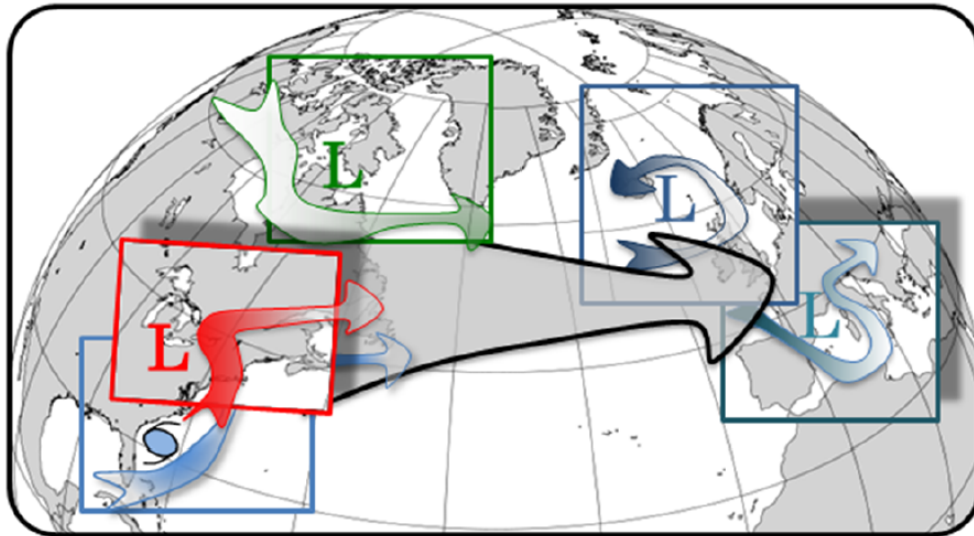


STAGE DE FIN D'ÉTUDES

M2 SOAC-DC

Université Paul Sabatier

Première Analyse de la campagne NAWDEX



Meryl WIMMER

Centre National de Recherches Météorologiques - CNRM/GMAP/RECYF

Encadré par Philippe ARBOGAST (CNRM/GMAP/RECYF)
et Gwendal RIVIÈRE (LMD)

Février-Août 2018

Résumé

Malgré de constantes améliorations des modèles numériques de prévisions du temps, la prévisibilité des cyclones extratropicaux n'est pas encore optimale. En effet, des erreurs toujours présentes, continuent d'entâcher les prévisions. Une des sources d'erreurs concerne la représentation des processus diabatiques (microphysique des nuages, rayonnement et turbulence) notamment dans les bandes transporteuses d'air chaud ("Warm Conveyor Belt" en anglais; WCB ci-après), une masse d'air chaud et humide qui s'élève au sein des dépressions et se dirige vers les pôles. C'est pourquoi le projet NAWDEX a vu le jour en 2014 dans le but d'accroître les connaissances relatives à l'impact de ces processus en altitude et d'améliorer leurs représentations dans les modèles numériques. Dans ce cadre, une campagne de mesure a été réalisée en automne 2016, avec 4 avions de recherche et des instrumentations au sol en Islande et en Europe de l'Ouest.

Lors de ce stage, une première analyse de cette campagne a été effectuée, plus précisément, sur le cas du cyclone extratropical du 02 octobre 2016. L'objectif était d'étudier les processus diabatiques au sein de la WCB de cette dépression. Pour cela, nous nous sommes basés sur deux vols, effectués par l'équipe SAFIRE, ayant échantillonné la WCB. De nombreuses trajectoires lagrangiennes de type WCB, de 24h, initialisées le long du trajet des deux vols, ont été calculées à partir des sorties de deux versions du modèle ARPEGE : la version opérationnelle de 2016 et la version incluant le schéma de convection PCMT. Afin de déterminer l'effet des processus diabatiques sur les anticyclones d'altitude, l'analyse a été orientée vers une étude de la vorticité potentielle.

Les trajectoires WCB ont connu un fort chauffage, principalement dû à la chaleur latente et sensible des nuages stratiformes, lors de leur ascendance. Gr ce à la décomposition de chaque source de vorticité potentielle, nous avons montré que la chaleur latente et sensible dégagée au sein des nuages convectifs et stratiformes principalement est à l'origine d'un apport de vorticité potentielle négatif en altitude. Cet apport explique l'intensification de l'anticyclone présent sur la Scandinavie.

Par ailleurs, nous avons noté quelques différences entre les deux versions d'ARPEGE. Comparé à la version opérationnelle, la prévision comprenant PCMT semble avoir un schéma de convection moins actif qui laisse donc une place plus importante à la partie résolue. C'est pourquoi cette version d'ARPEGE engendre de plus forts mouvements ascendants de grande échelle responsables de dégagements de chaleur latente et sensible plus importants. Enfin, cette version a tendance à produire plus de vorticité potentielle négative en milieu de troposphère et la version opérationnelle plutôt en haute troposphère. Malgré ces différences, il nous est, pour l'instant, impossible de déterminer laquelle de ces versions est la plus réaliste.

Mots-clés : Bande transporteuse d'air chaud ; Trajectoire Langragienne ; Processus Diabatiques ; NAWDEX ;

Table des matières

Résumé	0
Table des matières	1
Liste des acronymes	2
1 Etude de la bande transporteuse d'air chaud	3
1.1 Cyclones extratropicaux et bandes transporteuses d'air chaud	3
1.1.1 Modèle conceptuel des cyclones extratropicaux	3
1.1.2 Propriétés des bandes transporteuses d'air chaud	5
1.2 Campagnes de mesures déjà réalisées	6
1.3 Période d'observation intense 6 : 1-5 octobre 2016	7
2 Réalisation de trajectoires lagrangiennes pour évaluer les processus diabatiques au sein des bandes transporteuses d'air chaud	8
2.1 Données utilisées	8
2.1.1 Campagne de mesures NAWDEX	8
2.1.2 Prévisions ARPEGE	8
2.2 Modèles de trajectoires lagrangiennes	9
2.2.1 Méthode du modèle de trajectographie utilisé	10
2.2.2 Ensemencement	11
3 Validation des prévisions et de la méthode de trajectographie	12
3.1 Prévisions ARPEGE : Run0 / Run6	12
3.1.1 Comparaison aux données Radar	12
3.1.2 Comparaison aux données des dropsondes	14
3.2 Modèle de trajectoires	15
4 Impact des processus diabatiques présents au sein de la bande transporteuse d'air chaud	16
4.1 Processus diabatiques le long des trajectoires	16
4.2 Explication de la différence de chauffage en dessous de l'iso-0°C	19
4.3 Différences de PV entre les Run0 et Run6 et impact sur le vent	21
4.4 Impact des processus diabatiques sur l'anticyclone d'altitude	22
5 Conclusion	25
Conclusion personnelle	27
Remerciements	27
Bibliographie	29
Annexes	30
A Formule de la Vorticité Potentielle	30
A.1 Tendence de Vorticité Potentielle due à un gradient de chauffage	30
A.2 Tendence de Vorticité Potentielle due aux frottements	32
B Trajectoires lagrangiennes	34

Liste des acronymes

ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
CLIMAT	Conveyable Low-noise Infrared radiometer for Measurements of Atmosphere and ground surface Targets
DDH	Diagnostique sur Domaines Horizontaux
DLR	Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt
FAAM	Facility for Airborne Atmospheric Measurements
FASTEX	Fronts and Atlantic Storm Track EXperiment
HALO	High Altitude and LOng range research aircraft
IWC	Ice Water Content ou contenu en eau glacée
LNG	Leandre Nouvelle Generation
LWC	Liquide Water Content ou contenu en eau liquide
NAO	North-Atlantic Oscillation ou Oscillation Nord-Atlantique
NAWDEX	North Atlantic Waveguide Downstream impact EXperiment
PCMT	Prognostic Condensates Microphysics and Transport
PEARP	Prévision d'Ensemble ARPEGE
PV	Potential Vorticity ou vorticité potentielle
RALI	RAdar-LIdar
RASTA	Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des propriétés nuAgeuses
SAFIRE	Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement
T-PARC	THORPEX Pacific Asian Regional Campaign
T-NAWDEX	THORPEX North Atlantic Waveguide Downstream impact EXperiment
THORPEX	The Observing System Research and Predictability EXperiment
WCB	Warm Conveyor Belt ou bande transporteuse d'air chaud

1 Etude de la bande transporteuse d'air chaud

Chaque année, les cyclones extratropicaux causent de nombreux dégâts matériels et parfois même humains en Europe. Par exemple, les tempêtes Lothar et Martin de décembre 1999 ont provoqué, en Europe occidentale, la mort de plus de 88 personnes et ont coûté près de 50 milliards de francs (7 milliards €) aux assurances (latribune.fr, 2008).

La prévision et la compréhension de ces phénomènes sont donc cruciales pour les populations européennes. C'est pourquoi, ces dépressions ont été étudiées dès le début du XXème siècle. Avec l'apparition des modèles numériques de prévision du temps et de climat, la prévision météorologique a connu un net progrès ces dernières années (Bauer et al., 2015). Cependant, malgré ces améliorations, les modèles numériques peinent toujours à représenter correctement les phénomènes extrêmes tels que les événements de précipitations intenses et de forts vents présents au sein des cyclones extratropicaux (par exemple, Hewson et al. (2014))

Différentes sources d'erreurs des modèles de prévision du temps expliquent ces défauts. L'une d'entre elles concerne la représentation numérique des processus diabatiques (Dirren et al., 2003). Ces processus, par définition, sont associés à tout dégagement de chaleur, dû aux changements d'état de l'eau (chaleur latente), à la chaleur sensible, ou encore au rayonnement thermique et à la turbulence. Dans les modèles numériques, ces phénomènes, étant d'une échelle plus petite que la dimension de la maille, sont résolus grâce à des paramétrisations sous-maillages. Celles-ci demandent un grand nombre d'approximations responsables de fortes incertitudes des prévisions. Ces sources d'erreurs sont notamment particulièrement présentes au sein des dépressions des latitudes tempérées riches en air nuageux.

Au vu des problèmes actuellement rencontrés, il est donc nécessaire d'accroître nos connaissances sur les processus diabatiques et d'améliorer leurs représentations numériques afin de limiter les erreurs de prévision des dépressions.

1.1 Cyclones extratropicaux et bandes transporteuses d'air chaud

1.1.1 Modèle conceptuel des cyclones extratropicaux

Les cyclones extratropicaux sont des phénomènes météorologiques de moyennes latitudes associés à des minima de pression en surface et des anomalies de géopotentiel en altitude. Ces phénomènes, d'échelle synoptique avec une envergure de près d'un millier de kilomètres, voient le jour dans des zones baroclines, c'est-à-dire présentant un fort gradient méridional de température en surface avec un fort vent d'altitude : le courant-jet. Ces zones sont principalement situées à l'Ouest des océans où les gradients atmosphériques de température sont fortement contrastés par les courants marins. Ces dépressions se déplacent ensuite vers l'Est, emportées par le courant-jet, en suivant un rail de dépressions comme, par exemple, celui situé sur l'Atlantique Nord.

Depuis le début du XXème siècle, l'étude du cycle de vie des dépressions a permis d'établir différents schémas conceptuels d'évolution. Par exemple, dans le schéma de Shapiro and Keyser (1990) (figure 1), une petite perturbation (phase I) dans un front barocline entraîne une fracture frontale (phase II) provoquant la formation de fronts chaud et froid.

Les deux fronts se meuvent ensuite dans le sens cyclonique : les fronts chaud et froid se déplacent respectivement vers le Nord-Est et vers le Sud-Est, en tournant autour du minimum de pression. Puis, le front chaud passe de l'autre côté du minimum dépressionnaire. A cet instant, la dépression est en forme de T-bone (phase III) ; on parle alors de bent-back warm front ou front chaud rétrograde. La dépression est mature lorsque l'air chaud se retrouve piégée au centre de la dépression (phase IV).

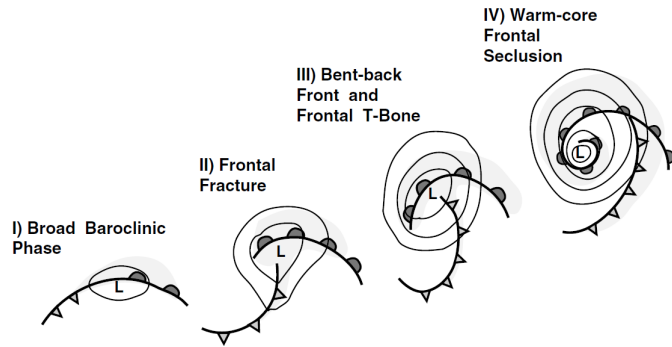


FIGURE 1 – Schéma conceptuel de l'évolution des cyclones extratropicaux de Shapiro et Keyser (Semple, 2003)

Cependant, d'autres modèles conceptuels existent pour caractériser les cyclones extratropicaux (Semple, 2003). Carlson (1980) a proposé un schéma conceptuel d'une évolution lagrangienne des cyclones extratropicaux. Pour cela, il considère des bandes transporteuses de masses d'air (ou conveyor belt) de plusieurs centaines de kilomètres de long, d'environ 1 km d'épaisseur et 100 km de large. On compte trois masses d'air principales :

- Bande transporteuse d'air chaud / Warm Conveyor Belt (Harrold, 1973) : Cette bande correspond à une masse d'air chaud et humide, en provenance du secteur chaud de surface et qui monte jusqu'à la haute troposphère (en cyan sur la figure 2). A cause de cette ascendance, l'air humide se condense. C'est pourquoi, celle-ci est particulièrement reconnaissable sur les images satellites car il s'agit, principalement, de la partie nuageuse des dépressions.
- Bande transporteuse d'air froid / Cold Conveyor Belt (Schultz, 2001) : Située en basse couche, elle s'enroule autour du minimum de pression en emportant l'air du secteur froid situé vers les pôles (en vert sur la figure 2). Par ailleurs, cette masse d'air est source de nuage car elle se charge en humidité par évaporation des précipitations dues à la Warm Conveyor Belt située juste au dessus d'elle.
- Intrusion sèche / Dry Intrusion (Reed and Danielsen, 1958) : Il s'agit d'une masse d'air sec provenant de la stratosphère et qui descend dans la haute troposphère (en rouge sur la figure 2). De part son apport d'air sec, celle-ci est particulièrement reconnaissable sur les images satellites car elle est à l'origine de l'évaporation de la tête nuageuse.

Pour certaines dépressions, notamment les tempêtes, on peut mentionner l'existence d'un jet de basses couches appelé Sting Jet (Browning, 2004), qui se caractérise par une masse d'air située dans le quart Sud-Ouest de la dépression, à l'avant de la Cold Conveyor Belt et qui occasionne de fortes rafales en surface (en bleu sur la figure 2).

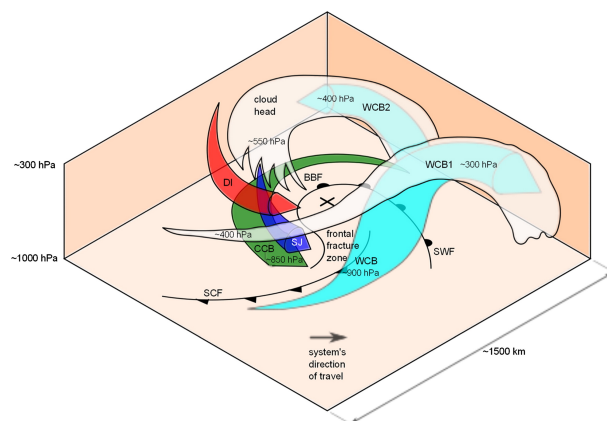


FIGURE 2 – Bandes transporteuses au sein des dépressions (Martinez-Alvarado et al., 2014)

Ici, nous allons plus particulièrement nous intéresser à la bande transporteuse d'air chaud. Etant une des principales sources de nuages dans les dépressions, celle-ci est riche en processus diabatiques responsables de nombreuses erreurs de prévision.

1.1.2 Propriétés des bandes transporteuses d'air chaud

La bande transporteuse d'air chaud ("Warm Conveyor Belt" en anglais ; WCB ci-après) permet de transporter, en direction des pôles, l'air chaud et humide de la couche limite atmosphérique marine subtropicale jusqu'à 280hPa, dans la haute troposphère. On identifie donc les trajectoires des WCB par une ascendance de 600hPa en 48h (Joos and Wernli, 2012).

