



HAL
open science

Sensibilité du climat européen à la variabilité multidécennale de l'Atlantique Nord

Saïd Qasmi

► **To cite this version:**

Saïd Qasmi. Sensibilité du climat européen à la variabilité multidécennale de l'Atlantique Nord. Climatologie. Université Paul Sabatier (Toulouse 3), 2018. Français. NNT : . tel-02436659v1

HAL Id: tel-02436659

<https://theses.hal.science/tel-02436659v1>

Submitted on 13 Jan 2020 (v1), last revised 14 Oct 2020 (v2)

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

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

Université Fédérale



Toulouse Midi-Pyrénées

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *17/12/2018* par :

Saïd QASMI

**Sensibilité du climat européen à la variabilité multidécennale de
l'Atlantique Nord**

JURY

FABIO D'ANDREA
JULIETTE MIGNOT
PAUL KUSHNER
PABLO ORTEGA
LAURIANE BATTÉ
FRANK ROUX
LAURENT DUBUS

LMD, Paris
LOCEAN, Paris
University of Toronto, Toronto
BSC, Barcelone
CNRM, Toulouse
UT3 Paul Sabatier, Toulouse
EDF R&D, Paris

Rapporteur
Rapporteuse
Examinateur
Examinateur
Examinatrice
Examinateur
Invité

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

Unité de Recherche :

Climat, Environnement, Couplages, Incertitudes (UMR 5318)

Directeurs de Thèse :

Christophe CASSOU et Julien BOÉ

Remerciements

Les quelques lignes qui vont suivre seront très probablement les plus lues de ce manuscrit, elles se devaient donc d'être rédigées de la plus belle des manières. J'ai d'abord hésité entre trois types de remerciements, chacun associé à une interprétation et des codes que les lecteurs habitués à parcourir des manuscrits de thèse connaissent parfaitement :

1. Une liste sans âme de noms : signe que le thésard a vécu un enfer pendant 3 ans, et qu'il a été obligé de rédiger des remerciements uniquement par obligation sociale, et ce, aussi aigri soit-il, parce qu'une thèse sans remerciements est inconcevable.
2. Un récit élogieux pour chaque personne remercié, ponctué d'anecdotes personnalisées : une approche davantage acceptable, qui semble traduire une bonne intégration du thésard dans son laboratoire, ainsi qu'une complicité avec les collègues. Ces remerciements semblent être les plus courants et illustrent le fait que le thésard est globalement content et s'est épanoui dans son travail. C'est néanmoins d'un exercice périlleux, avec parfois le risque de basculer dans la flatterie voire de sombrer dans l'hypocrisie.
3. Un récit original ou burlesque : le thésard ne veut ni verser dans la flatterie, ni être trop froid, mais est finalement perçu comme celui qui ne veut pas faire comme les autres, et qui profite du seul endroit disponible de son manuscrit pour faire son intéressant.

Ensuite, je me suis rendu compte que je n'avais simplement pas envie de me forcer à écrire quelque chose, ni de me sentir obligé de rédiger des phrases que je ne pensais pas pour satisfaire tout le monde. Comme dans le reste de ce manuscrit, j'essaie de rester cohérent avec moi-même dans ce que j'écris, en soulignant le fait que ces remerciements ne traduisent en rien le fait que la thèse fût une partie de plaisir ou l'inverse. La vie de chercheur n'est en rien différente de celle des autres : il y a eu de très bonnes journées comme de très mauvaises. L'essentiel est que je retiendrai d'excellents souvenirs de ces trois années, très enrichissantes humainement et scientifiquement. Cette richesse et ces souvenirs, je les associe à certaines personnes qui y ont contribué. Mes remerciements ne sont donc pas à interpréter en particulier, et sont à prendre littéralement pour ce qu'ils sont : seulement des remerciements.

Dresser une liste n'a ainsi de rien de choquant pour moi lorsqu'il s'agit d'exprimer ma gratitude envers des personnes qui le méritent naturellement, à savoir : mes parents, Christophe, Julien, Rémy, Emilia, Marie-Pierre, Isabelle, Hicham, Nazha, Marine, Éric, Jessica, Oliver, Nabil, Svenya, Victor, Siham, Margot, Paul-Arthur, Laurent, Dan, Jon. Je remercie également tous les membres de l'équipe CSG, Laure, Nathalie, Chantal, et celles et ceux qui ont contribué à l'évaluation de mes travaux : les membres de mon comité de thèse et ceux du jury de ma soutenance.

Résumé

La tendance au réchauffement d'origine anthropique observée au cours du XX^e siècle en Europe est ponctuée par périodes de ralentissement et d'accélération, expliquées en partie par la variabilité interne du climat. A l'échelle multidécennale, l'océan, via les échanges de chaleur qu'il entretient avec l'atmosphère indépendamment du forçage anthropique, est susceptible de moduler la variabilité atmosphérique ainsi que ses effets en termes de température et précipitations sur les continents. Dans ce manuscrit, les mécanismes physiques entre la Variabilité Atlantique Multidécennale (AMV), dont la composante interne module une partie de la variabilité atmosphérique, et le climat européen sont étudiés.

La capacité des modèles climatiques actuels à simuler l'AMV et sa téléconnexion avec la température estivale en Europe est évaluée dans 28 simulations idéalisées de plusieurs siècles dans des conditions climatiques pré-industrielles. Ces simulations montrent une grande diversité des propriétés spatio-temporelles de l'AMV et de sa téléconnexion lorsque celles-ci sont étudiées par périodes de 100 ans (durée correspondante à la longueur des observations disponibles), et tendent en moyenne à sous-estimer l'intensité de la téléconnexion par rapport à celle estimée dans les observations. Deux sources d'incertitudes sont néanmoins à prendre en compte dans cette évaluation : la courte durée des observations disponibles, et l'estimation de la réponse du système climatique aux forçages externes.

Indépendamment de la méthode utilisée pour estimer le signal forcé, deux raisons peuvent expliquer ce résultat. La première est que la téléconnexion observée au cours du XX^e siècle pourrait être exceptionnelle au regard de la distribution construite à partir des modèles, considérés comme réalistes. La seconde est que les modèles seraient entachés de biais importants, contribuant par ailleurs à potentiellement expliquer l'absence de prévisibilité dans les projections fournies par les systèmes dits de « prévision décennale ».

Les mécanismes de téléconnexion entre l'AMV et le climat européen sont étudiés dans CNRM-CM5, identifié comme l'un des modèles les plus fidèles aux observations dans l'analyse précédente. Des simulations idéalisées, dans lesquelles la température de surface de la mer (SST) en Atlantique Nord est rappelée vers des anomalies de SST caractéristiques d'une estimation de l'AMV observée, sont utilisées pour isoler l'influence seule de l'AMV sur la variabilité atmosphérique.

En hiver, une phase positive d'AMV induit une augmentation de la température et des précipitations sur une grande partie de l'Europe. Celles-ci sont principalement expliquées par (i) l'advection climatologique de masses d'air océanique plus chaudes et humides par les vents d'Ouest, et (ii) la modification des flux radiatifs de surface liés à une nébulosité modifiée et une réduction de la couverture neigeuse agissant comme une rétroaction positive. Des anomalies anticycloniques sur le Nord de l'Europe sont également présentes et tendent à limiter les effets de l'advection d'Ouest, tout en advectant des masses d'air

froides et sèches des régions polaires. Les changements de circulation sont expliqués à la fois par l'Atlantique tropical, où un chauffage diabatique favorise une propagation vers le Nord d'ondes de Rossby, une SST plus chaude sur le gyre subpolaire favorisant des conditions anticycloniques, et une amplification polaire due à la fonte de la glace de mer. Pour une faible amplitude d'AMV, ces effets dynamiques tendent à être compensés par les processus thermodynamiques cités ci-dessus. Ces derniers voient leur contribution devenir majoritaire pour de fortes amplitudes d'AMV.

En été, une phase positive d'AMV induit une augmentation (diminution) de la température et une diminution (augmentation) des précipitations sur le bassin méditerranéen (la moitié Nord de l'Europe). Sur la Méditerranée, des anomalies anticycloniques provoquent une réduction de la couverture nuageuse menant à des sols plus secs et à la fois à une diminution (augmentation) du flux de chaleur latent (sensible), et une augmentation des flux radiatifs entrants en surface. Un réchauffement simultané de la SST des régions tropicale et extra-tropicale est nécessaire pour générer les mécanismes à l'origine des anomalies de circulation sur la région Euro-Atlantique. Comme en hiver, l'amplitude des anomalies de température croît linéairement avec celle de l'AMV.

Différents tests de sensibilité des résultats obtenus au protocole expérimental sont réalisés avec des simulations dans lesquelles le rappel de la température en Atlantique Nord est effectué de manière plus intense. En été et en phase positive d'AMV, un réchauffement plus intense est obtenu sur l'Europe dans ces simulations par rapport aux simulations de référence. Celui-ci s'explique par un réchauffement anormal de l'Atlantique tropical, néanmoins induit par une dynamique océanique devenu irréaliste dans ces expériences où la température est fortement contrainte.

Abstract

The anthropogenic warming trend during the 20th century over Europe is characterized by periods of slowdown and acceleration, which are partly explained by internal climate variability. On multidecadal timescales, and independently of any anthropogenic forcing, the ocean contributes to explain atmosphere variability through heat fluxes coupling, ultimately leading to impacts in temperature and precipitation over the continents. In this thesis, the physical mechanisms between the Atlantic Multidecadal Variability (AMV), whose internal component modulates part of the atmospheric variability, and the European climate are studied.

The ability of current climate models to simulate the AMV and its teleconnection with summer temperature over Europe is evaluated in 28 idealized simulations under pre-industrial climate conditions. These simulations show a wide spread in the spatio-temporal properties of the AMV and in its teleconnection when studied over 100-year long periods (which is the duration of available observations of the AMV). In average, they tend to underestimate the intensity of the teleconnection compared to the observations. However, two sources of uncertainty must be taken into account in this assessment : the short duration of the available observations, and the estimation of the climate system response to the external forcings.

Regardless of the method used to estimate the forced signal, two reasons could explain this result. The first one is that the observed teleconnection during the 20th century could be exceptional with respect to the distribution inferred from the models, which are considered realistic. The second one is that the models may significantly be biased. This could also partly explain the lack of predictability in the projections provided by the so-called “decadal prediction systems”.

The mechanisms of the teleconnection between the AMV and the European climate are studied in CNRM-CM5, identified as one of the models most consistent with the observations in the previous analysis. Idealized simulations, in which North Atlantic sea surface temperature (SST) is restored to anomalies characteristic of the observed AMV estimate, are used to quantify the sole influence of the AMV on atmospheric variability.

In winter, a positive phase of the AMV induces an increase in temperature and precipitation over most of Europe. These are mainly explained by (i) the climatological advection of warmer and moister oceanic air by westerly winds, and (ii) changes in surface radiative fluxes related to altered cloud cover, and to a reduction in snow cover acting as a positive feedback. Concomitantly, anticyclonic anomalies over northern Europe tend to limit the effects of the westerly advection, while advecting cold, dry air from Arctic regions. The circulation changes are explained both by the tropical Atlantic, where diabatic heating

triggering a northward propagation of Rossby waves, and warmer SST on the subpolar gyre enhancing anticyclonic conditions and polar amplification due to sea ice melting. For a weak amplitude of the AMV, these dynamical effects tend to be compensated by the thermodynamic processes mentioned above. The latter become the major contributor for strong amplitudes of the AMV.

In summer, a positive phase of the AMV induces an increase (decrease) in temperature and a decrease (increase) in precipitation over the Mediterranean basin (the northern half of Europe). Over the Mediterranean Sea, anticyclonic anomalies cause a reduction in cloud cover leading to drier soils, to a decrease (increase) in latent (sensible) heat flux, and to an increase in the downward radiative fluxes. A simultaneous warming of the SST in both the tropical and extra-tropical regions is necessary to generate the mechanisms leading to the circulation anomalies over the Euro-Atlantic region. As in winter, the amplitude of the temperature anomalies increases linearly with the amplitude of the AMV.

Several sensitivity tests of the results obtained in the experimental protocol are carried out with simulations in which the North Atlantic SST restoring is apparently more efficient. In summer and during a positive phase of the AMV, a more intense warming is obtained over Europe in these simulations compared to the reference simulations. This is explained by an anomalous warming of the tropical Atlantic, which is nevertheless induced by ocean dynamics that have become unrealistic in these experiments where the temperature is artificially constrained.

Table des matières

Remerciements	v
Résumé	vii
Abstract	ix
Table des matières	xi
Introduction et contexte	1
1 La Variabilité Multidécennale de l'Atlantique Nord	9
1 Introduction au système climatique	9
2 Variabilité interne et forcée	10
3 Empreintes spatio-temporelles de la variabilité de l'Atlantique Nord	11
4 Relations entre la circulation océanique et l'AMV	14
4.1 Caractérisation de la circulation océanique dans l'Atlantique Nord	14
4.2 Relations entre l'AMOC et l'AMV	15
5 Influence de l'atmosphère sur l'AMV	19
6 Interactions entre les modes de variabilité atmosphérique et l'AMV	21
6.1 Caractérisation de la variabilité atmosphérique sur l'Atlantique Nord et l'Europe	21
6.2 L'AMV comme un mode couplé entre océan et atmosphère	24
7 Influence des forçages externes	29
8 Téléconnexions entre l'AMV et le climat européen	29
8.1 Saison hivernale	30
8.2 Saison estivale	31
9 Cadre et problématique de la thèse	31
9.1 Contexte général	31
9.2 Organisation de la thèse	34
Synthèse	35
2 Évaluation de l'AMV et sa téléconnexion avec le climat européen dans les modèles de climat	37
1 Introduction	37
2 Diversité et évaluation de la téléconnexion entre l'AMV et la température en Europe dans les modèles CMIP5	38
2.1 Résumé	38
2.2 Article publié dans <i>Geophysical Research Letters</i>	39
2.3 Suppléments de l'article	50
2.4 Compléments de l'étude	66
3 Discussion	70
Synthèse	72

3 Mécanismes de téléconnexion entre l'AMV et le climat européen dans le modèle CNRM-CM5	75
1 Introduction	75
2 Influence de l'AMV sur le climat européen hivernal	78
2.1 Résumé	78
2.2 Article publié dans <i>Journal of Climate</i>	78
2.3 Compléments de l'étude	114
3 Influence de l'AMV sur le climat européen estival	116
3.1 Nombre de membres nécessaire à une détection du signal de l'AMV	117
3.2 Résumé	118
3.3 Article soumis à <i>Journal of Climate</i>	118
3.4 Compléments de l'étude	155
4 Limites	159
4.1 Sensibilité de la téléconnexion au protocole expérimental	160
4.2 Influence du coefficient de rappel sur la téléconnexion entre l'AMV et la température en Europe	163
Synthèse	168
Conclusion	171
Perspectives	173
Bibliographie	177

Introduction et contexte

« En matière de prévision, le jugement est supérieur à l'intelligence. L'intelligence montre toutes les possibilités pouvant se produire. Le jugement discerne parmi ces possibilités celles qui ont le plus de chance de se réaliser. »

– Gustave Le Bon, *Hier et Demain*

Multidécennal, signifie littéralement plusieurs décennies. Cette échelle de temps est peu présente dans la perception du temps sensible (température, ensoleillement, précipitations...), dont les variations ne sont perçues que par les sens de l'observateur ou par la consultation de prévisions météorologiques dans les médias. Au premier abord, la notion de variabilité multidécennale du climat fait appel à la mémoire collective ponctuée d'une multitude d'événements météorologiques marquants : des chutes de neige record en 1985, la canicule de 2003... L'introduction de cette thèse, volontairement vulgarisatrice, met en avant la manière dont s'inscrivent les changements météorologiques journaliers, ressentis par chacun, dans une fluctuation climatique de plus basse fréquence¹. Le prisme de la prévision est ici adopté pour faciliter la compréhension de la distinction entre variabilités journalière et multidécennale, ou encore entre météo et climat, nécessaire pour aborder ce manuscrit. Elle permet également de définir certaines notions telles que incertitude, trajectoire, probabilité...

Parler de prévision décennale paraît de prime abord étrange, sinon présomptueux, car il n'aura sans doute pas échappé au lecteur qu'il arrive que des prévisions météorologiques s'avèrent imprécises, ne serait-ce qu'à une échéance de deux jours. La canicule de 2003 aurait-elle pu être prévue 10 ans auparavant ? D'aucuns diront, à juste titre, qu'il est aberrant de vouloir prévoir le temps à une échéance aussi longue. Pour désamorcer cette contradiction apparente, il est nécessaire de revenir sur la définition d'une prévision, dont le type d'information qu'elle apporte diffère selon l'échelle de temps considérée.

A l'échelle journalière, la variabilité atmosphérique, se matérialise par un ensemble de mécanismes physiques de haute fréquence (principalement liés au cycle diurne) qui régissent le temps sensible quotidien. L'élaboration d'une prévision météorologique repose sur le calcul de trajectoires spatio-temporelles de particules d'air, à partir d'une part de leurs conditions initiales, que sont la température, la pression, l'humidité etc. à un instant et une position donnés, et d'autre part du système d'équations primitives (appelé système de Navier-Stokes), régissant la dynamique atmosphérique. A ces équations dynamiques, s'ajoutent des processus d'ordre thermodynamique, formalisés mathématiquement de manière parfois empirique, et qui sont également cruciaux dans l'exercice de prévision météorologique. La solution exacte de ce système généralisé d'équations est

1. de décennale à multidécennale

pour l'heure inconnue. Une caractéristique fondamentale de ce système est par ailleurs sa nature **chaotique**. Dans un tel système, des différences infimes dans les conditions initiales peuvent entraîner des prévisions radicalement différentes au-delà d'une certaine échéance, rendant alors impossible toute prévision fiable à long terme. L'ignorance des conditions initiales du système climatique rend donc l'exercice de prévision difficile, voire parfois impossible. Déjà au début du XX^e siècle, POINCARÉ (1908) eut la bonne intuition quant au caractère imprévisible de l'atmosphère, et tenta de l'expliquer :

Pourquoi les météorologistes ont-ils tant de peine à prédire le temps avec quelque certitude ? Pourquoi les chutes de pluie, les tempêtes elles-mêmes nous semblent-elles arriver au hasard, de sorte que bien des gens trouvent tout naturel de prier pour avoir la pluie ou le beau temps, alors qu'ils jugeraient ridicule de demander une éclipse par une prière ? Nous voyons que les grandes perturbations se produisent généralement dans les régions où l'atmosphère est en équilibre instable. Les météorologistes voient bien que cet équilibre est instable, qu'un cyclone va naître quelque part ; mais où, ils sont hors d'état de le dire ; un dixième de degré en plus ou en moins en un point quelconque, le cyclone éclate ici et non pas là, et il étend ses ravages sur des contrées qu'il aurait épargnées. Si on avait connu ce dixième de degré, on aurait pu le savoir d'avance, mais les observations n'étaient ni assez serrées, ni assez précises, et c'est pour cela que tout semble dû à l'intervention du hasard. Ici encore nous retrouvons le même contraste entre une cause minime, inappréciable pour l'observateur, et des effets considérables, qui sont quelquefois d'épouvantables désastres.

C'est bien plus tard que Lorenz qui, en 1963, a davantage formalisé ce que POINCARÉ (1908) avait intuité : le caractère vraisemblablement chaotique de l'atmosphère, illustré de manière simplifiée par les fameux attracteurs en forme de papillon (LORENZ, 1963). Dans cette configuration, la dynamique atmosphérique et les variables qui leur sont associées évoluent dans le temps et dans l'espace selon des trajectoires uniques. La conséquence d'un tel système chaotique (plus précisément chaotique déterministe) est alors que pour deux conditions initiales d'une particule d'air très légèrement différentes l'une de l'autre, les trajectoires spatio-temporelles associées, au départ très proches, s'écartent l'une de l'autre au bout d'une certaine durée (fonction de l'échelle spatiale et de la période de l'année) sans qu'il soit possible d'accorder davantage de confiance à l'une ou l'autre de ces deux trajectoires pour décrire la réalité à venir. Cet aspect chaotique a été abordé de manière plutôt humoristique dans une conférence donnée par Lorenz en 1972, intitulée : « Prévisibilité : le battement d'ailes d'un papillon au Brésil provoque-t-il une tornade au Texas ? ». Ce titre est à l'origine d'une image régulièrement utilisée dans les ouvrages de vulgarisation : celle d'un papillon qui serait à l'origine d'une succession de mécanismes physiques aléatoires et imperceptibles se propageant sur des milliers de kilomètres...

Dans un système de prévision météorologique, cet « effet papillon » est à associer aux incertitudes liées aux conditions initiales de l'atmosphère. Ces incertitudes ne permettent donc pas de prévoir une trajectoire unique et certaine des particules d'air, mais plutôt une trajectoire **possible**, voire un ensemble de trajectoires, entachées d'incertitudes, qui sont au départ très faibles, mais qui croissent avec la durée d'échéance de la prévision. Deux types de prévision découlent de constat :

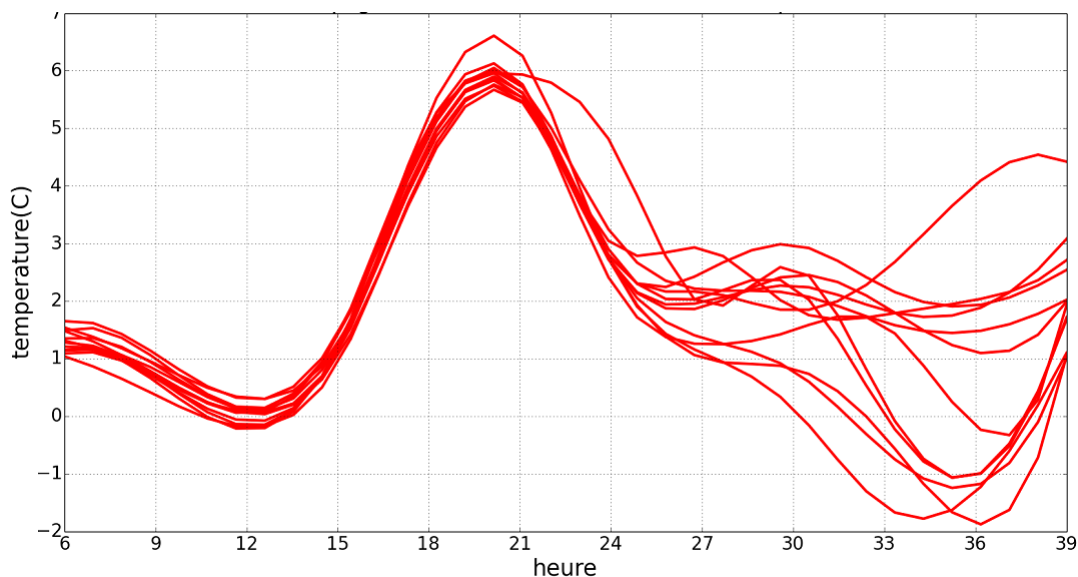


FIGURE 1 – Prévisions sur 39h des températures à Toulouse en fonction de l'échéance, avec un ensemble à 12 membres initialisés le 15 janvier 2016 à 18h (une courbe par membre) avec le modèle ARPEGE. Crédits : Météo-France.

1. Une prévision de type **déterministe**, fournissant une unique trajectoire dépendante d'un unique jeu de données de conditions initiales ;
2. Une prévision de type **probabiliste** ou **d'ensemble**, à partir desquelles plusieurs prévisions, dont les conditions initiales diffèrent très légèrement entre-elles, forment une distribution de trajectoires (ou encore un ensemble de membres). Une prévision d'ensemble est donc l'équivalent d'une famille de prévisions déterministes, qui constituent autant de réalisations possibles de l'atmosphère à venir.

Une prévision sera davantage performante dans ses premières échéances (de quelques heures à quelques jours selon la période de l'année et la région), pendant laquelle prévision déterministe et prévision d'ensemble sont quasiment confondues (Figure 1). C'est aux échéances plus lointaines, que la prévision d'ensemble apporte une valeur ajoutée : l'effet papillon provoque un écartement des trajectoires fournissant une densité de probabilité associée à une variable d'intérêt (température, pression etc.) pour chaque instant et position. L'avantage de cette approche ensembliste est qu'elle permet la quantification du risque météorologique le cas échéant (gel, canicule etc.) contrairement au cas de l'unique prévision déterministe, caractérisé par un seul scalaire.

Au delà d'une échéance d'une quinzaine de jours, une prévision, qu'elle soit déterministe ou d'ensemble, perd totalement sa pertinence en raison de la nature chaotique de l'atmosphère. Comment est-il alors possible de mettre au point un système de prévision aux échelles de temps multidécennales si l'atmosphère est imprévisible au-delà d'environ deux semaines au premier ordre ?

La manière d'élaborer une prévision est conditionnée par l'échéance de celle-ci. Une prévision n'est pas construite de la même façon selon l'échelle de temps considérée, et la différence entre une prévision à l'échelle journalière et l'échelle décennale rejoint la distinction faite entre les prévisibilités dites de **première espèce** et de **seconde espèce**.

1. La prévisibilité de première espèce bénéficie de la connaissance des conditions ini-

tiales (atmosphériques, océaniques...) en un lieu et un temps donnés. Elle s'inscrit à la fois dans le cadre des prévisions météorologiques (journalières) et dans les prévisions climatiques (décennales).

2. La prévisibilité de seconde espèce (ou prévisibilité climatique), traduit la capacité à prévoir une statistique sur une longue période dans une région² donnée (par exemple une température moyenne en Europe), plutôt que celle de prévoir des conditions météorologiques locales et instantanées. La source de prévisibilité provient de conditions qualifiées de « limites » (ou frontières) du système.

Sont considérées comme conditions aux limites du système climatique, celles imposées par des facteurs externes au système, et qui régulent son équilibre énergétique. On parle alors de forçage radiatif. Celui-ci peut être dû (i) à des variations du cycle solaire, (ii) à l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, (iii) aux changements de concentration d'aérosols anthropiques ou issus d'éruptions volcaniques. La notion de forçage dépendant du système physique considéré, l'atmosphère peut par exemple être défini comme un sous-système du système climatique. L'océan devenant une frontière de ce nouveau système, il devient forceur, et les variations dans la température de surface de la mer s'interprètent comme des conditions limites.

De manière analogue à la prévision météorologique, pour laquelle la connaissance des conditions initiales et la modélisation correcte des phénomènes atmosphériques sont cruciales, déterminer physiquement les effets des forçages externes sur le climat et ses composantes (l'atmosphère, l'océan, la biosphère etc.), et modéliser ces effets de manière réaliste garantissent la fiabilité d'une prévision (ou projection) climatique. Étant donné que les forçages évoluent de manière relativement lente par rapport à l'échelle météorologique, la connaissance de leur évolution dans le futur constitue une source de prévisibilité pour le climat à des échelles de temps longues. A l'échelle multidécennale, la sensibilité de la prévision aux conditions aux limites (donc à la prévisibilité de seconde espèce) devient plus importante que celle liée aux conditions initiales (prévisibilité de première espèce). Pour l'atmosphère, les conditions initiales ont une portée temporelle de l'ordre du journalier, tandis que les conditions aux limites du système climatique impliquent des mécanismes qui ont une inertie temporelle de l'ordre de la décennie. Ils mobilisent des processus basés sur des rétroactions entre l'atmosphère, l'océan, la cryosphère etc. et les forçages radiatifs.

Une des principales problématiques de la prévisibilité de seconde espèce repose donc sur la capacité à prévoir une statistique climatique (par exemple une tendance de précipitations) en fonction d'un changement de condition aux limites, par exemple une augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂. Bien que la concentration de gaz à effet de serre évolue peu d'une année à l'autre, sa tendance positive sur plusieurs années impacte fortement le système climatique. Les différents scénarios d'émissions de CO₂ (fournissant alors des conditions limites) considérés par le GIEC³ et utilisés dans des modèles de climat montrent que des différences considérables peuvent être obtenus dans les projections climatiques, que ce soit au sein de l'atmosphère (typiquement pour la température globale en 2100) mais également dans d'autres composantes du système climatique (Figure 2).

Bien qu'il existe une distinction claire entre les prévisibilités de première et de seconde espèce, la prévision décennale ne rentre pas exclusivement dans l'une de ces deux catégo-

2. L'échelle régionale correspond ici à l'échelle du continent ou du bassin océanique

3. Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

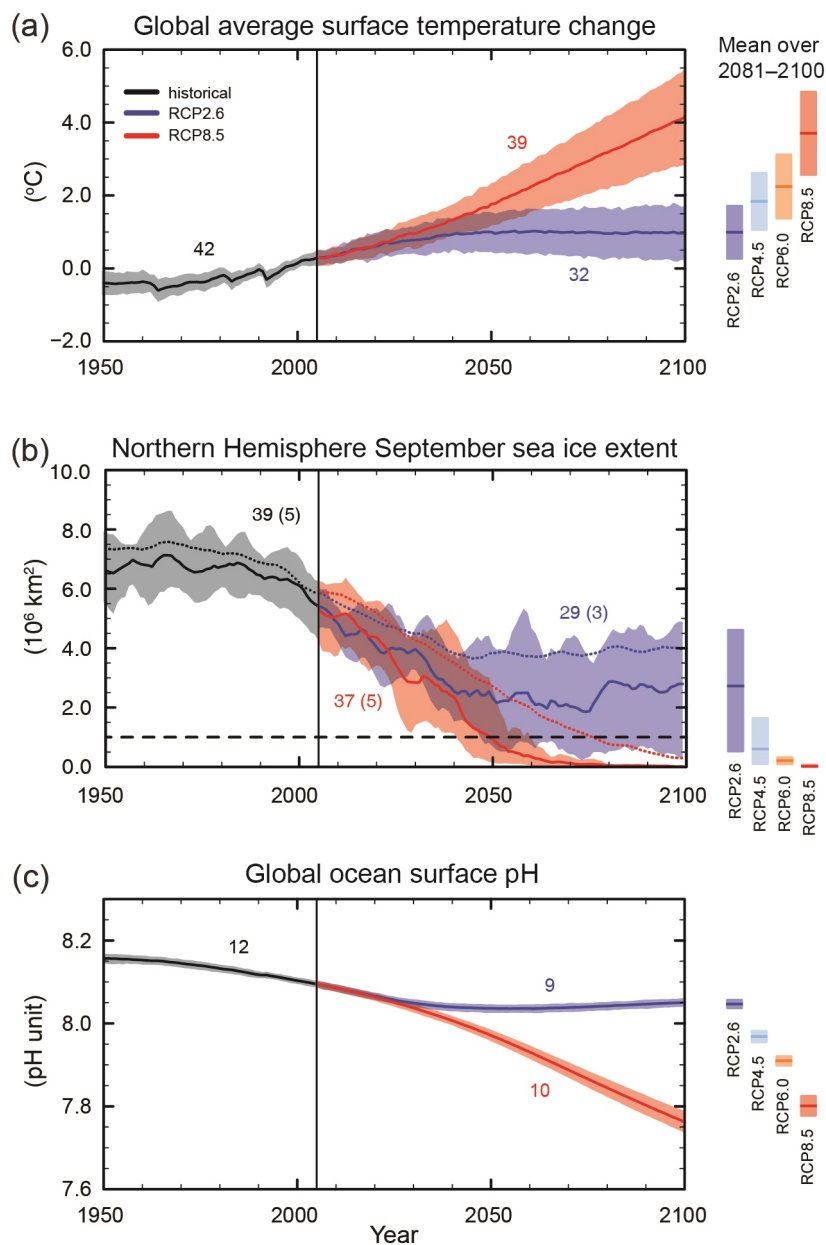


FIGURE 2 – Changements observés (historical) et prévus pour : a) la température de surface globale, b) l'étendue de glace de mer dans l'hémisphère Nord, c) le pH en surface de l'océan pour différents scénarios d'émission de gaz à effet de serre (RCPx). Crédits : GIEC (2013).

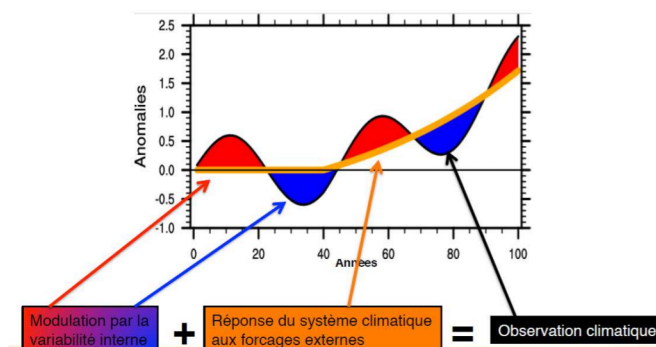


FIGURE 3 – Représentation schématique de l'évolution de la température en un point ou sur une région. Crédits : Christophe Cassou.

ries. En effet, à cette échelle de temps, la connaissance précise des conditions initiales du système est tout aussi importante que celle des conditions aux limites. L'échelle décennale implique des échanges d'énergie entre l'atmosphère et l'océan qui en partie déterminent les conditions initiales du système climatique. Si les conditions initiales de l'atmosphère importent peu (cf. *supra*), l'océan dispose néanmoins d'une « mémoire » plus longue que l'atmosphère, en raison de sa variabilité plus lente en moyenne. Une personnification régulièrement employée dans les ouvrages de vulgarisation repose sur d'un côté l'humeur de l'atmosphère, versatile selon les jours, qui influence à long terme le caractère de l'océan qui se construit et se façonne sur plusieurs mois voire plusieurs années. A l'échelle saisonnière, inter-annuelle et au-delà, l'océan conditionne en partie la variabilité de l'atmosphère. La prévision décennale repose alors sur un type de prévision dit « hybride », basé à la fois sur les conditions initiales de l'océan et sur des conditions aux limites imposés par les forçages externes, notamment anthropiques, au système climatiques.

Déterminer les poids respectifs de ces deux éléments dans les prévisions multidécennales fait l'objet de recherches en cours. Les systèmes actuels de prévision font preuve d'une certaine fiabilité pour prévoir la température de surface globale à une échéance de 10 ans. Les forçages externes ont été identifiés comme principale source de prévisibilité. Toutefois, à des échelles spatiales plus réduites, notamment à l'échelle régionale, la prévisibilité peut être rapidement perdue. A cette échelle spatiale, les conditions initiales de l'océan et sa variabilité lente intrinsèque pourraient constituer une source importante de prévisibilité en plus des forçages externes. En effet, l'augmentation de la température n'est ni homogène sur la surface du globe, ni régulière au cours de temps. En effet, l'évolution d'une grandeur physique à une échelle spatiale plus réduite met en évidence une tendance au réchauffement climatique (associée aux forçages externes) sur laquelle se superposent des fluctuations climatiques qui sont alors associées à la variabilité naturelle du système climatique (Figure 3). Cette variabilité naturelle, appelée **variabilité interne**, englobe tous les phénomènes intrinsèques au système climatique (notamment les mécanismes physiques entre océan et atmosphère), indépendamment des forçages externes.

Trois types d'incertitudes coexistent donc dans une prévision décennale. Ceux-ci sont associés à : l'activité anthropique des prochaines années, la variabilité interne, et l'incertitude de modélisation (par exemple dans la paramétrisation de certains phénomènes). La Figure 4 illustre les poids respectifs de ces trois incertitudes en fonction de l'échéance de prévision et de l'échelle spatiale. Pour une échéance à 10 ans, si les incertitudes de mo-

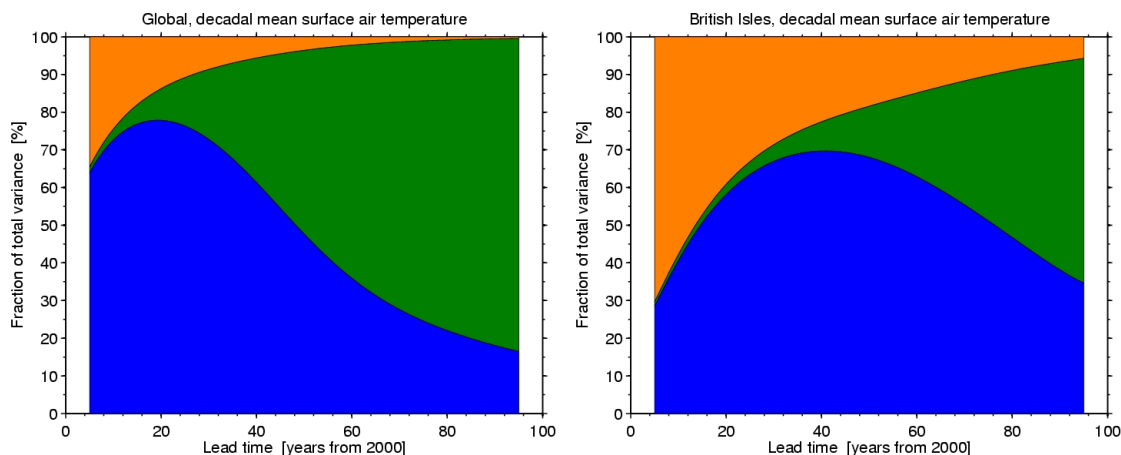


FIGURE 4 – Fraction de variance totale dans les prévisions décennales de température de surface expliquée par trois sources d'incertitudes liées : au scénario à venir d'émissions de gaz à effet de serre (en vert), aux erreurs de modélisation (en bleu), à la variabilité interne du climat (en orange) pour deux échelles spatiales : globale (gauche) et régionale (îles britanniques - droite). Crédits : Figure 4cd de HAWKINS et SUTTON (2009).

délisation (aire bleue) sont prépondérantes pour une prévision de la température globale, elles le sont beaucoup moins dans le cas d'une prévision cantonnée aux îles britanniques, où l'incertitude liée à la variabilité interne (aire orange) est la plus grande. Ainsi, à mesure que l'échelle spatiale se réduit, l'importance de la variabilité interne croît (Figure 4). Les incertitudes liées à l'activité anthropique des prochaines décennies ainsi que celles des systèmes de prévision deviennent quant à elles majoritaires à des échéances plus lointaines (aires bleue et verte).

Ce manuscrit de thèse s'inscrit dans la problématique de compréhension des incertitudes liées à la variabilité interne multidécennale et aux erreurs de modélisation.

Dans les modèles de climat, la simulation de la variabilité interne est sensible aux conditions initiales de l'océan et de l'atmosphère (cf. effet papillon) qui constituent une première source d'incertitude. Une seconde source réside dans la modélisation de certains processus physiques, notamment celle des échanges de flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère, du transport des masses d'eaux océaniques, et plus généralement des mécanismes de variabilité interne, et ce à toutes les échelles de temps. Ces erreurs s'expliquent en partie par une connaissance encore partielle de ces mécanismes, notamment à l'échelle décennale. Cette méconnaissance pourrait avoir des répercussions sur la capacité des modèles à prévoir le climat et pourrait expliquer l'absence de prévisibilité souvent constatée à l'échelle régionale. Comblar cette déficience passe donc par la compréhension en amont des relations physiques entre l'océan et ses mécanismes d'influence sur les continents. De manière générique, ces relations sont aussi appelées **téléconnexions**. Les travaux détaillés dans ce manuscrit se concentrent sur la téléconnexion entre la variabilité multidécennale de l'Atlantique Nord et le climat européen. Le peu d'observations disponibles (d'une durée d'environ 100 ans) pour étudier des mécanismes de variabilité sur plusieurs dizaines d'années rend nécessaire l'utilisation de modèles de climat. Bien que ces derniers soient entachés de nombreux biais, ils ont comme intérêt de pouvoir fournir des expériences dont le protocole serait impossible à mettre en œuvre en réalité pour isoler les

mécanismes physiques. La multiplicité des modèles et des expériences numériques, leur fidélité par rapport aux observations en termes de mécanismes permettent de formuler des hypothèses dotées d'un certain degré de confiance pour expliquer le climat réellement observé. Dans ce manuscrit, les conclusions issues de ces expériences idéalisées permettent alors de mieux appréhender les processus qui gouvernent la variabilité multidécennale observée, tout en prenant en compte leurs défauts (biais, résolution des modèles qui peut être insuffisante pour certains mécanismes etc.).

Le chapitre 1, introductif, aborde la variabilité du système climatique et de ses composantes (atmosphère, océan...) à l'échelle multidécennale. Les notions fondamentales de variabilité interne et de variabilité forcée sont davantage expliquées. Le mode de variabilité préférentiel dans l'Atlantique Nord à l'échelle multidécennale, appelé AMV (pour Atlantic Multidecadal Variability), est aussi documenté. Enfin, est fait un état de l'art sur les mécanismes physiques entre l'AMV et l'atmosphère, ainsi que sur les téléconnexions continentales et inter-bassins associées à l'AMV observées au cours du XX^e siècle.

Le chapitre 2 caractérise la diversité des modèles climatiques actuels dans leur représentation des propriétés de l'AMV et de ses téléconnexions dans des simulations longues. Leur fidélité aux observations est quantifiée. Des pistes d'amélioration sont également suggérées pour diminuer les biais des systèmes de prévision multidécennale, et améliorer la modélisation des téléconnexions entre l'AMV et le climat européen.

Le chapitre 3 constitue le coeur du manuscrit, et décrit les expériences menées pour déterminer les mécanismes de téléconnexion entre l'AMV et le climat européen. Les simulations sont conduites en climat dit « pré-industriel », dans lequel les forçages solaires, volcaniques et anthropiques sont fixés au niveau de ceux estimés en 1850. Ces simulations permettent de s'affranchir de l'évolution des forçages anthropiques qui complexifie l'étude de la variabilité interne. Différentes variantes de protocole sont testées pour estimer les incertitudes à prendre en compte dans les résultats.

Le manuscrit s'achève par une conclusion ainsi que des perspectives consacrées à la sensibilité des principaux résultats du manuscrit à l'état climatique moyen, en contrastant le climat pré-industriel, pris comme référence, à un climat plus chaud, représentatif de la fin du XX^e siècle marqué par la pression anthropique.

Chapitre 1

La Variabilité Multidécennale de l'Atlantique Nord

« *L'Univers n'est qu'un vaste océan, sur la surface duquel nous apercevons quelques îles plus ou moins grandes, dont la liaison avec le continent nous est cachée.* »

– Jean le Rond d'Alembert, *Discours préliminaire à l'Encyclopédie*

L'objectif de ce chapitre est de définir et caractériser la variabilité multidécennale de l'Atlantique Nord et son influence sur le continent européen. Il décrit les modes de variabilité interne et forcés du climat qui s'expriment à l'échelle multidécennale, la manière dont ils sont influencés par les émissions anthropiques, et comment ils modulent le climat des moyennes latitudes. L'objectif est d'introduire dans un premier temps les briques élémentaires nécessaires à une compréhension globale de la variabilité climatique multidécennale. Elles permettront dans les chapitres suivants d'aborder précisément les mécanismes entre l'Atlantique Nord et le climat européen.

1 Introduction au système climatique

Le système climatique comprend différentes composantes telles que l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la biosphère etc. dont les interactions physiques, chimiques et biologiques constituent la variabilité naturelle du climat qui s'exprime à des échelles spatio-temporelles très différentes. Par exemple, la variabilité de l'atmosphère à l'échelle journalière est très grande devant celle de l'océan (cf. introduction). Plus généralement, il est possible d'estimer une variabilité spatio-temporelle propre à chaque composante du système climatique (Figure 1.1).

L'hypothèse de séparation du système climatique en différentes composantes pour étudier leur variabilité respective est en réalité limitée, car il existe de nombreuses interactions entre elles à des échelles différentes. De fait, il est souvent impossible d'étudier par exemple la variabilité atmosphérique à l'échelle saisonnière sans considérer les échanges existants avec l'océan et la glace de mer. Ces échanges reposent sur des mécanismes physiques, chimiques et biologiques co-existants à différentes fréquences. La variabilité d'une grandeur physique (température, humidité des sols...) à une échelle de temps longue, résulte donc de l'intégration d'une multitude de processus couplés dans le temps et dans l'espace dont les origines précises et exhaustives sont impossibles à déterminer. Une hypothèse simplifica-

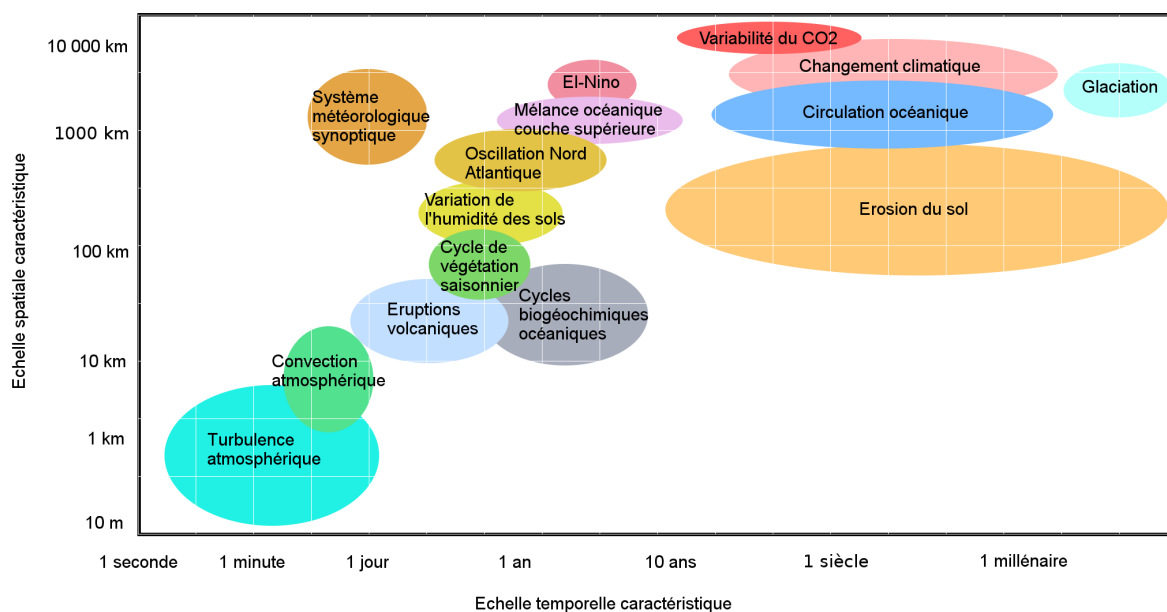


FIGURE 1.1 – Diagramme espace-temps représentant les différents échelles caractéristiques de quelques phénomènes climatiques.

trice supplémentaire est de considérer que la variabilité de chaque composante du système climatique peut être décomposée en entités qui se veulent récurrentes temporellement et spatialement. Ces entités, appelées modes de variabilité, permettent de réduire les degrés de liberté du système, et constituent autant de briques élémentaires pour comprendre des phénomènes complexes. Ces modes de variabilité sont pilotés à la fois par des mécanismes intrinsèques au système climatique, et par des facteurs externes.

2 Variabilité interne et forcée

L'évolution temporelle d'une grandeur physique (par exemple la température en Europe), peut s'interpréter au premier abord comme une superposition de deux sources de variabilité :

- une variabilité dite **forcée**, influencée par les conditions limites du système climatique, encore appelées forçages externes (cf. introduction) ;
- une variabilité dite **interne**, intrinsèque au système climatique, et déterminée par l'ensemble des mécanismes générés spontanément au sein du système, indépendamment d'une influence extérieure.

Comme son nom le laisse deviner, les forçages externes regroupent tous les facteurs d'origine extérieure au système climatique susceptibles de perturber sa variabilité interne. Une distinction supplémentaire est faite entre ces forçages externes : ceux d'ordre naturel, et ceux d'ordre anthropique :

1. Les premiers se réfèrent principalement au cycle solaire (HAYS et al., 1976), aux aérosols issus des volcans, aux poussières désertiques transportées par le vent etc. ;
2. Les seconds désignent quant à eux les gaz à effet de serre (GES) d'origine anthropique (dioxyde de carbone, méthane...), les aérosols issus de l'industrie et des transports, l'usage des sols (déforestation, imperméabilisation des sols etc.).

Dans les faits, l'hypothèse de séparabilité entre variabilités interne et forcée n'est pas nécessairement assurée. Lorsqu'il s'agit d'expliquer des changements constatés dans la variabilité climatique, isoler par exemple la contribution des gaz à effet de serre de celle liée à la variabilité interne n'est pas triviale, ne serait-ce qu'en raison du fait que la compréhension et la caractérisation de la variabilité interne observée sont encore limitées. Cette problématique s'inscrit dans la thématique de **détection** et d'**attribution** des changements climatiques, qui est un champ de recherche à part entière. La détection d'un changement consiste à montrer qu'un signal observé n'est pas compatible avec la seule variabilité interne du climat. Réaliser une étude de détection nécessite souvent des outils statistiques et requiert la formulation et le test d'une hypothèse statistique. L'attribution d'un changement climatique (une fois détecté) traite quant à elle de la détermination des causes des changements. Celles-ci peuvent être liées à l'effet des aérosols anthropiques, ou encore à celui des gaz à effet de serre... De nombreuses études font l'hypothèse de décomposer la variabilité du climat comme étant une somme de trois termes : (i) la variabilité interne, (ii) la réponse aux forçages externes, (iii) l'interaction entre variabilité interne et forçages externes. L'épisode dit de la « pause » du réchauffement global au début des années 2000 a montré les limites de cette décomposition et la difficulté d'attribuer ce ralentissement à des causes précises (*cf.* HAWKINS et al. (2014) et les références qui y sont contenues).

Dans ce manuscrit, et bien que peu probables, l'hypothèse de séparabilité des variabilités interne et forcée, ainsi que celle d'absence d'interaction entre elles sont adoptées.

3 Empreintes spatio-temporelles de la variabilité de l'Atlantique Nord

Dans le cas de l'Atlantique Nord, l'évolution de la température de surface océanique (notée SST pour Sea Surface Temperature) entre 0° et 60° N (Figure 1.2) peut se décomposer en deux termes : un réchauffement marqué à partir des années 1990, et un signal davantage oscillant d'environ 80 ans, avec des décennies plus chaudes (entre 1925 et 1965) et plus froides (entre 1900 et 1925 et entre 1965 et 1995) que la moyenne. Le premier terme est principalement attribué à la réponse de l'Atlantique au forçage par les GES (courbe violette; TERRAY (2012)). Le second terme, appelé Variabilité (ou Oscillation) Atlantique Multidécennale (noté AMV; SCHLESINGER et RAMANKUTTY (1994), KERR (2000) et GRAY et al. (2004)), est généralement considéré comme un mode de variabilité interne de l'Atlantique Nord.

Il existe plusieurs manières de caractériser l'AMV. Deux méthodes possibles consistent à soustraire au signal total soit (i) la contribution des GES par une régression linéaire (courbe noire), ou bien (ii) la moyenne globale de la SST (courbe noire pointillée). Cette dernière peut s'interpréter comme une estimation de la réponse du système climatique à tous les forçages externes (TRENBERTH et SHEA, 2006). Ces deux manières de caractériser l'AMV donnent des résultats comparables, notamment à la fin du XX^e siècle, où l'influence des GES sur la tendance au réchauffement est conséquente.

La structure spatiale de l'AMV est caractérisée par des maxima d'anomalies localisés dans le gyre subpolaire, l'Est du bassin Nord Atlantique, et dans les tropiques (Figure 1.2). L'AMV capture environ 35% de la variance totale de l'Atlantique Nord, estimée à partir des anomalies interannuelles.

