période après avoir fait la moyenne des 3 courbes représentant les différentes moyennes de seuil, et supprimé la tendance à long terme par un polynôme du 3ème degré. L'écart type est égal à 31,8; 28,3 et 25 jours à 475 K, 550 K et 675 K respectivement, comparé à 13,1; 9 et 7,6 jours pour les dates d'apparition.

Aux niveaux 675 K et 550 K on observe une rupture de plus en plus précoce ($1,5$ et $2,1 \text{ jours.an}^{-1}$ respectivement) de 1981 à 1987 pour les 3 courbes moyennées. Entre 1987 et 1997, on a l'effet inverse, avec une rupture retardée de $2,8 \text{ jours.an}^{-1}$ à 675 K et $4,7 \text{ jours.an}^{-1}$ à 550 K. Le vortex de 1997 ayant été un vortex intense et froid formé plus tard à 475 K [Coy et al., 1997], il s'est rompu tardivement aux niveaux supérieurs, atteignant des dates similaires à 2020 (le 10 mai à 550 K et le 8 mai pour Waugh and Rong [2002] à 500 K). En effet dans Waugh et al. [1999]; Zhou et al. [2000]; et plus tard dans Waugh and Rong [2002], les auteurs ont montré de grandes variations interannuelles de la rupture du vortex Arctique, avec des vortex plus persistants au cours des années 1990, et des résultats similaires aux nôtres de 1980 à 1999 (avec les réanalyses NCEP/NCAR). À 475 K, cet effet est plus variable avec $3,8 \text{ jours.an}^{-1}$ de rupture plus précoce entre 1981 et 1987, et $5,9 \text{ jours.an}^{-1}$ de rupture plus tardive entre 1987 et 1997.

Durant les années 2000, le vortex rompt plus tôt pour les valeurs seuils de 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1} que pour $15,2 \text{ m.s}^{-1}$. Cet effet est bien visible à 675 K (pour 25 m.s^{-1}) et à 550 K (pour 20 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1}) mais on l'observe moins bien à 475 K. Cette période est également caractérisée par une

rupture des vortex plus précoce à $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, qui est moins visible aux autres valeurs seuils compte tenu de leur importante variabilité. Si on se focalise sur la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, les ruptures de 1989 et 1999 sont les plus précoces aux 3 niveaux, avec 2001 et 2006 à 475 K.

Dans les années 2010 on observe à nouveau des dates de rupture plus précoce puis plus tardives, mais sur une courte période. À 550 K, elles sont de $8,8 \text{ jours.an}^{-1}$ plus précoce entre 2013 et 2016, et de $9,6 \text{ jours.an}^{-1}$ plus tardive entre 2016 et 2020. Les résultats sont similaires à 675 K et 475 K. Bien qu'il ne représente pas la rupture la plus tardive de la période, l'intense vortex de 2020 a rompu tardivement, notamment à 550 K et 475 K (le 10 et le 11 mai).

TABLE 4.9 – Résumé des jours julien de formation et de rupture du vortex dans l'HN.

	Onset			Breakup		
	675 K	550 K	475 K	675 K	550 K	475 K
Average day over the period and for the 3 thresholds	291	303	320	126	125	117
Mean difference on the period between 25 m.s^{-1} and $15,2 \text{ m.s}^{-1}$	20,9	24,8	31,2	14,3	16,4	25,8
Std of average threshold dates after long-term trend corrected	7,6	9	13,1	25	28,3	31,8

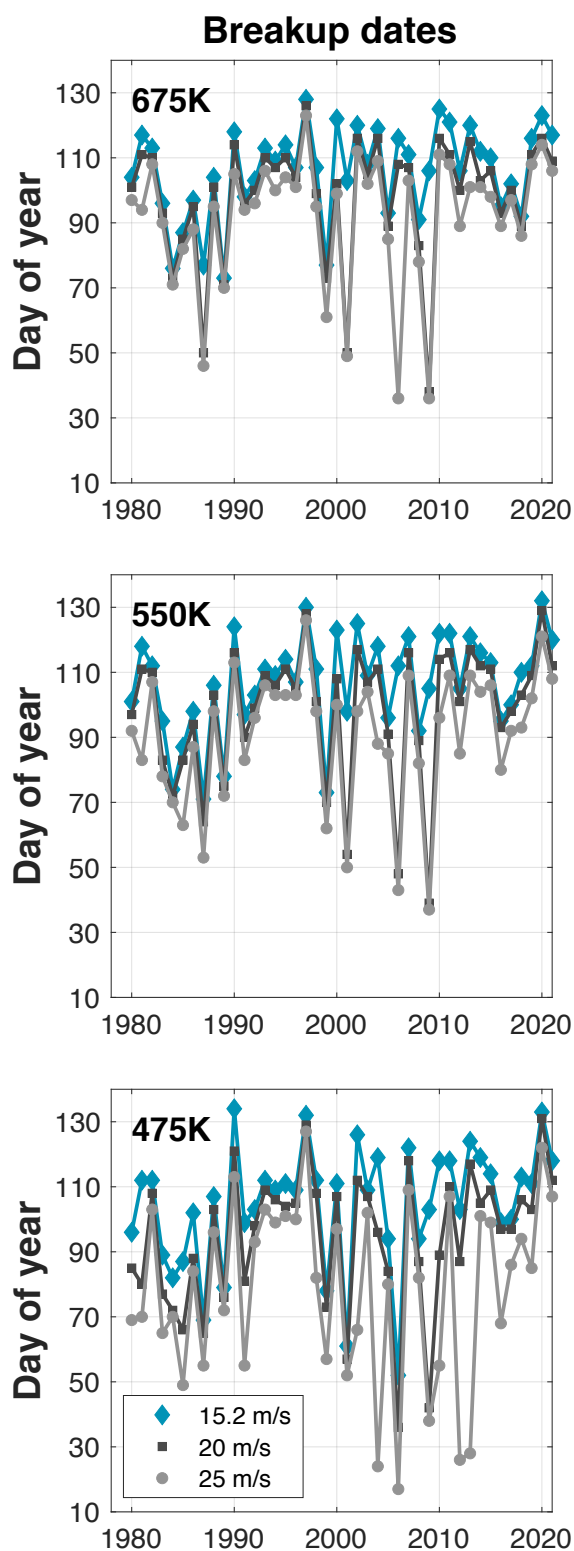


FIGURE 4.14 – Évolution interannuelle des dates de rupture du vortex polaire Arctique sur la période 1980 – 2021. Les panneaux de haut en bas illustrent les dates d'apparition à 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes gris clair, gris foncé et bleu représentent les dates d'apparition pour les valeurs seuils de vent de 25 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} et $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ respectivement.

Ces résultats sont plutôt cohérents comparés à l'évolution des dates de rupture du vortex polaire Arctique à 500 K, sur la figure 4.15 extraite de WMO [2018] qui utilise la méthode de Nash et al. [1996] pour différentes réanalyses citées en légende.

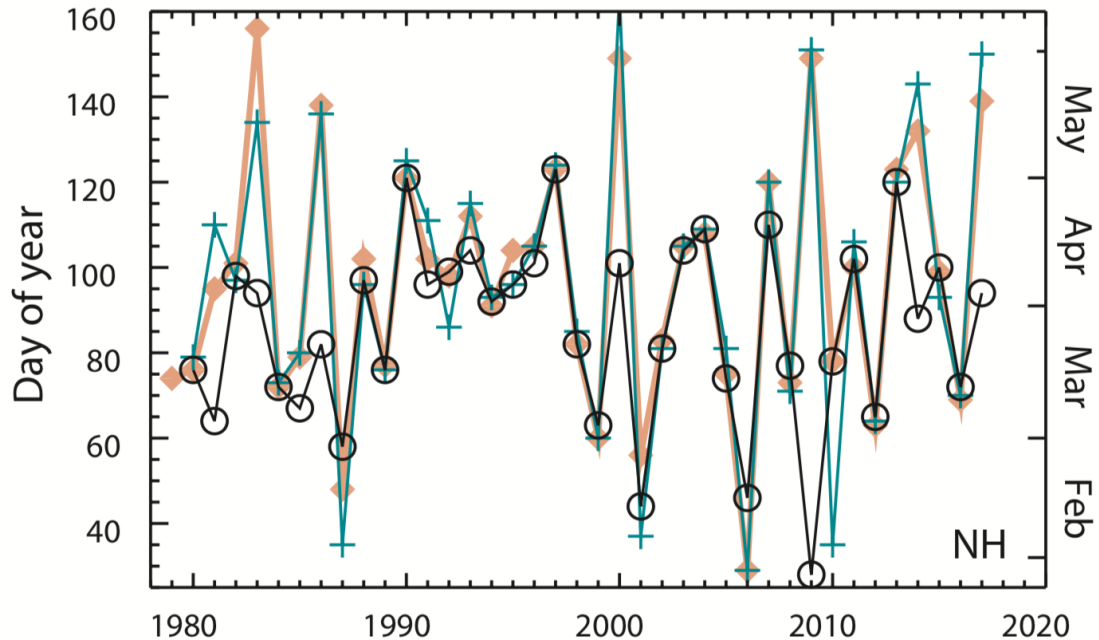


FIGURE 4.15 – Dates de rupture des vortex polaires Arctiques au niveau 500 K, définies d'après Nash et al. [1996]. Les dates sont déterminées à partir des données de réanalyse de NCEP/CFSR [Saha et al., 2010], MERRA-2 [Gelaro et al., 2017] et ERA-Interim [Dee et al., 2011], d'après WMO [2018].

4.5 Conclusions

L'étude de la variabilité du vortex polaire Arctique et l'étendue de sa bordure montre une importante variabilité d'un hiver à l'autre comparé au vortex polaire Antarctique. Dans ce chapitre nous avons analysé l'évolution saisonnière de l'intensité et de la position de la bordure du vortex polaire stratosphérique en fonction de la latitude équivalente dans l'hémisphère nord aux niveaux isentropes 675 K, 550 K et 475 K, en utilisant les analyses ERA-Interim sur la période 1980 – 2021. L'évolution interannuelle de l'intensité et de la position maximale de la bordure, ainsi que les dates d'apparition et de rupture aux trois niveaux ont été évaluées. L'intensité de la bordure du vortex correspond au gradient de la vorticité potentielle pondérée par le module de vent en fonction de la latitude équivalente [Nash et al., 1996]. Les paramètres étudiés présentent des variations à long et à court terme sur la période, qui ont été analysées à l'aide de proxies connus de la variabilité atmosphérique dans la stratosphère et dans cet hémisphère tels que le cycle solaire, la QBO et l'AO. En 2011 et 2013 nous avons observé une bordure du vortex très intense, et en 2009 et 2013 un vortex faible, entre autres.

La diversité des comportements du vortex dans l'hémisphère nord est conséquente, et nous avons remarqué que selon l'année et le niveau, le vortex se forme entre début octobre et début décembre, et rompt entre le mois de février et la mi-mai. À 675 K, les 42 hivers étudiés sont inclus dans la statistique entre le 26 octobre et le 8 février à 675 K, entre le 1er novembre et le 10 février à 550 K, et entre le 13 décembre et le 21 février à 475 K. Le cycle solaire, la QBO et l'AO (dans une moindre mesure) modulent l'évolution interannuelle de l'intensité maximale de la bordure des vortex et de leurs dates de rupture. Une intensité plus forte de la bordure est observée dans les années de minimum solaire et de QBO ouest. La QBO module davantage l'influence du cycle solaire sur l'intensité de la bordure, en particulier à 675 K et 550 K : durant les phases wQBO, la différence entre l'intensité de la bordure pour les années minSC et maxSC est plus importante que durant les phases eQBO. La bordure du vortex polaire est plus intense lors de la combinaison minSC/wQBO que durant la combinaison minSC/eQBO. En ce qui concerne l'AO, dont l'impact est moindre, l'intensité de la bordure pour les deux phases du cycle solaire est plus importante durant les phases AOp au niveau 675 K, tandis que le vortex persiste plus longtemps durant les combinaisons de phases minSC/AOn et maxSC/AOp. Cependant l'analyse interannuelle a mis en avant le faible impact du cycle solaire sur l'intensité de la bordure avec des valeurs similaires d'intensité maximale (notamment à 475 K et 550 K) qui peuvent être de phase minimum ou maximum du cycle solaire. Via cette analyse on observe la variabilité importante durant les deux dernières décennies (52%, 51% et 49% à 675 K, 550 K et 475 K) comparé aux années 1980/1990 avec 28% à 675 K, 25% à 550 K et 23% à 475 K. Enfin l'analyse des dates de formation et de rupture du vortex ont montré une variabilité similaire aux 3 niveaux. Entre 1980 et 1987 avec une rupture de plus en plus précoce de 1,5 et 2,1 jours.an⁻¹ à 675 K et 550 K pour les 3 courbes moyennées, entre 1987 et 1997 avec une rupture retardée de 2,8 jours.an⁻¹ et 4,7 jours.an⁻¹ aux mêmes niveaux. Dans les années 2010 on retrouve un schéma similaire avec des ruptures précoces de 2012/2013 à 2016 et des ruptures tardives de 2016 jusque 2020 qui a rompu aux alentours du 10 mai selon les niveaux. Les dates de formation du vortex ont montré une formation précoce des vortex durant les années 1980 aux 3 niveaux (d'environ 0,9 jours.an⁻¹ à 675 K et 550 K). À 475 K cette tendance a été interrompue par la naissance tardive de 1986 aux 3 valeurs seuil. À 550 K et 675 K pour la valeur seuil 15,2 m.s⁻¹, on observe des dates de formation plus tardives entre 2012 et 2021 (de 1,5 jours.an⁻¹ à 550 K).

Parmis ces principaux résultats, ils sont en accord avec la littérature. Hurwitz et al. [2011]; Manney et al. [2011] et Sinnhuber et al. [2011] ont relevé l'importante perte d'ozone en février et mars liée au vortex froid et intense de 2011, et Lawrence et al. [2020] a documenté l'intense vortex de 2020. Manney et al. [2015] a relevé un réchauffement soudain majeur de décembre 2012 à janvier 2013 avec une séparation du vortex et une importante perte d'ozone. Le vortex de 2009 a lui aussi subi un réchauffement majeur au milieu de l'hiver d'après Labitzke and Kunze [2009] ce qui explique pour ces deux derniers, leur faible intensité durant la période des maximums d'intensité (sous-section 4.1.1). Nos résultats sur l'analyse composites du cycle solaire et de la QBO sont en accord avec ceux

de Holton and Tan [1980]; Labitzke [1987] et Labitzke and Van Loon [1988] avec un vortex plus intense et froid durant les phases minSC/wQBO. Concernant la durée de vie du vortex, les variations interannuelles de la rupture du vortex Arctique, avec des ruptures plus précoces dans les années 1980 et des vortex persistants au cours des années 1990, sont conformes avec les résultats de Waugh et al. [1999]; Waugh and Rong [2002] et Zhou et al. [2000].

Conclusion générale

Notre étude a consisté à étudier l'intensité et la position de la bordure du vortex durant les 40 dernières années dans les hémisphères nord et sud. Dans le chapitre 1 nous avons exposé les différences principales entre les deux hémisphères. Dans le chapitre 2 nous avons présenté les outils nécessaires à cette étude. Le chapitre 3 était consacré à la variabilité du vortex Antarctique et le chapitre 4 à la variabilité du vortex Arctique. C'est dans l'hémisphère sud que les outils ont d'abord été testés. L'adaptation de ces méthodes dans l'hémisphère nord nous a permis de mettre en avant les différences d'un hiver à l'autre.

Concernant l'intensité du vortex, on atteint une moyenne médiane maximale de 20,8 pvu/°EL à 675 K, 7,8 pvu/°EL à 550 K et 3,9 pvu/°EL à 475 K pour l'HS, contre 19 pvu/°EL, 7,3 pvu/°EL et 2,5 pvu/°EL dans l'HN. Ces résultats sont similaires aux niveaux supérieurs, et le vortex est plus intense dans l'hémisphère sud à 475 K. La période de maximum d'intensité est atteinte à différentes périodes selon les niveaux : du 15 septembre au 15 octobre à 675 K, en octobre à 550 K et du 15 octobre au 15 novembre à 475 K dans l'HS. Dans l'HN, le maximum d'intensité est obtenu sur une période similaire, du 10 février au 10 mars, pour les 3 niveaux isentropes. Concernant la position de la bordure, elle a une étendue similaire sur les 3 niveaux pour chaque hémisphère. Dans l'HS, elle atteint les -57,8°EL à plus ou moins -0,5°EL et 65,6°EL à plus ou moins 0,3°EL dans l'hémisphère nord. Cette période d'étendue maximale est atteinte avant la période de maximum d'intensité. Dans l'HN, la faible variabilité des percentiles 20 et 80 apparaît durant le maximum d'étendue, tandis qu'elle apparaît durant le maximum d'intensité dans l'HS. Le vortex Arctique n'est pas nécessairement formé au début de notre étude (le 1er octobre).

Le cycle solaire joue un rôle sur l'intensité de la bordure : en général les vortex des hivers de minSC sont plus intenses que les années de maxSC, et rompent quelques jours plus tard dans les deux hémisphères. La différence entre les années minSC et maxSC est significative dans l'HS du 25 septembre au 27 octobre à 675 K, du 8 septembre au 25 novembre à 550 K, et enfin à 475 K du 19 septembre au 19 octobre ainsi que du 10 au 27 novembre. L'influence du cycle solaire sur la position de la bordure est moindre dans les deux hémisphères, néanmoins à 550 K dans l'hémisphère sud, les vortex sont caractérisés par une bordure plus étendue durant les années de maxSC. Bien qu'une différence ne soit pas visible entre les années de wQBO et eQBO dans l'HS, nous avons vu des années de wQBO plus intenses que les années de eQBO durant la période de maximum d'intensité dans l'HN. Durant le maximum d'étendue, ce sont les années de eQBO qui marquent des bordures plus étendues dans l'HS, et les années de wQBO dans l'HN. Bien que dans ce dernier, les années de eQBO gardent une étendue large jusque la fin de l'hiver. Dans l'HS, le troisième forçage de la variabilité stratosphérique étudié fut l'ENSO, pour lequel nous avons obtenu des années de cENSO plus intenses que les années

wENSO, avec des différences significatives entre fin novembre et début décembre à 475 K et une persistance des vortex de plus de 10 jours durant cENSO. Dans l'HN, c'est la variabilité de l'AO qui est venu compléter notre étude. Globalement, les années de phase AOp sont plus intenses que les années de phase AOn entre janvier et début/fin mars selon les niveaux. Les résultats individuels des forçages n'ayant pas montré d'impact significatif sur la position de la bordure, des analyses composites combinées ont été réalisées uniquement pour l'intensité de la bordure.

L'influence combinée des différents proxies nous a permis d'affiner ces résultats. Dans l'hémisphère sud, la QBO module davantage l'intensité de la bordure du vortex, surtout pour les années maxSC, qui sont généralement caractérisées par une bordure plus intense et une durée de vie plus longue durant la phase wQBO que durant la phase eQBO. Les années minSC présentent également une bordure légèrement plus intense durant la phase wQBO. Dans l'hémisphère nord, une plus forte intensité de la bordure est observée durant les phases minSC/wQBO. À 675 K et 550 K : durant les phases wQBO, la différence entre l'intensité de la bordure pour les années minSC et maxSC est plus importante que durant les phases eQBO. Contrairement à l'HS, il n'y a pas d'influence notable sur la durée de vie du vortex. Ces résultats sur l'analyse composites combinée du cycle solaire et de la QBO sont en accord avec ceux de Holton and Tan [1980] ; Labitzke [1987] et Labitzke and Van Loon [1988].

Dans l'hémisphère sud, les années minSC sont caractérisées par une plus grande intensité durant la phase froide d'ENSO (La Niña). La durée de vie du vortex des années maxSC est plus longue durant les années cENSO que durant les années wENSO, à 550 K et 475 K. Concernant l'AO dans l'hémisphère nord, l'intensité de la bordure pour les deux phases du cycle solaire est légèrement plus importante durant les phases AOp au niveau 675 K, tandis que le vortex persiste plus longtemps durant les combinaisons de phases minSC/AOn et maxSC/AOp.

En ce qui concerne l'évolution interannuelle de l'intensité de la bordure du vortex, nous avons notamment remarqué une augmentation de l'intensité durant les 2 premières décennies de l'étude dans l'hémisphère sud, qui peut être attribuée à la perte d'ozone polaire [Bodeker et al., 2002]. Durant les deux dernières décennies, les valeurs restent élevées ce qui pourrait correspondre à l'apparition continue du trou dans la couche d'ozone. On observe la variabilité décennale liée au cycle solaire et la signature du cycle solaire de 11 ans avec les pics de 1986, 1996, 2005 et 2016. Dans l'hémisphère nord on observe surtout une variabilité plus importante dans les années 2000/2010, presque le double comparé aux années 1980/1990, aux 3 niveaux. On retrouve les hivers 2011 et 2020, pour lesquels les vortex de minSC ont été froids et intenses. D'autres hivers, dont l'intensité était plus faible comme 2006, 2009 et 2019, sont également des années de minSC, ce qui implique que le cycle solaire a un faible impact sur l'intensité de la bordure. Dans l'HS, la position de la bordure diminue de taille de 1981 à 1994 alors que l'intensité de la bordure augmente à la même période. 2002 et 2019, qui furent deux hivers où le vortex a été anormalement petit [Hoppel et al. 2003, Shen et al. 2020, Wargan et al.

