

Simulation numérique d'écoulements catabatiques en Antarctique par le modèle atmosphérique Polar WRF

Projet en laboratoire réalisé par Anthony Rey-Pommier
M2 Fluid Mechanics, Fundamentals and Applications
Supervision par Étienne Vignon⁽¹⁾ et Christophe Genthon⁽²⁾

(1) École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Laboratoire de Télédétection Environnementale

(2) Laboratoire de Météorologie Dynamique, Sorbonne Université, campus Pierre et Marie Curie

1 Introduction

Le vent catabatique est un type particulier de vent, produit par le mouvement d'une masse d'air dévalant un relief géographique. Il est engendré lorsque se produit une inversion de température proche de la surface sur une pente, créant un gradient de pression local. Une fois le processus enclenché, une masse d'air froid s'accélère et dévale la pente dans sa direction principale. Ce type de vent est extrêmement présent aux pôles, où les conditions climatiques permettent une forte différence de température entre le sol et l'atmosphère. En Antarctique, du fait du refroidissement radiatif de la surface du sol, de fortes inversions se développent sur le continent et perdurent pendant la nuit polaire. Sur un terrain pentu, une masse d'air donnée se trouve être plus froide donc plus dense que sa voisine en aval située à la même altitude mais plus éloignée de la surface. Le gradient de pression qui en résulte initie un mouvement d'air, et un écoulement catabatique se forme alors le long de la pente. De tels écoulements ne sont visibles qu'à proximité de la surface, dans la couche limite atmosphérique de quelques centaines de mètres de hauteur. On les caractérise également par une forte constance en direction : si l'écoulement est dévié par la force de Coriolis, l'effet de cette dernière devient relativement faible dans le bilan de quantité de mouvement à proximité de la surface du sol.

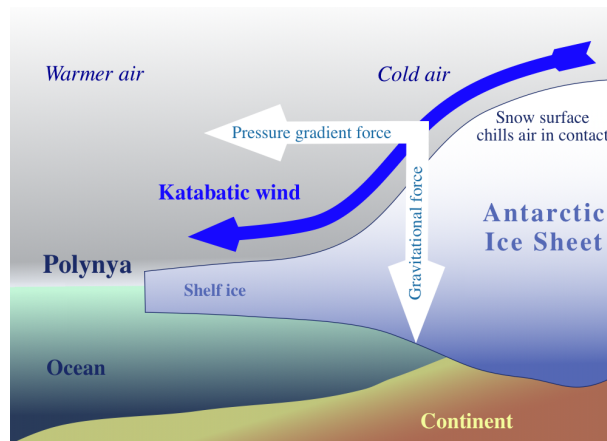


Figure 1: Schéma de principe illustrant le fonctionnement du vent catabatique.

Le climat en Antarctique est encore mal simulé par les modèles climatiques disponibles. Bien que

les caractéristiques générales du climat soient représentées correctement par les modèles de circulation générale (GCM en anglais), la distribution de pression au niveau des côtes s'écarte systématiquement des mesures, de même que la température de surface au centre du continent Antarctique. Les vents proches de la surface dans les régions de pente sont également mal représentés (Rodrigo 2013). Plusieurs études (Pettré 1990 & 1996, Renfrew 2004, Vanlipzig 2004) semblent montrer que les vents catabatiques turbulents jouent un rôle fondamental dans le climat de la région, et pourraient expliquer les défauts cités précédemment. Par exemple, la neige soufflée transportée par les vents catabatiques aurait son importance dans le bilan de masse de la calotte, ce qui aurait alors une influence sur les grandeurs précédentes (Genthon 2011). Une meilleure compréhension de la structure turbulente du vent catabatique est donc nécessaire pour mieux comprendre le climat global du pôle Sud.

Pour décrire un écoulement turbulent tel que l'écoulement catabatique, il est nécessaire de distinguer les grandeurs moyennes des champs des fluctuations autour de ces moyennes. Dans le cas du champ de vitesse \vec{u} , la séparation des échelles turbulentes et non turbulentes permettent de définir la fluctuation \vec{u}' autour de la moyenne $\langle \vec{u} \rangle$, de telle sorte que $\vec{u} = \langle \vec{u} \rangle + \vec{u}'$ (on dit qu'on effectue une décomposition de Reynolds, $\langle \cdot \rangle$ désignant la valeur moyenne prise sur le nombre de réalisations, soit également une moyenne temporelle sous l'hypothèse d'ergodicité). On peut alors décrire l'écoulement moyen avec l'équation dite de Reynolds, que l'on obtient aisément depuis l'équation fondamentale de Navier-Stokes (on prend soin de prendre en compte le terme de flottabilité) :

$$\rho \left(\frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial t} + \langle u_j \rangle \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j} \right) = - \frac{\partial \langle P \rangle}{\partial x_j} - g \langle \rho \rangle \delta_{i3} + \nu \frac{\partial^2 \langle u_i \rangle}{\partial x_j^2} - \frac{\partial R_{ij}}{\partial x_j} \quad (1)$$

Ici g est l'intensité de la pesanteur et η la viscosité dynamique de l'air, supposées constantes par la suite. P désigne le champ de pression et ρ celui de masse volumique de l'air. Enfin, le tenseur du second ordre $(R_{ij})_{1 \leq i, j \leq 3} = \underline{R} = -\rho \langle \vec{u}' \otimes \vec{u}' \rangle$ est le tenseur de Reynolds. Ce dernier fait intervenir les fluctuations de vitesse et agit ainsi comme un terme diffusif dû à la turbulence.

La variance de la vitesse $\langle \vec{u}'^2 \rangle$ est homogène à une énergie par unité de masse. On nomme alors la grandeur $k = \frac{1}{2} \langle \vec{u}'^2 \rangle$ énergie cinétique turbulente (ou turbulent kinetic energy en anglais, "TKE"), à ne pas confondre avec l'énergie cinétique moyenne par unité de masse $K = \frac{1}{2} \langle \vec{u} \rangle^2$. Cette grandeur est donc d'autant plus grande que les fluctuations de la vitesse le sont. Ainsi, la TKE constitue une mesure de l'intensité de la turbulence, donc fondamentale dans la description d'un écoulement tel que le vent catabatique. Celle-ci peut être produite par cisaillement ou par flottabilité, et est ensuite transportée d'échelle en échelle par cascade turbulente, avant d'être dissipée par viscosité à l'échelle de Kolmogorov. Ces processus de production, de transport et de dissipation peuvent être modélisés et équilibrés dans une seule équation appelée équation de la TKE, que l'on peut obtenir en utilisant l'équation Reynolds :

$$\underbrace{\frac{\partial k}{\partial t}}_{\text{Dérivée locale}} + \underbrace{\langle u_j \rangle \frac{\partial k}{\partial x_j}}_{\text{Advection}} = - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle u'_i P' \rangle}{\partial x_i}}_{\text{Pression}} - \underbrace{\frac{1}{2} \frac{\partial \langle k u'_i \rangle}{\partial x_i}}_{\text{Transport turbulent}} + \underbrace{\nu \frac{\partial^2 k}{\partial x_j^2}}_{\text{Transport visqueux}} - \underbrace{\langle u'_i u'_j \rangle \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j}}_{\text{Production}} - \underbrace{\nu \langle \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \rangle}_{\text{Dissipation}} - \underbrace{\frac{g}{\rho} \langle \rho' u'_i \rangle \delta_{i3}}_{\text{Flottabilité}} \quad (2)$$

Dans le terme de gauche, on retrouve la dérivée particulaire de la TKE, scindée en une dérivée locale et une advection par l'écoulement moyen. Usuellement, on distingue l'advection horizontale de l'advection verticale. Le terme de droite liste les possibilités d'apport ou de perte de TKE : de gauche à droite sont exprimés la distribution d'énergie par les perturbations de pression, le transport par turbulence, le transport par diffusion, le terme de cisaillement, la dissipation de TKE en chaleur et enfin le terme de flottabilité dû aux variations de densité. De la même manière que pour la vitesse, P' et ρ' sont définis par $P' = P - \langle P \rangle$ et $\rho' = \rho - \langle \rho \rangle$.

