

Les données et outils numériques utilisés

2.1 Les modèles numériques

2.1.1 Le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat v5.3 T359

Le modèle atmosphérique global ARPEGE-Climat (noté ARPEGE) est dérivé du modèle de prévision météorologique ARPEGE/IFS (Integrated Forecast System) développé conjointement par Météo-France et le Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme (ECMWF). C'est un modèle spectral, basé sur les approximations de la couche mince et de l'hydrostatisme, qui opère sur 31 niveaux verticaux en coordonnée hybride sigma-pression avec une troncature spectrale d'ordre T359 dans la version haute résolution utilisée pendant cette thèse. Toute la physique et le calcul des termes non-linéaires passent par une transformation spectrale sur une grille Gaussienne réduite (Hortal and Simmons (1991)) de telle façon que la décomposition spectrale d'un champ $X(\lambda, \varphi)$, avec λ la longitude et φ la latitude, a pour expression :

$$X_T(\lambda, \varphi) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^N C_n^m H_n^m(\lambda, \varphi), \quad (2.1)$$

où m est le nombre d'onde zonal, n est le nombre d'onde global, C_n^m le coefficient spectral du champ X et H_n^m l'harmonique sphérique correspondante. Ici, la troncature est triangulaire, ce qui veut dire que $N = M = 359$, et équivaut à une résolution spatiale d'environ 50 km en latitude et en longitude. Neuf niveaux verticaux sont au-dessus 200 hPa et quatre sont au-dessus de 100 hPa. Le niveau le plus élevé est à 10 hPa et il y a un raffinement près

de la surface avec six niveaux en-dessous de 850 hPa, excepté dans les régions de haute montagne.

Le modèle ARPEGE a été utilisé dans cette thèse pour réaliser des simulations atmosphériques forcées et des simulations couplées océan-atmosphère. Pour les expériences forcées, c'est la version ARPEGE-Climat 5.2 qui a été utilisée, qui est la composante atmosphérique du modèle couplé CNRM-CM5 (Voldoire et al. (2013)). Pour les expériences couplées, nous avons utilisé la version 5.3 pour laquelle la nouveauté par rapport à la version 5.2 réside dans l'ajout d'une physique pronostique. Cependant, pour les expériences couplées présentées dans ce manuscrit, cette option n'a pas été choisie et la physique utilisée est la même que celle de la version 5.2.

La dynamique du modèle repose sur un schéma d'intégration numérique semi-lagrangien, avec un pas de temps de 15 minutes, sauf pour le module de transfert radiatif qui a un pas de temps de 3 h. Le modèle a six variables pronostiques (qui servent à calculer les tendances) : la température, l'humidité spécifique, la concentration d'ozone, le logarithme de la pression de surface, la vortacité et la divergence.

La représentation de l'interaction air-mer de petite échelle dans la couche limite atmosphérique repose sur la paramétrisation des phénomènes sous-mailles (voir Voldoire et al. (2013) pour une description détaillée des paramétrisations), telles que la condensation et la turbulence, qui jouent donc un rôle fondamental dans notre étude. La paramétrisation de la condensation sous-maille est décrite par Bougeault (1982). Elle intervient dans le cas de nuages non-précipitants et gère la représentation de la fraction nuageuse et la quantité d'eau liquide générée par la turbulence de petite échelle. La formulation de Kessler (1969) est utilisée pour l'évaporation et les précipitations ; ce schéma suppose que le taux de formation des particules d'eau, par agrégation de particules nuageuses ou sous l'action de noyaux de condensation, augmente avec le contenu en eau des nuages mais est nul au-dessous d'un certain seuil. Le schéma de turbulence sous-maille d'ordre 2 (décrit par Yamada and Mellor (1975), Mellor and Yamada (1974, 1982), Galperin et al. (1988)) prend en compte les effets de l'eau sous ses formes liquide et gazeuse. La fraction de nuage stratiforme, le contenu stratiforme en eau liquide et les coefficients du mélange turbulent vertical ainsi que la fréquence de Brunt-Väisälä sont calculés d'après Ricard and Royer (1993).

L'importance de ces processus sous-mailles est d'autant plus grande qu'ils contrôlent

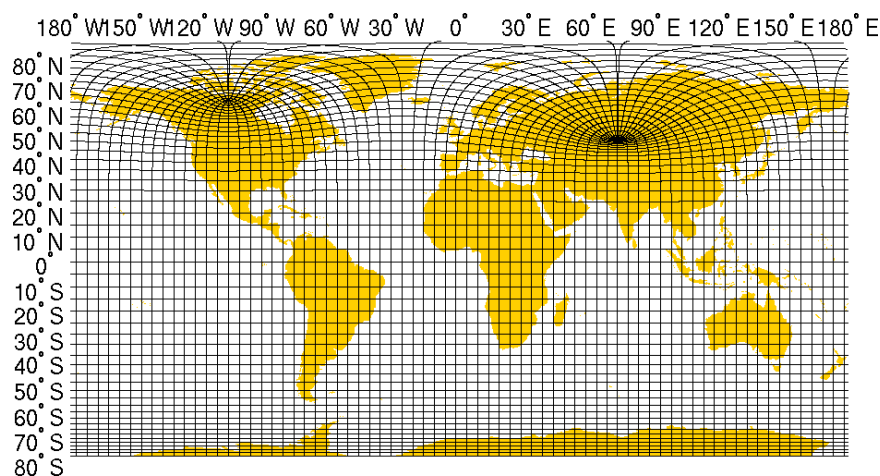


FIGURE 2.1 – Grille horizontale de NEMO. Par souci de clarté ne sont représentés qu’un méridien et parallèle sur dix.

le déclenchement de la convection, phénomène récurrent dans la région du Gulf Stream, favorisée par la disponibilité de chaleur et d’humidité provenant de la couche de mélange du front océanique. La convection profonde suit le schéma développé par Bougeault (1985) et se produit sous deux conditions : la convergence d’humidité en basses couches et un profil vertical de température instable. La convection modifie le profil instable en profil nuageux adiabatique humide. Le schéma suit un concept de flux de masse selon lequel l’ascension verticale du nuage est compensée par une subsidence de grande échelle.