Lors de cette élévation de masse d'air, il y a condensation de près de 12g/kg de vapeur, ce qui entraîne ainsi la formation de nuages (Madonna et al., 2014). En moyenne, on observe un maximum de contenu en eau nuageuse (LWC) à 700hPa et de contenu en eau glacée (IWC) à 550hPa. Avec la formation d'hydrométéores, les WCB sont une principale source de précipitations. Environ 40% des précipitations totales sur le globe sont dues à des WCB. Ce pourcentage peut atteindre 60% pour les précipitations extrêmes, voire jusqu'à 90% sur l'Atlantique et le Pacifique Nord, par exemple (Pfahl et al., 2014). Les nuages étant le lieu de processus diabatiques tels que l'émission de chaleur latente par condensation, la température potentielle y augmente de 26K à 40K en 48h (Madonna et al., 2014).

Cependant, d'autres grandeurs thermodynamiques sont altérées par la présence d'une WCB. C'est le cas de la vorticité potentielle (PV), qui est une grandeur conservative dans les milieux adiabatiques et sans frottements. Or dans les WCB, où il y a des échanges de chaleur et de la turbulence, le PV obéit à la loi suivante (Stoelinga, 1996) (les vecteurs sont notés en gras comme dans la notation anglosaxone) :

$$\frac{dq}{dt} = -\frac{1}{\rho} \left[(\mathbf{f} + \boldsymbol{\xi}) \cdot \nabla \dot{\theta} + \nabla \wedge \mathbf{F} \cdot \nabla \theta \right] \quad (1)$$

où q est la vorticité potentielle, ρ la masse volumique de l'air, \mathbf{f} le paramètre de Coriolis, $\boldsymbol{\xi}$ la vorticité relative, θ la température potentielle et \mathbf{F} la force de frottement. On voit, avec l'équation (1), que le PV peut être produit ou détruit par un gradient de chauffage $\nabla \dot{\theta}$ provenant de l'émission de chaleur sensible ou latente, du rayonnement ou de la turbulence (premier terme du second membre de l'équation (1)). Il peut être aussi modifié par l'effet de la turbulence sur le vent (second terme). (Voir Annexes pour le détail de l'équation (1)).

Ainsi, lorsqu'il y a un maximum de chauffage, le PV est produit en dessous et à l'Ouest de ce maximum et détruit au dessus et à l'Est (Joos and Wernli, 2012). En outre, Chagnon et al. (2013) a montré, en séparant les différentes sources de chauffage, que la production de PV en dessous du maximum de chauffage était due principalement aux phénomènes de couche limite (convection et turbulence), alors que la destruction de PV au dessus de cet extremum provenait du rayonnement. Remarquons que la production de PV dans les basses couches peut permettre l'intensification d'une dépression (Binder et al., 2016).

Après une forte ascendance, la masse d'air peut prendre deux directions. Soit elle s'enroule autour du coeur dépressionnaire et forme la tête nuageuse de la dépression. Soit

elle est prise dans les flux anticycloniques d'altitude situés à 300hPa, en aval du courant-jet. Seulement 6% de la WCB dépasse la surface 2PVU, correspondant à la tropopause et atteint donc la stratosphère (Eckhardt et al., 2004).

D'un point de vue climatologique, les WCB se produisent principalement entre 25°N(S) et 50°N(S). Elles prennent source au dessus des bords ouest des océans, en particulier sur l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord (Madonna et al., 2014). Sur l'Atlantique Nord, ces phénomènes connaissent une forte variabilité saisonnière : on trouve huit fois plus de WCB en hiver. Par ailleurs, l'Oscillation Nord-Atlantique influe sur ceux-ci : on constate 12% de WCB en plus lorsque l'indice NAO est positif (Eckhardt et al., 2004).

1.2 Campagnes de mesures déjà réalisées

Depuis les années 1990, différentes campagnes de mesures ont permis de fournir bon nombre d'informations sur les WCB, grâce, notamment, à l'emploi des modèles de trajectoires lagrangiennes.

Concernant la chimie de l'atmosphère, par exemple, une campagne de mesures réalisée en 1997 en Mer du Nord a permis d'étudier le transport de l'ozone de basse couche en atmosphère libre par les WCB (Vaughan et al., 2003).

De plus, il a été montré, à l'issue de l'expérience FASTEX (Joly et al., 1997) menée en 1997, que le gradient de chauffage et la vortacité potentielle sont liés (Pomroy and Thorpe, 2000).

Puis, dans les années 2000, le projet THORPEX a organisé plusieurs campagnes de mesures pour améliorer les prévisions. Parmi elles, on compte la campagne T-PARC de 2008. Celle-ci a permis de montrer, grâce à des mesures de lidar, que les fortes erreurs de prévision sont en partie dues à la mauvaise représentation des processus nuageux dans les paramétrisations physiques (Schäfler and Harnisch, 2015). Une étude des processus diabatiques s'est donc imposée et il a très vite été question de réaliser une campagne de mesures pour étudier ces processus.

Afin de mieux appréhender cette future campagne, le projet T-NAWDEX a réalisé, en 2012, des mesures aéroportées en Europe dans l'optique de développer les outils nécessaires à la future campagne (Schäfler et al., 2014). Ainsi, un système de prévisions d'ensemble a été utilisé pour estimer la prévisibilité des WCB. Ceci a abouti à l'élaboration du logiciel Met.3D aidant à la planification de campagnes de mesures aéroportées spécialement pour les WCB (Rautenhaus et al., 2012).

Enfin, le groupe Predictability and Dynamical Processes du programme THORPEX a développé, en 2014, le projet international NAWDEX. Celui-ci a pour but de mieux déterminer le cycle de l'eau et les effets du diabatisme sur l'écoulement aval du courant-jet. Soutenu par le Programme de Recherche Mondial sur le Temps de l'Organisation Météorologique Mondiale, ce projet regroupe principalement des pays d'Europe et d'Amérique tels que l'Allemagne, Royaume-Uni, Etats-Unis, France, Canada ...

Grâce au déploiement de 4 avions de recherche (le Falcon 20 de SAFIRE, le HALO et le Falcon 20 du DLR, un BAe-146 du FAAM), une campagne de mesures aéroportées a été mise en place en automne 2016 pour échantillonner des WCB. Pour la partie française, une quinzaine de vols ont été effectués par le Falcon 20 de SAFIRE au large de l'Islande. A bord, se trouvaient un radiomètre infra-rouge CLIMAT et la plateforme RALI comprenant un lidar à haute résolution spatiale LNG et un radar millimétrique Doppler

RASTA à 95GHz. En outre, un ensemble de dropsondes, radiosondes et mesures au sol plus fréquentes sont venues compléter ces données de mesures (Rivière et al., 2016).

1.3 Période d’observation intense 6 : 1-5 octobre 2016

Dans le cadre de ce stage, une première analyse de la campagne NAWDEX a été réalisée. Plus précisément, l’intérêt s’est porté sur la dépression du 02 octobre 2016 de l’Atlantique Nord. Celle-ci s’est formée au large de Terre-Neuve le 01 octobre et s’est intensifiée en se déplaçant vers l’Est. Elle a atteint son apogée, le 02 octobre avec une pression de surface au niveau de la mer de 960hPa à 21hUTC au large de l’Islande. L’anomalie de surface se retrouve en altitude où un très bas géopotential est observé (figure 3). La situation météorologique est un peu particulière : une dorsale s’étire de l’Espagne à l’Irlande formant un anticyclone sur la Scandinavie le 3 octobre. Cet anticyclone persistera sur l’Europe, créant ainsi une situation de blocage pendant une dizaine de jours. D’après Schäfler et al. (2018), cette période a connu une faible visibilité en raison de la formation du blocage. En effet, le déclenchement de ce régime de temps et son évolution représentent une difficulté pour la prévision météorologique (Ferranti et al., 2015). Il y a donc tout un intérêt à étudier les conséquences de la dépression sur l’anticyclone scandinave.

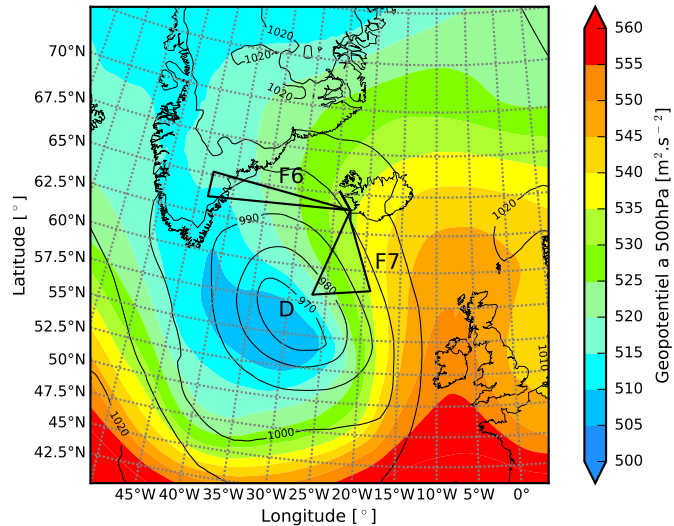


FIGURE 3 – Carte d’analyse ARPEGE de la situation météorologique du 2 octobre 2016 à 12h UTC, avec, en fond coloré le champ de géopotential à 500hPa et le champ de pression (en hPa) au niveau de la mer en isoligne. Les trajets des vols F6 et F7 sont représentés en ligne noire.

Au cours de cette journée du 2 octobre, où le minimum de dépression se trouvait au Sud-Ouest de l’Islande, l’équipe SAFIRE a réalisé deux vols scientifiques au large de l’Islande. En ce qui concerne le premier (vol F6), le Falcon 20 a décollé de Keflavik à 8h37 UTC et a réalisé un trajet de 3h30 à l’Ouest de l’Islande, jusqu’au Groenland. Un échantillonnage de la partie Nord de la dépression, correspondant ainsi au flux sortant de la WCB a pu être réalisé. Puis, l’avion a effectué un second vol (vol F7) l’après-midi de 3h30 et est resté à l’Est du minimum de pression afin d’être dans la partie ascendante de la WCB du cyclone. Les trajectoires des deux vols sont visibles sur la figure 3.

Lors de ce stage, l’impact des différents processus diabatiques au sein de la WCB en altitude a été étudié. Pour ce faire, un ensemble de trajectoires lagrangiennes de 24h, initialisées le long du trajet de l’avion (vols F6 et F7) et ayant les propriétés des WCB, ont été calculées à partir des sorties du modèle ARPEGE (Courtier et al., 1991). En décomposant les contributions de chaque processus diabatiques, nous avons pu estimer les différentes sources de chauffage et de PV et établir l’impact en altitude des processus diabatiques. Par ailleurs, l’étude a été réalisée à l’aide de schémas de convection différents, permettant ainsi d’étudier leurs caractéristiques respectives.

2 Réalisation de trajectoires lagrangiennes pour évaluer les processus diabatiques au sein des bandes transporteuses d'air chaud

2.1 Données utilisées

2.1.1 Campagne de mesures NAWDEX

Lors de la campagne de mesures NAWDEX, le Falcon 20 de SAFIRE avait embarqué un radiomètre infra-rouge CLIMAT et la plateforme RALI (lidar + radar). L'ensemble de ces appareils a permis d'accéder à divers mesurables.

Le radar, en mesurant la réflexion d'une onde acoustique émise à 95GHz, peut évaluer la réflectivité radar des nuages ainsi que leur vitesse Doppler. On peut donc, à partir de cette vitesse, en déduire le vent 3D à l'endroit où il y a des nuages. Le lidar, quant à lui, émet une onde à 3 longueurs d'ondes différentes (355, 535 et 1064nm) dans une seule direction. Il mesure le rayonnement rétrodiffusé par les aérosols. Plus précisément, il permet d'accéder aux coefficients de rétrodiffusion et à la dépolarisation de cette onde. Ensemble, ces deux appareils permettent d'obtenir, grâce à des équations théoriques ou empiriques, l'épaisseur optique, le LWC (quantité d'eau liquide présente dans un volume d'air), l'IWC (quantité de glace présente dans un volume d'air), le rayon effectif des goutellettes et cristaux, la vitesse de sédimentation ou encore le facteur de forme des hydrométéores (Protat et al., 2004).

Par ailleurs, notons que pour le vol F6, le Falcon 20 du DLR a réalisé le même trajet allant de Keflavik au Groenland que le Falcon 20 de SAFIRE, avec 15 minutes d'avance. Cet avion ayant embarqué un lidar H₂O-DIAL à 935nm, les mesures des deux avions étaient très proches temporellement et spatialement. Nous avons donc rassemblé les données de ces deux vols afin qu'elles se complètent. Pour le vol F7, en raison de problèmes techniques, le Falcon 20 du DLR n'a pu décoller. Nous ne disposons donc que des données de l'avion français. Enfin, en plus de ces mesures aéroportées, 9 dropsondes ont été lancées durant le vol F6. Celles-ci ont mesuré, entre autres, la température, l'humidité et la pression lors de leur chute.

Ces mesures in-situ ont été utilisées pour valider les prévisions du modèle ARPEGE (voir section 3).

2.1.2 Prévisions ARPEGE

Lors de cette étude, le modèle global opérationnel de prévision du temps ARPEGE a été utilisé. Ce modèle planétaire a une résolution horizontale de 10km sur la France et de 60km aux antipodes. Sur le domaine qui nous intéresse, plus précisément, au large de l'Islande, la résolution ne dépasse pas les 15km. Sur la verticale, le modèle comprend 90 niveaux de sigma-pression, ce qui équivaut à une résolution allant de 15m à 50km.

Par ailleurs, nous disposons des données de deux versions différentes d'ARPEGE :

- Run0 : version opérationnelle en 2016 qui comprend le schéma de convection de Bougeault (1985) et,
- Run6 : version incluant le schéma de convection PCMT (Piriou et al., 2007).

Ces deux versions diffèrent de part leur schéma de convection et correspondent à deux membres de la prévision d'ensemble PEARP.

Pour l'étude de la dépression du 2 octobre 2016, nous avons utilisé les prévisions du 01 octobre à 12h, soit près d'un jour avant les vols F6 et F7. Plus précisément, il s'agit des échéances entre 20,5h et 23,75h pour le vol F6 et entre 25,75h et 28,25h pour le vol F7.

Par ailleurs, pour réaliser nos trajectoires lagrangiennes, il nous faut une résolution spatiale et temporelle suffisante (Stohl, 1998) (Bowman et al., 2013). Nous nous sommes donc appuyés sur des sorties produites toutes les 15 minutes, et ayant une résolution horizontale de 0.5° par 0.5° , c'est-à-dire, une résolution proche de celle du modèle sur cette région du globe. Enfin, comme nous souhaitons étudier les processus diabatiques, l'outil DDH (Diagnostique sur Domaines Horizontaux) permettant de quantifier l'impact d'un processus sous-maille sur une grandeur physique, a été utilisé afin de fournir les tendances de températures potentielles θ et de vent \vec{v} nécessaire pour le calcul de la tendance du PV (eq. 1). Nous disposons ainsi des tendances de températures potentielles dues à l'eau nuageuse liquide et solide, c'est-à-dire dues à la :

- chaleur latente dégagée lors des changements d'état de l'eau liquide,
- chaleur sensible dégagée par l'eau liquide,
- chaleur latente dégagée lors des changements d'état de la glace,
- chaleur sensible dégagée par la glace,

et ce, pour les nuages convectifs (issus de la partie non résolue du modèle) et stratiformes (issus de la partie résolue du modèle). Nous disposons également, des tendances de températures potentielles dues aux rayonnements visible et thermique ainsi qu'au mélange dû à la turbulence et à la convection. Enfin, nous avons les tendances de vitesse, sur les 2 dimensions horizontales, conséquentes à la turbulence et à la convection. Cette décomposition selon chaque processus n'est pas sans rappeler l'étude de Chagnon et al. (2013), entre autres.

2.2 Modèles de trajectoires lagrangiennes

Pour étudier les mouvements atmosphériques, il existe deux approches : l'approche eulérienne qui étudie les propriétés de l'atmosphère en un point donné et l'approche lagrangienne qui consiste à suivre une particule d'air tout au long de sa trajectoire. Comme les WCB sont des objets semi-lagrangiens, nous avons donc utilisé la seconde approche et calculé des trajectoires lagrangiennes. Or, il existe deux types de trajectoires lagrangiennes :

- les trajectoires cinématiques, où seul le vent intervient dans le calcul de la trajectoire, par exemple les trajectoires isobares, et
- les trajectoires dynamiques, où des traceurs (température potentielle,...) sont pris en compte afin que ceux-ci restent conservés le long de la trajectoire. Parmi celles-ci, on compte les trajectoires isentropes, par exemple.