2020] sont marqués par une étendue plus faible avec une différence de phase du cycle solaire (maxSC pour 2002 et minSC pour 2019). Dans l'HN, les valeurs sont très similaires d'un hiver à l'autre et les hivers particuliers relevés pour l'intensité de la bordure ne sont pas remarquables en terme d'étendue, et il n'y a pas de variation à long terme comparé à ce qui a été vu dans les années 1980 et 1990 dans l'HS.

Enfin pour les dates de formation du vortex, on a une variabilité importante à 475 K dans les deux hémisphères. À 25 m.s^{-1} dans l'HS, on observe une tendance à un vortex plus précoce durant les deux premières décennies qui rappelle celles observées notamment aux niveaux supérieurs dans l'HN, du début des années 1980 à 1992. La différence la plus importante concerne la rupture plus tardive entre 1979 et 1987 observée à 550 K dans l'HS qui correspond à une rupture plus précoce à 675 K et 550 K (et dans une moindre mesure à 475 K) dans l'HN.

Parmis les perspectives de cette thèse :

- Une étude plus poussée de la variabilité des vortex Arctique dans l'objectif de réaliser une classification des différents types de vortex observés dans l'hémisphère nord.
- Analyser l'influence d'ENSO dans l'hémisphère nord et de AAO (Antarctic Oscillation, l'homologue de AO) dans l'hémisphère sud. Étendre l'analyse de la bordure du vortex à l'aide d'autres proxies comme la SST (Sea Surface Temperature). Observer si les proxies peuvent être associés aux différents types de SSW dans l'hémisphère nord.
- Utiliser des régressions multilinéaires afin de mieux quantifier les différents processus mis à l'œuvre.
- Analyser le jeu de donnée (4 décennies par hémisphère) dans une perspective climatique en vue de détecter l'impact des changements globaux sur le cycle de vie des vortex stratosphériques polaires ou encore d'interroger la capacité des modèles climatiques à reproduire leur variabilité.
- Utiliser les réanalyses ERA5 afin d'étudier la variabilité des vortex Arctique et Antarctique sur une plus longue période (de 1950 à aujourd'hui).
- Rédiger un second article sur la variabilité du vortex polaire Arctique.

Bibliographie

- H. Akiyoshi, L. Zhou, Y. Yamashita, K. Sakamoto, M. Yoshiki, T. Nagashima, M. Takahashi, J. Kurokawa, M. Takigawa, and T. Imamura. A ccm simulation of the breakup of the antarctic polar vortex in the years 1980–2004 under the ccmval scenarios. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D3), 2009. (Cité en pages 51, 52, 78, 81, 109 et 111.)
- D. G. Andrews, J. R. Holton, and C. B. Leovy. *Middle atmosphere dynamics*. Number 40. Academic press, 1987. (Cité en pages 16 et 29.)
- M. Baldwin. Major stratospheric warming in the southern hemisphere in 2002 : Dynamical aspects of the ozone hole split. *SPARC newsletter*, 20 :24–26, 2003. (Cité en page 16.)
- M. P. Baldwin and T. J. Dunkerton. Quasi-biennial modulation of the southern hemisphere stratospheric polar vortex. *Geophysical Research Letters*, 25(17) :3343–3346, 1998. (Cité en pages 21 et 84.)
- M. P. Baldwin and T. J. Dunkerton. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294(5542) :581–584, 2001. (Cité en page 21.)
- C. Blume, K. Matthes, and I. Horenko. Supervised learning approaches to classify sudden stratospheric warming events. *Journal of the atmospheric sciences*, 69(6) :1824–1840, 2012. (Cité en page 15.)
- G. Bodeker, I. Boyd, and W. Matthews. Trends and variability in vertical ozone and temperature profiles measured by ozonesondes at lauder, new zealand : 1986–1996. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 103(D22) :28661–28681, 1998. (Cité en page 23.)
- G. Bodeker, H. Struthers, and B. Connor. Dynamical containment of antarctic ozone depletion. *Geophysical research letters*, 29(7) :2–1, 2002. (Cité en pages 75, 84 et 118.)
- K. P. Bowman. Large-scale isentropic mixing properties of the antarctic polar vortex from analyzed winds. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 98(D12) :23013–23027, 1993. (Cité en pages 13, 14 et 31.)
- N. Butchart. The brewer-dobson circulation. *Reviews of geophysics*, 52(2) :157–184, 2014. (Cité en page 19.)
- N. Butchart and E. E. Remsberg. The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface. *Journal of the atmospheric sciences*, 43(13) :1319–1339, 1986. (Cité en page 32.)

- A. H. Butler, D. J. Seidel, S. C. Hardiman, N. Butchart, T. Birner, and A. Match. Defining sudden stratospheric warmings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(11) :1913–1928, 2015. (Cité en page 16.)
- A. H. Butler, Z. D. Lawrence, S. H. Lee, S. P. Lillo, and C. S. Long. Differences between the 2018 and 2019 stratospheric polar vortex split events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(732) :3503–3521, 2020. (Cité en page 91.)
- S. Chapman. A theory of upperatmospheric ozone. *Mem. Roy. Meteor.*, 3 :103–125, 1930. (Cité en page 5.)
- A. J. Charlton and L. M. Polvani. A new look at stratospheric sudden warmings. part i : Climatology and modeling benchmarks. *Journal of climate*, 20(3) :449–469, 2007. (Cité en page 15.)
- S. Chubachi et al. Preliminary result of ozone observations at syowa station from february 1982 to january 1983. 1984. (Cité en page 6.)
- L. Coy, E. R. Nash, and P. A. Newman. Meteorology of the polar vortex : Spring 1997. *Geophysical Research Letters*, 24(22) :2693–2696, 1997. (Cité en pages 91, 109 et 111.)
- D. P. Dee, S. M. Uppala, A. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. Balmaseda, G. Balsamo, d. P. Bauer, et al. The era-interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656) :553–597, 2011. (Cité en pages 34, 78, 114, 170 et 172.)
- J. C. Farman, B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin. Large losses of total ozone in antarctica reveal seasonal clox/nox interaction. *Nature*, 315(6016) :207, 1985. (Cité en page 6.)
- R. Gelaro, W. McCarty, M. J. Suárez, R. Todling, A. Molod, L. Takacs, C. A. Randles, A. Darmenov, M. G. Bosilovich, R. Reichle, et al. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (merra-2). *Journal of climate*, 30(14) :5419–5454, 2017. (Cité en pages 78, 114, 170 et 172.)
- S. Godin, V. Bergeret, S. Bekki, C. David, and G. Mégie. Study of the interannual ozone loss and the permeability of the antarctic polar vortex from aerosol and ozone lidar measurements in dumont d’urville (66.4 s, 140 e). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D1) :1311–1330, 2001. (Cité en pages 32 et 37.)
- S. Godin, M. Marchand, A. Hauchecorne, and F. Lefèvre. Influence of arctic polar ozone depletion on lower stratospheric ozone amounts at haute-provence observatory (43.92° n, 5.71° e). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D20) :SOL–14, 2002. (Cité en page 37.)

- P. Good and J. Pyle. Refinements in the use of equivalent latitude for assimilating sporadic inhomogeneous stratospheric tracer observations, 1 : Detecting transport of pinatubo aerosol across a strong vortex edge. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4(7) :1823–1836, 2004. (Cité en page 32.)
- L. J. Gray. The influence of the equatorial upper stratosphere on stratospheric sudden warmings. *Geophysical research letters*, 30(4), 2003. (Cité en page 20.)
- A. Grytsai, O. Evtushevsky, A. Klekociuk, G. Milinevsky, Y. Yampolsky, O. Ivaniha, and Y. Wang. Investigation of the vertical influence of the 11-year solar cycle on ozone using sbuv and antarctic ground-based measurements and cmip6 forcing data. *Atmosphere*, 11(8) :873, 2020. (Cité en pages 20 et 165.)
- J. D. Haigh and H. K. Roscoe. The final warming date of the antarctic polar vortex and influences on its interannual variability. *Journal of climate*, 22(22) :5809–5819, 2009. (Cité en page 85.)
- K. Hamilton. On the quasi-decadal modulation of the stratospheric qbo period. *Journal of climate*, 15(17) :2562–2565, 2002. (Cité en page 21.)
- D. Harrison and N. K. Larkin. El niño-southern oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946–1993. *Reviews of Geophysics*, 36(3) :353–399, 1998. (Cité en pages 22 et 23.)
- A. Hauchecorne, S. Godin, M. Marchand, B. Heese, and C. Souprayen. Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model mimosa and effective diffusivity. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D20) :SOL–32, 2002. (Cité en pages 37 et 38.)
- B. Heese, S. Godin, and A. Hauchecorne. Forecast and simulation of stratospheric ozone filaments : A validation of a high-resolution potential vorticity advection model by airborne ozone lidar measurements in winter 1998/1999. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D17) : 20011–20024, 2001. (Cité en page 37.)
- M. I. Hegglin, D. Brunner, T. Peter, P. Hoor, H. Fischer, J. Staehelin, M. Krebsbach, C. Schiller, U. Parchatka, and U. Weers. Measurements of no, no_y, n₂o, and o₃ during spurt : implications for transport and chemistry in the lowermost stratosphere. *Atmospheric chemistry and physics*, 6 (5) :1331–1350, 2006. (Cité en pages 32 et 166.)
- J. R. Holton and H.-C. Tan. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of Atmospheric Sciences*, 37(10) :2200–2208, 1980. (Cité en pages 21, 96, 103, 116 et 118.)
- J. R. Holton, P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister. Stratosphere-troposphere exchange. *Reviews of geophysics*, 33(4) :403–439, 1995. (Cité en pages 14, 29, 30 et 166.)

- K. Hoppel, R. Bevilacqua, D. Allen, G. Nedoluha, and C. Randall. Poam iii observations of the anomalous 2002 antarctic ozone hole. *Geophysical research letters*, 30(7), 2003. (Cité en pages 9, 16, 60, 76 et 118.)
- B. J. Hoskins, M. E. McIntyre, and A. W. Robertson. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(470) :877–946, 1985. (Cité en page 30.)
- M. M. Hurwitz, P. A. Newman, and C. I. Garfinkel. The arctic vortex in march 2011 : a dynamical perspective. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(22) :11447–11453, 2011. (Cité en pages 89 et 115.)
- A. R. Klekociuk, M. B. Tully, P. B. Krummel, S. I. Henderson, D. Smale, R. Querel, S. Nichol, S. P. Alexander, P. J. Fraser, and G. Nedoluha. The antarctic ozone hole during 2018 and 2019. *Journal of Southern Hemisphere Earth Systems Science*, 71(1) :66–91, 2021. (Cité en page 10.)
- K. Krüger, B. Naujokat, and K. Labitzke. The unusual midwinter warming in the southern hemisphere stratosphere 2002 : A comparison to northern hemisphere phenomena. *Journal of Atmospheric Sciences*, 62(3) :603–613, 2005. (Cité en page 16.)
- J. Kuttippurath and P. J. Nair. The signs of antarctic ozone hole recovery. *Scientific reports*, 7(1) : 1–8, 2017. (Cité en page 11.)
- K. Labitzke. Sunspots, the qbo, and the stratospheric temperature in the north polar region. *Geophysical Research Letters*, 14(5) :535–537, 1987. (Cité en pages 96, 103, 116 et 118.)
- K. Labitzke and M. Kunze. On the remarkable arctic winter in 2008/2009. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D1), 2009. (Cité en pages 89 et 115.)
- K. Labitzke and H. Van Loon. Associations between the 11-year solar cycle, the qbo and the atmosphere. part i : the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 50(3) :197–206, 1988. (Cité en pages 21, 103, 116 et 118.)
- L. R. Lait. An alternative form for potential vorticity. *Journal of Atmospheric Sciences*, 51(12) : 1754–1759, 1994. (Cité en page 33.)
- L. R. Lait, M. R. Schoeberl, and P. A. Newman. Quasi-biennial modulation of the antarctic ozone depletion. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 94(D9) :11559–11571, 1989. (Cité en page 21.)
- U. Langematz and M. Kunze. An update on dynamical changes in the arctic and antarctic stratospheric polar vortices. *Climate dynamics*, 27(6) :647–660, 2006. (Cité en page 17.)

- Z. D. Lawrence, J. Perlwitz, A. H. Butler, G. L. Manney, P. A. Newman, S. H. Lee, and E. R. Nash. The remarkably strong arctic stratospheric polar vortex of winter 2020 : Links to record-breaking arctic oscillation and ozone loss. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125(22) : e2020JD033271, 2020. (Cité en pages 24, 89, 100 et 115.)
- E.-P. Lim, H. H. Hendon, A. H. Butler, R. D. Garreaud, I. Polichtchouk, T. G. Shepherd, A. Scaife, R. Comer, L. Coy, P. A. Newman, et al. The 2019 antarctic sudden stratospheric warming. *SPARC newsletter*, 54 :10–13, 2020. (Cité en page 17.)
- E.-P. Lim, H. H. Hendon, A. H. Butler, D. W. Thompson, Z. D. Lawrence, A. A. Scaife, T. G. Shepherd, I. Polichtchouk, H. Nakamura, C. Kobayashi, et al. The 2019 southern hemisphere stratospheric polar vortex weakening and its impacts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(6) :E1150–E1171, 2021. (Cité en page 17.)
- E. Mancini, G. Visconti, G. Pitari, and M. Verdecchia. An estimate of the antarctic ozone modulation by the qbo. *Geophysical research letters*, 18(2) :175–178, 1991. (Cité en page 21.)
- G. Manney, R. Zurek, A. O'Neill, and R. Swinbank. On the motion of air through the stratospheric polar vortex. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(20) :2973–2994, 1994. (Cité en pages 13, 14 et 31.)
- G. Manney, R. Zurek, M. Gelman, A. Miller, and R. Nagatani. The anomalous arctic lower stratospheric polar vortex of 1992–1993. *Geophysical research letters*, 21(22) :2405–2408, 1994c. (Cité en pages 17, 51 et 52.)
- G. Manney, Z. Lawrence, M. Santee, N. Livesey, A. Lambert, and M. Pitts. Polar processing in a split vortex : Arctic ozone loss in early winter 2012/2013. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15 (10) :5381–5403, 2015. (Cité en pages 89 et 115.)
- G. L. Manney, M. L. Santee, M. Rex, N. J. Livesey, M. C. Pitts, P. Veefkind, E. R. Nash, I. Wohltmann, R. Lehmann, L. Froidevaux, et al. Unprecedented arctic ozone loss in 2011. *Nature*, 478 (7370) :469–475, 2011. (Cité en pages 89 et 115.)
- M. McIntyre and T. Palmer. The ‘surf zone’ in the stratosphere. *Journal of atmospheric and terrestrial physics*, 46(9) :825–849, 1984. (Cité en page 30.)
- M. E. McIntyre. How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings? *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 60(1) :37–65, 1982. (Cité en page 13.)
- M. E. McIntyre and T. Palmer. Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, 305(5935) : 593–600, 1983. (Cité en pages 12, 13, 30 et 31.)
- V. Mishra, D. Tiwari, C. Tiwari, and S. Agrawal. Comparative study of different solar parameters with sunspot numbers. *96.60 Rd : 96.60 Qe*, 2005. (Cité en page 20.)

- E. R. Nash, P. A. Newman, J. E. Rosenfield, and M. R. Schoeberl. An objective determination of the polar vortex using ertel's potential vorticity. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 101 (D5) :9471–9478, 1996. (Cité en pages 17, 30, 32, 33, 47, 51, 52, 53, 78, 81, 84, 114, 170 et 172.)
- P. Newman, L. Coy, S. Pawson, and L. Lait. The anomalous change in the qbo in 2015–2016. *Geophysical Research Letters*, 43(16) :8791–8797, 2016. (Cité en page 21.)
- P. A. Newman. The final warming and polar vortex disappearance during the southern hemisphere spring. *Geophysical research letters*, 13(12) :1228–1231, 1986. (Cité en page 16.)
- P. A. Newman and E. R. Nash. The unusual southern hemisphere stratosphere winter of 2002. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(3) :614–628, 2005. (Cité en page 9.)
- A. Pazmiño, S. Godin-Beekmann, A. Hauchecorne, C. Claud, S. Khaykin, F. Goutail, E. Wolfram, J. Salvador, and E. Quel. Multiple symptoms of total ozone recovery inside the antarctic vortex during austral spring. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(10) :7557–7572, 2018. (Cité en pages 11, 20, 37 et 79.)
- R. B. Pierce and T. D. A. Fairlie. Chaotic advection in the stratosphere : Implications for the dispersal of chemically perturbed air from the polar vortex. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 98(D10) :18589–18595, 1993. (Cité en pages 13, 14 et 31.)
- T. Portafaix, B. Morel, H. Bencherif, S. Baldy, S. Godin-Beekmann, and A. Hauchecorne. Fine-scale study of a thick stratospheric ozone lamina at the edge of the southern subtropical barrier. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D6), 2003. (Cité en page 37.)
- W. J. Randel, R. R. Garcia, N. Calvo, and D. Marsh. Enso influence on zonal mean temperature and ozone in the tropical lower stratosphere. *Geophysical Research Letters*, 36(15), 2009. (Cité en page 23.)
- J. Rao, C. I. Garfinkel, I. P. White, and C. Schwartz. The southern hemisphere minor sudden stratospheric warming in september 2019 and its predictions in s2s models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125(14) :e2020JD032723, 2020. (Cité en pages 75, 77, 79 et 85.)
- R. B. Rood, J. E. Nielsen, R. S. Stolarski, A. R. Douglass, J. A. Kaye, and D. J. Allen. Episodic total ozone minima and associated effects on heterogeneous chemistry and lower stratospheric transport. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 97(D8) :7979–7996, 1992. (Cité en page 13.)
- H. K. Roscoe and J. D. Haigh. Influences of ozone depletion, the solar cycle and the qbo on the southern annular mode. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 133(628) :1855–1864, 2007. (Cité en page 70.)

- J. Rösevall, D. P. Murtagh, and J. Urban. Ozone depletion in the 2006/2007 arctic winter. *Geophysical research letters*, 34(21), 2007. (Cité en page 109.)
- S. Saha, S. Moorthi, H.-L. Pan, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga, P. Tripp, R. Kistler, J. Woollen, D. Behringer, et al. The ncep climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8) :1015–1058, 2010. (Cité en pages 78, 114, 170 et 172.)
- R. Salawitch, D. Fahey, M. Hegglin, L. McBride, W. Tribett, and S. Doherty. Twenty questions and answers about the ozone layer : 2018 update, scientific assessment of ozone depletion : 2018, 84 pp. *World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*, 2019. (Cité en pages 4, 11 et 165.)
- M. Schoeberl and P. Newman. Middle atmosphere| polar vortex. 2015. (Cité en pages 15, 18 et 165.)
- M. R. Schoeberl, L. R. Lait, P. A. Newman, and J. E. Rosenfield. The structure of the polar vortex. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 97(D8) :7859–7882, 1992. (Cité en page 17.)
- H. Schwabe. Sonnenbeobachtungen im jahre 1843. von herrn hofrath schwabe in dessau. *Astronomische Nachrichten*, 21 :233, 1844. (Cité en page 19.)
- X. Shen, L. Wang, and S. Osprey. The southern hemisphere sudden stratospheric warming of september 2019. *Science Bulletin*, 65(21) :1800–1802, 2020. (Cité en pages 10, 16, 75, 77, 79, 85 et 118.)
- B.-M. Sinnhuber, G. Stiller, R. Ruhnke, T. von Clarmann, S. Kellmann, and J. Aschmann. Arctic winter 2010/2011 at the brink of an ozone hole. *Geophysical Research Letters*, 38(24), 2011. (Cité en pages 89 et 115.)
- S. Solomon. Stratospheric ozone depletion : A review of concepts and history. *Reviews of Geophysics*, 37(3) :275–316, 1999. (Cité en page 20.)
- S. Solomon, R. R. Garcia, F. S. Rowland, and D. J. Wuebbles. On the depletion of antarctic ozone. *Nature*, 321(6072) :755–758, 1986. (Cité en pages 8 et 16.)
- S. Solomon, D. J. Ivy, D. Kinnison, M. J. Mills, R. R. Neely, and A. Schmidt. Emergence of healing in the antarctic ozone layer. *Science*, 353(6296) :269–274, 2016. (Cité en page 11.)
- V. Starr and M. Neiburger. Potential vorticity as a conservative property. *J. Marine Res*, 3 :202–210, 1940. (Cité en page 30.)
- R. S. Stolarski, R. D. McPeters, and P. A. Newman. The ozone hole of 2002 as measured by toms. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(3) :716–720, 2005. (Cité en page 9.)
- K. Stone, S. Solomon, D. Kinnison, and M. J. Mills. On recent large antarctic ozone holes and ozone recovery metrics. *Geophysical Research Letters*, 48(22) :e2021GL095232, 2021. (Cité en page 85.)