Si une telle équation peut être implémentée numériquement, une difficulté majeure dans sa représentation est due à la diversité des échelles de longueur caractéristiques qu'elle fait intervenir, ce qui représente un fort compromis à faire sur le choix de la résolution spatiale. La paramétrisation, qui

permet de tenir compte des processus physiques d'échelle inférieure à celle de la maille du modèle, est une des principales sources d'incertitudes dans les modèles atmosphériques. De plus, l'équation de la TKE est une équation aux dérivées partielles hautement non-linéaire, et est souvent implémentée de manière simplifiée dans la plupart des modèles atmosphériques et fonction de chaque situation. Ainsi, le terme d'advection horizontale dans la couche limite est souvent négligé dans les modèles à grande échelles, car le vent horizontal est défini au milieu des couches modèles alors que la TKE est définie aux intercouches.

Ainsi, dans le cadre de la reproduction d'un écoulement catabatique et du champ de TKE associé, le choix de la résolution semble important et la prise en compte du terme d'advection horizontale peut être nécessaire, en raison des fortes vitesses de vent et des variations horizontales de TKE le long de la pente. Le but de ce projet est donc de s'intéresser à **l'influence de la résolution d'un modèle sur sa capacité à représenter le champ de TKE lors d'un écoulement catabatique**. Sur ce même écoulement, on essaiera d'effectuer une **estimation de l'effet du terme d'advection dans l'équation de la TKE**, afin de déterminer s'il permet de représenter plus fidèlement l'écoulement. Les simulations seront effectuées à l'aide du Polar Weather Research and Forecasting Model (ou Polar WRF) que l'on décrira sur un écoulement catabatique en Terre Adélie. Deux simulations seront effectuées, avec et sans prise en compte du terme d'advection dans l'équation de la TKE. Pour chacune des simulations, trois résolutions différentes seront utilisées au niveau de la même région de l'Antarctique, à un moment où un écoulement catabatique est susceptible d'apparaître.

2 Le modèle Polar WRF

2.1 Fonctionnement du modèle

Le modèle WRF (Weather Research and Forecasting model) est un modèle atmosphérique conçu, comme son nom l'indique, à la fois pour la recherche et la prévision météorologique numérique dès l'an 2000. Il est devenu un véritable modèle communautaire grâce à son développement à long terme grâce aux contributions d'une base d'utilisateurs mondiale. Le modèle, qui est aujourd'hui l'un des plus utilisés dans le monde, s'est développé pour fournir des capacités spéciales pour une vaste gamme d'applications de prévision du système terrestre. Parmi ces applications, Polar WRF, fourni par l'université de l'Ohio, permet de représenter avec précision les champs météorologiques (Bromwich 2013) aux hautes latitudes, en prenant en compte des paramètres spécifiques à ces zones (albédo de la glace, épaisseur de la neige, rugosité de surface, ...). L'utilisation de Polar WRF a ainsi permis de mener plusieurs études sur le climat polaire. On peut citer, entre autres, l'élaboration de la réanalyse ASR (Arctic System Reanalysis) utilisée dans les simulations en Arctique.

Le modèle Polar WRF simule alors l'écoulement compressible de l'air sur une épaisseur d'une trentaine de kilomètres, c'est-à-dire sur toute la troposphère mais également la basse stratosphère. Cet air est décrit sur un maillage cartésien comme un gaz parfait dont l'écoulement se fait à haut nombre de Reynolds $Re \sim 10^6 - 10^8$, ce qui permet de négliger les termes de diffusion moléculaire dans les équations de quantité de mouvement. Les échanges sont traités de manière verticale au sein de chacune des colonnes correspondant aux points du maillage au sol.

2.2 Schéma de turbulence

L'équation de Reynolds est implémentée dans Polar WRF, ce qui permet théoriquement la description de l'écoulement moyen $\langle \vec{u} \rangle$ et de la distribution de pression moyenne $\langle P \rangle$. Cependant, cette description ne peut se faire que si l'on peut exprimer le tenseur de Reynolds $\underline{R} = -\rho \langle \vec{u}' \otimes \vec{u}' \rangle$ à l'aide de quantités moyennées, de manière à supprimer toute référence à la partie fluctuante du champ de vitesse. Ce procédé s'appelle une fermeture.

Plusieurs types de fermetures de complexités variables sont possibles, mais on choisit ici de définir une approximation dans la maille. Ici, cette approximation consiste à exprimer les échanges turbulents en conditions neutres et stables sous forme d'une diffusion dont le coefficient de diffusion s'écrit $K_e = \ell\sqrt{k} = \ell\sqrt{\overline{u'^2}/2}$, où ℓ est une longueur caractéristique des variations verticales de l'écoulement, appelée longueur de mélange (caractéristique de la taille des tourbillons en fonction de la stabilité de l'air). Cette fermeture, qui correspond au schéma de turbulence MYNN (Mellor and Yamada Nakanishi Ninno level 2.5). C'est donc un schéma de fermeture d'ordre 1.5 : on a représenté les flux turbulents, d'ordre 2, à l'aide des moments d'ordre 1 (température potentielle, vent moyen, ...) et la TKE. Les flux de quantité de mouvement pour les composantes non-horizontales s'écrivent $\langle u'_{1,2}u'_3 \rangle = -K_e \frac{\partial u_{1,2}}{\partial x_3}$.

On utilise alors l'équation de Reynolds pour obtenir les grandeurs moyennes. Les termes de dissipation, et de flottabilité sont également implémentés sous maille. Dans le cas de la flottabilité, qui apparaît par inhomogénéité du champ de température, l'hypothèse de Boussinesq est utilisée pour décrire les variations de densité. L'équation de la TKE se réécrit alors sous la manière suivante :

$$\underbrace{\frac{\partial k}{\partial t}}_{\text{DTKE}} + \underbrace{\langle u_j \rangle \frac{\partial k}{\partial x_j}}_{\text{ADV}} = \underbrace{-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle u'_i P' \rangle}{\partial x_i} - \frac{1}{2} \frac{\partial \langle k u'_i \rangle}{\partial x_i}}_{\text{QWT}} + \underbrace{\nu \frac{\partial^2 k}{\partial x_j^2}}_{\text{Négligé}} - \underbrace{\langle u'_i u'_j \rangle \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j}}_{\text{QSHEAR}} - \underbrace{\nu \langle \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \rangle}_{\text{QDISS}} - \underbrace{\frac{g}{\rho} \langle \rho' u'_i \rangle \delta_{i3}}_{\text{QBUOY}} \quad (3)$$

Les noms sous accolades sont les noms des différents termes tels qu'ils apparaissent dans WRF, sauf l'advection ADV qui est calculée en soustrayant le membre de droite aux variations temporelles de TKE. Le terme de diffusion visqueuse est négligé.