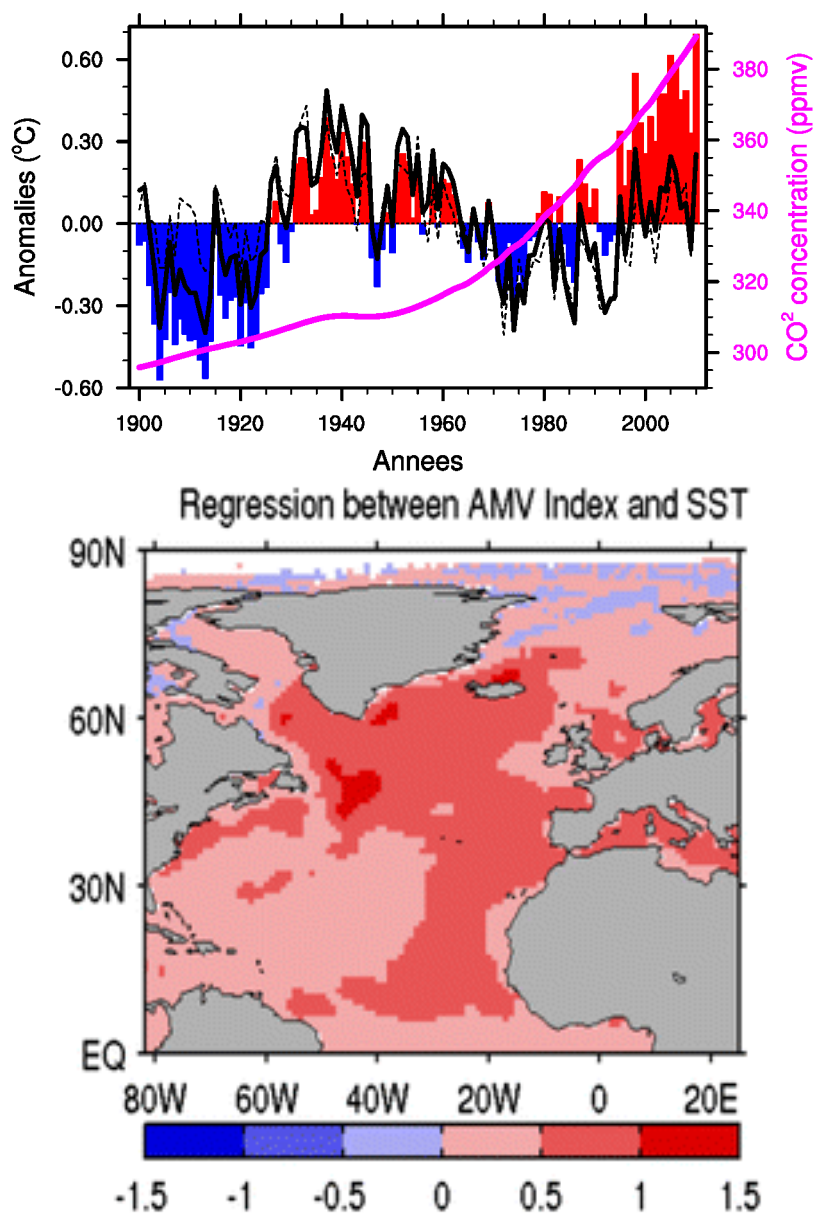


FIGURE 1.2 – (haut) Anomalies de température de surface océanique (Données ERSSTv3) moyennées sur l'Atlantique entre 0° et 60° N, calculées sur la période 1900-2010. Courbe violette : évolution observée de la concentration du CO₂ dans l'atmosphère. Courbe noire : comme les anomalies mais après soustraction de la contribution du CO₂ estimée par régression linéaire sur l'indice (trait plein) ou soustraction de la température océanique globale (trait pointillé), selon TRENBERTH et SHEA (2006). Crédits : CASSOU et MIGNOT (2013). (bas) Régression de la SST observée à laquelle la tendance linéaire est soustraite sur l'indice d'AMV défini comme la moyenne interannuelle de la SST dans l'Atlantique Nord après soustraction de la tendance linéaire. Crédits : BA et al. (2014)

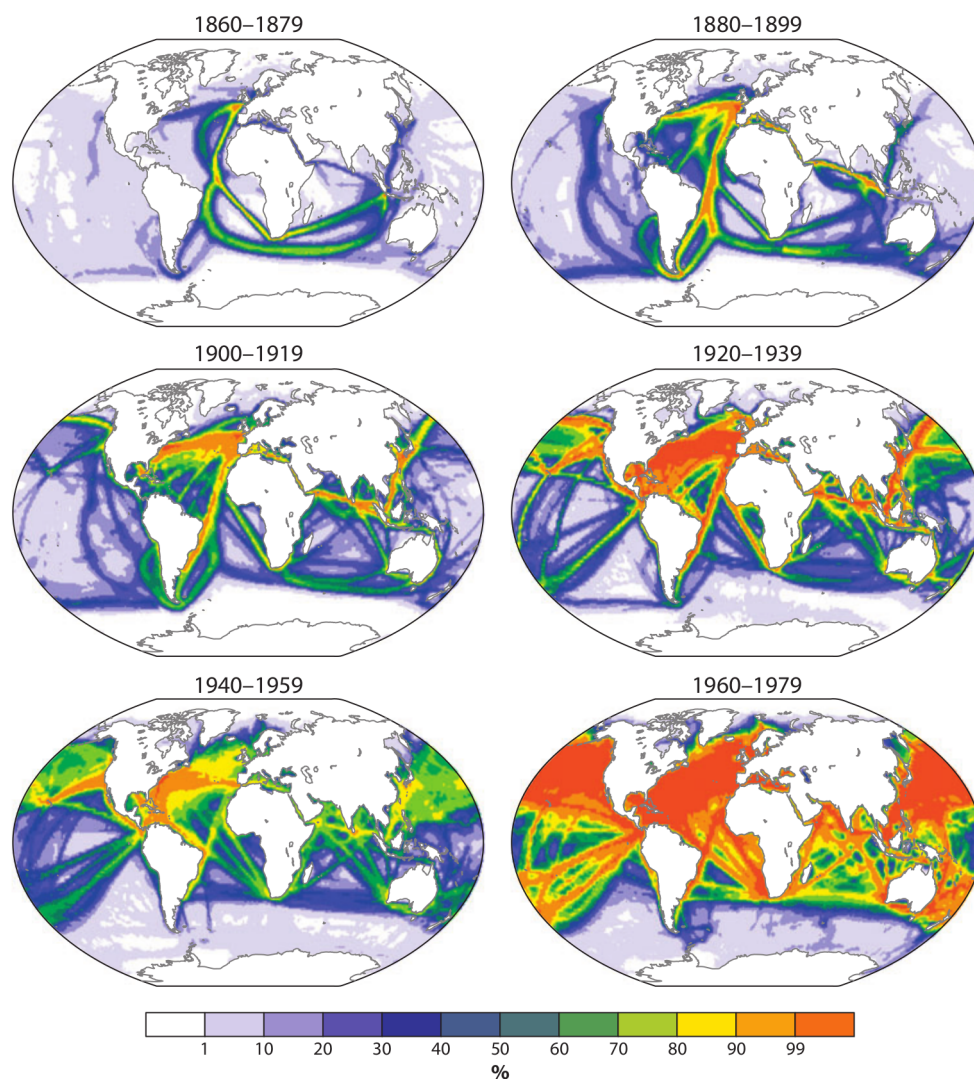


FIGURE 1.3 – Distribution des observations de SST (Données : ICOADS) par périodes de 20 ans depuis 1860. L'échelle de couleurs indique le pourcentage de mois avec au minimum une observation sur une grille de 2° en latitude et en longitude. Crédits : Figure 3 de DESER et al. (2010).

La caractérisation de l'AMV détaillée ci-dessus n'est pas unique. De nombreuses méthodes existent pour estimer le signal forcé et isoler la variabilité interne observée. A partir des observations, ou des modèles de climat, d'autres méthodes existent en plus des deux utilisées ci-dessus. Chacune d'entre-elles repose sur des hypothèses qui leur sont propres, dont les aspects sont traités dans le chapitre 2.

En plus des incertitudes liées à ces méthodes, il existe une sensibilité (i) au jeu de données d'observations de SST utilisées (HUANG et al., 2017), et (ii) à la période sur laquelle la SST est étudiée. Les mesures de la SST dans l'Atlantique Nord étant rares entre 1860 et 1900 (Figure 1.3), intégrer ces données partielles dans les méthodes d'estimation du signal forcé influence (potentiellement à tort) l'estimation de la structure spatio-temporelle de l'AMV.

Concernant la nature physique de l'AMV, des relations ténues entre l'AMV et la variabilité multidécennale de l'océan profond existent dans les modèles de climat. Elles

accréditent l'idée que l'AMV est un mode de variabilité océanique (DELWORTH et MANN, 2000). Dans les observations, l'absence de données historiques fiables de l'océan profond sur une période suffisamment longue (en termes de température et de salinité) nécessite *de facto*, une utilisation « par défaut » de la SST pour caractériser l'AMV comme entité décennale (la SST, comparée à la température de l'océan profond, étant mesurée sur une période plus longue). Les modèles de climat constituent alors des outils permettant d'identifier des mécanismes possibles entre la variabilité de l'océan (considérée sur toute sa profondeur) et l'AMV. Ces derniers sont documentés dans la prochaine section.

4 Relations entre la circulation océanique et l'AMV

Avant de s'intéresser aux mécanismes océaniques susceptibles d'expliquer l'AMV, il est d'abord nécessaire de caractériser la variabilité multidécennale de l'Atlantique Nord dans sa globalité.

4.1 Caractérisation de la circulation océanique dans l'Atlantique Nord

La variabilité océanique repose sur des mécanismes intrinsèques à l'océan (déplacements de masses d'eau liés à des changements de densité etc.) mais aussi exogènes à l'océan (invoquant l'atmosphère, la glace de mer, la biosphère, les forçages externes etc.). L'ouvrage de POND et PICKARD (1983) est un exemple de référence à laquelle le lecteur pourra se référer pour une description complète de la dynamique océanique. A l'échelle multidécennale, l'océan Atlantique Nord est caractérisé par l'AMV, mais également par la circulation méridionale de retournement (notée **AMOC**, pour Atlantic Meridional Overturning Circulation). L'AMOC est définie comme la moyenne zonale des courants, intégrée de la surface au plancher océanique dans l'Atlantique (BUCKLEY et MARSHALL, 2016) et a été identifiée comme une source de la variabilité multidécennale de l'Atlantique Nord (LATIF et al., 2006). L'AMOC est caractérisée par un flux vers le Nord d'eaux chaudes et salées dans les couches supérieures de l'Atlantique et par un flux vers le Sud d'eaux froides en profondeur. Ces deux flux sont reliés par des régions où un retournement de la circulation a lieu : aux hautes latitudes de l'Atlantique Nord au niveau des mers Nordiques et du Labrador, et dans l'océan austral au niveau des mers de Ross et de Weddell. L'intensité de l'AMOC est souvent définie comme la valeur maximale de la fonction courant à 26°N ¹. Son estimation, basée sur l'observation *in situ* des courants marins méridiens à 26°N , n'existe que depuis 2004 (données RAPID; SMEED et al. (2016)). Des proxies de l'AMOC ont été utilisés (données altimétriques, niveau de la mer) pour l'estimer à des périodes antérieures, et semblent montrer des fluctuations multidécennales depuis au moins la seconde moitié du XX^e siècle (Figure 1.4).

L'utilisation des modèles de climat s'est révélée nécessaire pour mieux caractériser l'AMOC. Ces derniers indiquent une large diversité en termes de variance. Plusieurs modèles montrent clairement de fortes variations multidécennales de l'AMOC (ESCUDIER et al., 2013), tandis que d'autres ont un spectre fréquentielle prononcé pour des périodes plus variées (DANABASOGLU et al., 2016). Certains modèles disposent même en leur sein plusieurs régimes de variabilité de l'AMOC qui leur sont propres (KWON et FRANKIGNOUL,

1. D'autres définitions existent, et considèrent plutôt le maximum à 45°N ou 60°N .

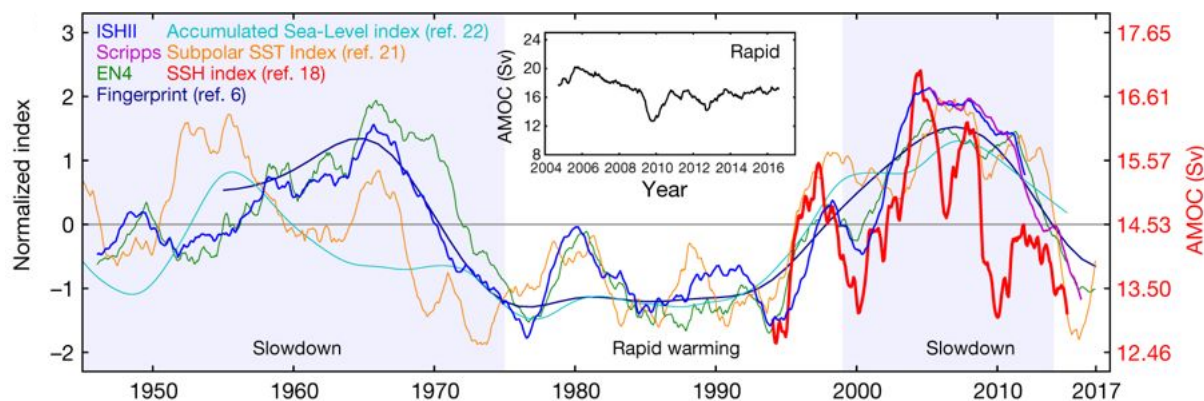


FIGURE 1.4 – Amplitude de l'AMOC estimée selon différentes méthodes. (courbe rouge) AMOC estimée à 41° N à partir des mesures altimétriques d'après WILLIS (2010) (moyenne glissante sur 2 ans, l'échelle en Sverdrup est indiquée à droite). (courbe bleue foncée) AMOC estimée à partir de la salinité dans la région subpolaire entre 0 et 1500 m et 45° - 65° N à partir des données ISHII, Scripps (courbe violette), et EN4 (courbe verte) avec une moyenne glissante de 2 ans. (courbe noire) Empreinte de l'AMOC selon (ZHANG, 2008) et indice du niveau de la mer (courbe turquoise) reconstruit selon (MCCARTHY et al., 2015), respectivement filtrés à 10 et 7 ans par un filtre Butterworth passe-bas. (courbe orange) Moyenne glissante sur 2 ans de l'indice de la SST du gyre subpolaire (CAESAR et al., 2018). La courbe insérée illustre l'AMOC estimée à partir des mesures RAPID à 26° N. Crédits : Figure 3 de CHEN et TUNG (2018).

2014). Outre cette diversité, la plupart des modèles actuels semblent sous-estimer l'amplitude des variations de l'AMOC telle qu'elles sont estimées dans les (courtes) observations (YAN et al., 2018). Dans des simulations longues, cette sous-estimation s'accompagne d'une faible dispersion des tendances simulées (par périodes de 12 ans) par rapport à la tendance estimée dans les observations (Figure 1.5).

La variabilité de l'AMOC dans les modèles de climat s'explique par des mécanismes qui peuvent être classés en deux catégories, qui impliquent :

1. des anomalies dans la convection profonde dans l'Atlantique Nord (DONG et SUTTON (2005) parmi d'autres) ;
2. la propagation d'ondes de Rossby océaniques baroclines à travers le bassin (HODSON et SUTTON (2012) parmi d'autres).

Détailler ces mécanismes va au-delà des objectifs de ce manuscrit. Le lecteur est invité à se référer à BUCKLEY et MARSHALL (2016) pour une revue bibliographique complète et détaillée de l'AMOC.

4.2 Relations entre l'AMOC et l'AMV

Les structures dominantes de la variabilité océanique de subsurface² observées au cours des dernières années semblent cohérentes avec la variabilité de l'AMOC (ROBSON et al., 2012). Ce résultat tendrait donc à confirmer un rôle de cette dernière pour expliquer la variabilité décennale récente de la SST. Les estimations de l'AMOC observée depuis 2004 ont également permis de déterminer des connexions entre la variabilité interannuelle de

2. entre 0 m et 1000 m.

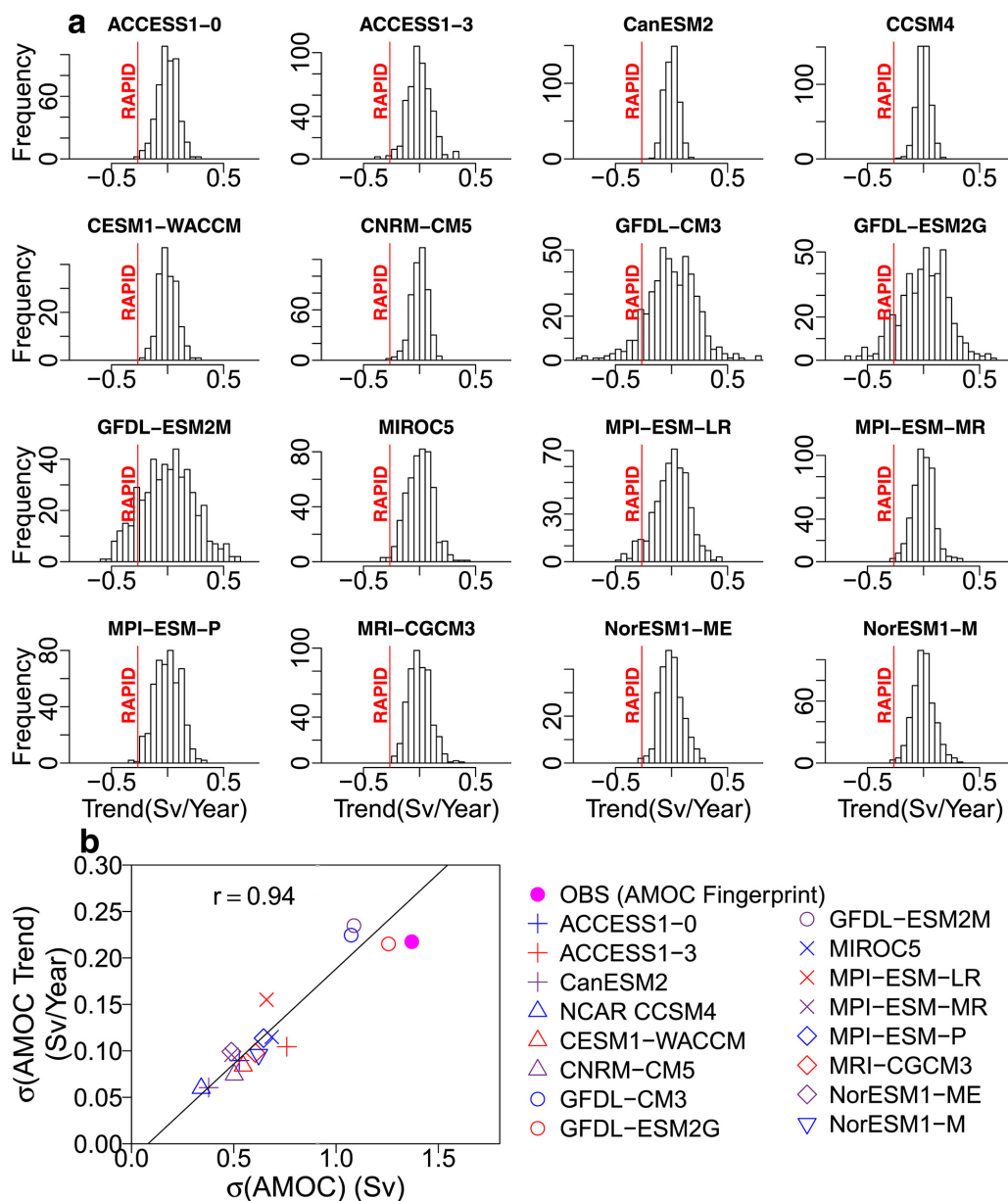


FIGURE 1.5 – (a) Distribution des tendances d'AMOC (Sv/année) calculées par périodes de 12 ans dans chaque simulation de contrôle issue des modèles CMIP5. La ligne verticale rouge correspond à la tendance de l'estimation de l'AMOC observée entre 2004 et 2015 (Données RAPID). (b) Écart-type des tendances de 12 ans l'AMOC en fonction de l'amplitude de la variabilité basse fréquence de l'AMOC (*i.e.* l'écart-type des anomalies d'AMOC filtrés à 10 ans par un filtre Butterworth passe-bas) dans les simulations de contrôle CMIP5. La droite noire indique la régression linéaire entre les deux variables. La corrélation est statistiquement significative ($p < 0.01$). Le point en violet correspond à l'estimation de l'amplitude de la variabilité basse fréquence de l'AMOC et l'écart-type des tendances sur 12 ans pour les observations reconstruites à partir de l'empreinte de l'AMOC selon (ZHANG, 2008). Crédits : Figure 1 de YAN et al. (2018).

l'AMOC, le transport de chaleur qui lui est associé, et le contenu de chaleur océanique de subsurface dans l'Atlantique subtropical (CUNNINGHAM et al., 2013). A partir de marégraphes utilisés comme proxies de l'AMOC, MCCARTHY et al. (2015) suggèrent également une relation causale entre l'AMOC et l'AMV au cours du XX^e siècle.

Néanmoins, aucune étude basée sur les observations n'a encore montré de lien direct entre les anomalies de SST et l'AMOC (LOZIER, 2010), la faute à l'absence de données d'observations longues de celle-ci (Figure 1.5). Seuls les modèles de climat apportent quelques pistes d'interprétation, bien qu'ils fournissent une large diversité de mécanismes entre l'AMV et l'AMOC (BA et al., 2014).

Le rôle de l'AMOC dans le transport méridien de chaleur océanique suggère que la variabilité de cette dernière provoque des anomalies de contenu de chaleur se propageant jusqu'en surface. Ces anomalies affecteraient alors la SST, produisant *in fine* une signature de type AMV. DELWORTH et al. (1993) ont été parmi les premiers à associer l'AMOC à l'AMV. De nombreuses études ont suivi leurs pas, en identifiant l'AMOC comme un précurseur de l'AMV dans plusieurs modèles de climat (LATIF et al. (2004); MSADEK et FRANKIGNOUL (2009)). Une accélération de l'AMOC se traduit par un réchauffement en surface du gyre subpolaire et, sous l'effet des courants, par un refroidissement de la région du gulf stream. La propagation des anomalies positives de SST vers les hautes latitudes est un mécanisme pouvant expliquer l'émergence d'une phase positive d'AMV (ZHANG et ZHANG, 2015). Des analyses multi-modèles montrent que l'accélération de l'AMOC est associée à des mécanismes liés à la convection océanique aux hautes latitudes. Celle-ci implique une densification des eaux du gyre subpolaire, où leur plongée rapide provoque une accélération de l'AMOC (Figure 1.6, ROBERTS et al. (2013)). Les modèles de climat indiquent en effet des maxima de corrélation lorsque les anomalies de convection en mer du Labrador précèdent d'environ 5 ans les anomalies d'AMOC, qui elles-mêmes précèdent un réchauffement de la SST dans l'Atlantique.

La faible couverture temporelle des observations de salinité et de température de l'océan profond empêche d'évaluer la pertinence de ce mécanisme simulé par les modèles, et donc d'identifier précisément les relations entre l'AMOC et l'AMV (LOZIER, 2010). De plus, il existe des incertitudes dans les processus régulant la convection océanique dans les modèles en raison de leurs biais de température et de salinité (RANDALL et al., 2007). L'amplitude de ces biais dans le gyre subpolaire semble conditionner le poids des rôles respectifs de la salinité et de la température pour expliquer les anomalies de densité en mer du Labrador (MENARY et al., 2015). La diversité des biais entre les modèles contribue à expliquer celle des propriétés spatio-temporelles de l'AMOC, ainsi que celle des mécanismes de rétroaction entre l'AMOC et l'AMV (MENARY et al., 2015).

Or, quand bien même les relations identifiées dans les modèles entre l'AMOC et l'AMV seraient avérées dans les observations, rien ne garantit que la SST (sur laquelle est basée la définition de l'AMV) soit uniquement gouvernée par l'océan de subsurface ou l'océan profond. La SST est une variable sensible à la fois aux fluctuations de l'océan et de l'atmosphère, et est un des marqueurs du couplage existant entre ces deux composantes. Une caractérisation de l'AMV basée uniquement sur la SST, participe à entretenir un débat quant au rôle de l'atmosphère. Elle pourrait être un second candidat pour expliquer en partie l'AMV. Les différentes théories associées aux relations entre l'AMV et la variabilité atmosphérique sont documentés dans la prochaine section.

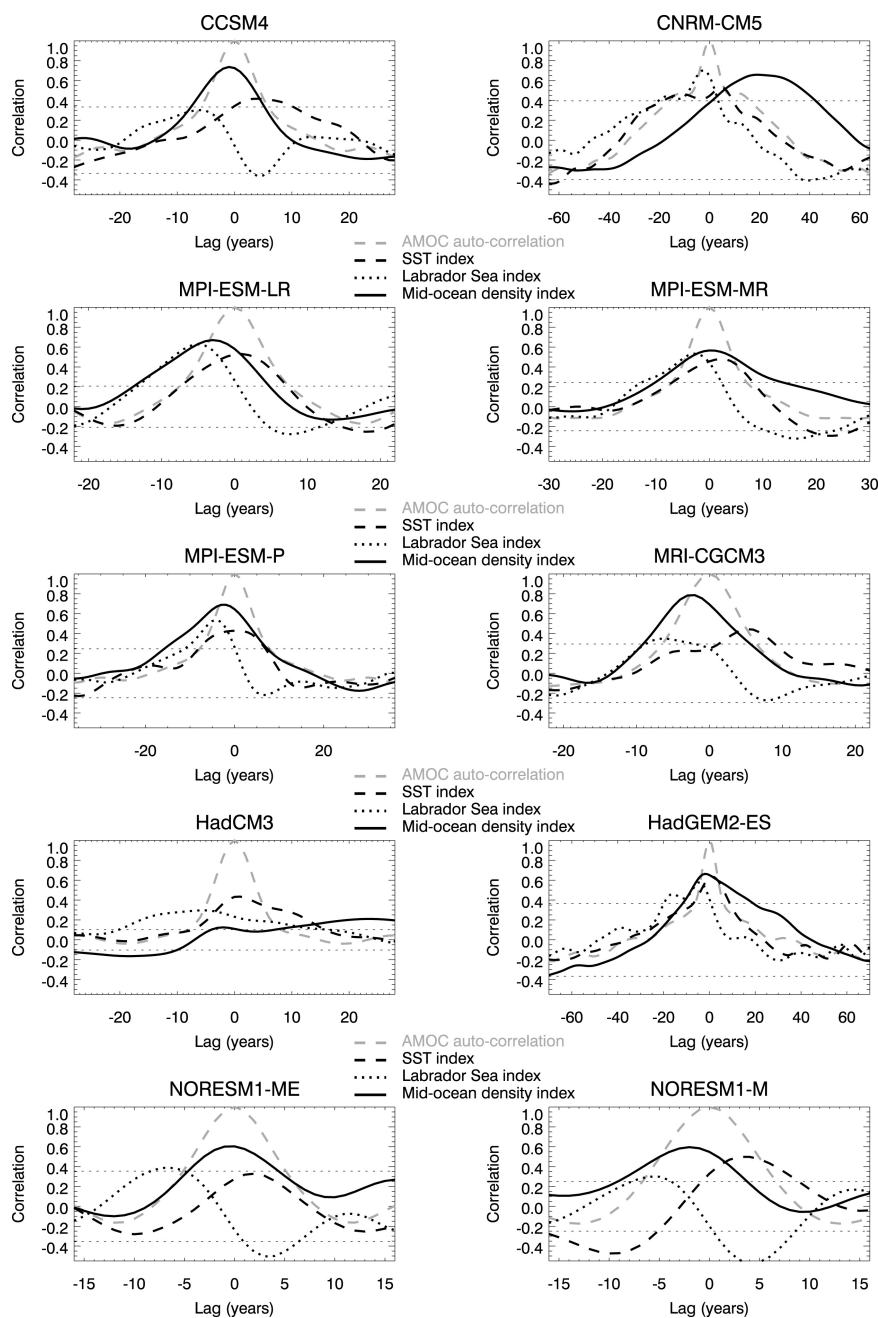


FIGURE 1.6 – Corrélations entre les indices d'AMOC et les anomalies de SST dans l'Atlantique (trait tireté en noir), les anomalies de densité moyennée entre 800 m et 1800 m (trait plein) et la stratification en mer du Labrador (trait pointillé). Une abscisse positive correspond à une AMOC en avance. Les anomalies de SST et de densité sont calculées comme la différence des moyennes spatiales de la SST dans l'Atlantique Nord subpolaire (45° - 80° N, 70° W - 30° E) et dans l'Atlantique Sud (45° S - 0° , 70° W - 30° E). La courbe grise en trait tireté représente l'autocorrélation de l'AMOC. La tendance linéaire est soustraite à chaque indice. Le signal basse fréquence pour chaque indice est extrait par un filtre Butterworth passe-bas à une fréquence de coupure de 10 ans. Les droites horizontales en trait pointillé indiquent les niveaux de corrélation statistiquement significatifs selon un t-test. Crédits : Figure 5 de ROBERTS et al. (2013).

5 Influence de l'atmosphère sur l'AMV

Les déséquilibres énergétiques au sein de l'atmosphère entraînent la mise en place de mécanismes de redistribution de masses d'air et de chaleur qui sont en partie à l'origine de la variabilité atmosphérique. Par exemple, les phénomènes de cyclogénèse, la présence d'un jet stream en haute altitude etc. relèvent de mécanismes physiques en réponse à ces déséquilibres énergétiques. Ils contribuent à expliquer les fluctuations de pression, de température etc. sur une région donnée. En basse troposphère, ces phénomènes influencent la variabilité de l'océan en surface, notamment en termes de SST et de transports de masses d'eau, à l'échelle journalière, saisonnière et potentiellement décennale. Dans ce contexte, HÄKKINEN (2004) et HÄKKINEN et al. (2013) suggèrent que la récurrence d'anomalies de vent de surface modulent l'intensité de rotation du gyre subpolaire Atlantique. Elles contribueraient à expliquer la variabilité décennale de la circulation océanique dans cette région dans les observations récentes. Certains auteurs vont plus loin, et attribuent les variations multidécennales de la SST en Atlantique Nord uniquement à la variabilité atmosphérique.

CLEMENT et al. (2015) suggèrent en effet que la dynamique océanique dans l'Atlantique Nord n'est pas nécessaire pour générer l'AMV. Les auteurs montrent des similarités entre l'AMV simulée par les modèles climatiques globaux (notés GCM pour Global Climate Models, dans lesquels sont couplés des modèles d'atmosphère, de glace, de surface continentale etc.), et celle simulée par des modèles dont la composante océanique est remplacée par un modèle à couche de mélange. Par construction, ces modèles ne simulent pas la dynamique océanique complète, l'AMOC étant alors fixée ou paramétrée via des corrections de flux. A partir de ce résultat, CLEMENT et al. (2015) concluent que la variabilité de la dynamique océanique, *a fortiori* l'AMOC, ne seraient pas nécessaires pour générer une variabilité multidécennale de la SST, et donc l'AMV.

En phase avec la théorie de CLEMENT et al. (2015), CANE et al. (2017) remettent en question la méthodologie employée dans les études basées sur des corrélations entre l'AMV, les flux de chaleur, et l'AMOC (*cf.* partie 4.2). Celles-ci ne seraient qu'un artefact statistique lié à la fréquence de coupure utilisée dans le processus de filtrage des variables. CANE et al. (2017) montrent que les corrélations entre AMV et flux de chaleurs obtenues dans les GCM peuvent également l'être dans des modèles dit « stochastiques » dans lesquels l'océan de surface varie en réponse à un forçage par l'atmosphère (Figure 1.7). Ce résultat souligne les limites des approches basées uniquement sur des corrélations. Il suggère que la chronologie identifiée via celles-ci entre la SST et les flux de chaleur ne traduit pas nécessairement le fait que l'océan soit un précurseur de l'AMV, et met davantage en avant un rôle de l'atmosphère. L'AMV ne serait alors que la signature en SST d'une intégration de l'océan à l'échelle décennale du « bruit atmosphérique ».

Cette interprétation des origines de l'AMV est actuellement controversée. Une étude antérieure montre qu'il existe de grandes différences entre les GCM et les modèles stochastiques dans la structure spatiale et l'amplitude de l'AMV et dans son influence sur la variabilité atmosphérique (PARK et LATIF, 2005). A l'aide de simulations où cette fois l'océan dynamiquement actif est forcé par des flux atmosphériques prescrits, ARZEL et al. (2018) montrent également que l'AMV n'est pas qu'une intégration du bruit atmosphérique, et semblent confirmer l'influence de l'AMOC sur les variations multidécennales de la SST en Atlantique Nord. Les études de O'REILLY et al. (2016), ZHANG et al. (2016)

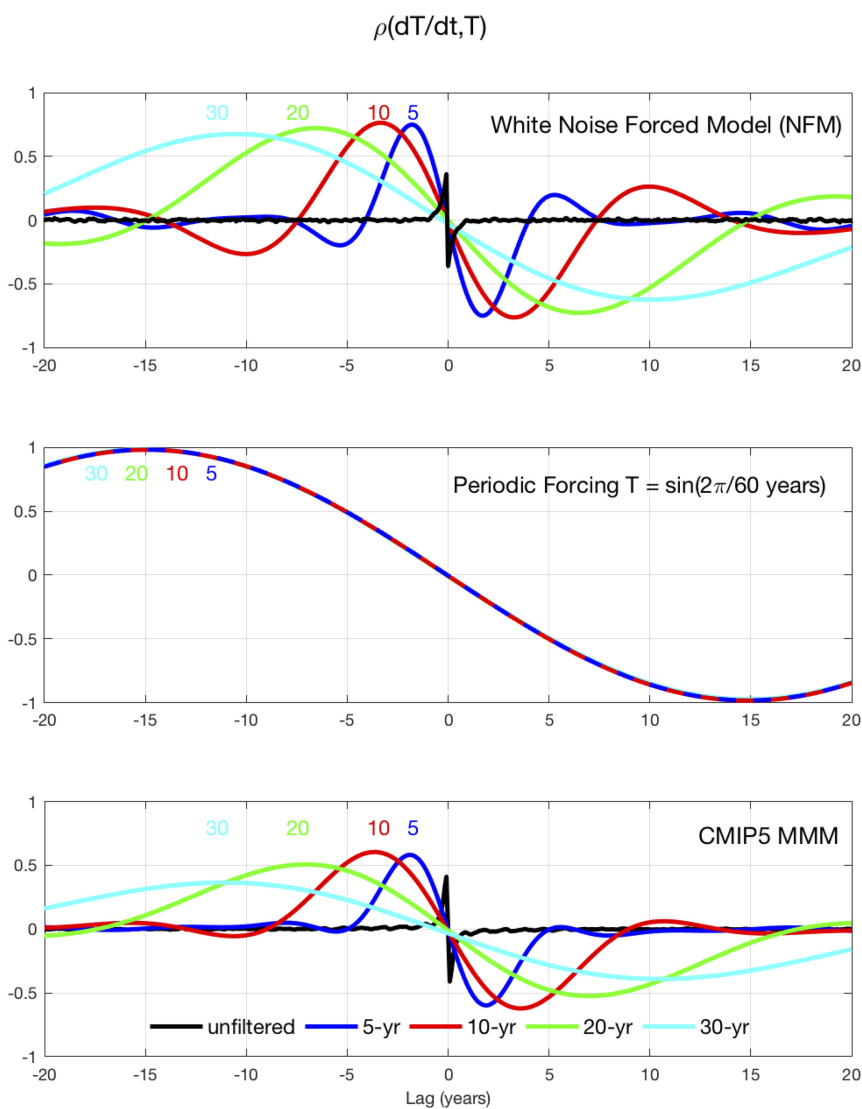


FIGURE 1.7 – (haut) Corrélation ρ entre les indices mensuels de SST(t) et de $\frac{dSST}{dt}$ filtrés à basse fréquence pour un modèle stochastique (White Noise Forced Model) selon différents décalages temporels (Lag en années). Les courbes correspondent à des fréquences de coupure de 5, 10, 20 et 30 ans pour un filtre Butterworth passe-bas d'ordre 4. (milieu) Idem mais pour un signal sinusoïdal idéalisé suivant la formulation $\sin(2\pi t/60yr)$. (bas) Idem mais pour la moyenne multi-modèle CMIP5. Crédits : Figure 4 de CANE et al. (2017).

et DELWORTH et al. (2017) tendent de plus à montrer qu'une dynamique océanique de basse fréquence est également nécessaire pour simuler une structure tridimensionnelle de l'océan cohérente avec l'AMV dans les observations et dans les modèles.

La capacité des modèles stochastiques à simuler l'AMV (selon sa définition actuelle, basée sur la SST) témoigne néanmoins d'un rôle potentiellement non négligeable de l'atmosphère. Il est probable qu'une frontière poreuse existe entre les deux écoles de pensées dominantes (privilégiant l'océan ou l'atmosphère) pour expliquer l'AMV. Bien qu'il soit encore difficile de séparer les contributions respectives des deux composantes, des études basées sur les observations et des expériences de sensibilité montrent qu'il existerait des interactions entre l'AMV et certains modes de variabilité atmosphérique. Celles-ci sont documentées dans la prochaine section.

6 Interactions entre les modes de variabilité atmosphérique et l'AMV

Le couplage océan-atmosphère induit des échanges de flux de chaleur et d'humidité. Les fluctuations atmosphériques issues à la fois de ces échanges et à la variabilité interne propre à l'atmosphère expliquent en partie la variabilité atmosphérique chaotique (cf. partie 1). Celle-ci se caractérise par des situations récurrentes (à une échelle spatio-temporelle donnée) définies comme étant des « modes de variabilité ». Certains de ces modes semblent entretenir des relations avec l'AMV. Les modes de variabilité connus centrés sur la région Europe-Atlantique sont définis dans la prochaine section. D'autres modes de variabilité existent (notamment dans le secteur de l'océan Pacifique) mais leur description n'est pas nécessaire dans ce manuscrit. Le lecteur peut néanmoins se référer à l'ouvrage de WALLACE et HOBBS (2006) pour une description complète de la dynamique atmosphérique et de ses modes de variabilité.

6.1 Caractérisation de la variabilité atmosphérique sur l'Atlantique Nord et l'Europe

De nombreuses techniques statistiques permettent de déterminer des modes de variabilité atmosphériques en Atlantique Nord : analyse en composantes principales (ACP, BARNSTON et LIVEZEY (1987)), algorithmes de classification (VRAC et al., 2007)... La grille de lecture adoptée ici repose sur la classification journalière de situations synoptiques caractérisées par la pression de surface de la mer (notée SLP pour Sea Level Pressure) en un nombre fini d'entités. Celles-ci, désignées sous le nom de **régimes de temps** (MICHELANGELO et al., 1995), constituent des structures spatiales récurrentes qu'adopte la dynamique atmosphérique. Ces régimes ont une persistance de l'ordre de quelques jours, et sont caractéristiques de la variabilité atmosphérique (intra-) saisonnière. Bien que chaque situation journalière soit unique en termes de SLP, l'agrégation de situations selon un critère de similarité donné (par exemple via un algorithme de minimisation de distance euclidienne) permettent d'identifier un nombre fini de **centroïdes** qui caractérisent les régimes de temps. Chaque situation journalière est ensuite attribuée à un (ou plusieurs) centroïde(s). L'approche en régimes de temps présente toutefois plusieurs contraintes :

- pour certains algorithmes, certains jours peuvent échapper au processus de classification, car les situations associées ne satisfont pas le critère d'agrégation choisi

(SANCHEZGOMEZ et TERRAY, 2005), tandis que pour d'autres méthodes, tous les jours disponibles sont classés (DELONCLE et al., 2007).

- le choix du nombre de régimes n'est pas trivial, car bien que certains outils d'aide à la décision existent (critère d'information bayésien pour l'algorithme d'espérance-maximisation (DEMPSTER et al., 1977 ; SMYTH et al., 1999), méthode du « coude » pour la méthode de regroupement hiérarchique (VRAC et al., 2007) etc.), aucune méthode de classification ne peut objectivement être qualifiée de « meilleure » qu'une autre.

Ici, quatre régimes de temps sont choisis pour caractériser la circulation atmosphérique sur l'Atlantique Nord en été, et sont illustrés sur la Figure 1.8 (colonne de gauche) par des anomalies de SLP. Les régimes sont caractérisés par des dipôles d'anomalies de SLP centrés sur la région Euro-Atlantique. Le premier (Figure 1.8a) correspond à une augmentation de la SLP sur le Groenland et la Mer d'Irminger et une diminution sur la Mer du Nord, synonyme d'un renforcement des vents d'ouest sur l'Europe. Le deuxième (Figure 1.8b) se caractérise par une diminution de la SLP sur le Groenland et par une augmentation sur les Açores jusqu'à la Scandinavie. Ces deux régimes correspondent respectivement aux structures NAO- et NAO+ (pour North Atlantic Oscillation) relatives aux deux phases de l'**Oscillation Nord Atlantique** d'été (HURRELL et al., 2003). Le régime NAO+ porte aussi le nom de blocage d'été (Summer BL) dans la littérature en raison de : (i) sa persistance et (ii) du fait qu'il « bloque » voire renverse la circulation moyenne d'ouest d'origine océanique, qui est habituellement pénétrante sur l'Europe. Le troisième régime (Figure 1.8c) est dominé par des anomalies négatives de SLP sur les mers Nordiques avec une intensité maximale sur l'Islande alors que pour le quatrième régime (Figure 1.8d), un minimum (maximum) de SLP est obtenu au large de l'Europe (aux latitudes subpolaires). Ces deux derniers régimes sont respectivement appelés Icelandic Low (IL) and Atlantic Low (AL) de par la localisation de leur minimum d'anomalie de SLP. L'analyse des 68 derniers étés entre 1950 et 2017 indique que les probabilités d'occurrence de ces quatre régimes sont presque équiréparties, à l'exception des situations NAO+ (légèrement favorisées) et AL (légèrement défavorisées). Chacun de ces régimes explique alors une fraction de la variance de la SLP en été.

L'évolution temporelle des anomalies de SLP relatives à chaque régime d'été depuis 1950 illustre une empreinte décennale forte sur certains d'entre eux. Le régime NAO- semble être davantage excité en phase positive d'AMV, tandis que le régime NAO+ semble être plus excité en phase négative d'AMV. La relation entre l'AMV et les régimes IL et AL est moins claire : l'excitation du régime IL semble être corrélée à l'AMV jusqu'à environ 1990, puis devient anti-corrélée, alors que la régime AL est plutôt marqué par une tendance, avec des épisodes plus nombreux en fin de période.

En hiver, à la fois dans les observations et dans des expériences idéalisées, une phase positive (négative) d'AMV excite davantage un régime NAO- (NAO+), et ce, particulièrement en fin de saison (cf. Figure 1.9 et PEINGS et MAGNUSDOTTIR (2014) et GASTINEAU et FRANKIGNOUL (2015)).

Cette concomitance de l'AMV avec la NAO dénote la potentielle existence de relations physiques entre la variabilité inter-annuelle atmosphérique et la variabilité multidécennale océanique, et *a fortiori* l'AMV. Ces relations font l'objet de recherches en cours dont les principaux résultats sont documentés dans la prochaine section.

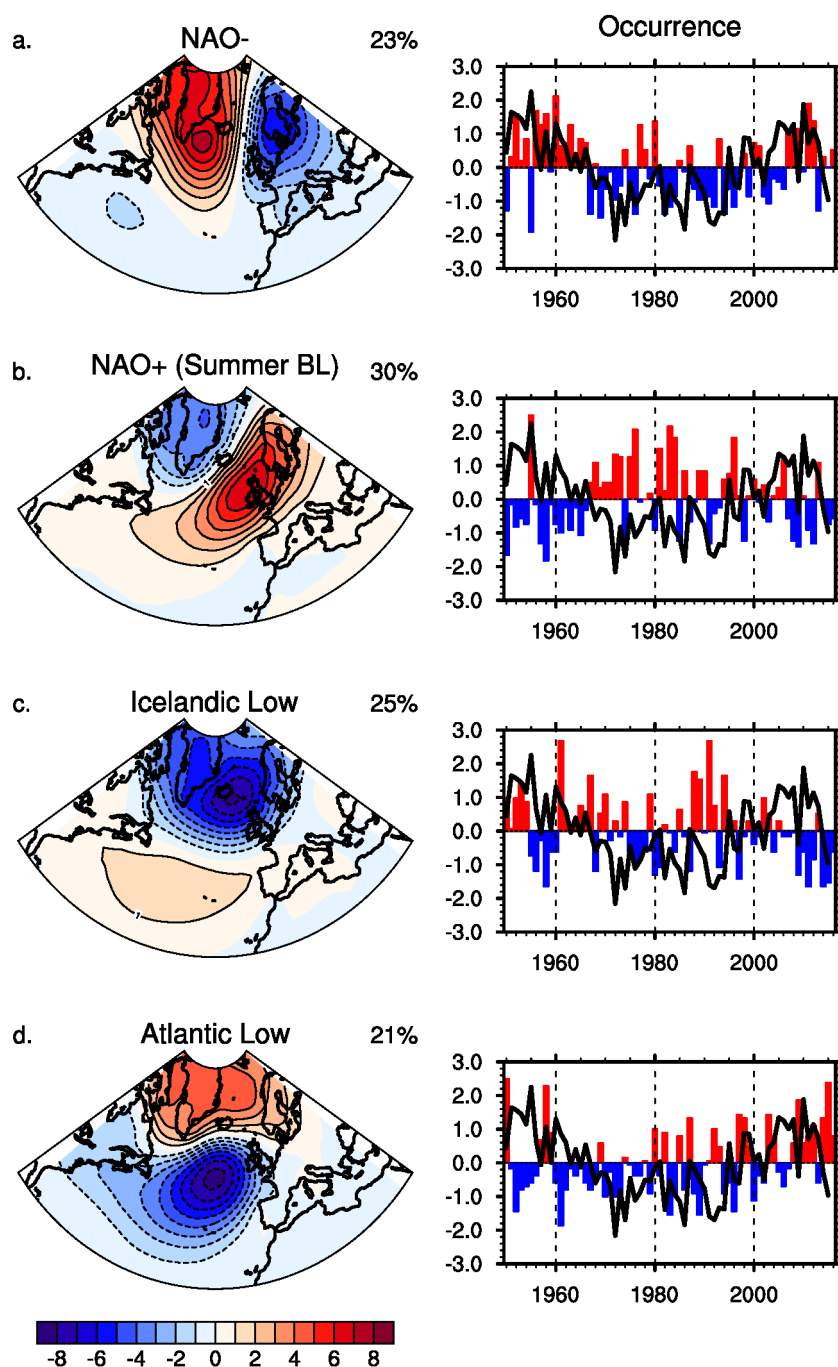


FIGURE 1.8 – (colonne de gauche) Centroides des régimes de temps construits selon l'algorithme k-means (DIDAY, 1973; MICHELANGELI et al., 1995), à partir de la SLP journalière (en hPa) en été (du 1^{er} juin au 31 août) sur la période 1948-2017 (Données : réanalyses NCEP). Le pourcentage moyen d'occurrence de chaque régime est indiqué dans le coin supérieur droit. (colonne de droite) Anomalies standardisées de jours par été pour chaque régime, en bleu les saisons déficitaires, en rouge les excédentaires. La courbe noire représente l'indice d'AMV. Crédits : adapté de la Figure 6 de ACCLIMATERRA et LE TREUT (2018).

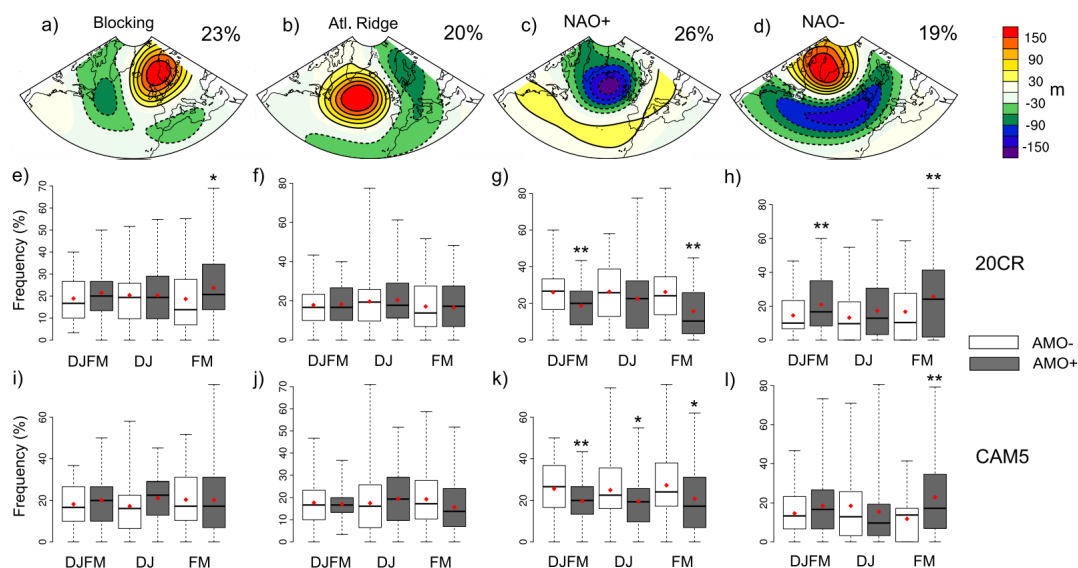


FIGURE 1.9 – (a-d) Centroides des régimes d’hiver observés, issus du géopotentiel à 500 hPa sur la période 1901-2010 (Données : NOAA 20CR). (e-h) Distribution interannuelle de l’occurrence des régimes en fonction des phases de l’AMV estimée par composites dans les observations de décembre à mars (DJFM), de décembre à janvier (DJ) et de février à mars (FM). (i-f) Distribution interannuelle de l’occurrence des régimes simulée dans le modèle CAM5 dans des simulations où des SST représentatives de l’AMV sont imposés dans le modèle. Crédits : Figure 3 de PEINGS et MAGNUSDOTTIR (2014).

6.2 L’AMV comme un mode couplé entre océan et atmosphère

Des modèles océaniques forcés avec des champs atmosphériques issus des observations montrent une forte intensification de l’AMOC simulée entre le milieu des années 1970 et le milieu des années 1990, suivie par un affaiblissement ces dernières années (DANABASOGLU et al., 2012). Dans les observations, l’accélération de l’AMOC jusqu’à la fin des années 1990 (TING et al., 2014), semble être expliquée par une forte et persistante augmentation des flux de flottabilité dans la couche de mélange des hautes latitudes. Cette augmentation a été associée à la tendance positive de la NAO durant cette période (LOHMANN et al., 2009 ; BIASTOCH et al., 2008). Ce résultat est cohérent avec les modèles, dans lesquels les anomalies cycloniques relatives au régime NAO+ au-dessus du gyre subpolaire, et en particulier au-dessus de la mer du Labrador, exercent une forte influence sur la formation d’eaux profondes, provoquant une accélération de l’AMOC (KIM et al., 2016).

Dans ce contexte, DELWORTH et ZENG (2016) et DELWORTH et al. (2016) montrent dans le modèle couplé GFDL-CM2.1 comment un forçage de l’océan par la NAO explique la variabilité multidécennale de l’AMOC, alors précurseur de l’AMV. Plusieurs expériences de sensibilité sont utilisées, dans lesquelles les flux de chaleur caractéristiques de la NAO observée sont imposés dans le modèle avec une intensité variant périodiquement. Différentes fréquences sont testées, de telle sorte à estimer la sensibilité de l’AMOC à la persistance d’un forçage par la NAO (Figure 1.10). Les résultats suggèrent qu’une grande partie de la variabilité décennale de l’Atlantique au cours des 60 dernières années pourrait être expliquée par la NAO ayant une forte influence sur l’AMOC et *in fine* sur l’AMV.

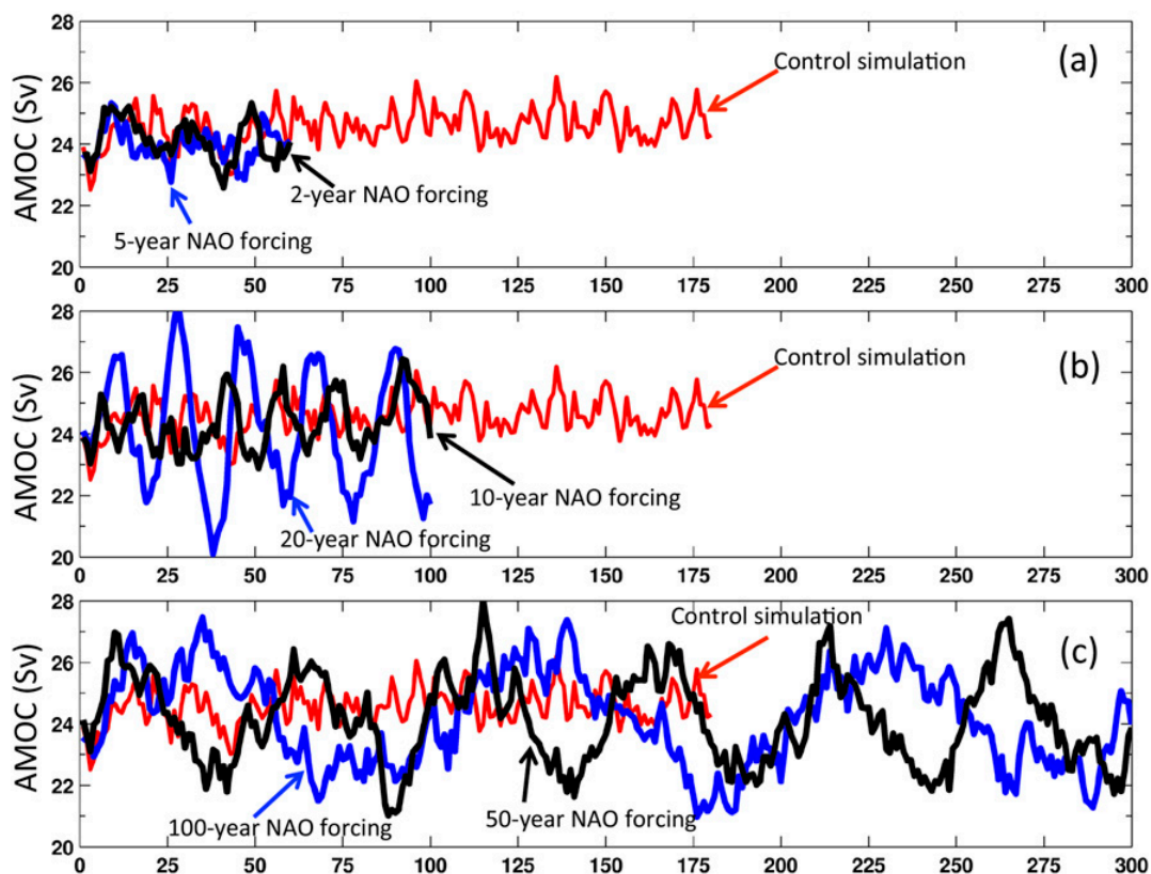


FIGURE 1.10 – Indice de l'AMOC pour plusieurs simulations du modèle GFDL-CM2.1. (a) La courbe noire (bleue) correspond à l'AMOC issue de simulations dans lesquelles l'océan est forcé périodiquement par une NAO d'hiver à une fréquence de 2 (5) ans. (b) Idem mais pour une fréquence de 10 (20) ans. (c) Idem mais pour une fréquence de 50 (100) ans. La courbe rouge indique les valeurs issues d'une simulation de contrôle non perturbée. Crédits : Figure 5 de DELWORTH et ZENG (2016).