- D. W. Thompson and J. M. Wallace. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*, 25(9) :1297–1300, 1998. (Cité en page 100.)
- B. R. Tiwari and M. Kumar. The solar flux and sunspot number ; a long-trend analysis. *International Annals of Science*, 5(1) :47–51, 2018. (Cité en page 20.)
- H. Van Loon and K. Labitzke. The southern oscillation. part v : The anomalies in the lower stratosphere of the northern hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(2) :357–369, 1987. (Cité en page 23.)
- P. Vargin. Stratospheric polar vortex splitting in december 2009. *Atmosphere-Ocean*, 53(1) :29–41, 2015. (Cité en page 91.)
- C. Varotsos. The southern hemisphere ozone hole split in 2002. *Environmental Science and Pollution Research*, 9(6) :375–376, 2002. (Cité en page 10.)
- L. Wang and W. Chen. Downward arctic oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold december 2009. *Geophysical Research Letters*, 37(9), 2010. (Cité en pages 24 et 100.)
- Y. Wang, V. Shulga, G. Milinevsky, A. Patoka, O. Evtushevsky, A. Klekociuk, W. Han, A. Grytsai, D. Shulga, V. Myshenko, et al. Winter 2018 major sudden stratospheric warming impact on midlatitude mesosphere from microwave radiometer measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(15) :10303–10317, 2019. (Cité en page 15.)
- K. Wargan, B. Weir, G. L. Manney, S. E. Cohn, and N. J. Livesey. The anomalous 2019 antarctic ozone hole in the geos constituent data assimilation system with mls observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125(18) :e2020JD033335, 2020. (Cité en pages 75, 77, 79 et 118.)
- D. Waugh, R. Plumb, R. Atkinson, M. Schoeberl, L. Lait, P. Newman, M. Loewenstein, D. Toohey, L. Avallone, C. Webster, et al. Transport out of the lower stratospheric arctic vortex by rossby wave breaking. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 99(D1) :1071–1088, 1994. (Cité en page 13.)
- D. W. Waugh and L. M. Polvani. Stratospheric polar vortices. 2010. (Cité en page 89.)
- D. W. Waugh and W. J. Randel. Climatology of arctic and antarctic polar vortices using elliptical diagnostics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(11) :1594–1613, 1999. (Cité en page 88.)
- D. W. Waugh and P.-p. Rong. Interannual variability in the decay of lower stratospheric arctic vortices. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 80(4B) :997–1012, 2002. (Cité en pages 51, 53, 111 et 116.)

- D. W. Waugh, W. J. Randel, S. Pawson, P. A. Newman, and E. R. Nash. Persistence of the lower stratospheric polar vortices. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D22) :27191–27201, 1999. (Cité en pages 51, 88, 111 et 116.)
- K. Wei, W. Chen, and R. Huang. Dynamical diagnosis of the breakup of the stratospheric polar vortex in the northern hemisphere. *Science in China Series D : Earth Sciences*, 50(9) :1369–1379, 2007. (Cité en page 53.)
- WMO. (world meteorological organization), scientific assessment of ozone depletion : 2018, global ozone research and monitoring project–report no. 58, 588 pp., geneva, switzerland". *World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland*, 2018. (Cité en pages 10, 16, 23, 52, 54, 78, 79, 114, 170 et 172.)
- R. Wolf. Abstract of his latest results. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 21 :77, 1861. (Cité en page 20.)
- K. Wolter and M. S. Timlin. Monitoring ENSO in coads with a seasonally adjusted principal. In *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma*, volume 52, 1993. (Cité en page 23.)
- Y. Yamazaki, V. Matthias, Y. Miyoshi, C. Stolle, T. Siddiqui, G. Kervalishvili, J. Laštovička, M. Kozubek, W. Ward, D. R. Themens, et al. September 2019 antarctic sudden stratospheric warming : Quasi-6-day wave burst and ionospheric effects. *Geophysical Research Letters*, 47(1) : e2019GL086577, 2020. (Cité en pages 79 et 85.)
- S. Zhou, M. E. Gelman, A. J. Miller, and J. P. McCormack. An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex. *Geophysical research letters*, 27(8) :1123–1126, 2000. (Cité en pages 17, 51, 52, 53, 111, 116 et 167.)
- V. V. Zuev and E. Savelieva. Arctic polar vortex splitting in early january : The role of arctic sea ice loss. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 195 :105137, 2019. (Cité en pages 89 et 98.)

Liste d'abréviations

AO	Arctic Oscillation
AAO	Antarctic Oscillation
CFC	Chlorofluorocarbones
CS	Cycle Solaire
DU	Dobson Units
ECMWF	European Center for Medium-range Weather Forecast
EL	Equivalent latitude
ENSO	El Niño Southern Oscillation
E_{pv}	Ertel's Potential Vorticity
HCFC	hydrochlorofluorocarbures
MIMOSA	Modèle Isentrope de transport Mésoséchelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection
NAO	North Atlantic Oscillation
ODSs	Ozone Depleting Substances
PV	Potential Vorticity
QBO	Quasi-Biennale Oscillation
SSW	Sudden Stratospheric Warming
UV	Ultraviolets
WMO	World Meteorological Organization

Annexes

Méthode des traceurs

A.1 Cas où le traceur fonctionne

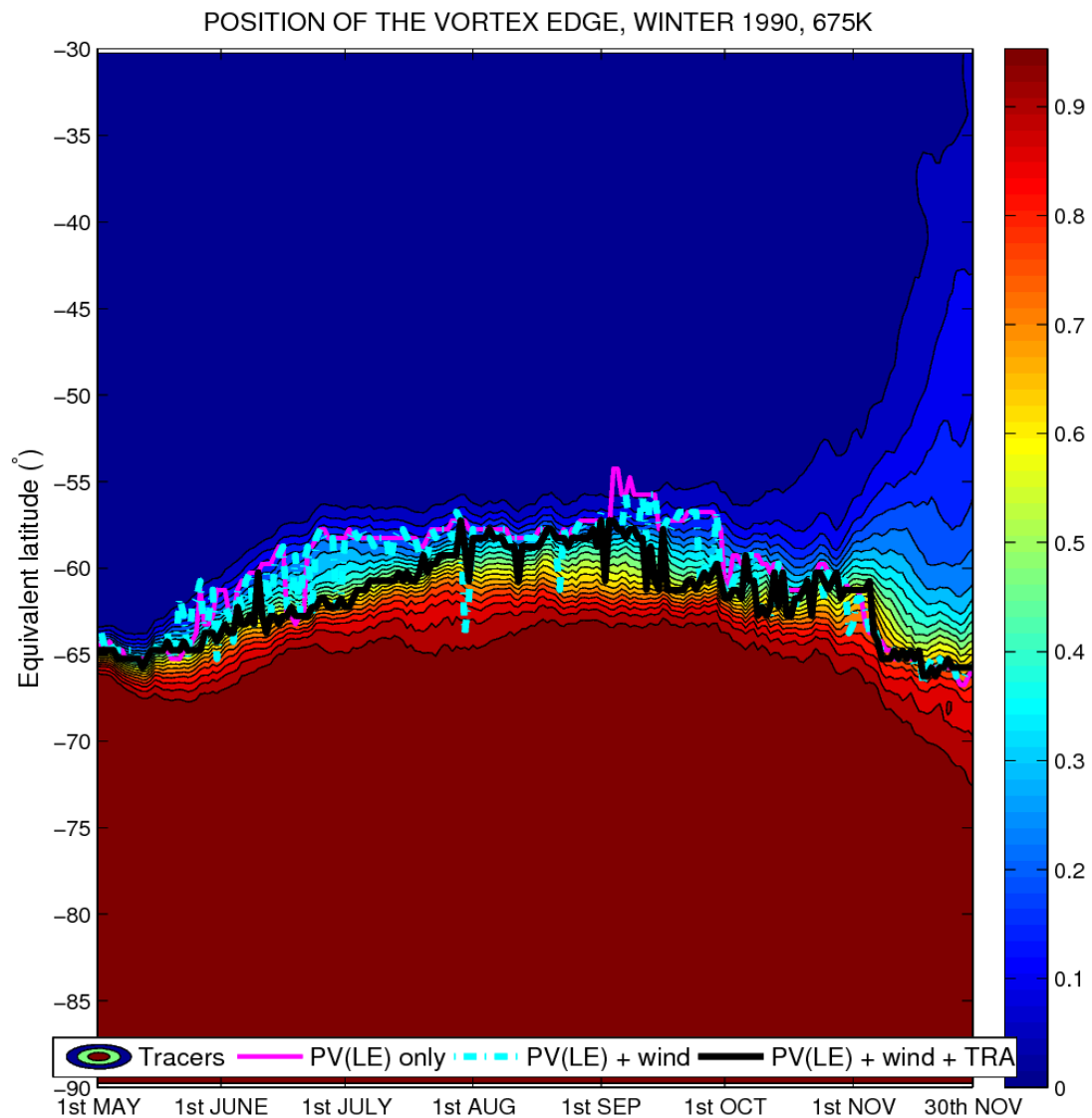


FIGURE A.1 – Projection du traceur intérieur en fonction de la latitude équivalente durant l’hiver 1990 au niveau 675 K. La courbe rose représente la formule 2.7 et la courbe bleue la formule 2.10. La méthode des traceurs (formule A.1) est représentée par la courbe noire.

A.2 Cas où le traceur ne fonctionne pas

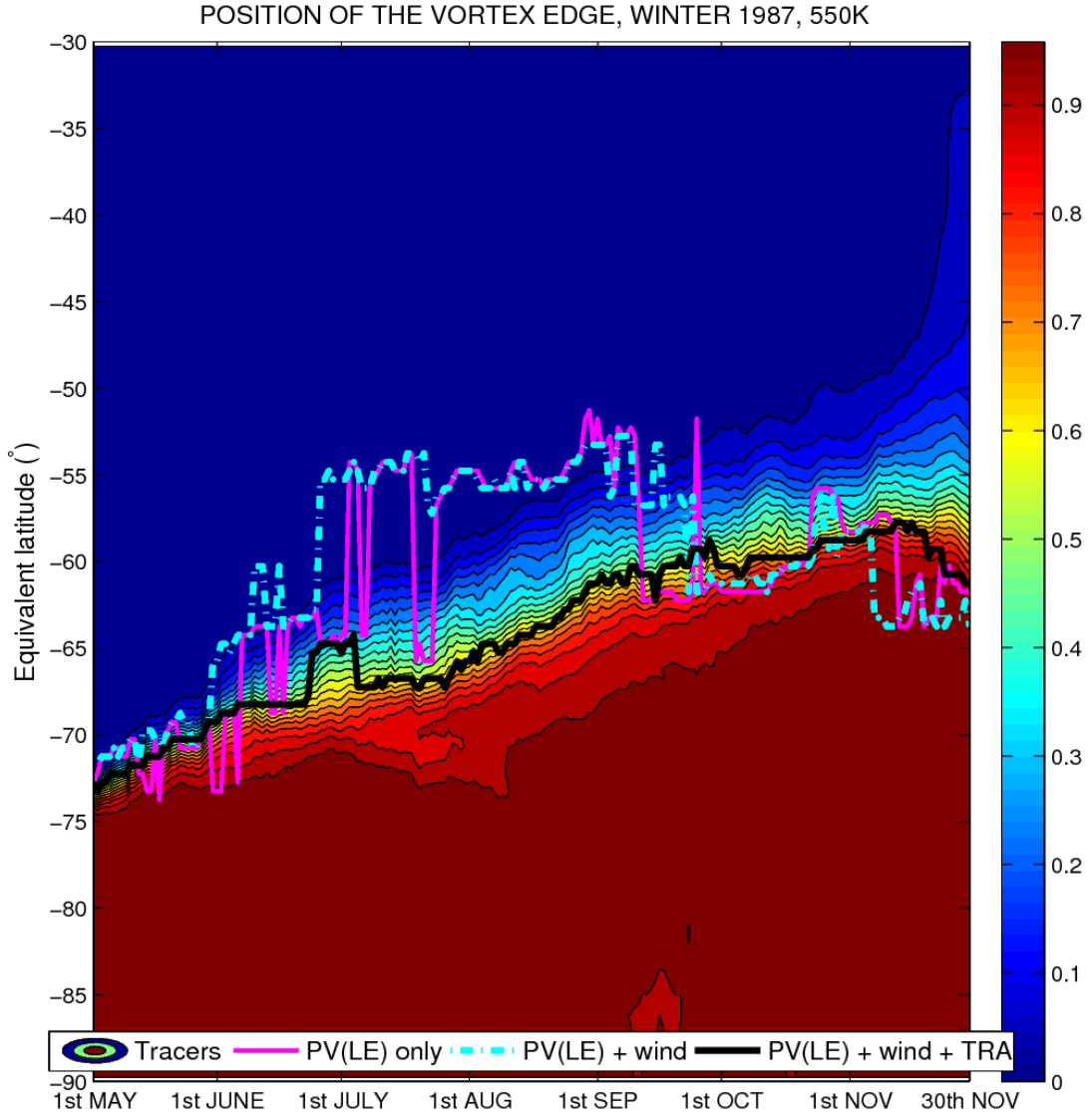


FIGURE A.2 – Projection du traceur intérieur en fonction de la latitude équivalente durant l’hiver 1987 au niveau 550 K. La courbe rose représente la formule 2.7 et la courbe bleue la formule 2.10. La méthode des traceurs (formule A.1) est représentée par la courbe noire.

Formule de la méthode

$$\frac{dPV(EL)}{dEL} \times w(EL) \times \frac{dTr - out(EL)}{dEL} [-85^\circ, -50^\circ EL] \quad (A.1)$$

Avec dTr-out le traceur extérieur.

Analyse statistique pointée

B.1 Intensité de la bordure du vortex Arctique

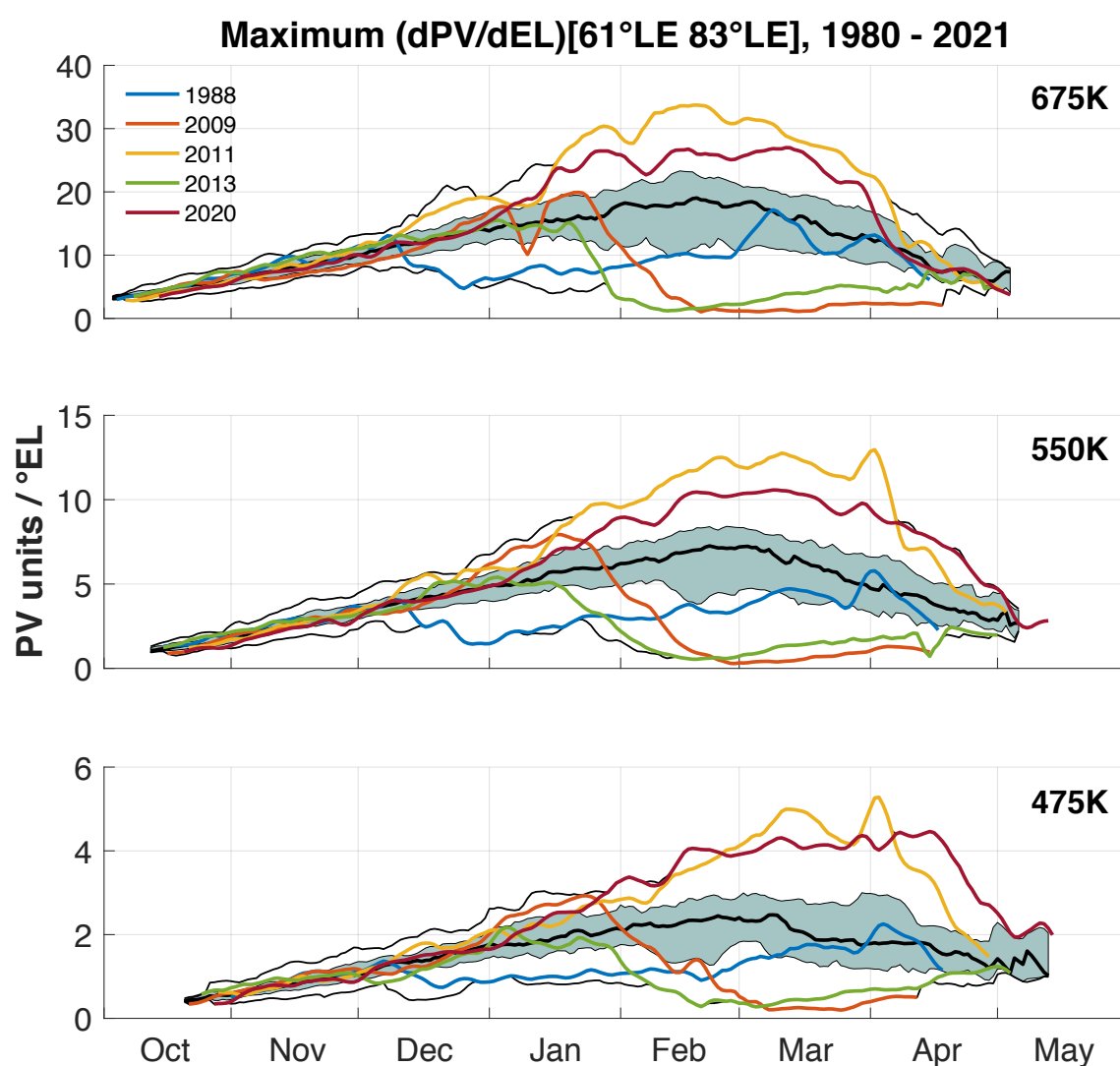


FIGURE B.1 – Évolution journalière du maximum de gradient de la PV pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par la courbe noire en gras. Les zones remplies de bleu représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80. Les courbes colorées représentent les années soulignées dans la section 4.1.1.

B.2 Position de la bordure du vortex Arctique

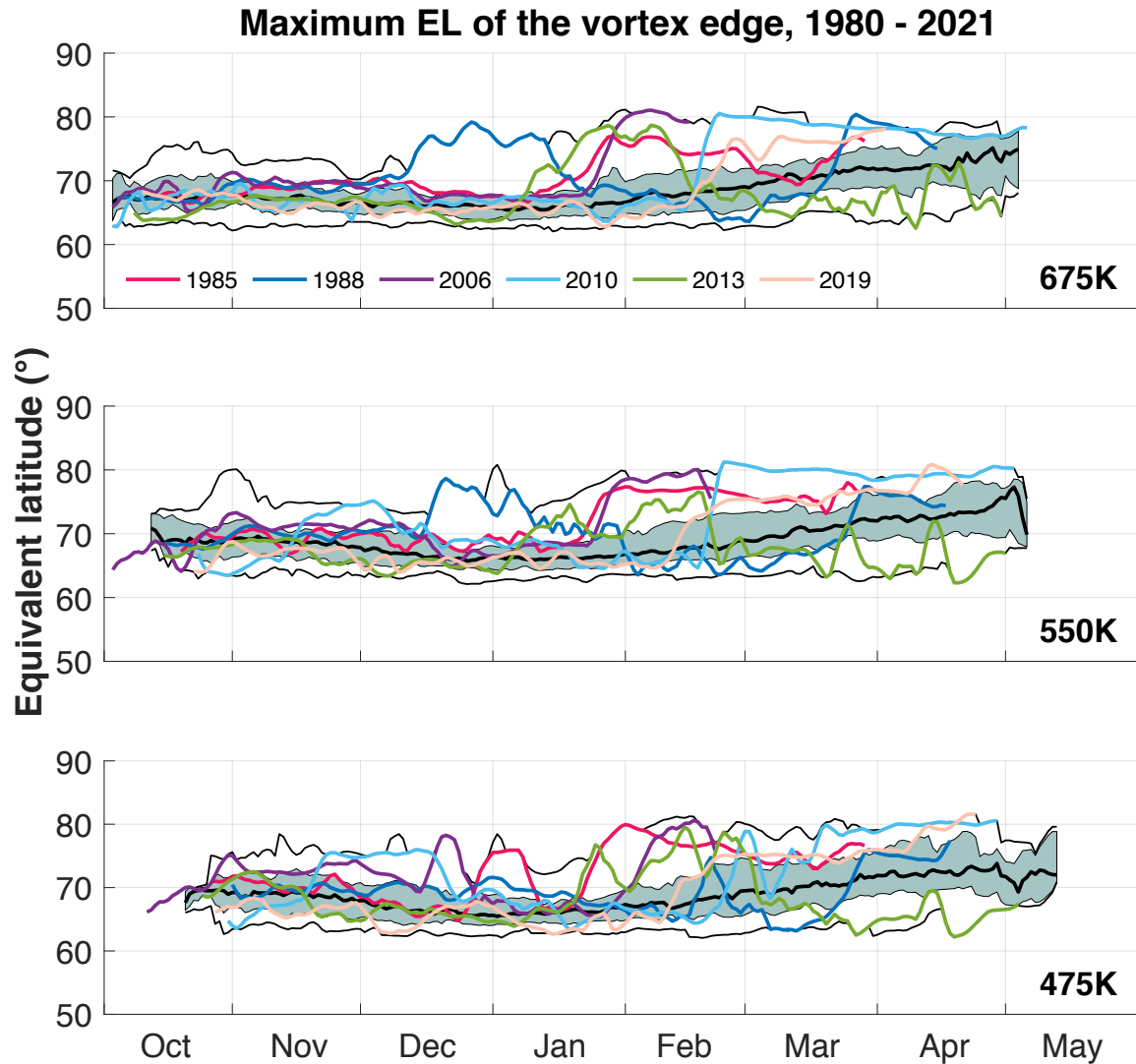


FIGURE B.2 – Évolution journalière de la position maximale de la bordure du vortex en fonction de la latitude équivalente sur la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par des courbes noires en gras. Les zones bleues remplies représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80. Les courbes colorées représentent les années soulignées dans la section 4.1.2.