3 Simulations

3.1 Domaines étudiés

On va se focaliser sur la région de la Terre-Adélie sur la côte Est-Antarctique. Afin de mener à bien l'étude sur l'effet de la résolution sur la reproduction du champ de TKE pendant le vent catabatique, trois résolutions seront utilisées : 27 km, 9 km et 3 km, définissant trois domaines notés d01, d02 et d03. Chaque domaine est ainsi un carré de 100×100 points, centré grossièrement sur la base Dumont-d'Urville, base scientifique française située sur l'île des Péterles en terre Adélie. Le maillage vertical est constitué de 69 niveaux dont les 26 premiers sont situés à moins de 3000 mètres au dessus du sol.

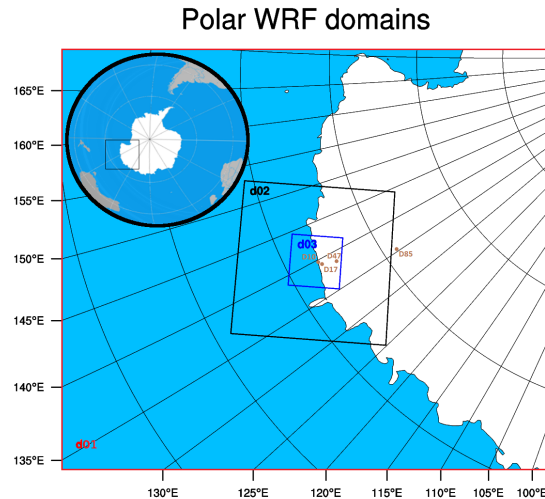


Figure 2: Domaines utilisés à 3, 9 et 27 kilomètres de résolution.

Les trois domaines sont nestés : le domaine d01 force le domaine suivant d02 aux frontières, qui lui force le domaine d03 de la même manière. Les conditions aux limites du domaine d01, ainsi que les conditions initiales, sont données par la réanalyse ERA5.

Plusieurs stations de mesure sont présentes au niveau de ces zones. C'est notamment le cas des stations D10, D17 et D47 présentes sur les 3 domaines. D10 est une station se trouvant sur la côte, à proximité de la base Dumont-d'Urville. On trouve la station D17 une dizaine de kilomètres au sud-est, et la station D47 à une centaine de kilomètres vers l'intérieur du continent. Ces trois stations effectuent des mesures de diverses grandeurs météorologiques, dont la vitesse et la direction du vent sur place. Elles permettent donc d'identifier un épisode intéressant de vent catabatique que l'on pourra simuler sur les trois différents domaines.

3.2 Mesures in situ

L'analyse rapide des données fournies par les stations montrent qu'un vent catabatique, fort et quasiment stationnaire, s'est mis en place pendant la seconde semaine d'août 2017, pendant la nuit polaire. La figure 4 montre le profil de l'intensité du vent mesuré aux trois stations D10, D17 et D47, à 100 mètres de hauteur. Les lignes noires verticales dénotent la période que nous allons étudier, qui correspond à l'intervalle 06:00-12:00 UTC du 9 août 2017. Durant cette période, le vent est particulièrement stationnaire à D10 et D17. On notera tout de même que les stations effectuent les mesures de vent à des hauteurs différentes (2,5 mètres pour D10 et D47 et 5,65 mètres pour D17), et que les résultats ont été interpolés à 10 mètres de haut à l'aide d'une loi de similitude de Monin-Obukhov prenant en compte la rugosité de la surface du sol. Le choix de cette hauteur permettra plus tard la comparaison avec les données simulées.

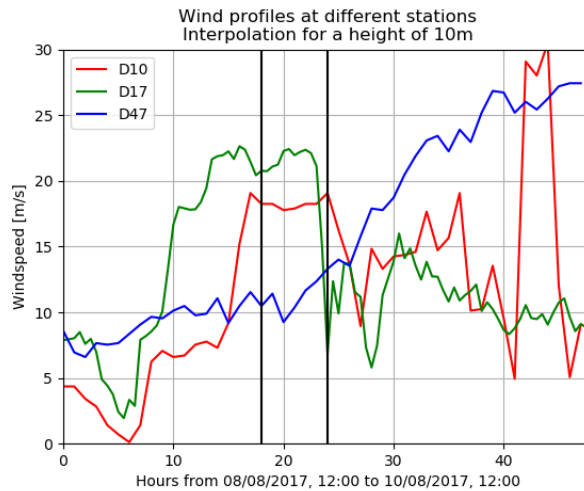


Figure 3: Mesures de vent aux stations D10, D17 et D47 interpolées 10 mètres de hauteur.

Une fois ce catabatique identifié, les simulations Polar WRF peuvent être lancées pour les trois résolutions différentes durant la totalité du mois d'août 2017. La série temporelle des résultats possède un pas de temps fixé à 15 minutes, soit 24 données par point de maille pour les 6 heures de l'évènement. Le poids total des données est d'environ 90 Go. La région étudiée étant extrêmement au Sud, l'utilisation des angles de latitude et de longitude est moins pratique pour un domaine carré. Ainsi, les coordonnées d'un point ne seront pas données en fonction de leur coordonnées géographiques mais en coordonnées cartésiennes (après projection stéréographique polaire), l'origine étant le point en bas à gauche de chaque domaine.

4 Analyse des données

4.1 Champ horizontal de vent et lignes de courant

Les simulations Polar WRF fournissent un champ de vitesse tridimensionnel. Le champ de vent horizontal peut donc être tracé sur plusieurs niveaux d'altitude. La figure 5 montre les lignes de courant obtenues pour le domaine d02 à 9 km de résolution. Ces lignes de champ sont tracées au niveau du sol, ainsi qu'à 49 et 142 mètres au dessus de la surface. Les positions des stations D10, D17 et D47 sont également indiquées. Le caractère stationnaire du vent pendant les 6 heures étudiées nous permettent de nous affranchir de la variable de temps. On observe sur de tels profils le vent catabatique, bien caractérisé par sa constance en direction. Au sol comme en altitude, les lignes de courant sont dirigées de l'intérieur du continent vers les côtes, puis sont déviées vers l'Ouest au niveau de l'océan.

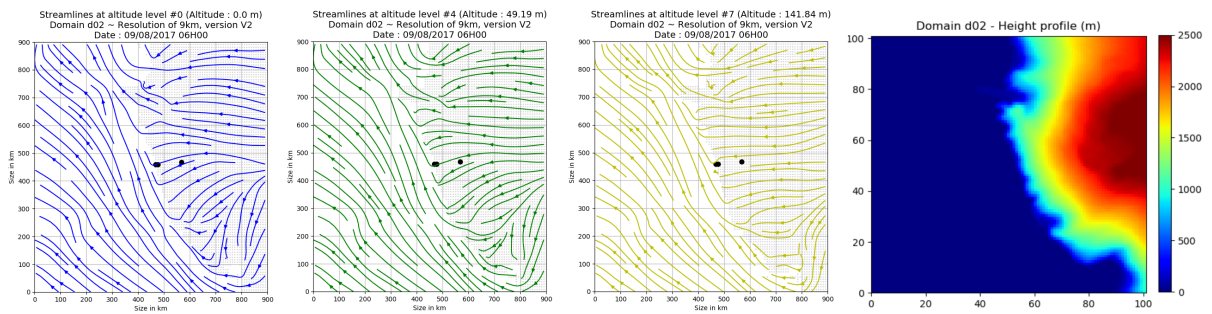


Figure 4: Lignes de courant instantanées à 0, 49 et 142 mètres au dessus du premier niveau modèle (domaine d02 de 9 kilomètres de résolution). Sur la droite est affichée la topographie correspondante.