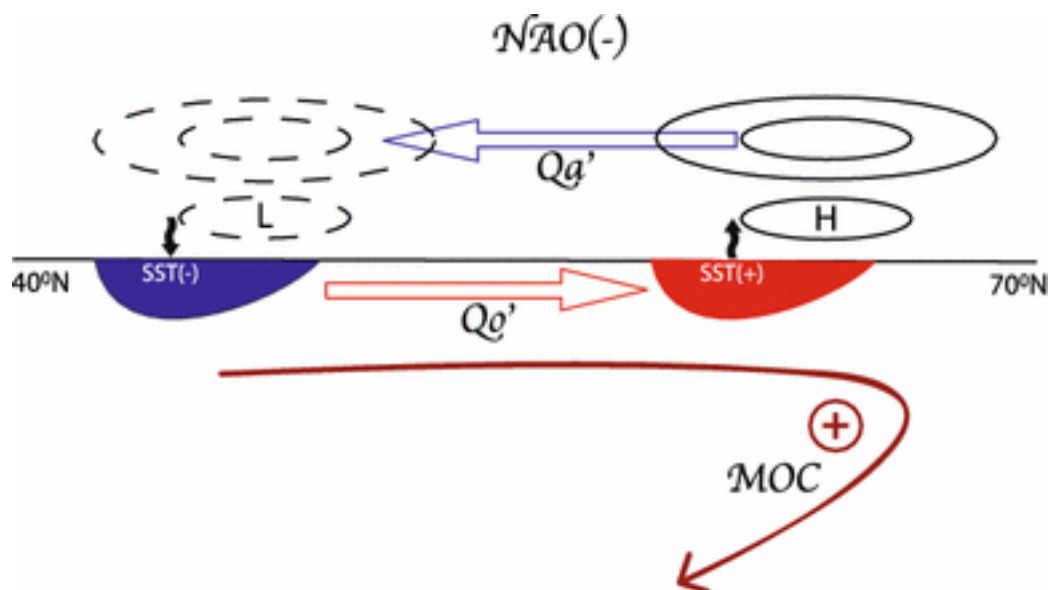


FIGURE 1.11 – Représentation schématique des interactions entre océan et atmosphère à l'échelle multidécennale dans le modèle GFDL-CM2.0. Pendant une accélération de l'AMOC, des eaux chaudes et salées sont advectées vers le Nord par le flux moyen, qui induit une anomalie de flux de chaleur méridien Q'_o positif et une augmentation de la SST vers 60 ° N. Le dipôle d'anomalies de SST est associé à une réponse atmosphérique barotrope, avec une SST positive colocalisée avec des anomalies anticycloniques (H) au Nord, et inversement au Sud à 40 ° N. Le dipôle de SLP se projette sur le régime NAO-, auquel est associé une anomalie de flux de chaleur Q'_a vers le Sud, qui tend à compenser Q'_o . Le réchauffement de la SST au Sud induit par Q'_a tend ensuite à inverser ce cycle. Crédits : Figure 16 de FARNETI et VALLIS (2011).

Certains auteurs considèrent également l'AMV comme un forceur de la NAO. FARNETI et VALLIS (2011) montrent dans des modèles couplés, mais également forcés, que l'AMOC explique en partie la variabilité de la NAO, qui potentiellement rétroagit sur l'AMOC et amplifie l'AMV (Figure 1.11). Plusieurs études ont confirmé l'existence de ces rétro-actions dans plusieurs modèles (GASTINEAU et al., 2013; PEINGS et al., 2016).

D'autres auteurs mettent en avant différents mécanismes, et montrent que la réponse de la NAO à l'AMV serait plutôt due à un forçage par les SST de l'Atlantique Nord tropical, sans être sous l'influence de l'AMOC (DAVINI et al., 2015). Les anomalies de SST tropicales en phase positive d'AMV provoqueraient une divergence en haute troposphère à l'origine d'ondes Rossby se propageant vers le Nord, et dont la signature en SLP serait une alternance d'anomalies positives et négatives se projetant sur le régime NAO- en hiver (Figures 1.12 et 1.13).

PEINGS et al. (2016) confirment également ce résultat, en précisant toutefois qu'un couplage océan-atmosphère aux moyennes latitudes est nécessaire pour assurer la propagation des ondes jusqu'en Europe. Cependant, seuls deux modèles parmi 23 montrent cette relation entre la phase positive de l'AMV et le régime NAO-. Cette potentielle déficience est attribuée aux caractéristiques internes de l'AMV simulée, qui semblent être sous-estimées au regard de celles observées, notamment en termes de fréquence (cet aspect est détaillé au chapitre 2).

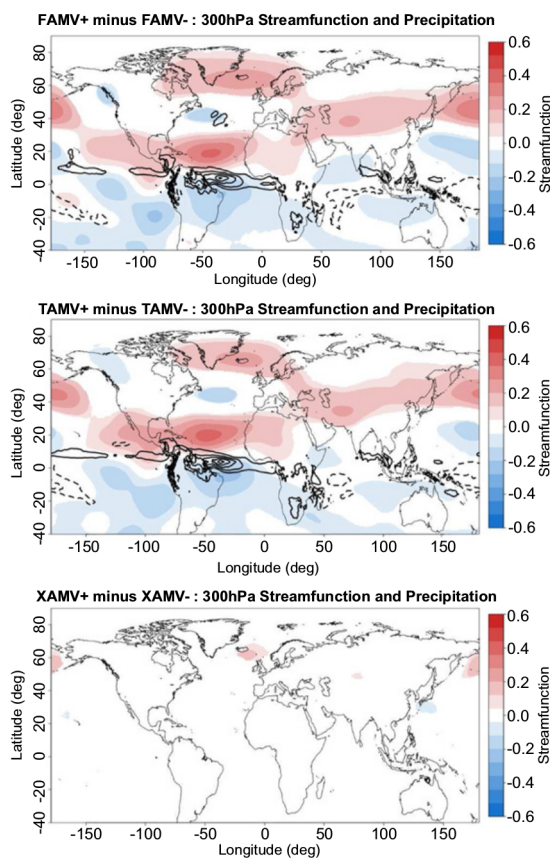


FIGURE 1.12 – Anomalies de fonction de courant à 300 hPa (en couleurs) et de précipitations (contours d'intervalle 0.5 mm.jour⁻¹) entre une phase positive et négative d'AMV dans des simulations où des SST caractéristiques de l'AMV sont imposés dans le modèle EC-EARTH sur tout le bassin Atlantique Nord (haut), sur les tropiques (milieu) et sur les extra-tropiques (bas). Crédits : Figure 3 de DAVINI et al. (2015).

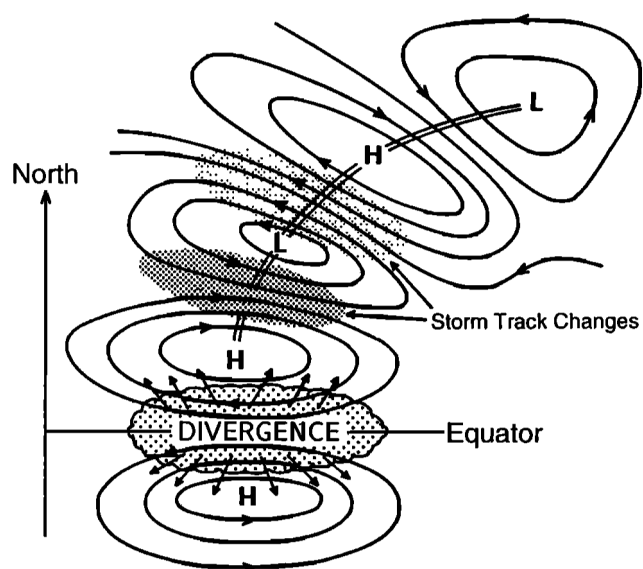


FIGURE 1.13 – Schéma des changements dominants de circulation en haute troposphère dans sur l'Atlantique Nord en réponse à une augmentation de la SST, de la convection et de la divergence en haute altitude au voisinage de l'équateur. La divergence provoque une convergence dans les subtropiques dans chaque hémisphère, et une paire d'anomalies anticycloniques (H) autour de l'équateur, représentées par les lignes de courant. L'alternance d'anomalies positives et négatives de géopotential et de fonction de courant (reliées par la double courbe) correspond à un train d'ondes issu de la propagation d'une onde de Rossby quasi-stationnaire. En conséquence, un déplacement vers le Sud de l'activité dépressionnaire (storm track) est obtenu, avec une augmentation (diminution) de celle-ci vers le Sud (Nord). Crédits : Figure 4 de TRENBERTH et al. (1998).

Une question encore en suspens concerne le rôle de la stratosphère dans le lien entre l'AMV et les régimes NAO. OMRANI et al. (2014) suggèrent qu'une excitation du régime NAO- en phase positive d'AMV est précédée par une diminution des vents d'Ouest stratosphériques et par un réchauffement qui se propage dans la troposphère. Une résolution de la dynamique stratosphérique serait alors essentielle pour reproduire ce mécanisme. D'autres études montrent au contraire que des modèles dans lesquels la dynamique stratosphérique n'est pas résolue finement, parviennent à simuler une réponse similaire (PEINGS et al., 2016; PEINGS et MAGNUSDOTTIR, 2016; GASTINEAU et FRANKIGNOUL, 2015). Dans tous les cas, la plupart des GCM actuels ne simulent pas la stratosphère de façon détaillée, ce qui pourrait donc être l'un des facteurs contribuant à une mauvaise représentation des dynamiques couplées entre océan et atmosphère.

7 Influence des forçages externes

La caractérisation de l'AMV et les débats qui l'accompagnent reposent sur (i) des mécanismes propres à la variabilité interne du climat (cf. ci-dessus), et (ii) le rôle des forçages externes. L'influence de ces derniers dans l'évolution du climat de l'Atlantique Nord n'est pas encore clairement identifiée, que ce soit dans les observations (ZHANG et al., 2013), ou dans les modèles (VAN OLDENBORGH et al., 2012).

Par exemple, des études récentes suggèrent un lien causal entre la variation de la constante solaire et la NAO (DUNSTONE et al., 2016; GRAY et al., 2013) dont l'influence sur l'AMV a été documentée dans la section précédente. BOOTH et al. (2012) montrent dans le modèle HadGEM2-ES, reproduisant assez fidèlement l'amplitude et la période de l'AMV notamment à partir de la deuxième moitié du XX^e siècle, que les variations multidécennales de la SST sont pilotées par l'effet indirect des aérosols qui modifie le budget radiatif solaire en surface. Or ce résultat, basé sur un seul modèle, est controversé. ZHANG et al. (2013) montrent qu'il existe des différences notables entre le modèle HadGEM2-ES et les observations en termes de (i) contenu de chaleur (Figure 1.14), (ii) structure spatiale de la variabilité multidécennale de la SST dans et en dehors de l'Atlantique, et (iii) salinité de surface dans le gyre subpolaire Atlantique. Certaines études montrent qu'en plus des aérosols anthropiques, il existerait une influence des aérosols volcaniques sur l'AMV (OTTERÅ et al., 2010; SWINGEDOUW et al., 2015).

Enfin, les fluctuations de basse fréquence observées au cours des 150 dernières années pourraient être le fruit de plusieurs facteurs combinant forçages externes et variabilité interne (TERRAY, 2012).

8 Téléconnexions entre l'AMV et le climat européen

L'AMV semble expliquer une grande partie de la variabilité multidécennale du climat des continents adjacents à l'Atlantique. Au cours du XX^e siècle, l'AMV aurait modulé :

- la mousson sahélienne (BERNTELL et al., 2018; MARTIN et al., 2014);
- la température et les précipitations en Europe (SUTTON et DONG, 2012);
- les précipitations au Brésil (FOLLAND et al., 2001).

HURRELL et FOLLAND (2002) ont été parmi les premiers à identifier des variations multidécennales de la température estivale en Europe dans les observations. SUTTON et HODSON (2005) ont attribué ces fluctuations à l'AMV. Outre la température, l'AMV

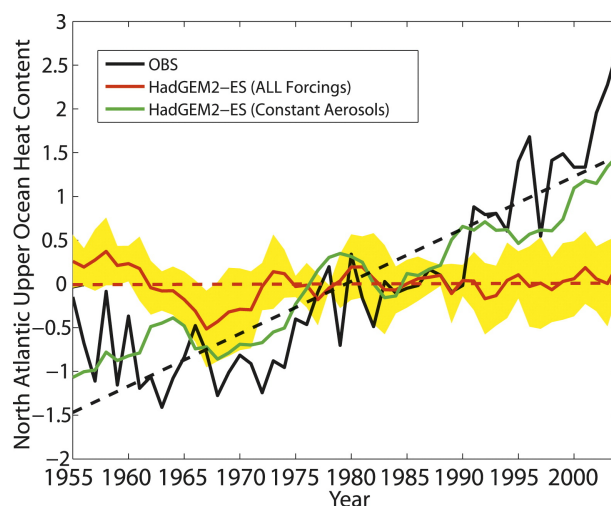


FIGURE 1.14 – Anomalies de contenu de chaleur (multipliées par 1022 J) de l'Atlantique Nord (0° – 60° N, 75° – 7.5° W) entre 0 m et 700 m. (Courbe rouge) Anomalies issues de la moyenne d'ensemble des simulations historiques HadGEM2-ES. (Enveloppe jaune) Dispersion seuillée à 1 écart-type de l'ensemble de simulations historiques HadGEM2-ES (ALL Forcings). (Courbe verte) Anomalies issues de la moyenne d'ensemble des simulations « Constant aerosols » HadGEM2-ES, identiques aux simulations historiques, excepté que les aérosols anthropiques ont leur concentration maintenue à celle estimée en 1860. (Courbe noire) Anomalies observées. Toutes les anomalies sont calculées par rapport à la moyenne entre 1955 et 2004. Les droites en pointillé sont les tendances linéaires respectives à chaque variable. Crédits : Figure 2 de ZHANG et al. (2013).

agirait également sur les précipitations à l'échelle du continent au printemps, en été et en automne (SUTTON et DONG, 2012), et semble *a fortiori* avoir des effets à des échelles spatiales plus réduites via la modulation de débits de rivière (BOÉ et HABETS, 2014), via son effet sur les précipitations. Les deux prochaines sections sont consacrées à la caractérisation des téléconnexions entre l'AMV et l'Europe en hiver puis en été.

Les relations entre l'AMV et le climat européen (encore appelés téléconnexions) identifiés dans les modèles et les observations sont détaillées dans les deux prochaines sections.

8.1 Saison hivernale

Comme évoqué dans la partie 6.2, l'influence d'une phase positive d'AMV en hiver se traduirait par davantage de situations atmosphériques relatives au régime NAO- (DAVINI et al., 2015; GASTINEAU et FRANKIGNOUL, 2015). Néanmoins, aucune influence de l'AMV sur le climat européen hivernal ne semble être détectable dans les observations (O'REILLY et al., 2017). En effet, les analyses en composites entre une phase positive et une phase négative d'AMV n'indiquent pas de signal détectable, ni en température, ni en précipitations (SUTTON et DONG, 2012). YAMAMOTO et PALTER (2016) expliquent cette absence par le bruit atmosphérique, maximum en hiver, qui masquerait le signal issu de l'AMV. En phase positive d'AMV, ce signal se traduirait par un réchauffement thermodynamique des masses d'air en surface sur l'Atlantique Nord extra-tropical en raison des SST plus chaudes, mais dont l'effet serait perturbé par la dynamique interne atmosphérique (*i.e.* liée au rail des tempêtes) (YAMAMOTO et PALTER, 2016). Le pourcentage de

variance expliquée par l'AMV sur la circulation atmosphérique semble en effet être faible par rapport à la variance totale observée.

8.2 Saison estivale

Durant une phase positive d'AMV, des anomalies chaudes sont en moyenne observées en Europe en été (Figure 1.15). Une diminution des précipitations est obtenue sur le bassin méditerranéen tandis que des conditions plus humides dominent le reste de l'Europe (O'REILLY et al., 2017; SUTTON et DONG, 2012). Ces anomalies sont également obtenues dans des expériences idéalisées dans lesquelles la SST de l'Atlantique Nord est contrainte vers des anomalies caractéristiques de l'AMV (SUTTON et HODSON, 2007; RUPRICH-ROBERT et al., 2017).

En termes de circulation atmosphérique, le régime NAO- (NAO+) est, comme en hiver, légèrement favorisé en phase positive (négative) d'AMV (Figure 1.8). En été, le régime NAO-, par sa circulation d'Ouest plus marquée (Figure 1.8a), est associé à des températures plus froides que la normale sur une grande partie de l'Europe de l'Ouest. Ce refroidissement semble alors entrer en contradiction avec les anomalies positives moyennes de température observées (Figure 1.15a). O'REILLY et al. (2017) attribue ce paradoxe aux effets dynamiques et thermodynamiques de l'AMV qui peuvent être antagonistes sur les côtes de l'Europe de l'Ouest (Figure 1.15ce). Sur ces dernières, de manière cohérente avec le régime NAO-, aucun signal de température n'est détectable en considérant seulement l'influence de l'AMV sur la dynamique atmosphérique (Figure 1.15c). Le réchauffement obtenu semble alors davantage être attribuable à des processus thermodynamiques excités par l'AMV (Figure 1.15e). L'influence de l'AMV se traduit différemment en termes de précipitations, dont les anomalies observées semblent être essentiellement expliqués par les changements de circulation (Figure 1.15df).

9 Cadre et problématique de la thèse

9.1 Contexte général

L'épisode dit de la « pause » du réchauffement global, ou encore du « hiatus » au début des années 2000 a montré qu'il existait des périodes où le climat global pouvait se réchauffer moins rapidement que dans d'autres, malgré des émissions de gaz à effet de serre toujours croissantes. *A posteriori*, cet épisode du hiatus reste difficile à expliquer en raison de multiples facteurs liés aux biais instrumentaux, aux aérosols et à la concomitance d'événements liés à la variabilité interne (MEDHAUG et al., 2017). Suite au hiatus, l'importance du rôle de la variabilité interne, notamment celui de l'AMV, a été remis en avant pour expliquer la variabilité climatique passée, actuelle, et future. En effet, il est probable que cette variabilité interne du climat continuera de s'exprimer dans les décennies à venir tant au niveau global que régional (Figure 4 en Introduction). Quantifier sa contribution dans les projections fournirait une information supplémentaire dans la prise de décisions d'adaptation au changement climatique. Ce renouveau de l'intérêt des climatologues sur la variabilité multidécennale du climat a permis l'essor et le développement des systèmes dits de « prévision décennale » abordés en introduction.

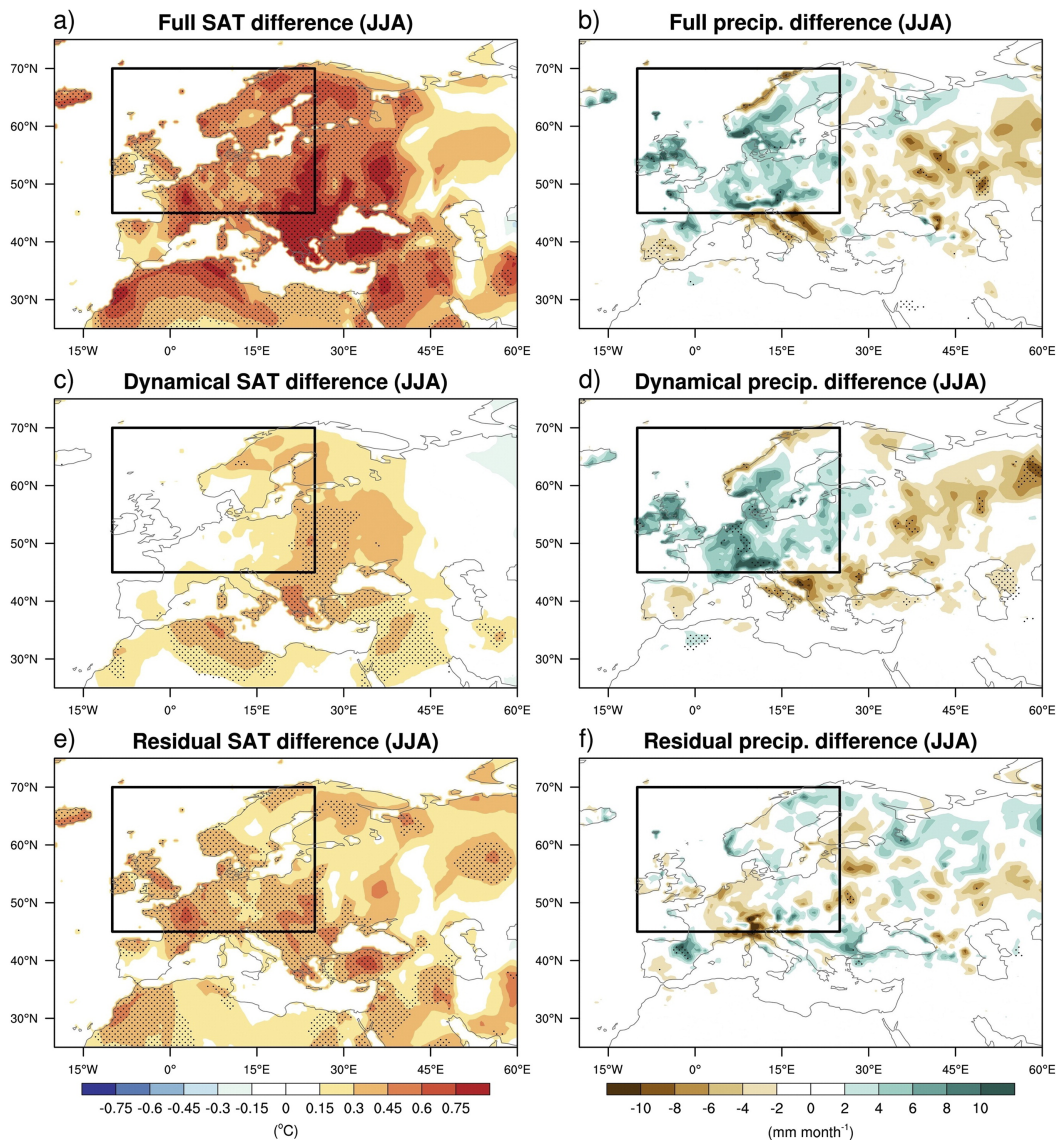


FIGURE 1.15 – Anomalies observées de température à 2 m (colonne de gauche) et de précipitations (colonne de droite) en été (de juin à août) entre une phase positive et une phase négative d'AMV. Les anomalies totales (première ligne) sont décomposées en anomalies dynamiques (deuxième ligne) et thermodynamiques (troisième ligne) selon (O'REILLY et al., 2017) à partir des données ERA-20C. Les pointillés indiquent les anomalies significatives à 95%. Crédits : Figure 6 de O'REILLY et al. (2017).

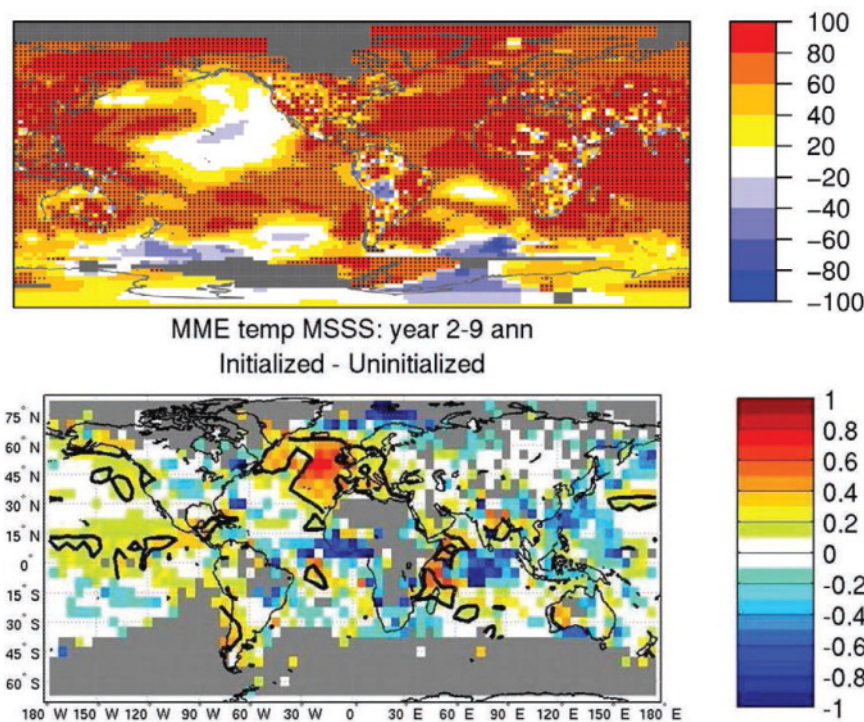


FIGURE 1.16 – (haut) Corrélacion (multipliée par 100) calculée sur la période 1960-2005 pour la température de surface entre les observations et les prévisions (initialisées tous les 5 ans) issues de la moyenne multimodèles CMIP5 pour les échéances comprises entre 6 et 9 ans. Les pointillés indiquent les anomalies significatives à 95%. (bas) Différence relative de l'erreur quadratique moyenne de température de surface dans des rétroprévisions issues de la moyenne d'un ensemble de 12 modèles CMIP5, entre les rétroprévisions initialisées et non initialisées. Des valeurs positives indiquent une valeur ajoutée des prévisions initialisées par rapport à celles non initialisées, celles-ci étant prises comme référence dans le calcul de différences. Crédits : Figures 3 et 4 de MEEHL et al. (2014).

Les premières prévisions décennales effectuées dans le cadre de CMIP5³ et appliquées à des rétroprévisions entre 1960 et 2005 peuvent afficher de très bons scores sur l'Atlantique (MEEHL et al., 2014), l'Europe et l'Afrique de l'Ouest (Figure 1.16). La source majeure de prévisibilité provient des forçages externes (cf. la notion de prévisibilité de seconde espèce dans l'introduction) pour la prévision de certaines grandeurs physiques à inertie lente (tendance de température, contenu de chaleur océanique etc.). La seconde source de prévisibilité provient de l'initialisation de l'océan (prévisibilité de première espèce) en prenant notamment en compte l'AMV. L'initialisation permet, à l'échelle régionale, de prévoir les fluctuations multidécennales de la SST sur le bord Est de l'Atlantique Nord. Or, hormis cette région, l'apport de l'initialisation est globalement limité dans les modèles CMIP5, avec des scores de prévision généralement plus faibles sur les continents (notamment sur l'Europe) que sur les océans (Figure 1.16). En termes de précipitations, l'apport de l'initialisation est quasiment nul sur l'ensemble du globe (MEEHL et al., 2014).

La perte de la téléconnexion entre l'AMV et les continents dans les prévisions décennales constitue le point de départ et le fil conducteur de ce manuscrit dont les objectifs sont détaillés dans la prochaine section.

3. 5th Coupled Model Intercomparison Project

9.2 Organisation de la thèse

Le premier verrou scientifique à lever est d'identifier la manière dont les modèles de climat actuels simulent l'AMV et sa téléconnexion avec le climat européen, ce qui permettrait de déterminer des causes pour lesquelles une absence de prévisibilité sur l'Europe est obtenue dans les prévisions décennales issues de CMIP5.

Le chapitre 2 est consacré à cette première problématique scientifique. Plusieurs métriques sont utilisées pour caractériser les modèles CMIP5, et les évaluer au regard des observations disponibles. Les conclusions issues de cette analyse font apparaître certaines déficiences dans la simulation des processus physiques impliquant l'AMV et ses téléconnexions, méritant d'être considérés lors du développement de systèmes de prévision décennale.

Le second verrou, qui est un corollaire du premier, repose sur la détermination des mécanismes physiques associés à la téléconnexion entre l'AMV et le climat européen. Leur compréhension, encore partielle dans les observations, est en effet nécessaire pour mieux simuler les téléconnexions atmosphériques liées à l'AMV et *a fortiori* réduire les incertitudes des prévisions décennales. Dans le chapitre 3, le modèle de climat CNRM-CM5, identifié dans le chapitre 2 comme l'un des meilleurs dans la simulation de la téléconnexion entre l'AMV et le climat européen en été, est utilisé dans ce but via des expériences dédiées. Des anomalies réalistes de SST associées à l'AMV sont imposées dans des simulations dans lesquelles est étudiée l'influence de l'amplitude de l'AMV sur la variabilité climatique estivale et hivernale. Les effets dynamiques et thermodynamiques de l'AMV sur la température et les précipitations simulées en Europe sont quantifiés. Une étude est également consacrée à la sensibilité des mécanismes au protocole expérimental adopté, *via* des simulations additionnelles.

Le manuscrit s'achève par une conclusion et des perspectives qui notamment abordent une question majeure : comment l'état climatique moyen (dépendant des forçages externes) influence la téléconnexion entre l'AMV et le climat européen ? Les premiers résultats issus d'expériences de sensibilité additionnelles détaillent l'effet sur la téléconnexion d'un climat plus chaud, représentatif de la fin du XX^e siècle, comparativement au climat pré-industriel de 1850.

Synthèse

Questions

1. Comment se caractérise la variabilité de l'Atlantique Nord à l'échelle multidécennale ?
2. Comment le climat européen est-il modulé par les variations multidécennales de la température de surface l'Atlantique Nord ?

Conclusions

La Variabilité Multidécennale de l'Atlantique Nord (AMV) est marquée dans les observations par une alternance de phases chaudes et froides de la température de surface de la mer (SST) sur trois cycles d'environ 60 ans. Son empreinte spatiale est marquée par des maxima d'anomalies localisées dans le gyre subpolaire, l'Est du bassin Nord Atlantique, et dans les tropiques.

De nombreuses interrogations existent à propos des mécanismes à l'origine de l'AMV. La période d'observations disponibles est très courte : environ 150 ans d'observations *in situ*, voire moins si l'on considère leur faible fiabilité avant 1900, ce qui empêche d'estimer les mécanismes susceptibles de gouverner l'AMV de façon robuste.

Il n'y actuellement pas de consensus concernant sa nature et les mécanismes à son origine. Trois écoles se dégagent dans la littérature. Elles privilégient :

- la circulation océanique, caractérisée par des variations multidécennales de l'AMOC, dont l'empreinte de surface serait l'AMV ;
- l'atmosphère dont le couplage avec l'océan à haute fréquence provoquerait une variabilité basse fréquence de la SST ;
- les forçages externes, notamment les aérosols qui auraient excité une phase froide de l'AMV.

Les fluctuations climatiques multidécennales observées au cours du XX^e siècle sur la région Euro-Atlantique ont été partiellement attribuées à l'AMV. Le régime de temps NAO- semble être davantage excité en phase positive d'AMV, tandis que le régime NAO+ semble être associé à une phase froide. Des changements de température et de précipitations sont également observés en été sur le continent européen :

- un réchauffement (de l'ordre de 1 °C) en phase chaude d'AMV, particulièrement sur le pourtour méditerranéen ;
- un assèchement du bassin méditerranéen contrastant avec une augmentation des précipitations sur l'Europe de l'Ouest et du Nord.

En hiver, aucune anomalie ne semble par contre détectable dans les observations, en raison de l'amplitude de la variabilité interne atmosphérique, maximale dans cette saison, qui masque la réponse thermodynamique de l'AMV.

Problématiques de la thèse

Les forçages externes constituent la source majeure de prévisibilité dans les systèmes actuels de prévision décennale. Leur initialisation par les conditions océaniques (notamment l'AMV) apporte une faible valeur ajoutée aux prévisions au-delà d'une échéance d'un an en Europe, alors que des liens ténus existent entre l'AMV et le climat européen. Le manuscrit de thèse s'inscrit dans ce contexte et tente de :

- déterminer les causes de l'absence de prévisibilité ;
- identifier les mécanismes physiques entre l'AMV et le climat européen

Chapitre 2

Évaluation de l'AMV et sa téléconnexion avec le climat européen dans les modèles de climat

« *La connaissance progresse en intégrant en elle l'incertitude, non en l'exorcisant.* »

– Edgar Morin, *La méthode*

1 Introduction

Comme évoqué dans le chapitre 2, partie 9.1, les systèmes de prévision décennale initialisés par les conditions océaniques montrent une prévisibilité de la SST dans l'Atlantique Nord à une échéance de 10 ans dans le cadre de rétroprévisions (VAN OLDENBORGH et al., 2012). Les forçages externes constituent la source majeure de prévisibilité à cette échelle de temps (BELLUCCI et al., 2015). Une des sources secondaires est l'AMV, dont la valeur ajoutée est relativement faible au-delà d'une échéance d'environ un an sur les continents adjacents, notamment en Europe (DOBLAS-REYES et al., 2013; MEEHL et al., 2014). Cette absence de prévisibilité intervient alors que des liens ténus existent entre l'AMV observée et la variabilité décennale sur les continents, en termes de température, précipitations (SUTTON et DONG, 2012), débits de rivières (BOÉ et HABETS, 2014). Bien que la prévisibilité semble augmenter dans les cas particuliers de changements de phase de l'AMV dans les années 1960 ou 1990 (ROBSON et al., 2013), elle demeure limitée dans un cadre opérationnel.

Une partie de cette absence de prévisibilité sur les continents pourrait être associée à des biais dans la simulation des propriétés spatio-temporelles de l'AMV et dans la propagation du signal océanique vers les continents. Indépendamment des biais, le niveau de prévisibilité pourrait aussi être dépendant de la manière dont chaque modèle simule l'AMV et ses téléconnexions. Ces deux facteurs pourraient aller à l'encontre de la valeur ajoutée de l'initialisation au-delà d'une certaine échéance.

Progresser dans la compréhension de cette absence de prévisibilité est un des objectifs de ce chapitre. Les propriétés de l'AMV et sa téléconnexion avec la température estivale sur l'Europe sont caractérisées dans les modèles utilisés pour la prévision décennale. Des

simulations idéalisées et réalisées à partir de ces modèles sont utilisées pour déterminer des mécanismes physiques relatifs à l'AMV et à sa téléconnexion, et sont comparés aux observations.

Les résultats de cette étude sont détaillés dans l'article intitulé « Teleconnection between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature : Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models », 2017, de S.Qasmi, C.Cassou et J.Boé, publié dans *Geophysical Research Letters* dont le contenu est reproduit dans la partie 2.2. Un résumé en français précède cet article dont les compléments et les critiques se trouvent dans la partie 2.4.

2 Diversité et évaluation de la téléconnexion entre l'AMV et la température en Europe dans les modèles CMIP5

2.1 Résumé

A partir de l'étude de SUTTON et DONG (2012), la téléconnexion entre l'AMV et la température estivale en Europe est quantifiée par la corrélation entre les séries temporelles relatives à deux variables. Cette métrique est calculée dans les simulations de contrôle de 28 modèles couplés issus de l'exercice CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5). Ces simulations de contrôle sont des intégrations longues (au minimum de 500 ans) dans lesquelles les forçages externes sont fixés à leurs niveaux estimés en 1850. Par construction, ces simulations dites « pré-industrielles » (notées piControl) permettent d'évaluer la variabilité interne du système climatique. Leur analyse montre qu'il existe une grande diversité entre les modèles des propriétés spatio-temporelles de l'AMV et de sa téléconnexion avec la température estivale en Europe. Une forte téléconnexion (*i.e.* une corrélation élevée) semble être d'autant plus forte que :

1. l'amplitude de l'AMV est grande ;
2. l'AMV est persistante ;
3. la structure spatiale de l'AMV est de grande échelle, avec des anomalies de SST cohérentes sur l'ensemble du bassin, en particulier entre les tropiques et le gyre subpolaire.

En plus d'une diversité inter-modèles, une diversité « intra-modèle » de l'intensité de la téléconnexion existe également. Par exemple, la simulation piControl de CNRM-CM5 de 850 ans montre que la corrélation entre l'AMV et la température est susceptible de varier entre 0 et 0.75 en fonction de segments d'environ 100 ans (durée correspondante à la longueur des observations disponibles). Ces larges distributions inter- et intra-modèles de corrélations rendent difficile l'évaluation des modèles en raison (i) des courtes observations disponibles (une seule corrélation disponible), et (ii) des incertitudes liées à l'estimation de la réponse du système climatique aux forçages externes dans ces dernières.

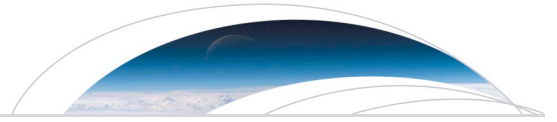
A partir des seules observations, l'estimation du signal forcé par les GES et les aérosols n'est pas triviale . Plusieurs méthodes issues de la littérature sont utilisées pour l'estimer. Trois d'entre-elles sont retenues après des tests effectués avec les simulations historiques CMIP5. Il apparaît que quelle que soit la méthode employée parmi les trois, la majorité des simulations historiques notent une téléconnexion entre l'AMV et la température estivale

en Europe plus faible que celle observée au cours du XX^e siècle. Cette dernière se révèle être en queue de distribution des téléconnexions construites à partir des modèles, en se situant au-delà du 95^e percentile. Ce résultat peut s'interpréter de deux manières :

1. La téléconnexion observée constituerait un « extrême climatique » au regard de la distribution construite à partir des modèles considérés comme réalistes ;
2. Les modèles sous-estimeraient la variabilité climatique multidécennale et l'intensité des téléconnexions associées.

Pour chaque modèle, la distribution de la téléconnexion estimée sur des périodes d'environ 100 ans dans les simulations de contrôle est statistiquement non différenciable de celle estimée dans les simulations historiques qui incluent l'évolution observée des forçages externes. Ce résultat ne permet donc pas de conclure sur une éventuelle interaction entre variabilité interne et forçages externes. Cette étude montre également que l'évaluation des modèles pour étudier la variabilité climatique décennale requiert la prise en compte d'un grand nombre de facteurs, et relativise des conclusions issues de la littérature, basées pour certaines sur l'étude d'une seule simulation historique par exemple.

2.2 Article publié dans *Geophysical Research Letters*



RESEARCH LETTER

10.1002/2017GL074886

Key Points:

- CMIP5 models show considerable diversity in the spatiotemporal properties of the simulated AMV and related teleconnections over Europe
- The more persistent and basin-scale spatially coherent AMV, the stronger the teleconnection for summer temperature over Europe
- Few CMIP5 models are consistent with the observational estimates of the spatiotemporal properties of the AMV and its teleconnection

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

S. Qasmi,
qasmi@cerfacs.fr

Citation:

Qasmi, S., Cassou, C., & Boé, J. (2017). Teleconnection between Atlantic Multidecadal Variability and European temperature: Diversity and evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 models. *Geophysical Research Letters*, 44, 11,140–11,149. <https://doi.org/10.1002/2017GL074886>

Received 11 JUL 2017

Accepted 26 OCT 2017

Accepted article online 2 NOV 2017

Published online 11 NOV 2017

Teleconnection Between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature: Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models

Saïd Qasmi¹ , Christophe Cassou¹ , and Julien Boé¹ 

¹CECI, Université de Toulouse, CNRS, Cerfacs, Toulouse, France

Abstract A realistic simulation of the Atlantic Multidecadal Variability (AMV) and related teleconnections is essential to resolve and understand the potential predictability over Europe at decadal timescale. Based on a large ensemble of state-of-the-art climate models, we show that a considerable intermodel spread exists in the spatiotemporal properties of the simulated AMV and teleconnections with European summer temperature. The greater the persistence, variance, and basin-scale spatial coherence, the stronger the teleconnection. We demonstrate that only a few members of a few models produce a teleconnection that is consistent with observational estimates over the instrumental period. This highlights the possible extreme nature of the last century teleconnection and/or a detrimental underestimation of ocean-land teleconnectivity in many climate models. Yet we emphasize the considerable uncertainties due to methods used to disentangle internal and externally forced variations in observations, and to sampling, which must be correctly accounted when analyses are performed on short temporal records.

1. Introduction

Initialized near-term prediction systems have substantial skill in hindcasting the North Atlantic sea surface temperature (SST) anomalies up to lead times ranging from 7 to 10 years (Kim et al., 2012; van Oldenborgh et al., 2012). External forcing associated with greenhouse gases and anthropogenic and natural aerosols has shaped part of the observed decadal evolution of the North Atlantic climate (Terray, 2012) and explains a large fraction of the predictive performance of the models (Bellucci et al., 2015). Additional sources of predictability are found in a decadal phenomenon referred to as Atlantic Multidecadal Variability (AMV) (Kerr, 2000; Knight et al., 2005), which is characterized by basin-wide variations of the SST as assessed from observational estimates.

The AMV is generally viewed as the surface fingerprint of ocean heat content anomalies driven by internal climate dynamics. This involves large-scale changes in both air-sea fluxes and ocean heat transport through the North Atlantic horizontal gyres and the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) (Zhang & Wang, 2013). Prediction of the North Atlantic SST thus benefits from the initialization of the latter phenomena (Msadek et al., 2014; Robson et al., 2012), but noticeably, the added value of the initialization is lost very rapidly (beyond ~1 yr) over adjacent land in terms of temperature and precipitation, especially over Europe and the American continents (Doblas-Reyes et al., 2013; Meehl et al., 2014). This deficiency occurs although tight links between AMV and decadal variability over land exist in the observations (e.g., hydrological conditions over the North American Great Plains (Sutton & Hodson, 2005), summer temperature over Europe (Ghosh et al., 2017), and river flows in France (Boé & Habets, 2014)). Such a loss of predictability is also perplexing in light of the findings that coupled models with restored SST to observed anomalies over the Atlantic are able to display part of the ocean's influence on land climate (Ruprich-Robert et al., 2017). Note that more robust skill is found when statistical methods to overcome sampling issues are applied (Robson et al., 2013) or when investigations are focused on case studies (such as the 1960s or 1990s AMV decadal shifts); yet the level of predictability remains overly limited for practical purpose.

Part of the loss of predictability over land might be related to systematic errors in the model simulation of the spatial structure and temporal properties of the AMV and/or associated teleconnection that propagates the ocean signal towards the continents. Skill in a given prediction system might be also dependent on the model's preferred processes or chain of events leading to its own AMV phenomenon. All these could eventually

overcome the benefit of model initialization to observations beyond a few year lead time. In line with these open questions and aiming at developing a dynamical understanding of the North Atlantic decadal variability of the coupled models used for prediction, we here use noninitialized preindustrial control and historical numerical experiments from the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5) (Taylor et al., 2012) to (i) document the models diversity in representing the strength of the teleconnection between the AMV and the temperature over Europe in summer, (ii) shed light on potential mechanisms that govern the intermodel spread of the teleconnection, and (iii) evaluate the modeled teleconnection with respect to observations.

2. Results

2.1. Intermodel and Intramodel Diversity of the AMV Properties

We first use piControl experiments to isolate the properties of the modeled AMV and its teleconnection explained by internal variability only. Simulations longer than 500 years are selected from 28 models (Table S1 in the supporting information) and are divided into overlapping sliding chunks of 102 years to match the length of the observational period (1901–2012 without tapering after 10 year low-pass filtering) used for further evaluation. The strength of the AMV-Europe teleconnection is here assessed from correlation statistics between the traditional AMV index defined as the 10 year low-pass-filtered annual North Atlantic SST anomalies averaged over 0°N–60°N and 0°–80°W, and the summertime (June–August, JJA) 2 m temperature (hereafter SAT) over Europe. Sutton and Dong (2012) show that the observed positive phase of the AMV, corresponding to a basin-scale warming of the North Atlantic, is associated with widespread and homogeneous positive temperature anomalies over western Europe in summer (their Figures 2b–2e). Despite their definition of the AMV index slightly differs from the traditional and most common one (see Text S1), we follow the latter reference to determine the spatial domains for indices computation, which are used below for model intercomparison purpose.

For all the models, the spread in the level of teleconnectivity determined from all the possible 102 year chunks of data in their respective piControl experiment is considerable (Figure 1a). For example, the AMV/SAT correlations could vary from strongly positive (i.e., greater than 0.6) to moderately negative (i.e., close to -0.3) over the course of a simulation within the same model. This demonstrates that ~ 100 years of integration are definitely not enough to extract the intrinsic statistical properties of the AMV-Europe teleconnection in models. The results also highlight the difficulty in evaluating the decadal properties of the models and in using them to understand instrumental records. Beyond the above mentioned intramodel uncertainty due to temporal sampling, there are also substantial intermodel differences ranging from zero teleconnection between AMV and European temperature ($r = \sim 0$ for the mean correlation value) up to $\sim 25\%$ of explained variance ($r = \sim 0.5$), with the multimodel ensemble mean being positive and equal to ~ 0.3 . The mean value of the correlation distribution (red dots) is very close to the one computed over the whole period of each simulation (not shown). We verify that the loss of teleconnection in models is not due to cancellation of anomalies of different signs when averaging spatially over a common domain determined from the Sutton and Dong (2012) observed homogeneous SAT signal (Figure S1); it is explained instead by the appearance and dominance of nonsignificant values over the selected region.

Aiming at better interpreting the above-described teleconnection between AMV and summertime European temperature, we now evaluate the relationship between AMV and sea level pressure (SLP) anomalies, as changes in atmospheric circulation are expected to be one of the transmitters of the AMV influence toward land. In summer, the observed positive phase of the AMV is associated with widespread negative SLP anomalies at midlatitudes with maximum loading located off the British Isles (Sutton & Dong, 2012) (their Figures 4b–4e). Correlation metrics between AMV and summertime SLP indices inspired from the latter study are built and show again very significant intramodel and intermodel spread (Figure 1b). Mean correlations are mostly negative ($r = -0.15$) but note that a few models can produce opposite sign relationship. We verify again that the correlation values are representative of the model behavior for most of them (Figure S2).

Based on the hypothesis that basin wide coherence of the AMV SST anomalies could be needed to generate teleconnections (Delworth et al., 2007; Ruprich-Robert et al., 2017; Sutton & Hodson, 2007), we then document the large-scale properties of the AMV itself. The latter is simply assessed for each model through the correlation between the SST anomalies over the traditional Tropical North Atlantic (TNA) and Subpolar

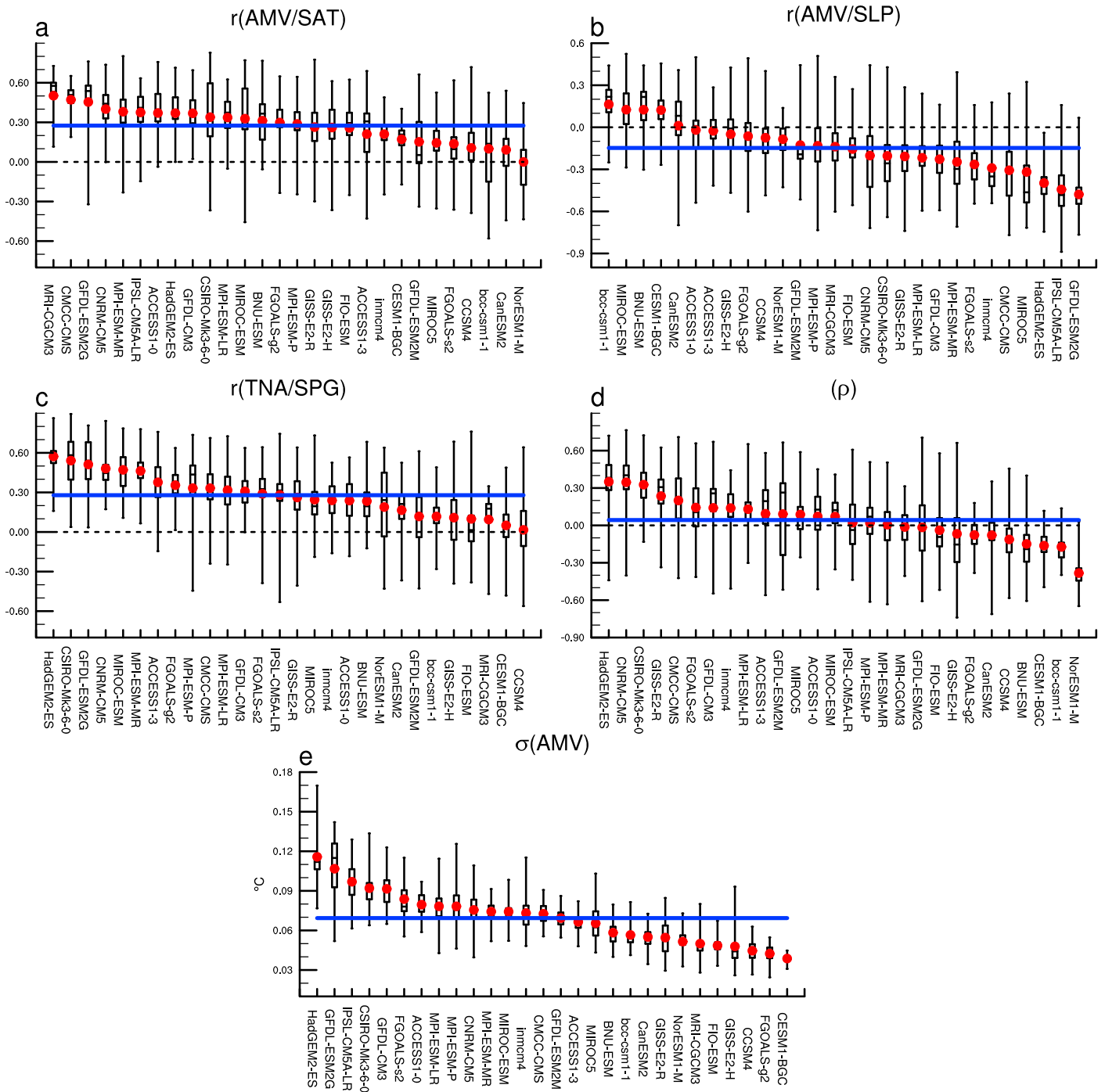


Figure 1. (a) Correlation in the piControl simulations between the AMV index and the summer (June–August seasonal mean) filtered SAT over Europe (36°N–70°N and 12°W–30°E) for the 28 CMIP5 models (horizontal axis). Lanczos filter is used for low-pass filtering throughout this entire study. Boxplot (one per model) stands for the distribution of the correlations computed from a sliding window of 102 years over the whole simulation. The top (bottom) of the box represents the first (last) tercile of the distribution and the upper (lower) whisker represents the maximum (minimum) value. Red dots stand for the mean of the distribution. Models are ranked in descending order. The blue line indicates the multimodel average of the mean correlation. (b) Same as Figure 1a but for summer SLP anomalies averaged over 40°N–60°N and 35°W–5°E. (c) Correlation between annual filtered SST indices averaged over the Tropical North Atlantic (TNA, 5°N–25°N and 15°W–55°W) and Subpolar Gyre (SPG, 45°N–60°N and 20°W–60°W) regions. (d) AMV autocorrelation at 10 years. (e) AMV standard deviation.

Gyre (SPG) regions. Several mechanisms have been put forward to explain the relationship between the two domains, such as AMOC (McCarthy et al., 2015; Zhang & Zhang, 2015) and cloud feedbacks (Brown et al., 2016). Again, huge intramodel and intermodel uncertainties are found for this metric going from no correlation between tropical and high-latitude SST anomalies to a significant link (mean $r > 0.5$), with the multimodel ensemble mean being positive and equal to ~ 0.3 (Figure 1c). We checked the relevance to introduce a temporal lag between the two regions, but no consistency was found between models (Figure S3). Moreover, similarly to all the metrics employed here, lags are not stationary in the course of the simulation for a given model, as assessed from all the possible 102 year chunks of data in the full experiment.

Finally, autocorrelation at 10 year lead time and standard deviation are used as very simple measures to illustrate the temporal characteristics and amplitude of the AMV itself in each model (Zhang & Wang, 2013). Consistent with the diversity of the spectral properties of the AMV found in CMIP3 (Ba et al., 2014) and further confirmed in CMIP5 (Peings et al., 2016; Ruiz-Barradas et al., 2013), autocorrelations here vary substantially between models (Figure 1d). Persistent AMVs ($\rho \sim 0.3$) in few models coexist with oscillatory ones ($\rho < 0$) at decadal scales, the multimodel ensemble mean being close to 0. Considerable diversity is also found in amplitude going from almost no variability ($\sigma \sim 0.03^\circ\text{C}$) to $\sim 0.12^\circ\text{C}$, with the multimodel ensemble mean being equal to 0.07°C .

To go further into the physical understanding of the intermodel diversity of the teleconnection between AMV and summer temperature over Europe, the five metrics are now combined. We provide evidence that models with strong teleconnectivity are generally those with greater basin wide coherence for the AMV (Figure 2a). They are also generally characterized by stronger negative correlations between AMV and SLP (Figure 2b). This result illustrates the importance of the AMV-driven changes in large-scale atmospheric circulation to efficiently affect European variability at decadal timescale (Peings & Magnusdottir, 2015). Moreover, greater oceanic persistence and larger AMV amplitude are generally associated with a stronger teleconnection (Figures 2c and 2d), consistent with (Martin et al., 2014). The confidence interval for the correlation score obtained from the 28 models is here assessed through bootstrapping considering all the models as independent: this nonrestrictive assumption relies on the absence of satisfactory approach to compute the true degree of freedom of the multimodel ensemble.

The enhanced teleconnection over Europe when SPG and TNA SST anomalies vary concomitantly (Figure 2a) could be explained by the combination of their respective forcing upon the atmosphere. Constructive interference may occur between the surface baroclinic pressure response to the AMV-related ocean heat source in the extratropics leading to a phase-locked wave train over Europe (Ghosh et al., 2017) and the forced-Rossby wave response generated in the tropics in response to the AMV-related migration/intensification of the Intertropical Convergence Zone (Cassou et al., 2005; Davini et al., 2015; Douville et al., 2011).

2.2. Model Evaluation of the AMV-Europe Teleconnection

Historical simulations, being more directly comparable to observations, are now used to evaluate the modeled teleconnections. To assess whether external forcing potentially interferes with internal variability, piControl and historical members are intercompared beforehand. For each model, the forced variability is estimated from the average of all the corresponding ensemble historical members (e.g., Mann et al., 2014) and is removed prior the computation of the correlation metrics. This method is referred in the following to as “demeaning” following Tandon and Kushner’s (2015) terminology. Only models with an ensemble size greater than 5 are retained to get the least biased estimation of the forced signal. Five is an arbitrary, yet pragmatic choice, considering the availability of the data in the CMIP5 archive. The sensitivity of the results to the number of ensemble members is illustrated in Figure S4 for the CNRM-CM5 model for which 10 members have been produced.