Différents modèles de trajectoires lagrangiennes sont dédiés à ces deux types de trajectoires, tels que, HYSPLIT, FLEXTRA, ou encore, UGAMP (Sprenger and Wernli, 2015). Ceux-ci diffèrent de part leurs interpolations spatiales ou le nombre d'itérations par pas de temps, ... Ils ont beaucoup été utilisés dans le cadre d'études de chimie de l'atmosphère, par exemple, étude des échanges stratosphère/troposphère d'ozone et de vapeur d'eau, des transports de polluants, de cendres volcaniques, de composés radioactifs, de pous-

sières sahariennes, ... (Stohl, 1998). Mais ces modèles sont aussi usités en dynamique de l'atmosphère comme, par exemple, l'étude des flux orographiques ou les cyclones extratropicaux. Le logiciel LAGRANTO, développé par l'Eidgenössische Technische Hochschule de Zürich, est particulièrement adapté dans la production de trajectoires ayant les caractéristiques des WCB (Sprenger and Wernli, 2015).

2.2.1 Méthode du modèle de trajectographie utilisé

Pour notre étude des processus diabatiques au sein de la WCB, nous avons utilisé le modèle de trajectographie établi par des étudiants de l'Ecole Nationale de la Météorologie.

Comme tous les modèles de trajectoires existants, ce modèle est basé sur le même principe à savoir la résolution de l'équation suivante :

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = \mathbf{v}(\mathbf{x}) \quad (2)$$

où $\mathbf{x} = (x, y, z)$ est la position d'un point de la trajectoire à un instant donné et $\mathbf{v} = (u, v, w)$ le vent en ce point. En intégrant numériquement cette équation entre deux instants t_0 et t_1 , un modèle de trajectoire peut reconstituer la trajectoire d'une particule à partir d'un point d'ensemencement. Une première solution de cette équation est :

$$\mathbf{x}(t_1) = \mathbf{x}(t_0) + \Delta t \left. \frac{d\mathbf{x}}{dt} \right|_{t_0} = \mathbf{x}(t_0) + \Delta t \mathbf{v}(\mathbf{x}(t_0)) \quad (3)$$

En itérant pour chaque pas de temps, on peut obtenir les différentes positions d'une particule d'air le long de sa trajectoire. Une amélioration de cette solution consiste à utiliser le vent au point milieu de t_0 et t_1 . Or cette vitesse est inconnue. Il faut donc utiliser des méthodes itératives (schéma prédicteur-correcteur) adaptées pour construire la solution de proche en proche. Plus précisément, la méthode que nous avons utilisée, consiste à suivre le protocole suivant. A partir d'un point d'ensemencement noté $\mathbf{x}_0 = (x_0, y_0, z_0)$, on interpole linéairement le champ de vent \mathbf{v}_0 au point \mathbf{x}_0 . Ensuite, on advecte ce point \mathbf{x}_0 , par la vitesse \mathbf{v}_0 et on obtient ainsi un nouveau point \mathbf{x}'_0 . On calcule ensuite, avec la même interpolation, le vent au point milieu de \mathbf{x}_0 et \mathbf{x}'_0 . On obtient \mathbf{v}'_0 utilisé pour le calcul de la nouvelle position de la particule. En réitérant ce procédé plusieurs fois, la méthode va converger vers une position finale \mathbf{x}_1 , correspondant à la position de la particule au pas de temps suivant t_1 et une vitesse \mathbf{v}_1 . Notons que, lors d'un précédent stage, Ducongé (2016) a montré que seulement 2 itérations suffisaient pour que la méthode converge. Ainsi, en appliquant cette méthode pour chaque pas de temps, on peut ainsi reconstruire l'ensemble des positions d'une trajectoire (x_0, x_1, \dots, x_n) .

D'autres grandeurs physiques ont également été interpolées en chaque point de la trajectoire, telles que la température potentielle, le PV, l'humidité relative, l'IWC, ..., mais aussi les tendances de température potentielle et de vent. Or, ces dernières (issues des DDH) sont restituées selon une grille irrégulière différente de celle des données météorologiques standards. Rappelons que cette grille irrégulière est une grille étirée dont le pôle de résolution maximale est située sur le centre de la France. Pour interpoler ces données au point de la trajectoire, différentes méthodes ont été mises en oeuvre. Par exemple, une méthode, non présentée ici, consiste à interpoler directement les tendances de température potentielle et vent au point de la trajectoire. La méthode présentée ici réalise une première interpolation pour que les variables issues des DDH soient sur la grille des

variables météorologiques standards, puis, effectue une seconde interpolation pour obtenir ces variables au point de la trajectoire. Notons que les deux interpolations utilisées sont toutes les deux linéaires.

2.2.2 Enseignement

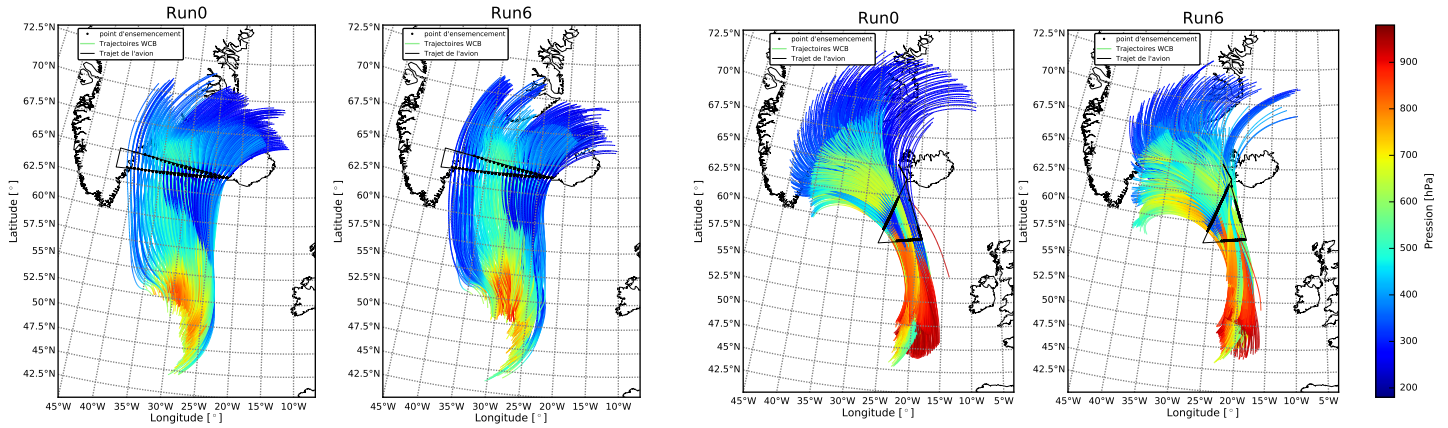
Pour les deux vols, j'ai effectué un enseignement le long du trajet de l'avion. Cet enseignement se fait selon l'horizontale (le long du trajet) et selon la verticale. L'ensemble des caractéristiques de ces enseignements est résumé dans le tableau 1. Remarquons que l'enseignement du vol F6 se fait à une altitude moins basse que celui du vol F7 situé en mer car l'avion survolant le Groenland, l'enseignement doit se faire au dessus du relief de celui-ci. Les deux vols formant chacun un triangle, les enseignements ont été décomposés suivant chaque côté de celui-ci. Pour chaque segment du vol, les trajectoires ont été initialisées à l'instant où l'avion commence à parcourir le segment. Ces horaires sont présentés dans le tableau 1.

Vol		F6	F7
Nombre de points sur l'horizontale		59	84
Nombre de points sur la verticale		50	63
Nombre de points total		2950	5292
Pression minimale (hPa)		800	975
Pression maximale (hPa)		175	187.5
Temps de trajectoires vers le passé		18h	12h
Temps de trajectoires vers le futur		6h	12h
Horaire d'initialisation des trajectoires	Segment1	8h30	13h45
	Segment2	10h15	14h45
	Segment3	10h30	15h15

TABLE 1 – *Caractéristiques des enseignements pour chaque vol*

Pour les deux vols, des trajectoires vers le passé (rétrotrajectoires) et vers le futur ont été calculées. Pour le vol F7 qui a échantillonné la partie ascendante de la WCB, nous avons centré ces trajectoires de 12h sur le temps de vol. Pour le vol F6 qui a mesuré la partie sortante de la WCB, nous avons effectué des trajectoires de 18h vers le passé et 6h vers le futur afin de conserver la partie ascendante de ces trajectoires. Mis bout-à-bout, ces trajectoires vers le passé et le futur donnent des trajectoires de 24h. Ainsi on a obtenu près de 3000 trajectoires pour le vol F6 et 5000 pour le vol F7.

Afin de ne garder que celles ayant les propriétés des WCB, nous avons appliqué le critère d'une ascension de 300hPa en 24h. Ne disposant pas de trajectoires de 48h, le critère de Joos and Wernli (2012) de 600hPa en 48h, a donc été simplement divisé par deux. Au final, nous avons retenu pour les 2 versions d'ARPEGE, environ 500 trajectoires pour le vol F6 et 900 pour F7. La pression le long de ces trajectoires est représentée sur la figure 4. Les détails concernant le nombre de trajectoires sont présentés en Annexes.



(a) Vol F6

(b) Vol F7

FIGURE 4 – Pression le long des trajectoires de 24h des vols F6 et F7. Les points noirs sont les points d'ensemencement et le trait continu, le trajet de l'avion.

3 Validation des prévisions et de la méthode de trajectographie

3.1 Prévisions ARPEGE : Run0 / Run6

3.1.1 Comparaison aux données Radar

Avant d'analyser les processus diabatiques le long des trajectoires, il nous faut d'abord valider les prévisions ARPEGE. Comme évoqué précédemment, le Falcon 20 de SAFIRE avait embarqué un radar Doppler, permettant ainsi de mesurer le vent sur la verticale le long du trajet de l'avion. Rappelons que les données du vol F6 sont complétées par les mesures du Falcon 20 du DLR. Les mesures de vent sont représentées sur la figure 5. Nous constatons que pour le vol F7 (figure 5.b), les vents horizontaux sont bien plus forts que pour le vol F6 (figure 5.a) car le vol F7 était plus proche du centre dépressionnaire. Par ailleurs, pour les deux vols, on peut noter un maximum de vent en haute altitude, ce qui correspond au courant-jet. Pour le vol F6, un vent de basse couche de 35m/s est mesuré à 1km d'altitude de part et d'autre du Groenland (9h30 à 10h et 10h30 à 10h45). De plus pour le vol F7, un jet de basse couche est visible à 900hPa entre 14h45 et 15h ainsi qu'à 15h30. Ce vent est situé dans le secteur froid de la dépression.

La figure 6 représente les coupes verticales de vent le long des vols F6 (figure 6.1) et F7 (figure 6.2) pour les deux prévisions (Run0 : figures 6.1a et 2a, Run6 : figures 6.1b et 2b). En comparant la figure 6 et 7, on peut constater, pour le vol F6, que les deux prévisions représentent plutôt bien le vent en altitude mais sous-estiment celui situé de part et d'autre du Groenland. Pour ce dernier, il est difficile de dire quelle prévision est la plus réaliste. En revanche, en ce qui concerne le courant-jet d'altitude, le Run6 semble davantage correspondre aux valeurs in-situ plus particulièrement en ce qui concerne le maximum de vent mesuré à 10h. Cependant, pour le vol F7, le Run0 semble mieux représenter l'intensité du vent de basses couches. De manière générale, les deux prévisions semblent plutôt bien représenter la réalité, avec quelques erreurs sur l'intensité des vents. Cependant, cette analyse qualitative ne nous permet pas de déterminer quelle prévision est la plus réaliste.

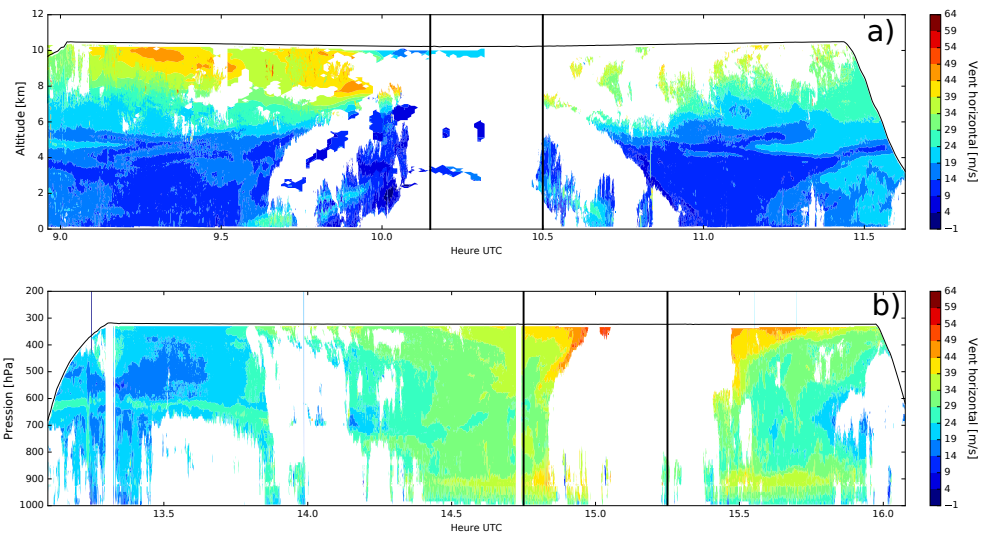


FIGURE 5 – Coupe verticale de vent horizontal le long des vols F6 (a : Falcon 20 de SAFIRE + Falcon 20 du DLR) et F7 (b : Falcon 20 de SAFIRE).

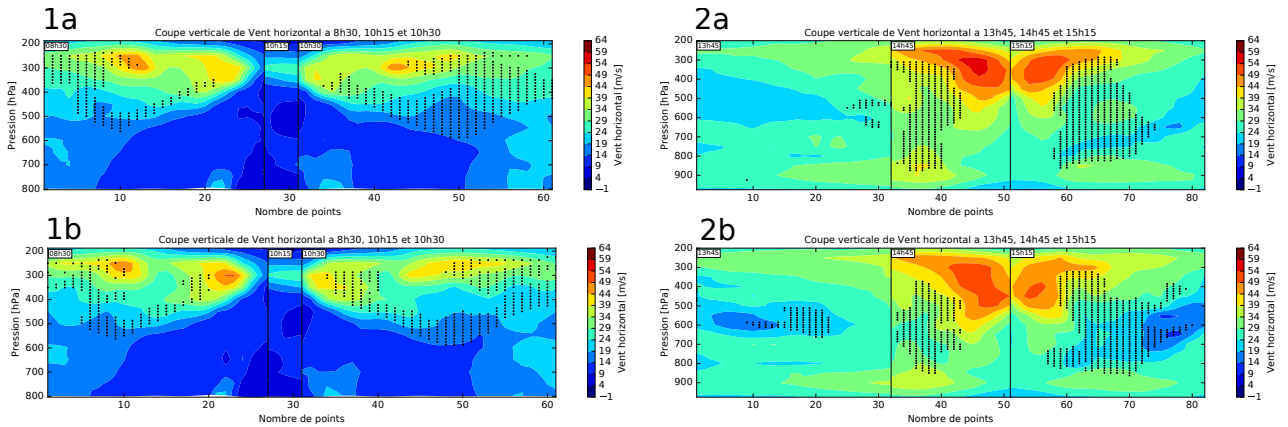


FIGURE 6 – Coupe verticale de vent horizontal le long des vols F6 (1) et F7 (2) pour le Run0 (a) et le Run6 (b). Les points noirs correspondent aux points d'intersection entre les trajectoires WCB et le plan du vol.