On peut utiliser ces profils pour se ramener à une étude 2D du problème. En effet, il semble que peu importe l'altitude, une ligne de courant passe à proximité des trois stations de mesure, allant de D47 à D10 en passant par D17. On peut donc restreindre l'étude des grandeurs de la TKE le long de cette ligne de courant, et afficher les profils verticaux sur les points du maillage les plus proches des trois stations. La figure 5 montre ainsi sur le domaine d02 l'évolution verticale du vent et des termes constitutifs de l'équation de la TKE aux trois stations. On y ajoute également la variation de température potentielle pour le relier au terme de flottabilité et avoir une indication sur la stabilité de l'atmosphère.

On identifie bien sur ces figures le jet catabatique, caractérisé par son maximum de vitesse à basse altitude (environ 100 mètres au dessus du sol). Au niveau de ce pic le champ de TKE est faible, ce qui indique une forte constance dans la direction et l'intensité du vent. En altitude, le vent est plus faible et le champ de TKE croit en conséquence. L'évolution temporelle globale de la TKE est stationnaire, comme en témoigne la courbe correspondant à $\frac{\partial k}{\partial t}$, quasiment confondue avec l'axe des ordonnées. Cependant les termes constitutifs de l'équation de la TKE ne sont pas nuls, et on peut voir au dessus du maximum du jet catabatique, une dominance du terme de cisaillement $-\langle u'_i u'_j \rangle \frac{\partial \langle u_i \rangle}{\partial x_j}$ et du terme de dissipation $\nu \langle \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \rangle$, qui se compensent presque entièrement. Pour cette résolution (9 km) et à cette altitude, les autres termes apparaissant dans l'équation de la TKE sont d'un ordre de grandeur plus faible et assurent la quasi-neutralité du bilan énergétique. Cependant, on peut voir qu'au niveau du maximum du jet catabatique, les termes de cisaillement et de dissipation sont plus faibles, et l'advection prend une importance bien plus prononcée. Sur cet événement de vent catabatique et pour cette résolution, on peut déjà affirmer que l'advection de TKE joue donc un rôle important pour le bilan turbulent.

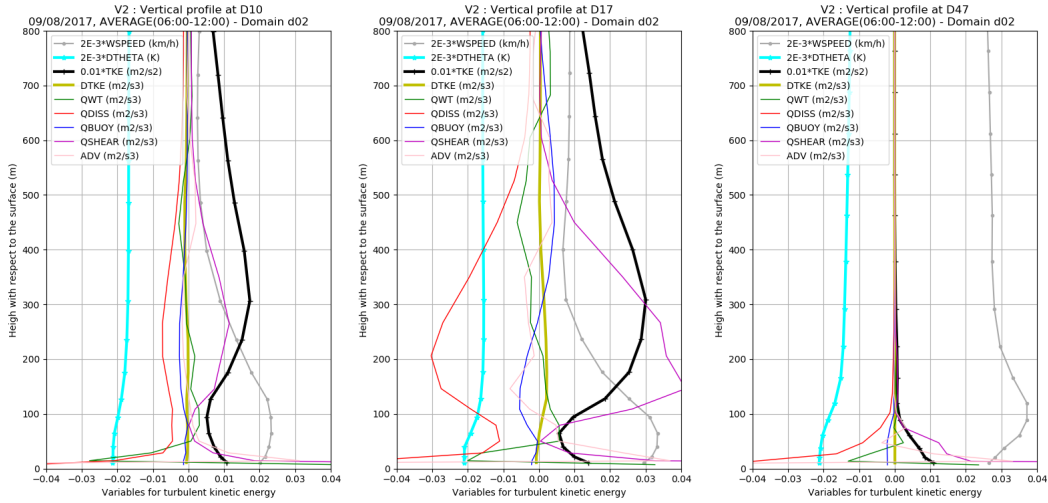


Figure 5: Profils verticaux des termes constitutifs (domaine d02). La TKE, l'écart en température potentielle et le vent sont mis à l'échelle, avec des normalisations respectives de 10^{-2} , 2.10^{-3} et 2.10^{-3} .

On notera enfin que le vent en haute altitude s'annule à D10 et D17, mais pas à D47. Un autre étude a montré que cette monotonie particulière vers l'intérieur du continent est due à la circulation générale durant cette période (gradient de pression plus fort), nous ne nous focaliserons pas sur cet aspect.

4.2 Effet de la résolution sur la reproduction des champs

Si l'advection peut sembler non négligeable sur le bilan de TKE précédent, cet effet peut être dû à la résolution choisie pour le modèle (et donc à la paramétrisation sous maille des termes impliqués dans le bilan de TKE), et non pas à une véritable réalité physique. Nous affichons donc les mêmes profils verticaux pour deux autres résolutions : un domaine plus grand (d01) de 27 kilomètres de résolution, et un domaine plus petit (d03) de 3 kilomètres de résolution. Pour ces trois domaines, les profils verticaux de vent aux trois stations d'étude est affiché en figure 6. À ces profils sont ajoutés la moyenne sur les 6 heures d'étude des mesures interpolées à 10 mètres (voir figure 3).

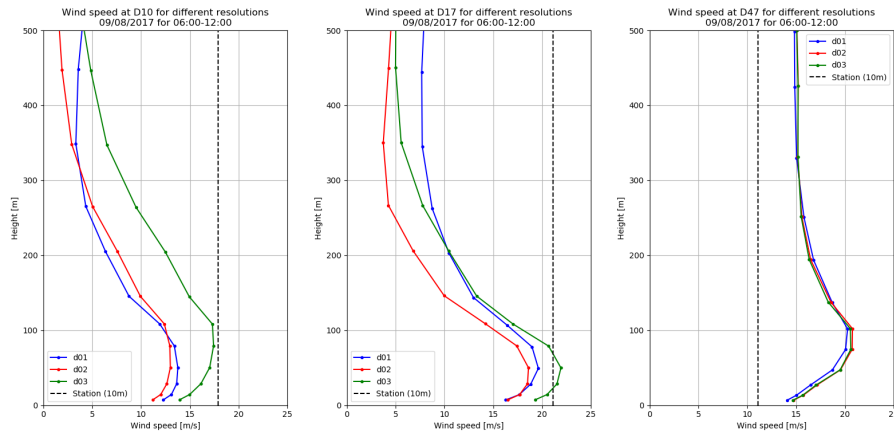


Figure 6: Profils verticaux de vent aux différentes stations. Les couleurs correspondent à une résolution de 27, 9 et 3 kilomètres. Les mesures correspondantes à 10 mètres sont affichées en pointillés.

À la vue de ces profils, il semblerait que la haute résolution (domaine d03) donne des résultats de vent plus élevées que les deux autres résolutions plus basses. Pour ces deux autres valeurs de résolution, les valeurs de vent sont assez proches ; on ne peut donc pas conclure a priori d'un effet sur la reproduction du vent. En revanche, il semblerait que la reproduction du vent soit meilleure en aval de l'écoulement, puisque c'est pour ces deux stations que la valeur simulée à quelques mètres de hauteur est plus proche de la valeur des mesures. On notera enfin que ces écarts observés ne s'expliquent pas par les différences de représentativité (voir annexe, partie 8.1)

Le champ de vent ayant été analysé, nous étudions alors les différents termes apparaissant dans l'équation de la TKE. Nous traçons alors en figure 7 les mêmes profils que pour la figure 5 (avec les mêmes normalisations), mais pour les domaines d01 et d03. L'évolution de l'écart en température potentielle est affiché ici aussi.