Figure 3a compares the strength of the AMV-Europe teleconnection in demeaned historical members versus piControl chunks of the same temporal length. Results show that the diagonal standing for the “no difference” hypothesis is always included within the spread of the correlation values, which appears to be rather similar in both historical and piControl ensembles. Besides, mean correlations tend to align on the diagonal suggesting all together that external forcings do not exert a detectable influence on the AMV-Europe level of teleconnectivity in the nine selected models. This conclusion may be less clear for the amplitude of the AMV (Figure 3b). We found that the multidecadal standard deviations are smaller in historical simulations than in

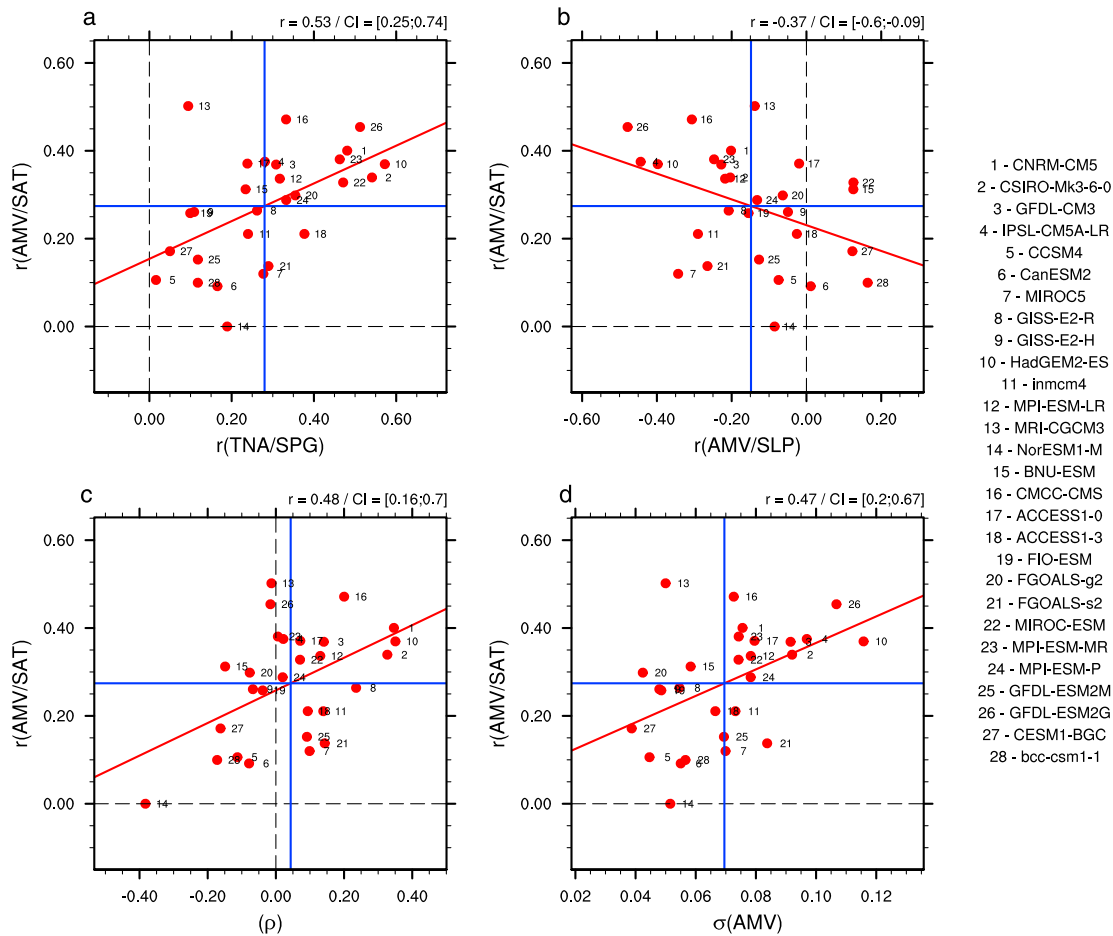


Figure 2. Scatterplot of AMV/SAT correlation versus (a) TNA/SPG correlation, (b) AMV/SLP correlation, (c) autocorrelation at 10 years, and (d) AMV standard deviation. Each dot represents the mean correlation for a given model as defined in Figure 1. The blue line indicates the multimodel average of the mean correlation. The intermodel correlation r is shown in the right upper side of each panel. The 5% and 95% lower and upper confidence bounds for r are given in brackets based on the generation of 5,000 bootstrap data samples following Mudelsee (2014). Confidence interval has to exclude 0 to reject the null hypothesis $r = 0$. Models acronyms are listed on the right side.

piControl for some models, but the values appear to be very sensitive to the chosen period used for calculation (see triangles on Figure 3b).

In addition, in the observations or historical simulations with few members, there is no unique way to remove the externally forced component of the variability and the chosen method may also have significant implications on the interpretations of the results (Lyu & Yu, 2017). In Figures 3c and 3d, we test the relevance of five of them in the so-called perfect model framework before applying them to observed actual data (see Text S2 for the detailed description of the methods). We compare those five to results obtained through demeaning based on the hypothesis that ensemble member averaging gives the true estimation of the forced signal. We show that neither linear nor quadratic detrending are suitable procedures to subtract the forced variability. In all the models, AMV/SAT correlations and AMV amplitudes are clearly overestimated in that case indicating that part of the residual variability still reflects the influence of the forcing, in line with Tandon and Kushner (2015). This bias primarily explains the difference between Murphy et al.'s (2017) conclusions based on linear detrending and ours, regarding the estimation of the historical AMV standard deviation. Statistical criteria for rejection of the two methods based on the estimation of the uncertainties of the multimodel ensemble means (black dots) are discussed in more details in Figure S4. By contrast, Trenberth and Shea's (2006) approach based on observation only or methods relying on CMIP multimodel historical ensembles (Steinman et al., 2015; Ting et al., 2009) appear appropriate. In the following, these are solely retained for model evaluation purposes.

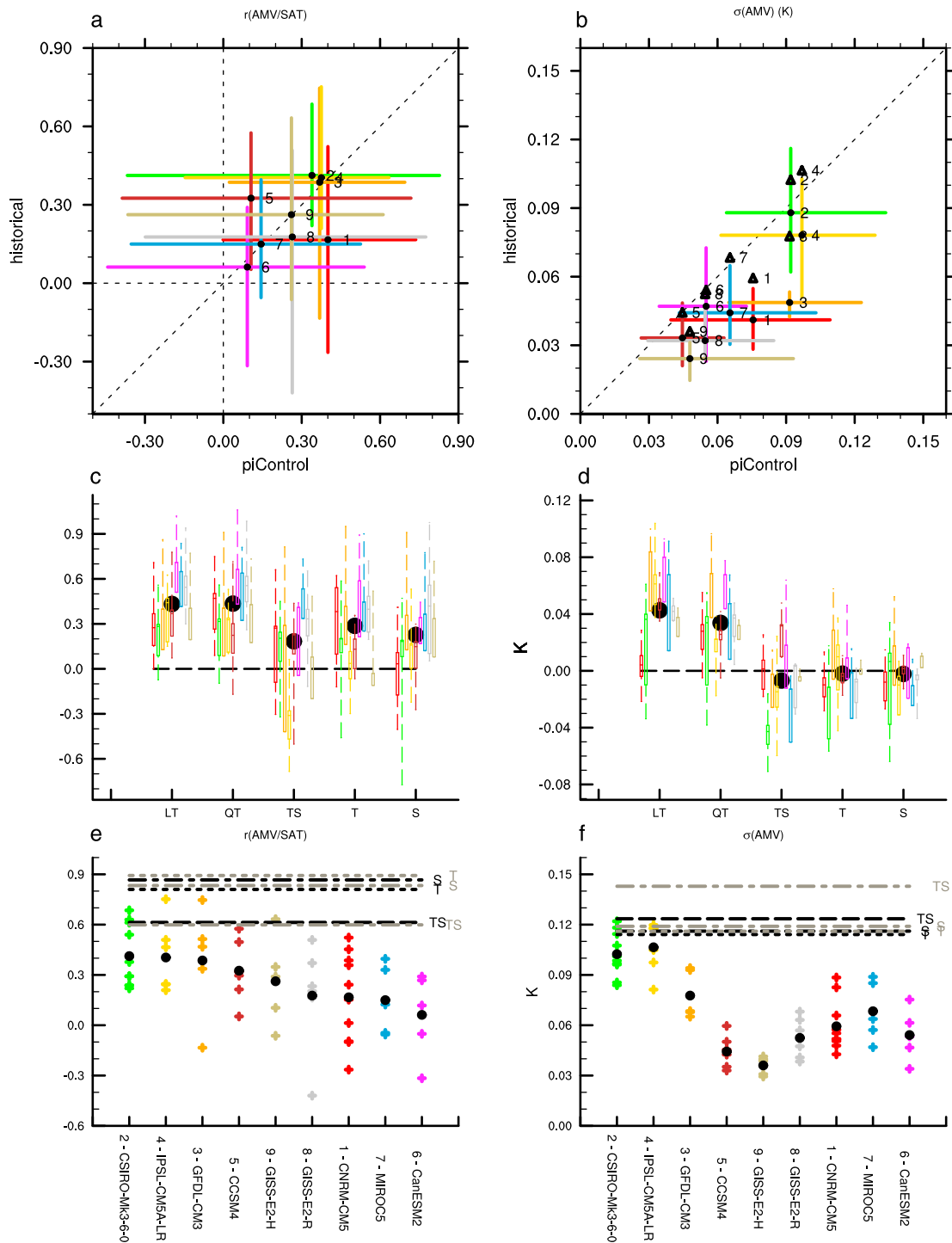


Figure 3. (a) Mean correlation value ($r(\text{AMV}/\text{SAT})$, black dots) estimated from piControl versus historical simulations. The x branch and y branch of the cross stand for the range of values obtained from chunks of 102 years in piControl as in Figure 1a and from the available historical members over 1894–2005, respectively. (b) Same as Figure 3a but for the standard deviation of the AMV ($\sigma(\text{AMV})$). Triangles stand for the mean standard deviations estimated from piControl versus historical simulations computed over 1860–2005. (c) Difference between the correlations ($r(\text{AMV}/\text{SAT})$) obtained with the five classical methods used in literature to estimate the externally forced signal in the observations (linear trend -LT-, quadratic trend -QT-, -S- (Steinman et al., 2015), -T- (Ting et al., 2009), and -TS- (Trenberth & Shea, 2006)), and the one obtained after demeaning. Boxplot stands for each individual model and the black dots for the multimodel ensemble mean. (d) Same as Figure 3c but for the standard deviation of the AMV ($\sigma(\text{AMV})$). (e) Mean (black dots) and individual member (crosses) correlation value ($r(\text{AMV}/\text{SAT})$) for the nine demeaned historical ensembles and for the observations (straight lines). (f) Same as Figure 3e but for the standard deviation of the AMV ($\sigma(\text{AMV})$). The observed SST comes from the ERSSTV4 (black) and HadSST3 (gray) data sets. The European SAT comes from CRUTS3.2 and the period retained for computation in the observations is 1901–2012.

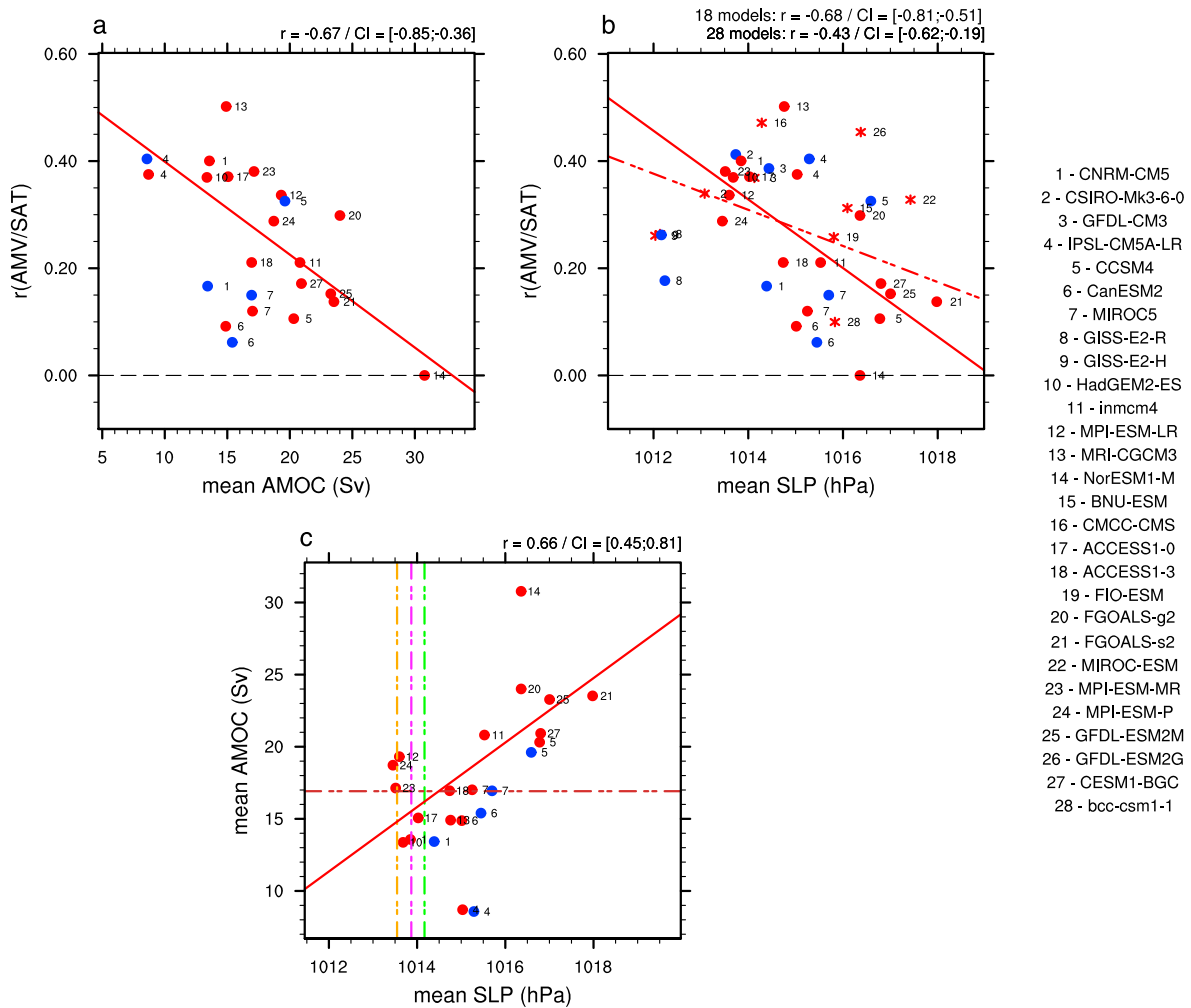


Figure 4. Scatterplot of (a) AMV/SAT correlation versus climatological AMOC estimated as the maximum meridional stream function deeper than 500 m at 26°N in the piControl (red dots) and historical (blue dots) experiments. Only a subset of models (18 among 28 for piControl and 5 among 9 historical) is plotted based on the availability of the AMOC data in the CMIP5 archive. The red line corresponds to the regression calculated from piControl models only. (b) Same as Figure 4a but for climatological SLP over the reduced western tropical hemisphere (see Figure S2). Red dots and stars correspond to the original 28 models. Dashed red line corresponds to the regression calculated from the full 28 models and the solid line for the subset of 18 for which AMOC data are available. The blue dots correspond to the nine historical models. (c) Same as Figure 4a but for climatological AMOC versus climatological SLP over the reduced western tropical hemisphere. The horizontal brown dashed line stands for the estimation of the observed climatological AMOC from the RAPID record over 2004–2015. The green and pink vertical dashed lines correspond to climatological SLP from the NOAA_20CRv2 reanalysis over 1893–2005 and over 2003–2014 to match the RAPID temporal coverage, respectively. The orange line is for ERAI over 2004–2015. The intermodel correlation r is given in the upper right title of each panel and is calculated from piControl only. The 5% and 95% lower and upper confidence bounds for r are given in brackets based on the generation of 5,000 bootstrap data samples following the same method as in Figure 2. Models acronyms are listed on the right side.

Figure 3e provides clear evidence that the strength of the teleconnection between AMV and European temperature is on average substantially lower in the models than in the observations whatever way the forced component is removed and beyond observational uncertainties assessed here by the use of two SST products. Only 6 historical members out of 58 in total have $r(\text{AMV/SAT})$ values greater than the lowest bound of the observational range and four models out of nine have at least one historical member compatible with some observational estimates. This conclusion is even clearer for the AMV amplitude with only four historical members compatible with the lower bound of the observational estimates (Figure 3f) consistently with (Murphy et al., 2017), despite above mentioned different methodological approaches. Similarly, persistence of the model AMV are much weaker compared to their observational counterpart whereas the level of compatibility is slightly better for the $r(\text{TNA/SPG})$ and $r(\text{AMV/SLP})$ correlation metrics owing to greater

observational uncertainties (Figure S5). Based on the fact that the AMV internal properties in the demeaned historical simulations cannot be differentiated from the ones in piControl runs (Figure 3a), we can compare the observational estimates to the metrics computed from the latter (Figure S6) for which sampling is considerably greater. Conclusions are similar for all the metrics; as an example for $r(\text{AMV}/\text{SAT})$, ~700 102 year chunks out of ~16000 in total have greater values than observations and only 12 models out of 28 exhibit compatibility.

3. Discussion

Our results collectively emphasize that the strength of the teleconnection in CMIP5 models is generally weaker than the one assessed over the last ~100 years in the observations. This weakness could be explained by the possible extreme nature of the AMV phases observed over the instrumental period with regard to the range of outcomes given by the models; these would thus be hypothesized to be perfect. On the other hand, the weakness could be due to the underestimation of the amplitude and persistence of the modeled AMV and also to biases in the basin wide properties of the related SST anomalies and atmospheric changes, even if firm conclusions about evaluation are difficult to draw because of observational uncertainties and methodological issues (removal of the forced component, model ensemble size, etc.).

To elaborate on the mechanisms responsible for these potential deficiencies and with an attempt to link the model diversity with mean conditions intrinsic to each model, the AMV/SAT correlation is plotted against climatological AMOC and climatological summer SLP averaged over a broad domain encompassing the entire western tropical Atlantic and the Eastern Pacific region off Central America (see Figure S7 for the domain determination). This region corresponds to the position of the climatological convective area that is collocated with the so-called Western Hemisphere warmpool. SLP can be viewed as a large-scale dynamical proxy for the intensity of local convection, which ultimately feeds the rising branch of the summer Hadley cell. Models with strong teleconnections are generally those with weak mean AMOC (Figure 4a) and weak mean tropical SLP over the selected domain (Figure 4b). Climatological AMOC and climatological western hemisphere tropical SLP are found to be significantly linked in the models (Figure 4c), as well as their variance, consistent with the so-called Bjerknes compensation mechanism that is valid at multidecadal time-scales and climate equilibrium (Shaffrey & Sutton, 2006). The existence of such a relationship implies that, for a given model, the mean level of teleconnectivity would be dependent, to a certain extent, on the ratio between climatological oceanic and atmospheric meridional energy transport. When contrasted to observational estimates (dashed lines in Figure 4c), this finding provides interesting means for interpreting how mean biases associated with global energy balance in coupled models can affect the variability at low frequency. For instance, underestimated tropical ascent, i.e., positively biased tropical SLP corresponding to enhanced vertical stability, is expected to inhibit potential tropical-extratropical teleconnection related to AMV because of reduced sources of diabatic heating (Cassou et al., 2005; Douville et al., 2011). Similarly, biased AMOC can alter the basin wide properties of the AMV because of associated flaws in meridional heat transport. Note that all these conclusions are valid for both historical and piControl simulations for which respective mean equilibria are indistinguishable.

4. Conclusions

Based on a series of correlation metrics applied to CMIP5 simulations and following a multimodel approach, we show that the model diversity in the strength of the teleconnection between the AMV and the summertime temperature over Europe can be related to the amplitude and persistence of the modeled AMV, the spatial coherence of the North Atlantic-related SST anomalies, and the relationship with the overlying atmosphere at midlatitudes. These conclusions obtained from piControl experiments refer by construction to internal properties. Using historical simulations, we then show that these properties are not detectably altered by external forcing considering the huge nonstationarity of the models AMV properties (i) when calculations are performed over chunks of ~100 years to match the observational availability and (ii) when members of historical ensembles are taken individually.

In terms of evaluation, only few members of few models are consistent with observations regarding the above-listed metrics. We insist on the fact that special care should be taken with the methods used to estimate the forced signal in the observed North Atlantic SSTs since these can mislead the

models/observations comparison. These results collectively underline that evaluating decadal properties in climate models remain challenging and should be conducted carefully. For example, the evaluation should not be based on a single historical member, especially at regional scale, in agreement with Xie et al.'s (2015) recommendation and uncertainties associated with the method(s) used to extract the forced signal should be correctly assessed.

Yet given the limited temporal length of the instrumental record, the observational constraints on the AMV properties appear to be inherently relatively weak. Progress in paleoreconstruction of the AMV and its teleconnections might help better evaluate the models in such a context. This will also contribute to increase the understanding of the interaction between the AMV and external forcing (Moore et al., 2017; Wang et al., 2017). On the modeling side, the emergence of high-resolution models now compatible with decadal climate variability studies, together with increasing computing resources, is a promising opportunity for improved model fidelity in terms of teleconnections. Recent work has highlighted (i) the role of mesoscale oceanic fronts in driving the atmosphere and (ii) the role of the stratosphere and storm tracks as transmitters of SST variability toward the continents (Ma et al., 2016). Coordinated experiments based on partial coupling modeling strategies within the Decadal Climate Prediction Project (Boer et al., 2016) will directly address teleconnectivity and evaluate the above mechanisms in a multimodel framework. A special focus will be laid on the respective roles of the tropics versus extratropics, which remains an outstanding but important issue as pointed out by our study. Our results also suggest that the global mean equilibrium between oceanic and atmospheric meridional heat transport in the CMIP5 models may have an impact on the AMV and its teleconnections at decadal timescale. It would be interesting, in a future study, to assess whether the predictive skills of the different decadal prediction systems are related to those properties.

All of these obstacles and challenges test our ability to attribute past variations to the combined role of internal variability and external forcing, as well as predict the near-term future climate evolution over the continents adjacent to the North Atlantic, which are impacted by the AMV. The potential weakness of AMV-related teleconnections in most of the CMIP5 models indirectly implies that the uncertainties due to internal variability may be underestimated in the near-term climate projections over Europe and could explain part of the failure in decadal prediction systems. This has strong implications for adaptation strategies and there is urgency to assess the reliability of the projection/forecast based on a process-based evaluation for each individual model.

Acknowledgments

This work was supported by a grant from Electricité de France (EDF) and by the French National Research Agency (ANR) in the framework of the MORDICUS project (ANR-13-SENV-0002). The authors would like to thank Laurent Terray for fruitful discussions about this work and the two reviewers who helped significantly improve the manuscript. The authors also acknowledge the different modeling groups that have contributed to the CMIP5 project and the Centre for Environmental Data Analysis for providing the CMIP5 data on the CEDA portal (<http://browse.ceda.ac.uk/>). The figures were produced with the NCAR Command Language Software (<http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>). The authors are grateful to Juliette Mignot (IPSL), Matthew Menary (MOHC), Kwok-Wai Kenneth Lo (GISS), and Rym Msadek (GFDL) for providing AMOC data sets.

References

- Ba, J., Keenlyside, N. S., Latif, M., Park, W., Ding, H., Lohmann, K., ... Volodin, E. (2014). A multi-model comparison of Atlantic multidecadal variability. *Climate Dynamics*, 43(9-10), 2333–2348. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2056-1>
- Bellucci, A., Haarsma, R., Bellouin, N., Booth, B., Cagnazzo, C., van den Hurk, B., ... Weiss, M. (2015). Advancements in decadal climate predictability: The role of nonoceanic drivers. *Reviews of Geophysics*, 53, 165–202. <https://doi.org/10.1002/2014RG000473>
- Boé, J., & Habets, F. (2014). Multi-decadal river flow variations in France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 691–708. <https://doi.org/10.5194/hess-18-691-2014>
- Boer, G. J., Smith, D. M., Cassou, C., Doblas-Reyes, F., Danabasoglu, G., Kirtman, B., ... Eade, R. (2016). The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(10), 3751–3777. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3751-2016>
- Brown, P. T., Lozier, M. S., Zhang, R., & Li, W. (2016). The necessity of cloud feedback for a basin-scale Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 43, 3955–3963. <https://doi.org/10.1002/2016GL068303>
- Cassou, C., Terray, L., & Phillips, A. S. (2005). Tropical Atlantic influence on European heat waves. *Journal of Climate*, 18(15), 2805–2811. <https://doi.org/10.1175/JCLI3506.1>
- Davini, P., von Hardenberg, J., & Corti, S. (2015). Tropical origin for the impacts of the Atlantic Multidecadal Variability on the Euro-Atlantic climate. *Environmental Research Letters*, 10(9), 094010. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094010>
- Delworth, T. L., Zhang, R., & Mann, M. E. (2007). Decadal to centennial variability of the Atlantic from observations and models. In A. Schmittner, J. C. H. Chiang, & S. R. Hemming (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (Vol. 173, pp. 131–148). Washington, DC: American Geophysical Union.
- Doblas-Reyes, F. J., Andreu-Burillo, I., Chikamoto, Y., García-Serrano, J., Guemas, V., Kimoto, M., ... van Oldenborgh, G. J. (2013). Initialized near-term regional climate change prediction. *Nature Communications*, 4, 1715. <https://doi.org/10.1038/ncomms2704>
- Douville, H., Bielli, S., Cassou, C., Déqué, M., Hall, N. M. J., Tyteca, S., & Voldoire, A. (2011). Tropical influence on boreal summer mid-latitude stationary waves. *Climate Dynamics*, 37(9-10), 1783–1798. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-0997-1>
- Ghosh, R., Müller, W. A., Baehr, J., & Bader, J. (2017). Impact of observed North Atlantic multidecadal variations to European summer climate: A linear baroclinic response to surface heating. *Climate Dynamics*, 48(11-12), 3547–3563. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3283-4>
- Kerr, R. A. (2000). A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288(5473), 1984–1985. <https://doi.org/10.1126/science.288.5473.1984>
- Kim, H.-M., Webster, P. J., & Curry, J. A. (2012). Evaluation of short-term climate change prediction in multi-model CMIP5 decadal hindcasts. *Geophysical Research Letters*, 39, L10701. <https://doi.org/10.1029/2012GL051644>
- Knight, J. R., Allan, R. J., Folland, C. K., Vellinga, M., & Mann, M. E. (2005). A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32, L20708. <https://doi.org/10.1029/2005GL024233>

- Lyu, K., & Yu, J.-Y. (2017). Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation simulated in the CMIP5 models: A re-evaluation based on a revised index. *Geophysical Research Letters*, *44*, 3867–3876. <https://doi.org/10.1002/2017GL072681>
- Ma, X., Jing, Z., Chang, P., Liu, X., Montuoro, R., Small, R. J., ... Wu, L. (2016). Western boundary currents regulated by interaction between ocean eddies and the atmosphere. *Nature*, *535*(7613), 533–537. <https://doi.org/10.1038/nature18640>
- Mann, M. E., Steinman, B. A., & Miller, S. K. (2014). On forced temperature changes, internal variability, and the AMO. *Geophysical Research Letters*, *41*, 3211–3219. <https://doi.org/10.1002/2014GL059233>
- Martin, E. R., Thorncroft, C., & Booth, B. B. (2014). The multidecadal Atlantic SST—Sahel rainfall teleconnection in CMIP5 simulations. *Journal of Climate*, *27*(2), 784–806. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00242.1>
- McCarthy, G. D., Haigh, I. D., Hirschi, J. J.-M., Grist, J. P., & Smeed, D. A. (2015). Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations. *Nature*, *521*(7553), 508–510. <https://doi.org/10.1038/nature14491>
- Meehl, G. A., Goddard, L., Boer, G., Burgman, R., Branstator, G., Cassou, C., ... Yeager, S. (2014). Decadal climate prediction: An update from the trenches. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *95*(2), 243–267. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00241.1>
- Moore, G. W. K., Halfar, J., Majeed, H., Adey, W., & Kronz, A. (2017). Amplification of the Atlantic multidecadal oscillation associated with the onset of the industrial-era warming. *Scientific Reports*, *7*. <https://doi.org/10.1038/srep40861>
- Msadek, R., Delworth, T. L., Rosati, A., Anderson, W., Vecchi, G., Chang, Y. S., ... Zhang, S. (2014). Predicting a decadal shift in North Atlantic climate variability using the GFDL forecast system. *Journal of Climate*, *27*(17), 6472–6496. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00476.1>
- Mudelsee, M. (2014). Bootstrap confidence intervals. In *Climate Time Series Analysis. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library* (Vol. 51, pp. 61–104). Cham: Springer.
- Murphy, L. N., Bellomo, K., Cane, M., & Clement, A. (2017). The role of historical forcings in simulating the observed Atlantic multidecadal oscillation. *Geophysical Research Letters*, *44*, 2472–2480. <https://doi.org/10.1002/2016GL071337>
- Peings, Y., & Magnusdottir, G. (2015). Wintertime atmospheric response to Atlantic multidecadal variability: Effect of stratospheric representation and ocean–atmosphere coupling. *Climate Dynamics*, 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2887-4>
- Peings, Y., Simpkins, G., & Magnusdottir, G. (2016). Multidecadal fluctuations of the North Atlantic Ocean and feedback on the winter climate in CMIP5 control simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *121*, 2571–2592. <https://doi.org/10.1002/2015JD024107>
- Robson, J. I., Sutton, R. T., & Smith, D. M. (2012). Initialized decadal predictions of the rapid warming of the North Atlantic Ocean in the mid 1990s. *Geophysical Research Letters*, *39*, L19713. <https://doi.org/10.1029/2012GL053370>
- Robson, J. I., Sutton, R. T., & Smith, D. M. (2013). Predictable climate impacts of the decadal changes in the ocean in the 1990s. *Journal of Climate*, *26*(17), 6329–6339. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00827.1>
- Ruiz-Barradas, A., Nigam, S., & Kavvada, A. (2013). The Atlantic multidecadal oscillation in twentieth century climate simulations: Uneven progress from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, *41*(11–12), 3301–3315. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1810-0>
- Ruprich-Robert, Y., Msadek, R., Castruccio, F., Yeager, S., Delworth, T., & Danabasoglu, G. (2017). Assessing the climate impacts of the observed Atlantic Multidecadal Variability using the GFDL CM2.1 and NCAR CESM1 global coupled models. *Journal of Climate*, *30*(8), 2785–2810. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0127.1>
- Shaffrey, L., & Sutton, R. (2006). Bjerknes compensation and the decadal variability of the energy transports in a coupled climate model. *Journal of Climate*, *19*(7), 1167–1181. <https://doi.org/10.1175/JCLI3652.1>
- Steinman, B. A., Mann, M. E., & Miller, S. K. (2015). Atlantic and Pacific multidecadal oscillations and Northern Hemisphere temperatures. *Science*, *347*(6225), 988–991. <https://doi.org/10.1126/science.1257856>
- Sutton, R. T., & Dong, B. (2012). Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, *5*(11), 788–792. <https://doi.org/10.1038/ngeo1595>
- Sutton, R. T., & Hodson, D. L. R. (2005). Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, *309*(5731), 115–118. <https://doi.org/10.1126/science.1109496>
- Sutton, R. T., & Hodson, D. L. R. (2007). Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, *20*(5), 891–907. <https://doi.org/10.1175/JCLI4038.1>
- Tandon, N. F., & Kushner, P. J. (2015). Does external forcing interfere with the AMOC's influence on North Atlantic Sea surface temperature? *Journal of Climate*, *28*(16), 6309–6323. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00664.1>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *93*(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Terray, L. (2012). Evidence for multiple drivers of North Atlantic multi-decadal climate variability. *Geophysical Research Letters*, *39*, L19712. <https://doi.org/10.1029/2012GL053046>
- Ting, M., Kushnir, Y., Seager, R., & Li, C. (2009). Forced and internal twentieth-century SST trends in the North Atlantic. *Journal of Climate*, *22*(6), 1469–1481. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2561.1>
- Trenberth, K. E., & Shea, D. J. (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters*, *33*, L12704. <https://doi.org/10.1029/2006GL026894>
- van Oldenborgh, G. J., Doblas-Reyes, F. J., Wouters, B., & Hazeleger, W. (2012). Decadal prediction skill in a multi-model ensemble. *Climate Dynamics*, *38*(7–8), 1263–1280. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1313-4>
- Wang, J., Yang, B., Ljungqvist, F. C., Luterbacher, J., Osborn, T. J., Briffa, K. R., & Zorita, E. (2017). Internal and external forcing of multidecadal Atlantic climate variability over the past 1,200 years. *Nature Geoscience*, *10*(7), 512–517. <https://doi.org/10.1038/ngeo2962>
- Xie, L., Semazzi, F., Hanna, A., Anyah, R., Gao, H., & He, Y. (2015). Towards predictive understanding of regional climate change. *Nature Climate Change*, *5*(10), 921–930. <https://doi.org/10.1038/nclimate2689>
- Zhang, L., & Wang, C. (2013). Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *118*, 5772–5791. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20390>
- Zhang, J., & Zhang, R. (2015). On the evolution of Atlantic meridional overturning circulation fingerprint and implications for decadal predictability in the North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, *42*, 5419–5426. <https://doi.org/10.1002/2015GL064596>

2.3 Suppléments de l'article

[Teleconnection between Atlantic Multidecadal Variability and European temperature: diversity and evaluation of the CMIP5 models]

[Saïd Qasmi¹, Christophe Cassou¹ and Julien Boé¹]

[¹CECI, Université de Toulouse, CNRS, Cerfacs, Toulouse, France]

Contents of this file

Text S1 to S2

Figures S1 to S7

Tables S1 to S2

Introduction

The method used to calculate the AMV index in piControl simulations is discussed in Text S1. The five methods used to remove the external forced component in observed fields are detailed in Text S2.

Figure S1 (S2) illustrates for each CMIP5 model, the spatial correlation between the modeled AMV index and SAT (SLP) anomalies over spatial domains defined from observations following [Sutton and Dong, 2012]. Figure S3 shows the temporal lag correlation between tropical and subpolar gyre SST anomalies for each of the 28 CMIP5 models used in this study. Figure S4 illustrates in a perfect model framework, the sensitivity of the AMV/SAT correlation to the estimation of the forced signal as a function of the number of members in the historical ensemble of the CNRM-CM5 model used as a case study. Correlations metrics [$r(\text{TNA}/\text{SPG})$, $r(\text{AMV}/\text{SLP})$] and AMV properties [autocorrelation at 10 years, standard deviation] are given in Figure S5 for historical ensembles. The five correlation metrics computed in the piControl simulations are compared to the observations in Figure S6. The relationship between summer SLP climatological conditions and the inter-model spread in AMV/SAT teleconnection is illustrated by Figure S7.

Table S1 lists the CMIP5 models used in our study together with the lengths of their pre-industrial simulation and the number of members of their respective historical ensemble. Table S2 lists the observational datasets used in our study as well as their respective temporal coverage.

Text S1. Estimation of the AMV index in piControl simulations.

In presence of forcing (observations and historical simulations), it is mandatory to remove the related component when studying the internal properties of the AMV and there is not a single way to perform so, as detailed in the main article. Here we chose to use the traditional AMV traditional index defined as the 10-yr low-pass filtered annual North Atlantic SST anomalies averaged over 0°N-60°N and 0°-80°W and not the Sutton and Dong [2012] one, which consists in subtracting the [global minus Atlantic] SST average to the raw Atlantic index. In piControl experiments, applying the latter method is highly questionable, because the “true” estimate of the AMV is known by construction (averaged SST over the North Atlantic) and the concurrent world-wide temperature anomalies can be interpreted as a response to the AMV or at least, as the world-wide imprint of the same decadal “object”. Of course, this is also valid in historical simulations and observations but the global imprint of the AMV is then masked to a certain extent by the trends due to forcing (see for instance [DelSole *et al.*, 2011] who documented the global change associated with the AMV as an internal mode).

That said, we tested the sensitivity of the metrics used subsequently, to the definition of the AMV index. We find that values are robust whatever the definition for most of the models and tend to be maximized with the traditional index with respect to the Sutton and Dong [2012]’s one.

Text S2. Methods for estimating the externally forced signal in the observations.

Five methods based on literature have been used in our study to first estimate the forced response in the observed North Atlantic SST temporal evolution and then compute the AMV index.

- Linear trend calculated from the North Atlantic SST (NASST, 0°-60°N/0°-80°W) anomalies index. This method assumes that the response to external forcing is linear [Murphy *et al.*, 2017]. The AMV is considered as the residual time series.
- Quadratic trend calculated from the NASST anomalies index. This method assumes that the response to external forcing is quadratic in line with the rise of greenhouse gases concentration. [Enfield and Cid-Serrano, 2010]. The AMV is considered as the residual time series.
- Anomalous SST averaged globally. This method assumes that the surface global ocean integrates the energy imbalance due to external forcing [Trenberth and Shea, 2006]. The AMV is considered as the residual time series of the NASST index.
- First principal component (PC1) obtained through optimal filtering of the global SST time series calculated from the ensemble mean of the CMIP5 historical simulations [Ting *et al.* [2009]. The North Atlantic forced signal is estimated by regressing the observed NASST index onto the low-pass filtered PC1 index. The AMV is considered as the residual time series of the observed NASST index. This method relies on each historical member of the ensemble having the same response to the external forcing.
- Pointwise ensemble mean of all CMIP5 historical simulations. The North Atlantic forced signal is estimated by regressing the observed NASST index onto the one computed from the ensemble mean of all the CMIP5 historical archive [Steinman *et al.*, 2015]. The AMV is considered as the residual time series of the observed NASST index.

These five methods have been also applied to the observed SAT and SLP indices used in this study based on [Sutton and Dong, 2012].

Figure S1: Correlation maps between AMV and summertime 2-m temperature for the piControl CMIP5 models.

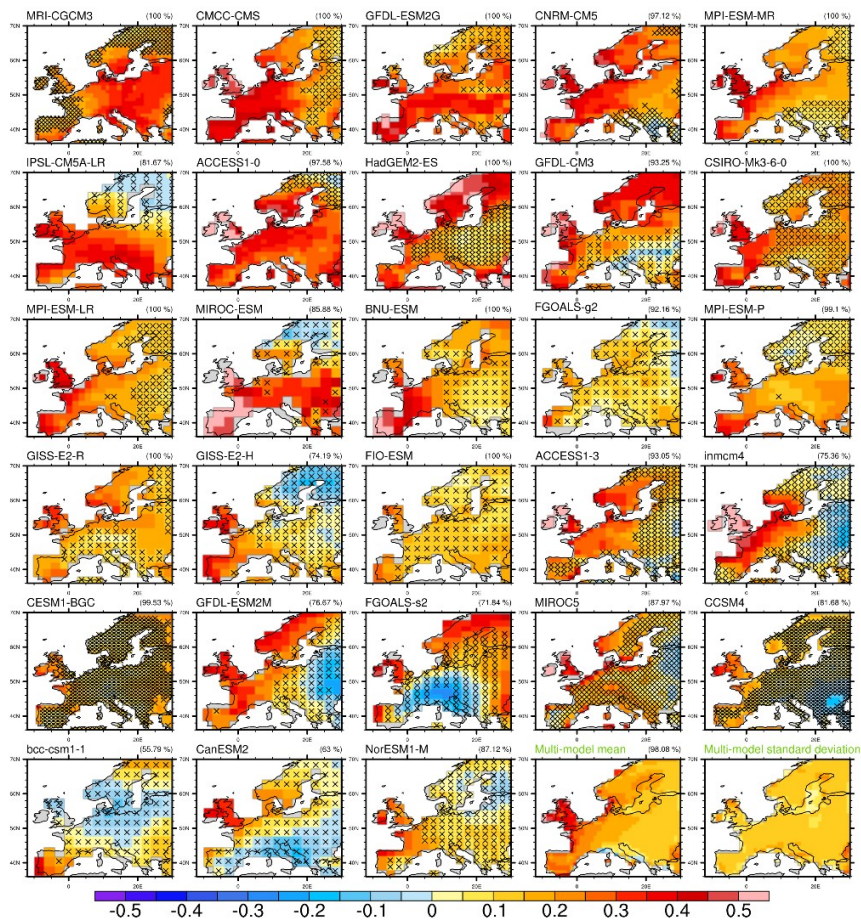


Figure S1. Correlation maps between AMV and summer (June-Aug.) SAT 10-yr low pass filtered indices in piControl experiments for the 28 CMIP5 models. Lanczos filtering is used here. The two bottom-right maps represent the multi-model mean and standard deviation, respectively. Stippling indicates regions that are below the 90% confidence level ($p < 0.1$) according to phase-scrambled bootstrapping [Davison and Hinkley, 1997]. The number in brackets stands for the percentage of area over the domain for which SAT correlations are positive.

The domain defined in [Sutton and Dong, 2012] and adopted here as a basis for multimodel comparison for SAT is given here. Figure S1 shows that correlations in models are mostly positive and appear rather spatially homogenous over the domain (see values of the percentage). We thus provide evidence that except for a very limited number of models (4 among the 28 ones with a 75% threshold), weak AMV-temperature teleconnections are therefore not related to sign cancellation when averaging over the domain, but are explained instead by the dominance of non-significant values over the selected region.

Figure S2: Correlation maps between AMV and summertime sea-level pressure for the piControl CMIP5 models.

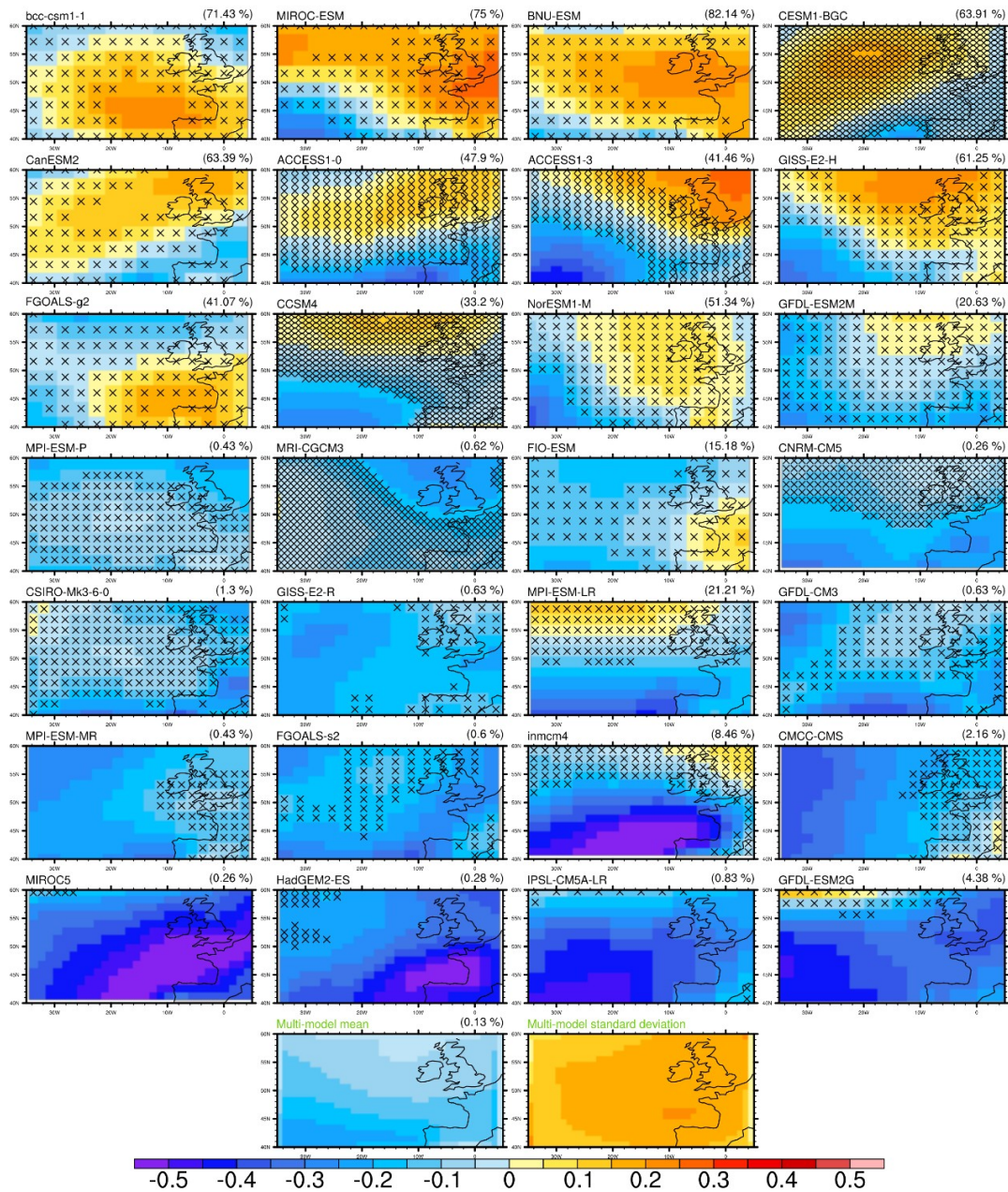


Figure S2. Same as Figure S1 but for SLP.

The domain defined in [Sutton and Dong, 2012] and adopted here as a basis for multimodel comparison for SLP is given here. Figure S2 shows that correlations in models are rather spatially homogenous over the domain, except for a limited number of models (9 among the 28 ones). Weak AMV-SLP relationship is therefore not related to sign cancellation when averaging over the domain, even if it is less evident than for SAT.

Figure S3: Correlation maps between AMV and summertime sea-level pressure for the piControl CMIP5 models.

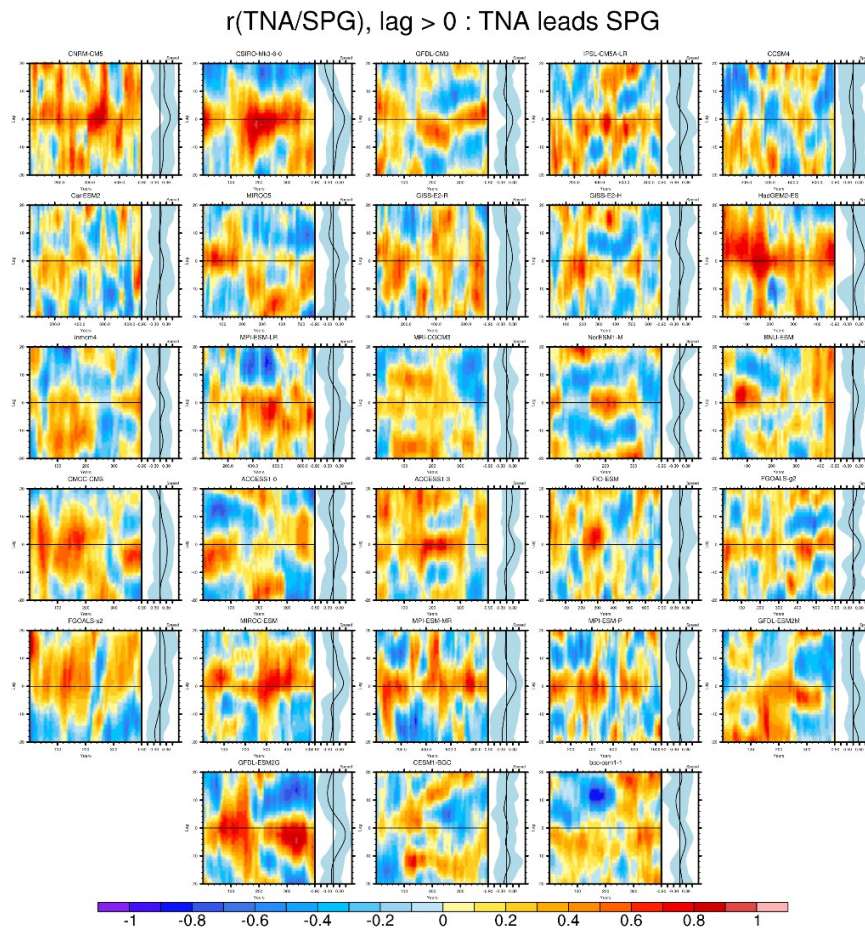


Figure S3. Lead-lag correlation between TNA with SPG indices for the 28 control simulations over 102-yr running chunks of data. Positive lag means that TNA leads SPG. Horizontal axis stands for the years of the piControl runs and vertical axis shows lags in years. Averaged correlation over the entire simulation is given on the rightmost part of the model stamps (black line) and the blue envelop stands for minimum/maximum.

This figure illustrates the inter-model and intra-model (i.e. non stationarity with time) diversity for the lag between tropical and extratropical SST anomalies. Some models are characterized by TNA SST anomalies leading SPG (CNRM-CM5, HadGEM2-ES, etc.) and the opposite is found for others (GFDL-ESM2G, IPSL-CM5-LR, etc.). We also find considerable non-stationarity with respect to the 102-yr selected period for most of the models. Note finally that even if lags are present, those are usually smaller on average than 5 yr which is the minimum value for significance when a 10-yr low-pass filtered is applied. Therefore, considering all these aspects, it is impossible to find a robust and

systematic response in the CMIP5 models and we decided to choose lag 0 as a common base for intercomparison.

Figure S4: Sensitivity of the AMV/SAT correlation to the estimation of the forced signal as a function of the number of members available in the CMIP5 archive for historical ensembles.

In a perfect model framework, the true externally forced signal is obtained by the average of an infinite number of members of historical simulations. In practice, few members are available in the CMIP5 archive and ensemble means correspond to a biased estimate of the forced component. Figure S4 here evaluates the uncertainty of the correlation $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ associated with the number of historical simulations available to compute the forced response that is a priori removed to get the AMV and SAT indices.

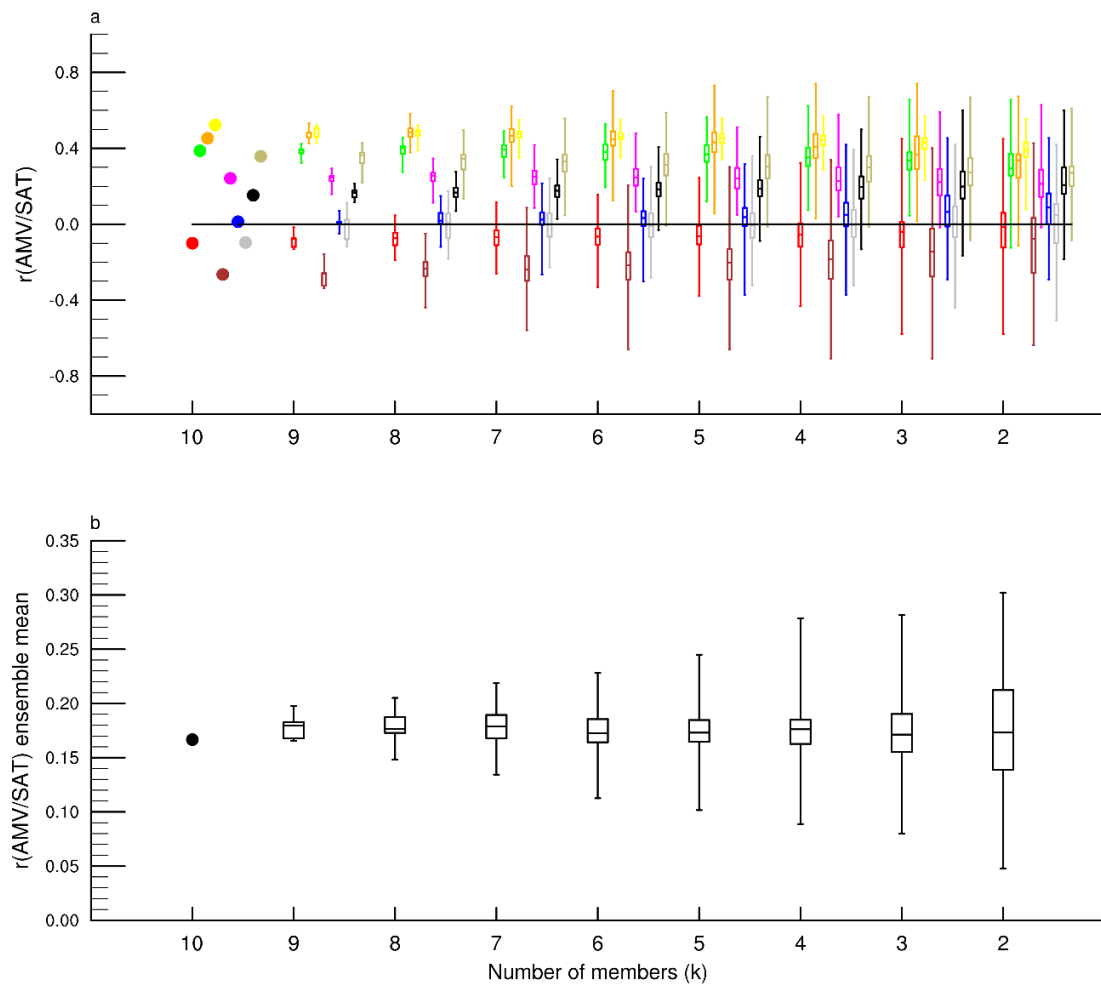


Figure S4. Correlation between AMV and SAT indices for the 10 members of the historical ensemble of CNRM-CM5 (a) and for the ensemble mean (b) as a function of k , the number of members used for the estimation of the forced signal for demeaning.