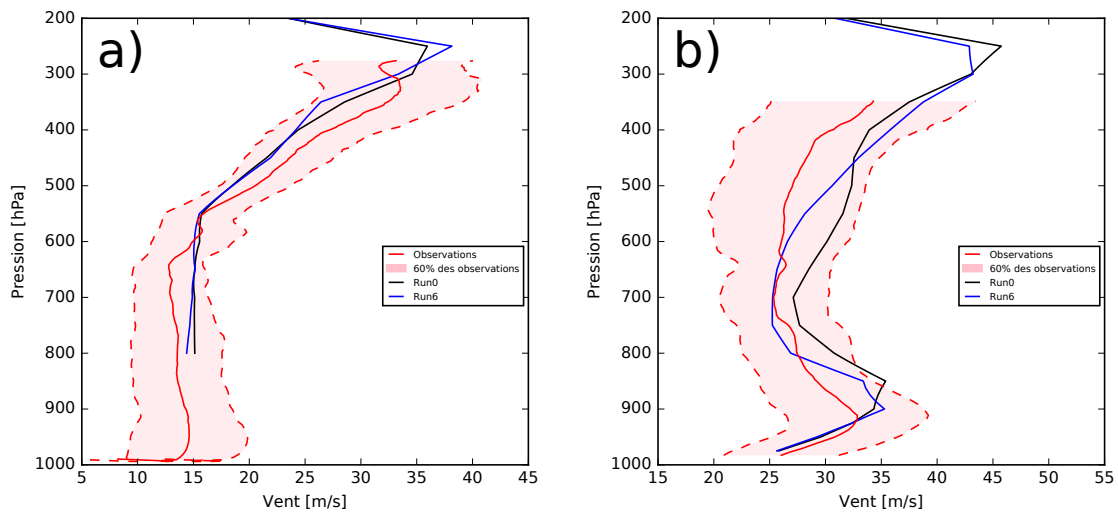


FIGURE 7 – Profils verticaux moyens de vent horizontal le long des vols F6 (a) et F7 (b). Les données in-situ sont en rouge, du Run0 en noir et du Run6 en bleu. La plage colorée correspond à 60 % des mesures in situ.

Pour une distinction quantitative des deux prévisions, nous avons étudié les profils de vent moyen le long du trajet de l'avion. Nous pouvons constater sur la figure 7, que les profils verticaux de vent moyen, pour les deux vols et les deux prévisions (Run0 : noir, Run6 : bleu) donnent des résultats semblables et cohérents avec les observations (en rouge) : ces profils se trouvent parmi 60% des valeurs des observations (zone colorée). Pour le vol F6 (figure 7.a), Run0 et Run6 ont des profils verticaux moyens très semblables. Cependant, pour le vol F7, le minimum de vent situé à 700hPa semble faire la différence entre les deux prévisions. Ce minimum est sous-estimé pour le Run0. Le Run6 semble le mieux correspondre aux mesures in-situ.

3.1.2 Comparaison aux données des dropsondes

Nous avons également comparé les deux prévisions aux mesures fournies par les dropsondes lancées pendant le vol F6. Plus précisément, 9 dropsondes n° ont été lancées. Seules quelques-unes sont présentées ici.

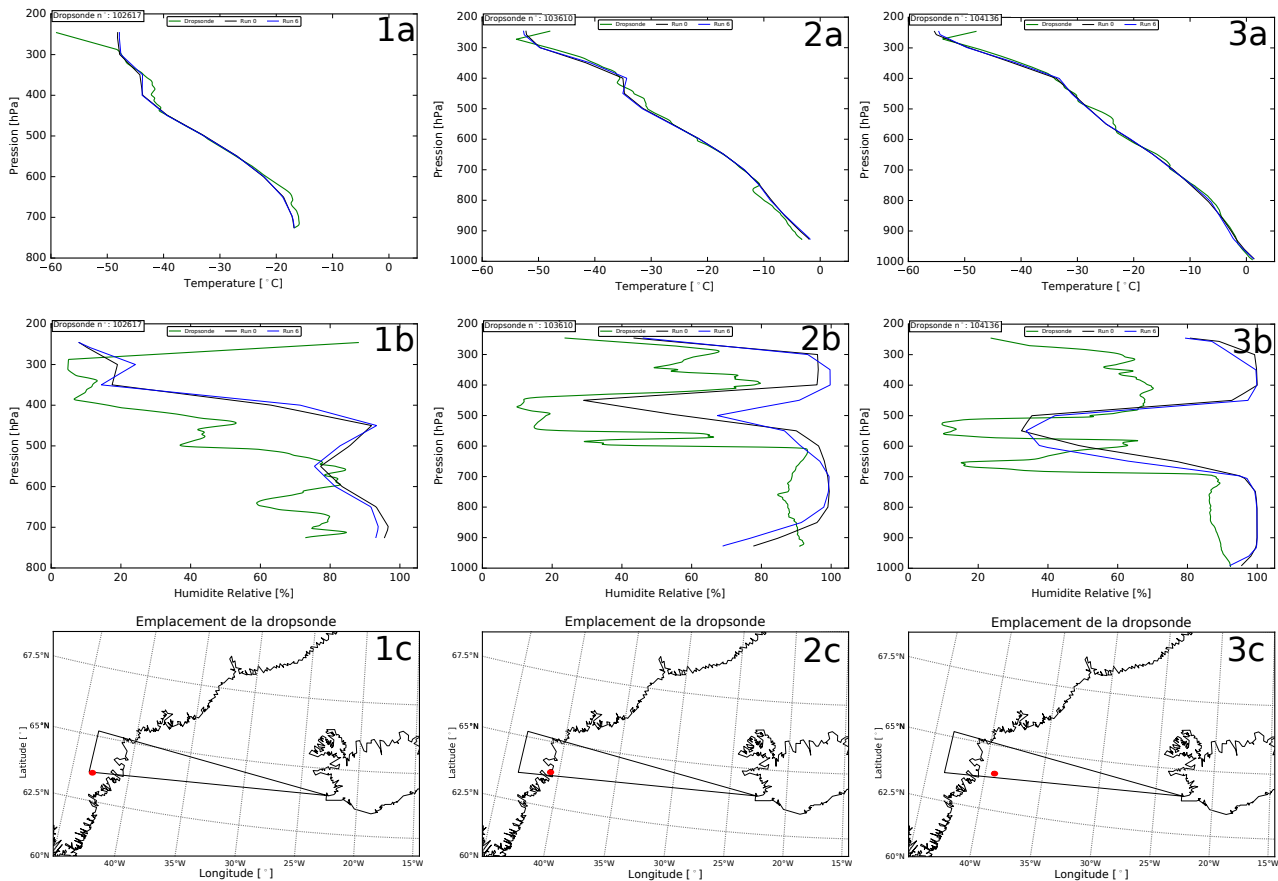


FIGURE 8 – Profils verticaux de température (a) et humidité relative (b) ainsi que l'emplacement (point rouge : c) des dropsondes (1, 2 et 3) lancées lors du vol F6. Les données in-situ sont en vert, du Run0 en noir et du Run6 en bleu.

La figure 8 montre les différents résultats obtenus pour 3 dropsondes. Pour les dropsondes 2 et 3 (figure 8.2a et 3a), les profils verticaux de température des deux prévisions (noir : Run0, bleu : Run6) sont très similaires aux mesures in situ (vert). Or, la dropsonde n°1 (figure 8.1a) montre une différence de niveau de la tropopause. En effet, le changement de gradient de température indiquant la tropopause, se situe à 450hPa sur les données de la dropsonde (vert) et à 400 hPa pour les deux prévisions. Il semblerait donc que la tropopause soit plus basse de 50hPa dans la réalité par rapport aux deux modèles.

Par ailleurs, en ce qui concerne les profils d'humidité relative, pour certaines dropsondes, la différence entre le Run0 et le Run6 est difficile à établir (8.1b, 8.3b). Cependant, il ne s'agit là que de deux exemples. Sur l'ensemble des 9 dropsondes, les profils d'humidité relative montrent une meilleure correspondance entre le Run0 et les mesures in-situ qu'avec le Run6. Le profil le plus parlant est présenté dans la figure 8.2.b.

Ainsi, contrairement aux données radar, la comparaison avec les données des dropsondes semble indiquer que le Run0 corresponde le mieux à la réalité. Au vu de ces résultats, il est donc impossible de dire si l'une des versions d'ARPEGE est plus réaliste que l'autre. Par conséquent, les diagnostics lagrangiens mis en place dans la suite de ce travail seront appliqués à ces deux prévisions. C'est là, l'opportunité d'aborder la question de robustesse de la démarche.

3.2 Modèle de trajectoires

Pour valider notre modèle de trajectoire, nous avons calculé l'intégrale des tendances de température potentielle et de PV le long de toutes les trajectoires (non-WCB incluses) et comparé ce résultat à la différence de température potentielle et de PV entre le début et la fin des trajectoires.

$$\Delta\theta = \int \dot{\theta} dt \quad \Delta q = \int \dot{q} dt \quad (4)$$

Or, si les relations (4) sont des équations exactes, alors il existe un unique chemin ou trajectoire possible pour la particule d'air. Ceci se traduit par le fait que les quantités $\Delta\theta$ (Δq) et $\int \dot{\theta} dt$ ($\int \dot{q} dt$), estimées de manières différentes, doivent avoir des valeurs (ou représentations graphiques) identiques. Ainsi, le modèle de trajectoire sera validé. Cependant, notons que cette validation n'est pas complète car il s'agit d'une condition nécessaire mais non suffisante.

La figure 9 montre les résultats de ces deux calculs pour les deux versions d'ARPEGE remis à l'emplacement du vol F7. Il s'agit de coupe verticale le long du vol. La colonne de gauche représente l'intégrale des tendances et la colonne de droite la différence entre le début et la fin des trajectoires. Les points noirs représentent les points d'ensemencement de trajectoires WCB, autrement dit, l'intersection des particules WCB avec le plan du vol.

Pour la température potentielle (figure 9.a, 9.b, 9.c et 9.d), nous constatons que les patches négatifs et positifs, respectivement en bleu et rouge, sont bien corrélés spatialement. Remarquons cependant l'existence de fortes erreurs au niveau de la tropopause. Ceci est dû au fait qu'à cet endroit, le gradient de température potentielle est très élevé. La moindre erreur sur la position de la trajectoire peut entraîner de très fortes erreurs de température potentielle.

Pour le PV (figure 9.e, 9.f, 9.g et 9.h), la ressemblance entre l'intégrale du PV et la différence de PV est moins frappante, en particulier en ce qui concerne l'intensité. Mais, malgré ces différences, la position des extrema positifs et négatifs de PV coïncide. Nous retrouvons les erreurs au niveau de la tropopause car le PV est proportionnel au gradient de température potentielle.

Pour le vol F6 (non montré dans ce rapport), nous constatons des résultats similaires. Comme les patches positifs et négatifs coïncident, nous décidons donc de valider le modèle de trajectoire, malgré quelques différences dans l'intensité en PV, en particulier pour le Run0 dans le secteur froid (entre 40 et 60 en abscisse) et le Run6 dans la partie WCB.

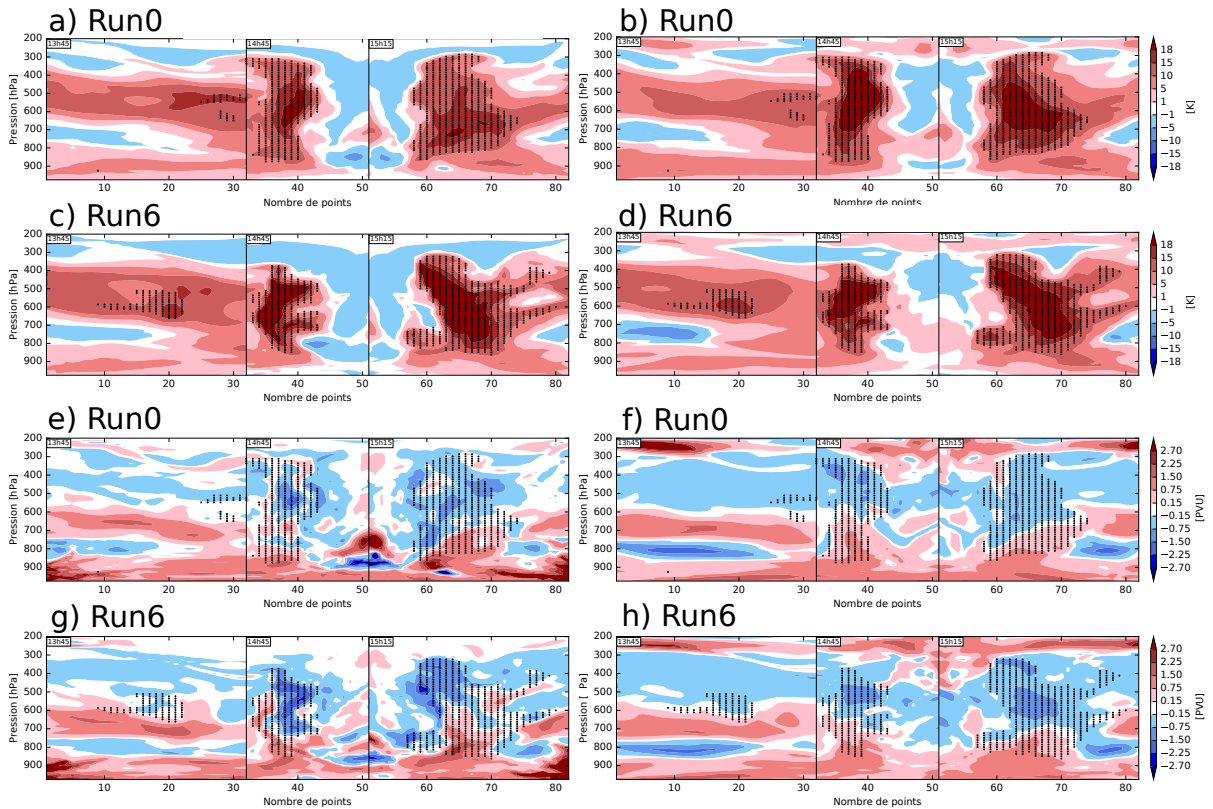


FIGURE 9 – Coupe verticale le long du vol F7 de l'intégrale des tendances (1ère colonne) et différence entre le début et la fin des trajectoires (2ème colonne) de température potentielle (lignes 1 et 2) et PV (lignes 3 et 4). Chaque cadre du graphique correspond à un segment du vol.

4 Impact des processus diabatiques présents au sein de la bande transporteuse d'air chaud

4.1 Processus diabatiques le long des trajectoires

Au cours de leur trajectoire, les particules ont connu différents processus diabatiques qui ont altéré le chauffage et le PV. Nous allons présenter ici, presque exclusivement, les résultats obtenus pour le vol F7.

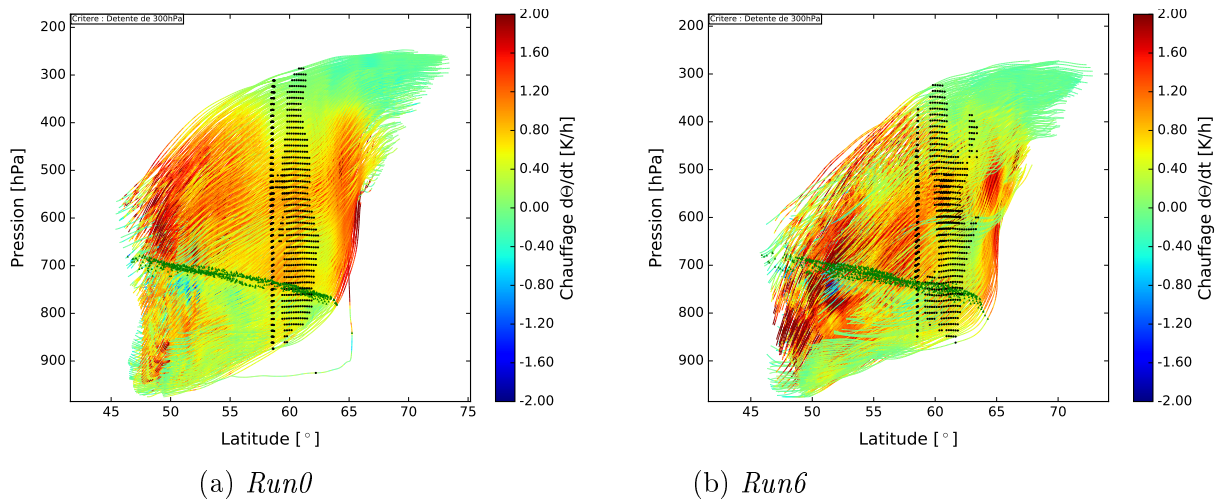


FIGURE 10 – Vue latitudinale du chauffage total (couleur) le long des trajectoires WCB issues du vol F7. Points d'ensemencement en points noirs. Points où les trajectoires traversent l'iso-0°C en triangles verts.