2.1.2 Le modèle couplé haute résolution ARPEGE-NEMO

Dans le cadre de cette thèse, les simulations couplées ont été réalisées avec la dernière version du modèle couplé ARPEGE-NEMO mis au point au CERFACS, qui utilise la composante atmosphérique ARPEGE-Climat v5.3 (voir paragraphe précédent) et le modèle océanique NEMO v3.4 (très proche de la version 3.2 utilisée par le modèle CNRM-CM5), couplés avec le logiciel OASIS3-MCT.

Le modèle NEMO v3.4 0.25° Le composant océanique NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) est une structure de modélisation pour la recherche océanographique, la prévision océanographique saisonnière opérationnelle et les études du climat, développée conjointement par plusieurs institutions européennes (CNRS, Mercator-Ocean,

UK Met Office et NERC-NOCS). Une description détaillée du modèle est disponible dans Madec (2008). La configuration globale océanique est ORCA 0.25° (Grieco et al. (2009)) qui utilise une grille tripolaire (avec 2 pôles dans l’hémisphère nord, un au Canada et un en Sibérie, voir Figure 2.1) à une résolution au $1/4^\circ$ à l’équateur aussi bien en latitude qu’en longitude, ce qui correspond à une maille maximale de 27,8 km (à l’équateur) et une maille minimale sur l’océan de 5,7 km (zonal) par 3,2 km (méridien). Le positionnement des pôles sur des points terre permet de s’affranchir des problèmes de calcul en ces points singuliers. La grille verticale contient 75 niveaux, avec une concentration de niveaux plus importante dans les couches superficielles et qui décroît en allant vers le plancher océanique. Le pas de temps d’intégration est de 20 minutes.

OPA (Océan PARallélisé) est le composant de NEMO permettant la représentation de la dynamique des océans. Il repose sur un système d’équations appliqué à la circulation océanique régionale et à la circulation océanique globale, dérivé des équations de Navier-Stokes, en considérant que le mélange turbulent dans l’océan est unidimensionnel vertical. La résolution de ces équations repose sur les hypothèses et approximations suivantes :

- La sphéricité de la Terre : la gravité locale est dirigée vers le centre de la Terre ;
- La couche d’eau est mince : la profondeur de l’océan est petite par rapport au rayon de la Terre ;
- L’approximation hydrostatique : la pression en un point est due au poids de la colonne d’eau au-dessus ;
- L’écoulement est incompressible : la divergence du champ de vitesse tridimensionnelle est nulle ;
- Les équations d’état non-linéaires couplent les champs de température et de salinité ;
- La surface de l’océan est libre ;
- L’hypothèse de la couche limite avec une vitesse horizontale nulle au fond.

La surface libre est linéaire (Roullet and Madec (2000)). L’advection de la température et de la salinité suit un schéma de dissipation de la variance totale monotone de second ordre (Lévy et al. (2001)). Un schéma de conservation de l’énergie et de l’entropie est utilisé (Arakawa and Lamb (1981), Le Sommer et al. (2009)). Le flux solaire atmosphérique est redistribué dans les couches superficielles de l’océan à partir des coefficients d’atténuation simplifiés de Lengaigne et al. (2007) dépendant de la concentration en chlorophylle (celle-ci étant fixée à $0.05 \text{ } gChL^{-1}$). La dynamique de la couche de mélange est paramétrée selon un

schéma de fermeture d'énergie cinétique turbulente (TKE, pour Turbulent Kinetic Energy) basé sur celui de Delecluse (1993) et amélioré de façon à prendre en compte le processus de double diffusion par exemple. La profondeur de la couche de mélange est une variable diagnostique et est calculée selon un critère en densité prenant en compte la température et la salinité. Plus d'informations sont disponibles dans Voltaire et al. (2013).

Le coupleur OASIS3-MCT Le coupleur OASIS3 (Ocean Atmosphere Sea Ice Soil, Valcke (2006, 2013)), développé au CERFACS, a été utilisé afin de synchroniser, d'interpoler et d'échanger les champs de couplage entre ARPEGE et NEMO. Un champ de couplage est une quantité issue de la résolution des équations d'un premier modèle et qui constitue un champ d'entrée intervenant dans la résolution des équations d'un second modèle, interagissant avec le premier par l'intermédiaire du couplage. Les champs échangés de l'océan vers l'atmosphère sont la SST et la fraction de glace de mer, et de l'atmosphère vers l'océan le stress du vent, le flux de précipitation totale, le flux solaire et le flux total non-solaire à la surface. Ce sont des valeurs instantanées sauf pour les flux qui sont cumulés entre deux pas de temps de couplage. L'interpolation est nécessaire afin de projeter le champ de couplage d'une grille numérique du composant source à une autre grille numérique du composant cible, par exemple on utilise une interpolation bilinéaire de la SST entre la grille ORCA 0.25 de NEMO et la grille T359 d'ARPEGE. Toutes les interpolations sont basées sur la librairie d'interface SCRIP (Spherical Coordinate Remapping and Interpolation Package) d'OASIS3 (voir Jones (2001)). Le couplage a lieu toutes les 3 heures pour tous les champs de couplage. A chaque pas de temps de couplage n , chaque composant reçoit en entrée les champs de couplage qui ont été calculés par le composant correspondant au pas de temps $n - 1$ et interpolé par le coupleur. Dans le cas particulier du premier pas de temps de couplage, OASIS3 lit les champs dans un fichier de redémarrage.