Analyse statistique détaillée

C.1 Intensité de la bordure du vortex Arctique

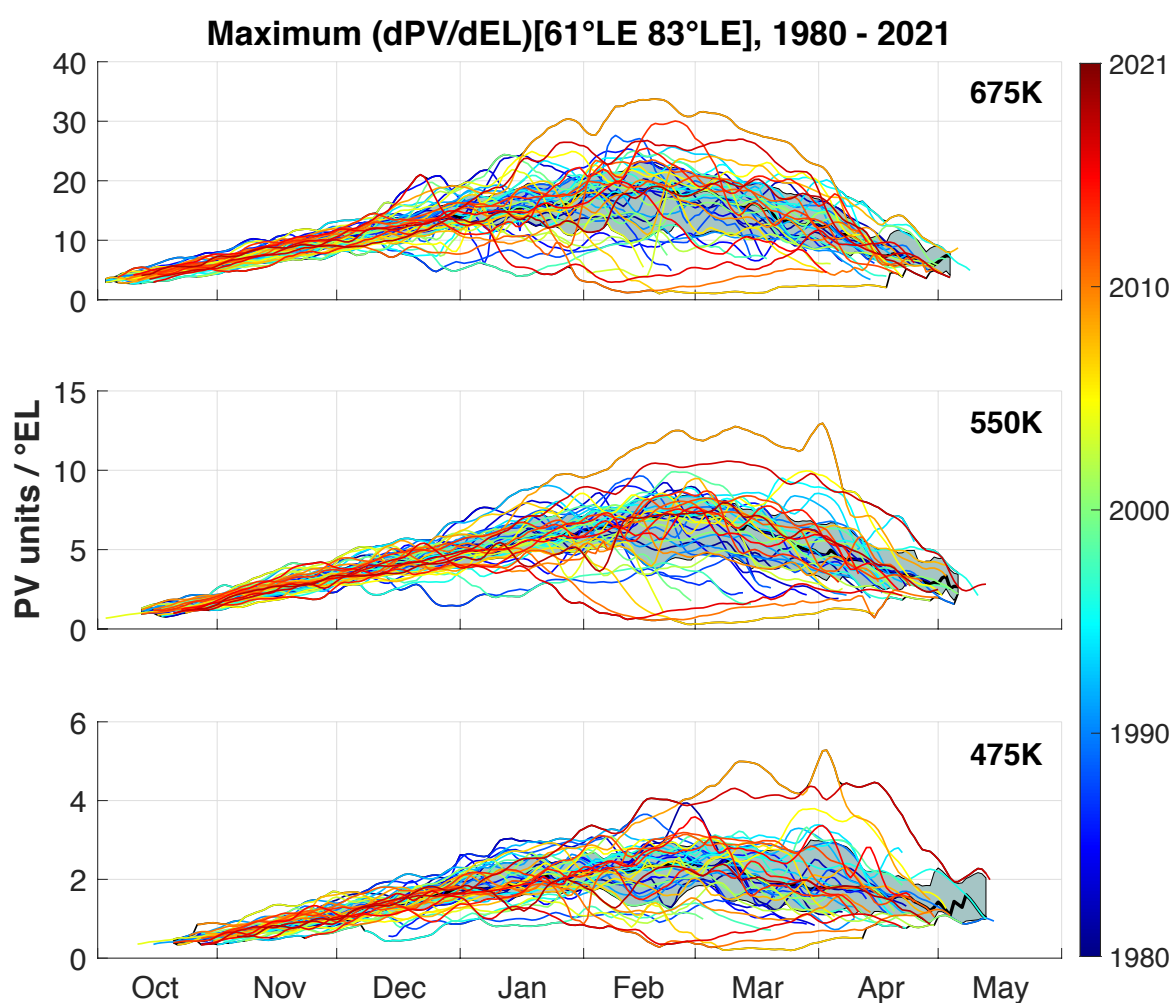


FIGURE C.1 – Évolution journalière du maximum de gradient de la PV pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par la courbe noire en gras. Les zones remplies de bleu représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80. Les courbes colorées représentent chacune une années, de 1980 à 2021, en dégradé du bleu au rouge.

C.2 Position de la bordure du vortex Arctique

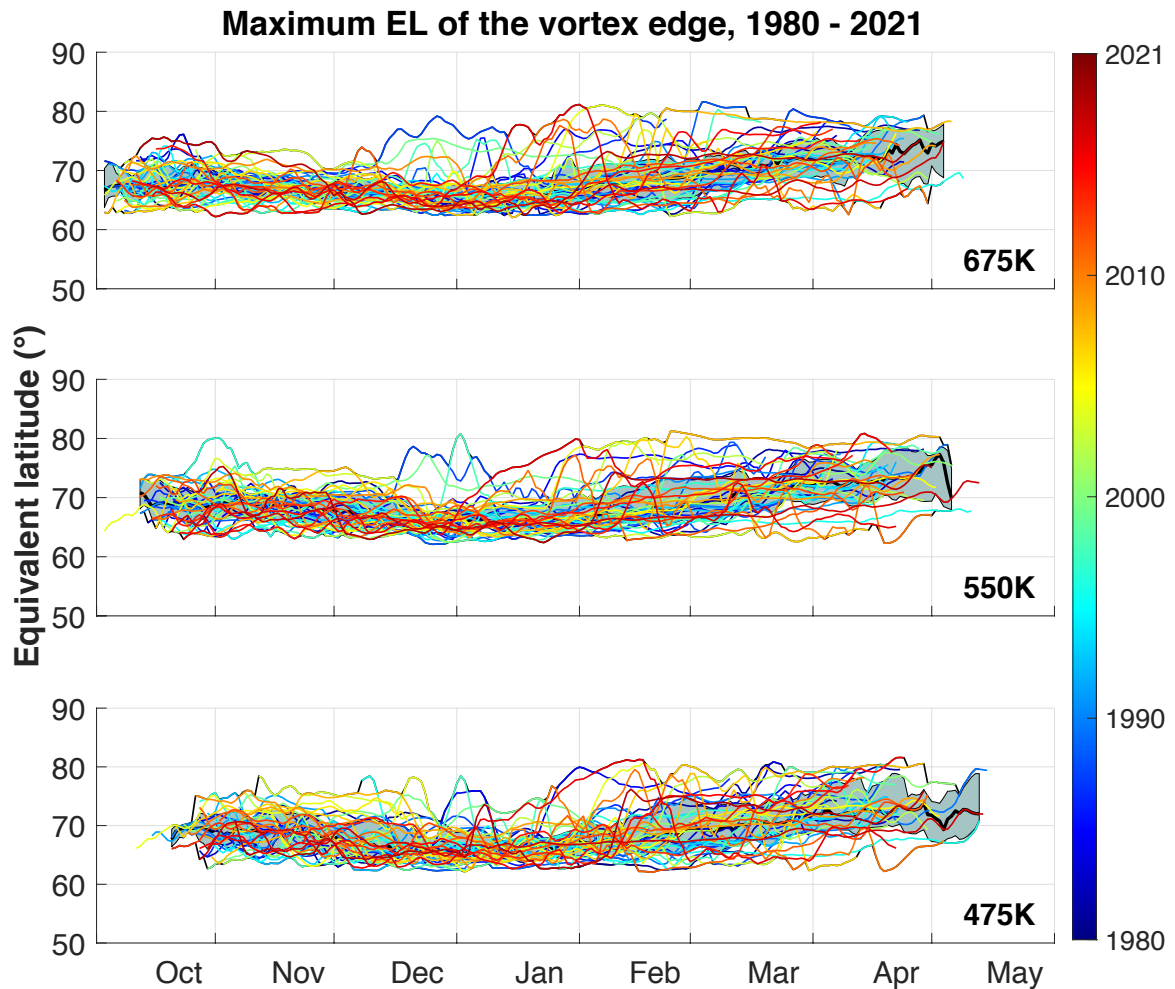


FIGURE C.2 – Évolution journalière de la position maximale de la bordure du vortex en fonction de la latitude équivalente sur la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par des courbes noires en gras. Les zones bleues remplies représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80. Les courbes colorées représentent chacune une années, de 1980 à 2021, en dégradé du bleu au rouge.

ANNEXE D

Article



Evolution of the stratospheric polar vortex edge intensity and duration in the Southern hemisphere over the 1979 – 2020 period

Audrey Lecouffe¹, Sophie Godin-Beekmann¹, Andrea Pazmiño¹, and Alain Hauchecorne¹

¹LATMOS/IPSL, UVSQ, Sorbonne Université, CNRS, Paris, France

Correspondence: Audrey Lecouffe (audrey.lecouffe@latmos.ipsl.fr)

Abstract. The intensity and position of the Southern Hemisphere stratospheric polar vortex edge is evaluated as a function of equivalent latitude over the 1979 - 2020 period on three isentropic levels (475K, 550K and 675K) from ECMWF ERA-Interim reanalysis. The study also includes an analysis of the onset and breakup dates of the polar vortex, which are determined from wind thresholds (e.g. 15.2 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1}) along the vortex edge. The vortex edge is stronger in late winter, over September - October - November with the period of strongest intensity occurring later at the lowermost level. A lower variability of the edge position is observed during the same period. Long-term increase of the vortex edge intensity and break-up date is observed over the 1979 - 1999 period, linked to the increase of the ozone hole. Long-term decrease of the vortex onset date related to the 25 m.s^{-1} wind threshold is also observed at 475K during this period. The solar cycle and to a lower extent the quasi-biennial oscillation (QBO) and El Niño Southern Oscillation (ENSO) modulate the inter-annual evolution of the strength of the vortex edge and the vortex breakup dates. Stronger vortex edge and longer vortex duration is observed in solar minimum (minSC) years, with the QBO and ENSO further modulating the solar cycle influence, especially at 475K and 550K: during West QBO (wQBO) phases, the difference between vortex edge intensity for minSC and maxSC years is smaller than during East QBO (eQBO) phases. The polar vortex edge is stronger and lasts longer for maxSC/wQBO years than for maxSC/eQBO years. ENSO has a weaker impact but the vortex edge is somewhat stronger during cold ENSO phases for both minSC and maxSC years.

1 Introduction

The stratospheric polar vortex is a seasonal low-pressure system characterized by a strong wind belt that isolates polar air from lower latitudes. It appears due to the seasonal cooling associated with the decrease of solar radiation above the pole. As the incident solar energy decreases, and the gradient of temperature between the pole and the tropics becomes stronger, the strength of the stratospheric westerly winds increases. When the winds reach a critical value, a large-scale vortex is formed, which extends from the lowermost stratosphere to the stratopause. Depending on altitude, the maximum area encompassed by the polar vortex exceeds millions of square kilometers (NOAA, 2021). Above an altitude of about 14 km, the vortex edge region is stable and constitutes a powerful barrier, preventing mixing of cold polar air with warmer air masses from lower latitudes. Over Antarctica, the polar vortex is generally present from May until the end of November. Conversely, the less stable Arctic polar vortex forms in November and lasts until the end of February or early April, depending on the year. The



stratospheric polar vortices have been the subject of studies linked to the depletion of the ozone layer, which started in the late 1970 (Farman et al., 1985; Schoeberl and Hartmann, 1991). In the Southern Hemisphere, the ozone hole, defined as an area with total ozone values less than 220 DU, has become a recurring seasonal phenomenon. Ozone destruction begins in late winter, close to the edge region of the polar vortex, as solar radiation increases over the Pole. The destruction of ozone inside the vortex accelerates from late August until late September or early October, reaching an almost total destruction of ozone in the lower stratosphere. The depletion of the ozone layer is caused by anthropogenic emission of ozone depleting substances (ODS - mainly chlorofluorocarbons and halons and their industrial substitutes), which enhances ozone destruction cycles by halogen compounds. This depletion is largest in the polar vortex due to the activation of chlorine species through heterogeneous reactions that take place at the surface of polar stratospheric clouds (PSCs) which form in the cold polar vortex (Solomon, 1999). The increase in solar radiation over the Pole at the end of winter triggers rapid chemical cycles which quickly destroy ozone, leading to the appearance of the well-known ozone hole over Antarctica (e.g. WMO, 2018). PSCs are found to be much more abundant in the Antarctic polar vortex as compared to the Arctic polar vortex due to the increased stability of the southern polar vortex. As a result of the asymmetry in polar vortices intensity, the southern vortex experiences much colder temperatures in winter, which results in stronger ozone depletion over a large area (the so-called ozone hole). By the end of spring, stratospheric temperatures increases, the polar vortex breaks up and ozone depleted air masses dilute in the Southern Hemisphere. From one year to the next, the severity of the ozone hole will thus depend on the strength of the polar vortex, its minimum temperatures and duration. The future recovery of the ozone layer and disappearance of the ozone hole depends on the evolution of the polar vortex under the influence of both the decrease of ODS abundance in the stratosphere and the increase of greenhouse gases (GHG) as both phenomena impact radiative, dynamical and chemical processes in the stratosphere.

The inner vortex is characterized by high absolute values of potential vorticity (PV). As this parameter is conserved on isentropic surfaces during weeks, the mapping of PV on such surfaces is one of the primary diagnostic tools for the analysis of dynamical processes in the stratosphere and inside the polar vortex. McIntyre and Palmer (1983) first represented daily PV global maps of isentropic surfaces, demonstrating a material separation in the stratosphere between the main vortex, characterized by high absolute PV values, the surf zone, characterized by a weak absolute PV values, and a zone of strong meridional PV gradient in between: the so-called vortex boundary or vortex edge, which is an area of low mixing representing a dynamical barrier to air masses exchanges. Numerous studies on the vortex boundary definition have been performed. Nash et al. (1996) defined the vortex edge as the location of the maximum PV gradient as a function of equivalent latitude (EL), weighted by the wind module. This is the method used in this study. The equivalent latitude is a parameter defined from the PV maximum within the vortex, e.g. Butchart and Remsberg (1986). Nakamura (1996) has developed the effective diffusivity diagnostic, which is applied on tracers to identify transport barriers and regions of mixing. Hauchecorne et al. (2002) used this method to quantify the transport of polar vortex air to mid-latitudes, as well as to evaluate the polar vortex barrier intensity. The method of elliptical diagnostics of a contour used by Waugh (1997), consists in fitting an ellipse to the contour of a parameter. It subsequently determines several variables of this ellipse, for example latitude and longitude of the center, the equivalent latitude, or its orientation. It is possible to calculate the elliptical diagnostics of a contour of conservative tracers such as PV or long-lived chemical species around the polar vortex edge region (Waugh and Randel, 1999). The vortex forms in autumn,



intensifies throughout the winter and disappears in spring/summer. Its overall strength is variable from one year to the next. Different works have analyzed the inter-annual variability of the polar vortex induced by forcings such as the solar flux (SF), Quasi-Biennial Oscillation (QBO) and El Niño Southern Oscillation (ENSO), particularly in the Northern Hemisphere. QBO is a quasi-periodic oscillation of the equatorial zonal wind between easterlies and westerlies. Holton and Tan (1980) made a composite study of zonal wind in the Northern Hemisphere at 50hPa from 1962 to 1977 based on the different phases of QBO. They showed that the vortex is less disturbed during the West phase of the QBO (wQBO) at 50hPa than during the East phase (eQBO). Labitzke and Van Loon (1988) evaluated the temperature and strength of the Arctic polar vortex according to the solar cycle and the QBO. They found that the vortex is warm and weak during solar maxima/eQBO phases, and cold and strong during solar minima/wQBO phases at 50 hPa. Then, Baldwin and Dunkerton (1998) showed over a period of 18 years, that the Antarctic polar vortex at 10hPa is slightly colder during wQBO. ENSO is an irregular oscillation in winds and sea surface temperatures over the tropical eastern Pacific Ocean, affecting the climate of the tropics and subtropics. It influences also other climatic parameters such as precipitations worldwide and ozone levels in the lower stratosphere (WMO, 2018). Several methods have been suggested in order to determine the onset and breakup dates of the polar vortices. They are based on a minimum area computed from equivalent latitudes (Manney et al. 1994; Zhou et al. 2000) or wind speed thresholds at the edge of the vortex (e.g. Nash et al. 1996). Manney et al. (1994) and Zhou et al. (2000) consider that the vortex breaks down and disappears when its size falls below 1% of the Earth's surface, or when its edge position is larger than 78.5°EL. More recently, Millan et al. (2020) compared the polar vortex evolution with different reanalyses, including ERA-Interim. Results showed that all reanalyses were in agreement with the reanalysis ensemble mean (REM), which shows that we can be confident with the ERA-Interim reanalyses for our study.

The objective of this paper is to analyze the long-term evolution of the intensity, position and duration of the Southern polar vortex edge as a function of equivalent latitude over several decades (1979 – 2020). ERA-Interim reanalyses and operational data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) are used for the study, which includes an evaluation of the onset and breakup dates of the polar vortex over the period. At an inter-annual scale, the signature of the 11-year solar cycle, QBO and ENSO, is evaluated on the vortex edge evolution.

The paper is organized as follows. Section 2 presents the ECMWF dataset and the data sources of the forcings (SF, QBO, and ENSO) used for the analysis of inter-annual variability of the polar vortex edge. Section 3 describes the methods used in the study, such as the MIMOSA (Modélisation Isentrope du transport Mésos-échelle de l'Ozone Stratosphérique par Advection) model (Hauchecorne et al., 2002), which is used to construct the PV maps as a function of potential temperature and equivalent latitude. The methods used for the vortex edge characterization and for determining the onset and breakup dates of the polar vortex are also discussed in this section. Section 4 presents the statistical analysis of the annual evolution of the vortex edge over the studied period as well as its inter-annual evolution, related to the SF, QBO and ENSO forcings, while results on the inter-annual evolution of the vortex onset and breakup dates are given in Section 5. Further discussion of the results and perspective of the study are presented in Section 6.



2 Data

2.1 Potential vorticity fields

PV fields are calculated from ECMWF ERA-Interim reanalysis [1] (Dee et al., 2011). As these reanalyses end in August 2019, we used the operational data from ECMWF from September 2019 until December 2020. They are characterized by a resolution of 1.125° latitude x 1.125° longitude. ERA-Interim temperature, geopotential and wind data are the inputs for the MIMOSA model, which computes PV and EL fields on different isentropic surfaces with a resolution of 0.3° latitude x 0.3° longitude, using a polar projection centered on the South. The MIMOSA model is a three-dimensional high-resolution PV advection model (Hauchecorne et al., 2002) which has been used to analyze, among other studies, the permeability of the southern polar vortex to volcanic aerosols from Cerro Hudson and Mount Pinatubo eruptions in 1991 (Godin et al., 2001), to predict the extension in the lower mid-latitude stratosphere of polar and subtropical air masses (Heese et al., 2001), or to evaluate average total ozone evolution within the Antarctic vortex with PV fields simulated by the model, used to determine the vortex position in Pazmino et al. (2018). For this study, PV fields are computed at 675K, 550K and 475K isentropic surfaces.