We use the CNRM-CM5 model for which 10 historical members are provided. $(10; k)$ (read the binomial coefficient, “k among 10”) estimations of the forced signal are calculated from $(10; k)$ combinations among k members ($10 \geq k \geq 2$) and $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ is calculated for all these combinations as shown in Figure S1a. Let us start with $k=10$ (x-axis). The 10 colored dots (y-axis) correspond to $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ values of the 10 members, for which the forced signal computed from the average of the 10 members have been removed in each member (the demeaning process, [Tandon and Kushner, 2015]). For $k=9$, the 10 colored box-plots correspond to the range of $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ given by all the combinations of 9 members out of 10 to compute the forced signal for demeaning. This operation is repeated up to $k=2$.

As k decreases, the spread of $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ for a given member increases since the estimations of both the forced signal and $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ become more uncertain. For instance, for member 10 in red, $-0.2 < r < 0.1$ for $k=8$ while $-0.6 < r < 0.5$ for $k=2$. There is no objective criterion to estimate the minimum number of members for convergence of the $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ value for a given member. This may clearly depend on the model and its intrinsic signal-to-noise (i.e external-to-internal) ratio. We thus arbitrarily chose 5 as minimum ensemble size to estimate the forced signal. Based on Figure 3 and for CNRM-CM5, this is clearly not enough but it is a trade-off to retain enough CMIP5 model (9 in that case) for evaluation.

In Figure S4b, we show that the uncertainty on the ensemble mean is equal to ~ 0.15 for $k=5$, which is considerably less than the ensemble spread (-0.6 to 0.7) in Figure 3b assessed from the 9 selected models. The difference for the multimodel estimate between the “true” correlation after demeaning and the ones obtained after linear or quadratic detrending, is equal to ~ 0.4 (Figure 3b). Assuming that the level of uncertainty of the ensemble mean calculated from CNRM-CM5 is the same in each model, 0.4 ± 0.15 is still greater than 0, whereas 0 stands within the range of the ensemble mean uncertainty for the other methods. This analysis justifies and reinforces our recommendation to exclude the two most biased methods (linear and quadratic trends) as assessed here for 5 members.

Figure S5: Correlation metrics for historical ensembles and model evaluation.

In the main text, we show that the teleconnections between AMV and European temperature are generally weaker in the CMIP5 models than in their observational counterpart. This is also the case for the persistence estimated here by the autocorrelation of the AMV at 10 years (Figure S5a) and for the amplitude of the AMV estimated by its standard deviation (Figure S5b).

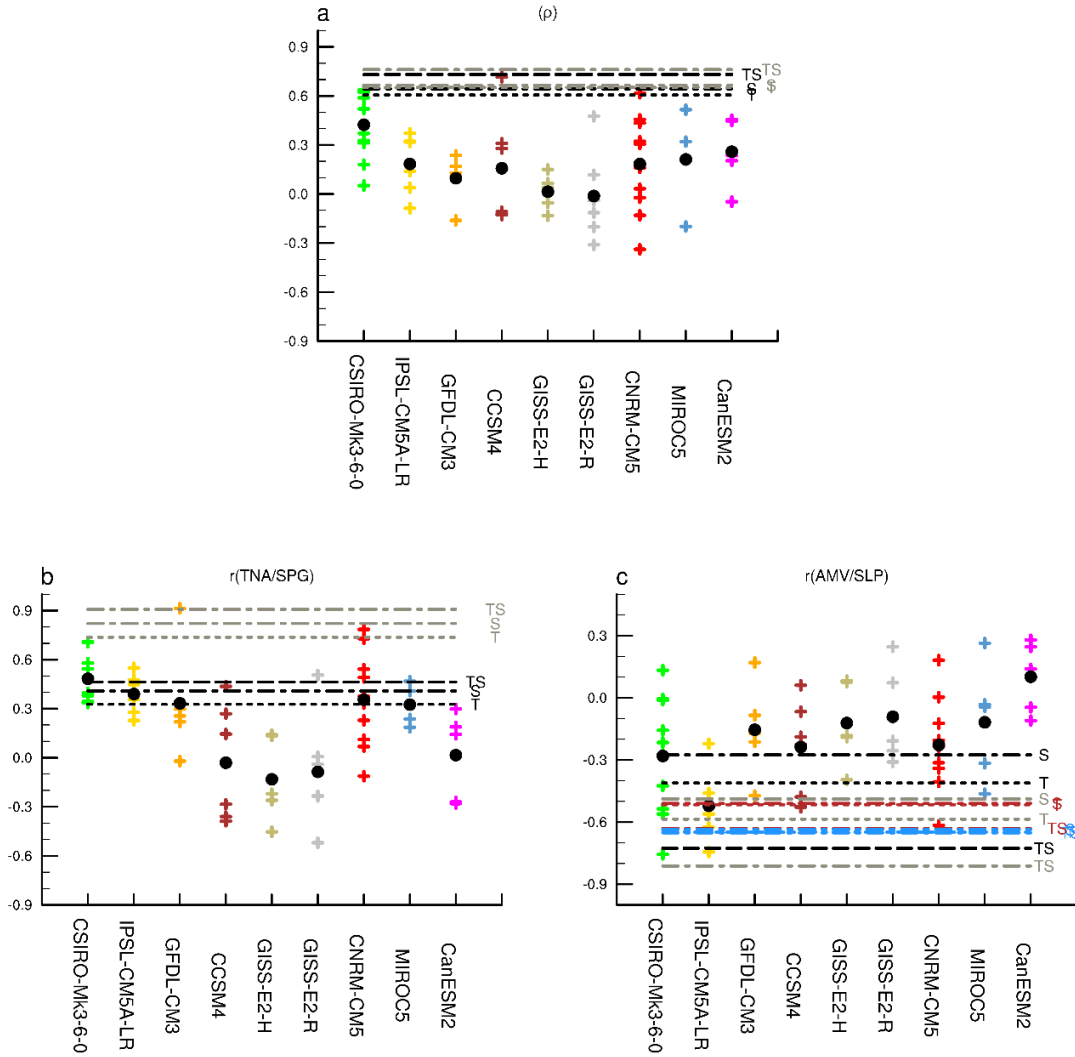


Figure S5. Same as Figure 3c but for the autocorrelation at 10 years of the AMV (a), $r(\text{TNA}/\text{SPG})$ (b) and $r(\text{AMV}/\text{SLP})$ (c). In c, blue (red) lines stand for the correlations between indices from HadSST3 (ERSSTv4) and ERA20C archives.

For both persistence and amplitude metrics, only 4 historical members out of 58 have values equal or greater than the observational estimates, whose sensitivity to the method of estimation of the forced component is quite weak. This is less critical with the basin-wide properties of the AMV (Figure S5c). 5 models out of 9 have a mean correlation within the

observational range whereas the other 4 clearly underestimates the large-scale coherence of the AMV. Note though that the uncertainty due to the observational data sets is considerable regardless of the method used to remove the forced component. The TNA/SPG correlation is equal to ~ 0.4 for ERSSTv4 but climbs up ~ 0.8 for HadSST3. In the latter case, only 4 members out of 58 would be consistent with the observations. Regarding AMV/SLP correlation (Figure S5d), the observational uncertainty is large, making evaluation difficult. Yet, there is a tendency for underestimated link between modeled AMV and atmospheric circulation changes.

Figure S6: Correlation metrics for piControl ensembles and model evaluation.

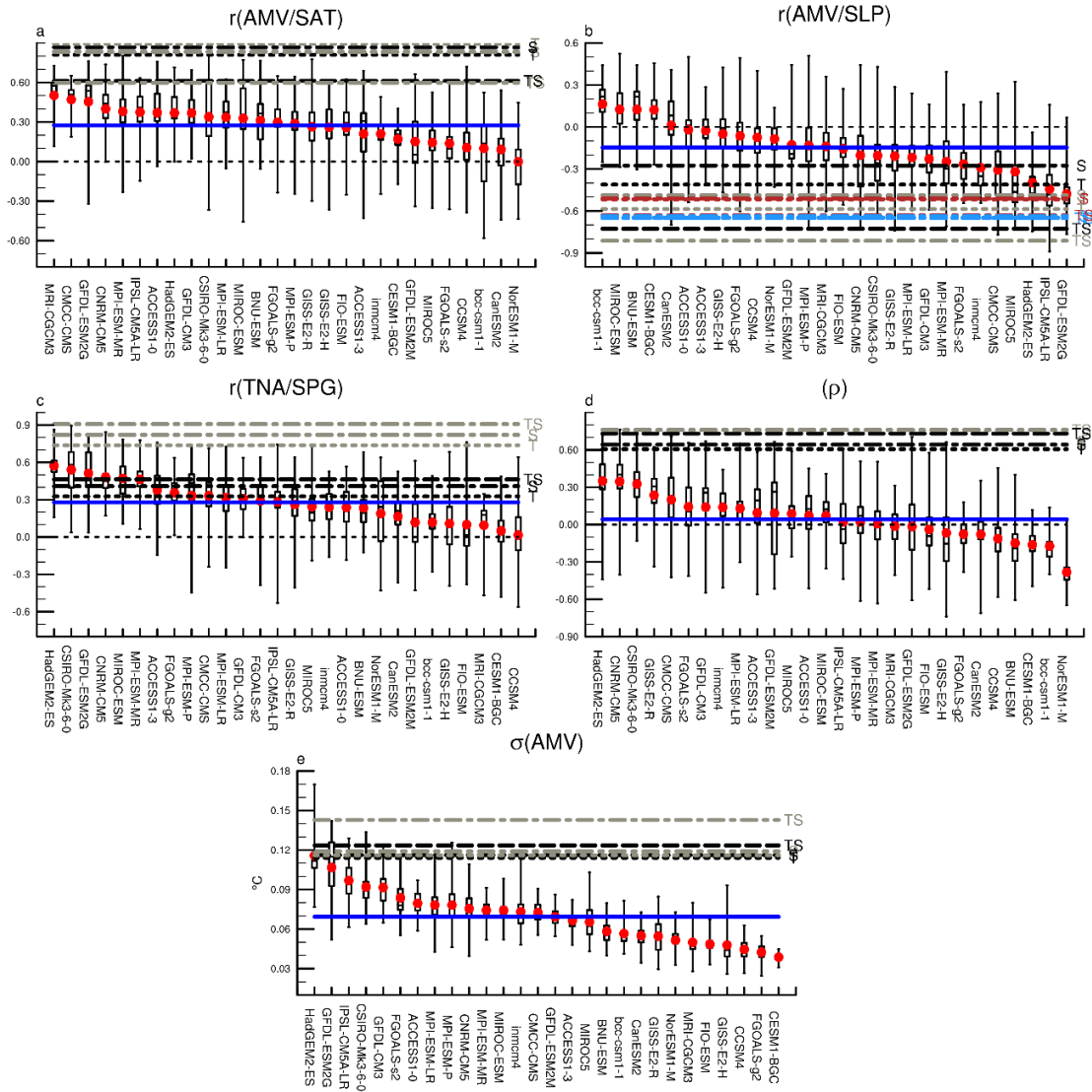


Figure S6. Same as Figure 1 but with correlation values for the observations added (straight lines), based on [Steinman et al., 2015] (S), [Ting et al., 2009] (T) and [Trenberth and Shea, 2006] (TS) estimation of the forced signal.

Figure S6 illustrates the fact that conclusions drawn from historical ensembles stay valid for piControl runs, which is therefore suggestive for model intrinsic flaws in underestimated signals.

Figure S7: Relationship between inter-model spread of the AMV/European temperature teleconnection and climatological sea level pressure.

With an attempt to link teleconnection strength and models mean conditions to better understand the diversity in CMIP5, we here calculate the spatial correlation between climatological JJA SLP and $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ based on the 28 piControl simulations. Negative value indicates that the strength of the teleconnection is weaker among the models when climatological mean SLP is stronger. We define a large-scale domain where absolute values are the highest (black lines) and compute a box-averaged index for each model. Note that significant correlation is found elsewhere but we decide to select this region based on earlier studies in literature, which provided evidence for tropical-extratropical teleconnection originating from there (see for instance [Cassou *et al.*, 2005; Douville *et al.*, 2011] etc.).

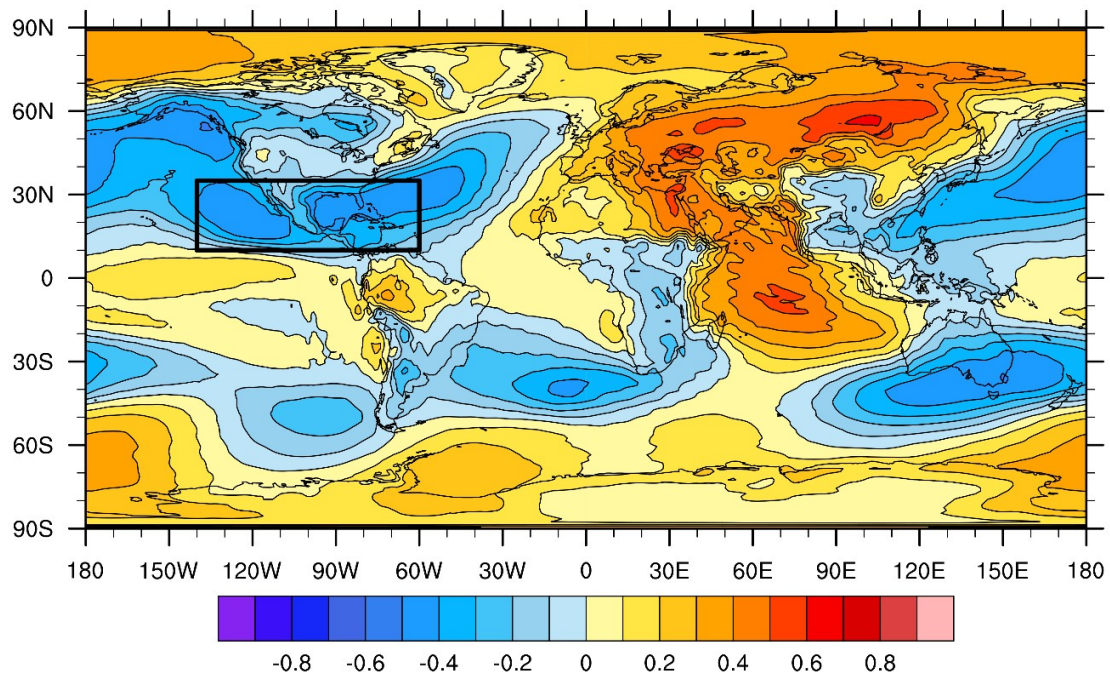


Figure S7. Correlation between $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ and JJA climatological SLP in summer based on the 28 CMIP5 piControl simulations (see Table S1). The black box stands for the domain selected to compute the mean climatological SLP for the models used in Figure 4.

Table S1: List of CMIP5 models.

Acronyms of models	Number of years of piControl simulation	Number of historical members
ACCESS1-0	500	1
ACCESS1-3	500	1
bcc-csm1-1	500	1
BNU-ESM	559	1
CanESM2	996	5
CCSM4	1051	6
CESM1-BGC	500	1
CMCC-CMS	500	1
CNRM-CM5	850	10
CSIRO-Mk3-6-0	500	10
FIO-ESM	800	3
FGOALS-g2	700	1
FGOALS-s2	700	-
GFDL-CM3	500	5
GFDL-ESM2G	500	3
GFDL-ESM2M	500	1
GISS-E2-H	780	6
GISS-E2-R	850	6
HadGEM2-ES	576	4
inmcm4	500	1
IPSL-CM5A-LR	1000	5
MIROC5 ¹	670	5
MIROC-ESM	531	3
MPI-ESM-LR	1000	3
MPI-ESM-MR	1000	3
MPI-ESM-P	1156	2
MRI-CGCM3	500	3
NorESM1-M	501	3

Table S1. List of the CMIP5 models retained in our study together with the respective length of their piControl simulations (in years) and the size of their corresponding historical ensemble. The models retained for evaluation are shaded in blue.

¹ The first 50 years of the piControl simulation have been removed from the AMOC and AMV indices due to the presence of a non-physical drift.

Table S2: List of observational datasets.

Acronym	Reference	Period
ERSSTv4	[<i>Huang et al.</i> , 2015]	1901 - 2012
HadSST3	[<i>Kennedy et al.</i> , 2011a, 2011b]	1901 - 2012
CRU_TS	[<i>Harris et al.</i> , 2014]	1901 - 2012
NOAA_20CRv2	[<i>Compo et al.</i> , 2011]	1893 - 2014
ERA20C	[<i>Poli et al.</i> , 2016]	1900 - 2010
ERA-Interim	[<i>Dee et al.</i> , 2011]	2004 - 2015
RAPID	[<i>McCarthy et al.</i> , 2015]	2004 - 2015

Table S2. List of the observational datasets used and associated temporal period used in our study.

References

Compo, G. P. et al. (2011), The Twentieth Century Reanalysis Project, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137(654), 1–28. <https://doi:10.1002/qj.776>.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>

Harris, I., P. d. Jones, T. j. Osborn, and D. h. Lister (2014), Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset, *Int. J. Climatol.*, 34(3), 623–642. <https://doi:10.1002/joc.3711>.

Huang, B., V. F. Banzon, E. Freeman, J. Lawrimore, W. Liu, T. C. Peterson, T. M. Smith, P. W. Thorne, S. D. Woodruff, and H.-M. Zhang (2015), Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Version 4 (ERSST.v4). Part I: Upgrades and Intercomparisons, *J. Climate*, 28(3), 911–930. <https://doi:10.1175/JCLI-D-14-00006.1>.

Kennedy, J. J., N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker, and M. Saunby (2011a), Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 1. Measurement and sampling uncertainties, *J. Geophys. Res.*, 116, D14103. <https://doi:10.1029/2010JD015218>.

Kennedy, J. J., N. A. Rayner, R. O. Smith, D. E. Parker, and M. Saunby (2011b), Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenization, *J. Geophys. Res.*, 116, D14104. <https://doi:10.1029/2010JD015220>.

McCarthy, G. D., D. A. Smeed, W. E. Johns, E. Frajka-Williams, B. I. Moat, D. Rayner, M. O. Baringer, C. S. Meinen, J. Collins, and H. L. Bryden (2015), Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N, *Progress in Oceanography*, 130, 91–111. <https://doi:10.1016/j.pocean.2014.10.006>.

Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., et al. (2016). ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Climate*, 29(11), 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>

2.4 Compléments de l'étude

La méthode d'estimation de l'AMV constitue une des principales limites de l'article. Dans celui-ci, l'influence des autres modes de variabilité en dehors de l'Atlantique Nord sur l'AMV est ignorée. La sensibilité à une définition alternative de l'AMV sur sa téléconnexion avec la température estivale en Europe est étudiée dans la partie 2.4.1. Une étude complémentaire à celle de l'influence des forçages externes sur la téléconnexion est aussi présentée en partie 2.4.2, où est quantifiée l'influence de chaque forçage pris séparément sur la téléconnexion.

2.4.1 Sensibilité de la téléconnexion à la caractérisation de l'AMV

L'AMV pourrait avoir plusieurs origines (cf. chapitre 1, parties 5 et 4). Le transport de chaleur océanique en Atlantique Nord via l'AMOC en est une (cf. partie 4). D'autres mécanismes identifiés dans la littérature pourraient également contribuer à influencer l'AMV. Ils sont basés sur :

- des interactions avec d'autres bassins océaniques. Par exemple le transport d'eau douce issue de l'Arctique semble être un facteur important dans la variabilité de l'AMV dans les changements de convection en mer du Labrador (JUNGCLAUS et al., 2005). L'océan Indien pourrait également influencer l'Atlantique via le courant des Aiguilles où la variabilité multidécennale du transport thermohalin précède l'AMV (BIASOCH et al., 2015).
- des téléconnexions atmosphériques avec d'autres bassins océaniques. Par exemple la variabilité multidécennale de l'ENSO¹ (TIMMERMANN et al., 1998), et du Pacifique en général, interagirait avec l'AMV via des anomalies de divergence dans la circulation de Walker (MCGREGOR et al., 2014).

LYU et YU (2017) montrent que dans les simulations piControl CMIP5, la réponse atmosphérique et océanique à l'AMV peut être très différente selon la manière dont celle-ci est caractérisée. Les auteurs montrent que lorsque la moyenne globale de la SST (hors Atlantique Nord) est soustraite à la SST de l'Atlantique Nord (méthode similaire à celle de TRENBERTH et SHEA (2006)), les effets de l'AMV sur les continents sont plus marqués qu'avec une caractérisation de l'AMV basée seulement sur la SST de l'Atlantique Nord.

Cette méthode est également appliquée pour tenir compte des influences de modes de variabilité externes à l'Atlantique Nord. Elle est basée sur l'hypothèse que la réponse du système climatique à des modes de variabilité autres que l'AMV est estimée via la moyenne globale de la SST. La sensibilité de la téléconnexion étudiée dans la partie 2.2 à cette caractérisation alternative de l'AMV est illustrée sur la Figure 2.1. Environ deux tiers des modèles montrent une téléconnexion insensible à la manière de caractériser l'AMV. En effet, les valeurs des corrélations restent quasiment identiques pour les deux méthodes de caractérisation de l'AMV (cf. les points alignés sur la diagonale). Environ un tiers des modèles indiquent quant à eux une corrélation systématiquement plus faible en utilisant la méthode de TRENBERTH et SHEA (2006). Cette diminution pourrait suggérer (i) qu'une partie du signal de l'AMV ayant une empreinte sur la moyenne globale de la SST, est retirée en appliquant cette méthode, et/ou (ii) que le signal global influence le climat estival européen et l'AMV. Ces possibilités supposent l'existence de modes de variabilités hors Atlantique qui contribueraient à la formation de l'AMV.

1. El Niño Southern Oscillation

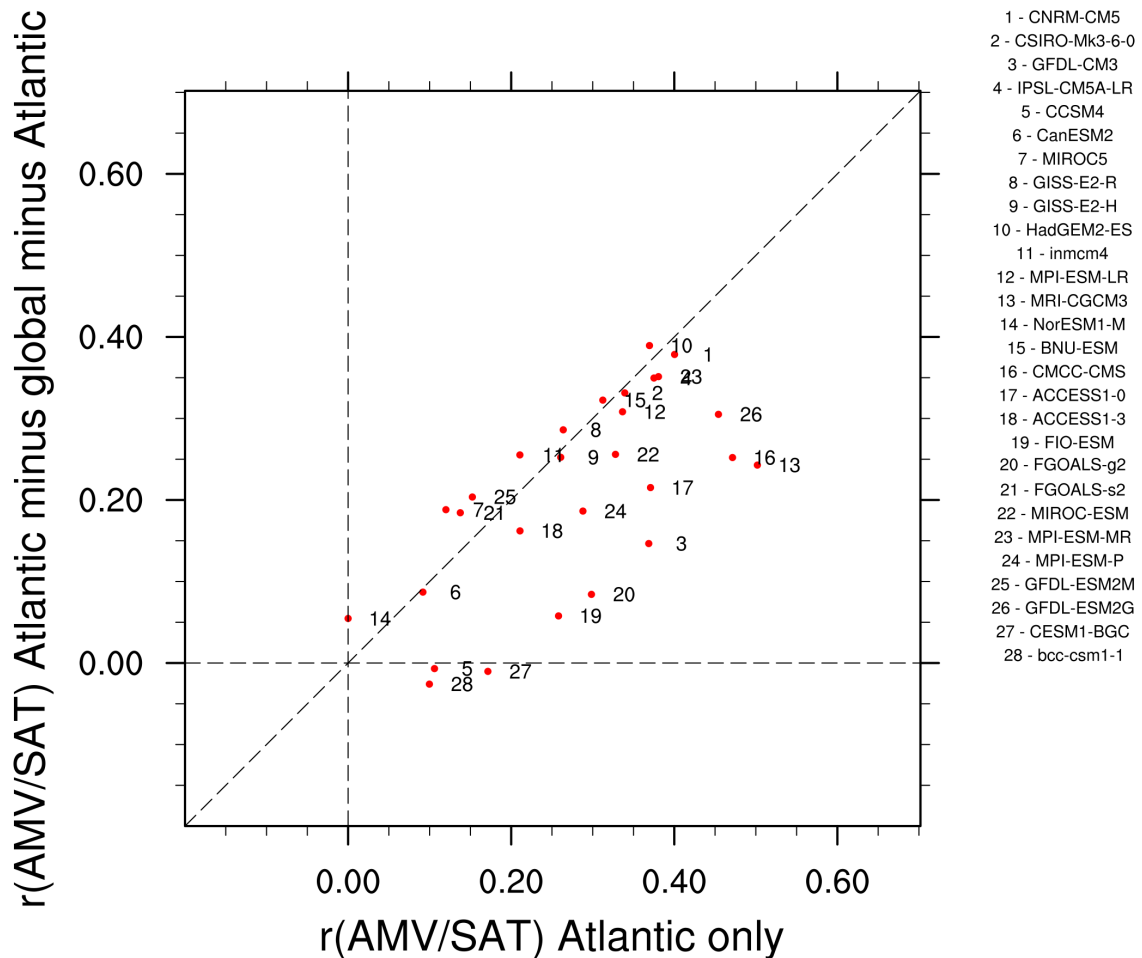


FIGURE 2.1 – Corrélations $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ obtenues dans les simulations piControl CMIP5 pour une estimation de l'AMV prenant en compte les SST globales hors Atlantique Nord, en fonction des corrélations $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ pour une estimation de l'AMV seulement basée sur la SST de l'Atlantique Nord. Un alignement sur la diagonale représente l'absence de sensibilité de la téléconnexion à la définition de l'AMV.

La compréhension de l'influence de l'atmosphère et/ou d'un mode décennale d'échelle planétaire sur la variabilité multidécennale de la SST en Atlantique Nord nécessite des analyses plus approfondies. En effet, les anomalies de SST dans les autres bassins, qui sont partiellement capturées dans la moyenne globale de la SST, peuvent aussi être interprétées comme étant une réponse à l'AMV. Les analyses à mener seraient d'autant plus difficiles à mener dans les observations (et les simulations historiques) dans lesquelles il faudrait séparer la signature des forçages externes à l'échelle globale (DELSOLE et al., 2011) de l'empreinte de l'AMV. Ces travaux qui touchent à la définition même de l'AMV vont au-delà de l'objectif de ce manuscrit.

2.4.2 Influence des forçages naturels et anthropiques dans la téléconnexion

Malgré une potentielle sensibilité à la période de l'intensité de la téléconnexion entre l'AMV et la température estivale en Europe (cf. Figure 3b de QASMI et al. (2017)), aucune influence des forçages externes sur la corrélation n'est détectable. Pour vérifier l'existence

d'une éventuelle compensation entre certains forçages quant à leur influence sur la téléconnexion, la contribution respective de chacun d'entre eux est quantifiée à partir de simulations dites « d'attribution » issues de CNRM-CM5. Dans ces dernières, seul un forçage suit l'évolution observée entre 1850 et 2005, tandis que les autres sont maintenus à leur niveau estimée en 1850. Ces simulations permettent ainsi de quantifier l'impact de chaque forçage un à un ou de leur combinaison, et ainsi aider à l'interprétation des simulations historiques qui intègrent tous les forçages externes. Trois ensembles d'attribution de 6 membres de CNRM-CM5 sont étudiés, et sont désignés par les acronymes suivants :

1. **historicalGHG**, dans lequel seule la concentration des GES suit l'évolution observée ;
2. **historicalNat**, dans lequel seules les concentrations d'aérosols volcaniques et l'amplitude de la constante solaire suivent l'évolution observée ;
3. **historicalMisc**, dans lequel seules les concentrations d'aérosols anthropiques et les GES suivent l'évolution observée.

Pour chaque ensemble, la réponse aux forçages externes associée à chaque variable (SST et température) est estimée par la moyenne des 6 membres, puis est soustrait à chaque membre pour extraire une estimation de la variabilité interne. Les distributions de corrélations entre l'AMV et la température estivale sur l'Europe calculées à partir des simulations d'attribution sont ensuite comparés à la distribution issue de la simulation de piControl et de l'ensemble historique. Cette comparaison permet d'identifier l'éventuelle influence d'un forçage externe sur l'AMV et la téléconnexion, en particulier celui des aérosols, qui pourraient avoir excité une phase négative de l'AMV au cours du XX^e siècle (cf. chapitre 1 partie 7). En comparant la téléconnexion issue de l'ensemble historicalNat à celle issue de la simulation piControl et historique, l'empreinte des aérosols pourrait être perceptible. Or, la Figure 2.2 montre que les distributions des corrélations issues des simulations d'attribution ne permettent pas de conclure quant à la sensibilité de la téléconnexion à un type de forçage en particulier. Cette absence de différences peut s'expliquer par :

- le faible nombre de membres pour estimer le signal forcé : certaines études soulignent la nécessité d'un grand nombre de membres pour détecter par exemple l'influence des aérosols volcaniques sur l'AMV (MÉNÉGOZ et al., 2017) ;
- l'absence d'interaction entre les aérosols et la téléconnexion dans le modèle CNRM-CM5 ;
- la sensibilité du modèle CNRM-CM5 aux aérosols, trop faible pour avoir un effet sur la téléconnexion.

2.4.3 Modélisation de la téléconnexion en hiver

Dans le chapitre précédent, l'absence de téléconnexion significative entre l'AMV et la température hivernale en Europe est expliquée par le bruit atmosphérique prépondérant en cette saison (cf. chapitre 1, partie 8.1). Étudier les caractéristiques de celle-ci dans les modèles CMIP5 est également pertinent et permet de vérifier s'ils ont un comportement compatible avec les observations. La téléconnexion entre l'AMV et la température en hiver est ainsi analysée de la même façon que dans l'article de QASMI et al. (2017). La dispersion des téléconnexions hivernales simulées par les modèles est illustrée sur la Figure 2.3a, et révèle une diversité similaire à celle obtenue en été, où pour un même modèle, la téléconnexion peut très fortement varier en fonction des périodes de 100 ans consécutives

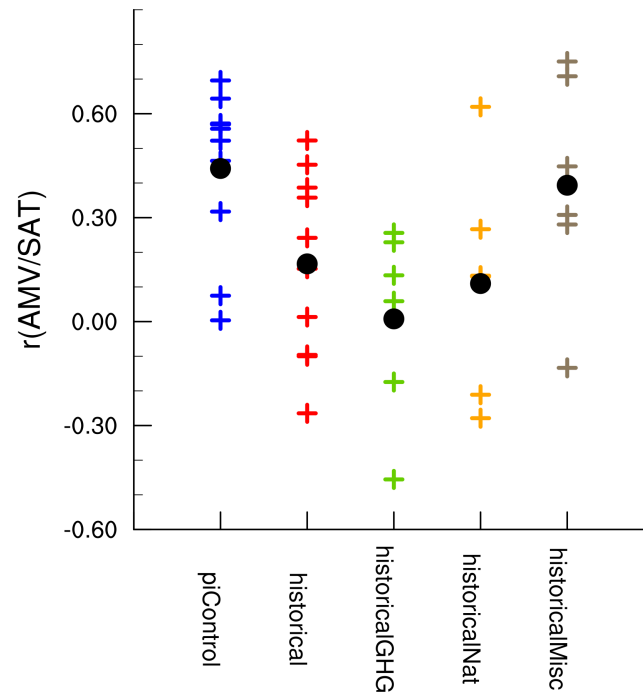


FIGURE 2.2 – Corrélations $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ calculées dans piControl et les différentes simulations d'attribution du modèle CNRM-CM5. Chaque croix (point) correspond à la corrélation issu d'un membre (moyenne d'ensemble des corrélations), excepté pour la simulation piControl. Pour cette dernière, les croix bleues correspondent aux corrélations calculées sur des périodes dont la durée égale celle des simulations d'attribution (105 ans). Du début de chaque période sont issues les conditions initiales de chaque simulation d'attribution. Le nombre de périodes correspondant au nombre de membres dans les simulations d'attribution, cette opération permet une comparaison objective des différents ensembles, en considérant les mêmes états initiaux du système.

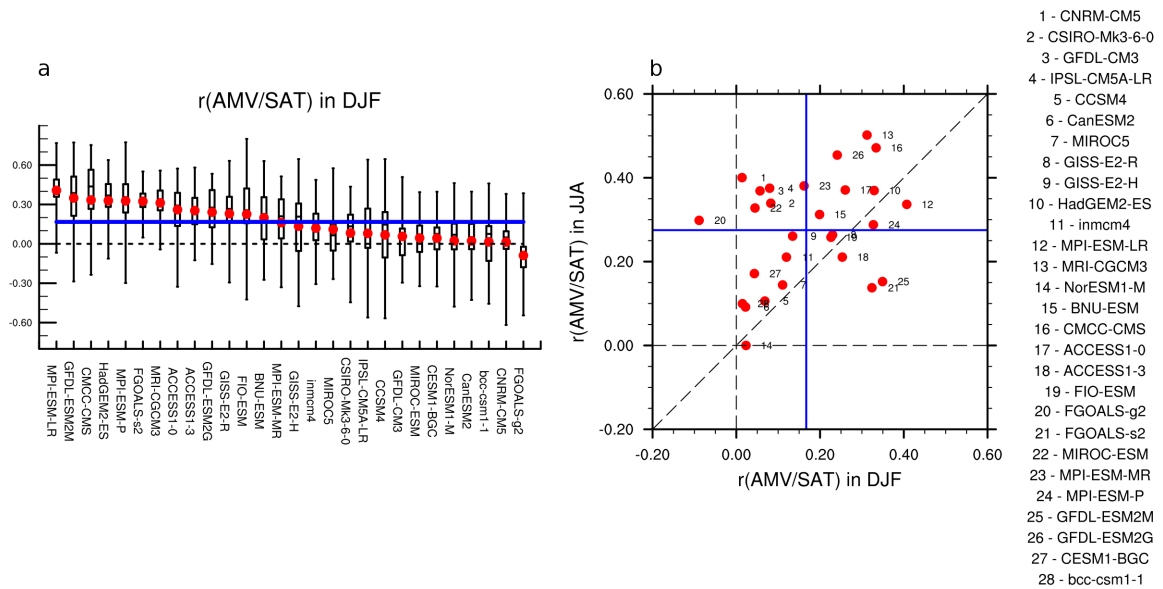


FIGURE 2.3 – (a) Idem Figure 1a de QASMI et al. (2017) mais pour l’hiver (DJF, moyenne saisonnière de décembre à février). (b) Corrélations $r(\text{AMV}/\text{SAT})$ calculées en été, en fonction des corrélations calculées en hiver dans les 28 simulations de contrôle CMIP5. Chaque point rouge désigne la corrélation moyenne pour toutes les périodes de 100 ans pour un modèle, comme défini en (a). Les droites bleues correspondent aux moyennes multimodèles des corrélations moyennes. Un alignement sur la diagonale indique une téléconnectivité insensible à la saison.

disponibles dans les simulations piControl (une corrélation allant de -0.6 à 0.7 est par exemple constatée pour CCSM4).

De manière cohérente avec les observations, les modèles simulent une téléconnexion plus faible hiver qu’en été (cf. Figure 2.3b où seuls 6 modèles parmi 28 simulent une téléconnexion plus forte en hiver qu’en été). Néanmoins, les dispersions inter- et intra-modèles des distributions des téléconnexions pour les deux saisons sont telles, qu’elles sont indifférenciables d’une saison à l’autre (Figure 1a de (QASMI et al., 2017) et Figure 2.3a). Au regard de cette diversité des modèles, l’absence de téléconnexion observée en hiver pourrait aussi être attribuée au fait que durant le XX^e siècle, la téléconnexion était anormalement faible à en croire certains modèles capables de simuler une forte téléconnexion en cette saison.

3 Discussion

Les faibles niveaux de téléconnexions associées à l’AMV dans la plupart des modèles CMIP5 suggèrent que les incertitudes dues à la variabilité interne seraient sous-estimées dans les prévisions décennales sur l’Europe, et expliqueraient en partie l’absence de prévisibilité. L’étude ci-dessus permet d’identifier certaines pistes d’amélioration des modèles à partir des dépendances décelées entre téléconnexion et propriétés de l’AMV en termes de fréquence, d’amplitude et de structure spatiale (Figure 2 de QASMI et al. (2017)). Il semblerait aussi que l’équilibre global moyen entre le transport méridien de chaleur

océanique et atmosphérique ait un effet sur l'AMV et ses téléconnexions à l'échelle multi-décennale (Figure 4 de QASMI et al. (2017)). Estimer la contribution de ces facteurs dans la capacité des modèles à prévoir la variabilité décennale du climat européen constitue une perspective pertinente.

Bien que les métriques utilisées ci-dessus permettent d'identifier des caractéristiques communes à tous les modèles pour comprendre l'influence des propriétés de l'AMV sur sa téléconnexion avec le climat européen, mais ne sont pas en mesure de fournir une information sur les mécanismes physiques en jeu. Leur compréhension dans chaque modèle CMIP5 nécessiterait une étude approfondie de la dynamique couplée océan-atmosphère. Etablir des liens de causalité seraient néanmoins difficile en raison :

- des grandes dispersions intra-modèles de la téléconnexion ;
- des nombreuses rétroactions potentiellement existantes entre l'AMV, l'atmosphère, les autres bassins océaniques, les aérosols etc. ;
- du couplage existant entre océan et atmosphère

Pour mieux déterminer la nature de ces mécanismes, des expériences idéalisées ont été réalisées avec le modèle CNRM-CM5. Celles-ci permettent d'isoler la seule influence de l'AMV sur la variabilité atmosphérique, et sont analysées dans le chapitre suivant.

Synthèse

Questions

1. Comment les différents modèles climatique actuels représentent la téléconnexion entre l'AMV et la température estivale en Europe identifiée dans les observations par SUTTON et DONG (2012) ?
2. Les téléconnexions simulées par les modèles sont-elles compatibles avec celle observée ?
3. Quelles sont les incertitudes à prendre en compte dans cette évaluation ?

Méthodes et outils

- 28 simulations longues pré-industrielles (notées piControl) issues de l'exercice CMIP5, fournissant une estimation de la variabilité interne climatique ;
- 36 membres historiques issues de 9 modèles CMIP5 couvrant la période 1900-2005, qui intègrent les forçages externes et leur évolution au cours du XX^e siècle ;
- Plusieurs méthodes pour estimer la réponse aux forçages externes dans les observations et dans les modèles.

Conclusions

Les simulations piControl montrent une grande diversité en termes de propriétés spatio-temporelles de l'AMV et de sa téléconnexion. Les modèles simulant une forte téléconnexion indiquent :

1. une grande amplitude de l'AMV ;
2. une AMV persistante ;
3. une structure spatiale de l'AMV de grande échelle.

De plus, chaque modèle montre intrinsèquement une forte variabilité dans la simulation des propriétés de l'AMV et de sa téléconnexion.

Ces grandes dispersions inter- et intra-modèle, également présentes dans les simulations historiques, rendent difficile l'évaluation des modèles en raison de deux sources d'incertitudes :

1. la brièveté des observations disponibles ;
2. l'estimation de l'empreinte des forçages externes sur la téléconnexion, à la fois dans les observations et dans les modèles ;

Les différentes méthodes utilisées pour estimer le signal forcé dans les observations indiquent que la majorité des modèles semble sous-estimer la téléconnexion. Deux raisons peuvent expliquer ce résultat :

1. La téléconnexion observée au cours du XX^e siècle constitue un « extrême climatique » au regard de la distribution construite à partir des modèles, considérés comme réalistes ;

2. Les modèles sont entachés de biais importants dont la conséquence est une sous-estimation de la variabilité climatique multidécennale.

Chapitre 3

Mécanismes de téléconnexion entre l'AMV et le climat européen dans le modèle CNRM-CM5

« *La connaissance est une perpétuelle aventure à la lisière de l'incertitude.* »
– Frank Herbert, *Les enfants de Dune*

1 Introduction

Le précédent chapitre suggère qu'une partie de l'absence de prévisibilité de la température estivale en Europe à l'échelle multidécennale pourrait être expliquée par l'AMV simulée par les systèmes de prévision. La sous-estimation des propriétés de l'AMV dans les modèles CMIP5, en termes d'amplitude, de persistance et de cohérence spatiale des anomalies de SST, pourrait expliquer la faible valeur ajoutée apportée par une initialisation des prévisions décennales issues de ces modèles. A partir de métriques communes à ces derniers, des pistes sont évoquées pour améliorer ces prévisions, notamment via une meilleure représentation de l'AMV.

Ce chapitre va un cran plus loin et a pour objectif d'identifier les mécanismes physiques associés à l'influence de l'AMV sur la variabilité multidécennale du climat européen dans un des modèles CMIP5. Leur compréhension apporterait une piste d'amélioration supplémentaire des systèmes de prévision décennale.

Chaque modèle CMIP5 présente une forte dispersion intrinsèque des propriétés de l'AMV et de ses téléconnexions. Celles-ci peuvent être plus ou moins prononcées selon les périodes (Figure 2 de QASMI et al. (2017)). Dans un tel contexte d'instationnarité, sur lequel se greffent plusieurs incertitudes méthodologiques dans l'estimation de la téléconnexion associée (cf. chapitre 2, partie 2.2), il est difficile d'expliquer la diversité des téléconnexions simulées dans les modèles couplés, et *a fortiori* de quantifier l'influence seule de l'AMV sur le climat européen. En effet, que ce soit dans les modèles ou dans les observations, les rétroactions existantes entre l'AMV, l'atmosphère, les autres bassins océaniques etc. (cf. chapitre 1, partie 6.2), empêchent d'établir des liens de causalité entre l'AMV et la variabilité atmosphérique en Europe.

Plusieurs protocoles expérimentaux existent pour répondre à l'objectif d'isoler l'empreinte seule de l'AMV sur la variabilité atmosphérique. Ils reposent sur l'idée commune de contraindre la variabilité et/ou l'état moyen de l'Atlantique Nord (par des observations, une climatologie particulière etc.) dans le modèle océanique. C'est dans ce cadre expérimental idéalisé que dans ce chapitre, la réponse atmosphérique à l'AMV est étudiée dans le modèle CNRM-CM5.

L'approche expérimentale la plus fréquente consiste à fixer la SST de l'océan à sa valeur climatologique, et à imposer dans l'Atlantique Nord des anomalies de SST caractéristiques de l'AMV (SUTTON et HODSON, 2005 ; DAVINI et al., 2015). Dans cette configuration, l'océan devient une condition aux limites de l'atmosphère dont l'évolution devient fonction des flux de chaleur en surface induits par la SST. Toutefois, ce protocole expérimental ne simule que partiellement l'influence de l'AMV sur la variabilité climatique d'une région donnée. Par construction, les rétroactions de la part des autres bassins océaniques mais également de la variabilité atmosphérique sous influence de l'AMV ne sont pas prises en compte. Certaines d'entre-elles ont pourtant clairement été identifiées comme étant nécessaires à l'explication de certaines téléconnexions. Par exemple, l'ENSO, qui module la variabilité climatique sur les continents (MO et al., 2009), serait influencée par l'AMV via des ponts atmosphériques entre l'Atlantique tropical et le Pacifique (ZHANG et DELWORTH, 2007 ; YU et al., 2015). Dans une configuration de modèle dans laquelle la SST est fixée, de tels mécanismes ne sont donc pas reproduits.

Pour (i) conserver un certain niveau de couplage entre océan et atmosphère et (ii) maintenir les téléconnexions inter-bassins, une seconde approche expérimentale est adoptée ici. Elle consiste à laisser évoluer librement les bassins océaniques autres que l'Atlantique Nord dans un modèle couplé (dans lequel la dynamique océanique est active), et à introduire un temps de relaxation dans le processus de contrainte de la SST dans l'Atlantique Nord au lieu de la fixer (HANEY, 1971). Celle-ci est alors « rappelée » vers les anomalies associées à l'AMV via un terme correctif de flux de chaleur, de telle sorte (i) à laisser actif un couplage entre l'atmosphère et l'Atlantique Nord et (ii) assurer une continuité dans la cohérence physique entre l'Atlantique Nord et les autres bassins, notamment en termes de dynamique océanique. La méthode pour contraindre la SST consiste à ajouter un terme de rappel dans l'équation du bilan de flux de chaleur non-solaire Q_{ns} dans le modèle d'océan (HANEY, 1971) :

$$Q_{ns} = Q_{ns}^0 + \frac{dQ}{dt}(SST_{MODEL} - SST_{TARGET}) \quad (3.1)$$

où Q_{ns}^0 est le flux non contraint et $\frac{dQ}{dt} = \gamma_T$ est un coefficient constant de rétroaction négative (en $W.m^{-2}.K^{-1}$) qui module l'intensité du rappel de la température simulée SST_{MODEL} vers une température cible SST_{TARGET} , caractéristique de l'AMV. Ce coefficient est notamment estimé à partir des relations observées entre la température et les flux de chaleur sur l'Atlantique Nord (FRANKIGNOUL et KESTENARE, 2002). Ce protocole, déjà utilisé dans d'autres études pour étudier l'influence de l'AMV sur la variabilité climatique dans les modèles GFDL CM2.1 et CESM1 (RUPRICH-ROBERT et al., 2017), est ici repris avec le modèle CNRM-CM5. Les expériences qui en sont issues s'inscrivent dans le prochain exercice d'intercomparaison CMIP6 (EYRING et al., 2016), via la composante C du Decadal Climate Prediction Project (DCPP, BOER et al. (2016)), un exercice multimodèles dédié aux problématiques liées à la variabilité climatique décennale.

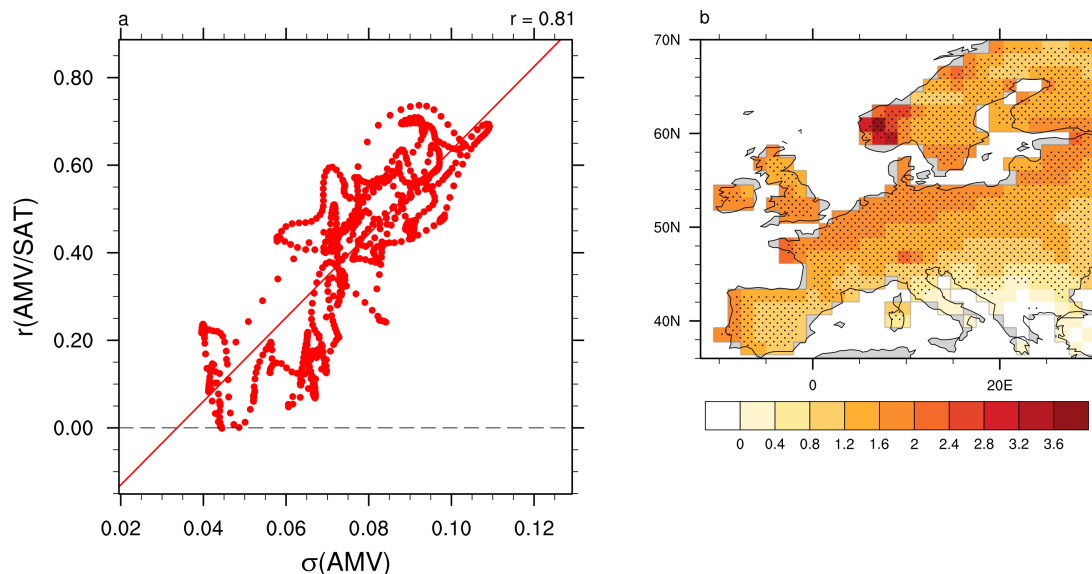


FIGURE 3.1 – (a) Corrélation entre l'AMV et la température estivale en Europe (notée $r(\text{AMV/SAT})$, cf. chapitre 2) en fonction de l'écart-type (σ) de l'indice d'AMV (selon la définition utilisée dans QASMI et al. (2017)). Chaque point correspond à une période de 100 ans dans la simulation piControl de CNRM-CM5. La droite de régression linéaire pour tous les points est en rouge. La corrélation est indiquée dans le coin supérieur droit. (b) Régression entre l'indice d'AMV et la température estivale filtrée à 10 ans dans la simulation piControl de CNRM-CM5. Les pointillés indiquent les régions où l'hypothèse d'un coefficient de régression nul est rejeté à 95% selon un t-test.

Dans la simulation piControl de CNRM-CM5, au sein de laquelle il est certes difficile d'isoler l'influence seule de l'océan sur l'atmosphère, il semblerait qu'il existe une sensibilité de la téléconnexion entre l'AMV et le climat européen estival à l'amplitude de l'AMV. En effet, plus cette dernière est grande, plus la corrélation entre l'AMV et la température est élevée (Figure 3.1).

En hiver, cette relation devient beaucoup plus faible (non montré), et pourrait s'expliquer par le bruit atmosphérique dominant dans cette saison et qui irait à l'encontre de l'empreinte thermodynamique de l'AMV (cf. chapitre 1, partie 8.1). Une augmentation de l'amplitude de l'AMV via les anomalies de SST associées pourrait favoriser l'émergence d'un signal atmosphérique.

Pour d'une part déterminer les mécanismes physiques liés à l'influence de l'AMV sur la variabilité atmosphérique sur l'Atlantique Nord et l'Europe, et d'autre part tester leur sensibilité à l'amplitude de l'AMV, trois expériences sont réalisées. Dans ces dernières, l'amplitude des anomalies de SST imposées dans l'Atlantique Nord correspond respectivement à un, deux et trois écart-types d'une estimation de l'AMV observée. Les influences de ces anomalies de SST sur l'atmosphère, dynamiques via les changements de circulation atmosphérique, et thermodynamiques via l'effet des flux de chaleur associés sur les masses d'air, sont décomposées et quantifiées via différentes méthodes.

Une description précise du protocole expérimental ainsi que les mécanismes de téléconnexion entre l'AMV et le climat européen hivernal estimés dans ces simulations sont détaillés dans l'article intitulé « Teleconnection processes linking the intensity of the Atlantic Multidecadal Variability to the climate impacts over Europe in boreal winter » de

S. Qasmi, C. Cassou et J. Boé, publié dans *Journal of Climate*, et dont le contenu est reproduit dans la partie 2.2. Un résumé en français précède cet article dont les compléments et les limites se trouvent dans la partie 2.3. Les mécanismes de téléconnexion en été entre AMV et Europe sont quant à eux décrits dans la partie 3.

2 Influence de l'AMV sur le climat européen hivernal

2.1 Résumé

La réponse du climat européen à l'AMV reste difficile à isoler dans les observations en raison de la présence d'une forte variabilité interne et de signaux d'origine anthropique. En utilisant les expériences de sensibilité proposées dans le cadre de CMIP6/DCPP-C, la téléconnexion entre l'AMV et le climat hivernal en Europe est étudiée dans de grands ensembles de simulations de type « pacemaker », réalisées avec CNRM-CM5. Pour évaluer la sensibilité de la réponse du modèle à l'amplitude AMV, des expériences additionnelles avec un forçage AMV multiplié par 2 et 3 (2xAMV et 3xAMV, respectivement) sont réalisées en complément de l'ensemble de référence (1xAMV). Une décomposition des anomalies de température par la méthode des analogues, montre que la circulation atmosphérique sous influence de l'AMV tend à refroidir le continent européen, alors que le signal résiduel, comprenant principalement des processus thermodynamiques, contribue à un réchauffement. Dans 1xAMV, les deux termes se compensent, ce qui explique la faiblesse du signal atmosphérique forcé par l'AMV identifiée dans les observations. Dans le cas de 2xAMV et 3xAMV, la contribution thermodynamique l'emporte sur le refroidissement dynamique et explique les conditions plus douces et plus humides obtenues à grande échelle en Europe. Le terme thermodynamique comprend l'advection d'air océanique plus chaud et plus humide pénétrant à l'intérieur des terres, mais également la modification des flux radiatifs de surface liés à (i) une nébulosité modifiée et (ii) une réduction de la couverture neigeuse agissant comme une rétroaction positive fonction de l'amplitude de l'AMV. Les anomalies dynamiques de circulation combinent :

- une réponse de grande échelle associée à une augmentation du chauffage diabatique dans l'Atlantique tropical, agissant comme une source d'ondes de Rossby ;
- une réponse locale associée à une SST plus chaude sur le gyre subpolaire favorisant des conditions anticycloniques.

L'influence extratropicale est renforcée par une amplification polaire due à la fonte de la glace de mer dans toutes les mers subarctiques. L'importance des processus respectifs aux régions tropicales et extratropicales, différents selon l'amplitude de l'AMV, expliquerait en partie la sensibilité non linéaire de la réponse à l'amplitude du forçage AMV, remettant en cause la notion dite de « pattern-scaling », i.e. le fait que la réponse climatique à un forçage est proportionnelle à l'amplitude du forçage en question, pour évaluer le niveau de téléconnexion.

2.2 Article publié dans *Journal of Climate*

**Teleconnection processes linking the intensity of the Atlantic
Multidecadal Variability to the climate impacts over Europe in
boreal winter**

Saïd Qasmi, Christophe Cassou and Julien Boé

CECI, Université de Toulouse, CNRS, Cerfacs, Toulouse, France

Corresponding author address: Saïd Qasmi, Cerfacs, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, France.