2.2 Les observations satellites et les réanalyses

La capacité du modèle utilisé dans le cadre de cette thèse à représenter correctement la variabilité climatique des moyennes latitudes dans l'hémisphère Nord et à capturer la réponse au signal de petite échelle de la SST de façon réaliste est évaluée à partir de la comparaison des champs simulés aux observations et réanalyses.

2.2.1 La réanalyse ERA-Interim

La réanalyse atmosphérique ERA-Interim est obtenue à partir du modèle de prévision à courte échéance IFS (Integrated Forecasting System) développé au Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF, pour European Centre for Medium Range Weather Forecasts en anglais). ERA-Interim intègre un très grand nombre d'observations, obtenues par différents satellites, radiosondes, avions, bouées, ballons et stations météorologiques (voir Figure 2.2). C'est aujourd'hui la réanalyse atmosphérique la plus récente de l'ECMWF, elle succède à ERA-40 en corrigeant les problèmes qui y avaient été identifiés, comme l'intensité du cycle hydrologique, la qualité de la circulation stratosphérique et l'homogénéité temporelle des observations. Elle couvre actuellement la période allant du 1^{er} janvier 1979 au 28 février 2013 toutes les trois heures, et fait l'objet d'une actualisation régulière afin de s'étendre le plus possible vers le moment présent. Elle est calculée sur la grille gaussienne T255, sa couverture spatiale est globale à une résolution d'environ $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ sur 37 niveaux de pression, ce qui permet de prendre en compte des processus de petites échelles permettant notamment de mieux représenter les précipitations par rapport à la précédente réanalyse (ERA40) de l'ECMWF. Le papier de référence est Simmons et al. (2006). Plus d'informations sur le modèle de prévision et la méthode d'assimilation de données mise en œuvre sont présentées dans Dee et al. (2011).

2.2.2 La réanalyse MERRA

MERRA (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Rienecker et al. (2011)) est une réanalyse produite à partir des observations du satellite Système d'Observation de la Terre (EOS, pour Earth Observing System) de la NASA sur la période 1979-présent. Le modèle utilisé est GEOS-E ADAS (Atmospheric Data Assimilation System, Rienecker et al. (2011)) version 5.2 avec une configuration ayant une résolution de $1/2^\circ$ latitude x $2/3^\circ$ longitude sur 72 niveaux verticaux. Une des améliorations apportées par MERRA par rapport aux autres produits de réanalyse est l'intégration d'une méthode de correction des biais de mesure de la radiance pendant l'étape d'assimilation des données, ce qui permet d'ajuster en continu l'estimation du biais afin de maintenir la cohérence avec les autres paramètres de l'analyse, contrairement aux autres réanalyses pour lesquelles cette étape de débiaisage a lieu après l'assimilation des observations.

Bien que les résultats des réanalyses s'accordent assez bien sur de nombreux aspects