2.2 Forcings of interannual variability

Forcings considered for the analyses of the inter-annual variability of the vortex edge are described in Table 1. For the solar flux, we are mainly interested in the variability induced by the 11-year solar cycle. The F10.7 solar flux data record related to this cycle covers six solar cycles, including those covering our study period, the last four. It correlates well with the 11-year sunspot cycle (Mishra et al., 2005, Tiwari and Kumar, 2018) and has been used frequently as a proxy for solar activity (e.g. Solomon, 1999; Gray, 2003; Pazmino et al., 2018). It is defined in solar flux units ($1 \text{ sfu} = 10^{-22} \text{ W.m}^{-2}.\text{Hz}^{-1}$). For our study, we averaged the 10.7-cm solar flux over the May - November period, which corresponds to the time period when the Southern polar vortex is formed, in order to analyse its impact on the vortex edge. Data were obtained for the 21st to the 24th solar cycle (1976 to 2020). Years characterized by minimum and maximum solar intensity were selected from the difference of maximum and minimum intensity of each cycle. The minimum (maximum) intensity threshold was defined as the lower (upper) third of this difference, so that the minimum and maximum thresholds are different for each cycle. The selection results in 15 maximum solar (maxSC) years and 20 minimum solar (minSC) years over the whole studied period. In order to investigate the influence of QBO on the polar vortex, we used Singapore monthly mean zonal wind at the 50hPa level, and averaged this parameter each year during the same period as for the solar cycle. QBO is sorted by negative phase for East QBO (eQBO) with 19 years and positive phase for West QBO (wQBO) with 23 years. In the case of El Niño Southern Oscillation, the Multivariate ENSO Index (MEI) version 2 was used in this study. It correspond to the combination of empirical orthogonal function (EOF) of sea level pressure (SLP), sea surface temperature (SST), zonal and meridional components of surface wind and outgoing longwave radiation in the tropical Pacific basin. Data are for bi-monthly periods to take into account the seasonality of ENSO (see data availability [4]). As for SC and QBO, we averaged these data during the May - November period. Then mean ENSO is sorted to distinguish La Niña, characterized by a negative MEI (cold ENSO), and El Niño, characterized by a positive MEI (warm ENSO). The studied period is characterized by 21 wENSO and 21 cENSO years.



Table 1. Proxies: source, characteristics and period.

Proxy	Source	Characteristics	Period
SF	Dominion Radio Astrophysical Observatory (National Research Council Canada) [2]	Monthly mean solar flux at 10.7-cm	May - November
QBO	Institute of Meteorology (Freie Universität Berlin) [3]	Monthly mean quasi-biennial oscillation at 50hPa	May - November
ENSO	NOAA Earth System Research Laboratory [4]	Bi-monthly Multivariate ENSO index (MEI.v2)	May - November

3 Methods

3.1 Vortex edge characterization

As mentioned in the introduction, the vortex edge is characterized by a strong PV gradient. To represent the vortex edge position, the method described in Nash et al. (1996) is used, which consists in determining the position of the edge from the maximum PV gradient weighted by the wind module as a function of EL. The maximum gradient is evaluated in the $[-85^\circ, -40^\circ \text{EL}]$ range in order to avoid high PV values at the pole and disturbances with the equatorial barrier. The position of the edge is defined by the EL of the $\max(dPV/dEL \times W(EL)[-85^\circ, -40^\circ \text{EL}])$ where W correspond to the wind module.

3.2 Onset and Breakup determination

Several methods have been used in order to determine the onset and breakup dates of the polar vortex in the Northern hemisphere (NH), as mentioned previously. Manney et al. (1994) first determined that the breakup date corresponds to the date when the EL of a chosen PV contour at the 465K level is greater than 80° , using PV data from the National Centers for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalyses. From a given PV contour, the authors determined that if the corresponding EL position is poleward 80°LE , then the vortex is not well formed. This defines the duration of the polar vortex. Subsequently, using wind fields in addition to the PV gradient as a function of EL, Nash et al. (1996) considered that the vortex is well formed at 450K when the wind module along the vortex edge is equal to or greater than 15.2 m.s^{-1} . They also used the 3.2 m.s^{-1} standard deviation interval to provide a range of dates during which the vortex forms and breaks. Then Waugh et al. (1999) analyzed the breakup date of the Arctic and Antarctic polar vortices using NCEP data for the 1958-1999 period. They showed a tendency of extension of the breakup date after 1979 in the Antarctic that could be linked to the Antarctic ozone depletion due to radiative processes induced by the lower ozone levels within the vortex. Zhou et al. (2000) used the same method as Manney et al. (1994) and compared the vortex breakup dates in the 1990s with those of the 1980s based on NCEP data, considering that the vortex breaks and disappears when its size falls below 1% of the Earth's



surface. The authors demonstrated that the vortex lasted two weeks longer in the 1991-1998 period than in the 1979 - 1984 period in the Southern Hemisphere. The authors joined other studies in concluding that the vortex lifetime is influenced by the ozone depletion during spring. Still in the Southern Hemisphere, Akiyoshi et al. (2009) used the same method as Nash et al. (1996) and added threshold values of 20 and 25 m.s^{-1} to compare variations of breakup dates in model and observations over the 1980–2004 period. In this study, we use the Nash et al. (1996) method to determine the vortex onset and breakup dates, used also in WMO (2019), with three threshold values (15 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1}) following Akiyoshi et al. (2009).

4 Statistical analysis of the evolution of the Polar vortex edge throughout the winter

4.1 Intensity of the vortex edge

The statistical analysis of the evolution of the vortex edge intensity throughout the winter from 1979 to 2020 at the 675K, 550K and 475K isentropic surfaces is shown in Figure 1, which displays the maximum PV gradient smoothed by 5 days running mean, as a function of EL from May to December. In each panel, the black bold curve represents the median values and blue filled areas indicate values between 20th and 80th percentiles. Thin dark lines are the overall maximum and minimum daily values over the 1979 - 2020 period. Data are considered every year between the onset and the breakup dates of the vortex (see section 5) and the percentiles, median and overall extrema are plotted for days with 3 years or more of data. The statistical parameters with at least 3 years of data are obtained until day 343, 354 and 361 at 675K, 550K and 475K respectively. Results show that the vortex is systematically present on May 1st, and reaches its maximum intensity during different periods of the winter depending on the level, e.g. later at the lower levels. It is reached from September to late October at 675K with a median peak value of 20.8 PV units/°EL in October, from September to early November at 550K with a peak value of 7.8 PV units/°EL at the beginning of October, and later for 475K during the first half of November with a peak value of 3.9 PV units/°EL. This period of maximum intensity is also characterized by a larger variability (as seen from the maximum and minimum curves, especially in for the lower isentropic levels). Depending on the year and the level, the vortex breaks up between mid-October and the end of December at the latest.

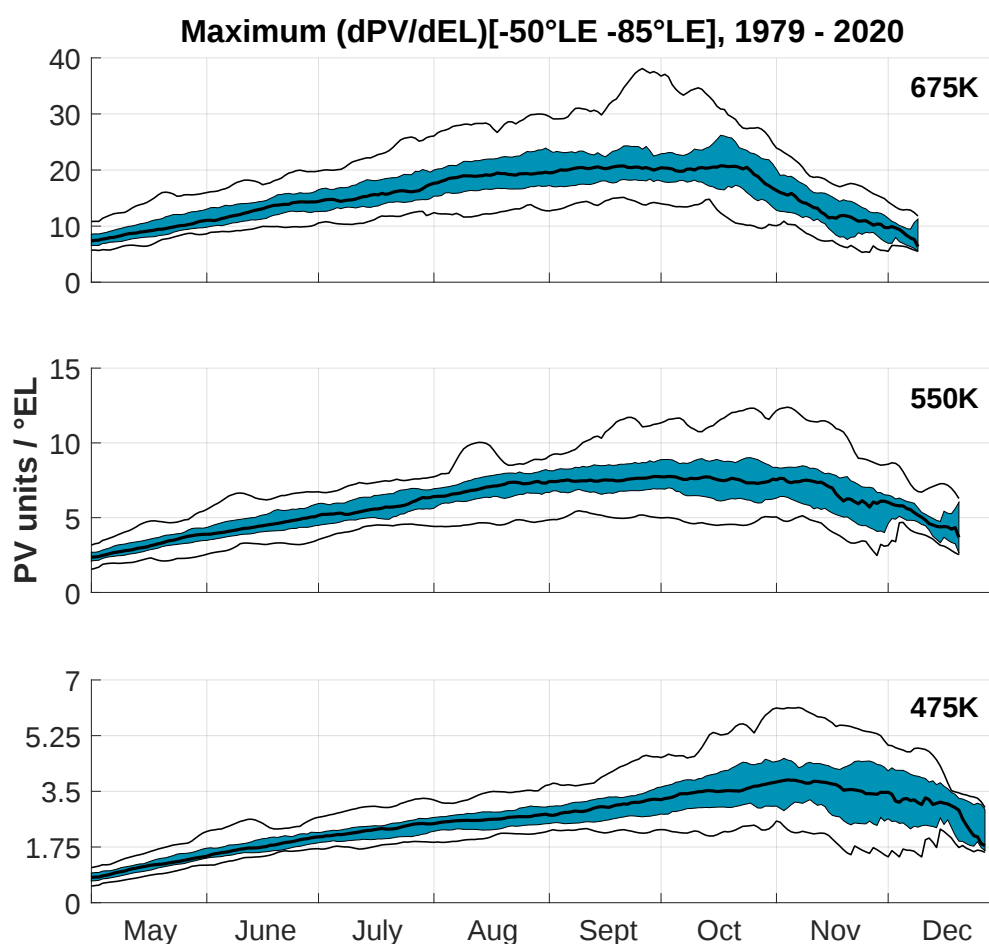


Figure 1. Evolution of daily maximum PV gradient for the 1979 - 2020 period, from top to bottom: 675K, 550K and 475K. Median value are represented by black bold curve. Blue filled areas show values between 20 and 80 percentiles, while thin black curves represent the maximum and minimum values over the period.

Figure 2 represents the statistical evolution of the vortex edge position in EL as described in Figure 1 for the PV gradient. For this parameter, medians and percentiles curves show a similar behavior for the various levels from May to late September for all levels. The maximal polar vortex edge position is reached between mid-July and late August at 675K, between mid-July and mid-August at 550K and between mid-August and September at 475K, with respective median average values of
 5 -57.3°EL, -57.8°EL and -58.4°EL. The overall maxima and minima show clearly the vortex's large area reduction due to the major warming in 2002 during October. It is less pronounced at 475K where the edge position decreased to a minimum of -67.8°EL, compared to -76.3°EL and -71°EL at 675K and 550K, respectively (e.g. Hoppel et al. 2003). The variability in vortex area decreases for all levels during the period of maximum edge intensity period: between the 20th and 80th percentiles



it reduces to 3.7°EL difference in October at 675K, and 3.1°EL at the 550K and 475K levels compared to 4.6°EL , 5.4°EL and 5.2°EL from top to bottom in August.

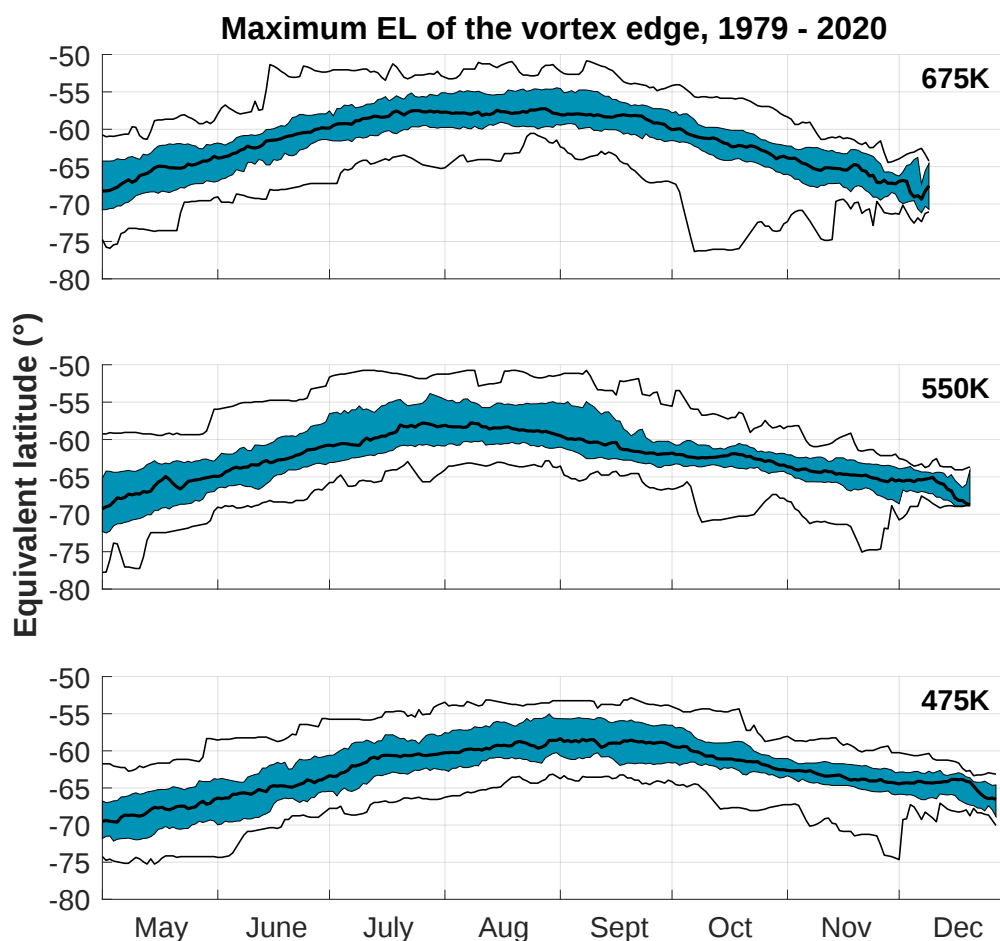


Figure 2. Evolution of daily maximum position of the vortex edge as a function of equivalent latitude over the 1979 - 2020 period, from top to bottom: 675K, 550K and 475K. Median values are represented by black bold curves. Blue filled areas show values between 20 and 80 percentiles, while thin black curves represent the maximum and minimum values over the period.

4.2 Influence of Solar Cycle, Quasi-Biennial Oscillation and El Niño Southern Oscillation on the polar vortex edge

Proxies such as the solar cycle, QBO and ENSO are used to describe the polar vortex edge interannual variation over the 1979 - 2020 period. As mentioned in the introduction, these variables were largely used in various studies of stratospheric polar vortices.



4.2.1 The Solar Cycle

The intensity of the vortex edge has been sorted according to the maximum (maxSC) and minimum (minSC) solar activity years (see section 2). Figure 3 displays the composite analysis of the temporal evolution of the polar vortex edge intensity throughout the winter from 1979 to 2020 at the three isentropic levels. In each panel, the dark (light) grey area represents values between 20th and 80th percentiles of maxSC (minSC) years with the median in red (blue). The various panels of the figure show that minSC years are generally characterized by a stronger vortex edge. Also, maxSC years vortices break up earlier than during minSC, e.g. 6 days earlier at 675K, 4 days at 550K, and 3 days at 475K. The relative difference between the maxSC and minSC medians in the periods of maximum intensity is larger at 550K (16.4% relative difference) than at 475K (13%), and 675K (11.2%) levels. A t-test was performed to characterize the significance of these differences. Results indicate that differences are significant from mid-September to the end of October with a mean p-value of 0.023 at 675K, from September to late November with p-value of 0.032 at 550K, and during the same period with a p-value of 0.023 at 475K. For the three levels, there is a jump in the vortex edge intensity for the maxSC years during November, which is not observed for minSC years. These jumps in the medians are related to smaller number of years included in the statistical parameters due to earlier vortex breakup dates for maxSC years.

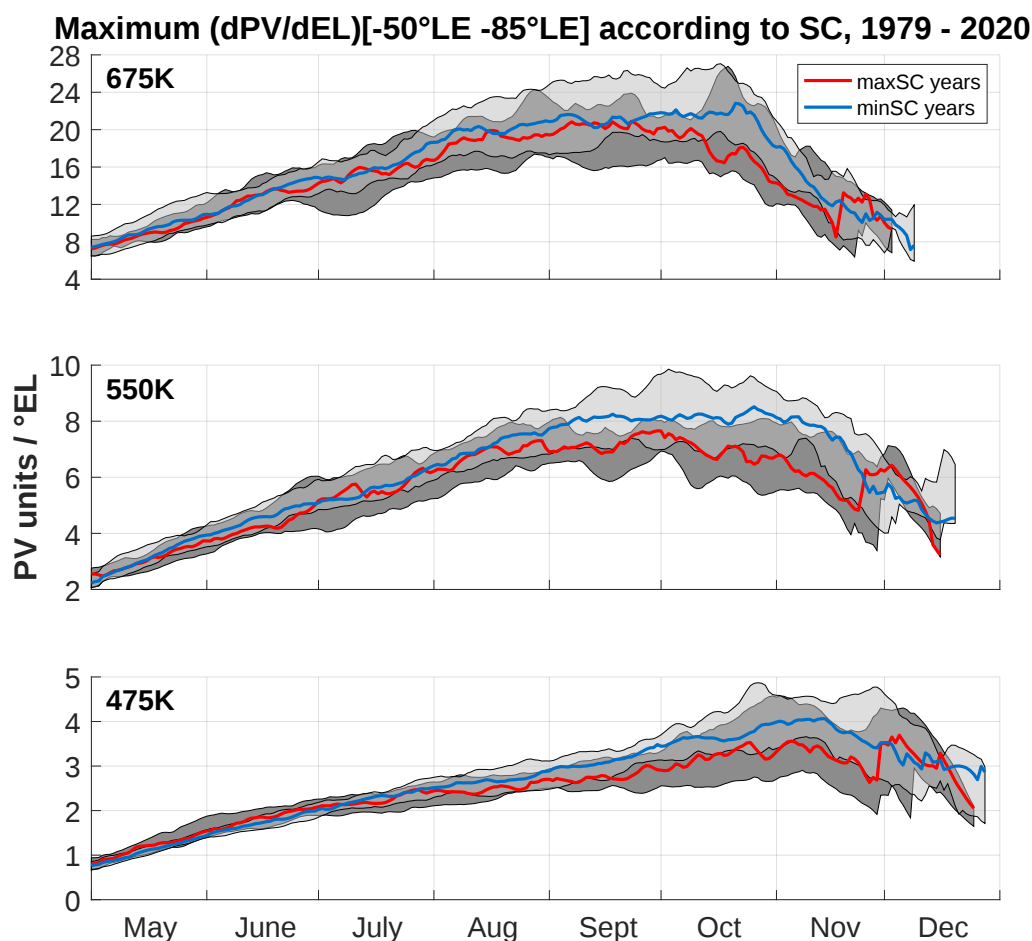


Figure 3. Composites of vortex edge intensity's annual evolution according to SC for the 1979 - 2020 period, from top to bottom: 675K, 550K and 475K. Red (blue) curves represent median values for maxSC (minSC) years. Dark (light) grey-filled areas indicate values between 20 and 80 percentiles for maxSC (minSC) years.

Figure 4 represents the statistical evolution of the vortex edge position according to SC in a similar way as in Figure 3 for the vortex edge intensity. Results do not show a large impact of the SC on the vortex edge position, although the vortex appears to be somewhat larger during maxSC periods, with also a larger variability. In the beginning of May, the vortex edge extends to -68°EL , then reaches a maximum at -56.1°EL (-57.4°EL) during the maxSC (minSC) between late August and mid-September at 675K. At 550K and 475K, maximum equivalent latitude positions reached according to the maxSC (minSC) years are -55.2°EL (-58.7°EL) between mid-July and August and -56.4°EL (-58.6°EL) between mid-August and September. There is less variability and fewer differences between maxSC and minSC years during the period of maximum intensity of the edge (see section 4.1). Differences between the medians are largest during the July - August period at 550K with a mean p-value of 0.03.

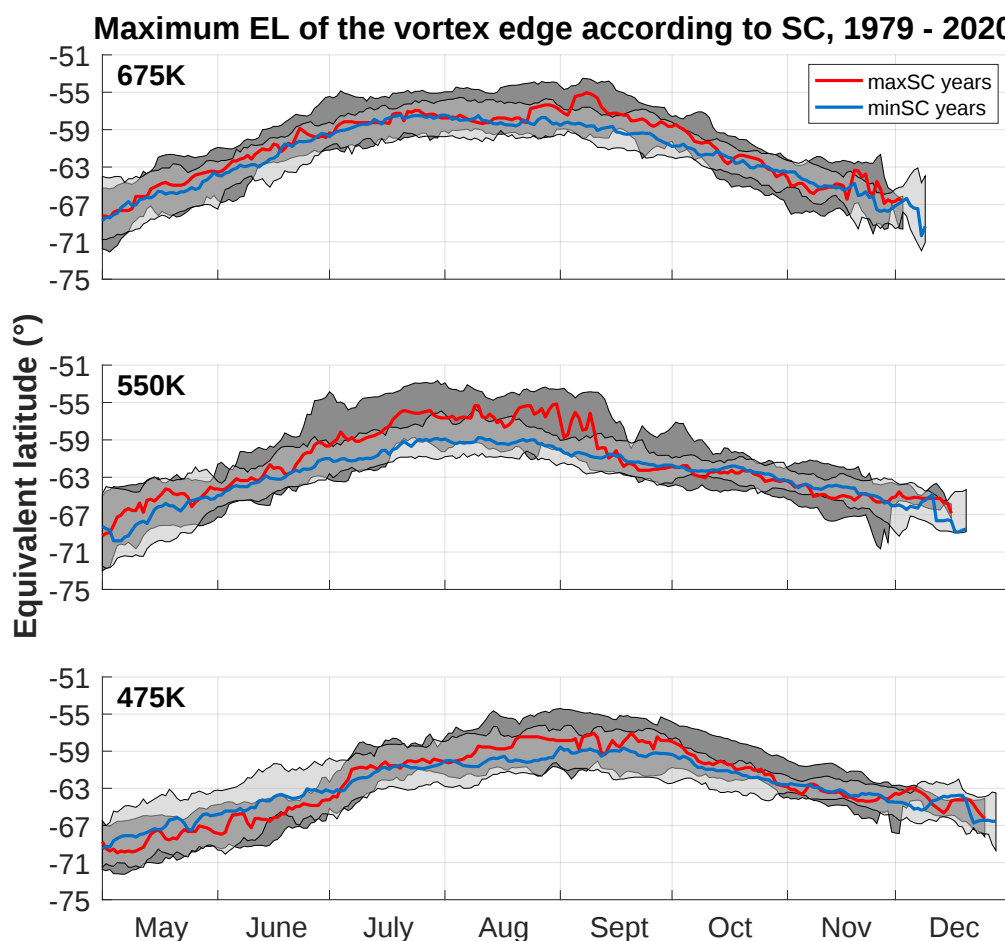


Figure 4. Composites of vortex edge position's annual evolution according to SC for the 1979 - 2020 period, from top to bottom: 675K, 550K and 475K. Red (blue) curves represent median values for maxSC (minSC) years. Dark (light) grey-filled areas indicate values between 20 and 80 percentiles for maxSC (minSC) years.