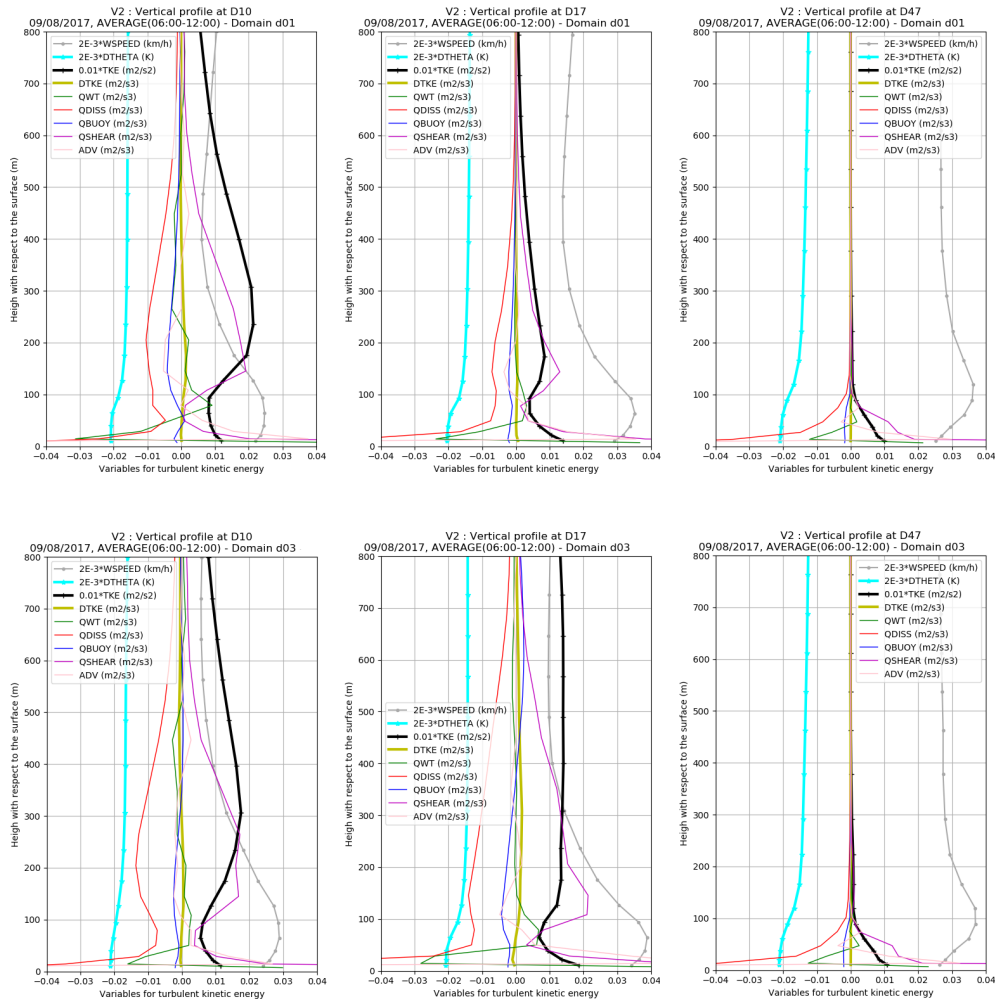


Figure 7: Profils verticaux des termes constitutifs (domaine d01 en haut et d03 en bas).

Sur ces figures, les différents termes apparaissant dans l'équation de la TKE (dérivée locale, advection, transport vertical, cisaillement, dissipation et flottabilité), ainsi que le vent et la TKE elle-même, sont représentés verticalement sur une colonne de même section (voir annexe, partie 8.1). On remarque d'emblée que le changement de résolution n'affecte pas les variations et amplitudes globales des différents termes constitutifs : le long d'une colonne verticale, le bilan de TKE se réduit quasiment

à une compensation entre les termes de cisaillement et de dissipation. En revanche, ces termes se voient diminués au niveau du maximum du jet catabatique, situé à environ 80 mètres au dessus du sol. Au niveau de cette mince couche où le gradient vertical de vent est minimal, les termes d'advection et de diffusion verticale prennent plus d'importance. Le champ de vent global est également représenté de manière similaire pour les trois résolutions au niveau du sol. En revanche, le profil vertical de TKE diffère d'une résolution à l'autre : en altitude, la décroissance verticale de la TKE est d'autant plus faible que la résolution est élevée, en particulier à D17. Au vu de tels profils, La TKE a donc tendance à être produite en altitude et à être conservée plus facilement sur le domaine à haute résolution. Enfin, l'étude de la thermique de l'écoulement est détaillée en annexe, partie 8.2.

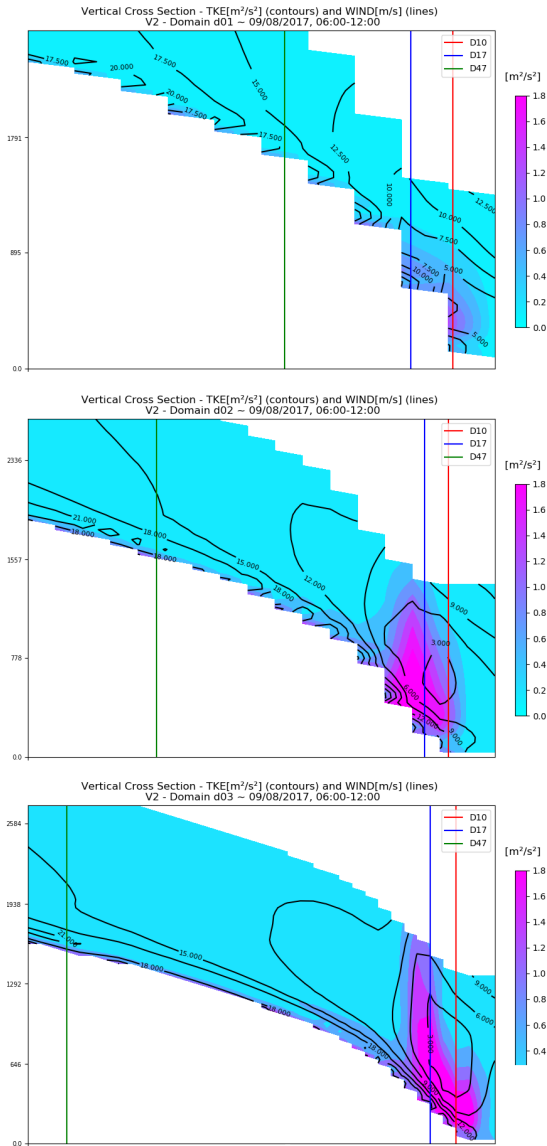


Figure 8: Coupes verticales le long d'une ligne de courant - Champ de TKE et de vent pour les domaines d01 (27 km), d02 (9 km) et d03 (3 km).