Les trajectoires étudiées ont toutes pris naissance au dessus de l’Océan Nord Atlantique, au Sud de l’Islande entre 975hPa et 550hPa et ont ensuite connu une forte ascendance en se dirigeant vers le Nord. La figure 10 est une vue latitudinale des trajectoires pour chaque prévision. Les points noirs correspondent aux points d’ensemencement et les triangles verts à la position des particules lorsqu’elles traversent l’iso 0°C. Nous constatons que les particules ont rencontré deux zones de chauffage (rouge) lors de leur ascendance : avant et après le vol. Plus précisément, on peut remarquer qu’il y a eu deux zones d’ascendance, expliquant les deux zones de chauffage. Par ailleurs, une nette différence de chauffage est visible en dessous de 0°C : le chauffage est très fort pour le Run6 contrairement au Run0. Cependant, dans les deux cas, on observe un refroidissement (bleu) en dessous de l’iso-0°C. Il s’agit probablement d’un refroidissement dû à la neige qui fond et se transforme en pluie lorsqu’elle tombe en dessous de 0°C.

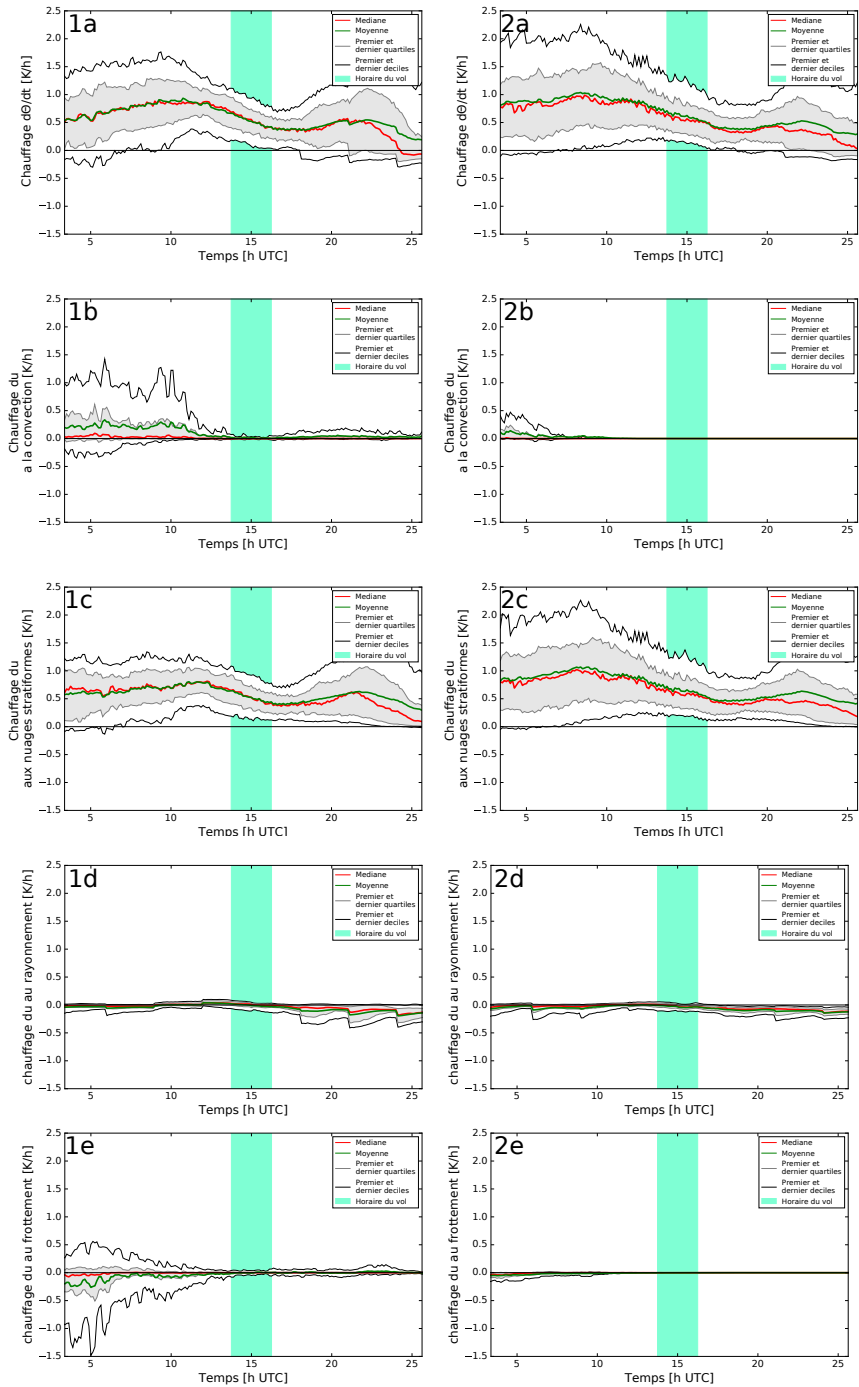


FIGURE 11 – Evolution temporelle du chauffage total (a), convectif (b), stratiforme (c), dû au rayonnement (d) et à la turbulence (e) le long des trajectoires WCB issues du vol F7 pour les deux prévisions (Run0 : figure 1, Run6 : figure 2). En rouge : médiane, Verte : moyenne, Gris : Quartiles, Noir : Déciles, Zone coloré : horaire du vol.

La figure 10 correspond au chauffage total pour toutes les trajectoires WCB. Grâce aux données des DDH, on peut séparer chacune des sources de chauffage. Les résultats de cette décomposition pour l’ensemble des trajectoires WCB n’ont pas été présentés ici car comme cet ensemble comprend des trajectoires ayant vécu une histoire différente, l’interprétation des évolutions temporelles n’est donc pas sans difficulté. Afin de simplifier l’interprétation,

nous avons donc centré notre analyse sur les trajectoires ayant une courbure anticyclonique sur les trois dernières heures pour étudier, par la suite, l'impact des processus diabatiques sur l'anticyclone d'altitude et sur la situation de blocage des jours suivants. Remarquons que ces trajectoires constituent la majeure partie des trajectoires WCB : 78% pour le Run0 et 70% pour le Run6.

La figure 11 montre l'évolution temporelle des différents chauffages pour les trajectoires anticycloniques des deux prévisions : total (a), convectif (b), stratiforme (c), dû au rayonnement (d) et à la turbulence (e). On remarque très vite que le chauffage stratiforme (c) est la source principale de chauffage au sein de la WCB. Il s'agit donc ici, de chauffage produit par la formation de nuages stratiformes (condensation et congélation). Par ailleurs, quelques différences entre les deux prévisions apparaissent.

En ce qui concerne le chauffage total (a), une légère différence est visible en début de trajectoire. Les deux prévisions ont, en moyenne (vert), un chauffage similaire, excepté en début de trajectoires où la moyenne (vert), les quartiles (gris) et déciles (noirs), ont des valeurs plus fortes jusqu'à 0.5K/h de plus pour le Run6. On retrouve donc, les résultats obtenus avec la figure 10.

Globalement, le Run0 semble produire un chauffage stratiforme (c) de même moyenne que le Run6 mais moins dispersé.

Par ailleurs, le schéma de convection PCMT (2b : Run6) présente un chauffage convectif beaucoup plus faible que celui de la version opérationnelle (1b : Run0). Ceci est dû au fait que PCMT a tendance à produire de la convection plus difficilement. Ce schéma convectif a la particularité d'être plus dispersif et donc de produire des extrêmes plus facilement. Ceci peut expliquer aussi pourquoi les données du Run6 sont plus dispersées.

En outre, compte tenu du fait que la turbulence regroupe à la fois celle de la couche limite et la turbulence convective, on retrouve également un très faible chauffage dû à la turbulence dans le Run6 (2e). Remarquons que, pour le Run0 (1e) la turbulence d'origine convective peut apporter de l'air froid.

Quant au rayonnement (d), il est plus important en fin de trajectoire où les particules sont en haute altitude. Il s'agit ici, d'un refroidissement dû au rayonnement émis par les cirrus en altitude. Mais celui-ci reste relativement faible pour les deux prévisions.

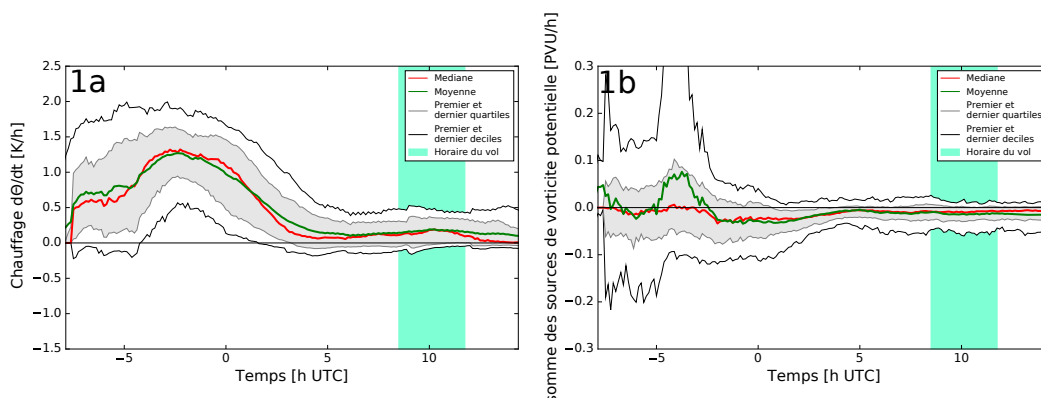


FIGURE 12 – Evolution temporelle du chauffage total (a) et de la tendance de PV (b), le long des trajectoires WCB issues du vol F6 pour le Run0. En rouge : médiane, Verte : moyenne, Gris : Quartiles, Noir : Déciles, Zone coloré : horaire du vol.

L'évolution étant temporelle et les trajectoires dans la région du maximum d'ascendance, les gradients verticaux de chauffage peuvent être considérés comme des gradients temporels. Par ailleurs, le PV étant relié au gradient vertical et donc temporel du chauffage

(eq. 1), nous devrions observer une corrélation entre la dérivée temporelle du chauffage et la tendance du PV. Or, pour le vol F7, comme les gradients de chauffage sont relativement faibles, la relation entre les deux quantités est difficile à remarquer. En revanche, pour le vol F6 (figure 12), on peut noter une tendance de PV positive lorsque le chauffage augmente, et négative lorsque le chauffage diminue. Cependant, il semble que les deux quantités soient légèrement décalées dans le temps.

4.2 Explication de la différence de chauffage en dessous de l'iso-0°C

Sur la figure 10, on a pu constater une nette différence de chauffage en début de trajectoires, en dessous du niveau 0°C et entre les deux prévisions. Afin, de comprendre l'origine de cette différence, nous avons étudié le milieu dans lequel ces trajectoires commençaient.

La figure 13 présente une carte de stabilité humide $d\theta_W/dP$ (où θ_W est la température du thermomètre mouillé) à 700hPa avec en isolignes grises, la vitesse verticale ascendante ($dP/dt < 0$) à 700hPa et en points colorés, les points initiaux des trajectoires. En rouge, il s'agit des points initiaux des trajectoires présentant un fort chauffage moyen pendant les trois premières heures des trajectoires ($>0.5K/h$) et en noir (Run0) et bleu (Run6), celles présentant un faible chauffage ou un fort refroidissement (chauffage négatif).

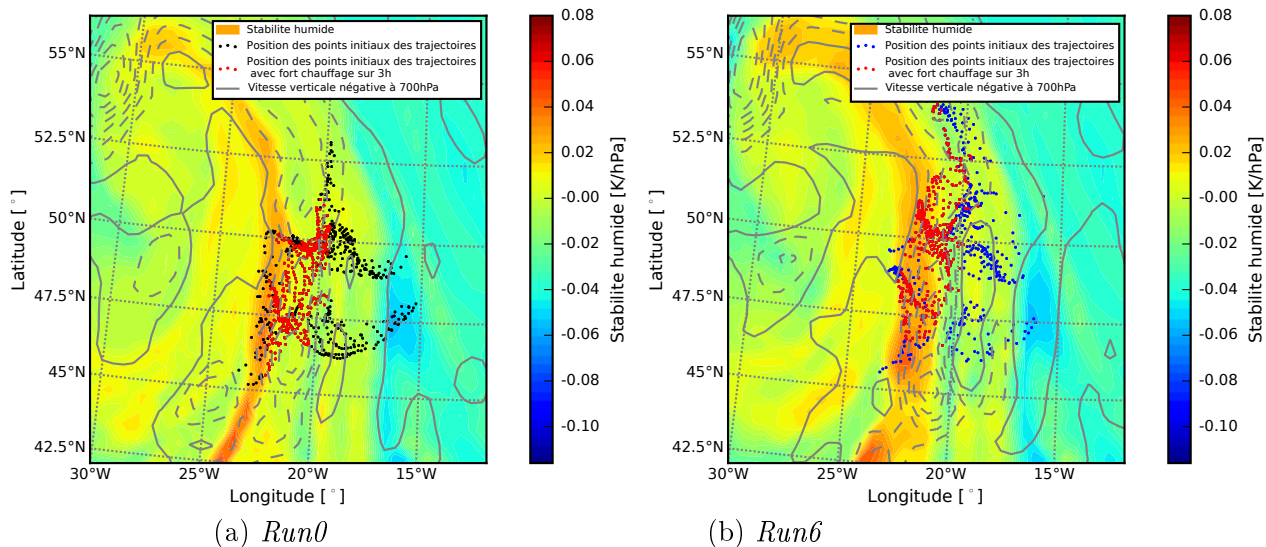


FIGURE 13 – Stabilité humide (fond coloré), vitesse verticale ascendante (isolignes grises en Pa/s) à 700hPa à 2h15UTC le 02 octobre 2016 et position initiale des trajectoires présentant un fort taux de chauffage ($>0.5K/h$) sur les trois premières heures de trajet (rouge) et pour les trajectoires avec un faible taux de chauffage pour le Run0 (noir) et pour le Run6 (bleu).

En ce qui concerne la stabilité humide, on constate de fortes valeurs de stabilité humide correspondant à une instabilité le long d'un front latitudinal entre 20°W et 25°W. Il s'agit ici du front froid. Or cette instabilité est bien plus étalée pour le Run6 que le Run0. Ceci est un des effets du schéma de convection PCMT (Run6) qui a plutôt tendance à avoir une forte dispersion. Nous constatons que les points initiaux des trajectoires se situent principalement à l'avant du front. Comme le front du Run6 est plus étendu que celui du Run0, les trajectoires prenant naissance au sein de cette instabilité sont beaucoup plus nombreuses pour le Run6 que pour le Run0. Ainsi, les trajectoires du Run6 débutent

dans un milieu plus instable et donc plus propice aux mouvements ascendants d'origine convective. Mais pour l'instant, il est impossible de savoir si cette convection est à l'origine de la différence de chauffage en dessous de l'iso-0°C.

Afin de déterminer le phénomène météorologique à l'origine du fort chauffage, nous avons représenté la vitesse verticale ascendante en isoligne sur la figure 13. La vitesse utilisée ici est issue de la partie résolue du modèle (et non du schéma de convection). Ces ascendances sont donc de grande échelle. Nous pouvons constater que ces vitesses verticales se situent le long du front froid. Il s'agit donc d'ascendance frontale. Celle-ci semble être plus prononcée dans le Run6 car, sur la figure 14 qui présente des boîtes à moustaches de la vitesse verticale (en Pa/s) aux points initiaux des trajectoires, la vitesse verticale dP/dt est, en moyenne, plus importante pour le Run6 que pour le Run0 (Run0 : -0.45Pa/s, Run6 : -0.5Pa/s).