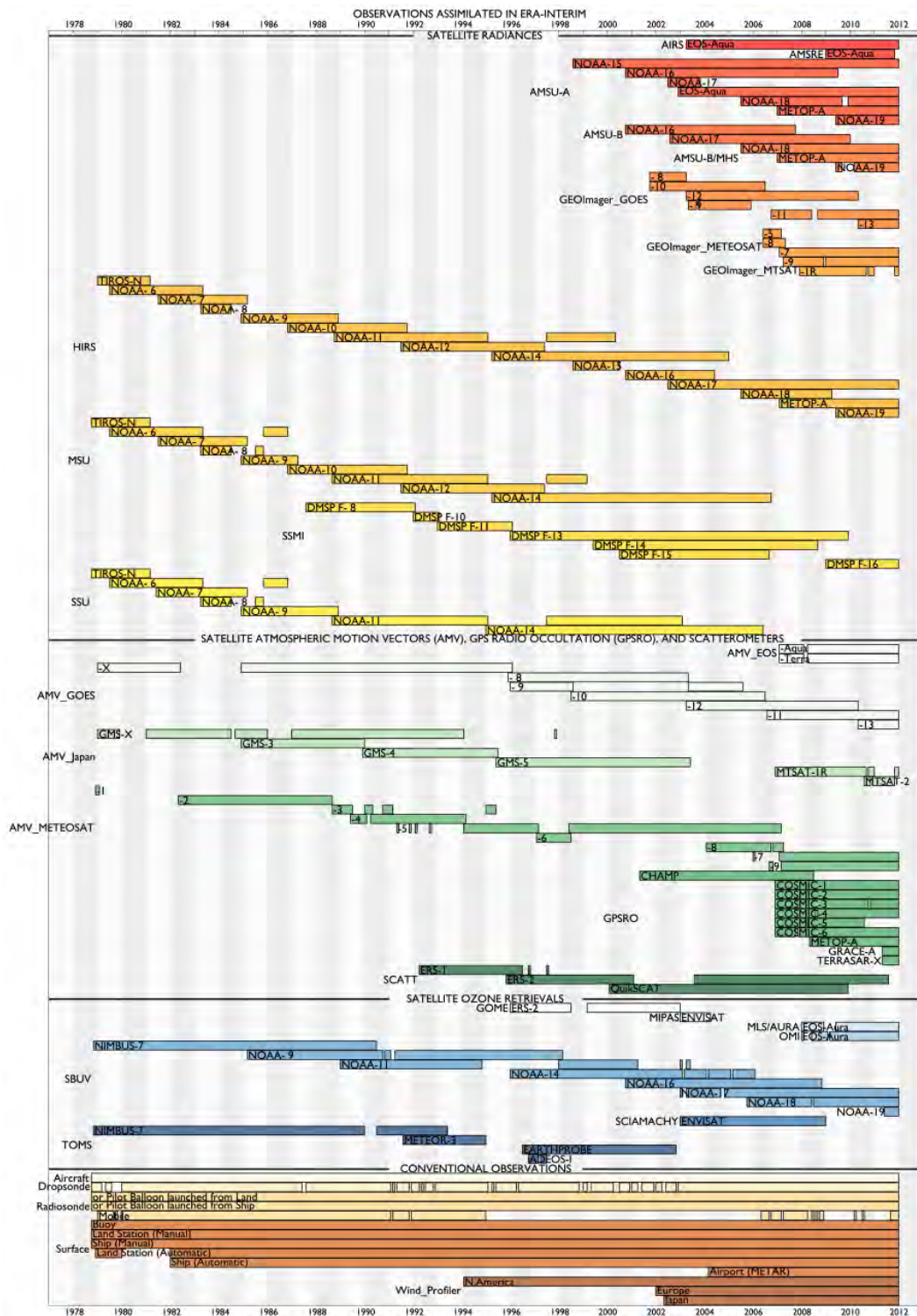


FIGURE 2.2 – Frise temporelle représentant le système complet d’observations utilisé par ERA-Interim. Figure réalisée par Paul Poli, avec la contribution de D. Dee, extraite de <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/era-interim>.

du climat, comme sa variabilité par exemple, des différences importantes peuvent persister pour certaines quantités comme les flux turbulents à la surface. Ces différences sont dues aux différents modèles et techniques utilisés par les réanalyses. Nous avons choisi la réanalyse MERRA pour compléter ERAI dans l'évaluation des flux turbulents du modèle dans la région du GS (voir section 3.3), car elle représente généralement assez bien les flux de chaleur turbulents à la surface. Cependant, Roberts et al. (2012) ont montré une sous-estimation systématique dans les régions de courants de bord ouest due à une covariabilité plus faible du vent aux gradients de température de l'air près de la surface que dans les observations.

2.2.3 Les SST NOAA par interpolation optimale

Les SST NOAA-OI, pour National Oceanic and Atmospheric Administration Optimal Interpolation (fournies par NOAA/OAR/ESRL, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>, Reynolds et al. (2002)), ont été utilisées au cours de cette thèse pour évaluer l'intensité de l'interaction air-mer de petite échelle représentée par le modèle, et ont également servi de forçage (condition aux limites) au modèle d'atmosphère ARPEGE. Les fractions de glace issues du même jeu de réanalyses ont également été utilisées comme forçages océaniques.

Ce produit d'analyse a été calculé par méthode d'interpolation optimale (OI, décrite dans Reynolds et al. (2007)) à une résolution spatiale de 0.25° et à une fréquence journalière. Il utilise une combinaison des SST issues des données satellite du radiomètre infrarouge AVHRR (pour Advanced Very High Resolution Radiometer) et du radiomètre à micro-ondes AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer) du satellite Système d'Observation de la Terre (EOS, pour Earth Observing System) de la NASA. Des observations issues de bouées et de bateaux sont également prises en compte et permettent un ajustement de grande échelle des biais des observations satellites par rapport à des observations in situ (voir Figure 2.3). La période de disponibilité des données s'étend de juin 2002 (date à partir de laquelle AMSR a été mis en service) à octobre 2011 (date à laquelle AMSR a cessé de fonctionner). Dans ce produit d'analyses combinant deux jeux d'observations satellites, les données AVHRR sont utilisées en priorité dans les régions côtières (où AMSR ne fonctionne pas). Dans le cas des régions sans nuages, l'utilisation combinée de mesures infrarouge et micro-onde permet de réduire les biais systématiques des méthodes car leurs erreurs caractéristiques sont indépendantes.

Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature

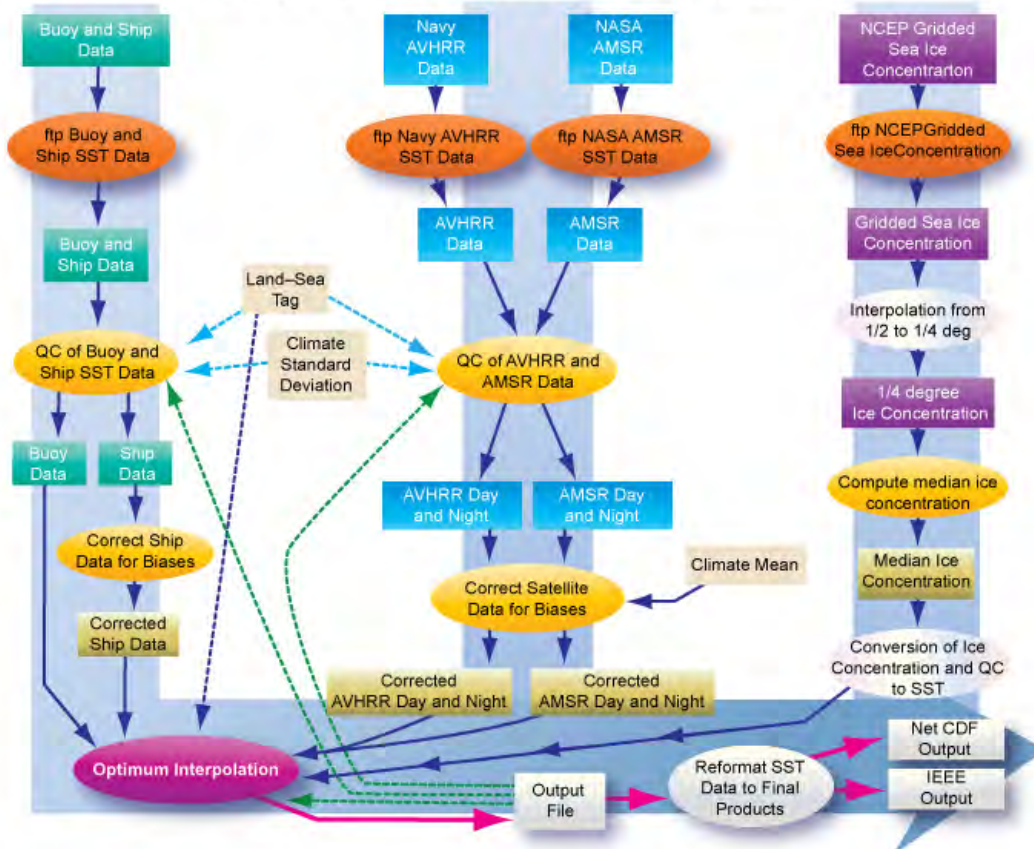


FIGURE 2.3 – Schéma représentant les observations et réanalyses utilisées pour produire les SST NOAA-OI. Extrait de www.ncdc.noaa.gov/sst/description.php.

2.2.4 Les vents à la surface QuikSCAT

Le satellite QuikSCAT a été lancé en 1999 avec à son bord un scatteromètre permettant de mesurer la vitesse des vents près de la surface des océans, des terres émergées et de la couverture de la glace dans une bande continue de 1800 km de large, en réalisant approximativement 400.000 mesures et couvrant 90% de la surface terrestre chaque jour. QuikSCAT fait partie du programme EOS de la NASA. Ses objectifs scientifiques comprennent notamment l’acquisition de mesures globales à haute résolution et par tous les temps des vents près de la surface des océans, permettant de déterminer les forçages atmosphériques, la réponse de l’océan et les mécanismes d’interactions air-mer sur plusieurs échelles spatiales et temporelles. Cette réanalyse offre donc le meilleur compromis entre la résolution spatiale du champ de vent et la longueur de la plage de temps disponible, c’est pourquoi nous l’avons choisie pour évaluer le réalisme de l’interaction air-mer de petite échelle simulée par le modèle.

Le jeu de données de la vitesse du vent à 10 mètres couvre la période allant de juin 1999 à novembre 2009 (date à laquelle la mission s’est terminée), avec un vecteur vent à la résolution de 25 kilomètres. Les vents observés à la surface de la mer par le scatteromètre du satellite QuikSCAT permettent de détecter les fines structures de la réponse atmosphérique aux gradients de petite échelle spatiale de la SST.

2.3 Outils d’analyses

2.3.1 Le coefficient d’interaction air-mer de petite échelle

L’intensité de l’influence de la SST de petite échelle sur le vent près de la surface dans les régions de fort front océanique est quantifiée à l’aide du coefficient de régression de la première quantité sur la seconde (Maloney and Chelton 2006). D’un point de vue sémantique, la littérature sur le sujet fait souvent référence à ce coefficient comme un “coefficient de couplage”. Or dans notre étude nous étudions notamment la réponse d’un modèle atmosphérique forcé par des SSTs prescrites, auquel cas l’interaction air-mer n’a lieu que dans un sens et il n’y a pas de rétroactions possibles de l’atmosphère sur l’océan, donc pas de couplage, c’est pourquoi nous préférons le terme “coefficient d’interaction”.

Le coefficient d’interaction est défini comme étant le coefficient de régression entre les composantes de petite échelle spatiale de la SST (on utilisera la SST simulée par NEMO

dans les expériences couplées et issues des observations NOAA-OI) et du vent près de la surface (vent à 10 m simulé par ARPEGE et issu des observations QuikSCAT) sur le domaine d'étude et pour la saison considérée. La composante de petite échelle de ces champs est obtenue à partir de la différence des valeurs mensuelles entre le champ total et le champ lissé spatialement. Le lissage est réalisé en chaque point mer de la région du Gulf Stream en faisant la moyenne des valeurs des points mer compris dans un cercle de 300 km de rayon autour du point considéré.

Pour cette thèse, le domaine d'étude est le Gulf Stream, constitué des points mer contenus dans le rectangle de coordonnées 80°E-30°E, 30°N-50°N (représenté en rouge sur la Figure 3.1).