E-mail: qasmi@cerfacs.fr

ABSTRACT

The response of the European climate to the Atlantic Multidecadal Variability (AMV) remains difficult to isolate in observations because of the presence of strong internal variability and anthropogenically-forced signals. Using model sensitivity experiments proposed within the CMIP6/DCPP-C framework, the wintertime AMV/Europe teleconnection is here investigated in large ensembles of pacemaker-type simulations conducted with the CNRM-CM5 global circulation model. To evaluate the sensitivity of the model response to the AMV amplitude, twin experiments with AMV-forcing pattern multiplied by 2 and 3 (hereafter 2xAMV and 3xAMV, respectively) are performed in complement to the reference ensemble (1xAMV). Based on a flow analog method, we show that the AMV-forced atmospheric circulation tends to cool down the European continent, whereas the residual signal, mostly including thermodynamical processes, contributes to warming. In 1xAMV, both terms cancel each other, explaining the overall weak AMV-forced atmospheric signal. In 2xAMV and 3xAMV, the thermodynamical contribution overcomes the dynamical cooling and is responsible for milder and wetter conditions found at large-scale over Europe. The thermodynamical term includes the advection of warmer and more humid oceanic air penetrating inland and the modification of surface radiative fluxes linked to (i) altered cloudiness and (ii) snow-cover reduction acting as a positive feedback with the AMV amplitude. The dynamical anomalous circulation combines (i) a remote response to enhanced diabatic heating acting as a Rossby-wave source in the western tropical Atlantic and (ii) a local response associated with warmer SST over the subpolar gyre favorizing an anomalous High. The extratropical influence is reinforced by polar amplification due to sea ice melting in all the Subarctic Seas. The weight between the tropical-extratropical processes and associated feedbacks is speculated to partly explain the nonlinear sensibility of the response to the AMV-forcing amplitude, challenging thus the use of the so-called pattern-scaling technique to evaluate teleconnectivity and related impacts associated with decadal variability.

1. Introduction

The importance for many societal applications of improved information about near-term climate evolution (from 1 year to a decade in advance) has prompted considerable research in the field of decadal climate prediction (e.g. Meehl et al. 2014). In the framework of the fifth Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5, Taylor et al. 2012), decadal forecast experiments initialized with observationally based state information have shown greater skill in predicting the evolution of planetary-averaged temperature compared to traditional non-initialized historical coupled simulations (Kirtman et al. 2013, Bellucci et al. 2015). Beyond global and integrative metrics, robust skill in hindcasts is also found at ocean/continental basin-scale for leadtimes up to 7-8 years and for particular regions such as the North Atlantic sector, which clearly stands out (Doblas-Reyes et al. 2013). In combination with prescribed anthropogenic and natural external forcings (Terry 2012), the so-called Atlantic Multidecadal Variability (AMV), characterized by basin-wide low-frequency variations of the North Atlantic sea surface temperature (SST), has been identified as one of the sources of predictability at decadal timescale (e.g. Kim et al. 2012).

The origin of the AMV is still highly debated due to the shortness, spatial sparsity and uneven quality of the observational record over the instrumental epoch (e.g. Cassou et al. 2018) and additionally, to the probable coexistence and combination of several physical mechanisms yielding low-frequency fluctuations over the North Atlantic, as assessed from modeling results (see Yeager and Robson 2017 and Zhang et al. 2019 for a review). Although the integration of so-called atmospheric noise by the ocean has been recently proposed as a potential source of decadal variability in the North Atlantic (Clement et al. 2015; Cane et al. 2017), part of the observed AMV is commonly considered as the surface fingerprint of ocean heat content anomalies driven by internal climate dynamics (O'Reilly et al. 2016). This involves large-scale changes in both air-sea fluxes and ocean heat transport through the variability of the North Atlantic subpolar and subtropical horizontal gyres and the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) (e.g. Zhang and Wang, 2013) in presence of complex feedbacks (Ruprich-Robert and Cassou, 2015, Peings et al. 2016). Consistently, Msadek et al. (2014), Robson et al. (2012), Yeager et al. (2015) among others, show that the prediction of the North Atlantic SST and ocean heat content as well as sea ice extent in subarctic basins clearly benefits from the initialization of the 3-dimensional thermodynamical ocean.

However, the added value of the initialization is considerably reduced over the North Atlantic adjacent continents, as found in most of CMIP5 decadal prediction systems (Goddard et al. 2013, Doblas-Reyes et al. 2013). Such a loss of predictability over land is somewhat paradoxical given the tight links that exist in observations between AMV and the decadal variations in summertime temperature and precipitation over the North American continent (Sutton and Hodson 2005, Ruprich-Robert et al. 2017), over Europe (Sutton and Dong 2012, O'Reilly et al. 2017) and over Africa for Sahel rainfall (Zhang and Delworth 2006). Note that greater predictive model performance is found for specific decadal shifts [e.g. the mid-1990 warming of the subpolar gyre (Robson et al. 2013)], but despite the existence of such a conditional skill, the use of decadal prediction systems yet remains limited for operational purposes (Towler et al. 2018).

More optimistic views and opportunities for progress in the science of decadal forecast have been recently presented in Yeager et al. (2018). Based on an updated version of the CESM

model, they insist on the importance of minimizing intrinsic model biases and inhomogeneities in initialized fields in key regions, such as the North Atlantic Ocean, in order to limit spurious drifts and shocks (Sanchez et al. 2016), which deteriorate the levels of skill. They also clearly illustrate the crucial need for large ensembles to robustly extract the predictive signals over land that can be attributable to the initialized decadal ocean fluctuations. Despite these new promising results, a key outstanding challenge for the climate research community is to better understand how decadal changes in the ocean affect surface climate over land and ultimately translate into useful prediction. Over the North Atlantic, obstacles stand in the diversity of the statistical (amplitude, intrinsic frequency, etc.) and physical (spatial patterns, role of AMOC, etc.) properties of the AMV simulated by the current generation of models, leading to large uncertainties in teleconnectivity over Europe as shown in Qasmi et al. (2017). In their study based on long control model simulations and historical ensembles, they further insist on the non-stationarity of the level, even sign, of the AMV-Europe teleconnection as a function of the considered period. Using proxy-based reconstructions of atmospheric modes over Atlantic, Raible et al. (2014) also found temporal diversity in teleconnection patterns involving ocean-atmosphere coupling over the last millennium. This clearly adds a degree of complexity to extract the AMV-forced fingerprint and associated physical processes at the origin of the observed ocean-land relationship.

As above-listed, most of the robust AMV impacts over Europe have been reported for summertime but the seasonality of the teleconnection remains an open question. Based on observations, contradictory results may be found in literature for winter. For instance, Sutton and Dong (2012) could not find any significant anomalous atmospheric circulation over the North Atlantic in concomitance with AMV phases and they claim that no significant signal in temperature and precipitation could be detected over Europe. O'Reilly et al. (2017) confirm the missing continental AMV-fingerprint and attribute the lack of teleconnectivity to the dominance of atmospheric noise whose intensity/weight is maximum in winter and may thus overcome any potential oceanic influences. Based on a lagrangian approach, Yamamoto and Palter (2016) alternatively interpret the “seasonal teleconnectivity hole” as the result of compensation between AMV-driven anomalies in atmospheric dynamics on the one hand and direct thermodynamic influence through air-sea fluxes on the other hand. Introducing temporal lags between atmospheric and oceanic fields in the observations, Gastineau and Frankignoul (2015) suggest that the large-scale wintertime atmosphere response to positive AMV (hereafter AMV+) projects onto the negative phase of the North Atlantic Oscillation (NAO-). Peings et al. (2016) find a similar response but only for two models out of the full CMIP5 archive. They attribute the weak feedback of the AMV onto the wintertime atmosphere to the coupled model deficiencies in generating strong-enough and persistent-enough multidecadal variability over the North Atlantic in line with Kavvada et al. (2013), Qasmi et al. (2017), among others.

Results appear more robust in dedicated sensitivity model experiments with prescribed or restored SSTs. Peings and Magnusdottir (2014) provide evidence for favoured NAO- (NAO+) circulation regimes during AMV+ (AMV-) and Davini et al. (2015), consistently with earlier studies (e.g. Cassou et al. 2004, Hodson et al. 2011), interpret this relationship as a by-product of forced atmospheric Rossby waves generated in the Caribbean basin by altered convection in response to AMV-related SSTs anomalies. Peings et al. (2016), similarly to Drévillon et al. (2003), confirm the importance of ocean-atmosphere feedbacks at midlatitudes to allow a full northward extension of the tropical-initiated Rossby wave in order to generate significant impacts

over Europe located at the tail end of the teleconnection. The relative weight of tropical versus extratropical AMV-related SST anomalies is analysed as well in Ruprich-Robert et al. (2017). But, beyond this issue *per se*, they also insist based on modelling experiments on the overall weak signal-to-noise (SNR) ratio in terms of wintertime atmospheric response over Europe, which challenges the actual existence of any AMV teleconnection. Whether this absence of teleconnection in winter is real or due to deficiencies of the current generation of models remains a key scientific question, which definitely conditions the level of potential predictability in decadal forecast systems as raised in Yeager et al. (2018).

Within this context and built on lessons drawn from CMIP5, the Decadal Climate Prediction Project (DCPP) has proposed for CMIP6 (Eyring et al. 2016) a new targeted multi-model framework (named Component C, Boer et al. 2016) aiming at increasing knowledge and physical understanding of the worldwide impacts of the AMV through teleconnectivity (Cassou et al. 2018). The CMIP6-endorsed coordinated experiments are inspired by Ruprich-Robert et al (2017) and rely on so-called pacemaker simulations where the North Atlantic SSTs are restored towards a specific anomalous pattern that is representative of AMV phases, whereas the rest of the coupled model remains free to evolve. We here conducted those specific DCPP-Component-C experiments using the CNRM-CM5 global circulation model (Voldoire et al. 2013). In the following paper, we concentrate our analyses and physical interpretations of the model AMV-forced response in winter over Europe. We employ a so-called “circulation analog technique” inspired from Boé et al. (2009), Deser et al. (2016) and O’Reilly et al (2017) to decompose the impact of the AMV on surface air temperature and precipitation over Europe into dynamical versus so-called thermodynamical relative contributions. Considering the weak SNR properties documented in many studies, we have performed additional experiments in which the AMV-related SST anomalies are artificially boosted to potentially increase the forced response. Concurrently, we have produced larger ensembles than current protocols recommend for CMIP6 in order to get a better estimation of the AMV-forced response in presence of prevalent climate noise, following Deser et al. (2012) and Yeager et al. (2018) advices.

The structure of the paper is organized around three main objectives: (i) isolate the dynamical and thermodynamical fingerprints of the AMV in the North Atlantic/European climate assessed from our large ensembles and revisit the results presented in Ruprich-Robert et al. (2017), Yamamoto and Palter (2016) and O’Reilly et al. (2017), (ii) identify the physical processes explaining the modelled AMV teleconnectivity over Europe in winter, (iii) evaluate the sensitivity of the model atmospheric response and related mechanisms to the amplitude of the AMV. After a description of the modelling protocols in section 2, the mean wintertime response to the AMV, as well as the dynamical and thermodynamical mechanisms, are detailed in section 3. The sensitivity of the AMV-forced atmospheric response to the AMV amplitude is discussed, followed by conclusions and perspectives in section 4.

2. Methods

a. Model pacemaker sensitivity experiments

As mentioned in the Introduction, the pacemaker or partial coupling simulations analyzed in the paper follow the protocol endorsed by CMIP6 and commonly labelled as DCPP-C AMV experiments. The reader is invited to refer to Boer et al. (2016, Components C1.2 and C1.3 in

their Table C1) for a thorough presentation of the coordinated experimental framework and related input datasets shared through input4MIPs (Durack et al. 2018). The AMV anomalous pattern towards which the model is restored correspond to an estimation of the internal component of the observed SST decadal variability over the North Atlantic after subtraction of the forced component. The latter is obtained following the procedure detailed by Ting et al. (2009). It is based on a signal-to-noise maximizing empirical orthogonal function analysis, which was applied to global annual mean SST given by the CMIP5 multimodel historical simulations. The observed AMV index is thus defined as the residual of the forced component and the AMV anomalous SST pattern used for restoring in DCP-C is then obtained from observation by regression over the 1900-2013 period (Fig. 1a). In CNRM-CM5, this is achieved through the addition of a feedback term to the non-solar total heat flux in the surface temperature derivative equation following Haney (1971). This flux formulation affects the entire ocean mixed layer depth. In compliance with DCP recommendations (see technical notes in <https://www.wcrp-climate.org/experimental-protocol>), we set the restoring coefficient to a spatially and temporally constant value equal to $-40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$. For the SST, it is equivalent to a damping time scale of ~ 2 months for a 50-m deep mixed layer.

A common issue associated with this type of protocol is that the AMV pattern used for restoring is derived from observations and may not be necessarily representative and consistent with the AMV simulated intrinsically by the model internal variability. This might generate a response which may be not physically coherent with the model's dynamics. To test this potential caveat, we conducted additional ensemble experiments replicating the 1xAMV ensemble, but using the intrinsic AMV pattern of CNRM-CM5 extracted from the 850-yr long preindustrial control (piControl) experiments of the model (see Fig. 14a in Ruprich-Robert and Cassou, 2015). Note that AMV-observed and AMV-intrinsic patterns are rather resembling except for its tropical branch with underestimated anomalies. We found that the forced AMV response is virtually indistinguishable over Europe between the 1xAMV reference ensemble and the sensitivity one using the model AMV SST anomalies (not shown). This suggests that the model shows a qualitatively consistent response to 1xAMV forcing, whether the model-intrinsic or the observed 1xAMV pattern is used in the pacemaker simulations, increasing our confidence in the usefulness of the experimental setup.

Two large ensembles of 40 members of 10-year long simulations are conducted. They differ by the sign of the targeted anomalous SST pattern, corresponding to either positive (warm, hereafter AMV+ ensemble) or negative (cold, hereafter AMV-, i.e. sign-reversal of Fig.1a) phases of the AMV. The initial conditions for the 40 members are ocean+atmosphere+land+sea ice states (so-called macro-perturbation following Hawkins et al. 2016 nomenclature) taken arbitrarily every 20 years from the piControl experiment of CNRM-CM5. The same set of initial conditions is used for the AMV+ and AMV- ensembles. The ensembles size has been increased here to 40 instead of 25 (minimum number recommended in DCP-C, Boer et al. 2016) to ensure a better estimation of AMV-forced signals. Additional twin experiments are conducted by multiplying by 2 and 3 the anomalous SST pattern towards which the model is restored over the North Atlantic (Fig.1a). Those additional ensembles are hereafter termed 2xAMV and 3xAMV, respectively, and the reference DCP-compliant ensemble is referred to as 1xAMV.

Fig. 1b provides a crude evaluation of the pacemaker protocol and importantly, an indication of the actual SST forcing in each ensemble. Independently of the sign of the AMV experiments, a spread exists in simulated annual SSTs for all ensembles. The corresponding ensemble means are always lower than the targeted SSTs towards which the coupled model is restored. Both features

are attributable to the weak restoring coefficient used here. We tested stronger values, which do allow the actual SST to be closer to the targeted SST (not shown). However, those lead to spurious energy imbalance, perturb the modeled high frequency air-sea interactions, the ocean heat content and meridional transports through AMOC etc., which ultimately affect the interpretation of the atmospheric response to the AMV forcing (see also DCPD technical notes, <https://www.wcrp-climate.org/wgsip/documents/Tech-Note-2.pdf>). Despite a weak restoring coefficient, the interannual variance of the modeled SST averaged over the North Atlantic is reduced by a factor of 10 compared to the free piControl CNRM-CM5 experiment. Because the restoring coefficient is fixed, its efficiency is strongly dependent on the ocean mixed layer depth. The reduction of the basin-wide variance thus masks considerable regional heterogeneities between, for instance, the subpolar gyre characterized by seasonal deep ocean mixing and the more stratified tropical Atlantic regions (see also Ruprich-Robert et al. 2017, Ortega et al. 2017).

Since the restoring is not perfect, the multiplication by 2 or 3 of the anomalous SST-forcing pattern in our additional ensembles is not as artificial or unrealistic as it may appear at first glimpse. Actual North Atlantic SSTs obtained in 3xAMV are in fact close to the targeted SSTs of 2xAMV, which correspond to +/- two standard deviations of the observed AMV index over the instrumental record. Actual SSTs in 2xAMV are close to the targeted SSTs of 1xAMV (Fig. 1b). These additional experiments will be useful to assess the sensitivity of the teleconnection to the intensity of the AMV-forced SST anomalies and in particular, its degree of linearity.

b. Flow analog technique

Boé et al. (2009), Cattiaux et al. (2013), Deser et al. (2016), among others, employed so-called “dynamical flow analogs” techniques to quantify the relative roles of the dynamical versus non-dynamical processes in either observed or projected climate change signals. More recently, O'Reilly et al. (2017) apply the same technique to study the AMV teleconnection over North America, Europe and Africa based on observational datasets (reanalyses) over the historical period. We here adapt the methodology to our ensemblist approach aiming at better understand the involved mechanisms of the AMV-forced surface temperature and precipitation anomalies simulated in CNRM-CM5 over Europe in winter.

Technically, for each winter day K of the AMV+ experiment, we seek for the N best analogs of the atmospheric circulation in the population of winter days from the twin AMV- experiment. We use Sea Level Pressure (SLP) maps centered over Europe (EU, 35°-70°N, 15W-35E) and the similarity criterion to define the circulation analogs is the Euclidean distance. The N best analogs for K are the N days in AMV- for which the Euclidean distances to K are minimum. We then reconstruct the temperature/precipitation map of Day K of AMV+ by averaging the N temperature/precipitation maps of the best N SLP analogs found in AMV-. Assuming the absence of feedback processes between the surface and the circulation, the latter reconstructed temperature/precipitation is interpreted as the surface fingerprint of the atmospheric circulation (hereafter named the dynamical part of the field) and the residual with respect to the actual raw AMV+ temperature/precipitation is treated as the thermodynamical part for sake of simplicity. Note that to account for the seasonal cycle of the reconstructed surface fields, which could be particularly pronounced (e.g. for temperature), the analog search for AMV+ day K is constrained to be in a 15-day window around day K in the AMV- pool of days as done in Dayon et al. (2015) for instance. To sum up, let us take a concrete example. Let Day K be Feb. 1st of Year 4 of

Member 18 (01Feb-y4-m18) of AMV+. Let $N=2$. Research of analogs is done in the pool of days formed by the 40 members and 10 years of AMV- between the 24th of January and the 7th of February. We find the two best SLP analogs be 29Jan-y2-m38 and 06Feb-y10-m3 and average the corresponding raw temperature/precipitation of those 2 days of AMV- to form the reconstructed dynamical temperature/precipitation of day K of AMV+. The computation is repeated for all the winter (Dec. 1st to Feb. 28th) days of AMV+.

Sensitivity tests to (i) the spatial domain used for analog seek and (ii) the number N of retained analogs used for reconstruction have been conducted *a priori*. To do so, the above-described stepwise process is applied within the AMV+ ensemble itself; this additionally provides a quantitative evaluation/validation of the proposed methodology. Technically speaking, a given day K - yY - mM of AMV+ is here reconstructed from the N best SLP analogs found in the pool of AMV+ days excluding in that case the year Y to which day K belongs to account for the day-to-day persistence of the circulation. Regarding the geographical domains, results from SLP analog extracted from a larger region corresponding to the so-called North Atlantic-Europe region (NAE, 20°-80°N, 80°W-30°E) used traditionally for large-scale dynamical purposes (see for instance, Cassou et al. 2011, Michel and Riviere 2014, etc.) have been contrasted to the above-mentioned EU sector used as reference.

A 2-step evaluation of the performance of the methodology is carried out based on spatial root mean square error (RMSE) and spatial correlation metrics between (i) the reconstructed SLP with the analog method (the predictor) and the actual SLP in AMV+ (Table 1) and (ii) the reconstructed T2m (the predictand) with the actual one in AMV+ (Table 2). For SLP reconstruction, we show that the EU domain clearly outperforms the NAE one with lower RMSE and higher correlation whatever the number of selected analogs (Table 1). The optimal number of analogs N lies between 10 and 15 since (i) the highest correlation value is found for $N=10$ analogs and becomes insensitive to the inclusion of additional ones and (ii) RMSE is concomitantly the smallest for $N=10$, being slightly degraded with increased number. Results appear to be much less sensitive to the geographical domain for T2m but the overall above-listed conclusions for the choice in N still hold (Table 2). The temporal variance of monthly T2m in DJF explained by SLP through dynamical reconstruction is also quantified for different number of analogues. 5 to 10 analogues are required to reach a maximum of explained variance equal to ~70% in average over Europe with higher values along the Atlantic flank of Europe (up to ~80%) whose variability is overly dominated by synoptic storm influence (not shown). Explained variance is weaker for precipitation (~60% on average). Note that the explained temporal variance of the dynamical contribution is not very dependent on the amplitude of the AMV forcing. To further verify the robustness of the method, all these validation steps are also repeated with AMV- instead of AMV+ experiments and additionally with the 2xAMV and 3xAMV ensembles. We have verified that the dynamical reconstruction discussed here is not sensitive to the ensemble of experiments in which analogues are sought. In other words, seeking analogues of 2xAMV in 1xAMV ensembles does not change the dynamical-reconstructed spatial pattern and amplitude. Noteworthy, the same results are obtained when analogues are taken from piControl. This altogether suggest that the feedback between AMV-related surface conditions (including the dominant thermodynamical component) and atmospheric circulation is weak (not shown). Results remain valid whatever the case (not shown) and the combination EU domain/ $N=10$ is therefore retained for our study.

In the rest of the paper, the AMV-forced anomalies for any fields (also named response for short) are defined as the ensemble mean differences between AMV+ and AMV- experiments. The dynamical component of the AMV-forced anomalies is defined as the ensemble mean difference between the reconstructed field of AMV+ based on SLP analog seek in the counterpart AMV- experiment and the reconstructed field of AMV- based on SLP analog seek in AMV-itself. This accounts for the methodology error linked intrinsically to the analog technique. The thermodynamical component of the AMV-forced anomalies is defined as the residual anomaly calculated by subtracting the dynamical AMV-forced anomaly from the full response.

3. Results

a. Mean wintertime response to AMV over Europe

Fig. 2 summarizes the AMV-forced winter anomalies for some surface and dynamical atmospheric fields.

For surface air or 2-meter temperature (T2m), an overall weak response is obtained in CNRM-CM5 in 1xAMV (Fig. 2a) consistent with previous studies, which highlighted the absence of detectable impact of the AMV on wintertime European climate as assessed both from models (Ruprich-Robert et al. 2017) and observations (Yamamoto and Palter 2016, O'Reilly et al. 2017). Despite very marginal point-wise significance, which is limited to a weak warming over the Atlantic side of the Iberian Peninsula, note though that a robust spatial pattern interestingly emerges at continental scale. Cooling dominates in Central Europe, from Western Russia to the North Sea shoreline including the Alpine region and South Sweden, whereas warming occurs in the northernmost part of Scandinavia and along the Mediterranean Sea, to a lower extent. Similar qualitative conclusions can be drawn in terms of precipitation (Fig. 2d). In 1xAMV, the AMV-forced response is overall weak but characterized by large-scale coherence. Drier conditions extend from the UK/northern France to Sweden/the Baltic shore of Finland where the AMV-forced response is the most pronounced. This contrasts to wetter winters along the western windward coast of Scandinavia and around the entire Mediterranean Sea with regional features that are indicative of orographic effects.

Consistently with colder and wetter conditions, albeit weak and insignificant, increased snow cover is found on the south side of the Baltic Sea along a narrow latitudinal band from the Netherlands to Belarus (Fig. 2g). Over the ocean, sea-ice extent is diminished in all the Nordic Seas with maximum amplitude of the AMV-response along the seasonal ice edge. In terms of atmospheric circulation (Fig. 2j), higher geopotential height dominates the northern part of the Atlantic basin at 500 hPa (Z500*) with maximum loading between Iceland and the UK. Note that Z500 zonal means have been subtracted to account for the mean dilatation of the atmosphere due to the artificial heat source introduced in the model in pacemaker experiments via the flux restoring term. The signal is barotropic with a nominal eastward shift at the surface (significant higher mean sea level pressure -MSLP- centered in the North Sea), but baroclinic over the retracted sea-ice regions (Labrador and Greenland Seas). Negative MSLP and Z500* anomalies cover most of the European continent from the Iberian Peninsula to Western Russia south of 50°N.

In 2xAMV, the AMV-forced temperature anomalies are positive over the entire continent

with maximum loading in Scandinavia over Sweden/Finland and along the Atlantic flank of Europe (including the entire Iberian Peninsula, Fig. 2b). Continental-scale warming is further intensified in 3xAMV (Fig. 2c) and penetrates deeper inland with significant and amplified response along an axis going from the Baltic Sea up to Southern France/Northern Spain. For precipitation, despite limited point-wise significance, wetter conditions tend to prevail over the entire continent (except Scandinavia) with maximum anomalies found over the Balkans in 2xAMV (Fig. 2e). Interestingly, although precipitation further increases on average over Europe in 3xAMV, the regional structure of the response greatly differs from the other two ensembles (Fig. 2f). Maximum excess is not found anymore in the Balkans like in 2xAMV but over Eastern Spain and a large part of Central Europe along the stretch of maximum warming (Fig. 2c).

Strong reduction of snow cover (Fig. 2i) is also collocated with the greatest positive temperature anomalies, which is indicative for enhanced rainfall at the expense of snowfall in 3xAMV. This is less valid for 2xAMV where the reinforced precipitation over the Balkans is accompanied by locally increased snow cover, yet marginally (Fig. 2h). Loss of sea ice is considerably reinforced with the amplitude of the AMV (Fig. 2hi) on both sides of the Atlantic basin, with maximum ice decline in the Odden region at the eastern edge of the Greenland Sea and along the Eastern Labrador current. In terms of atmospheric dynamics, lower Z500* and negative SLP anomalies are considerably reinforced south of 55°N and become significant from Newfoundland to the Mediterranean Sea in 2xAMV (Fig. 2k). Note though that both positive MSLP and Z500* anomalies are northwestward shifted compared to 1xAMV with a degree of intensification and significance at polar latitudes that is considerably less than their negative counterpart to the south. In 3xAMV, the AMV-forced signal in Z500* is wavier with two cyclonic cores (one between Newfoundland and the Azores and a second one over Western Russia), which sandwiches positive Z500* anomalies from Greenland to France (Fig. 2l). At the surface, stronger negative MSLP anomalies covers most of the Atlantic Ocean except in the Norwegian Sea and over Greenland where positive MSLP signals, yet slackened, remain.

To deepen our understanding of the full response in temperature and precipitation over Europe, we use in the following section the flow analog method described in section 2.b to assess the respective weight of the dynamical versus thermodynamical related processes.

b. Decomposition in dynamical and thermodynamical components of the AMV-forced anomalies over Europe

In 1xAMV, the atmospheric dynamical response is characterized by an anticyclonic circulation centered over Scotland, which leads to prevalent northeasterly wind anomalies over most of Europe, except Scandinavia (Fig. 3a). The latter flow is responsible for dominant, yet marginally significant, negative temperature anomalies over the entire continent. The presence of anomalous High just off Europe tends to favor the advection of colder and drier air from the East and/or to block storms to penetrate inland, which explains the large-scale deficit in rainfall along an axis going from Northern France to the Baltic shore of Sweden/Finland (Fig. 3g). Dominant northeasterlies over the Mediterranean basin lead to onshore anomalous flow over Spain leading locally to wetter significant conditions. Elsewhere, slight enhanced rainfall dominates with some orographic effect over the Carpathians and the Balkans. The thermodynamical component of the AMV-forced T2m signal is characterized by large-scale warming with maximum loading along the Atlantic shore and in the northernmost part of Scandinavia (Fig. 3d). It counteracts the

dynamical component dominated by chillier conditions (Fig. 3a), leading *in fine* to a weak total response in temperature (Fig. 2a), in line with Yamamoto and Palter (2016)'s findings. For precipitation, the thermodynamical part (Fig. 3j) reinforces the dynamically-induced wetter conditions along the Mediterranean Shore (Fig. 3g). It is also responsible for increased snowfall along the South shore of the Baltic Sea (Fig. 2g), while the dynamical part clearly explains the largest portion of the drier conditions over most of Scandinavia (compare Fig. 3gj with Fig. 2d).

The storyline is very different for 2xAMV and 3xAMV temperature since the thermodynamical component controls most of the large-scale AMV-forced total warming found over the entire Europe (compare Fig. 3ef with Fig. 2bc) and thus clearly outpaces the dynamical one. The inland penetration of the thermodynamical signal is clearly function of the amplitude of the AMV SST forcing with some amplification over Central Europe, as noted earlier from Fig. 2c. Conversely, the strength of the dynamical cooling is similar in all ensembles (Fig. 3abc) and does not increase with the AMV forcing; in 3xAMV, it is even barely significant. The dynamical cooling is very much sensitive to subtle changes that occur in the position of the AMV-forced MSLP anomalies. The positive core around 60°N progressively shifts northwestward with the amplitude of the AMV forcing, while anomalous cyclonic circulations further South move to the West from the Black Sea in 1xAMV to the Adriatic Sea in 2xAMV and off Portugal in 3xAMV. These displacements, without significant simultaneous amplification, control the strength and direction of the dominant easterly anomalies over Europe; they explain a large portion of the regional changes in the dynamical component as a function of AMV forcing.

The above conclusions for temperature are also valid for precipitation (Fig. 3hi). At large-scale, the anomalous AMV-forced circulation is responsible for wetter conditions over the European Mediterranean coast with maximum response in 2xAMV where minimum MSLP and associated cyclonic flow are the most pronounced. Concurrent drier conditions prevail north of 50°N and are related to the anomalous advection of dry and cold air from the East or to the reduced penetration of warm and humid air masses from the West. These dynamical features are found in all ensembles, along with a southward displacement of the stormtrack over Europe (not shown). The thermodynamical response tends to increase with the amplitude of the AMV SST forcing and leads to wetter conditions at continental scale, except over the Mediterranean domain where signals are very weak (Fig. 3kl). At first glimpse, dynamical and thermodynamical contributions oppose each other in 2xAMV (Fig. 3hk) whereas clear rainfall excess (Fig. 3l) dominates in 3xAMV in Central Europe, in collocation with the area of maximum warming and snow-cover reduction extending from Catalonia to the Baltic countries, as above documented (Fig. 2cf).

In the following sections, we concentrate on the physical mechanisms and phenomena at the origin of the dynamical and thermodynamical responses as a function of the amplitude of the AMV forcing.

c. Mechanisms for the dynamical component of the AMV-forced response

Zonally averaged anomalies over the North Atlantic basin are presented in Fig. 4 as function of height and as a function of the intensity of the AMV forcing. In 1xAMV, the warming imposed at the surface ocean is exported throughout the entire atmospheric column with maximum signals in the subtropics between 20°N and 30°N and more importantly at high

latitudes from 50°N northward (Fig. 4a). In the polar regions, there is a clear amplification of the atmospheric temperature response to the restored SST anomalies, which is caused by the pronounced AMV-forced reduction of sea ice acting as an additional source of heat at the surface in all the subarctic basins (Fig. 2g). In response to warmer SST, humidification occurs in the lower atmosphere and is exported upward to the upper troposphere between the equator and 15°N (Fig. 4b); this is collocated with a reduction of the mean upper-level westerlies in the deep tropics (Fig. 4c). At higher latitude, albeit barely significant, the AMV-forced response is characterized by a weakening on the northern flank of the climatological maximum westerly jet around 45°N while no signal is found elsewhere.

Amplification of the AMV-forced response is found throughout the depth of the troposphere in 2xAMV and 3xAMV for temperature (Fig. 4dg) and specific humidity (Fig. 4eh). The intensification of the signals is rather linear with respect to the amplitude of the AMV forcing. Such a linear behavior is also valid for the reduction of the westerly wind in the subtropics, whereas a different picture emerges in the extratropics (Fig. 4fi). A clear meridional dipole in zonal wind is found straddling the climatological jet core in both 2xAMV and 3xAMV, with a significant strengthening on its equatorward side and a slackening on its poleward side, implying an equatorward shift of the midlatitude mean westerly flow. Noteworthy, the extratropical response in 2xAMV and 3xAMV is in quadrature compared to 1xAMV; it is extremely similar in both ensembles not only in terms of spatial structure but also intensity. The alteration of the midlatitude North Atlantic dynamics in response to AMV can be interpreted as a combination of (i) local forcing associated with the subpolar gyre SST anomalies and (ii) tropical-extratropical teleconnectivity (Davini et al. 2015, Ruprich-Robert et al. 2017). The respective weight between the two mechanisms is expected to control the total model response and to explain part of its sensitivity to the amplitude of the AMV forcing as assessed here. Note that the latitudinal displacement of jet found here is consistent with Simpson et al. (2018, 2019) results which further suggest a reinforced response in March compared to DJF months. The latter conclusion is also valid in CNRM-CM5 in 1xAMV and 2xAMV ensembles but not in 3xAMV (not shown). However, it is beyond the scope of this paper to deeper investigate why the 3xAMV ensemble behaves uniquely in such a way.

Regarding the tropical pathway of influence, evidence is provided in literature based on both theory and global circulation models that warmer SST in the subtropics is associated with increased precipitation on the northern flank of the climatological Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ) yielding a Gill-Matsuno's type of atmospheric response in the Tropical Atlantic. Such a feature is consistently found in CNRM-CM5, which simulates, in all AMV ensembles, enhanced rainfall between the equator and 15°N and a concomitant dipole in upper-tropospheric streamfunction straggling the equator, as depicted in Fig. 5. The anomalous anticyclonic circulations are located at 20°-30°N and 10°S and are maximum on the northwestern, respectively southwestern side of the main source of latent heat released throughout the troposphere by enhanced convection and ascendant motion (not shown), as featured in Fig. 4beh showing the vertical zonally averaged profile of specific humidity. The overall response is largely linear in the Tropics with respect to the amplitude of the AMV-forcing and spatially matches with the linear framework presented in Gill (1980, their Fig. 3) in presence of off-equatorial diabatic heating.

At midlatitudes, as a direct consequence of the anomalous anticyclonic circulation/enhanced momentum convergence due to the tropical wind divergence related to increased precipitation,

there is an acceleration of the zonal wind at the entrance of the climatological upper-level subtropical jet around 30°N and 70°W. This acceleration extends downstream to the center of the North Atlantic towards the Azores in 2xAMV and 3xAMV (as featured from streamfunction anomalies in Fig. 5bc), whereas it is weak and rather confined to the western part of the basin in 1xAMV (Fig. 5a). This leads altogether in 2xAMV and 3xAMV to a strengthening of the westerly wind along the southern edge of the subtropical jet (as already described in Fig. 4fi from zonal averages), a feature which is not present in 1xAMV. At higher latitudes, circulation anomalies display a wave pattern along a southwest-northeast great circle from the Caribbean to Scandinavia in agreement with the classical stationary Rossby wave theory (Hoskins and Karoly, 1981). Again, signals are rather weak in 1xAMV (Fig. 5a) but are considerably reinforced in 2xAMV and 3xAMV with pronounced cyclonic circulation off Newfoundland and dominant anomalous anticyclonic flow from 55°N northward (Fig. 5bc and Fig. 2kl); this is associated with a weakening of the westerly wind on the northern side of the climatological upper-level jet in the latter two ensembles (Fig. 4fi). Consistently, the AMV-forced response is then characterized by large-scale enhanced (reduced) baroclinicity in the southern (northern) side of the jet and equatorward shift in storm track driven by planetary wave changes that are reinforced and/or maintain through eddy-mean flow interaction and favored cyclonic Rossby wave breakings at short timescale (synoptic eddies, Rivière 2009, Davini and Cognazzo 2014), when the Atlantic is warmer (not shown).

Despite differences in amplitude, these mechanisms share many features previously identified in Hodson et al. (2011), Peings et al. (2015), Davini et al. (2015) among others, in particular for the attribution of the midlatitude anomalous cyclonic circulation to a tropical forcing, which originates from the Caribbean basin in response to warmer Tropical Atlantic SST. For instance, there is a remarkable agreement between Fig. 5 and Fig. 2jkl in the present paper with Fig. 10 in Terray and Cassou (2002), based on an earlier version of the ARPEGE model used in sensitivity experiments to isolate the respective role of tropical versus extratropical North Atlantic SST anomalies, and with Fig. 9 in Ruprich-Robert et al. (2017). Results from decomposition of the daily circulation into weather regimes reveal a significant predominance of NAO- events at the expense of NAO+ in 2xAMV and 3xAMV (not shown), consistently with the mean circulation changes displayed in Fig. 2kl; this is indicative for a large contribution of the AMV tropical component in line with above-cited papers and Cassou et al. (2004). In 1xAMV, there is no change in NAO-related regimes but a slight, albeit non-significant, prevalence of blocking circulations (not shown). We speculate here that the tropical influence is less dominant and that the extratropical SST component of the AMV is a key factor to explain the total response. Warmer SST in the subpolar gyre induces a reduction of the North Atlantic meridional temperature gradient exported upward throughout the troposphere with maximum loading at the intergyre around 45°N; it is responsible for a collocated weakening of the westerly circulation as shown in Fig. 4c (Peings and Magnúsdóttir, 2014). Amplification due to sea ice loss is also expected to play a role in the slowdown of the jet (see Deser et al., 2015, Oudar et al., 2017 and the review of Screen et al., 2018 including CNRM-CM5). Note also that the anticyclonic circulation (Fig. 2j and Fig. 5a) is located between Iceland and the UK in 1xAMV, namely downstream to the maximum SST anomalies over the subpolar gyre (Fig. 1a) and related diabatic heating (precipitation anomalies in Fig. 5a), as opposed to 2xAMV and 3xAMV where the anomalous core in geopotential (Fig. 2kl) and upper-level streamfunction (Fig. 5bc) is centered over Eastern Greenland. The 1xAMV pattern is consistent with an equivalent barotropic atmospheric response to extratropical SST anomalies resulting from changes in the position or

strength of the stormtracks in presence of anomalous meridional SST gradient and related altered baroclinicity, as described in Kushnir et al. (2002).

Note finally that North Pacific-North Atlantic connection due to the remote effects of AMV on the Pacific basin-scale climate may also play a role. Consistently with Ruprich-Robert et al. (2017), results with CNRM-CM5 show a forced response in the Pacific that is reminiscent to the negative phase of the Pacific Decadal Variability (PDV) in SST. In terms of atmospheric circulation, slackened Aleutian Low as part of a larger scale Rossby wave pattern cascading into the North Atlantic, is also detectable in the model (not shown), but the amplitude of the Pacific-Atlantic teleconnection is lower in CNRM-CM5 compared to other models taken from the DCCP-C database (Ruprich-Robert et al. 2019). We thus interpret the dynamical response over Europe as primarily driven by the local Atlantic influence with some modulation from the Pacific-initiated wave train in line with Ding et al. (2017)'s findings from observations. The role of the PDV, which is likely function of AMV-forcing amplitude, however remains to be better quantified but a deeper analysis goes beyond the scope of the present paper.

d. Mechanisms of the thermodynamical component of the AMV-forced response

As above detailed, the thermodynamical component is computed as the difference between the total modeled response and the estimated contribution of the dynamical changes: it is a residual term encompassing multiple processes. Advection of heat at low-level atmosphere is one of them and has been shown to be a key factor to understand temperature anomalies over a given sector (see e.g. De Vries et al., 2013). It is assessed from the advection term $\mathbf{V} \cdot \nabla T$, where \mathbf{V} stands for wind speed and ∇T for temperature gradient usually taken at 850 hPa level to exclude turbulent and direct surface radiative influence in the boundary layer. In winter, the climatological westerly flow tends to advect relatively warm and humid oceanic air inland towards Europe. During positive AMV, an increase of the thermal advection by the climatological westerly flow is therefore expected because of warmer ocean but we showed that the latter thermodynamical term is counteracted by anomalous easterlies associated with the forced anticyclonic dynamical anomalies located off Europe (Fig. 3abc). As a final result, individual terms tend to cancel each other in 1xAMV, with yet slight weakening of the total advection along the Atlantic flank (except Scandinavia) thus contributing to cooling (Fig. 6a) and slight intensification around 55°N in Central Europe leading to warming. Fig. 6bc shows a progressive reinforcement of the thermal advection with the amplitude of the AMV along the Atlantic flank. The larger changes are found in 3xAMV with an increase of the advection up to 30% over Germany contributing to large-scale warming from the UK to Poland. As the easterly wind anomalies are very similar in all AMV ensembles (Fig. 3), this suggests that the weight of the thermodynamical term in the total advection, a.k.a. the transport of temperature anomalies by the climatological westerly flow, becomes dominant and contributes to explain a significant fraction of the full T2m positive anomalies found in 2xAMV and 3xAMV (Fig. 2abc) in consistence with the outcomes of the thermodynamical-dynamical decomposition (Fig. 3a-f).

Changes in surface energy balance are also included in the temperature anomalies driven by thermodynamical processes. No significant anomalies of latent and sensible heat fluxes are observed over Europe (not shown). Significant changes in cloud cover (Fig. 7abc) are noted, with potential impacts on net longwave (Fig. 7def) and net shortwave (Fig. 7ghi) radiation at surface. In 1xAMV, a significant increase in longwave radiation and decrease in shortwave radiation are

noted over the north of Germany, Poland etc. (Fig. 7dg), associated with an increase, although non significant, in cloud cover there (Fig. 7a). These anomalies are consistent with the radiative impact of clouds, with a greenhouse effect that tends to increase longwave radiation at surface and a parasol effect that tends to reduce shortwave radiation at surface. In 2xAMV, the cloud cover decreases almost everywhere over Europe, with significant values over the north of Poland again and over Greece and Turkey (Fig. 7b). These negative cloud anomalies are also associated with a significant increase in longwave radiation and a decrease in shortwave radiation at surface (Fig. 7eh). In 3xAMV, the cloud cover increase is particularly pronounced over the northeast of France, Benelux and the north of Germany (Fig. 7c), with a large and significant increase in longwave radiation there (Fig. 7f). The impact of cloud cover on net shortwave anomalies at surface is less clear (Fig. 7i). This might be related to the large decrease in snow cover over large parts of Europe seen in 3xAMV (Fig. 2i), consistent with Lehner et al. (2017), who also found a contribution of snow cover in the temperature residual signal after a similar decomposition based on circulation analogs.

Changes in snow cover indeed impact the shortwave radiative budget at surface through the associated changes in surface albedo. The AMV-driven impact of albedo anomalies on shortwave radiation (Fig. 7jkl) is estimated thanks to the anomalous upward shortwave flux at surface ΔSW_{\uparrow} computed as follows:

$$\Delta SW_{\uparrow} = SW_{\downarrow AMV-} \cdot \Delta \alpha$$

where $SW_{\downarrow AMV-}$ is the downward shortwave radiation at surface in AMV- and $\Delta \alpha$ is the albedo anomaly between AMV+ and AMV- phases. Changes in snow cover are too weak in 1xAMV and 2xAMV to induce a significant upward shortwave radiation anomaly, except for a few points (Fig. 7jk). In 3xAMV, the snow cover anomalies are larger over Europe (Fig. 2l), and are associated with a large positive radiative response (Fig. 7l) with, for example, positive anomalies up to 1.5 W m^{-2} obtained over Central Europe. It explains why the net shortwave radiation anomalies at surface are positive over the Alps, eastern Europe etc. despite the negative anomalies in downward shortwave radiation at surface associated with the increase in cloud cover (Fig. 7c).

As the increase in net longwave radiation at surface induced by an increase in cloud cover tends to be greater than the associated decrease in net shortwave radiation in winter over Europe, and additionally, given the decrease in upward solar radiation due to snow cover reduction, the net total radiation at surface tends to increase both in 1xAMV, 2xAMV and 3xAMV over most of Europe (Fig 7mno) although these differences are mostly significant in 3xAMV (Fig 7o).

The thermodynamical temperature anomalies seem to be mainly explained by three mechanisms: (i) the strengthening of the advection of warmer and moister oceanic air by the climatological westerly flow during positive AMV phases, (ii) the decrease of snow cover and (iii) the increase of clouds, both driving changes in shortwave and longwave radiation at surface. The increase in cloud cover may be related to the eastward advection of cloud and/or of warm and moist air by the mean flow from the Atlantic to the European cold continental areas where cloud formation would be enhanced.

4. Conclusions and discussion

In this study, the teleconnection between the AMV and the wintertime climate over Europe is assessed with the CNRM-CM5 coupled model via DCP-C pacemaker experiments (Boer et al. 2016), in which the modeled North Atlantic SSTs are restored towards anomalies that are characteristic of the observed AMV. The sensitivity of the teleconnection to the AMV amplitude is evaluated thanks to three ensembles of simulations with different amplitudes of targeted SST anomalies. In the first ensemble (1xAMV), which strictly follows the DCP-C coordinated protocol, the targeted SST anomalies correspond to one standard deviation on the observed AMV. They are respectively doubled and tripled for the 2xAMV and 3xAMV ensembles.

Fig. 8 wraps up our findings for surface temperature averaged over Europe. Positive AMV tends to be associated in winter with positive temperature anomalies especially in the 2xAMV and 3xAMV experiments as assessed from ensemble means; in 1xAMV, signals are very weak and barely significant (Fig. 8a). Spatial averages mask some regional features in 1xAMV with a slight cooling over a broad central Europe compensated by warming in Scandinavia and along the Mediterranean Sea to a lower extent. Precipitation anomalies tends to be positive over Europe, except Scandinavia, but their significance is marginal and does not evolve consistently with the amplitude of the AMV.

We apply a flow analog method in the three ensembles to decompose the total temperature and precipitation response in a dynamical part and a residual signal mostly including thermodynamical processes. During a positive phase of the AMV, in all the ensembles, the thermodynamical response is characterized by large-scale and positive T2m (Fig. 8b) and precipitation anomalies over most of Europe. Different mechanisms govern this net response: (i) the advection of positive temperature anomalies by the climatological westerly flow, (ii) the radiative effect of increase of cloud cover at the surface and (iii) the decrease of snow cover over Central Europe. The intensity of the thermodynamical warming migrates deeper and deeper inland from the Atlantic coast with the respect to the amplitude of the AMV-forcing with some positive feedback associated with the progressive snow cover disappearance (eastward retraction).

By contrast, the dynamical response is characterized by negative temperature (Fig. 8c) and precipitation anomalies mostly over the northern half of Europe, because of the presence of large-scale AMV-forced northeasterly wind anomalies that counter the climatological advection of relatively warm and moist air from the ocean. We speculate that the net response to AMV forcing in terms of atmospheric dynamics can be understood as a combined effect of extratropical and tropical influences: (i) the tropical branch of the AMV SST anomalies enhances local diabatic heating at the northern edge of the climatological ITCZ acting as a Rossby-wave source via a Gill-Matsuno's response, which cascades over Northern Europe; (ii) positive SST anomalies over the subpolar gyre and associated sea ice melting in all the Nordic Seas, responsible for polar amplification, lead to the development of an anomalous High at mid-to-high latitude. Preliminary results from additional twin ensemble experiments (also proposed in DCP-C) where the 1xAMV full pattern is split into tropical and extratropical anomalies, tend to confirm our interpretation. A southward shift/contraction of the jet-stream is obtained in the tropical-only experiment and is very much similar to 2xAMV and 3xAMV responses. The extratropical-only response is in quadrature and dominated by a decrease of the jet at its northern flank. The latter is consistent with 1xAMV (not shown). We conclude that the tropical component dominates the

total response in 2xAMV and 3xAMV with some modulation by the extratropical forcing whereas contributions are comparable in 1xAMV. This has some strong implication for impacts over Europe located at the tail end of the chain of influences. As shown in Fig. 3, despite large-scale easterly anomalies over most of the continent in all AMV ensembles, the precise position of the anomalous pressure centers of action in response to AMV matters a lot (especially for precipitation). The T2m and precipitation responses over Europe are found to be shifted northward as the AMV amplitude increases. Based on our interpretation, the position is very likely controlled by the respective weight between the strength, curvature, waviness and northeastward extension of the tropically-forced Rossby wave on one hand and the extratropical forcing included sea-ice on the other hand, with some possibility for partial non-additivity of the dynamical signals because of nonlinear processes (polar amplification, tropical convective responses etc.). We believe that the methodological framework proposed here, namely the decomposition of the AMV impacts over Europe into dynamical and thermodynamical components, could be a useful process-based approach to characterize and understand the inter-model differences regarding the AMV-forced teleconnection obtained from all the CMIP6 models involved in DCP-C.

As a summary, the thermodynamical and dynamical impacts of the AMV on European temperatures tend to be opposed in CNRM-CM5 and confirm previously results shown by Yamamoto and Palter (2016) and O'Reilly et al. (2017) based on observations. Although it is impossible to strictly isolate the AMV-forced component in the latter, the response in CNRM-CM5 bears some similarities with composite differences between AMV phases for observed T2m and SLP (not shown). However, the dynamical component seems to be more pronounced in the observations than in the model and it is important to highlight here that a large ensemble is needed to get a robust estimation of the model responses. This is consistent with the so-called signal-to-noise paradox raised by Scaife and Smith (2018), which stipulates that climate models tend to underestimate the atmospheric dynamical response to a given forcing and in particular SST. Hence, the real-world weights between the dynamical and thermodynamical response could actually be different to the one estimated here with CNRM-CM5. For weak AMV forcing in CNRM-CM5, both dynamical and residual terms compensate each other and no significant impact of the AMV is obtained over Europe, while a significant warming is found during positive AMV phases in 2xAMV and 3xAMV experiments due to the thermodynamical response which becomes dominant. Noteworthy, the net temperature anomaly averaged over Europe scales linearly with the amplitudes of the AMV- SST anomalies mostly because of the thermodynamical component as evidenced from Fig. 8. But recall that is not the case regionally, therefore challenging the validity of so-called pattern-scaling technique to evaluate teleconnectivity and related impacts associated with AMV-type of variability. Dividing respectively by two and three the 2xAMV and 3xAMV forced response in order to get a proxy for the 1xAMV spatial fingerprint, does not reproduce the actual map of the 1xAMV response obtained from the model. The pattern correlation in T2m between the patterns from the 2xAMV and 3xAMV ensembles and the real 1xAMV outcome is equal to 0.83 and 0.67, respectively. Same conclusions are found for precipitation with values equal to 0.47 and 0.33. The limit for pattern scaling is speculated here to be related to the relative changes between dynamical and thermodynamical influences partly governed by nonlinear processes (polar amplification, eddy-mean flow interaction which is crucial at the tail end of the cascading Rossby waves over Europe, snow cover effects, etc.).

Assessing the true degree of linearity of the response is further complicated by some intrinsic

limitations related to the experimental protocol based on pacemaker techniques. Since the SST restoring coefficient is fixed, it is more efficient in the tropics than in the extratropics because its strength is function of the ocean mixed layer depth. The actual SSTs are therefore closer to the targeted SSTs in the tropical band dominated by pronounced stratification (shallow mixed layer) than at midlatitudes characterized by deep mixing (thick mixed layer) (not shown). More weight might be therefore artificially given to the AMV-forcing originating from the tropics relative to the one induced by extratropical SST anomalies. To partly overcome this issue, we performed additional test experiments with a restoring coefficient that varies with the mixed layer depth as in Ortega (2017) but only for 1xAMV. Preliminary results suggest that the model response presented here for 1xAMV is robust (not shown) but further analyses would be needed to firmly conclude. Note finally that the relative weight between tropical and extratropical influences is not conserved when the AMV SST anomalies are multiplied by 2 and 3 as done in our study; this hampers a clean investigation of the linearity.

Fig. 8 also highlights the weak signal-to-noise ratio of the AMV-forced temperature response over Europe. Even if the spread in North Atlantic SST anomalies for a given AMV forcing is very constrained by the restoring framework, a very large inter-member spread is noted in all ensembles for the mean temperature response; it is maximum for the thermodynamical term. The spread is so large that even in the 3xAMV (2xAMV) experiment, 7 (16) members out of 40 have their 10-yr averaged temperature response over Europe of negative sign, despite overall warming effect of the AMV. Note that the AMV experiments are named according to the targeted SSTs and not to the actual SST anomalies obtained in the pacemaker ensembles. As shown in Fig. 1, the actual SST values in 2xAMV and 3xAMV are closer to the targeted SST of 1xAMV and 2xAMV, respectively. As a result, the actual SST anomalies in 2xAMV are far from rare, while those in 3xAMV becomes extreme but may still be observed since they correspond to two standard deviation of the observed AMV over the historical period.

A last perspective but with potentially strong implication would be to evaluate the sensitivity of the AMV-forced teleconnectivity to the model mean background state. In this work, we investigated the impact of the AMV in so-called preindustrial climate. Nothing guarantees that the AMV teleconnection over Europe is independent of the climate mean state and could then change or has already changed as climate is warming due to anthropogenic factors. New twin experiments, in which the North Atlantic SST would be restored to the same anomalies as in this study but with a mean state characteristic of current climate (about +1°C) or future climate warming targets depending on future CO₂ emission scenarios could be of particular interest. Beyond climate change, linking AMV-forced response to model mean states (and consequently intrinsic biases) could be also a pertinent framework to understand the CMIP6 models diversity within the coordinated DCP initiative.

Acknowledgments:

This work was supported by a grant from Electricité de France (EDF) and by the French National Research Agency (ANR) in the framework of the MORDICUS project (ANR-13-SENV-0002). The authors are grateful to Marie-Pierre Moine, Laure Coquart and Isabelle d'Ast for technical help to run the model. Computer resources have been provided by Cerfacs. The Figures were produced with the NCAR Command Language Software (<http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>).