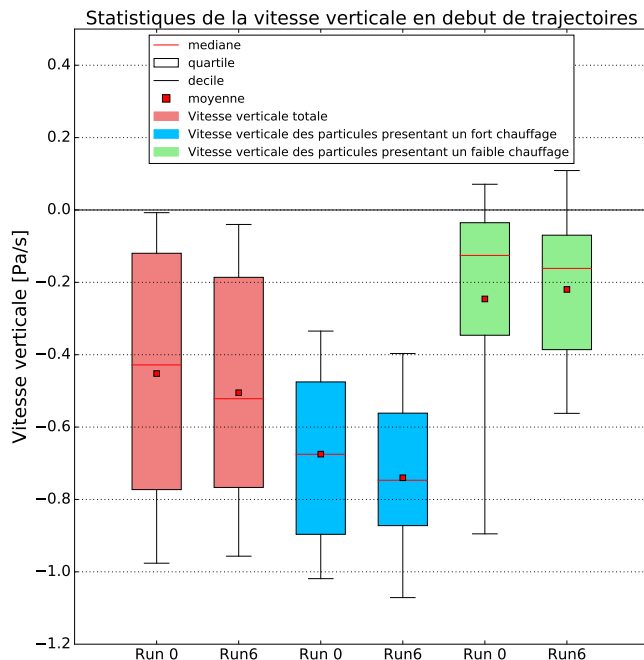


FIGURE 14 – *Statistiques de vitesse verticale ascendante en début de trajectoires.*

Cette vitesse verticale est plus importante dans le cas des trajectoires présentant un fort taux de chauffage sur trois heures (Boîtes à moustaches bleues) que pour celles ayant un faible chauffage ou même un refroidissement (Boîtes à moustaches vertes). Or, la figure 13 montre que les particules présentant un taux de chauffage élevé (points rouges) se situent à l'avant du front froid. Remarquons également que l'ascendance des trajectoires présentant un fort chauffage est plus importante pour le Run6 que pour le Run0 (Boîtes à moustaches bleues ; Run0 : -0.67Pa/s, Run6 : -0.75Pa/s). En outre, environ 55% des trajectoires connaissent un fort chauffage ($>0.5K/h$) en début de trajectoires pour le Run6 alors que ce taux n'est que de 48% pour le Run0. Ainsi, les trajectoires ayant une forte ascendance et un fort chauffage sont plus nombreuses pour le Run6. Le forçage synoptique explique donc pourquoi le chauffage est plus important dans le Run6 que dans le Run0.

En conclusion, le fait que le Run6 soit plus instable (ait une surface instable bien plus étendue) provoque une différence d'ascendance convective entre les deux prévisions. Mais ceci n'explique pas la différence de chauffage. L'ascendance de grande échelle étant plus forte dans le Run6, les phénomènes de condensation et donc de dégagements de chaleur latente par les nuages stratiformes sont plus importants. Ceci explique donc l'écart de chauffage observé au début des trajectoires en dessous de l'iso-0°C.

4.3 Différences de PV entre les Run0 et Run6 et impact sur le vent

Sur les figures 9a à d, nous pouvons remarquer que le maximum de chauffage est situé beaucoup plus en altitude dans le Run0 (jusqu'à 300hPa) que dans le Run6 (jusqu'à 350hPa). Et donc, du fait que les particules WCB étant associées à un fort taux de chauffage, les trajectoires WCB atteignent de plus hautes altitudes dans le Run0 (points noirs d'intersection entre les trajectoires WCB et le plan du vol). Pour mieux comprendre ces dissemblances, nous avons donc étudié la différence de vent et de PV entre les deux prévisions.

La figure 15 représente la différence de PV (1a et 2a) et de vent (1b et 2b) entre le Run0 et le Run6, pour les deux vols (F6 : figure 1, F7 figure 2). Plus précisément, les patches rouges indiquent que le Run0 donne des valeurs plus fortes que le Run6 (et inversement pour les patches bleus).

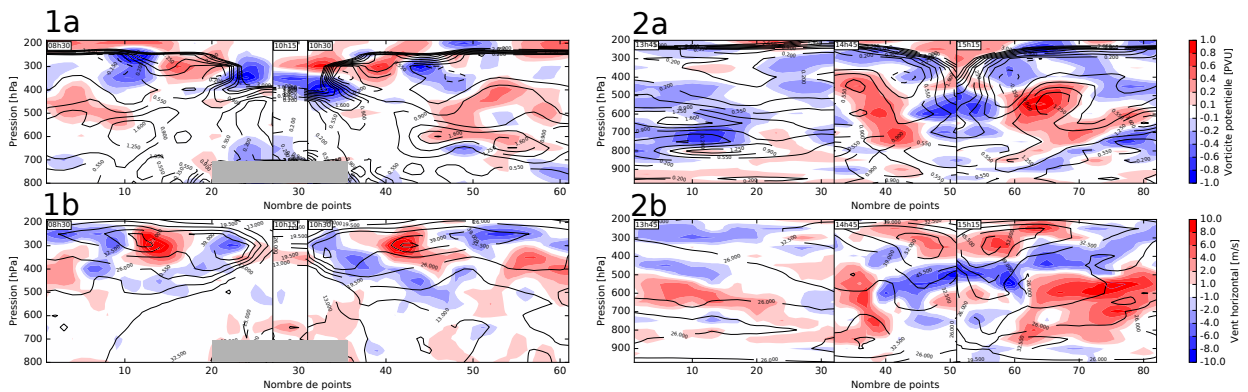


FIGURE 15 – Coupe verticale le long des vols F6 (1) et F7 (2) de différence entre le Run0 et le Run6 de PV (1a et 1b) et de vent horizontal (1b et 2b). En isoligne, il s'agit du PV du Run0 à l'instant du vol (1a et 2a) et du vent du Run0 à l'instant du vol (1b et 2b). Le rectangle gris représente le Groenland.

Sur la figure 15.2a (vol F7) où les différences de PV sont plus prononcées que dans le cas du vol F6 (15.1a), on peut remarquer que les deux principaux maxima positifs (rouges) se situent entre 32-45 et 60-70 d'abscisses. Ces deux zones correspondent exactement aux particules WCB qui ont coupé le vol F7. Or, ces maxima (patches rouges) sont représentatifs d'un PV plus fort dans le Run0 autrement dit, un PV plus faible donc plus négatif dans le Run6.

Au contraire, pour les mêmes abscisses mais en haute altitude, on constate des maxima négatifs de différence de PV. Dans ce cas, le Run6 semble produire davantage de fort PV en altitude (i.e. le Run0 semble produire plus de PV faible en altitude). En haute altitude, on observe donc l'effet inverse : un PV beaucoup plus négatif pour le Run0.

En conclusion, le Run6 a tendance à produire plus de PV négatif en milieu de troposphère à fort PV et le Run0 en haute troposphère où le PV est faible. Ainsi, le Run6 atténue les maxima de PV de faible altitude et le Run0 amplifie les minima de PV de haute altitude.

Ceci n'est pas sans conséquence sur le vent. Sur la figure 6, nous pouvons constater que les maxima de vent correspondant au courant-jet sont beaucoup plus bas dans le Run6 par rapport au Run0. En effet, sur la figure 15.2a à l'abscisse 48 et à 500hPa, un

maximum négatif de différence de PV (patch bleu) est observé. Ainsi, le Run6 engendre de fortes valeurs de PV situées en dessous du courant-jet du Run0. Ainsi, il y a de forts gradients de vent et donc de plus fortes valeurs de vents pour le Run6. C'est pourquoi, sur la figure 15.2b, on observe une différence négative de vent au même emplacement que la différence négative de PV (à 500hPa). Cette différence de vent est plus étalée que celle du PV. Car, à cause de la présence des anomalies positives de PV, engendrant une circulation cyclonique, le vent est renforcé dans le Run6 là où le gradient de PV est positif. Comme entre l'abscisse 32 et 51, l'avion va de l'Est vers l'Ouest, le gradient de PV est positif à droite de l'anomalie positive de PV. Entre 51 et 82 d'abscisses, l'avion va de l'Ouest vers l'Est, le vent est renforcé à gauche de l'anomalie positive de PV. De plus, l'anomalie négative de vent se situe juste en dessous du courant-jet. Les fortes valeurs de PV du Run6 ont donc pour conséquence de générer un vent plus bas dans le Run6 que dans le Run0.

Cette conclusion peut être retrouvée dans d'autres régions de la coupe verticale car d'une manière générale, on observe des patches bleus de différence de vent en dessous des maxima de vent. Ainsi, le Run6 a tendance à produire un vent plus bas que le Run0.

4.4 Impact des processus diabatiques sur l'anticyclone d'altitude

Sur la figure 4, nous pouvons constater que deux types de trajectoires se distinguent parmi les trajectoires WCB : celles qui, sur les dernières heures, ont une courbure cyclonique et celles qui ont une courbure anticyclonique. Ceci n'est pas sans rappeler les deux branches de la WCB. Pour étudier l'effet des processus diabatiques sur l'anticyclone d'altitude, nous avons donc conservé uniquement les trajectoires ayant une courbure anticyclonique sur les trois dernières heures.

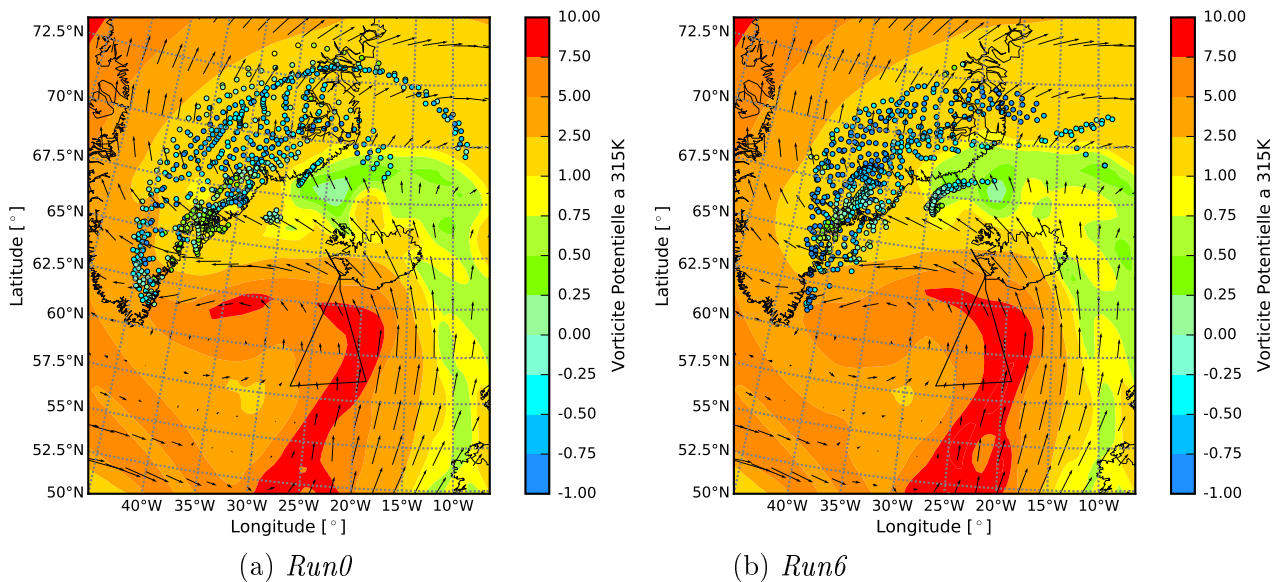


FIGURE 16 – Carte de PV à l'isentrope à 315K (fond coloré) et vent horizontal (flèche), le 03 octobre à 6hUTC et apport de PV en haute altitude par les trajectoires lagrangiennes (points colorés)

La figure 16 représente le PV au niveau de l'isentrope 315K, c'est-à-dire le niveau moyen d'arrivée des trajectoires, ainsi que le vent à cette altitude. La majorité des trajectoires finissent leur parcours (points colorés) dans une zone de faible PV. Il s'agit-là de l'anticyclone s'installant sur l'Europe. Par ailleurs, la différence de PV entre le début et

la fin des trajectoires (ΔPV), représentée en points colorés est majoritairement négative (points bleus). Ainsi, les particules apportent à la dorsale, des PV négatifs, dus aux processus diabatiques. Cet apport de PV négatif, réduisant le PV en altitude dans la zone anticyclonique, peut expliquer le renforcement du gradient de PV et l'intensification de l'anticyclone amenant à une situation de blocage pendant les jours suivants.

La figure 17 confirme une perte de PV ($\Delta PV < 0$) pour la majorité des particules (Boîtes à moustaches rouges). Cette conclusion se retrouve aussi pour la somme des intégrales de tendances de PV (PV dû aux effets de la turbulence sur le vent, à la chaleur sensible et latente, au rayonnement, aux effets de la turbulence sur la température)(Boîtes à moustaches roses). Ces deux boîtes à moustaches (rouges et roses) ont des moyennes (carré rouge) très semblables (-0.25PVU pour le Run0 et -0.4PVU pour le Run6), ce qui confirme la robustesse de nos résultats, et ce, pour chaque version d'ARPEGE. Remarquons que cette similitude entre les boîtes à moustaches rouges et roses est une autre preuve de la validité du modèle de trajectoire utilisé.

Par ailleurs, pour des trajectoires de 24h, nous obtenons une perte d'environ -0.25PVU pour le Run0 et -0.4PVU pour le Run6. Or, Madonna et al. (2014) dans ses travaux, a obtenu une valeur de -0.23PVU pour des trajectoires de 48h. Les trajectoires effectuées pour notre étude n'ont pas la même durée que celles de Madonna et al. (2014). Mais la perte de PV étant principalement due aux processus diabatiques lors de l'ascendance, et nos trajectoires étant centrées sur cette partie de la WCB, nous pouvons donc comparer raisonnablement nos résultats à ceux ayant des trajectoires de 48h. Nos résultats étant similaires, en particulier pour le Run0, à ceux rencontrés dans la littérature, ils sont donc plutôt satisfaisants.

En outre, la distribution de la somme des intégrales de sources de PV peut être décomposée selon chaque source : effet de la turbulence sur le vent (Boîtes à moustaches vertes), chaleur latente et sensible (Boîtes à moustaches bleues), rayonnement (Boîtes à moustaches jaunes) et effet de la turbulence sur la température (Boîtes à moustaches brunes).

Pour les deux prévisions (Run0 à gauche, Run6 à droite), la chaleur latente et sensible semble être la cause principale de l'apport de PV négatif, et ce, d'autant plus pour le Run6. Remarquons aussi que la différence entre le Run0 et Run6 est plutôt faible pour le rayonnement. Mais les résultats sont complètement différents pour les effets de la turbulence sur le vent et la température : les moyennes sont mêmes de signes opposées. Ici, il s'agit de l'effet du schéma de convection, car à travers le terme « effet de la turbulence », il y a l'effet de la turbulence présente dans la couche limite atmosphérique et celle au sein-même des nuages convectifs.

Ainsi, l'apport de PV négatif en altitude dû aux dégagements de chaleur latente et sensible a provoqué une diminution du PV dans l'anticyclone d'altitude et l'a intensifié. En outre, pour les deux versions d'ARPEGE, le rayonnement semble avoir un impact moins important sur la dynamique d'altitude, que ce qui est démontré dans les travaux de Chagnon et al. (2013).

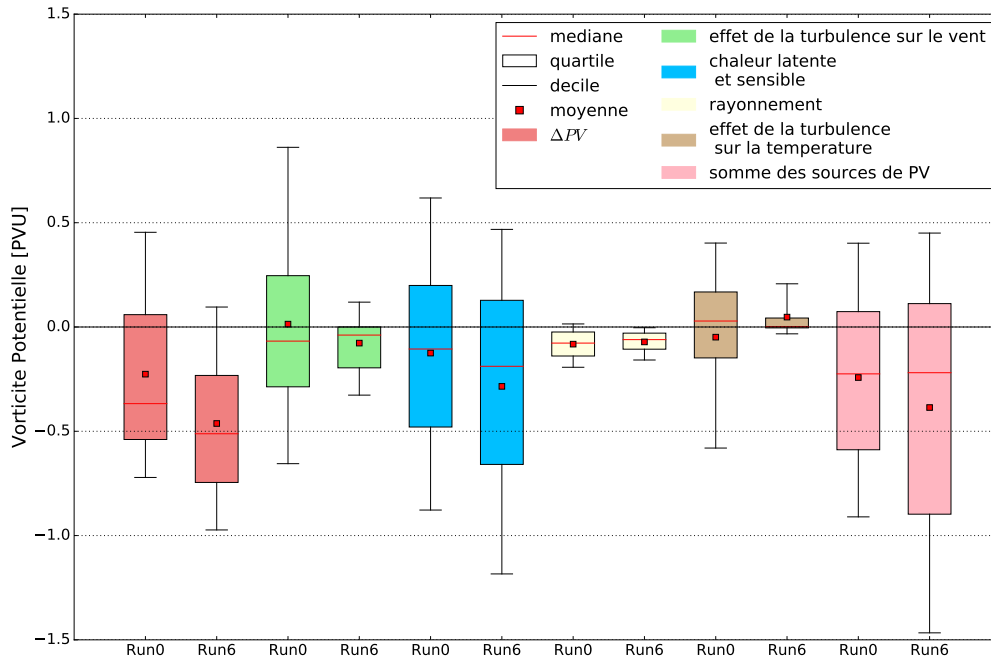


FIGURE 17 – Distribution de PV en fin de trajectoires du vol F7

Une étude similaire à celle du vol F7 a été réalisée pour le vol F6. La figure 18 montre les boîtes à moustaches de la distribution de l’apport de PV en altitude, pour les trajectoires anticycloniques du vol F6. Comme pour l’étude du vol F7, on retrouve bien un apport de PV négatif (Boîtes à moustaches rouge et rose). Le processus diabatique à l’origine de cet apport négatif est la chaleur latente et sensible dégagée au sein des nuages convectifs et stratiformes (Boîtes à moustaches bleues). Ceci vient donc confirmer nos résultats.