Pour mieux décrire le vent et le champ de TKE sur la ligne de courant passant par les stations D10, D17 et D47, nous calculons la valeur du champ de TKE sur la ligne de courant entière, sur trois kilomètres d'altitude. Les résultats sont affichés pour les trois résolutions à la figure 7. Sur ces coupes 2D dont l'abscisse correspond à la coordonnée curviligne de la ligne de courant considérée, le champ de TKE (couleurs) ainsi que l'intensité du vent (lignes) sont affichés en suivant la pente ; les lignes verticales indiquent la position approximative des stations pour donner une idée de la taille des zones considérées. Sur ces profils, l'ordonnée représente l'altitude (par rapport au niveau de la mer) ; la partie inférieure blanche représente donc le profil du continent dont l'épaisseur varie entre 0 et 2,4 kilomètres environ. Les résultats sont encore moyennés sur la période de 06:00 à 12:00 pendant laquelle l'écoulement est quasiment stationnaire. Ici, le vent semble représenté de manière très similaire pour les trois résolutions. De plus, on retrouve sur ces coupes le constat fait précédemment sur les profils verticaux aux stations D10, D17 et D47 : le passage d'une résolution faible à une résolution plus élevée s'accompagne d'une accumulation de TKE en hauteur, au dessus du maximum du jet catabatique. Le champ de vitesse moyen donnant le vent est représenté de manière similaire pour les trois résolutions, et on observe aisément la croissance du vent catabatique, d'amont en aval de l'écoulement. Le champ de TKE est également plus fort lorsque l'on se rapproche de la côte. En effet, c'est en aval de la ligne de courant, vers l'extérieur du continent, que l'écoulement catabatique s'est le plus développé, c'est donc au niveau de la côte qu'il a accumulé le plus de fluctuations par rapport à ce qu'il se passait en amont.

Ces différences observées sur les coupes ne contredisent pas les profils verticaux précédents qui permettaient de visualiser la neutralité du bilan de TKE. De tels changements s'expliquent donc par la modification de la dynamique due à la résolution du modèle.

4.3 Prise en compte de l'advection horizontale de la TKE

Dans cette partie, nous nous intéressons à l'influence de l'advection sur la reproduction de l'écoulement catabatique par le modèle Polar WRF. On construit donc deux versions différentes de la simulation de l'écoulement catabatique du 9 Août 2017 entre 06:00 et 12:00 UTC, en prenant en compte dans l'équation de la TKE le terme d'advection verticale (simulation V2), ou en négligeant ce terme dans le bilan (version V3). La comparaison de ces deux versions se fait en étudiant le champ de vitesse $\|\langle \vec{u} \rangle\|$ et le champ de TKE $k = \frac{1}{2} \langle \vec{u}'^2 \rangle$. Ces grandeurs sont affichées verticalement sur une ligne de courant passant par D10, D17 et D47 (figure 8), de la même manière que pour les sections 4.1 et 4.2. Le coefficient d'échange pour la quantité de mouvement $K_e = \ell \sqrt{k}$ est ajouté à ces profils. La résolution est fixée à 9 kilomètres (domaine d02).

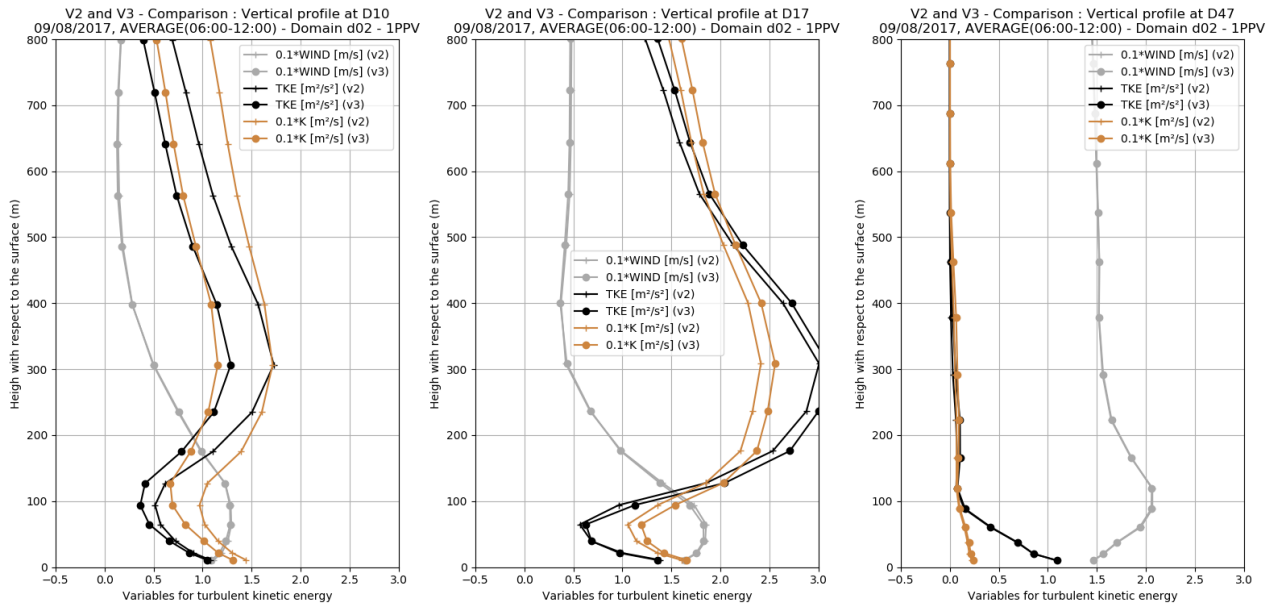


Figure 9: Profils verticaux pour la TKE, le vent moyen et le coefficient d'échange le long d'une ligne de courant (domaine d02) - Comparaison entre les versions V2 (avec advection) et V3 (sans advection).

On remarque d'emblée qu'inclure ou non le terme d'advection de TKE a peu d'effet sur les profils de vent (l'écart ne dépasse pas les 4% sur les profils affichés), malgré une différence au niveau du coefficient d'échange. Ce faible écart est un bon signe pour les modèles généraux atmosphériques qui nécessitent une valeur correcte du vent moyen.

En revanche, on note des écarts significatifs sur le champ de TKE et le coefficient d'échange, en particulier en aval de l'écoulement. Sur une colonne donnée, l'écart entre les champ avec et sans advection semble uniforme au dessus de la couche catabatique, mais varie le long de la ligne de courant, ce qui permet de mettre en évidence un transport de TKE dû à ce terme d'advection : on observe par exemple que la TKE est transportée depuis D17 jusqu'à D10, puisque l'on observe sur les profils verticaux un déficit de TKE par rapport à V3 à D17, et un excès à D10. Ce transport peut être mis en évidence de manière plus intéressante en affichant la différence de TKE ou de vent ("V2-V3") le long de la ligne de courant, ce qui constitue la figure 9. Étant donné que les profils précédents suggèrent un transport vers l'extérieur du continent, on utilise cette fois-ci des coupes sur une plus grande portion de la ligne de courant considérée (par rapport aux coupes de la figure 7), plusieurs kilomètres vers la mer.

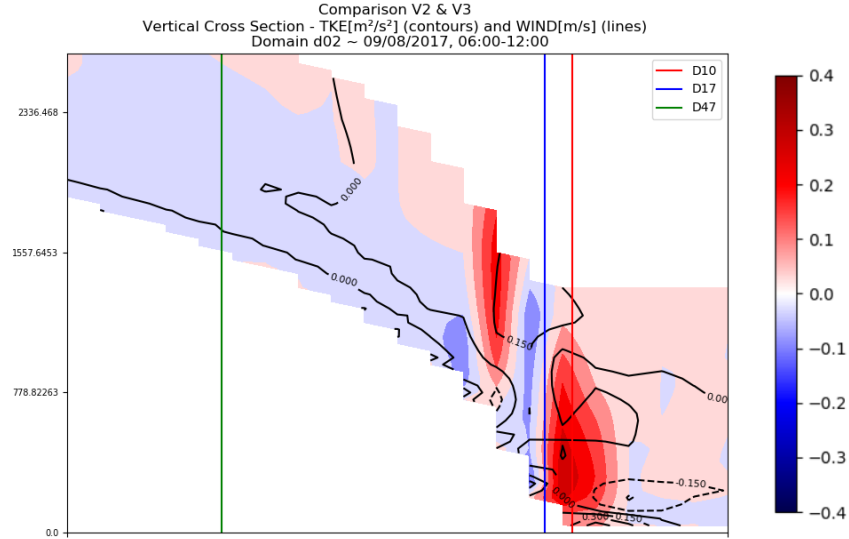


Figure 10: Profil de coupe - Différence V2-V3 du champ de TKE (couleur) et de vitesse (contour).