References

- Bellucci, A., and Coauthors, 2015: Advancements in decadal climate predictability: The role of nonoceanic drivers. *Rev. Geophys.*, **53**, 165–202, <https://doi.org/10.1002/2014RG000473>.
- Boé, J., L. Terray, C. Cassou, and J. Najac, 2009: Uncertainties in European summer precipitation changes: role of large scale circulation. *Clim Dyn*, **33**, 265–276, <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0474-7>.
- Boer, G. J., and Coauthors, 2016: The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 3751–3777, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3751-2016>.
- Cane, M. A., A. C. Clement, L. N. Murphy, and K. Bellomo, 2017: Low-Pass Filtering, Heat Flux, and Atlantic Multidecadal Variability. *Journal of Climate*, **30**, 7529–7553, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0810.1>.
- Cassou, C., L. Terray, J. W. Hurrell, and C. Deser, 2004: North Atlantic Winter Climate Regimes: Spatial Asymmetry, Stationarity with Time, and Oceanic Forcing. *J. Climate*, **17**, 1055–1068, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1055:NAWCRS>2.0.CO;2).
- , M. Minvielle, L. Terray, and C. Périgaud, 2011: A statistical–dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I: weather regimes as predictors for ocean surface variables. *Clim Dyn*, **36**, 19–39, <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0781-7>.
- , Y. Kushnir, E. Hawkins, A. Pirani, F. Kucharski, I.-S. Kang, and N. Caltabiano, 2017: Decadal Climate Variability and Predictability: Challenges and Opportunities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **99**, 479–490, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0286.1>.
- Cattiaux, J., and P. Yiou, 2013: The U.S. heatwaves of spring–summer 2012 from the flow-analogue perspective, in “Explaining Extreme Events of 2012 from a Climate Perspective.” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, S10–S13, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00085.1>.
- Clement, A., K. Bellomo, L. N. Murphy, M. A. Cane, T. Mauritsen, G. Rädel, and B. Stevens, 2015: The Atlantic Multidecadal Oscillation without a role for ocean circulation. *Science*, **350**, 320–324, <https://doi.org/10.1126/science.aab3980>.
- Davini, P., and C. Cagnazzo, 2014: On the misinterpretation of the North Atlantic Oscillation in CMIP5 models. *Clim Dyn*, **43**, 1497–1511, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1970-y>.
- , J. von Hardenberg, and S. Corti, 2015: Tropical origin for the impacts of the Atlantic Multidecadal Variability on the Euro-Atlantic climate. *Environ. Res. Lett.*, **10**, 094010, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094010>.
- Dayon, G., J. Boé, and E. Martin, 2015: Transferability in the future climate of a statistical downscaling method for precipitation in France. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120**, 1023–1043, <https://doi.org/10.1002/2014JD022236>.

Deser, C., A. Phillips, V. Bourdette, and H. Teng, 2012: Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Clim Dyn*, **38**, 527–546, <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0977-x>.

———, R. A. Tomas, and L. Sun, 2014: The Role of Ocean–Atmosphere Coupling in the Zonal-Mean Atmospheric Response to Arctic Sea Ice Loss. *J. Climate*, **28**, 2168–2186, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00325.1>.

———, L. Terray, and A. S. Phillips, 2016: Forced and Internal Components of Winter Air Temperature Trends over North America during the past 50 Years: Mechanisms and Implications. *J. Climate*, **29**, 2237–2258, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0304.1>.

Ding, S., W. Chen, J. Feng, and H.-F. Graf, 2017: Combined Impacts of PDO and Two Types of La Niña on Climate Anomalies in Europe. *J. Climate*, **30**, 3253–3278, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0376.1>.

Doblas-Reyes, F. J., and Coauthors, 2013: Initialized near-term regional climate change prediction. *Nature Communications*, **4**, 1715, <https://doi.org/10.1038/ncomms2704>.

Drévillon, M., C. Cassou, and L. Terray, 2003: Model study of the North Atlantic region atmospheric response to autumn tropical Atlantic sea-surface-temperature anomalies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129**, 2591–2611, <https://doi.org/10.1256/qj.02.17>.

Durack, P., and Coauthors, 2018: Toward Standardized Data Sets for Climate Model Experimentation. *Eos*, **99**, <https://doi.org/10.1029/2018EO101751>.

Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, **9**, 1937–1958, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>.

Gastineau, G., and C. Frankignoul, 2014: Influence of the North Atlantic SST Variability on the Atmospheric Circulation during the Twentieth Century. *J. Climate*, **28**, 1396–1416, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00424.1>.

Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **106**, 447–462, <https://doi.org/10.1002/qj.49710644905>.

Goddard, L., and Coauthors, 2013: A verification framework for interannual-to-decadal predictions experiments. *Climate Dynamics*, **40**, 245–272, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1481-2>.

Haney, R. L., 1971: Surface Thermal Boundary Condition for Ocean Circulation Models. *J. Phys. Oceanogr.*, **1**, 241–248, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1971\)001<0241:STBCFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1971)001<0241:STBCFO>2.0.CO;2).

Hawkins, E., R. S. Smith, J. M. Gregory, and D. A. Stainforth, 2016: Irreducible uncertainty in near-term climate projections. *Clim Dyn*, **46**, 3807–3819, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2806-8>.

Hodson, D. L. R., R. T. Sutton, C. Cassou, N. Keenlyside, Y. Okumura, and T. Zhou, 2010: Climate impacts of recent multidecadal changes in Atlantic Ocean Sea Surface Temperature: a multimodel comparison. *Clim Dyn*, **34**, 1041–1058, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0571-2>.

Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, 1981: The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179–1196, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2).

Kavvada, A., A. Ruiz-Barradas, and S. Nigam, 2013: AMO's structure and climate footprint in observations and IPCC AR5 climate simulations. *Climate Dynamics*, **41**, 1345–1364, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1712-1>.

Kim, H.-M., P. J. Webster, and J. A. Curry, 2012: Evaluation of short-term climate change prediction in multi-model CMIP5 decadal hindcasts. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L10701, <https://doi.org/10.1029/2012GL051644>.

Kirtman, B., and Coauthors, 2013: Near-term climate change: Projections and predictability. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, T. F. Stocker et al., Eds., Cambridge University Press, 953–1028.

Kushnir, Y., W. A. Robinson, I. Bladé, N. M. J. Hall, S. Peng, and R. Sutton, 2002: Atmospheric GCM Response to Extratropical SST Anomalies: Synthesis and Evaluation. *J. Climate*, **15**, 2233–2256, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2233:AGRTE5>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2233:AGRTE5>2.0.CO;2).

Lehner, F., C. Deser, and L. Terray, 2017: Toward a New Estimate of “Time of Emergence” of Anthropogenic Warming: Insights from Dynamical Adjustment and a Large Initial-Condition Model Ensemble. *J. Climate*, **30**, 7739–7756, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0792.1>.

Meehl, G. A., and Coauthors, 2013: Decadal Climate Prediction: An Update from the Trenches. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 243–267, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00241.1>.

Michel, C., and G. Rivière, 2013: Sensitivity of the Position and Variability of the Eddy-Driven Jet to Different SST Profiles in an Aquaplanet General Circulation Model. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 349–371, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-074.1>.

Msadek, R., and Coauthors, 2014: Predicting a Decadal Shift in North Atlantic Climate Variability Using the GFDL Forecast System. *J. Climate*, **27**, 6472–6496, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00476.1>.

O'Reilly, C. H., M. Huber, T. Woollings, and L. Zanna, 2016: The signature of low-frequency oceanic forcing in the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 2016GL067925, <https://doi.org/10.1002/2016GL067925>.

O'Reilly, C. H., T. Woollings, and L. Zanna, 2017: The Dynamical Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on Continental Climate. *J. Climate*, **30**, 7213–7230, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0345.1>.

Ortega, P., E. Guilyardi, D. Swingedouw, J. Mignot, and S. Nguyen, 2017: Reconstructing extreme AMOC events through nudging of the ocean surface: a perfect model approach. *Clim Dyn*, **49**, 3425–3441, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3521-4>.

Oudar, T., E. Sanchez-Gomez, F. Chauvin, J. Cattiaux, L. Terray, and C. Cassou, 2017: Respective roles of direct GHG radiative forcing and induced Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere atmospheric circulation. *Clim Dyn*, **49**, 3693–3713, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3541-0>.

Peings, Y., and G. Magnusdottir, 2014: Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic ocean. *Environmental Research Letters*, **9**, 034018.

———, G. Simpkins, and G. Magnusdottir, 2016: Multidecadal fluctuations of the North Atlantic Ocean and feedback on the winter climate in CMIP5 control simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **121**, 2571–2592, <https://doi.org/10.1002/2015JD024107>.

Qasmi, S., C. Cassou, and J. Boé, 2017: Teleconnection Between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature: Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models. *Geophysical Research Letters*, **44**, 11,140–11,149, <https://doi.org/10.1002/2017GL074886>.

Raible, C. C., F. Lehner, J. F. González-Rouco, and L. Fernández-Donado, 2014: Changing correlation structures of the Northern Hemisphere atmospheric circulation from 1000 to 2100 AD. *Climate of the Past*, **10**, 537–550, <https://doi.org/10.5194/cp-10-537-2014>.

Rivière, G., 2009: Effect of Latitudinal Variations in Low-Level Baroclinicity on Eddy Life Cycles and Upper-Tropospheric Wave-Breaking Processes. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1569–1592, <https://doi.org/10.1175/2008JAS2919.1>.

Robson, J., R. Sutton, and D. Smith, 2013: Predictable Climate Impacts of the Decadal Changes in the Ocean in the 1990s. *J. Climate*, **26**, 6329–6339, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00827.1>.

Robson, J. I., R. T. Sutton, and D. M. Smith, 2012: Initialized decadal predictions of the rapid warming of the North Atlantic Ocean in the mid 1990s. *Geophysical Research Letters*, **39**, <https://doi.org/10.1029/2012GL053370>.

Ruprich-Robert, Y., and C. Cassou, 2015: Combined influences of seasonal East Atlantic Pattern and North Atlantic Oscillation to excite Atlantic multidecadal variability in a climate model. *Clim Dyn*, **44**, 229–253, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2176-7>.

———, R. Msadek, F. Castruccio, S. Yeager, T. Delworth, and G. Danabasoglu, 2016: Assessing the Climate Impacts of the Observed Atlantic Multidecadal Variability Using the GFDL CM2.1 and NCAR CESM1 Global Coupled Models. *J. Climate*, **30**, 2785–2810, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0127.1>.

———, 2019: AMV impacts on Pacific ocean: importance of the mean state. *PRIMAVERA Fourth General Assembly*, Barcelona, Spain. <https://www.primavera-h2020.eu/general-assembly-4/>

Sanchez-Gomez, E., C. Cassou, Y. Ruprich-Robert, E. Fernandez, and L. Terray, 2016: Drift dynamics in a coupled model initialized for decadal forecasts. *Clim Dyn*, **46**, 1819–1840, <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2678-y>.

Screen, J. A., T. J. Bracegirdle, and I. Simmonds, 2018: Polar Climate Change as Manifest in Atmospheric Circulation. *Curr Clim Change Rep*, **4**, 383–395, <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0111-4>.

Simpson, I. R., C. Deser, K. A. McKinnon, and E. A. Barnes, 2018: Modeled and Observed Multidecadal Variability in the North Atlantic Jet Stream and Its Connection to Sea Surface Temperatures. *J. Climate*, **31**, 8313–8338, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0168.1>.

Simpson, I. R., S. G. Yeager, K. A. McKinnon, and C. Deser, 2019: Decadal predictability of late winter precipitation in western Europe through an ocean–jet stream connection. *Nat. Geosci.*, **12**, 613–619, <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0391-x>.

Sutton, R. T., and D. L. R. Hodson, 2005: Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science*, **309**, 115–118, <https://doi.org/10.1126/science.1109496>.

———, and B. Dong, 2012: Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, **5**, 788–792, <https://doi.org/10.1038/ngeo1595>.

Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl, 2011: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 485–498, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.

Terray, L., 2012: Evidence for multiple drivers of North Atlantic multi-decadal climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L19712, <https://doi.org/10.1029/2012GL053046>.

Terray, L., and C. Cassou, 2002: Tropical Atlantic Sea Surface Temperature Forcing of Quasi-Decadal Climate Variability over the North Atlantic–European Region. *J. Climate*, **15**, 3170–3187, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3170:TASSTF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3170:TASSTF>2.0.CO;2).

Towler, E., D. PaiMazumder, and J. Done, 2018: Toward the Application of Decadal Climate Predictions. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **57**, 555–568, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0113.1>.

Voltaire, A., and Coauthors, 2013: The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Clim Dyn*, **40**, 2091–2121, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>.

Vries, H. de, R. J. Haarsma, and W. Hazeleger, 2012: Western European cold spells in current and future climate. *Geophysical Research Letters*, **39**, <https://doi.org/10.1029/2011GL050665>.

Yamamoto, A., and J. B. Palter, 2016: The absence of an Atlantic imprint on the multidecadal variability of wintertime European temperature. *Nature Communications*, **7**, 10930, <https://doi.org/10.1038/ncomms10930>.

Yeager, S. G., and J. I. Robson, 2017: Recent Progress in Understanding and Predicting Atlantic Decadal Climate Variability. *Current Climate Change Reports*, **3**, 112–127, <https://doi.org/10.1007/s40641-017-0064-z>.

Yeager, S. G., A. R. Karspeck, and G. Danabasoglu, 2015: Predicted slowdown in the rate of Atlantic sea ice loss. *Geophysical Research Letters*, **42**, 10,704–10,713, <https://doi.org/10.1002/2015GL065364>.

Yeager, S. G., and Coauthors, 2018: Predicting Near-Term Changes in the Earth System: A Large Ensemble of Initialized Decadal Prediction Simulations Using the Community Earth System Model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **99**, 1867–1886, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0098.1>.

Zhang, L., and C. Wang, 2013: Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**, 5772–5791, <https://doi.org/10.1002/jgrc.20390>.

Zhang, R., and T. L. Delworth, 2006: Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, **33**, <https://doi.org/10.1029/2006GL026267>.

——, R. Sutton, G. Danabasoglu, Y.-O. Kwon, R. Marsh, S. G. Yeager, D. E. Amrhein, and C. M. Little, 2019: A Review of the Role of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in Atlantic Multidecadal Variability and Associated Climate Impacts. *Reviews of Geophysics*, **57**, <https://doi.org/10.1029/2019RG000644>.

Table 1: Mean RMSE and spatial correlation between the analog daily SLP and the actual daily SLP estimated from all winter (Dec. 1st-Feb 28th) days over the 40 members and 10 years in 1xAMV+, as a function of the number of analogs and domains.

Number of analogs	1	5	10	15	20	30
Europe (35°N-70°N, 15°W-35°E)						
RMSE (hPa)	3.9	2.8	2.7	2.8	2.8	2.8
Correlation	0.92	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96
North Atlantic – Europe (20°N-80°N, 80°W-30°E)						
RMSE (hPa)	3.8	4.3	4.1	4.1	4.1	4.1
Correlation	0.81	0.90	0.92	0.92	0.92	0.93

Table 2: Same as Table 1, but for T2m.

Number of analogs	1	5	10	15	20	30
Europe (35°N-70°N, 15°W-35°E)						
RMSE (°C)	3.7	2.8	2.7	2.7	2.7	2.7
Correlation	0.87	0.92	0.92	0.93	0.93	0.93
North Atlantic – Europe (20°N-80°N, 80°W-30°E)						
RMSE (°C)	3.8	2.9	2.8	2.7	2.7	2.7
Correlation	0.85	0.91	0.92	0.92	0.92	0.92

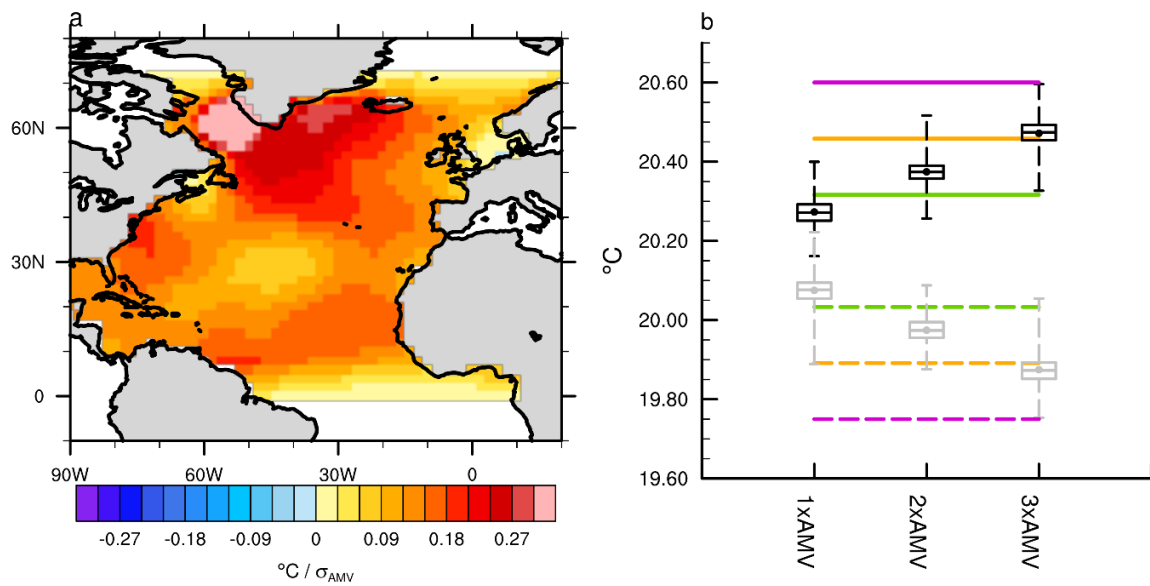


Fig. 1: (a) Anomalous SST pattern used for restoring and taken from input4MIPs archive (units are $^{\circ}\text{C}/\sigma(\text{AMV})$, shading interval is every 0.03°C). (b) Simulated raw annual SST averaged over the North Atlantic restored sector for AMV+ (black) and AMV- (gray) experiments. Each boxplot stands for the distribution obtained from 360 years for each ensemble ($40\text{-members} \times 9\text{-years}$, the first year being discarded to account for the model SST initial adjustment to restoring). The top (bottom) of the box represents the first (last) tercile of the distribution and the upper (lower) whisker represents the first (ninth) decile. Dots and inside-line stand for the mean and the median of the distribution, respectively. The green, orange and magenta horizontal lines show the SST targets for the 1xAMV, 2xAMV and 3xAMV ensembles corresponding to 1, 2 and 3 standard deviations of the observed AMV index, respectively. Solid and dashed stands respectively for AMV+ and AMV- experiments.

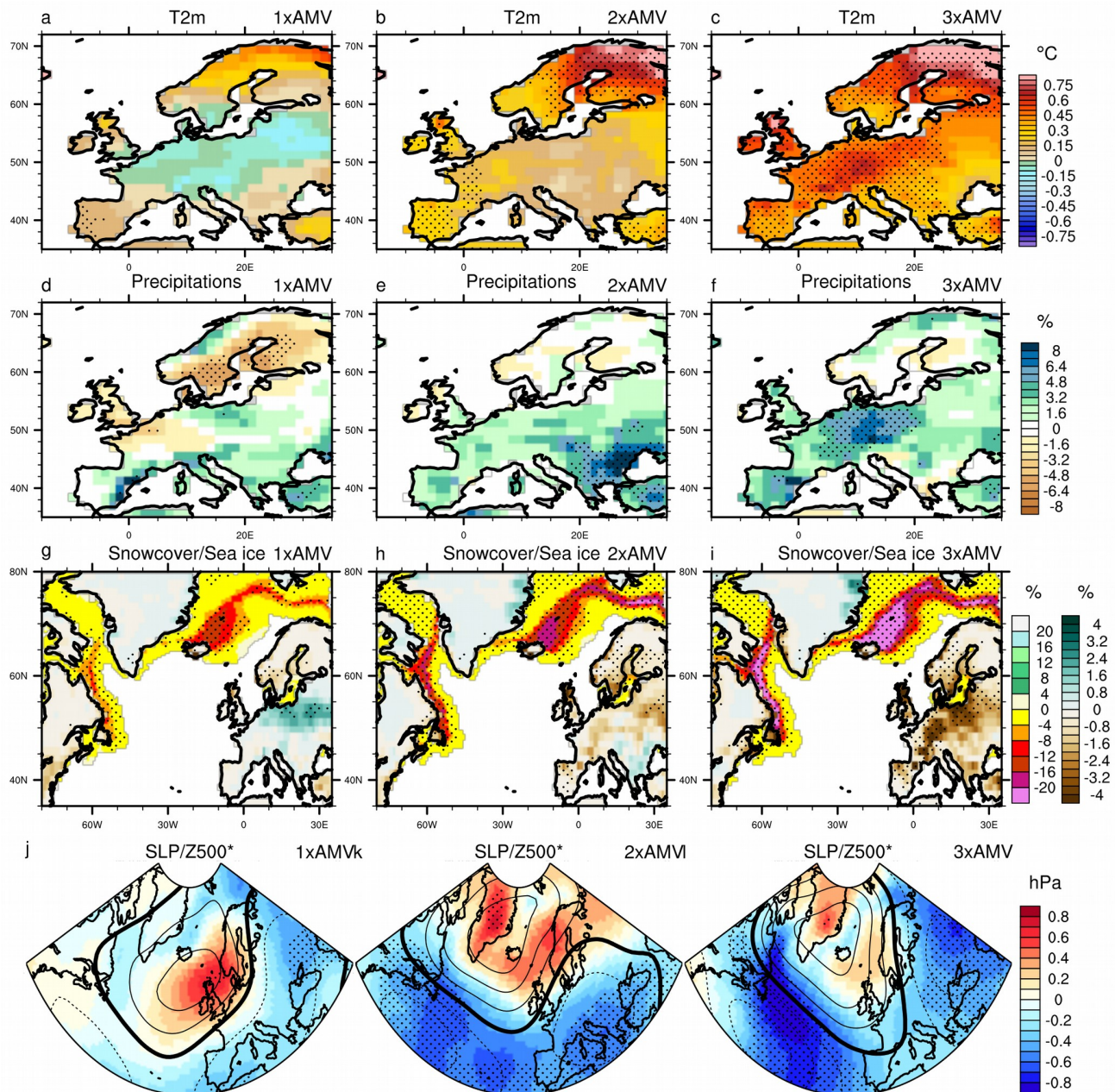


Fig. 2: AMV-forced anomalies for December-February seasonal mean for T2m (abc, shading interval is 0.075°C), precipitation (def, in relative percentage; shading interval is 0.8%), land snow cover and sea-ice (ghi, shading intervals are 0.4% and 4% , respectively) and Z500* (contour interval is 4 m and the thicker black contour stands for the zero line) superimposed on MSLP (shading interval is 0.1hPa) for 1xAMV (left), 2xAMV (center) and 3xAMV (right). Stippling indicates regions that are above the 95% confidence level of statistical significance based on two-sided Student's t-test.

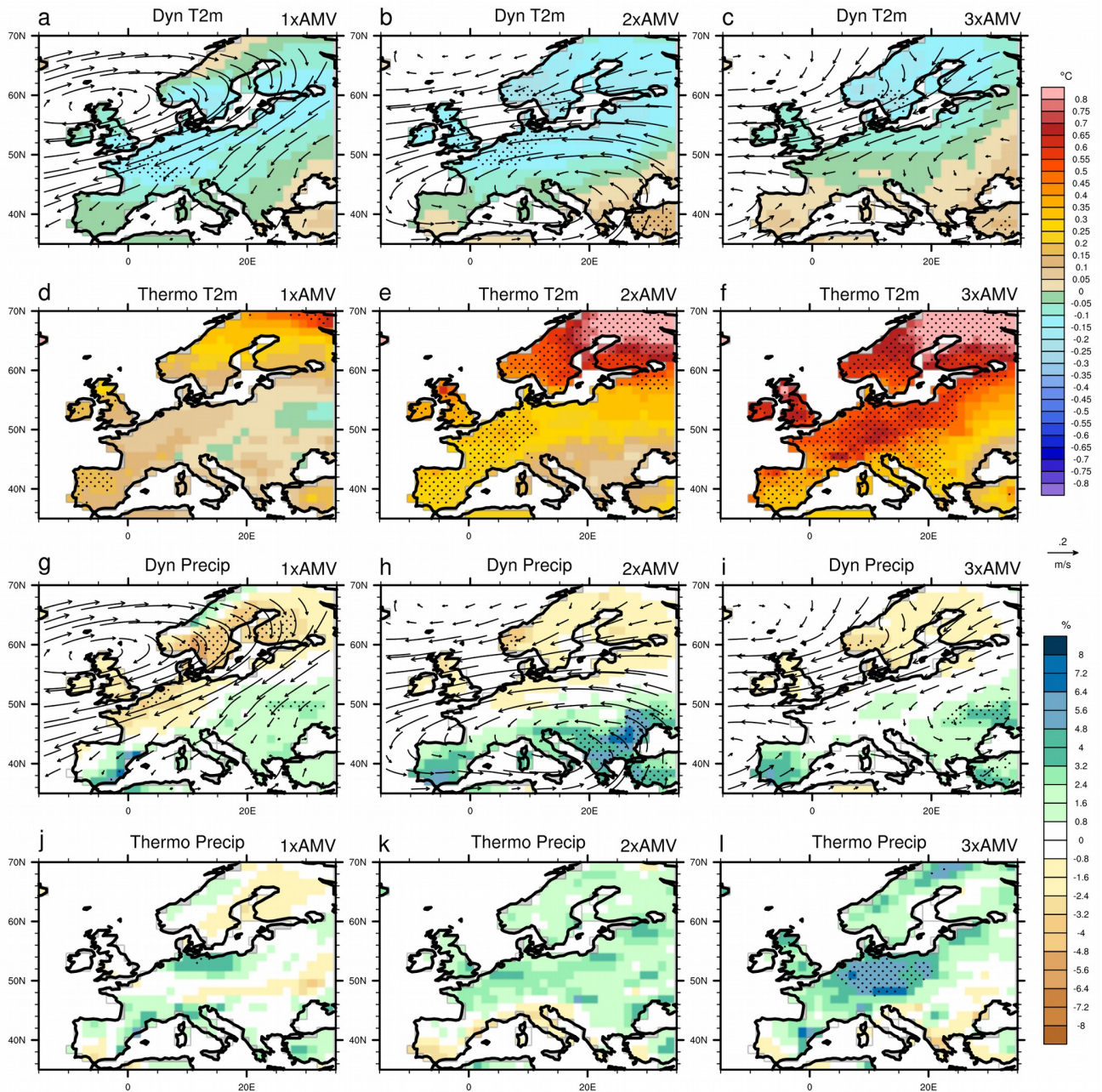


Fig. 3: Decomposition of the AMV-forced anomalies into dynamical and thermodynamical components estimated from analog reconstruction for December-February seasonal mean for T2m (first and second rows respectively, shading interval is 0.05 °C) and for precipitation (third and fourth rows respectively, in relative percentage; shading interval is 0.8%). See section 2.b for the description of the method. Stippling indicates regions that are above the 95% confidence level of statistical significance based on two-sided Student's t-test.

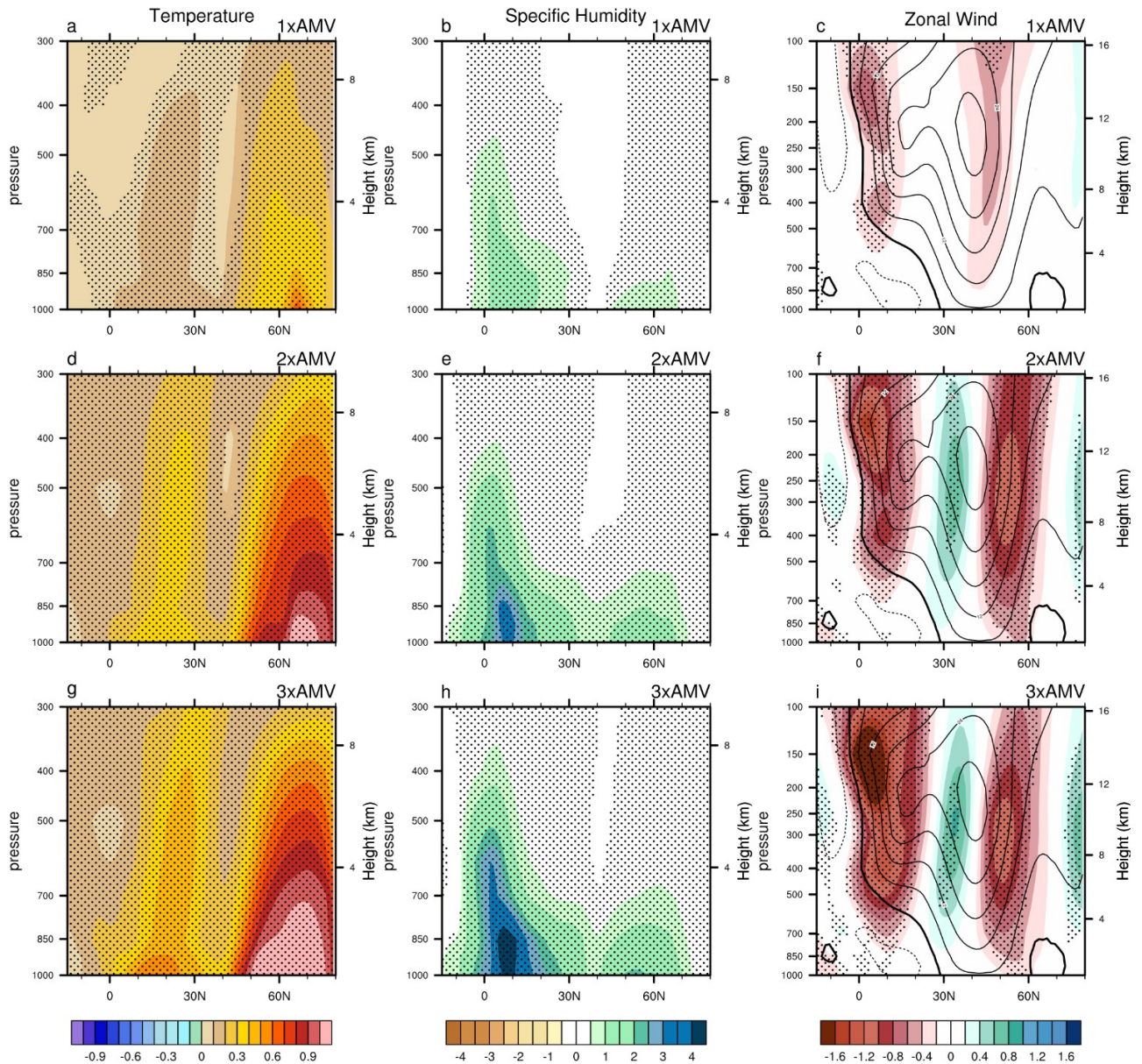


Fig. 4: Zonal average over the North Atlantic (15°S - 80°N , 80°W - 15°W) of the AMV-forced anomalies for December-February seasonal mean for temperature (first column, shading interval is 0.1°C), specific humidity (second column, in $10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$; shading interval is $0.5 \cdot 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$), zonal wind (third column, shading interval is 0.2 m s^{-1}) with the climatological value superimposed from AMV- (contour interval is 4 m s^{-1} and the thicker black contour stands for the zero line) for 1xAMV (abc), 2xAMV (def) and 3xAMV (ghi). Stippling indicates regions that are above the 95% confidence level of statistical significance based on two-sided Student's t-test.

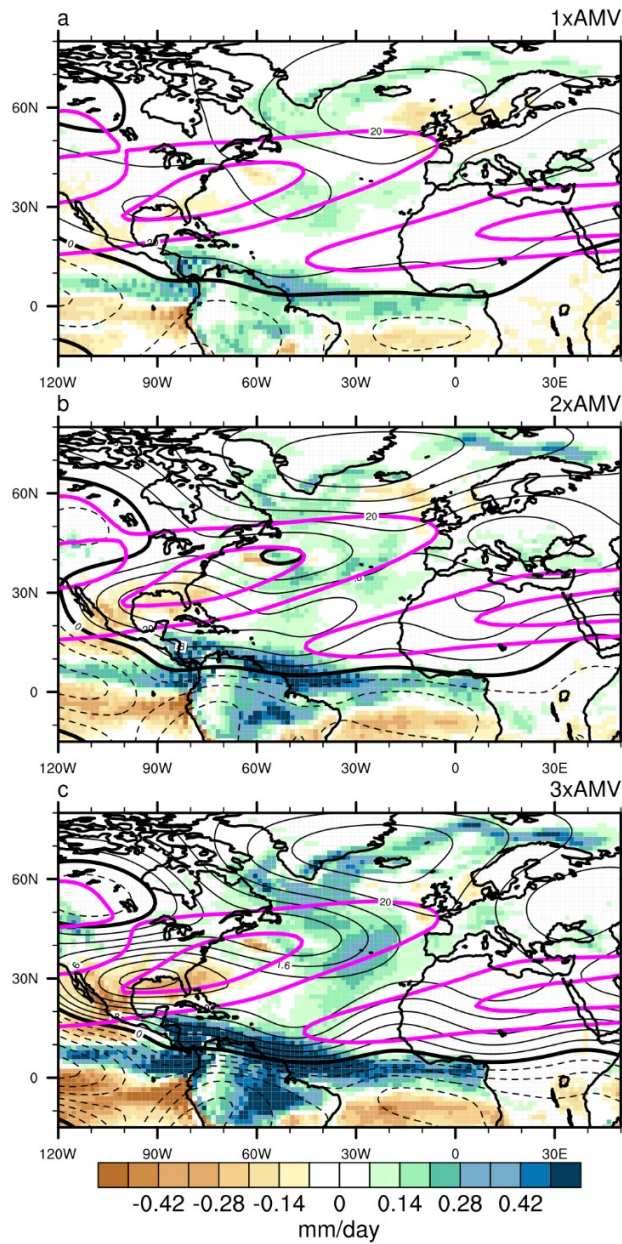


Fig. 5: AMV-forced anomalies for December-February seasonal mean for precipitation (shading interval is 0.07 mm day^{-1}), stream function at 200 hPa (black contour interval is $0.2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, the thicker black contour stands for the zero line) for 1xAMV (a), 2xAMV (b) and 3xAMV (c). Climatological zonal wind speed at 300 hPa from AMV- is superimposed (2 magenta contours at 20 and 25 m s^{-1}).

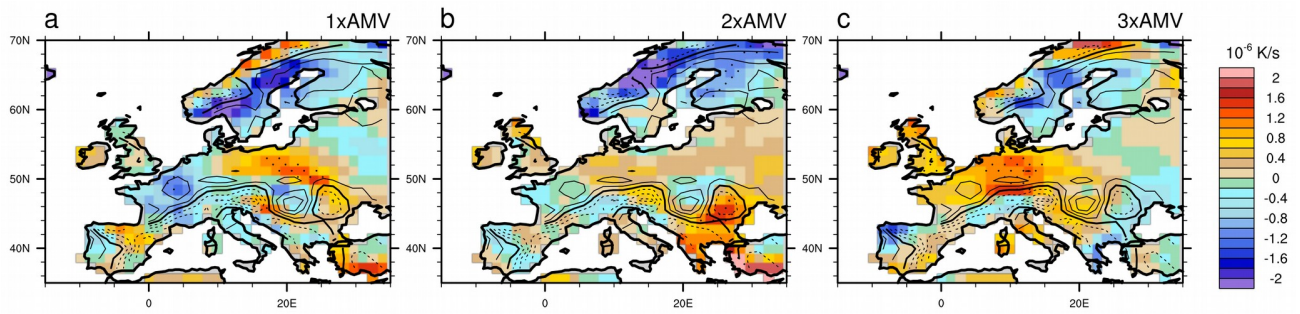


Fig. 6: AMV-forced anomalies for December-February seasonal mean for temperature advection anomalies at 850 hPa (shading interval is $0.2 \cdot 10^{-6} \text{ K s}^{-1}$) for 1xAMV (a), 2xAMV (b) and 3xAMV (c). Climatological advection from AMV- is superimposed (black contour interval is 10^{-6} K s^{-1} , the thicker black contour stands for the zero line). Stippling indicates regions that are above the 95% confidence level of statistical significance based on two-sided Student's t-test.

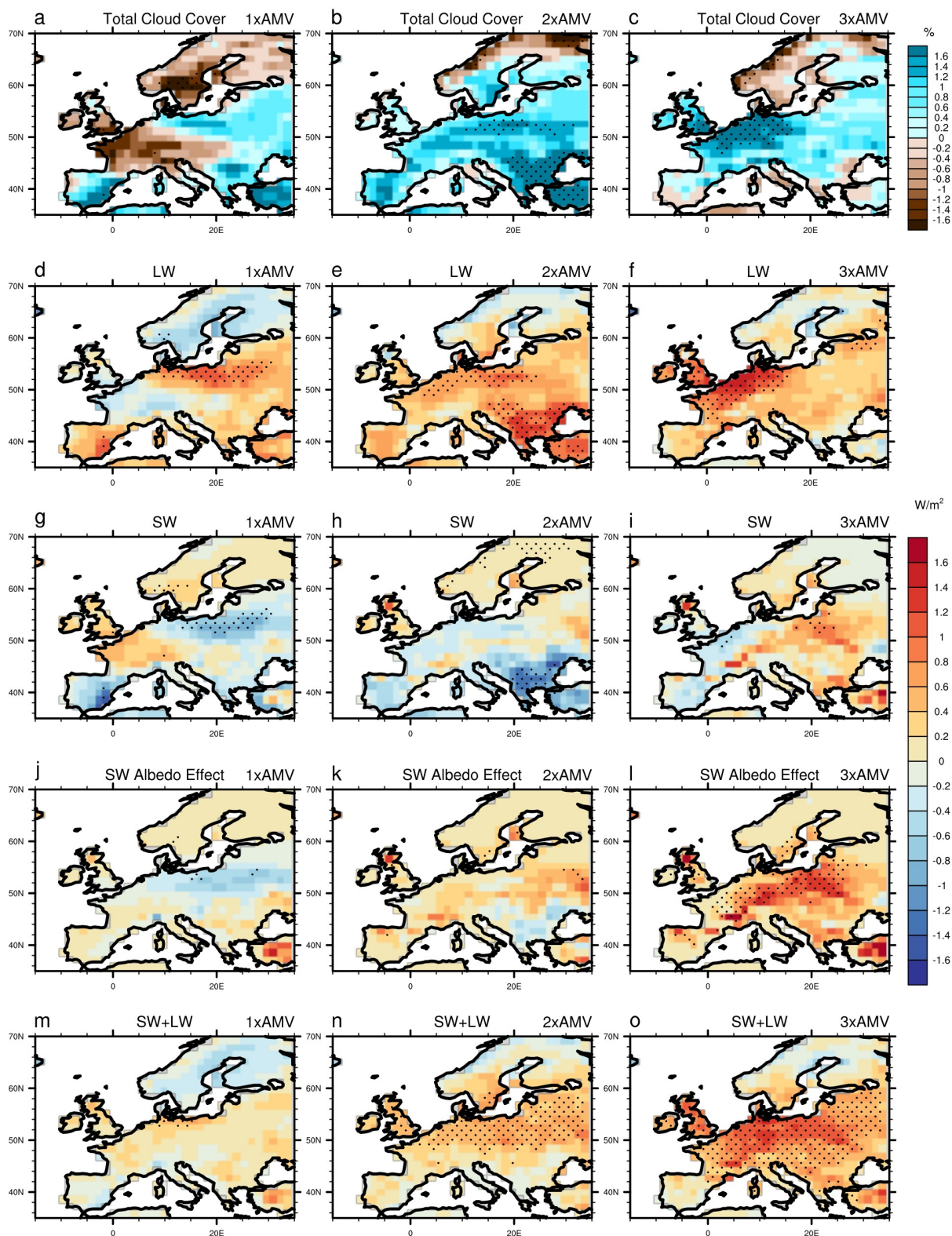


Fig. 7: AMV-forced anomalies for December-February seasonal mean for total cloud cover (abc, shading interval is 0.2%), net longwave radiation at surface (def, shading interval is 0.2 W m^{-2}), net shortwave radiation at surface (ghi), radiative effect due to surface albedo changes in

shortwave (jkl) and net shortwave and longwave radiation at surface (mno) for 1xAMV (left), 2xAMV (center) and 3xAMV (right). Positive values represent energy moving towards the surface. Stippling indicates regions that are above the 95% confidence level of statistical significance based on two-sided Student's t-test.

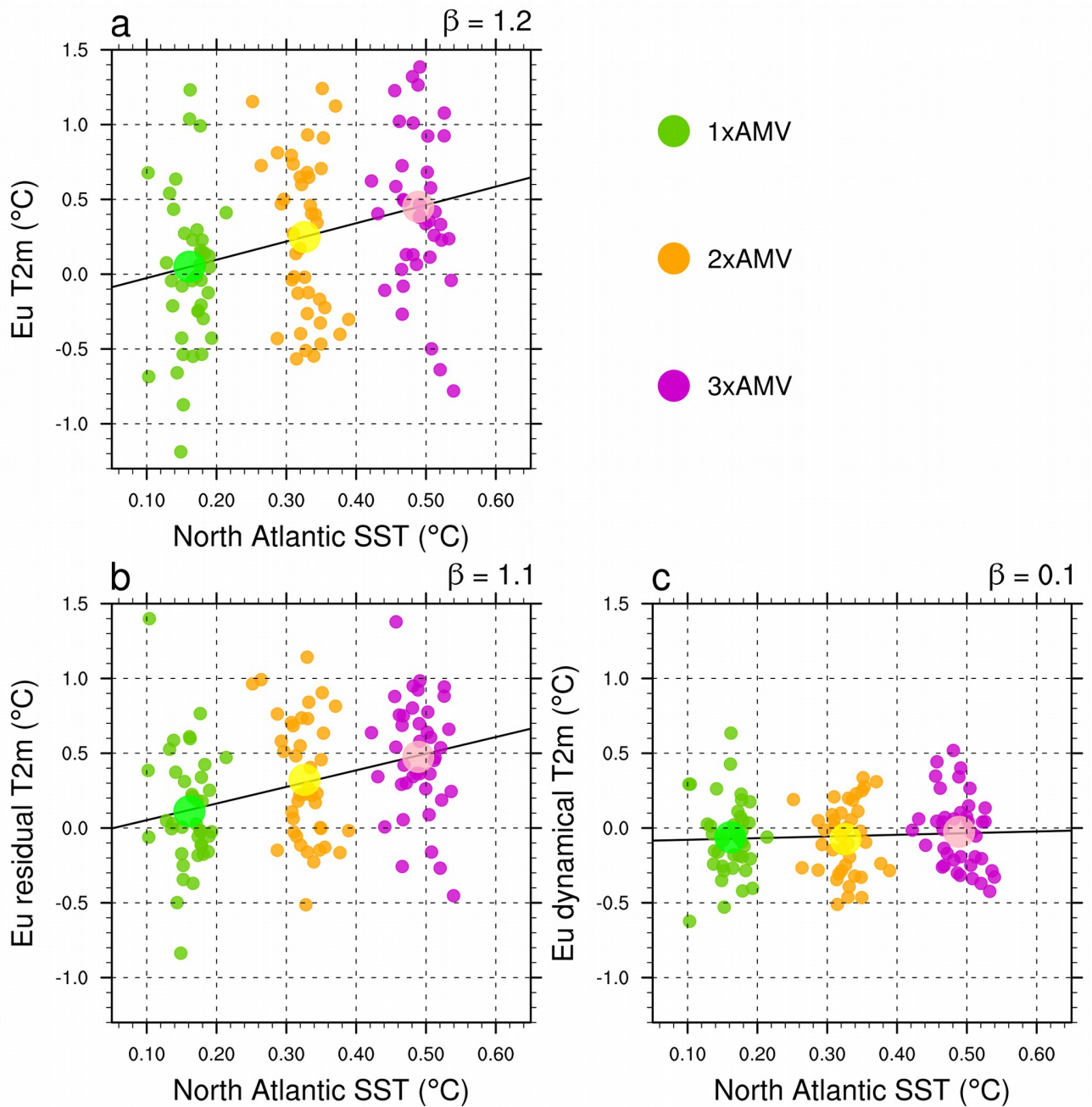


Fig. 8: Spatial average of AMV-forced anomalies for December-February seasonal mean of T2m anomalies over Europe (same domain as in Fig. 2) versus North Atlantic SST (0°-60°N) for the dynamical part (a), thermodynamical (or residual) part (b) and total anomalies (c) for 1xAMV (green), 2xAMV (orange) and 3xAMV (magenta). The small dots represent the 10-yr mean response of each member and the big dot stands for the ensemble mean. The slope β obtained from the linear regression between the T2m and the SST anomalies distributions from all the experiments is given in the upper right title of each panel.

2.3 Compléments de l'étude

Les anomalies de SST simulées dans les expériences pacemaker sont en moyenne sous-estimées par rapport à la SST ciblée issue des observations en raison d'un coefficient de rappel γ_T trop faible dans certaines régions (Figure 1 de QASMI et al. ([sous presse](#))). Bien que de nombreux membres soient générés pour favoriser l'émergence du signal de l'AMV (800 années de simulation pour les deux phases d'AMV), aucune réponse en température ni en précipitations n'est détectable en 1xAMV via la différence de moyennes d'ensemble. La variabilité importante de l'atmosphère en hiver expliquerait cette absence (O'REILLY et al., 2017; YAMAMOTO et PALTER, 2016). L'effet de ce bruit atmosphérique est précisé dans la partie 2.3.1, qui détaille la sensibilité de la réponse atmosphérique à l'AMV au nombre de membres simulés. Une seconde étude en partie 2.3.2, complémentaire à l'article ci-dessus, est consacrée à l'influence de l'AMV sur les épisodes de vagues de froid.

2.3.1 Nombre de membres nécessaire à une détection du signal de l'AMV

La Figure 3.2 indique le nombre minimum de membres nécessaires pour détecter une réponse en température et pression de surface au niveau de la mer (respectivement SAT, SLP, estimée par la différence de moyennes d'ensembles entre une phase positive et négative d'AMV, ci-après notées AMV+ et AMV-) significative à 95% par un t-test en 1xAMV en chaque point de grille. Ce nombre minimum N_{min} est déterminé en suivant la méthodologie proposée par DESER et al. (2012), en l'exprimant en fonction de l'écart type de la réponse :

$$N_{min} = \frac{8}{(X/\sigma)^2} \quad (3.2)$$

où X est la différence de moyennes d'ensemble, et σ l'écart type des différences à partir des 40 membres. En Atlantique Nord, où le rappel de la SST est le plus effectif, seulement deux membres sont nécessaires pour obtenir une réponse significative en SAT, excepté dans la région du Gulf Stream, où les anomalies de SST sont plus faibles et co-localisées avec le rail des tempêtes qui contribue au bruit atmosphérique. Aux moyennes latitudes, notamment en Europe, 40 membres sont insuffisants pour détecter des anomalies significatives en hiver à la fois en termes de température et de précipitations (non montré). De la même manière, aucune anomalie de circulation en dehors des tropiques n'est détectable avec 40 membres. A l'exception des régions tropicales et subtropicales, l'exploitation de ce seul ensemble, aussi grand soit-il, est alors difficile aux moyennes latitudes.

Ce n'est qu'en rappelant le modèle vers des anomalies de SST plus fortes, que les signaux en SLP et SAT deviennent davantage détectables en hiver. Les régions européennes où les anomalies de température nécessitent au moins 25 membres en 1xAMV pour être détectables, le deviennent avec environ 5 membres en 3xAMV (Figure 3.3). Toutefois, l'augmentation du signal d'AMV a une influence limitée. En effet, bien que les changements de circulation en SLP soient davantage détectables dans la bande tropicale entre 30° S et 30° N, ils ne le sont toujours pas aux moyennes latitudes, notamment en Europe, en raison de la variabilité atmosphérique qui reste prédominante.

Ces résultats sont cohérents avec l'interprétation tiré de l'article, mettant en avant la compétition des effets dynamiques et thermodynamiques de l'AMV sur la variabilité atmosphérique.

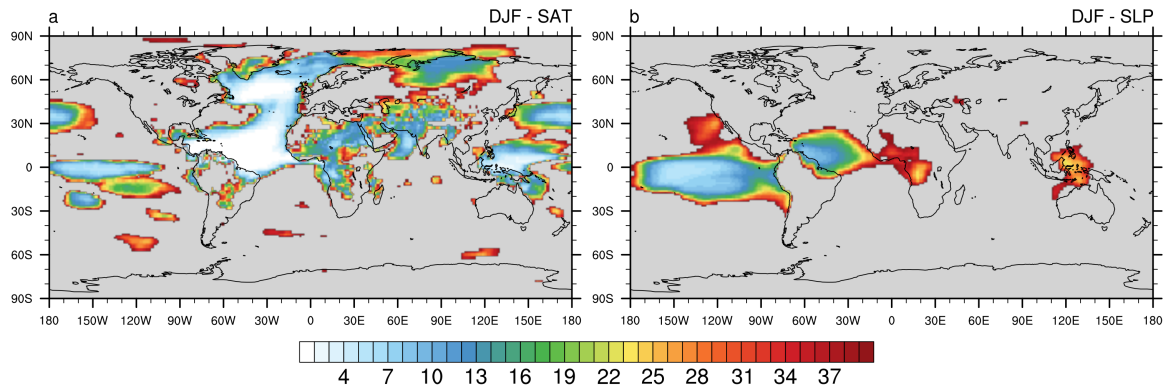


FIGURE 3.2 – Nombre minimum de membres nécessaires pour détecter une différence significative entre une phase positive et négative d'AMV en hiver (DJF, moyenne saisonnière de décembre à février) pour la température à 2 mètres (SAT) (a) et la pression de surface au niveau de la mer (SLP) (b) en 1xAMV. Les zones grises indiquent les régions où la différence moyenne avec 40 membres n'est pas significative à 95%.

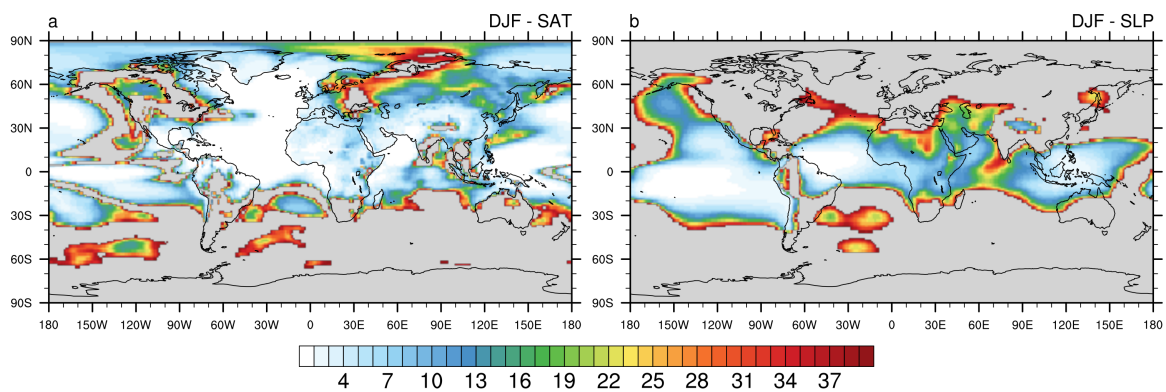


FIGURE 3.3 – Idem Figure 3.2 mais pour les expériences 3xAMV.

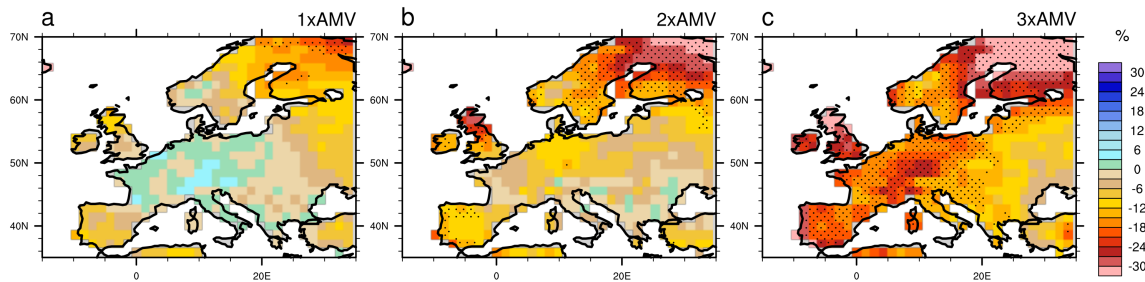


FIGURE 3.4 – Différence du nombre de jours de vague de froid (en pourcentage relatif) entre une phase positive et négative d'AMV en hiver (décembre à février) en moyenne pour 40 membres de 10 ans pour les expériences 1xAMV (a), 2xAMV (b) et 3xAMV (c).

2.3.2 Influence de l'AMV sur les vagues de froid

Les changements de fréquence d'occurrence d'évènements extrêmes sont maintenant étudiés pour évaluer l'effet de l'AMV sur la variance et les queues de distribution de température. Les changements d'occurrence de vagues de froid entre une phase AMV+ et AMV- sont ainsi analysés dans les mêmes expériences pacemaker exploitées dans l'article ci-dessus. Pour chaque amplitude de l'AMV, et pour chaque membre de l'ensemble AMV+ et AMV-, une vague de froid est définie comme un groupe de jours qui répondent à trois critères : (i) T_n doit rester sous le seuil T_{10} pendant au moins trois jours consécutifs, (ii) T_n moyennée sur l'ensemble de l'évènement doit rester sous le seuil T_{10} , et (iii) T_n pour chaque jour de l'évènement doit rester sous le seuil T_{75} , où T_n est la température minimale quotidienne de l'air à 2 m, et T_{10} (T_{75}) correspond au 10e (75e) percentile de la distribution de T_n construite à partir de l'ensemble des membres des expériences AMV+ et AMV- pendant la période décembre-janvier-février (DJF). Le nombre de jours de vagues de froid correspond au nombre de jours d'hiver qui répondent aux critères. En 1xAMV, un changement de phase n'impacte pas significativement le nombre de vagues de froids sur l'Europe, excepté sur le Nord de la Scandinavie (Figure 3.4). En 2xAMV, une diminution relative de 20% du nombre de jours de vague de froid est en moyenne obtenue sur le long de la façade océanique de l'Europe, tandis qu'en 3xAMV, cette diminution concerne toute l'Europe de l'Ouest jusqu'aux Balkans. La co-localisation des régions moins sensibles aux vagues de froid en phase positive d'AMV avec celles où un réchauffement est significativement obtenu en moyenne (Figure 2 de QASMI et al. (sous presse)) semble indiquer une absence de changement de variance de la température minimale entre deux phases de l'AMV. En termes de mécanismes physiques, certaines rétroactions de la part de la surface pourraient contribuer à expliquer localement de fortes variations, notamment en Scandinavie, où la rétroaction positive de la neige sur la température pourrait être moins active en phase positive d'AMV.