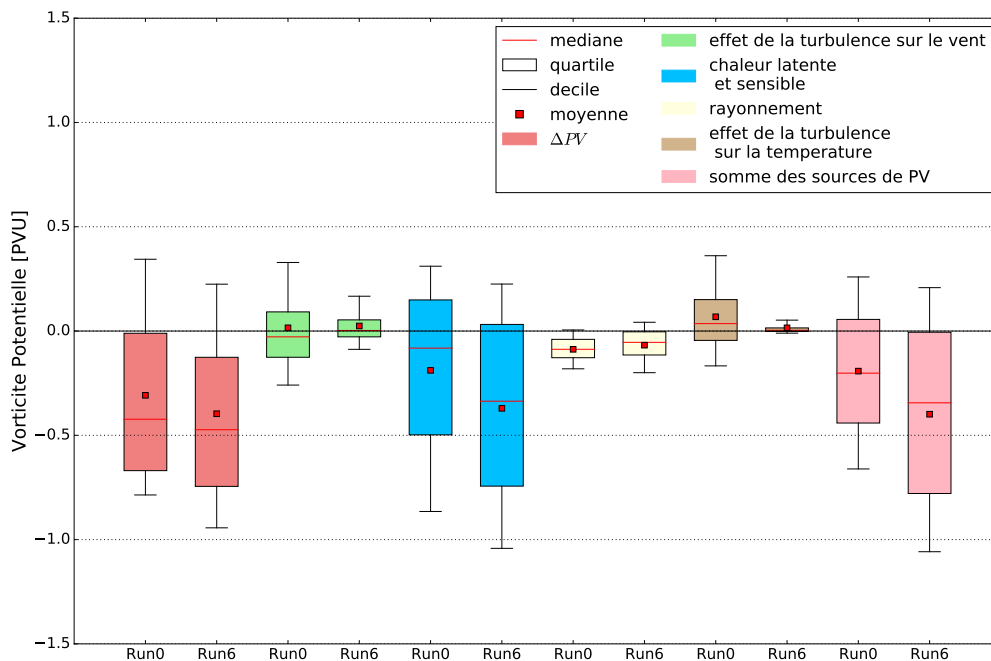


FIGURE 18 – Statistiques de PV en fin de trajectoires du vol F6

5 Conclusion

L'objectif de ce stage était d'étudier l'impact des processus diabatiques au sein de la WCB d'une dépression sur un anticyclone d'altitude. La dépression qui a été étudiée ici, est celle du 02 octobre 2016, formée au large du Canada le 01 octobre 2016 et qui s'est ensuite déplacée jusqu'au large de l'Islande. Deux vols (F6 et F7), réalisés par l'équipe SAFIRE ont permis d'échantillonner la WCB de cette dépression. Par ailleurs, au même instant, une dorsale située sur l'Irlande a provoqué la formation d'un anticyclone sur la Scandinavie. Cette situation météorologique a ensuite été dominée par un régime de blocage sur l'Atlantique Nord.

Dans le but d'étudier les processus diabatiques au sein de la WCB et leurs impacts sur l'anticyclone, nous avons utilisé un modèle de trajectographie réalisé par des étudiants de l'Ecole Nationale de Météorologie. Celui-ci a permis de calculer près de 500 (F6) et 900 (F7) trajectoires lagrangiennes de 24h initialisées le long des trajets de l'avion.

Dès le début des trajectoires, une différence notable a lieu en dessous du niveau 0°C entre les deux prévisions. Le Run0 a un milieu beaucoup plus stable que le Run6. Ce dernier, plus instable, a généré de fortes ascendances entraînant une plus forte production de chauffage dû aux nuages stratiformes.

Grâce à l'outil DDH, toutes les sources de chauffage et de PV ont pu être décomposées. Ainsi, lors de leur ascendance, les trajectoires ont connu une source de chauffage importante, principalement due au chauffage des nuages stratiformes. Ce dégagement de chaleur latente et sensible a donc amené à la formation d'un gradient de chauffage à l'origine de la production de PV positif en basse couche et négatif en altitude, en particulier pour le vol F6.

Afin d'étudier l'impact des processus diabatiques sur l'anticyclone d'altitude, nous avons analysé le PV des trajectoires ayant une courbure anticyclonique. De cette étude, il ressort que les processus diabatiques sont à l'origine d'un apport de PV négatif en altitude. Cette contribution est en grande partie due à la chaleur latente et sensible dégagée par les nuages stratiformes et ce, pour les deux prévisions. Contrairement à ce qui avait été trouvé par Chagnon et al. (2013), le rayonnement semble avoir un impact minime sur le PV en altitude.

Par ailleurs, nous constatons une diminution d'environ -0.25PVU pour le Run0 (version opérationnelle) ou -0.4PVU pour le Run6 (PCMT). Ces résultats sont en adéquation avec ceux trouvés par Madonna et al. (2014) (-0.23PVU), ce qui montre la robustesse de nos résultats. Remarquons que dans ce cadre, le Run0 est un peu plus en accord avec les résultats dans la littérature. Cependant, il est impossible d'en tirer une conclusion. En effet, en comparant aux mesures in-situ, le Run0 correspond le mieux aux données des dropsondes. En revanche, pour ce qui est des mesures radar, le Run6 est plus proche de la réalité. De plus, on peut noter que le Run0 a plutôt tendance à produire du PV négatif et donc à anticycloniser en haute altitude et le Run6 plutôt en milieu de troposphère, entraînant ainsi un vent un peu plus bas dans le Run6. Les trajectoires lagrangiennes traversant le vol en milieu de troposphère, il n'est donc pas surprenant que le Run6 apporte plus de PV négatif en altitude.

Cependant, on peut supposer qu'en modifiant le critère de 300hPa en 24h, des trajectoires de type WCB ayant une ascendance non située dans ces 24h, ont pu être omises.

Notre critère de -300hPa en 24h est peut-être un peu trop sélectif. C'est pourquoi, il serait intéressant de reproduire cette étude pour des trajectoires de 48h et d'appliquer le critère habituel dans la littérature, à savoir une détente de 600hPa en 48h.

De plus, le fait d'initialiser les trajectoires durant les vols et à l'emplacement de l'avion a aussi restreint le nombre de trajectoires de type WCB. Pour pallier à ce défaut, le calcul de trajectoires lagrangiennes initialisées, toutes les heures entre le 02 octobre à 01hUTC et le 03 octobre à 00hUTC, le long d'un axe perpendiculaire à la WCB de la dépression, a été effectué. Une analyse des résultats obtenus pour ces trajectoires pourra donc être réalisée.

L'anticyclonisation et donc la formation du blocage ayant une origine différente selon la verticale (Run0 : haute altitude, Run6 : milieu de troposphère), une étude plus détaillée du blocage pourrait amener à établir quelle prévision est la plus réaliste. En effet, l'étude n'a été effectuée que pour une seule dépression. Elle pourrait se poursuivre en analysant les processus diabatiques des dépressions des 4 et 5 octobre 2016 au large de l'Islande, jours durant lesquels, l'équipe SAFIRE a réalisé les vols F8 et F9. Une telle étude pourrait, peut-être, aider à l'analyse de la situation de blocage.

De surcroît, d'autres améliorations seraient les bienvenues. Par exemple, pour le modèle de trajectographie, nous avons utilisé des interpolations linéaires. Or, d'après Stohl et al. (1995), une interpolation cubique donne de bien meilleurs résultats. De plus, l'interpolation sur la verticale conduit à de plus fortes erreurs que sur l'horizontale. Pour améliorer le modèle de trajectographie, nous pourrions donc augmenter le degré d'interpolation, en particulier sur la verticale. Par ailleurs, sur la figure 11, nous avons constaté une forte variabilité temporelle. Un lissage temporel pourrait, peut-être, amener à de meilleurs résultats.

Enfin, l'étude pourrait être réalisée pour d'autres schémas de convection, comme celui de Tiedtke (1989). Par ailleurs, une nouvelle version améliorée de PCMT a été réalisée depuis la campagne NAWDEX. La dépression du 02 octobre 2016 pourrait servir pour comparer les deux versions du schéma de convection, mais aussi apporter de nouvelles informations et peut-être une prévision plus réaliste.

D'autres modèles de prévision du temps pourraient être également utilisés. Actuellement, une étude est en cours avec le modèle Méso-NH.

En outre, une modification de la représentation des changements d'état de l'eau, modélisation passant toujours par la phase vapeur, serait la bienvenue. En effet, pour le passage de l'eau à la glace, la représentation numérique est telle que l'eau s'évapore pour ensuite se condenser à l'état solide. Cette représentation n'a, certes, aucune réalité physique, mais est moins coûteuse numériquement. Cependant, elle complique les interprétations et rend impossible l'analyse des chauffages dus à la phase glace et phase liquide. Une modification de cette représentation pourrait ainsi apporter de nouvelles informations sur les processus diabatiques, et pourrait peut-être, aider à l'amélioration de la prévision.

Conclusion personnelle

Ce stage a été pour moi, une occasion d'intégrer et de découvrir un autre laboratoire, le CNRM. Initialement, j'avais proposé à Philippe ARBOGAST de réaliser un stage sur les dépressions des moyennes latitudes, une thématique qui m'intéressait depuis quelques temps. Et je n'ai absolument pas été déçue.

Bien au contraire, ce stage a été très intéressant. Il m'a permis de découvrir un peu plus le monde de la recherche et de me conforter dans l'idée de poursuivre dans ce domaine. J'ai pu y pratiquer un travail en toute autonomie mais aussi un travail en groupe via le dialogue et le partage avec d'autres chercheurs.

Lors de ces 6 mois, j'ai pu particulièrement améliorer mes compétences en informatique, surtout en langage Python que je n'avais pas pratiqué depuis quelques années. Ce stage m'a donc permis de mieux maîtriser ce langage informatique, mais aussi de refaire du Fortran90. Par ailleurs, il a été une très bonne opportunité pour utiliser des notions enseignées en cours de Couche Limite Atmosphérique, Géophysique des Fluides, Météorologie Dynamique, Météorologie Générale, Physique des nuages et bien d'autres encore. Plus précisément, j'ai pu approfondir les notions de processus diabatiques et surtout de vorticité potentielle. J'ai pu les aborder de manière plus concrètes.

Après avoir réalisé et analysé des milliers (et des milliers) de graphes, j'espère pouvoir maîtriser à l'avenir ce genre d'exercice.

Enfin, lors de ce stage, j'ai pu abordé les concepts d'incertitude et d'erreur de prévisions, éléments au coeur de la thèse que je vais réaliser durant les trois prochaines années.

Remerciements

Je tiens à remercier le CNRM pour m'avoir accueilli au sein de son laboratoire ainsi que l'ensemble de l'équipe RECYF pour son chaleureux accueil et ses petites friandises.

Par ailleurs, je garde une pensée pour mes collègues de bureau, Iseline PECHIN et Claire VOREITER, avec qui, j'ai pu apprécier la douce fraicheur de Toulouse en plein hiver (vive la clim'!).

Je remercie Marie MAZOYER pour l'intérêt qu'elle a porté à mon travail, mais aussi Jean-Marcel PIRIOU pour toutes les précieuses informations qu'il a pu nous apporter concernant le schéma de convection PCMT mais également pour les programmes qu'il nous a fourni, très utiles pour la compréhension des processus en début de trajectoires. Je le remercie aussi pour son aimabilit   et sa disponibilité et espère qu'il poursuivra l'aventure NAWDEX.

Evidemment, je tiens à exprimer toute ma gratitude envers Philippe ARBOGAST et Gwendal RIVIÈRE, pour leur patience, leur disponibilité, leurs conseils toujours bien avisés.

Un grand merci à Gwendal pour toutes ces heures passées en visio-conférences et ce, malgré les pr  s de 600km qui nous sépare. Merci d'avoir pris ce temps et cette peine.

Je suis également redevable à Philippe pour toute l'aide qu'il a pu m'apporter, tout ce qu'il a pu m'apprendre sur la météo. Je n'oublie pas non plus les quelques anecdotes qu'il a pu me raconter, sans parler de tous ces échanges sur notre région natale commune, le Nord-Est. Mais surtout, merci d'avoir répondu à ma demande de stage et d'avoir créé ce sujet.

Bibliographie

- P. Bauer, A. Thorpe, and B. G. The quiet revolution of numerical weather prediction. *Nature*, 525, Septembre 2015.
- H. Binder et al. The role of warm conveyor belts for the intensification of extratropical cyclones in northern hemisphere winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73, October 2016.
- P. Bougeault. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 113, 1985.
- K. Bowman et al. Input data requirements for lagrangian trajectory models. *American Meteorological Society*, July 2013.
- K. Browning. The sting at the end of the tail : Damaging winds associated with extratropical cyclones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 2004.
- T. Carlson. Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern. *Monthly Weather Review*, 108, 1980.
- J. Chagnon, S. L. Gray, and J. Methven. Diabatic processes modifying potential vorticity in a north atlantic cyclone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139, July 2013.
- P. Courtier, C. Freydier, J.-F. Geleyn, F. Rabier, and M. Rochas. The arpege project at meteo france. In *Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models, 9-13 September 1991*, volume 2, pages 193–232, Shinfield Park, Reading, 1991. ECMWF, ECMWF.
- S. Dirren, M. Didone, and H. Davies. Diagnoses of "forecast-analysis" differences of a weather prediction system. *Geophysical Research Letters*, 30 (20), 2003.
- L. Ducongé. Analyse d'un cas de sting-jet dans le cadre de la préparation de la campagne nawdex. *Université Paul Sabatier III, Toulouse*, Juin 2016.
- S. Eckhardt et al. A 15-year climatology of warm conveyor belts. *Journal of Climate*, 17, January 2004.
- H. Ertel. Ein neuer hydrodynamischer wirbelsatz. *Meteorologische Zeitschrift (Braunschweig)*, 59 :277–281, 1942.
- L. Ferranti, S. Corti, and M. Janousek. Flow-dependent verification of the ecmwf ensemble over the euro-atlantic sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 2015.
- T. Harrold. Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99, 1973.
- T. Hewson et al. Windstorms in northwest europe in late 2013. *ECMWF Newsletter*, 139 :22–28, 2014.
- A. Joly et al. The fronts and atlantic storm-track experiment (fastex) : Scientific objectives and experimental design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1997.
- H. Joos and H. Wernli. Influence of microphysical processes on the potential vorticity development in a warm conveyor belt : a case-study with the limited-area model cosmo. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138, January 2012.
- latribune.fr. Tempêtes de décembre : Le coût pour les assureurs estimé entre 50 et 65 milliards de francs par groupama. <https://www.latribune.fr/archives/2000/entreprises/assurance/id4922469514405bf2c12568ea00540695/tempetes-de-decembre--le-cout-pour-les-assureurs-estime-entre-50-et-65-milliards-de-francs-par-groupama.html>, 2008.
- E. Madonna et al. Warm conveyor belt in the era-interim dataset (1979-2010). part i :

- Climatology and potential vorticity evolution. *Journal of Climate*, 27, January 2014.
- O. Martinez-Alvarado et al. Distinguish the cold conveyor belt and sting jet airstreams in an intense extratropical cyclone. *American Meteorological Society*, 2014.
- S. Pfahl et al. Warm conveyor belt in the era-interim dataset (1979-2010). part ii : Moisture origin and relevance for precipitation. *Journal of Climate*, 27, January 2014.
- J.-M. Piriou et al. An approach for convective parametrization with memory : Separating microphysics and transport in grid-scale equations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 2007.
- H. Pomroy and A. Thorpe. The evolution and dynamical role of reduced upper-tropospheric potential vorticity in intensive observing period one of fastex. *Monthly Weather Review*, 128, 2000.
- A. Protat et al. Le projet rali - combinaison d'un radar et d'un lidar pour l'étude des nuages faiblement précipitants. *La Météorologie*, 47, Novembre 2004.
- M. Rautenhaus et al. Three-dimensional visualization of ensemble weather forecast - part2 : Forecasting warm conveyor belt situations for aircraft-based field campaign. *Geoscientific Model Development*, 8, 2012.
- R. Reed and E. Danielsen. Fronts in the vicinity of the tropopause. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, A11, 1958.
- G. Rivière et al. La campagne nawdex. *La Météorologie*, 95 :5-6, November 2016.
- C. G. Rossby. Planetary flow patterns in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 66 :68-87, 1940.
- A. Schäfler and F. Harnisch. Impact of the inflow moisture on the evolution of a warm conveyor belt. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 2015.
- A. Schäfler et al. Planning aircraft measurements within a warm conveyor belt. *Weather*, 69, 2014.
- A. Schäfler et al. The north atlantic waveguide and downstream impact experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2018.
- D. Schultz. Reexamining the cold conveyor belt. *American Meteorological Society*, 2001.
- A. Semple. A review and unification of conceptual models of cyclogenesis. *Meteorological Applications*, 10, 2003.
- M. Shapiro and D. Keyser. Fronts, jet streams and the tropopause. *American Meteorological Society*, The Erik Palmén Memorial Volume, 1990.
- M. Sprenger and H. Wernli. The lagranto lagrangian analysis tool - version 2.0. *Geoscientific Model Development*, 8, 2015.
- M. Stoelinga. A potential vorticity-based study of the role of diabatic heating and friction in a numerically simulated baroclinic cyclone. *Monthly Weather Review*, 124, May 1996.
- A. Stohl. Computation, accuracy and applications of trajectories - a review and bibliography. *Atmospheric Environment*, 32(6), 1998.
- A. Stohl et al. Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories. *Journal of Applied Meteorology*, 34 :2149-2165, October 1995.
- M. Tiedtke. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parametrization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117 :1779-1800, August 1989.
- G. Vaughan et al. Aircraft measurements of a warm conveyor belt- a case study. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 46, 2003.