2.3.2 Les régimes de temps

Un régime de temps est défini comme un état récurrent et quasi-stationnaire de la circulation atmosphérique de grande échelle, spatialement bien défini et ayant une durée de vie de l'ordre de 5 à 10 jours. Vautard (1990) a montré que la variabilité dans les moyennes latitudes est essentiellement due à l'alternance entre des régimes de temps journaliers pendant lesquels l'atmosphère est quasi-stationnaire, interrompue par des périodes de transitions. La stabilité climatique des centres d'action des régimes atmosphériques suggère que leur existence est due à une activité ondulatoire stationnaire et transitoire : leur activation et la transition associée sont principalement contrôlées par des processus atmosphériques internes, mais des forçages atmosphériques externes peuvent aussi influencer la fréquence de transition d'un régime vers un autre, provoquant des changements dans l'occurrence des régimes climatiques (voir aussi Feldstein (2000)). Ici, l'étude en régimes de temps est utilisée d'une part pour essayer d'identifier un impact de l'interaction air-mer de petite échelle dans la région du Gulf Stream sur la variabilité atmosphérique basse-fréquence de l'Atlantique Nord, et d'autre part pour essayer d'isoler dans la variabilité atmosphérique les contributions de (1) la réponse aux anomalies de chauffage de l'océan et (2) la variabilité intrinsèque de l'écoulement de grande échelle. Elle permet de tester la sensibilité de la réponse des tempêtes aux petites structures de SST dans l'Atlantique Nord à la configuration atmosphérique de grande échelle.

Dans ce travail de thèse, la détermination des régimes de temps a été réalisée avec un algorithme de partitionnement en nuées dynamiques décrit par Michelangeli et al. (1995),

appelé *méthode des k-means*. Nous avons utilisé les champs de géopotential à 500 hPa (noté Z500 dans la suite) à la fréquence journalière pour la saison d’hiver étendue (du 1^{er} novembre au 31 mars), sur le domaine Euro-Atlantique Nord (20°N-80°N, 90°W-30°E).

Classification Dans un premier temps, une analyse en composantes principales (ou EOF, pour Empirical Orthogonal Functions) est réalisée sur les anomalies de Z500 obtenues en soustrayant le cycle saisonnier aux valeurs journalières. Une pondération des anomalies par la racine carrée du cosinus de la latitude est réalisée afin de prendre en compte la différence de taille des mailles de la grille aux hautes et basses latitudes. On retient les n premières EOF (de façon à couvrir plus de 90% de la variance totale, 25 dans notre cas) et on utilise les composantes principales associées à ces EOFs pour chaque date de la période étudiée. Ensuite la classification est réalisée dans l’espace des EOFs en minimisant la distance Euclidienne pour chaque état de la période considérée à un nombre pré-déterminé k d’états de référence, appelés centroïdes et tirés aléatoirement. Lorsque tous les points ont été ainsi distribués autour des k centroïdes initiaux, on redéfinit k centroïdes comme étant les barycentres de chaque nuée de points.

Cette opération de classification est répétée un grand nombre de fois (50 dans notre cas) et la classification retenue est celle pour laquelle la somme de la variance de chaque nuée de points est minimale.

Attribution Une fois réalisée l’étape de classification ayant permis de définir k régimes à partir d’un échantillon de dates différentes, on peut attribuer un état de Z500 correspondant à une date quelconque à l’un de ces régimes. Dans ce cas, l’attribution est réalisée à partir de deux méthodes différentes pour lesquelles l’anomalie par rapport à la moyenne saisonnière du champ de Z500 est associée à un des k régimes préalablement définis :

1. soit sur un critère de maximisation de la corrélation spatiale,
2. soit sur un critère de minimisation de la distance euclidienne dans l’espace des EOFs.

Les deux méthodes donnent des résultats similaires, cependant nous avons privilégié les résultats de la deuxième méthode qui est plus cohérente avec la méthode de classification utilisée.

2.3.3 Le suivi des tempêtes

Description de l'algorithme

Nous avons utilisé l'algorithme de suivi de tempêtes développé par Ayrault et Joly (2000) pour étudier la sensibilité des dépressions extra-tropicales sur l'Atlantique Nord à la présence des gradients de SST dans la région du Gulf Stream. Cette méthode de détection et de suivi (aussi appelée *méthode de tracking*) permet d'obtenir les trajectoires des dépressions de surface sur une région donnée et pour une période considérée. Elle est basée sur la détection toutes les 6 heures de maxima locaux du tourbillon relatif à 850 hPa, noté ζ_{850} (en s^{-1}) et donné par l'expression :

$$\zeta_{850} = \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \quad (2.2)$$

où u et v sont respectivement les composantes zonales et méridiennes du vent à 850 hPa.

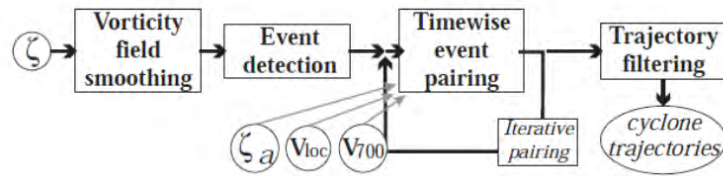


FIGURE 2.4 – Schéma de principe de la méthode de suivi des tempêtes utilisée.

Les principales étapes de cette méthode sont (Figure 2.4) :

1. une étape préalable de lissage du champ de ζ_{850} , par une méthode d'interpolation sur les douze points les plus proches pondérés par leur distance ;
2. une étape de détection des maxima locaux de ζ_{850} en chaque pas de temps de la période considérée ;
3. une étape de suivi qui consiste à appairer les maxima détectés entre deux pas de temps successifs.