4.2.2 Quasi-Biennial Oscillation

We have then studied the modulation of the SC influence on the vortex edge by the QBO. Figure 5 represents the composite analysis of the polar vortex edge intensity throughout the winter for the 1979 - 2020 period at 550K and 475K, with maxSC and minSC years sorted with respect to the phase of the QBO: eQBO and wQBO are in the left and right panels respectively.

- 5 Only results for the lower levels are shown, as the differences are less clear at 675K. In each panel, the dark (light) grey area indicates the 20th and 80th percentiles of maxSC (minSC) years with the median in red (blue). Note that during the studied period there is only 5 years for maxSC/eQBO versus 10 years for minSC/eQBO, and 10 years for both maxSC/wQBO and minSC/wQBO. These results are synthetized in Table 2 for the solar cycle/QBO composite analysis.



At 550K, both QBO phases are characterized by a stronger vortex edge during minSC years but the differences between minSC and maxSC medians is largest during eQBO years. Largest variability of vortex edge intensity for minSC years (with largest observed values) is also seen for eQBO years. During wQBO phase, minSC years show a larger duration of the period of maximum intensity (from September to November) and maxSC years are characterized by a stronger vortex edge and a longer vortex duration, compared to their equivalent during eQBO phases. A similar behavior of the vortex edge intensity is observed at 475K. MinSC and maxSC years show respectively stronger vortex edge intensity during wQBO phase than during eQBO phase. MaxSC years are characterized by a longer vortex duration during wQBO phase than during eQBO phase. As a conclusion, the QBO further modulates the intensity of the vortex edge, especially for maxSC years, which are generally characterized by a stronger vortex edge and longer vortex duration during wQBO phase than during eQBO phase. MinSC years show also a slightly stronger vortex edge during wQBO phase.

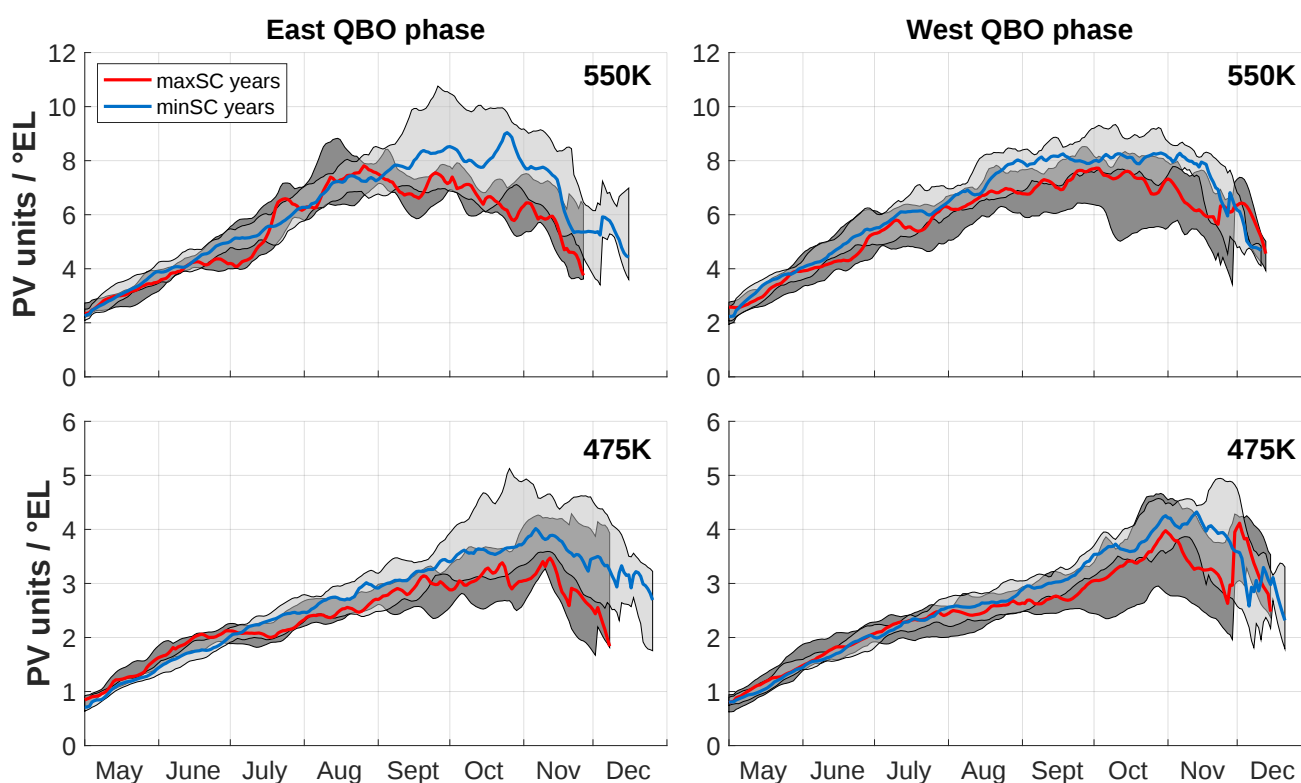


Figure 5. Composites of vortex edge intensity's annual evolution according to SC and QBO for the 1979 - 2020 period, from top to bottom: 550K and 475K. Left (right) panels represent eQBO (wQBO) phases. Red (blue) curves represent median values for maxSC (minSC) years. Dark (light) grey-filled areas indicate values between 20 and 80 percentiles for maxSC (minSC) years.



4.2.3 El Niño Southern Oscillation

We have also studied the combined modulation of the polar vortex edge by both the SC and ENSO. Figure 6 displays similar composites as in Figure 5 but selecting warm (wENSO) and cold (cENSO) ENSO phases (see section 2).

At both 550K and 475K, the largest difference between minSC and maxSC median vortex edge intensity is observed for cENSO years, with minSC years still characterized by the largest intensity. MaxSC year's vortex duration is also larger during cENSO than wENSO years. At both levels, the difference between maxSC and minSC vortex edge intensity is small and insignificant during wENSO years, while cENSO are generally characterized by stronger vortex edge for both minSC and maxSC years.

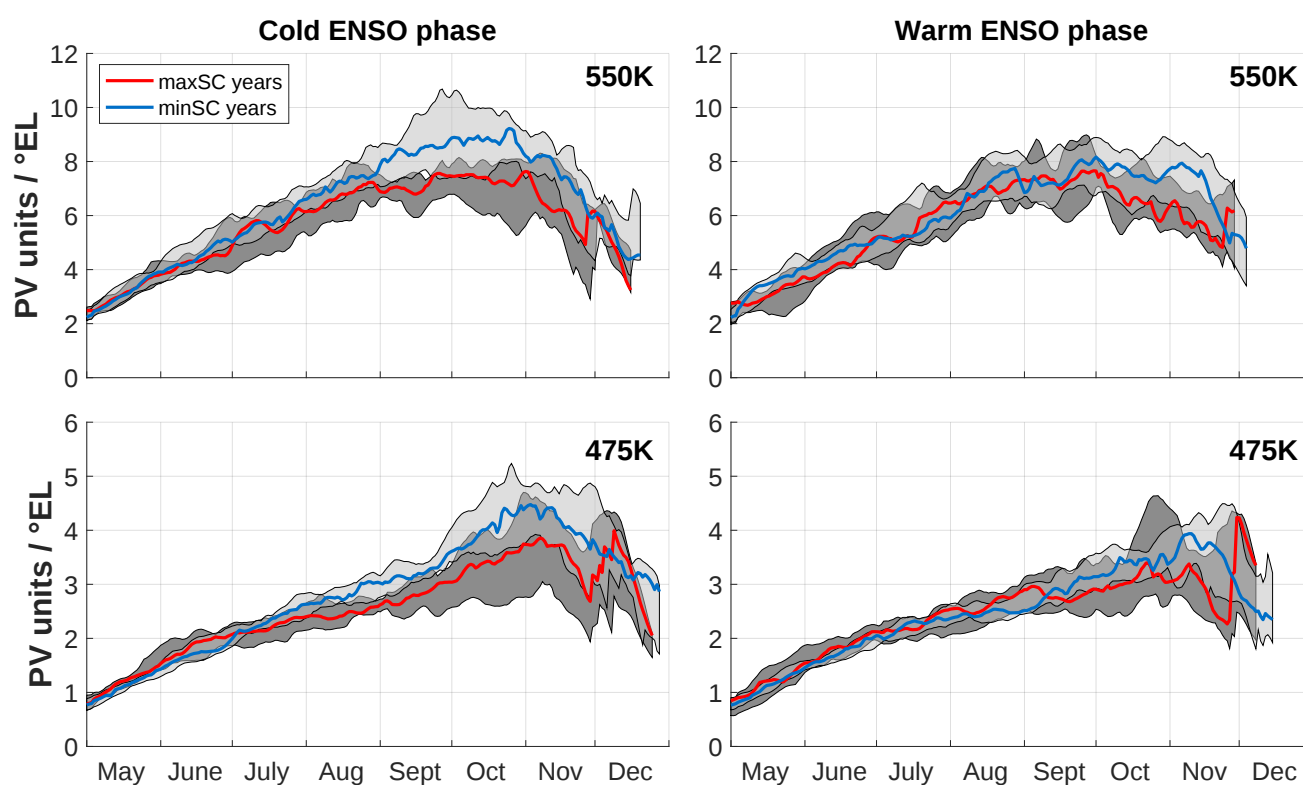


Figure 6. Composites of vortex edge intensity annual evolution according to SC and ENSO for the 1979 - 2020 period, from top to bottom: 675K, 550K and 475K. Left (right) panels represent cENSO (wENSO) phases. Red (blue) curves represent median values for maxSC (minSC) years. Dark (light) grey-filled areas indicate values between 20 and 80 percentiles for maxSC (minSC) years.



Table 2. Summary of the number of years considered in the composites analyses with SC, QBO and ENSO

Proxies	eQBO	wQBO	cENSO	wENSO
maxSC	5	10	8	7
minSC	10	10	11	9

4.3 Inter-annual evolution of the Polar Vortex edge

As seen in section 4.1, the maximum median intensity is reached from September to late October at 675K, from September to early November at 550K, and early November at 475K. In order to study the interannual evolution of the maximum intensity and position of the vortex edge during these periods, we identified the day when the maximum was reached at each level and averaged the parameters over ± 15 days around this date. Figure 7 represents the inter-annual evolution of the polar vortex edge maximum intensity at each isentropic level over the 1979 - 2020 period, averaged over September 15 – October 15, October and October 15 – November 15 at 675K, 550K and 475K respectively. Red circles (blue squares) indicate maxSC (minSC) years. Symbols-free years are years with 10.7-cm SF values in between minSC or maxSC years.

At 550K and 475K, an increase of the vortex edge intensity from the beginning of the period up to the end of the 1990s is visible while this increase is not observed at 675K. It is about 121% and 136% at 550K and 475K respectively between 1980 and 1996, and about 61% and 86% between 1980 and 2000 at the same levels. This increase can be attributed to the increased formation of the ozone hole during the 1980s and 1990s as mentioned in other studies (Bodeker et al., 2002). From 2000, the intensity remains at a high level due to the continuing appearance of the ozone hole. Superimposed is the medium-term variability linked to the SC and inter-annual variability linked to the QBO and ENSO. In agreement with results in section 4.1 and 4.2, peaks observed around 1986, 1996, 2005 and 2016 are the signature of the 11-year solar cycle corresponding to minSC years. We note however that some maxSC years show high vortex edge intensity values, as e.g. 2014 at both 550K and 475K levels. This year is in west QBO phase, which confirms the previous conclusion that vortex edge intensity of maxSC years is stronger during wQBO phases. However, it is in warm ENSO phase, while it was shown that the maxSC median vortex edge intensity was lower during wENSO than during cENSO. It should be noted that the latest solar cycle (cycle number 24) was less intense than the previous ones and the maxSC years of the last cycle correspond to intermediate years between minimum and maximum years of the previous cycles so the modulation of the vortex edge intensity by the latest solar cycle is potentially weaker than by the earlier cycles. Similarly, while years with low edge intensity generally correspond to maxSC years, minSC years also show low vortex intensity of the vortex edge especially at the end of the period (2016 - 2020), which corresponds to the end of the last weaker solar cycle.

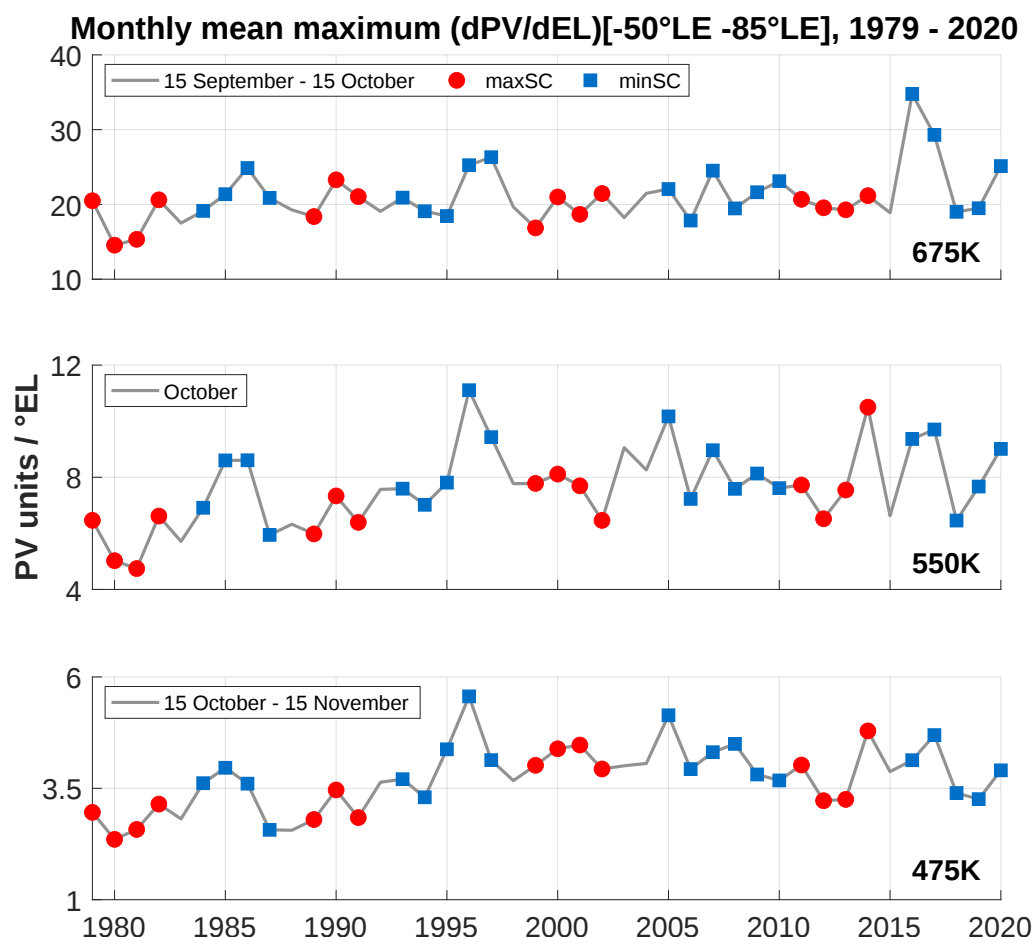


Figure 7. Inter-annual evolution of the maximum vortex edge intensity for the 1979 - 2020 period, averaged over September 15 – October 15 period for 675K, October for 550K, and the October 15 - November 15 period for 475K. MaxSC (minSC) years are represented by red circles (blue squares).

Figure 8 represents the inter-annual evolution of the maximum polar vortex edge position with years sorted according to the SC as described in Figure 7. The position of the vortex edge is quite similar for 550K and 475K levels. Between 1979 and 2001, the edge position is larger at 675K. The most noticeable feature in the Figure is the small edge position in 2002 due to the major warming and the vortex split, which occurred during that year. It was shown that the major warming in 2002, the first one observed over Antarctica, was mainly due to increased planetary waves activities in the southern stratosphere (Hoppel et al., 2003). Aside for this year, the maximum edge position fluctuates between -65.7°EL and -55.3°EL , all levels combined. At 550K and 475K levels, the edge position decreases from 1981 to 1994, with values varying from -56.6°EL and -58.6°EL to -63.4°EL and -63.7°EL respectively at both levels (average decrease of 7°EL to 5°EL in 14 years). It can be noted that these years correspond to the period when the intensity of the vortex edge increases. At 675K, the downward trend is less visible



during the first period. At all levels, particularly at 675K and 475K, there is a decrease in the edge size of the 2019 polar vortex which is due to the anomalously small ozone hole caused by a minor sudden stratospheric warming (Wargan et al., 2020). In contrast, the year 2020, which was characterized by a strong ozone hole and a very long vortex duration (see section 5) does not show a particularly strong maximum vortex edge intensity value nor an outstanding value of the edge position.

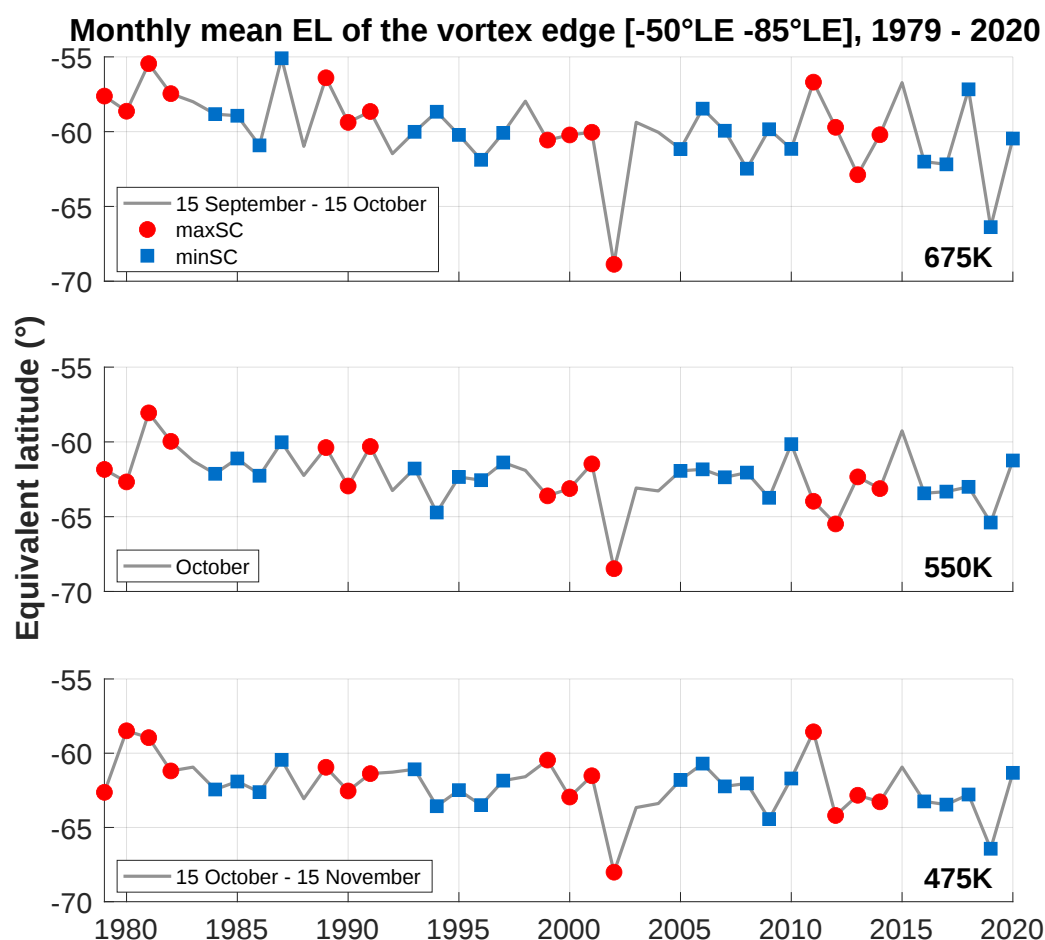


Figure 8. Inter-annual evolution of the maximum vortex edge position for the 1979 - 2020 period, averaged over September 15 – October 15 period for 675K, October for 550K, and the October 15 - November 15 period for 475K. MaxSC (minSC) years are represented by red circles (blue squares).