Ce que l'on note globalement à la vue de cette coupe, c'est que l'ajout d'advection de TKE affecte surtout l'aval de l'écoulement, où le vent catabatique s'est bien développé. Les différences de TKE entre les deux simulations sont du même ordre de grandeur que ceux observés sur la figure 9 (milieu). On peut également voir les faibles différences sur le champ de vent. La même coupe est représentée en figure 11 pour la période 12:00-14:30, c'est-à-dire la période suivant la période stationnaire. On note sur cette figure une accumulation de TKE dans la simulation V2 par rapport à la simulation V3 : par rapport à la figure 11, les différences ont été décalées vers des valeurs positives.

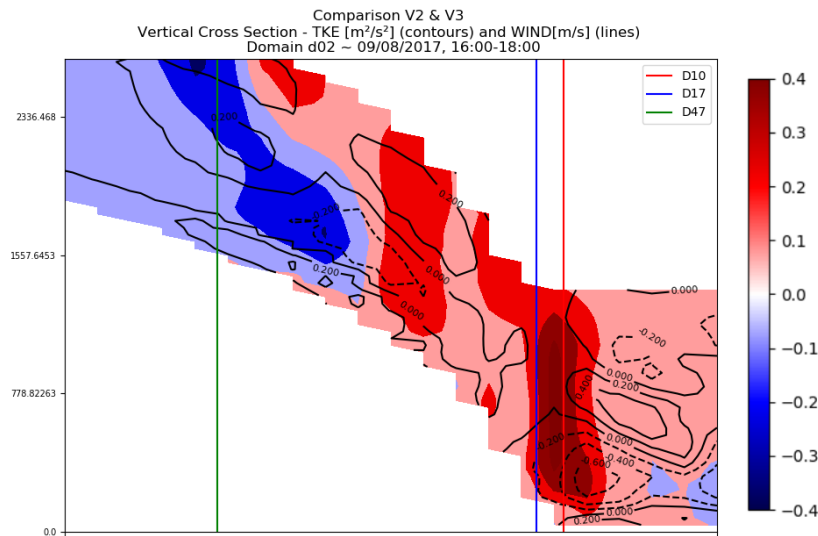


Figure 11: Différence V2-V3 du champ de TKE et de vitesse après la période stationnaire.

Enfin, une étude de l'influence de l'advection pour plusieurs résolutions différentes semble montrer que les différences dans le champ de TKE entre les deux versions s'observent principalement pour les domaines à haute résolution. Il semblerait ainsi que l'advection joue un rôle mineur à basse résolution dans la représentation du champ de TKE. Un tel effet gagnerait à être éclairci, en étudiant par exemple les variations horizontales de vent et de TKE.

5 Conclusion

Le vent catabatique est un phénomène singulier qui est d'une grande importance sur le bilan global du climat Antarctique. Les simulations Polar WRF effectuées pour représenter un écoulement turbulent comme celui-ci en Terre Adélie ont montré que la paramétrisation du modèle, par le choix de la résolution utilisée, a une influence très forte sur la reproduction de l'énergie cinétique turbulente. Si le passage d'une résolution à une autre n'affecte pas les variations des différents termes influençant la variation temporelle de TKE, il a un effet sur l'amplitude du vent moyen ainsi que sur la TKE, qui a tendance à être produite en altitude (au dessus du jet catabatique) et à être conservée plus facilement à haute résolution. Enfin, la prise en compte du terme d'advection dans l'équation de la TKE semble avoir son importance dans la reproduction de l'écoulement : si le vent moyen n'est pas affecté par la prise en compte de ce terme, le champ de TKE se retrouve modifié de manière quasiment uniforme sur la verticale avec une variation horizontale le long des lignes de courant. Un tel comportement permet de mettre en évidence un transport de TKE dû à cette advection, parfois négligée dans les modèles atmosphériques.

6 Bibliographie

- Thèse d'Hélène Barral - Couches limites atmosphériques en Antarctique : observation et simulation numérique (2014), <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01228081/document>
- Thèse d'Étienne Vignon - The extreme atmospheric boundary layer over the Antarctic Plateau and its representation in climate models (2017), <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01696807>
- Pettré, P., Renaud, M. F., Renaud, R., Déqué, M., Planton, S., André, J. C. (1990). Study of the influence of katabatic flows on the Antarctic circulation using GCM simulations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 43(1-4), 187–195. doi:10.1007/bf01028121
- Pettré, P., Périard, C. (1996). Aspects du climat de Dumont-d'Urville et de l'Antarctique. *La Météorologie*, 8(13), 55. doi:10.4267/2042/51175
- Renfrew, I. A. (2004). The dynamics of idealized katabatic flow over a moderate slope and ice shelf. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(598), 1023–1045. doi:10.1256/qj.03.24
- Van Lipzig, N. P. M., Turner, J., Colwell, S. R., van Den Broeke, M. R. (2004). The near-surface wind field over the Antarctic continent. *International Journal of Climatology*, 24(15), 1973–1982. doi:10.1002/joc.1090
- Nakanishi, M., Niino, H. (2004). An Improved Mellor–Yamada Level-3 Model with Condensation Physics: Its Design and Verification. *Boundary-Layer Meteorology*, 112(1), 1–31. doi:10.1023/b:boun.0000020164.04146
- Genthon, C., Trouvilliez, A., Gallée, H., Bellot, H., Naaim, F., Favier, V., Piard, L. (2011). Lizzard, très blizzard, *La Météorologie NO.75*, doi:10.4267/2042/45803
- Bromwich, D. H., Otieno, F. O., Hines, K. M., Manning, K. W., Shilo, E. (2013). Comprehensive evaluation of polar weather research and forecasting model performance in the Antarctic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2), 274–292. doi:10.1029/2012jd018139
- Sanz Rodrigo, J., Buchlin, J.-M., van Beeck, J., Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R. (2012). Evaluation of the antarctic surface wind climate from ERA reanalyses and RACMO2/ANT simulations based on automatic weather stations. *Climate Dynamics*, 40(1-2), 353–376. doi:10.1007/s00382-012-1396-y
- Powers, J. G., Klemp, J. B., Skamarock, W. C., Davis, C. A., Dudhia, J., Gill, D. O., Duda, M. G. (2017). The Weather Research and Forecasting Model, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8), 1717–1737. doi:10.1175/bams-d-15-00308.1

7 Remerciements

Je tiens à remercier chaleureusement Étienne Vignon et Christophe Genthon, qui m'ont tous les deux accompagnés pendant ces quelques mois au cours de ce projet de manière bienveillante. Les explications théoriques d'Étienne m'ont permis de comprendre pleinement la complexité du problème auquel je me suis confronté, et l'expérience sur le terrain de Christophe a été déterminante pour le déroulement du projet. En somme, je suis heureux d'avoir pu mener ma seconde étude sur les mécanismes du climat. Merci également à Vincent Favier et Jonathan Wille pour avoir fourni les informations relatives aux stations de mesure, ainsi qu'à Karine Marquis pour avoir pris le temps d'installer correctement les modules Python nécessaires à l'analyse des données.