L'appariement de maxima de tourbillon repose sur des critères de ressemblance et de déplacement (Somot (2005)) : le critère de ressemblance est basé sur la faible variation du tourbillon absolu entre les deux pas de temps, et le critère de déplacement est basé sur l'hypothèse que les noyaux des tourbillons suivent le vent du niveau à 850 hPa ou le vent

de la moyenne troposphère à 700 hPa. Ces deux critères permettent d'évaluer la qualité de la correspondance entre deux évènements. Ainsi chaque évènement du pas de temps $t + 1$ est associé à l'évènement du pas de temps t qui a la meilleure correspondance avec lui. Les évènements qui se retrouvent sans correspondance, soit parce que la correspondance est nulle soit parce qu'elle est meilleure avec un autre évènement, sont des débuts ou des fins de trajectoires. On obtient ainsi les trajectoires de toutes les dépressions sur la période et la région considérées. Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé un critère de durée pour retenir seulement les évènements qui durent au moins 48 heures, et supprimer les évènements détectés mais non-persistents. Le domaine d'étude est l'Atlantique Nord et l'Europe ($90^{\circ}\text{E}-30^{\circ}\text{W}$, $30^{\circ}\text{N}-80^{\circ}\text{N}$) et la saison l'hiver étendu (du 1^{er} novembre au 31 mars). L'algorithme est appliqué à un domaine élargi ($129.75^{\circ}\text{E}-59.75^{\circ}\text{W}$, $20.25^{\circ}\text{N}-89.75^{\circ}\text{N}$) autour du domaine d'études afin d'éviter de prendre en compte d'éventuels effets de bord.

Calcul de la densité de trajectoire La densité de trajectoire est calculée en comptant le nombre de trajectoires qui passent en chaque point de grille pendant la période considérée, puis en divisant par l'unité de temps (nombre de jours/mois/saisons considéré). La valeur 1 est attribuée en chaque point de trajectoire et autour de celui-ci une fonction de pondération gaussienne réalise une distribution dans un halo de 200 km de rayon, tout en tenant compte que sur une même trajectoire, un point de grille ne peut pas excéder la valeur 1. Des filtres peuvent être utilisés lors du calcul de la densité de trajectoires, par exemple sur l'intensité en ne représentant que les tempêtes excédant un certain seuil au cours de leur vie ou encore à partir d'un critère d'appartenance à un régime de temps.

2.3.4 La détection des déferlements d'ondes de Rossby

Les ondes de Rossby sont les ondes qui ont le plus d'importance dans les phénomènes météorologiques de grande échelle. Les variations méridiennes du tourbillon planétaire sont à l'origine de la propagation de ces ondes. Elles peuvent être transitoires ou planétaires. Les ondes de Rossby planétaires sont forcées par les chaînes de montagne importantes, comme l'Himalaya ou les Rocheuses dans l'hémisphère nord et la Cordillères des Andes dans l'hémisphère sud, ou par les forts contrastes de température entre les continents et les océans. Les ondes de Rossby transitoires sont des ondes d'échelle synoptiques dont l'origine peut venir d'un intense chauffage d'origine tropicale (Hoskins and Karoly (1981)), comme les ondes excitées par l'Oscillation Australe El Niño (ENSO) ou l'oscillation Pacifique-

Nord Américaine (PNA), ou encore dans la zone barocline des moyennes latitudes. Dans ce dernier cas, on parle d'ondes baroclines.

Le déferlement d'onde est un phénomène non-linéaire qui a lieu lorsque l'amplitude d'une onde de Rossby devient très grande et que les effets non-linéaires ne sont plus négligeables. Il peut être défini comme un retournement irréversible et de grande échelle du gradient de vorticité potentielle sur une surface isentrope (McIntyre and Palmer (1983)). Thorncroft et al. (1993) ont identifié deux types de déferlement d'onde se produisant à la fin du cycle de vie d'une onde barocline dans l'hémisphère Nord :

1. un déferlement de type anticyclonique, lorsque l'onde a une orientation nord-est/sud-ouest et se produit plutôt sur le bord ouest des océans et au sud du courant jet ;
2. un déferlement de type cyclonique, lorsque l'onde a une orientation sud-est/nord-ouest et se produit plutôt à l'est du bassin océanique et au nord du courant jet.

Les déferlements d'ondes de Rossby sont directement liées aux fluctuations du courant jet. Récemment, de nombreuses études (dont Riviere and Orlanski (2007), Martius et al. (2007), Woollings et al. (2008), Strong and Magnusdottir (2008)) ont montré que pour un déferlement de type anticyclonique, les flux de quantité de mouvement se font majoritairement de l'équateur vers le pôle et le vent zonal est accéléré (ralenti) au nord (sud) de la latitude où se produit le déferlement. A l'inverse, pendant un déferlement de type cyclonique, les flux de quantité de mouvement sont essentiellement dirigés vers l'équateur et le vent zonal est accéléré (ralenti) au sud (nord) du déferlement. D'autre part, le déferlement d'onde de type anticyclonique tend à séparer le courant jet Nord Atlantique du jet sub-tropical, alors que le déferlement de type cyclonique tend à les réunir. Des études ont également identifié les déferlements d'ondes de Rossby comme précurseurs de transitions entre les régimes de temps sur l'Atlantique Nord (Michel and Rivière (2011), Michel et al. (2012)). Dans cette thèse, l'analyse de la détection des déferlements d'ondes de Rossby dans l'hémisphère Nord est utilisée afin d'expliquer le lien constaté entre la réponse des tempêtes extra-tropicales au front de SST dans la région du Gulf Stream et les régimes de temps en hiver.