Annexes

A Formule de la Vorticité Potentielle

La vorticité potentielle (PV) a été introduite par Rossby (1940) mais Ertel (1942) a été le premier à obtenir une formule pour la tendance de PV. Plus précisément, en utilisant la notation de Stoelinga (1996) et la notation anglosaxonne avec les vecteurs en gras, les formules sont les suivantes :

$$q = \frac{1}{\rho} (\boldsymbol{\eta}_a \cdot \nabla \theta) \quad (5)$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} \left(\boldsymbol{\eta}_a \cdot \nabla \dot{\theta} + \nabla \wedge \mathbf{F} \cdot \nabla \theta \right) \quad (6)$$

où q est la vorticité potentielle, ρ la masse volumique de l'air, $\boldsymbol{\eta}_a$ la vorticité absolue, θ la température potentielle et \mathbf{F} la force de frottement.

Étudions chacun des termes de l'équation (6).

A.1 Tendence de Vorticité Potentielle due à un gradient de chauffage

Le premier terme de l'équation (6) est le suivant :

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} \left[\boldsymbol{\eta}_a \cdot \nabla \dot{\theta} \right]$$

Le vecteur $\boldsymbol{\eta}_a$ peut s'écrire $\boldsymbol{\eta}_a = \mathbf{f} + \boldsymbol{\xi}$ où $\mathbf{f} = (0, 0, f)$, f est le paramètre de Coriolis et $\boldsymbol{\xi} = \nabla \wedge \mathbf{v}$ représente la vorticité relative, soit le rotationnel du champ de vent $\mathbf{v} = (u, v, w)$. On a donc :

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} \left[(\mathbf{f} + \boldsymbol{\xi}) \cdot \nabla \dot{\theta} \right] = \frac{1}{\rho} \left[\begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ f \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \cancel{\frac{\partial w}{\partial y}} \Big|_z - \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_z \\ \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_z - \cancel{\frac{\partial w}{\partial x}} \Big|_z \\ \frac{\partial v}{\partial x} \Big|_z - \frac{\partial u}{\partial y} \Big|_z \end{pmatrix} \right] \cdot \begin{pmatrix} \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \Big|_z \\ \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \Big|_z \\ \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial z} \Big|_z \end{pmatrix}$$

Or, on considère que la vitesse verticale w est négligeable par rapport au vent horizontal ($w \ll u$ et $w \ll v$), on a donc :

$$\frac{dq}{dt} \approx \frac{1}{\rho} \begin{pmatrix} -\frac{\partial v}{\partial z} \Big|_z \\ \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_z \\ f + \frac{\partial v}{\partial x} \Big|_z - \frac{\partial u}{\partial y} \Big|_z \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \Big|_z \\ \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \Big|_z \\ \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial z} \Big|_z \end{pmatrix}$$

Soit, (par soucis de simplification, l'approximation est notée, durant tout le reste de la démonstration, par une équation)

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} \left[-\frac{\partial v}{\partial z} \Big|_z \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \Big|_z + \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_z \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \Big|_z + \left(f + \frac{\partial v}{\partial x} \Big|_z - \frac{\partial u}{\partial y} \Big|_z \right) \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial z} \Big|_z \right] \quad (7)$$

Cette équation (7) est exprimée dans le repère (x, y, z) où la troisième variable z représente l'altitude. Or, dans le modèle ARPEGE, celle-ci est la pression. Il nous faut donc faire un changement de coordonnées à l'aide des formules suivantes :

$$\begin{cases} \left. \frac{\partial a}{\partial x} \right|_z = \left. \frac{\partial a}{\partial x} \right|_P - \frac{\partial a}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \\ \left. \frac{\partial a}{\partial y} \right|_z = \left. \frac{\partial a}{\partial y} \right|_P - \frac{\partial a}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \\ \rho dz = -\frac{dP}{g} \end{cases} \quad (8)$$

où a est une fonction de x, y et z . Pour le cas de la troisième coordonnée, la conversion en coordonnées Pression se fait avec la loi de l'hydrostatique. On a donc ainsi :

$$\begin{aligned} \frac{dq}{dt} = & -g \left[-\left. \frac{\partial v}{\partial P} \right|_P \left(\left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \right|_P - \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \right) \right. \\ & + \left. \left. \frac{\partial u}{\partial P} \right|_P \left(\left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \right|_P - \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \right) \right. \\ & \left. + \left(f + \left(\left. \frac{\partial v}{\partial x} \right|_P - \frac{\partial v}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \right) - \left(\left. \frac{\partial u}{\partial y} \right|_P - \frac{\partial u}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \right) \right) \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right] \Big|_P \end{aligned}$$

On développe chacun des termes, soit :

$$\begin{aligned} \frac{dq}{dt} = & g \left. \frac{\partial v}{\partial P} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \right|_P - g \left. \frac{\partial v}{\partial P} \right|_P \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \\ & - g \left. \frac{\partial u}{\partial P} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \right|_P + g \left. \frac{\partial u}{\partial P} \right|_P \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \\ & - g f \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P \\ & - g \left. \frac{\partial v}{\partial x} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P + g \frac{\partial v}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P \\ & + g \left. \frac{\partial u}{\partial y} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P - g \frac{\partial u}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P \end{aligned}$$

Après réduction, on obtient :

$$\frac{dq}{dt} = g \left. \frac{\partial v}{\partial P} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \right|_P - g \left. \frac{\partial u}{\partial P} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \right|_P - g f \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P - g \left. \frac{\partial v}{\partial x} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P + g \left. \frac{\partial u}{\partial y} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P$$

En factorisant, il vient :

$$\frac{dq}{dt} = -g \left[-\left. \frac{\partial v}{\partial P} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \right|_P + \left. \frac{\partial u}{\partial P} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \right|_P + \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P \left(\left. \frac{\partial v}{\partial x} \right|_P - \left. \frac{\partial u}{\partial y} \right|_P + f \right) \right]$$

Soit :

$$\boxed{\frac{dq}{dt} = -g \left[-\left. \frac{\partial v}{\partial P} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \right|_P + \left. \frac{\partial u}{\partial P} \right|_P \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \right|_P + \left. \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \right|_P (\xi + f) \right]} \quad (9)$$

Comme nous disposons de la contribution de chaque source thermique aux tendances de température, nous pouvons calculer la tendance de vorticité potentielle due au gradient de chauffage.

A l'intention des utilisateurs des programmes réalisés lors de ce stage, les définitions sont les suivantes :

$$GZa = -g \left[\frac{\partial \dot{\theta}}{\partial P} \Big|_P (\xi + f) \right] \quad (10)$$

$$GZb = GZb1 + GZb2 = -g \left[- \frac{\partial v}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \Big|_P + \frac{\partial u}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \Big|_P \right] \quad (11)$$

$$GZb1 = -g \left[\frac{\partial u}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial y} \Big|_P \right] \quad (12)$$

$$GZb2 = g \left[- \frac{\partial v}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial x} \Big|_P \right] \quad (13)$$

A.2 Tendence de Vorticité Potentielle due aux frottements

Le second terme de l'équation (6) est le suivant :

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} [\nabla \wedge \mathbf{F} \cdot \nabla \theta] = \frac{1}{\rho} \left[\begin{pmatrix} \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} \Big|_z - \frac{\partial \dot{v}}{\partial z} \Big|_z \\ \frac{\partial \dot{u}}{\partial z} \Big|_z - \frac{\partial \dot{u}}{\partial x} \Big|_z \\ \frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \Big|_z - \frac{\partial \dot{u}}{\partial y} \Big|_z \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_z \\ \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_z \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_z \end{pmatrix} \right]$$

Tout comme dans le paragraphe précédent, on considère que la vitesse verticale est négligeable par rapport au vent horizontal, on a donc :

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} \begin{pmatrix} - \frac{\partial \dot{v}}{\partial z} \Big|_z \\ \frac{\partial \dot{u}}{\partial z} \Big|_z \\ \frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \Big|_z - \frac{\partial \dot{u}}{\partial y} \Big|_z \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_z \\ \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_z \\ \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_z \end{pmatrix}$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} \left[- \frac{\partial \dot{v}}{\partial z} \Big|_z \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_z + \frac{\partial \dot{u}}{\partial z} \Big|_z \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_z + \left(\frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \Big|_z - \frac{\partial \dot{u}}{\partial y} \Big|_z \right) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_z \right] \quad (14)$$

L  encore, cette relation est exprimée en fonction de z , à savoir l'altitude. Il nous faut donc à nouveau faire le changement de coordonnées défini en (7) pour introduire la pression. On obtient ainsi :

$$\begin{aligned} \frac{dq}{dt} = & -g \left[- \frac{\partial \dot{v}}{\partial P} \Big|_P \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_P - \frac{\partial \theta}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \right) \right. \\ & + \frac{\partial \dot{u}}{\partial P} \Big|_P \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_P - \frac{\partial \theta}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \right) \\ & \left. + \left(\left(\frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \Big|_P - \frac{\partial \dot{v}}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial y} \Big|_P - \frac{\partial \dot{u}}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \right) \right) \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P \right] \end{aligned}$$

On développe chacun des termes :

$$\begin{aligned}
\frac{dq}{dt} = & g \frac{\partial \dot{v}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_P - g \frac{\partial \dot{v}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \\
& - g \frac{\partial \dot{u}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_P + g \frac{\partial \dot{u}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \\
& - g \frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P + g \frac{\partial \dot{v}}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P \\
& + g \frac{\partial \dot{u}}{\partial y} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P - g \frac{\partial \dot{u}}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P
\end{aligned}$$

Soit :

$$\frac{dq}{dt} = g \frac{\partial \dot{v}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_P - g \frac{\partial \dot{u}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_P - g \frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P + g \frac{\partial \dot{u}}{\partial y} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P$$

Après factorisation, il vient :

$$\boxed{\frac{dq}{dt} = -g \left[- \frac{\partial \dot{v}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_P + \frac{\partial \dot{u}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_P + \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P \left(\frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \Big|_P - \frac{\partial \dot{u}}{\partial y} \Big|_P \right) \right]} \quad (15)$$

Comme nous disposons des différentes tendances de vitesses, nous pouvons calculer la tendance de vorticité potentielle due aux frottements.

A l'intention des utilisateurs des programmes réalisés lors de ce stage, les définitions sont les suivantes :

$$GZu_{-vx} = g \frac{\partial \dot{v}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_P \quad (16)$$

$$GZu_{-uy} = -g \frac{\partial \dot{u}}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_P \quad (17)$$

$$GZu_{-v} = -g \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \Big|_P \quad (18)$$

$$GZu_{-u} = g \frac{\partial \theta}{\partial P} \Big|_P \frac{\partial \dot{u}}{\partial y} \Big|_P \quad (19)$$

B Trajectoires lagrangiennes

Voici le détail du nombre de trajectoires lagrangiennes pour chaque vol et versions ARPEGE :

Vol	F6		F7	
	Run0	Run6	Run0	Run6
Version ARPEGE				
Nombre de trajectoires totales	567	478	888	899
Nombre de trajectoires anticycloniques	565 (99,6%)	474 (99,2%)	694 (78,2%)	628 (69,9%)
Nombre de trajectoires cycloniques	2 (0,4%)	4 (0,8%)	194 (21,8%)	271 (30,1%)

TABLE 2 – Nombre de trajectoires totales, anticycloniques et cycloniques pour chaque vol et version d'ARPEGE

Remarquons que, contrairement aux particules anticycloniques, les particules ayant une trajectoire cyclonique ont un apport de PV positif en milieu de troposphère. En effet, sur la figure 19, les moyennes (carré rouge) sont positives pour les intégrales de PV le long des trajectoires et différence de PV entre le début et la fin des trajectoires. Ceci suppose que ces trajectoires vont apporter du PV positif dans une zone de fort PV, ce qui va donc contribuer à intensifier la dépression.

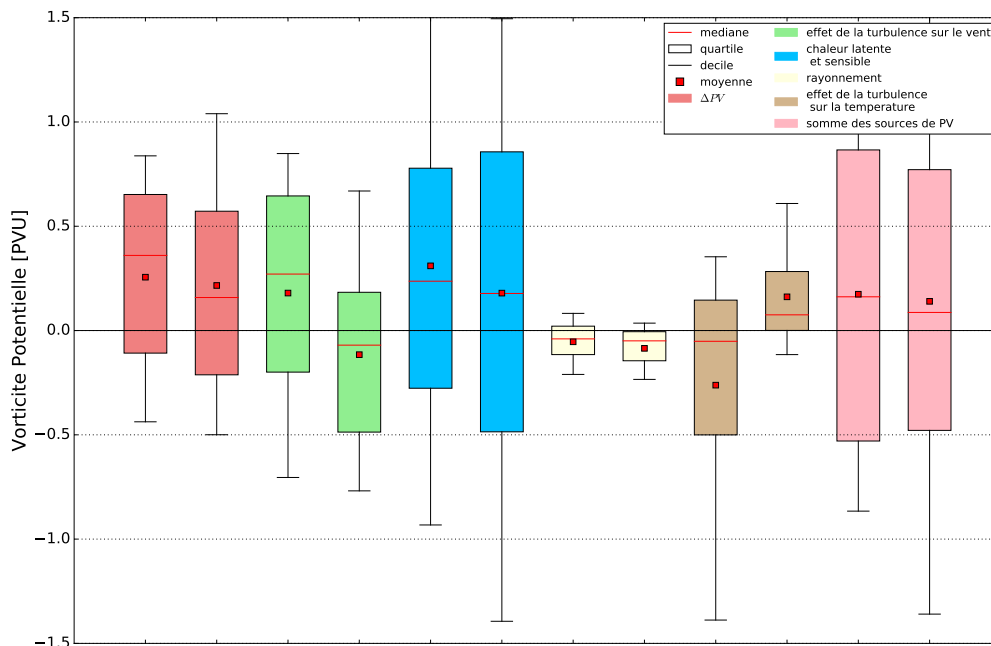


FIGURE 19 – Statistiques de PV en fin de trajectoires.