5 Onset and breakup of the Polar Vortex

The evolution of onset dates of the polar vortex throughout the winter from 1979 to 2020 at the 675K, 550K and 475K isentropic levels is displayed in Figure 9. It represents the day of the year when the polar vortex is well formed, e.g. when the horizontal wind speed at the vortex edge is above the threshold values of 15.2 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1} as suggested by Akiyoshi



et al. (2009). In each panel, the blue, dark grey and light grey curves represent onset dates for the 15.2 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1} thresholds respectively.

As expected, the vortex forms earlier at the highest levels: the average day of the year the onset date occur for all thresholds combined is on days 90, 98 and 108 at 675K, 550K and 475K respectively. Also, the onset date occurs later for the larger threshold values as the wind strength increases in Autumn in the polar stratosphere. The differences between onset dates according to the different threshold values decreases with altitude. At 475K, mean values of the onset dates are days 93, 109 and 125 for the 15.2 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1} thresholds respectively. However, some years show large difference between the onset dates according to the different threshold values, which can exceed one month (for example in 2002 with one and a half month between 15.2 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1}). This year was however characterized by the first major warming observed in Antarctica, as mentioned previously. Also, the inter-annual variability of onset dates is rather important at this level, with an average day difference of 32.9 days between 15.2 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1} during the whole period. There are some outstanding late onset dates at 475K, particularly for the 25 m.s^{-1} threshold, e.g. on day 152 in 2002 and day 149 in 2014. In contrast the year 1992 was characterized by an early onset on day 73 for the 15.2 m.s^{-1} threshold. The 550K and 675K levels show comparatively less variability of the onset dates for the various threshold values and the difference between the onset dates for the largest and lowest threshold values is of the order of 10 days in average (21 and 17.2 days at 550K and 675K respectively between the 25 m.s^{-1} and 15.2 m.s^{-1} threshold values). This difference in inter-annual variability of the onset among the levels is further confirmed from the standard deviation average of the three thresholds curves after corrected from long-term variation by a 3-degree polynomial. This standard deviation amount to ± 8.2 days at 475K, which is almost twice larger than the values of the 675K and 550K levels (± 4.8 and ± 3.7 days respectively).

Some long-term variability in the evolution of the onset dates is also observed at the different levels. At 675K, a decreasing trend is visible between 2010 and 2018 for the 15.2 m.s^{-1} threshold, with a slightly higher inter-annual variability during this last decade. At 550K a similar decrease of the onset date from 2011 is observed, most pronounced for the 15.2 m.s^{-1} threshold. At 475K, the most prominent feature is a significant decline of the onset dates between 1980 and 1999 for the 25 m.s^{-1} threshold value of about 29 days in 19 years, corresponding to a decline of 1.5 days per year. It is remarkable also to notice that later onset days in 2002, 2012 and 2014, correspond to years with smaller ozone holes (e.g. Pazmino et al., 2018).

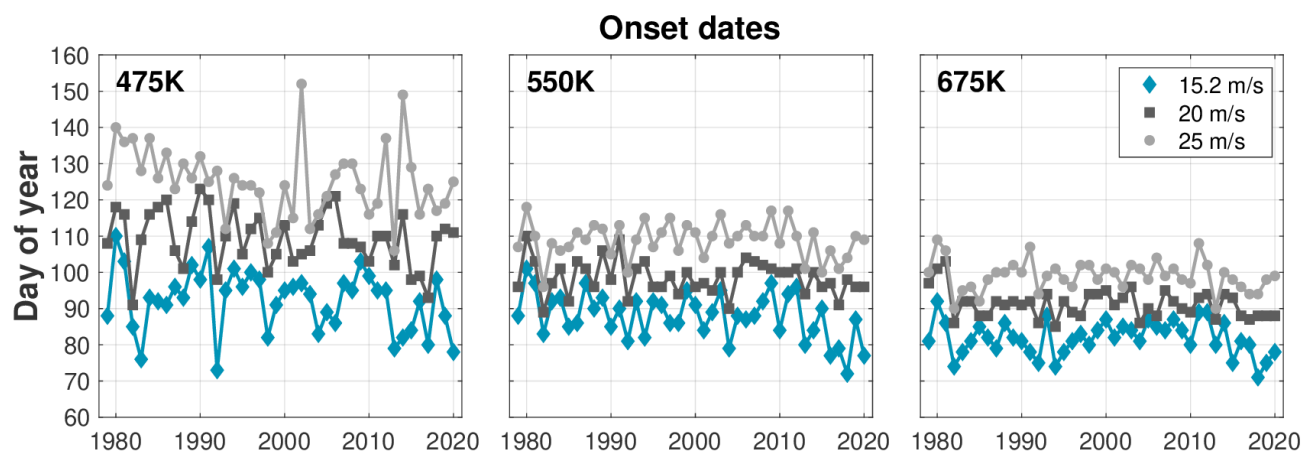


Figure 9. Interannual evolution of Antarctic polar vortex onset dates over the 1979 - 2020 period. Panels from left to right show onset dates at 475K, 550K and 675K. Light grey, dark grey and blue curves represent onset dates for the 15.2 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1} wind threshold values (see text).

Similarly, as in Figure 9, Figure 10 shows the day when the polar vortex breaks up in Spring due to the final vortex warming, at 475K, 550K and 675K isentropic levels. As mentioned in Nash et al. (1996), when the vortex is weakening between early and late Spring, the winds at the vortex edge also weaken, leading to the final vortex breakup. The vortex breakup is thus considered to occur when the horizontal wind speed along the vortex edge falls below the 15.2 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} or 25 m.s^{-1} threshold values.

The vortex forms earlier at the highest levels and it also breaks earlier: the average breakup dates for the different threshold values are on days 340, 334 and 325 at 475K, 550K and 675K respectively. We notice some early breakup of the polar vortex: for example, in 1988 the vortex broke up 13 days before the mean breakup date at 675K, 20 days at 550K and 21 days at 475K. In 2002, the breakup occurred 18, 9 and 8 days before the mean breakup date at 475K, 550K and 675K respectively. Some late breakups are observed during the last two decades particularly at 15.2 m.s^{-1} . The year 1999 is clearly noticeable at 475K and 550K with respectively 21 and 27 days after the mean breakup date for this threshold value. The years 2007, 2008, 2010 and 2015 also stand out for the three levels: around 14 days, 15 days and 14 days after the mean breakup date at 475K, 550K and 675K respectively. Finally, the year 2020 is noticeable for its exceptionally late breakup date, with an average breakup for the three thresholds on days 360, 355 and 354 at 475K, 550K, and 675K, respectively. The latter value sets a record over the whole studied period for the 675K level.

The Figure shows that the difference between the breakup dates for the various threshold value is much smaller than for the onset dates. The average difference between breakup dates for 15.2 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1} is equal to 11.5, 8.9 and 8.2 days at 475K, 550K and 675K respectively, compared to ± 32.9 , ± 21 and ± 17.2 days respectively for the onset dates. This smaller difference can be explained by the important role played by dynamical processes in the vortex breakup while the vortex formation is mainly controlled by radiative processes that are less variable from one year to the next. A larger inter-



annual variability is also observed for the breakup dates at the various levels and threshold values. Similarly, as for the onset dates, we calculated the standard deviation over the period after averaging the different curves of the different threshold mean, and removing the long-term trend by a 3-degree polynomial. The standard deviation is equal to 10.6, 10.2 and 10.4 days at 475K, 550K and 675K respectively, compared to 8.2, 4.8 and 3.7 days for onset dates.

- 5 An increasing trend of the breakup dates between 1979 and 1999 is seen at all levels, which is more pronounced at 475K. It corresponds to 35, 30 and 15 days over 21 years at 475K, 550K and 675K respectively, if we average the different threshold values at the various levels. The vortex is thus persisting later after 1999. For all levels, another trend was visible, corresponding to a decrease from 2000, which was halted by the very long duration of the 2020 polar vortex. While late breakup dates in December were already observed at 475K and 550K, as mentioned previously the vortex duration up to day 354 was exceptional
- 10 at 675K.

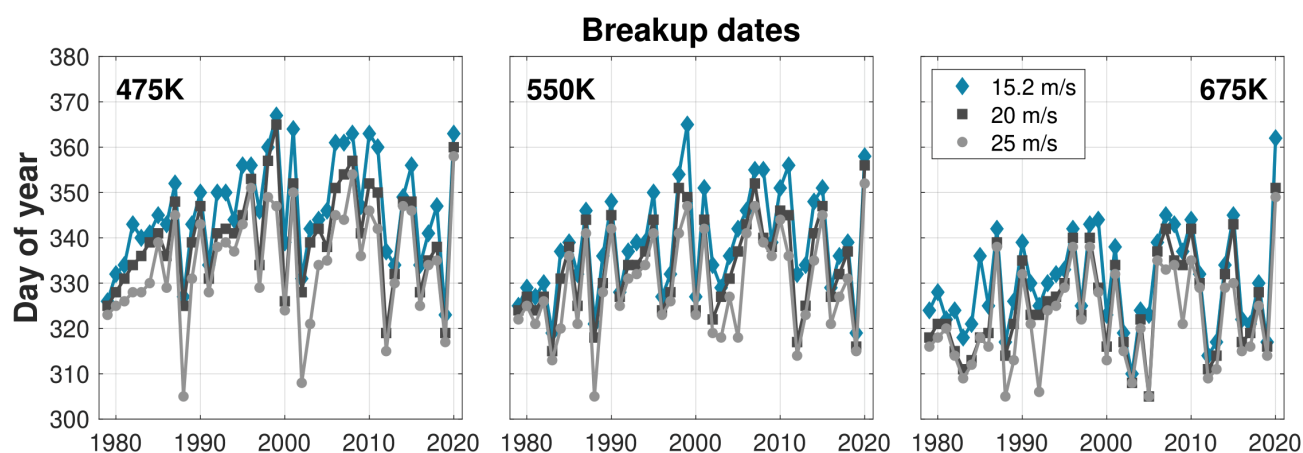


Figure 10. Interannual evolution of Antarctic polar vortex breakup dates over the 1979 - 2020 period. Panels from left to right show onset dates at 475K, 550K and 675K. Light grey, dark grey and blue curves represent onset dates for the 15.2 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} and 25 m.s^{-1} wind threshold values.

Table 3. Summary of the onset and breakup dates

		675K	550K	475K
Onset	Average onset day over the period and for the 3 thresholds	90	98	108
	Mean difference on the period between 25 m.s^{-1} and 15.2 m.s^{-1}	17.2	21	32.9
	Std of average threshold dates after long-term trend corrected	3.7	4.8	8.2
Breakup	Average breakup day over the period and for the 3 thresholds	325	334	340
	Mean difference on the period between 25 m.s^{-1} and 15.2 m.s^{-1}	11.5	8.9	8.2
	Std of average threshold dates after long-term trend corrected	10.4	10.2	10.6



6 Conclusion and perspectives

We have analyzed the seasonal evolution of the stratospheric polar vortex edge intensity and position as a function of equivalent latitude in the Southern hemisphere at three isentropic levels, using ECMWF data over the 1979 - 2020 period. The inter-annual evolution of the maximum vortex edge intensity and position, as well as the onset and breakup dates at these three isentropic levels were evaluated. The vortex edge intensity corresponds to the gradient of the potential vorticity weighted by the wind module as a function of equivalent latitude (Nash et al., 1996). The studied parameters display long-term and short-term variations over the period that were analyzed using well known proxies of atmospheric variability in the stratosphere such as the solar cycle, the QBO and ENSO. Among the main results of our study, the influence of increasing ozone hole during the 1980s and 1990s on the studied parameters was clearly noticeable, confirming the results of Bodeker et al. (2002). This influence is mostly pronounced on the maximum intensity of the vortex edge, with an increase of 0.38 PV units/°EL per year at 550K and 0.30 PV units/°EL per year at 475K between 1980 and 1996. It is also visible on the vortex breakup dates with an increasing trend of respectively 1.75 days.yr⁻¹, 1.5 days.yr⁻¹ and 0.75 days.yr⁻¹ at 475K, 550K and 675K levels, for the average threshold values over the 1979 - 1999 period. We also find a decreasing trend over the same period for the onset dates but in this case only at 475K, and for the 25 m.s⁻¹ threshold value only (1.5 days.yr⁻¹ between 1980 and 1999). A seemingly decreasing trend in the breakup dates after 2010 was halted by the very long vortex duration in 2020, which set a record at the 675K level. The solar cycle and to a lower extent the QBO and ENSO modulate the inter-annual evolution of the maximum intensity of the vortex edge and the breakup dates. Stronger vortex edge intensity is observed in years of solar minimum. QBO and ENSO further modulate the solar cycle influence on the vortex edge, especially at 475K and 550K: during wQBO phases, the difference between vortex edge intensity for minSC and maxSC years is smaller than during eQBO phases. The polar vortex edge is stronger and lasts longer for maxSC/wQBO than for maxSC/eQBO. Regarding ENSO, which has a lower impact than the QBO, the vortex edge intensity is somewhat stronger during cENSO phases for both minSC and maxSC, and the difference between minSC and maxSC medians is larger.

These results are mainly in agreement with the literature. Baldwin and Dunkerton (1998) found that the strongest influence of the QBO on the southern polar vortex occurs in late spring (November) when the final warming happens. From temperature composites at 10hPa, they found that the vortex is slightly colder during the western phase of the QBO throughout the winter. Later, Haigh and Roscoe (2009) found that the southern stratospheric polar vortex breaks down later for combined maxSC/wQBO and minSC/eQBO years. The last two years of the study (2019 and 2020) stand out in our analysis. In 2019, the vortex maximum area was particularly small, especially at 475K and 675K and the vortex broke up quite early. The breakup date at 475K and 550K for the 15 m.s⁻¹ threshold is the lowest on record (on day 323 at 475K and 319 at 550K). In 2020, the vortex area was not particularly large and the vortex edge not particularly strong but its duration set a record at 675K. This very long-lasting vortex was also characterized by a strong ozone destruction (<https://public.wmo.int/en/media/news/2020-antarctic-ozone-hole-large-and-deep> and <https://public.wmo.int/en/media/news/record-breaking-2020-ozone-hole-closes>). It will be interesting to see how the southern polar vortex will evolve in the coming years.



A major perspective of our study is to extend the period analysis, using ERA5 reanalyses which are covering a longer period (from 1950) and with a higher resolution (<https://www.ecmwf.int>) (31km grid for ERA5 versus 79km for ERA-Interim). The same parameters for the more widely studied Arctic polar vortex are currently being studied for comparison between the two hemispheres. Other factors, which particularly influence the northern hemisphere, such as the Arctic Oscillation/Northern Annular Mode, will be included in the study.

Data availability. The data that support the findings of this study are openly available in [1] ECMWF ERA-Interim <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim> [2] Solar flux at 10.7-cm ftp://ftp.seismo.nrcan.gc.ca/spaceweather/solar_flux/monthly_averages/solflux_monthly_average.txt, last access: 11 May 2021 [3] <https://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/qbo/qbo.dat>, last access: 11 May 2021 [4] <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei>, last access: 11 May 2021. The code for the determination of the vortex edge intensity and position is available upon request to A. Lecouffe (audrey.lecouffe@latmos.ipsl.fr)

Author contributions. A. Lecouffe made the study and provided the results. All authors discussed the results and contributed to the final paper.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. The authors wish to thank Cathy Boone of Institut Pierre Simone Laplace (IPSL) for providing ERA-Interim data, and ECMWF for the availability of these data.



References

- Akiyoshi, H., Zhou, L., Yamashita, Y., Sakamoto, K., Yoshiki, M., Nagashima, T., Takahashi, M., Kurokawa, J., Takigawa, M., and Imamura, T.: A CCM simulation of the breakup of the Antarctic polar vortex in the years 1980–2004 under the CCMVal scenarios, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114, 2009.
- 5 Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J.: Quasi-biennial modulation of the southern hemisphere stratospheric polar vortex, *Geophysical Research Letters*, 25, 3343–3346, 1998.
- Bodeker, G., Struthers, H., and Connor, B.: Dynamical containment of Antarctic ozone depletion, *Geophysical research letters*, 29, 2–1, 2002.
- Butchart, N. and Remsberg, E. E.: The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface, *Journal of the atmospheric sciences*, 43, 1319–1339, 1986.
- 10 Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d. P., et al.: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137, 553–597, 2011.
- Farman, J. C., Gardiner, B. G., and Shanklin, J. D.: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction, *Nature*, 315, 207, 1985.
- 15 Godin, S., Bergeret, V., Bekki, S., David, C., and Mégie, G.: Study of the interannual ozone loss and the permeability of the Antarctic polar vortex from aerosol and ozone lidar measurements in Dumont d’Urville (66.4 S, 140 E), *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106, 1311–1330, 2001.
- Gray, L. J.: The influence of the equatorial upper stratosphere on stratospheric sudden warmings, *Geophysical research letters*, 30, 2003.
- 20 Haigh, J. D. and Roscoe, H. K.: The final warming date of the Antarctic polar vortex and influences on its interannual variability, *Journal of climate*, 22, 5809–5819, 2009.
- Hauchecorne, A., Godin, S., Marchand, M., Heese, B., and Souprayan, C.: Quantification of the transport of chemical constituents from the polar vortex to midlatitudes in the lower stratosphere using the high-resolution advection model MIMOSA and effective diffusivity, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107, SOL–32, 2002.
- 25 Heese, B., Godin, S., and Hauchecorne, A.: Forecast and simulation of stratospheric ozone filaments: A validation of a high-resolution potential vorticity advection model by airborne ozone lidar measurements in winter 1998/1999, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106, 20011–20024, 2001.
- Holton, J. R. and Tan, H.-C.: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *Journal of Atmospheric Sciences*, 37, 2200–2208, 1980.
- 30 Hoppel, K., Bevilacqua, R., Allen, D., Nedoluha, G., and Randall, C.: POAM III observations of the anomalous 2002 Antarctic ozone hole, *Geophysical research letters*, 30, 2003.
- Labitzke, K. and Van Loon, H.: Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 50, 197–206, 1988.
- Manney, G., Zurek, R., Gelman, M., Miller, A., and Nagatani, R.: The anomalous Arctic lower stratospheric polar vortex of 1992–1993, *Geophysical research letters*, 21, 2405–2408, 1994.
- 35 McIntyre, M. E. and Palmer, T.: Breaking planetary waves in the stratosphere, *Nature*, 305, 593–600, 1983.



- Millan, L. F., Manney, G. L., and Lawrence, Z. D.: Reanalysis intercomparison of potential vorticity and potential-vorticity-based diagnostics, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, pp. 1–34, 2020.
- Mishra, V., Tiwari, D., Tiwari, C., and Agrawal, S.: Comparative study of different solar parameters with sunspot numbers, 96.60 Rd: 96.60 Qe, 2005.
- 5 Nakamura, N.: Two-dimensional mixing, edge formation, and permeability diagnosed in an area coordinate, *Journal of the atmospheric sciences*, 53, 1524–1537, 1996.
- Nash, E. R., Newman, P. A., Rosenfield, J. E., and Schoeberl, M. R.: An objective determination of the polar vortex using Ertel’s potential vorticity, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101, 9471–9478, 1996.
- NOAA: This is how you cite a website in latex, https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/winter_bulletins/sh_06/, 2021.
- 10 Pazmino, A., Godin-Beekmann, S., Hauchecorne, A., Claud, C., Khaykin, S., Goutail, F., Wolfram, E., Salvador, J., and Quel, E.: Multiple symptoms of total ozone recovery inside the Antarctic vortex during austral spring, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 7557–7572, 2018.
- Schoeberl, M. R. and Hartmann, D. L.: The dynamics of the stratospheric polar vortex and its relation to springtime ozone depletions, *Science*, 251, 46–52, 1991.
- 15 Solomon, S.: Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history, *Reviews of Geophysics*, 37, 275–316, 1999.
- Tiwari, B. R. and Kumar, M.: The Solar Flux and Sunspot Number; A Long-Trend Analysis, *International Annals of Science*, 5, 47–51, 2018.
- Wargan, K., Weir, B., Manney, G. L., Cohn, S. E., and Livesey, N. J.: The anomalous 2019 Antarctic ozone hole in the GEOS Constituent Data Assimilation System with MLS observations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2020JD033 335, 2020.
- Waugh, D. N.: Elliptical diagnostics of stratospheric polar vortices, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123, 1725–1748, 20 1997.
- Waugh, D. W. and Randel, W. J.: Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56, 1594–1613, 1999.
- Waugh, D. W., Randel, W. J., Pawson, S., Newman, P. A., and Nash, E. R.: Persistence of the lower stratospheric polar vortices, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104, 27 191–27 201, 1999.
- 25 WMO: (World Meteorological Organization), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018, Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No. 58, 588 pp., Geneva, Switzerland, Tech. rep., 2018.
- WMO: (World Meteorological Organization), Statement on the State of the Global Climate in 2019, Project–Report No. 1248, 44 pp., Geneva, Switzerland, Tech. rep., 2019.
- Zhou, S., Gelman, M. E., Miller, A. J., and McCormack, J. P.: An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex, 30 *Geophysical research letters*, 27, 1123–1126, 2000.