8 Annexes

8.1 Moyennage spatial pour le traitement des données

Dans l'étude qui a été effectuée, les domaines utilisés sont nestés, et leurs résolutions respectives sont liés par un rapport de 3 (domaines de 3, 9 et 27 kilomètres de résolution). Un point du maillage du domaine d01 (respectivement d02) permet ainsi d'effectuer des modélisations sur une zone correspondant à trois points du maillage du domaine d02 (respectivement d03). Nous avons donc analysé l'effet d'un moyennage spatial, pour pouvoir comparer les évolutions des quantités de l'équation de la TKE sur des zones de même taille. La figure 12 montre ainsi deux exemples de différences entre les profils moyennés et les profils moyennés sur un domaine donné, en comparaison avec le profil analogue pour le domaine plus grand. Globalement, l'effet du moyennage est de réduire les différences en amplitude sur les profils, mais n'affecte pas les variations des quantités concernées, ni leur comportement limite.

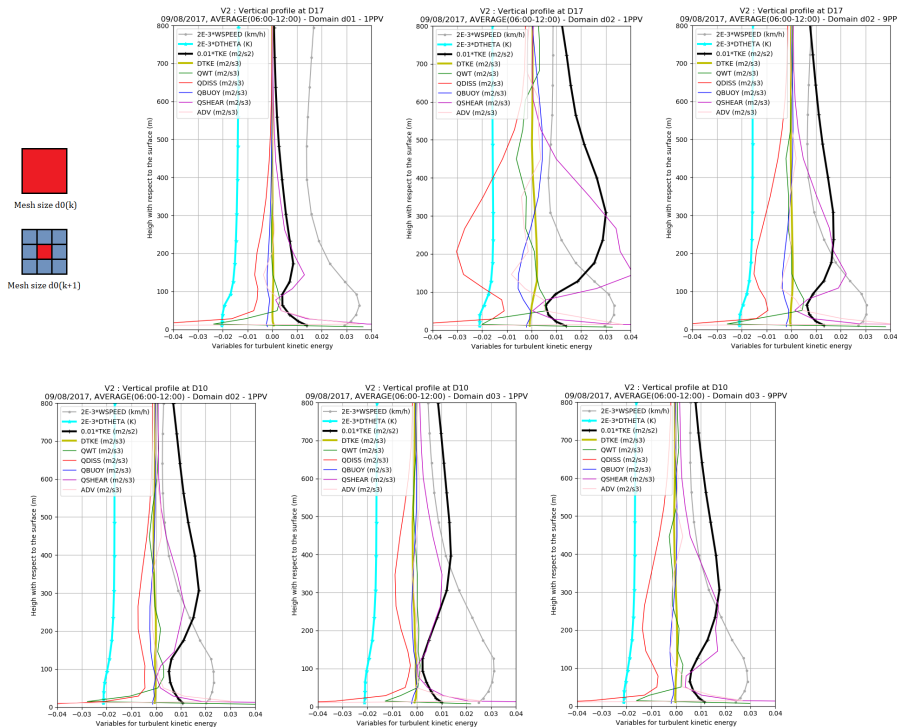


Figure 12: Effet du moyennage - Schéma de principe dû à la configuration des domaines (en haut à gauche), comparaison des profils à D17 entre le domaine d01 sans moyennage, le domaine d02 sans moyennage et le domaine d02 avec moyennage (en haut à droite), comparaison à D10 entre le domaine d02 sans moyennage, le domaine d03 sans moyennage et le domaine d03 avec moyennage (en bas).

8.2 Structure thermique de l'écoulement

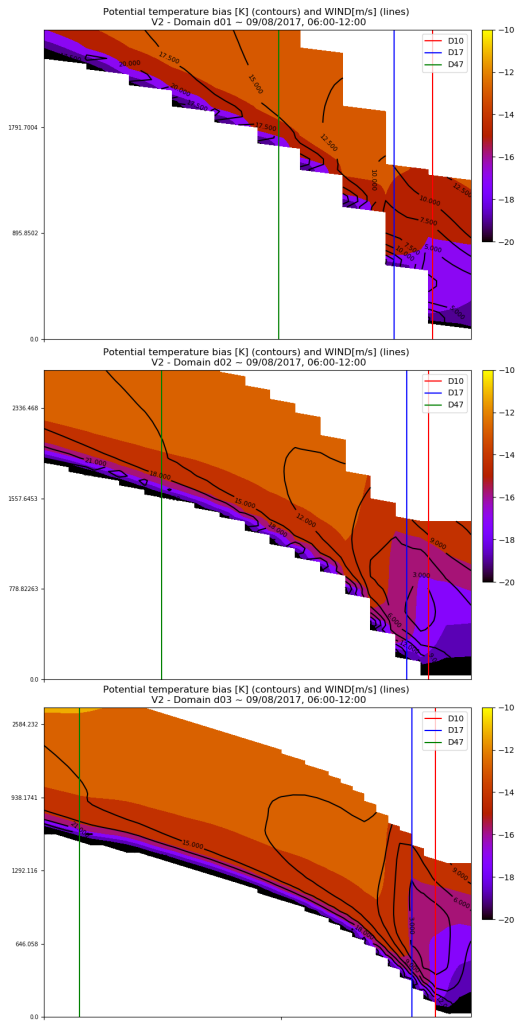


Figure 13: Coupes verticales pour l'écart en température potentielle pour différentes résolutions.

L'analyse de l'effet de la résolution utilisée sur les propriétés de l'écoulement simulé par WRF a été explicitée en partie 4 à l'aide des figures 6,7 et 8, pour le vent et les différentes grandeurs apparaissant dans l'équation de la TKE. On montre ici en figure 13 la structure thermique de l'écoulement (en utilisant l'écart en température potentielle, fondamentale en analyse isentropique) sur les coupes verticales le long de la ligne de courant identifiée au début de cette étude, qui passe au plus près des trois stations D10, D17 et D47. Ces coupes verticales sont réalisées, comme pour la figure 8, pour les trois domaines différents en figure 11 (de haut en bas, les résolutions sont de 27, 9 et 3 kilomètres). De même, l'étude de l'importance du terme d'advection dans le bilan de TKE est complétée avec la figure 12, qui montre les différences de température potentielle entre les deux simulations (V2 avec advection, et V3 sans advection) sur la période 06:00-12:00 UTC où le catabatique est stationnaire. La même coupe est utilisée et est affichée pour le domaine d02. Pour ces deux figures, l'échelle de couleur est en Kelvins, et les lignes verticales indiquent approximativement la position des stations.

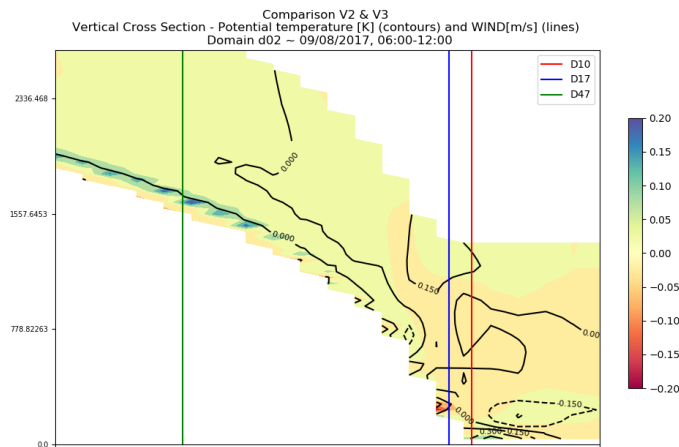


Figure 14: Différences en température potentielle entre les simulations V2 et V3 (domaine d02).