Description de l'algorithme

Le déferlement d'ondes de Rossby peut être calculé à partir du champ de vorticité potentielle sur des surfaces isentropes ou à partir du champ de vorticité absolue sur des

surfaces isobares. Michel and Rivière (2011) ont montré que la fréquence des déferlements d’ondes était indépendante de la méthode utilisée. L’algorithme utilisé dans cette thèse pour détecter les déferlements d’onde a été développé par Rivière (2009) et utilise la vorticité absolue sur des niveaux de pression constante. Le principe de la méthode est de détecter les inversions locales de gradient de vorticité absolue sur une isobare. La première étape consiste à détecter tous les contours circumglobaux de tourbillon absolu de l’hémisphère nord dont les valeurs sont comprises entre $-4.10^{-4}s^{-1}$ et $4.10^{-4}s^{-1}$, avec un intervalle de $2.10^{-5}s^{-1}$. Les anomalies de tourbillons dont les contours ne font pas le tour du pôle ne nous intéressent pas et sont éliminées. Ensuite les contours sélectionnés sont orientés d’est en ouest, et dans une zone de déferlement la longitude doit décroître. Chaque point d’un contour est défini par sa latitude et sa longitude. Pour savoir s’il y a un déferlement, il faut comparer la longitude de deux points consécutifs : si la longitude du deuxième point est inférieure à la longitude du premier, alors le deuxième point est dans une zone de déferlement. Lors d’un déferlement d’onde de type cyclonique (anticyclonique), le contour du tourbillon est orienté du sud-est (nord-est) vers le nord-ouest (sud-ouest), donc si la latitude du deuxième point est inférieure (supérieure) à celle du premier, alors le deuxième point est dans une zone de déferlement cyclonique (anticyclonique). Enfin, pour chaque pas de temps de la période considérée, si un déferlement est détecté en un point alors la fréquence de déferlement est incrémentée de 1 en ce point.

Afin de prendre en compte les variations de hauteur de la tropopause en fonction de la latitude et le fait que les déferlements ne se produisent pas toujours au même niveau, l’algorithme est utilisé sur quatre niveaux verticaux (200, 250, 300 et 400 hPa) avant de moyenner les résultats.

2.3.5 Analyse composite et significativité statistique

Analyse composite L’analyse composite est un outil statistique classique en climatologie. Son but est de mettre en évidence l’évolution spatio-temporelle d’une série ou d’un ensemble de données réparties sur une grille (par exemple la SST) en fonction des variations d’une série temporelle d’un indice donné (par exemple un indice Niño). Dans ce qui suit, l’unité des échantillons temporels est l’année, mais la méthode est la même pour des jours/mois/etc. La première étape consiste à définir des groupes d’années en fonction des valeurs de l’indice sur la période considérée. Ensuite on caractérise chaque groupe d’années

précédemment défini par sa moyenne composite, qui est généralement la moyenne temporelle du champ (par exemple la SST). Comme les moyennes sont réalisées seulement pour les années correspondant à chaque groupe, défini par la valeur de l'indice, le composite du champ obtenu peut être utile pour décrire la variabilité spatiale associée.

Test de significativité Évaluer l'importance de ces cartes composites est une tâche plus difficile et relève de l'utilisation d'un test de significativité statistique. Ces tests sont utilisés en statistique pour tester une hypothèse appelée "hypothèse nulle". La valeur du test permet de savoir si un résultat est statistiquement significatif, c'est-à-dire s'il est improbable qu'il soit obtenu par un simple hasard, ou au contraire s'il est non-significatif et qu'il a possiblement été obtenu par hasard. On utilise un seuil de significativité (une probabilité notée α) qui signifie que l'hypothèse testée a moins de $100 \times (1 - \alpha)\%$ de chances d'être vraie, auquel cas il est jugé statistiquement significatif. Au contraire si l'hypothèse est vérifiée (la significativité statistique est supérieure au seuil α) alors le résultat n'est pas statistiquement significatif. Le plus courant des tests statistiques est le test de Student (ou t-test) qui repose sur l'hypothèse de deux échantillons aléatoires tirés indépendamment à partir de deux populations gaussiennes, avec une même variance, mais des moyennes potentiellement différentes. Les hypothèses de la sélection aléatoire et la normalité sont essentielles pour la validité du test. Comme l'a noté Brown et Hall (1999), ce test classique ne peut pas être utilisé pour l'inférence statistique dans l'analyse composite car les moyennes composites sont calculées à partir des groupes d'années qui ne sont pas choisies au hasard, mais plutôt par la valeur de la série chronologique de l'indice. L'hypothèse de normalité est également difficile à vérifier et inappropriée puisque la distribution des données dans chaque composite est inconnue, même si la distribution de données d'origine est supposée gaussienne. Par conséquent, nous avons besoin d'une autre procédure pour les essais des cartes composites de signification. Afin de pallier les inconvénients de t-test de Student, les tests présentés dans ce manuscrit ont été réalisés par une méthode dite de *bootstrap*, qui est une méthode plus générale que le test de Student. En effet, le but de cette méthode est de reconstruire une densité de population (ou PDF pour Probability Density Function) en chaque point de grille en tirant aléatoirement et avec remise un grand nombre de valeurs de l'échantillon étudié. Ainsi, au lieu d'utiliser une loi de probabilité déjà existante, elle la recalcule par ré-échantillonnage.