Table des illustrations

1.1	Profil de l’ozone atmosphérique. L’étendue ou l’épaisseur verticale de cette couche varie d’une région à l’autre et selon les saisons sur tout le globe. Source : [Salawitch et al., 2019].	4
1.2	Carte de l’ozone total mesuré par satellites au-dessus de l’Antarctique le 20 septembre 2016. La zone bleu foncé représente le trou dans la couche d’ozone où la quantité d’ozone est faible (< 220 DU), et les couleurs jaunes orangées où l’ozone est présent en plus grande quantité. [Source : NASA Ozone Watch, https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/monthly/SH.html].	9
1.3	Carte de la vorticité potentielle (en unité de PV absolue) centrée sur l’hémisphère sud au niveau 475 K, le 15 octobre 2007. La structure du vortex est détaillée dans le texte.	13
1.4	Cartes du vent zonal et de la température, le 15 octobre 2007 à 475 K. Le vent est en m/s et la température en Kelvin. Les couleurs sont décrites dans le texte.	14
1.5	Structure des vortex polaires sud (� gauche) et nord (� droite) en vorticité potentielle sur la surface isentrope 500 K. Les flèches blanches représentent les lignes de courant du flux de vent moyen mensuel, et leur épaisseur indique la vitesse du vent. Le vortex sud est presque symétrique autour du pôle, et atteint des valeurs de PV plus importantes. La vorticité potentielle est calculée en utilisant les vents et les températures d’une moyenne de 33 ans (1979 – 2011) des analyses stratosphériques MERRA � 500 K. [Source : Schoeberl and Newman 2015].	18
1.6	La circulation de Brewer-Dobson dans la stratosphère. La figure est décrite dans le texte. [Source : NASA Ozone Watch, http://seom.esa.int/atmospherictrainingcourse2014/files/Day5/BrewerDobsonCirculation.pdf].	19
1.7	Nombre de tâches solaires (courbe rouge et axe de gauche) et flux solaire à 10,7 cm (F10.7, courbe bleue et axe de droite) de 1950 � 2020. Les valeurs F10.7 sont exprimées en s.f.u (voir texte). [Source : Grytsai et al. 2020].	20
1.8	Vent moyen mensuel zonal U (m.s^{-1}) dérivé des radiosondes de Singapour (1°N , 104°E) entre 10 et 300 hPa de 1980 à septembre 2021. Les différentes couleurs représentent un écart de 5m.s^{-1} les unes des autres. Les zones en bleu/vert représentent un vent négatif (d’est) et les zones en marron/jaune représentent un vent positif (d’ouest). Les contours sont placés tous les 20m.s^{-1} , avec des pointillés pour les vents d’est et des traits pleins pour les vents d’ouest, ainsi qu’un vent nul en noir plus épais. La ligne tiretée noire épaisse représente la tropopause. [Source : https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/qbo/qbo.html].	22

1.9	Figure du MEI.v2 avec les indices négatifs en bleu et positifs en rouge. La phase El Niño (en rouge) à partir de 0.5 MEI.v2 et la Niña (en bleu) à partir de -0.5 MEI.v2. [Source : NOAA, https://www.psl.noaa.gov/enso/mei/].	24
1.10	Carte de l'Oscillation Arctique d'un extrême à l'autre. Quand l'AO est négative (à gauche), la stratosphère polaire est moins froide et il fait plus froid sur l'Europe. Quand l'AO est positive (à droite), la stratosphère est plus froide que d'habitude au-dessus du pôle Nord, les pressions au sol sont faibles et le vortex polaire s'intensifie. En Europe, il fait plus chaud et humide.	25
1.11	Valeurs saisonnières (décembre à mars) de l'indice d'Oscillation Arctique, de 1900 à 2013. Source : NOAA	25
2.1	Coupe transversale en latitude-altitude représentant la température potentielle en contours pleins et la température en contours pointillés moyennées longitudinalement, au mois de janvier 1993 d'après Holton et al. [1995].	29
2.2	Carte de la vorticité potentielle en pvu (PV unit = $10^{-6} \text{ K.m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), au niveau isentrope 475 K, le 15 octobre 2007 à 12UT dans l'hémisphère sud. Elle est obtenue à partir des sorties de simulation du modèle numérique MIMOSA � 3� x 3� de résolution spatiale. La PV inversée (�PV) est représentée pour faciliter la représentation du vortex lorsque nous le représentons dans l'hémisphère sud, et elle le sera dans tout le reste du manuscrit pour cet hémisphère. L'intérieur du contour noir épais (50 pvu) représente l'intérieur du vortex (le vortex principal).	31
2.3	Figure de Hegglin et al. [2006] représentant une zone délimitée par un contour de PV sur une surface isentrope donnée (en gris), puis transformée en un cercle (rouge) centré sur le pôle de cette même surface. Les coordonnées de ce cercle sont en latitude équivalente.	32
2.4	Carte de latitude équivalente en �LE, au niveau isentrope 475 K le 15 octobre 2007 à 12UT dans l'hémisphère sud. Elle est obtenue à partir des sorties de simulation du modèle numérique MIMOSA � 3� x 3� de résolution spatiale. Comme pour la PV, la LE inversée (�LE) est représentée pour faciliter la représentation du vortex lorsque nous le représentons dans l'hémisphère sud, et elle le sera dans tout le reste du manuscrit pour cet hémisphère. Le champ de LE décrit fidèlement le champ de la PV. La valeur maximale de la LE (�/+90� selon l'hémisphère) représente ainsi la région du maximum de PV. L'intérieur du contour noir épais (50 PVU, environ 63,5�LE) représente l'intérieur du vortex (le vortex principal).	34
2.5	Carte de la PV au niveau 475 K réalisée avec les champs météorologiques ERA5 utilisés comme entrées dans le modèle MIMOSA durant l'hiver boréal, le 5 décembre 1997. Source : Hauchecorne. A.	36

2.6	Carte de la PV au niveau 475 K réalisée avec les champs météorologiques ERA5 durant l'hiver boréal, le 5 décembre 1997. Source : Hauchecorne. A.	36
2.7	Traceurs à l'initialisation, au 1er mai 1985 au niveau 550 K. À gauche on observe le traceur intérieur et à droite le traceur extérieur.	39
2.8	Traceur intérieur, extérieur, et latitude équivalente deux mois plus tard, au 1er juillet 1985 et au niveau 550 K.	40
2.9	Flux solaire à 10,7 cm sur la période de durée de vie du vortex austral (mai – novembre). Les différents cycles sont représentés en couleurs : 21ème, 22ème et 23ème et le plus petit le 24ème. Les lignes tiretées délimitent les minimums et maximums solaire des périodes intermédiaires (voir texte).	41
2.10	Flux solaire à 10,7 cm sur la période de durée de vie du vortex boréal (novembre – avril). Les différents cycles sont représentés en couleurs : 21ème, 22ème, 23ème, 24ème et le début du 25ème. Les lignes tiretées délimitent les minimums et maximums solaire des périodes intermédiaires (voir texte).	43
2.11	Méthode de détermination journalière de la bordure du vortex dans l'hémisphère sud. Le premier panneau correspond au vecteur journalier de la PV. Le second correspond au gradient de la PV (formule 2.7) avec le maximum du gradient de la PV symbolisé par un losange noir, reporté sur les autres panneaux. Le troisième panneau représente le champ du module du vent (formule 2.9) et le quatrième le gradient de la PV pondéré par le module du vent (formule 2.10) et son maximum journalier symbolisé par un carré rouge, lui aussi reporté sur les autres panneaux. Ils sont tous tracés en fonction de la LE.	48
2.12	Bordure du vortex : les contours colorés représentent la PV au cours de l'hiver 1990 au niveau 475 K. Les deux méthodes de déterminations de la bordure sont tracées en rose (formule 2.7) et en bleu (formule 2.10).	49
2.13	Représentation du gradient de la PV (formule 2.7) en bleu et de la position (formule 2.10) de la bordure du vortex en orange au cours de l'hiver austral 1990 au niveau 475 K (voir texte).	50
2.14	Figure de Zhou et al. [2000], représentant le mois de rupture approximatif du vortex entre 1979 et 1997 au niveau 550 K dans l'hémisphère sud. La courbe continue représente la moyenne de 1979 à 1984, la courbe pointillée de 1985 à 1990 et la courbe tiretée de 1991 à 1997. La ligne horizontale tiretée représente les 1% de la surface de la Terre.	52
2.15	Reproduction de la figure 2.14 de Zhou et al. [2000], qui représente le mois approximatif de rupture du vortex entre 1979 et 1997. La courbe bleu représente la moyenne de 1979 à 1984, la courbe rose de 1985 à 1990 et la courbe grise de 1991 à 1997. La ligne horizontale tiretée représente les 1% de la surface de la Terre.	53

2.16	Figure représentant le vent journalier (courbes colorées) du 1er mars au 30 avril de l'année 1993 au niveau 550 K dans l'hémisphère sud. La courbe noire représente le champ de vent le jour où il dépasse les $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ le long de la bordure du vortex. Le rond noir représente cette date.	54
2.17	Figure représentant le vent journalier (courbes colorées) du 1er novembre au 31 décembre de l'année 1993 au niveau 550 K dans l'hémisphère sud. La courbe noire représente le champ de vent le jour où sa valeur le long de la bordure du vortex passe sous la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$. Le rond noir représente cette date.	55
2.18	Exemple de la méthode de détermination de la date de formation et de rupture du vortex durant l'hiver austral 1993 au niveau 550 K. La courbe orange représente la bordure du vortex en latitude équivalente. Le champ de vent le long de la bordure est représenté par la courbe bleu qui sera intersectée au début et à la fin de l'hiver par la ligne horizontale verte qui représente la valeur seuil de $15,2 \text{ m.s}^{-1}$, et ainsi les dates de formation et de rupture du vortex à l'échelle hivernale.	56
3.1	Évolution journalière du maximum de gradient de la PV pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par la courbe noire en gras. Les zones remplies de bleu représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80, tandis que les courbes noires fines représentent les valeurs maximales et minimales sur la période.	59
3.2	Évolution journalière de la position maximale de la bordure du vortex en fonction de la latitude équivalente sur la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par des courbes noires en gras. Les zones bleues remplies représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80, tandis que les courbes noires fines représentent les valeurs maximales et minimales sur la période.	61
3.3	Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).	63
3.4	Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).	64

- 3.5 Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction de l'oscillation quasi-biennale pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wQBO (eQBO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wQBO (eQBO). 66
- 3.6 Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction de l'oscillation quasi-biennale pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wQBO (eQBO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wQBO (eQBO). 67
- 3.7 Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction d'ENSO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wENSO (cENSO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wENSO (cENSO). 69
- 3.8 Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction d'ENSO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wENSO (cENSO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wENSO (cENSO). 70
- 3.9 Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans et de la QBO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les panneaux de gauche (droite) représentent les phases eQBO (wQBO). Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC). 72
- 3.10 Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans et de ENSO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les panneaux de gauche (droite) représentent les phases cENSO (wENSO). Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC). 73
- 3.11 Évolution interannuelle de l'intensité maximale de la bordure du vortex pour la période 1979 – 2020, moyennée du 15 septembre au 15 octobre à 675 K, en octobre à 550 K, et du 15 octobre au 15 novembre à 475 K. Les années maxSC (minSC) sont représentées par des cercles rouges (carrés bleus). 76

3.12	Évolution interannuelle de l'étendue maximale de la bordure du vortex pour la période 1979 – 2020, moyennée du 15 septembre au 15 octobre à 675 K, en octobre à 550 K, et du 15 octobre au 15 novembre à 475 K. Les années maxSC (minSC) sont représentées par des cercles rouges (carrés bleus).	77
3.13	Dates de rupture des vortex polaires Antarctique au niveau 500 K, définies d'après Nash et al. [1996]. Les dates sont déterminées à partir des données de réanalyse de NCEP/CFSR [Saha et al., 2010], MERRA-2 [Gelaro et al., 2017] et ERA-Interim [Dee et al., 2011], d'après WMO [2018].	78
3.14	Évolution interannuelle des dates d'apparition du vortex polaire Antarctique sur la période 1979 – 2020. Les panneaux de haut en bas illustrent les dates d'apparition à 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes gris clair, gris foncé et bleu représentent les dates d'apparition pour les seuils de vent de 25 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} et $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ respectivement.	80
3.15	Évolution interannuelle des dates de rupture du vortex polaire Antarctique sur la période 1979 – 2020. Les panneaux de haut en bas illustrent les dates d'apparition à 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes gris clair, gris foncé et bleu représentent les dates d'apparition pour les valeurs seuils de vent de 25 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} et $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ respectivement.	83
4.1	Évolution journalière du maximum de gradient de la PV pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par la courbe noire en gras. Les zones remplies de bleu représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80, tandis que les courbes noires fines représentent les valeurs maximales et minimales sur la période.	90
4.2	Évolution journalière de la position maximale de la bordure du vortex en fonction de la latitude équivalente sur la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par des courbes noires en gras. Les zones bleues remplies représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80, tandis que les courbes noires fines représentent les valeurs maximales et minimales sur la période.	92
4.3	Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC).	94

- 4.4 Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC). 95
- 4.5 Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction de l'oscillation quasi-biennale pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wQBO (eQBO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wQBO (eQBO). 97
- 4.6 Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction de l'oscillation quasi-biennale pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années wQBO (eQBO). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années wQBO (eQBO). 99
- 4.7 Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction d'AO pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années AOp (AOn). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années AOp (AOn). 101
- 4.8 Composites de l'évolution temporelle de la position de la bordure du vortex en fonction d'AO pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années AOp (AOn). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années AOp (AOn). 102
- 4.9 Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans et de la QBO pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les panneaux de gauche (droite) représentent les phases eQBO (wQBO). Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC). 104
- 4.10 Composites de l'évolution temporelle de l'intensité de la bordure du vortex en fonction du cycle solaire de 11 ans et de l'AO pour la période 1979 – 2020, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les panneaux de gauche (droite) représentent les phases AOn (AOp). Les courbes rouges (bleues) représentent les valeurs médianes pour les années maxSC (minSC). Les zones remplies de gris foncé (clair) indiquent les valeurs entre les percentiles 20 et 80 pour les années maxSC (minSC). 105

4.11	Évolution interannuelle de l'intensité maximale de la bordure du vortex pour la période 1980 – 2021, moyennée sur la période du 10 février au 10 mars à tous les niveaux. Les années maxSC (minSC) sont représentées par des cercles rouges (carrés bleus).	107
4.12	Évolution interannuelle de l'étendue maximale de la bordure du vortex pour la période 1980 – 2021, moyennée sur la période du 10 février au 10 mars à tous les niveaux. Les années maxSC (minSC) sont représentées par des cercles rouges (carrés bleus).	108
4.13	Évolution interannuelle des dates d'apparition du vortex polaire Arctique sur la période 1980 – 2021. Les panneaux de haut en bas illustrent les dates d'apparition à 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes gris clair, gris foncé et bleu représentent les dates d'apparition pour les seuils de vent de 25 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} et $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ respectivement. Certaines dates ne sont pas représentées à 25 m.s^{-1}	110
4.14	Évolution interannuelle des dates de rupture du vortex polaire Arctique sur la période 1980 – 2021. Les panneaux de haut en bas illustrent les dates d'apparition à 675 K, 550 K et 475 K. Les courbes gris clair, gris foncé et bleu représentent les dates d'apparition pour les valeurs seuils de vent de 25 m.s^{-1} , 20 m.s^{-1} et $15,2 \text{ m.s}^{-1}$ respectivement.	113
4.15	Dates de rupture des vortex polaires Arctique au niveau 500 K, définies d'après Nash et al. [1996]. Les dates sont déterminées à partir des données de réanalyse de NCEP/CFSR [Saha et al., 2010], MERRA-2 [Gelaro et al., 2017] et ERA-Interim [Dee et al., 2011], d'après WMO [2018].	114
A.1	Projection du traceur intérieur en fonction de la latitude équivalente durant l'hiver 1990 au niveau 675 K. La courbe rose représente la formule 2.7 et la courbe bleue la formule 2.10. La méthode des traceurs (formule A.1) est représentée par la courbe noire.	135
A.2	Projection du traceur intérieur en fonction de la latitude équivalente durant l'hiver 1987 au niveau 550 K. La courbe rose représente la formule 2.7 et la courbe bleue la formule 2.10. La méthode des traceurs (formule A.1) est représentée par la courbe noire.	136
B.1	Évolution journalière du maximum de gradient de la PV pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par la courbe noire en gras. Les zones remplies de bleu représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80. Les courbes colorées représentent les années soulignées dans la section 4.1.1.	137

- B.2 Évolution journalière de la position maximale de la bordure du vortex en fonction de la latitude équivalente sur la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par des courbes noires en gras. Les zones bleues remplies représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80. Les courbes colorées représentent les années soulignées dans la section 4.1.2. 138
- C.1 Évolution journalière du maximum de gradient de la PV pour la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par la courbe noire en gras. Les zones remplies de bleu représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80. Les courbes colorées représentent chacune une années, de 1980 à 2021, en dégradé du bleu au rouge. 139
- C.2 Évolution journalière de la position maximale de la bordure du vortex en fonction de la latitude équivalente sur la période 1980 – 2021, de haut en bas : 675 K, 550 K et 475 K. Les valeurs médianes sont représentées par des courbes noires en gras. Les zones bleues remplies représentent les valeurs entre les percentiles 20 et 80. Les courbes colorées représentent chacune une années, de 1980 à 2021, en dégradé du bleu au rouge. 140

Table des tableaux

2.1	Classement des années en fonction des phases du flux solaire dans l'HS.	42
2.2	Classement des années en fonction des phases du flux solaire dans l'HN.	42
2.3	Classement des années en fonction des phases de la QBO dans l'HS	44
2.4	Classement des années en fonction des phases de la QBO dans l'HN.	44
2.5	Classement des années en fonction des phases d'ENSO dans l'HS.	45
2.6	Classement des années en fonction des phases de l'AO.	45
2.7	Forçages : source, caractéristiques et périodes HS/HN).	45
3.1	Dates de rupture du vortex Antarctique pour les années de minimum et maximum d'activité solaire le jour où il n'y a plus que 3 années.	62
3.2	Dates de rupture du vortex Antarctique pour les phases est (eQBO) et ouest (wQBO) de la QBO le jour où il n'y a plus que 3 années.	65
3.3	Dates de rupture du vortex Antarctique pour les phases El Niño (wENSO) et La Niña (cENSO) le jour où il n'y a plus que 3 années.	68
3.4	Nombres d'années obtenues par phases suite aux analyses composites combinées entre SC/QBO et SC/ENSO.	71
3.5	Résumé des résultats sur les études composites combinées dans l'HS.	74
3.6	Périodes de maximum d'intensité considérées pour l'étude interannuelle.	74
3.7	Résumé des jours julien de formation et de rupture du vortex dans l'HS.	82
4.1	Dates de formation et de rupture du vortex Arctique pour les années minSC et maxSC : période avec plus de 3 années.	93
4.2	Dates entre lesquelles le vortex Arctique est formé pour les 42 hivers de l'étude , pour les années minSC et maxSC.	94
4.3	Dates de formation et de rupture du vortex Arctique pour les phases eQBO et wQBO de la QBO : période avec plus de 3 années.	96
4.4	Dates entre lesquelles le vortex Arctique est formé pour les 42 hivers de l'étude , pour les années eQBO et wQBO.	96

4.5	Dates de formation et de rupture du vortex Arctique pour les phases AOn et AOp de l'AO : période avec plus de 3 années.	100
4.6	Dates entre lesquelles le vortex Arctique est formé pour les 42 hivers de l'étude , pour les phases AOn et AOp.	100
4.7	Nombres d'années obtenues par phases suite aux analyses composites combinées entre SC/QBO et SC/AO.	103
4.8	Résumé des résultats sur les études composites combinées dans l'HN.	106
4.9	Résumé des jours julien de formation et de rupture du vortex dans l'HN.	112