3 Influence de l'AMV sur le climat européen estival

En été, la variance de l'atmosphère devient plus faible qu'en hiver, ce qui rendrait la téléconnexion entre l'AMV et le climat européen davantage détectable (O'REILLY et al., 2017). La sensibilité de la réponse atmosphérique estivale au nombre de membres dans les expériences pacemaker est détaillée dans la partie ci-dessous, dans laquelle est confirmé le fait que la téléconnexion est effectivement davantage détectable en été qu'en hiver. Les

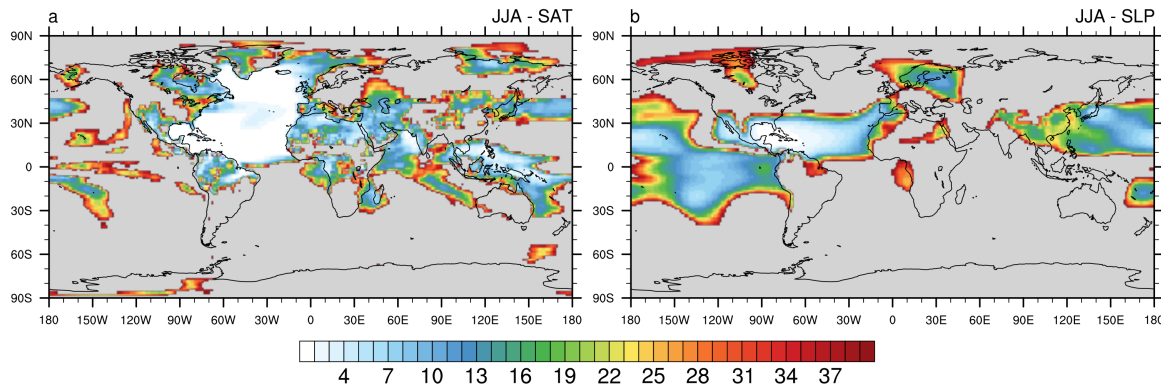


FIGURE 3.5 – Idem Figure 3.2 mais pour l'été.

anomalies en termes de température, précipitations et vagues de chaleur obtenus en Europe et sur le bassin méditerranéen, ainsi que les mécanismes susceptibles de les expliquer sont détaillés dans l'article intitulé « Modulation of the occurrence of heat waves over the Euro-Mediterranean region by the intensity of the Atlantic Multidecadal Variability » de S. Qasmi, E. Sanchez-Gomez, Y. Ruprich-Robert, J. Boé et C. Cassou soumis dans *Journal of Climate*, et dont le contenu est reproduit dans la partie 3.3. Pour cette analyse, des simulations similaires à celles de CNRM-CM5 ont été réalisées avec second modèle, EC-Earth3P. De plus, afin de quantifier les contributions respectives des SST tropicales et extra-tropicales, deux expériences supplémentaires ont été réalisées avec CNRM-CM5, dans lesquelles seule la SST d'une des deux zones est rappelée vers les anomalies associées à l'AMV observée. 40 membres de 10 ans sont réalisés pour une amplitude d'un écart-type d'AMV. Ces ensembles sont notés AMV_T (pour Tropiques, entre 0° et $30^\circ N$) et AMV_E (pour Extra-tropiques, entre $30^\circ N$ et $60^\circ N$). D'autres expériences ont également été réalisées pour étudier la sensibilité de la téléconnexion au climat moyen. La description complète de ces expériences est faite dans l'article. Un résumé en français le précède, suivis de ses limites et compléments en partie 3.4.

3.1 Nombre de membres nécessaire à une détection du signal de l'AMV

Tandis qu'en hiver, aucun signal en SLP n'est détecté avec 40 membres sur l'Europe en 1xAMV, environ 25 membres suffisent en été pour détecter une réponse significative sur la Scandinavie et la péninsule ibérique (Figure 3.5). Le signal en SAT devient également significatif le long de la façade Atlantique avec environ 20 membres nécessaires contre 40 en hiver. Cette diminution du nombre minimal de membres requis confirme un bruit atmosphérique plus faible en été. Néanmoins, à l'intérieur des terres, 40 membres sont toujours insuffisants pour détecter une réponse significative en 1xAMV, toujours en raison des anomalies de SST trop faibles. En 3xAMV, environ 5 membres suffisent en effet pour obtenir une réponse significative en SAT et SLP sur quasiment toute l'Europe (Figure 3.6).

3.2 Résumé

L'influence de l'AMV et de son amplitude sur le climat estival Euro-méditerranéen est étudiée dans deux modèles climatiques : CNRM-CM5 et EC-Earth3P. Des expériences idéalisées ont été menées dans lesquelles les températures de surface de la mer Atlantique Nord (SST) sont rappelées vers différentes amplitudes des anomalies AMV observées. En accord avec les observations, pendant une phase positive de l'AMV, les deux modèles simulent une augmentation (diminution) de la température et une diminution (augmentation) des précipitations sur le bassin méditerranéen (moitié nord de l'Europe). Une augmentation du nombre de jours de vague de chaleur est également observée sur les régions adjacentes à la mer Méditerranée. Les anomalies de circulation atmosphérique sont caractérisées par une dorsale (thalweg) sur le bassin méditerranéen (nord de l'Europe) à l'origine d'une réponse thermodynamique expliquant l'augmentation de l'occurrence de vagues de chaleur. L'anomalie anticyclonique sur le bassin méditerranéen est associée à des sols plus secs et à une réduction de la couverture nuageuse, qui induisent à la fois une diminution (augmentation) du flux de chaleur latent (sensible), et une augmentation des flux radiatifs entrants en surface. Les expériences additionnelles dans lesquelles le rappel de SST dans les tropiques et les extra-tropiques s'effectue séparément, montrent qu'un réchauffement simultané de la SST des régions tropicale et extra-tropicale de l'AMV est nécessaire pour générer les mécanismes à l'origine des anomalies de circulation sur la région Euro-Atlantique. En termes de sensibilité à l'intensité de la SST, les simulations indiquent que le nombre de jours de vagues chaleur sur le bassin méditerranéen augmente de façon linéaire avec l'amplitude de l'AMV. Toutefois, le degré de linéarité diffère entre les deux modèles et dépend de leurs biais intrinsèques. Cette différence soulève alors des questions quant à la robustesse des mécanismes de téléconnexion associés à l'AMV.

3.3 Article soumis à *Journal of Climate*

Modulation of the occurrence of heat waves over the Euro-Mediterranean region by the intensity of the Atlantic Multidecadal Variability

Saïd Qasmi^{1,2}, Emilia Sanchez-Gomez², Yohan Ruprich-Robert³, Julien Boé² and Christophe Cassou²

¹ *CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France*

² *CECI, Université de Toulouse, CNRS, Cerfacs, Toulouse, France*

³ *Barcelona Supercomputing Center, Barcelona, Spain*

Corresponding author address: Saïd Qasmi, Centre National de Recherches
Météorologiques, 42 Avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse, France.
E-mail: qasmi@cerfacs.fr

ABSTRACT

The influence of the Atlantic Multidecadal Variability (AMV) and its amplitude on the Euro-Mediterranean summer climate is studied in two climate models, namely CNRM-CM5 and EC-Earth3P. Large ensembles of idealized experiments have been conducted in which North Atlantic sea surface temperatures (SSTs) are relaxed towards different amplitudes of the observed AMV anomalies. In agreement with observations, during a positive phase of the AMV both models simulate an increase (decrease) of temperature and a decrease (increase) of precipitation over the Mediterranean basin (northern half of Europe). An increase in the number of heat wave (HW) days is also found over the continental Mediterranean region. In terms of atmospheric circulation, an anomalous ridge (trough) over the Mediterranean basin (northern Europe) induces a thermodynamical response explaining the increase in the occurrence of HW. The anticyclonic anomaly over the Mediterranean basin is associated with drier soils and a reduction of cloud cover, which concomitantly induce a decrease (increase) of the latent (sensible) heat flux and an increase of the downward radiative fluxes over lands. The source mechanisms leading to the mid-troposphere anomalies over North Atlantic and its adjacent continents are discussed. It is found that both the tropical and extra-tropical parts of the AMV modulate the atmospheric circulation over the Euro-Atlantic region. The number of HW days increases linearly with the amplitude of the AMV. However, the strength of this relationship differs between the models, and depends on their intrinsic biases, raising questions regarding the robustness of the mechanisms of teleconnections associated with the AMV.

1. Introduction

Heat waves over Europe are associated with major damages in many societal areas through increased mortality (Robine et al. 2008; Guo et al. 2017), decreased crop production (Ciais et al. 2005; Loboda et al. 2017), increased droughts (Zampieri et al. 2009). Anticipating such extreme weather events, especially their probability of occurrence has the potential to limit their harmful impacts.

Heat waves (hereafter HW) are primarily driven by internal atmospheric variability (Dole et al. 2011), making therefore challenging their predictability on seasonal timescales and even more on decadal timescales (Hanlon et al. 2013). Yet, HW properties can be modulated by boundary conditions of the climate system, like anthropogenic forcings (Hansen et al. 2012), but also by several of its components, *e.g.* the surface via soil moisture (Alexander 2011), the ocean through sea surface temperature (SST) (Alexander et al. 2009, Ruprich-Robert et al. 2018). At decadal timescales, oceanic modes of variability such as the Atlantic Multidecadal Variability (AMV) (Knight et al. 2005) seem to modulate the HW variations over the adjacent continents, *e.g.* the United Kingdom (UK), where several station-based HW measurements show a decadal variability during the 20th century (Sanderson et al. 2017).

At decadal timescales, prediction skill of state of the art numerical forecasts mainly comes from anthropogenic external forcing (van Oldenborgh et al. 2012). Additional skill comes from the initialization to observations of the different components of the simulated climate system, which aims to phase numerical decadal predictions variability with the observed one. In particular, decadal predictions are skillful in predicting the North Atlantic and the AMV several years in advance thanks to the initialization process (Robson et al. 2012, Yeager et al. 2018, García-Serrano et al. 2012). Yet, mean climate predictability over the adjacent continents (beyond ~ 1 yr) is rapidly lost (Doblas-Reyes et al. 2013). Similar results are also found for initialized predictions of climate extremes (Khodayar et al. 2015, Seager and Ting 2017, Liu et al. 2019).

Such a loss of predictability seems somehow paradoxical given the apparent links that have been documented between the AMV and summer climate over Europe both in models and observations. Sutton and Hodson (2005) show that during a positive phase of the AMV, warmer conditions are obtained over central Europe, particularly over the Mediterranean basin. Concomitantly, a decrease in precipitation is obtained over this region while an increase is observed over the northern half of Europe (Sutton and Dong 2012). Mariotti and Dell'Aquila (2011) also found that about 30% of summer temperature anomalies over the Mediterranean basin are explained by the AMV.

Current climate models show uneven results in the simulation of the teleconnection between the AMV and summer temperature over Europe, both in historical and pre-industrial control CMIP5 simulations (Qasmi et al. 2017). A large intermodel spread exists in the level of teleconnectivity, partly because of numerous uncertainties in the intrinsic properties of the AMV such as its amplitude, frequency, and in the coupling mechanisms between the ocean and the atmosphere. A key challenge for the climate research community is to overcome these deficiencies, by understanding how the ocean decadal variability actually influences climate over lands and how this information can be used for valuable climate predictions.

Several mechanisms have been proposed to explain the relationship between the AMV and summer climate variability over Europe. Negative sea level pressure (SLP) anomalies are observed over the British Isles during a positive phase of the AMV (hereafter AMV+) (Sutton and Hodson 2005; Sutton and Dong 2012; Ting et al. 2014), associated with positive precipitation anomalies and the absence of a significant temperature signal over Northern Europe. These negative SLP anomalies have been related to the southern lobe of the summer North Atlantic Oscillation (NAO) in its negative phase (hereafter NAO-). The latter seems to be more excited during the AMV+ phase (Mariotti and Dell'Aquila 2011, Linderholm and Folland 2017), with an influence extending to the Mediterranean, as suggested by Mariotti and Dell'Aquila (2011) who found that 30% of the decadal variance of Mediterranean summer precipitations is explained by the NAO. O'Reilly et al. (2017) confirm this result by separating the dynamic and thermodynamic influences of the AMV, mentioning that temperature anomalies over Mediterranean are partly explained by the large-scale atmospheric circulation in the Euro-Atlantic region. Using dedicated experiments, in which North Atlantic SSTs are prescribed, Sutton and Hodson (2007) show that the SLP response to an AMV forcing is consistent with the summer NAO- phase. This is confirmed by Ruprich-Robert et al. (2017) who also find a similar response in SLP and significant precipitation and temperature anomalies over Europe using idealized AMV coupled simulations.

Impacts of the AMV over the Euro-Mediterranean region have been documented in terms of mean climate, both in observations and models, but this is not the case for extreme events. Yet, the Mediterranean basin is considered as a climate change hotspot (Giorgi 2006) for which an assessment of the risks related to climate change is important since HW are expected to be more frequent in the next decades (Meehl and Tebaldi 2004; Diffenbaugh et al. 2007).

In this context, the Decadal Climate Prediction Project (DCPP) endorsed by CMIP6 (Eyring et al. 2016), and the European H2020 PRIMAVERA project (PRocess-based climate sIMulation: AdVances in high-resolution modeling and European climate Risk Assessment, <https://www.primavera-h2020.eu/>) aim to improve the understanding of the processes linking the AMV and climate decadal variability. For this purpose, a coordinated experimental protocol using partial coupling experiments has been proposed. In these simulations, North Atlantic SSTs are restored towards anomalies representative of the observed AMV while the rest of the system evolves freely (Boer et al. 2016, DCPP-Component C).

This paper aims to assess the influence of the AMV and also its amplitude on the European climate, particularly on HW, by using DCPP-compliant experiments from two climate models. The experimental protocol is presented in section 2. The mean temperature and HW responses to the AMV forcing, the mechanisms of teleconnection between the AMV and European HW, as well as their sensitivity to the amplitude of the AMV are detailed in section 3. We discuss and conclude our results in section 4.

2. Methods and data

a. Model sensitivity experiments

In this study, two climate models are used: EC-Earth3P (Haarsma et al. 2019) and CNRM-CM5 (Voldoire et al. 2013) from the CMIP6 and CMIP5 ensemble, respectively. The DCPP

framework and the experimental protocol of the idealized AMV simulations are detailed by Boer et al. (2016) (Table C1, Component C1.2 and C1.3, see also Technical Note 1: <https://www.wcrp-climate.org/wgsip/documents/Tech-Note-1.pdf>). Fig. 1a shows the pattern of SST anomalies used for the SST restoring for an AMV+ phase. This is done by adding a feedback term to the non-solar total heat flux in the surface temperature equation (Haney 1971). The restoring coefficient is fixed at $-40 \text{ W.m}^{-2}\text{.K}^{-1}$, which is equivalent to a two-month damping for a 50 m-deep mixed layer. In order to prevent a potential oceanic circulation drift introduced by the imposed SST anomalies, a restoring of sea surface salinity (SSS) through a freshwater flux correction is also applied in EC-Earth3P to conserve the North Atlantic surface density to a neutral state (see DCP-C Technical Note 2: <https://www.wcrp-climate.org/wgsip/documents/Tech-Note-2.pdf>). For each model, an AMV+ and an AMV- ensemble of 25 members of 10 years are computed. The two ensembles differ only in the sign of the targeted SST anomalies. For an AMV+ phase, SST anomalies from Fig. 1a are superimposed on the model's own climatology to obtain the SST pattern towards which modeled SSTs are restored. The initial conditions for CNRM-CM5 (EC-Earth3P) for all the components are arbitrarily selected every 5 (6) years within a 125 (150) yr-long control simulation conducted with CNRM-CM5 (EC-Earth3P), in which radiative forcings are constant during integration, and are fixed to the 1985 (1950) estimated values. The control simulations are detailed by Oudar et al. (2017) and Haarsma et al. (2019) for CNRM-CM5 and EC-Earth3P, respectively. In order to assess the sensitivity of the atmospheric response to the amplitude of the AMV, two additional sets of ensembles are computed for each model by multiplying the amplitude of the targeted SST anomalies by 2 and 3. The two additional ensembles are termed 2xAMV and 3xAMV respectively, and the reference ensemble is referred to as 1xAMV.

Since SSTs are not imposed but relaxed in our experiments, the amplitude of the ensemble mean anomalies of the resulting SSTs after the restoring in CNRM-CM5 are always lower than the targeted SST for all amplitudes and both phases of the AMV, with an ensemble spread of about 0.4°C (Fig. 1b). Compared to CNRM-CM5, EC-Earth3P simulates a warmer North Atlantic SST mean state of $\sim 0.8^{\circ}\text{C}$, explaining the warmer SST target for both AMV+ and AMV-. In addition, all SST ensemble means from EC-Earth3P are shifted in a way that for the AMV- phase, the SSTs are colder than the targeted SST; this shift is more pronounced for the AMV+ phase for which the SSTs are much colder than the targeted SSTs. This systematic shift is due to a technical feature related to the restoring protocol: a temporal linear interpolation of the targeted SST fields from a monthly timestep to the model's timestep results in an underestimation of the amplitude of the seasonal cycle in the model. This is apparent in EC-Earth3P whereas CNRM-CM5 seems to be less sensitive to this interpolation. Despite these discrepancies, the ensemble mean differences between AMV+ and AMV- are similar between the two models for each amplitude of AMV, indicating that the imposed anomalies are the same for both models.

In order to assess the respective contributions of the tropical and extra-tropical parts of the AMV, additional twin ensemble experiments (also proposed in DCP-C) where the AMV full pattern is split into tropical and extra-tropical anomalies have been conducted with CNRM-CM5 for the 1xAMV case. These experiments are respectively named $1xAMV_T$ and $1xAMV_E$.

The AMV-forced anomalies (also named response to the AMV) are defined as the ensemble

mean differences between the AMV+ and AMV- phases. For readability reasons, only the responses for 2xAMV experiments are shown in the main manuscript, while the responses for 1xAMV and 3xAMV are shown in the Supplementary Material.

b. Definition of heat waves and number of heat wave days

The definition of a HW following Ruprich-Robert et al. (2018) is adopted in this paper. For a given amplitude of the AMV, and for each member of the AMV+ and AMV- ensemble, a HW is defined as a group of days that satisfy three criteria: (i) Tx must exceed T90 for at least three consecutive days, (ii) Tx averaged over the entire event must exceed T90, and (iii) Tx for each day of the event must exceed the T75, where Tx is the daily maximum 2-m air temperature, and T90 (T75) corresponds to the 90th (70th) percentile of the Tx distribution built from the all the members of the AMV+ and AMV- experiments during the June-July-August (JJA) period. The number of HW days corresponds to the number of days during summer that meet the HW criteria.

3. Results

a. Impact of the AMV on the European summer climate

Consistent with previous studies based on models (Ruprich-Robert et al. 2017) and observations (O'Reilly et al. 2017), both models simulate in 2xAMV a near surface warming over the Mediterranean basin and northern Scandinavia in JJA, with a 2-meter temperature (T2m) response of $\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 2ab). This warming extends to the British Isles, Northern France and Central Europe in EC-Earth3P. Conversely, no signal is detectable over these regions in CNRM-CM5; a cooling is even obtained over the Baltic region in the latter. This difference between the two models can be explained by discrepancies between the AMV-forced responses through the atmospheric circulation and/or in the thermodynamically-based processes (detailed in section 3).

A dipole of precipitation anomalies is obtained over Europe in both models, with negative (positive) anomalies South (North) of 45°N , with significant values over Scandinavia and the North Sea coasts, except for EC-Earth3P, in which, following the T2m response, drier conditions are also found over western Europe. For both precipitation and T2m, continent-scale anomalies in 3xAMV have the same spatial structure compared to 2xAMV, but with a greater amplitude (Fig. 3a-d), while they are reduced in the 1xAMV experiments, in which the signals are hardly significant (Fig. 4a-d).

In consistence with previous studies (Sutton and Hodson 2007, Sutton and Dong 2012), an anomalous trough is obtained over North Sea and Scandinavia in both models in 2xAMV (black contours in Fig. 2ef), coherent with the increase of precipitation over these regions. Concomitantly, an anomalous ridge at 500 hPa above negative SLP anomalies is also found over the Mediterranean region. This ridge-trough meridional dipole contributes to explain the precipitation and T2m responses on each side of 45°N over Europe. Noticeably, SLP and geopotential at 500 hPa (Z500) anomalies both are stronger and cover a larger area in CNRM-CM5 than in EC-Earth3P, with a minimum over the west of the UK, explaining the above-mentioned differences between the two models in terms of precipitation and temperature over western Europe. The dipolar circulation anomalies are also found in

3xAMV but with a stronger amplitude (Fig. 3ef), whereas it is less robust in 1xAMV, in which no significant anomalies of SLP or Z500 are detected (Fig. 4ef).

An increase in the number of HW days is obtained in both models over the Mediterranean basin in 2xAMV (Fig. 2gh). However, the location of the maximum anomalies differs between the two models: Anatolia, the Levant and Maghreb for EC-Earth3P, while Greece, Italy and Turkey are more impacted in CNRM-CM5. For both models, the number of HW days per summer over these regions is increased by ~20% in average (up to 50% over the eastern Mediterranean) relative to the climatological number of HW days in 2xAMV (~7 per summer, black contours in Fig. 2gh). Coherently with the mean climate responses in T2m and precipitations, positive HW anomalies are also found in 1xAMV (3xAMV), with an increase of ~10% (~30%).

In the following section, we investigate the mechanisms that may explain the climate responses characterized in this section. We will focus both on processes leading to local thermodynamic changes and those causing the atmospheric circulation changes.

b. Influence of the AMV-forced SST anomalies on thermodynamical processes

The Z500 anticyclonic anomalies located over the Mediterranean region are associated with a significant decrease of total cloud cover in EC-Earth3P in 2xAMV (Fig. 5a). This decrease is less pronounced in CNRM-CM5 (Fig. 5b), and restricted to the eastern part of the Mediterranean basin (a slight increase is even obtained over the western Maghreb, Iberian Peninsula, and northern Europe). These anomalies induce changes in the surface radiation budget: positive anomalies in the sum of the downward longwave (LW) and shortwave (SW) radiation are found over regions associated with a decrease of total cloud cover (Fig. 5cd), which is spatially consistent with the T2m response (Fig. 2ab) and the increase of the number of HW (Fig. 2gh). Note that in CNRM-CM5, positive downward LW+SW radiation anomalies are also obtained over northwestern African coasts and the Iberian Peninsula although cloud cover increases over these regions, suggesting the impact of other processes on the positive downward radiation. The lower troposphere warming and moistening also impact downward LW radiation, and partly explain the positive LW+SW anomalies over the Mediterranean basin. Unfortunately, LW and SW radiation fields in clear-sky conditions have not been saved to precisely assess the radiative contribution of cloud cover anomalies.

In both models, a negative latent heat flux response, *i.e.* a decrease in evapotranspiration, is obtained over the eastern Mediterranean coasts (Fig. 5ef), where the increase of the number of HW days is the largest (Fig. 2gh). As no particular drying is obtained over these regions in the previous spring and winter (not shown), this decrease of evapotranspiration is associated with the concomitant negative precipitation response (Fig. 2cd) therefore causing a surface heating and enhancing the probability of HW occurrence. Positive anomalies of sensible heat flux (SH) are obtained over the Mediterranean coasts, particularly over the eastern side of the basin, because of warmer soils than the lower atmosphere, which are directly impacted by the increase in downward SW radiation and by the drier soil conditions (Fig. 5gh).

In addition to the direct effect of the negative cloud cover anomalies on the radiative fluxes, other processes may contribute to the T2m and HW responses, especially over the western Mediterranean and the Levant, where a response of turbulent heat fluxes is not detectable. In

CNRM-CM5, it is found that the northwestern African coasts, the Iberian Peninsula and the Levant are under the influence of the advection by the climatological wind of positive temperatures anomalies from North Atlantic and the Mediterranean sea, where SST anomalies are positive during an AMV+ phase, contributing to the increase obtained in the downward LW fluxes (not shown).

Coherently with the T2m and HW responses, similar responses in the radiative fluxes are found in the 3xAMV and 1xAMV experiments (Fig. 6-7), in which the amplitude of the anomalies are stronger and weaker, respectively.

The circulation changes associated with the thermodynamic response and with the impacts in T2m and precipitation over the Euro-Mediterranean region are discussed in the next section.

c. Influence of the AMV-forced SST anomalies on the atmospheric circulation

The Z500 response to the AMV is characterized by anticyclonic (cyclonic) anomalies centered over Greenland (northwestern Europe) and projects on NAO- pattern (Fig. 2ef). Previous studies focusing on the observed AMV impacts have suggested several mechanisms leading to a very similar Z500 response.

Based on observational analysis, Dong et al. (2012) suggest a local influence of the AMV on the NAO: during an AMV+ phase, the weakening of the SST meridional gradient over the subpolar gyre induces a southward shift of the westerly winds and the storm tracks whose fingerprint resembles the summer NAO-. This shift leads to similar temperature and precipitation anomalies to those shown in Fig. 2cd: enhanced precipitation over the UK and northwestern Europe and decreased precipitation over the Mediterranean basin (their Fig. 3). However, no significant anomalies in the summer storm tracks is detected in our idealised AMV experiments (not shown).

Several studies also suggest that the Z500 anomalies over Europe are part of a larger-scale pattern. Bladé et al. (2011) show that a negative (positive) phase of the NAO is associated with a Z500 tripolar structure, characterized by a Z500 dipole located over East Atlantic and northern Europe and an anomalous ridge (trough) over the Mediterranean basin. The authors interpret this tripole as part of a circumglobal wave-like pattern of anomalies over the Northern Hemisphere. A similar response is obtained in CNRM-CM5 and EC-Earth3P, which also indicates a wave-like pattern of Z500 anomalies in 2xAMV (Z500*, Fig. 8ab) with positive anomalies over the North Pacific, north-eastern America, Greenland the Mediterranean sea; and negative anomalies over western North America and northern Europe. This wave-like pattern is robust across the 3 amplitudes of the AMV (Fig. 9-10), with a stronger (weaker) amplitude in 3xAMV (1xAMV).

Several mechanisms implying the AMV have been proposed to explain this wave-like pattern. They are based on both the tropical and extra-tropical AMV-forced SST anomalies. Ghosh et al. (2017, 2019) claim that the negative Z500 anomalies over western Europe result from a linear baroclinic response triggered by a diabatic heating over the northwestern Atlantic during an AMV+ phase (Gulev et al. 2013), inducing an easterly wave-like response. Lin et al. (2016) also suggest an influence of the AMV-forced extra-tropical SST on the multidecadal variability of the wave-like circumglobal pattern, but unlike Ghosh et al. (2017),

they found in idealized experiments that the circulation anomalies over Europe are of a barotropic type.

On the other hand, a key role from tropical Atlantic in modulating the atmospheric circulation in the extra-tropics has also been mentioned by other studies. Wang et al. (2012) show that the observed multidecadal changes in the circumglobal teleconnection during the last century have been partially due to the West African monsoon. The latter is known to be enhanced during an AMV+ phase via the tropical Atlantic (Zhang and Delworth 2006; Martin et al. 2014), which is also the case in our experiments (Fig. 8cd). According to Wang et al. (2012), the African monsoon, acting as a heat source and coupled with the upper-level jet stream, generates a Rossby wave response, which may modulate the atmospheric circulation over the Euro-Atlantic region. Alternatively, Gaetani et al. (2011), Cassou et al. (2005), among others, suggest an other mechanism, which is based on a direct meridional overturning circulation between the tropics and the Mediterranean basin, triggered by the enhanced West African monsoon, and/or by the tropical Atlantic warming during an AMV+ phase.

Assessing (i) the relevance of each of the above-mentioned mechanisms in each model, and (ii) their sensitivity to the amplitude of the AMV requires further dedicated experiments and analyses, which are beyond the scope of this study. However, we provide here a qualitative estimation of the contribution of the tropical and extra-tropical part of the AMV on atmospheric circulation anomalies by using the additional twin ensemble experiments $1xAMV_T$ and $1xAMV_E$. Fig. 11 shows that the Z500* anomalies obtained over the Euro-Mediterranean region in the full pattern experiments for CNRM-CM5 are not due to an exclusive SST forcing from the tropics nor from the extra-tropics. The tripolar circulation anomalies over the Mediterranean basin in $1xAMV$ seem to be attributable to the tropical SST anomalies, with a similar northwestward tilted structure in $1xAMV_T$, whereas the Z500* response obtained in $1xAMV_E$ is weaker (Fig. 11abc). Conversely, the positive anomalies over north-eastern America seem to be attributable to an extra-tropical forcing, although the signals are hardly significant because of the weak amplitude of the SST anomalies.

The additivity hypothesis of the tropical and extra-tropical impacts on the atmospheric circulation is tested by comparing the sum of the $1xAMV_E$ and $1xAMV_T$ responses to the $1xAMV$ response. Fig. 11cd shows the comparison between the Z500* response in $1xAMV_T + 1xAMV_E$ compared to $1xAMV$. The additivity assumption is not valid over the subpolar gyre and Central Europe where opposite-sign responses are obtained; however, the tripolar Z500* anomalies over the Mediterranean basin in $1xAMV_T + 1xAMV_E$, although slightly shifted, are similar to those obtained in the full pattern response. These results support the idea of the existence of non-linearities, *i.e.* a combined role of the tropical and the extra-tropical AMV-forced SST anomalies to explain the atmospheric response over the Euro-Atlantic region, even if, again, the amplitude of the SST forcing is too weak to firmly conclude.

The spatial patterns of the T2m, HW and Z500 responses shown in Fig. 2-4 indicate a progressive reinforcement of the anomalies with the amplitude of the AMV in both models. The next section aims at quantifying the degree of linearity between the atmospheric response and the amplitude of the AMV-forced SST anomalies.

d. Linearity between the AMV-forced SST anomalies and the HW response over the Mediterranean basin

The intensity of the T2m response seems to be a linear function of the amplitude of the AMV for both models (Fig. 12a). A linear relationship is also obtained for the HW response, but unlike the T2m responses, the slope is, according to a t-test, significantly greater for EC-Earth3P than for CNRM-CM5 (Fig. 12ab). The intercept is also higher for EC-Earth3P, and denotes that the climatological number of HW days is higher in this model. This discrepancy between the two models in the AMV/HW relationships can be due to two reasons: (i) different intrinsic model differences leading to different responses, and (ii) different external forcing background states (1950 for EC-Earth3P and 1985 for CNRM-CM5). The first one could be associated with different climatologies between the two models impacting the HW response: *e.g.* a weaker climatological soil moisture in EC-Earth3P than in CNRM-CM5 during summer. Assessing the contribution of this feature would require further experiments, which are beyond the scope of the study.

The sensitivity of the response to the external forcing background is evaluated with CNRM-CM5, for which additional simulations were performed with an 1850 external forcing background (Qasmi et al. 2019). These simulations are similar to those used in this paper except that they are initialized from the conditions of the CMIP5 pre-industrial control simulation of CNRM-CM5, in which external forcings are maintained at the 1850 level. The comparison between these two types of experiments, named CNRM-CM5(1850) and CNRM-CM5(1985), shows that the mean background state has no clear influence on the AMV/T2m linear relationship (Fig. 12c): although the T2m response in the CNRM-CM5(1850) simulation is weaker with a lower intercept of $\sim 0.1^{\circ}\text{C}$, the same slopes are obtained in for both mean background states. A similar result is obtained for the HW response, for which CNRM-CM5(1985) and CNRM-CM5(1850) are almost indistinguishable from each other. Note that the linearity of the T2m/HW response does not necessarily imply a linearity of the mechanisms leading to this response. The precise origins of the latter, discussed in section 3.3, as well as their sensitivity to the amplitude of the AMV still remain to be clearly identified. Note also the larger spread of the T2m and HW anomalies in CNRM-CM5(1850) than in CNRM-CM5(1985). The reduction of the spread with the 1985 background may correspond to a stronger signal-to-noise ratio in the latter, which could be interpreted as the impact of the anthropogenic forcing, which tend to reduce the atmospheric noise over the Mediterranean basin (Bengtsson et al. 2006). Assuming that the sensitivity to the external forcing background is the same in EC-Earth3P, *i.e.* that the interaction between AMV and the external forcing background is not model-dependent, the differences between the two models in the AMV/HW linear relationships may depend on their respective intrinsic biases.

4. Conclusions and discussion

The impacts of the AMV on the European summer climate are studied in two climate models, EC-Earth3P and CNRM-CM5, using idealized experiments in which the North Atlantic SST is restored towards anomalies characteristic of the observed AMV. To estimate the sensitivity of the atmospheric response to the amplitude of the AMV, three ensembles of simulations are performed, corresponding to one, two and three standard deviations of the observed AMV. Both climate models are coherent in the surface temperature and precipitation responses and show that during a positive phase of AMV an increase (decrease) in T2m and a decrease (increase) in precipitation are obtained over the Mediterranean basin (northern half of Europe). These results are consistent with previous studies based on a similar experimental protocol (Ruprich-Robert et al. 2017), and observations (Sutton and Dong 2012, their Fig. 2

and 3). For an observed AMV amplitude of two standard deviations, extreme temperature events increase by up to 50% in the number of days of HW over several regions of the Mediterranean basin, especially over its eastern part, where both models exhibit the most robust response. The associated mid-troposphere response is characterized by an anomalous trough (ridge) over Northern Europe (the Mediterranean Sea), which is coherent with the responses in T2m, HW and precipitation.

A decrease in total cloud cover over the Mediterranean basin during an AMV+ phase induces an increase in downward shortwave radiation, which contributes to the surface warming and to the increase in the number of HW days. In addition, as a response to the decrease in precipitation, evapotranspiration is reduced, contributing to a surface warming. Finally, the advection by the climatological flow of warmer air mass from North Atlantic and the Mediterranean sea provides an additional warming over northwestern Africa, the Iberian Peninsula and the Levant.

Different mechanisms, which have been addressed in previous studies, could explain the changes in the atmospheric circulation leading to the cloud cover anomalies and the associated responses in T2m, HW and precipitation over the Euro-Mediterranean region. The Z500 anomalies over the Euro-Atlantic region are found to be part of a circumglobal stationary wave in the Northern Hemisphere which is more excited during a positive phase of the AMV. Here we argue that the atmospheric circulation anomalies over the North Atlantic and *a fortiori* over the northern hemisphere, may be the result from numerous non-exclusive sources, that in turn can be classified into extra-tropical and tropical sources.

An extra-tropical warming over the North Atlantic SST during an AMV+ phase could enhance diabatic heating over the midlatitudes inducing an anomalous eastward-propagating wave. The midlatitude circulation could also be modulated by a warmer than normal Tropical Atlantic that may (i) enhance the diabatic heating causing an anomalous wave activity in the upper troposphere over the Euro-Atlantic region and/or (ii) trigger a direct meridional atmospheric cell between the tropics and the Mediterranean basin. Although not addressed in this study, remote effects of AMV on the adjacent oceanic basins (Ruprich-Robert et al. 2017) may also impact the geopotential response via (i) the tropical Pacific through divergence anomalies (O'Reilly et al. 2018), and (ii) the Indian ocean and the Asian monsoon through the eastward propagation of Rossby waves (Rodwell and Hoskins, 2001; Cherchi et al. 2014), but a deeper analysis goes beyond the scope of the present paper. Identifying the relevant mechanisms, assessing their respective contribution in each model, and quantifying their sensitivity to the amplitude of the AMV constitute appealing perspectives within the DCP-C initiative.

A linear relationship between the amplitude of the AMV and the HW/T2m response is found in both models, with a stronger AMV/HW relation in EC-Earth3P due to intrinsic model differences between the two models. One caveat must be raised regarding the interpretation of this linear relationship. Since the restoring coefficient is fixed, the SST restoring tends to be more efficient in the tropics than in the extra-tropics due to the different mixed layer depths (MLD) between these two regions. SSTs are better constrained in the tropics where the ocean is more stratified, than in the extra-tropics where the mixed layer is thicker. Therefore, more weight may be given to the tropics than the extra-tropics, potentially leading to (i) an underestimation of the mechanisms of teleconnection from this region, (ii) a different

HW response over Europe, and (iii) a breaking of the linear relation between SST and HW. As done by Ortega et al. (2017), additional experiments in which the restoring coefficient evolves as a function of the MLD have been computed with CNRM-CM5 and EC-Earth3P. Preliminary results indicate that the responses are unchanged.

The similarity between models and observations suggests that the observed T2m anomalies over Europe result from a forcing by the AMV rather than being a consequence of the sole atmospheric internal variability. Estimating the HW sensitivity to the AMV over the Mediterranean basin in observations would contribute to assess the robustness of our findings.

A last interesting perspective would also be to evaluate the sensitivity of the response to warmer mean background states. We found that this feature has little influence in CNRM-CM5, but there is no guarantee that for a considerably warmer climate, typically characteristic of the mid- to late-21st century, the level of teleconnectivity remains the same given the future abrupt climate changes that could occur depending on anthropogenic emission scenarios. This would provide an estimate of the risks associated with HW few decades ahead.

Acknowledgements:

This work was supported by a grant from Electricité de France (EDF), by the French National Research Agency (ANR) in the framework of the MORDICUS project (Grant Agreement ANR-13-SENV-731 0002), by the European Union's Horizon 2020 Research and Innovation Programme in the framework (i) of the PRIMAVERA project (Grant Agreement 641727) and (ii) of the Marie Skłodowska-Curie grant INADEC (Grant agreement 800154). The figures were produced with the NCAR Command Language Software (<http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>).

References

- Alexander, L., 2011: Extreme heat rooted in dry soils. *Nature Geosci*, **4**, 12–13, <https://doi.org/10.1038/ngeo1045>.
- Alexander, L. V., P. Uotila, and N. Nicholls, 2009: Influence of sea surface temperature variability on global temperature and precipitation extremes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**, <https://doi.org/10.1029/2009JD012301>.
- Bengtsson, L., K. I. Hodges, and E. Roeckner, 2006: Storm Tracks and Climate Change. *J. Climate*, **19**, 3518–3543, <https://doi.org/10.1175/JCLI3815.1>.
- Bladé, I., B. Liebmann, D. Fortuny, and G. J. van Oldenborgh, 2012: Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the Mediterranean region. *Clim Dyn*, **39**, 709–727, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1195-x>.
- Boer, G. J., and Coauthors, 2016: The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 3751–3777, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3751-2016>.
- Cassou, C., L. Terray, and A. S. Phillips, 2005: Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *J. Climate*, **18**, 2805–2811, <https://doi.org/10.1175/JCLI3506.1>.
- Cherchi, A., H. Annamalai, S. Masina, and A. Navarra, 2014: South Asian Summer Monsoon and the Eastern Mediterranean Climate: The Monsoon–Desert Mechanism in CMIP5 Simulations. *J. Climate*, **27**, 6877–6903, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00530.1>.
- Ciais, Ph., and Coauthors, 2005: Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, **437**, 529–533, <https://doi.org/10.1038/nature03972>.
- Diffenbaugh, N. S., J. S. Pal, F. Giorgi, and X. Gao, 2007: Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L11706, <https://doi.org/10.1029/2007GL030000>.
- Doblas-Reyes, F. J., and Coauthors, 2013: Initialized near-term regional climate change prediction. *Nat Commun*, **4**, 1715, <https://doi.org/10.1038/ncomms2704>.
- Dole, R., and Coauthors, 2011: Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave? *Geophys. Res. Lett.*, **38**, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2010GL046582>.
- Dong, B., R. T. Sutton, T. Woollings, and K. Hodges, 2013: Variability of the North Atlantic summer storm track: mechanisms and impacts on European climate. *Environ. Res. Lett.*, **8**, 034037, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/034037>.
- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 1937–1958, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>.

Folland, C. K., J. Knight, H. W. Linderholm, D. Fereday, S. Ineson, and J. W. Hurrell, 2009: The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future. *J. Climate*, **22**, 1082–1103, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2459.1>.

Gaetani, M., B. Pohl, H. Douville, and B. Fontaine, 2011: West African Monsoon influence on the summer Euro-Atlantic circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2011GL047150>.

García-Serrano, J., F. J. Doblas-Reyes, and C. a. S. Coelho, 2012: Understanding Atlantic multi-decadal variability prediction skill. *Geophysical Research Letters*, **39**, <https://doi.org/10.1029/2012GL053283>.

Ghosh, R., W. A. Müller, J. Baehr, and J. Bader, 2017: Impact of observed North Atlantic multidecadal variations to European summer climate: a linear baroclinic response to surface heating. *Clim Dyn*, **48**, 3547–3563, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3283-4>.

———, ———, A. Eichhorn, J. Baehr, and J. Bader, 2019: Atmospheric pathway between Atlantic multidecadal variability and European summer temperature in the atmospheric general circulation model ECHAM6. *Clim Dyn*, **53**, 209–224, <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4578-4>.

Giorgi, F., 2006: Climate change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L08707, <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>.

Gulev, S. K., M. Latif, N. Keenlyside, W. Park, and K. P. Koltermann, 2013: North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales. *Nature*, **499**, 464–467, <https://doi.org/10.1038/nature12268>.

Guo, Y., and Coauthors, 2017: Heat Wave and Mortality: A Multicountry, Multicommunity Study. *Environ Health Perspect*, **125**, 087006, <https://doi.org/10.1289/EHP1026>.

Haarsma, R, M Acosta, R Bakhshi, P-A Bretonnière, L-P Caron, M Castrillo, S Corti, P Davini, E Exarchou, F Fabiano, U Fladrich, R Fuentes, J García-Serrano, J von Hardenberg, T Koenigk, X Levine, V Meccia, T van Noije, G van den Oord, F Palmeiro, M Rodrigo, Y Ruprich-Robert, P Le Sager, E Tourigny, S Wang, M van Weele and K Wyser, 2019: HighResMIP versions of EC-Earth: EC-Earth3P and EC-Earth3P-HR. Description, model performance, data handling and validation. *Geosci. Model Dev.*, submitted.

Haney, R. L., 1971: Surface Thermal Boundary Condition for Ocean Circulation Models. *J. Phys. Oceanogr.*, **1**, 241–248, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1971\)001<0241:STBCFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1971)001<0241:STBCFO>2.0.CO;2).

Hanlon, H. M., G. C. Hegerl, S. F. B. Tett, and D. M. Smith, 2013: Can a Decadal Forecasting System Predict Temperature Extreme Indices? *J. Climate*, **26**, 3728–3744, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00512.1>.

Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy, 2012: Perception of climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **109**, E2415–E2423, <https://doi.org/10.1073/pnas.1205276109>.

Khodayar, S., A. Sehlinger, H. Feldmann, and Ch. Kottmeier, 2015: Sensitivity of soil moisture initialization for decadal predictions under different regional climatic conditions in Europe. *Int. J. Climatol*, **35**, 1899–1915, <https://doi.org/10.1002/joc.4096>.

Knight, J. R., 2005: A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20708, <https://doi.org/10.1029/2005GL024233>.

Lin, J.-S., B. Wu, and T.-J. Zhou, 2016: Is the interdecadal circumglobal teleconnection pattern excited by the Atlantic multidecadal Oscillation? *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, **9**, 451–457, <https://doi.org/10.1080/16742834.2016.1233800>.

Linderholm, H. W., and C. K. Folland, 2017: Summer North Atlantic Oscillation (SNAO) variability on decadal to palaeoclimate time scales. *PAGES Mag*, **25**, 57–60, <https://doi.org/10.22498/pages.25.1.57>.

Liu, Y., M. G. Donat, H. W. Rust, L. V. Alexander, and M. H. England, 2019: Decadal predictability of temperature and precipitation means and extremes in a perfect-model experiment. *Clim Dyn*, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04734-z>.

Loboda, T., O. Krankina, I. Savin, E. Kurbanov, and J. Hall, 2017: Land Management and the Impact of the 2010 Extreme Drought Event on the Agricultural and Ecological Systems of European Russia. *Land-Cover and Land-Use Changes in Eastern Europe after the Collapse of the Soviet Union in 1991*, G. Gutman and V. Radeloff, Eds., Springer International Publishing, 173–192.

Mariotti, A., and A. Dell'Aquila, 2012: Decadal climate variability in the Mediterranean region: roles of large-scale forcings and regional processes. *Clim Dyn*, **38**, 1129–1145, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1056-7>.

Martin, E. R., and C. D. Thorncroft, 2014: The impact of the AMO on the West African monsoon annual cycle: Impact of AMO on West African Monsoon. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **140**, 31–46, <https://doi.org/10.1002/qj.2107>.

Meehl, G. A., and C. Tebaldi, 2004: More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. *Science*, **305**, 994–997, <https://doi.org/10.1126/science.1098704>.

van Oldenborgh, G. J., F. J. Doblas-Reyes, B. Wouters, and W. Hazeleger, 2012: Decadal prediction skill in a multi-model ensemble. *Clim Dyn*, **38**, 1263–1280, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1313-4>.

O'Reilly, C. H., T. Woollings, and L. Zanna, 2017: The Dynamical Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on Continental Climate. *J. Climate*, **30**, 7213–7230, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0345.1>.

——, ——, ——, and A. Weisheimer, 2018: The Impact of Tropical Precipitation on Summertime Euro-Atlantic Circulation via a Circumglobal Wave Train. *J. Climate*, **31**, 6481–6504, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0451.1>.

Ortega, P., E. Guilyardi, D. Swingedouw, J. Mignot, and S. Nguyen, 2017: Reconstructing extreme AMOC events through nudging of the ocean surface: a perfect model approach. *Clim Dyn*, **49**, 3425–3441, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3521-4>.

Oudar, T., E. Sanchez-Gomez, F. Chauvin, J. Cattiaux, L. Terray, and C. Cassou, 2017: Respective roles of direct GHG radiative forcing and induced Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere atmospheric circulation. *Clim Dyn*, **49**, 3693–3713, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3541-0>.

Qasmi, S., C. Cassou, and J. Boé, 2017: Teleconnection Between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature: Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 11,140–11,149, <https://doi.org/10.1002/2017GL074886>.

——, ——, and ——, 2019: Teleconnection processes linking the intensity of the Atlantic Multidecadal Variability to the climate impacts over Europe in boreal winter. *J. Climate*, in revision: <http://arxiv.org/abs/1906.05733>

Robine, J.-M., S. L. K. Cheung, S. Le Roy, H. Van Oyen, C. Griffiths, J.-P. Michel, and F. R. Herrmann, 2008: Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003. *Comptes Rendus Biologies*, **331**, 171–178, <https://doi.org/10.1016/j.crv.2007.12.001>.

Robson, J. I., R. T. Sutton, and D. M. Smith, 2012: Initialized decadal predictions of the rapid warming of the North Atlantic Ocean in the mid 1990s. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, n/a-n/a, <https://doi.org/10.1029/2012GL053370>.

Rodwell, M. J., and B. J. Hoskins, 2001: Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons. *J. Climate*, **14**, 3192–3211, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3192:SAASM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3192:SAASM>2.0.CO;2).

Ruprich-Robert, Y., R. Msadek, F. Castruccio, S. Yeager, T. Delworth, and G. Danabasoglu, 2017: Assessing the Climate Impacts of the Observed Atlantic Multidecadal Variability Using the GFDL CM2.1 and NCAR CESM1 Global Coupled Models. *J. Climate*, **30**, 2785–2810, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0127.1>.

——, T. Delworth, R. Msadek, F. Castruccio, S. Yeager, and G. Danabasoglu, 2018: Impacts of the Atlantic Multidecadal Variability on North American Summer Climate and Heat Waves. *J. Climate*, **31**, 3679–3700, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0270.1>.

Sanderson, M., T. Economou, K. Salmon, and S. Jones, 2017: Historical Trends and Variability in Heat Waves in the United Kingdom. *Atmosphere*, **8**, 191, <https://doi.org/10.3390/atmos8100191>.

Seager, R., and M. Ting, 2017: Decadal Drought Variability Over North America:

Mechanisms and Predictability. *Curr Clim Change Rep*, **3**, 141–149, <https://doi.org/10.1007/s40641-017-0062-1>.

Sutton, R. T., and D. L. R. Hodson, 2005: Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science*, **309**, 115–118, <https://doi.org/10.1126/science.1109496>.

——, and ——, 2007: Climate Response to Basin-Scale Warming and Cooling of the North Atlantic Ocean. *J. Climate*, **20**, 891–907, <https://doi.org/10.1175/JCLI4038.1>.

——, and B. Dong, 2012: Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geosci*, **5**, 788–792, <https://doi.org/10.1038/ngeo1595>.

Ting, M., Y. Kushnir, and C. Li, 2014: North Atlantic Multidecadal SST Oscillation: External forcing versus internal variability. *Journal of Marine Systems*, **133**, 27–38, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.07.006>.

Voltaire, A., and Coauthors, 2013: The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Clim Dyn*, **40**, 2091–2121, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>.

Wang, H., B. Wang, F. Huang, Q. Ding, and J.-Y. Lee, 2012: Interdecadal change of the boreal summer circumglobal teleconnection (1958–2010). *Geophysical Research Letters*, **39**, <https://doi.org/10.1029/2012GL052371>.

Yeager, S. G., and Coauthors, 2018: Predicting Near-Term Changes in the Earth System: A Large Ensemble of Initialized Decadal Prediction Simulations Using the Community Earth System Model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **99**, 1867–1886, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0098.1>.

Zampieri, M., F. D’Andrea, R. Vautard, P. Ciais, N. de Noblet-Ducoudré, and P. Yiou, 2009: Hot European Summers and the Role of Soil Moisture in the Propagation of Mediterranean Drought. *J. Climate*, **22**, 4747–4758, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2568.1>.

Zhang, R., and T. L. Delworth, 2006: Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, **33**, <https://doi.org/10.1029/2006GL026267>.

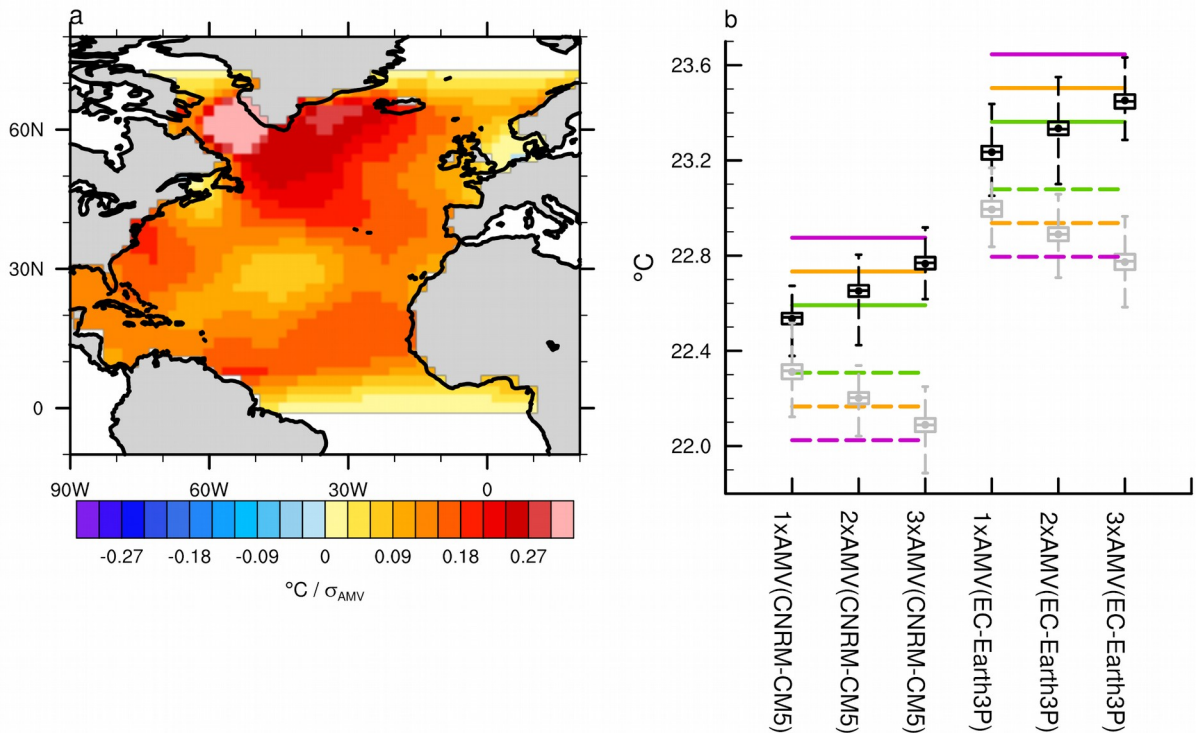


Fig. 1: (a) Anomalous SST pattern used for restoring and taken from input4MIPs archive (units are $^{\circ}\text{C}/\sigma(\text{AMV})$, shading interval is every 0.03°C). (b) Simulated raw annual SST averaged over the North Atlantic restored sector for AMV+ (black) and AMV- (gray) experiments for CNRM-CM5 and EC-Earth3P. Each boxplot stands for the distribution obtained from 250 years for each ensemble ($25\text{-members} \times 10\text{-years}$). The top (bottom) of the box represents the first (last) tercile of the distribution and the upper (lower) whisker represents the first (ninth) decile. Dots and inside-line stand for the mean and the median of the distribution, respectively. The green, orange and magenta horizontal lines show the SST targets for each model for the 1xAMV, 2xAMV and 3xAMV ensembles corresponding to 1, 2 and 3 standard deviations of the observed AMV index, respectively. Solid and dashed stands respectively for AMV+ and AMV- experiments.

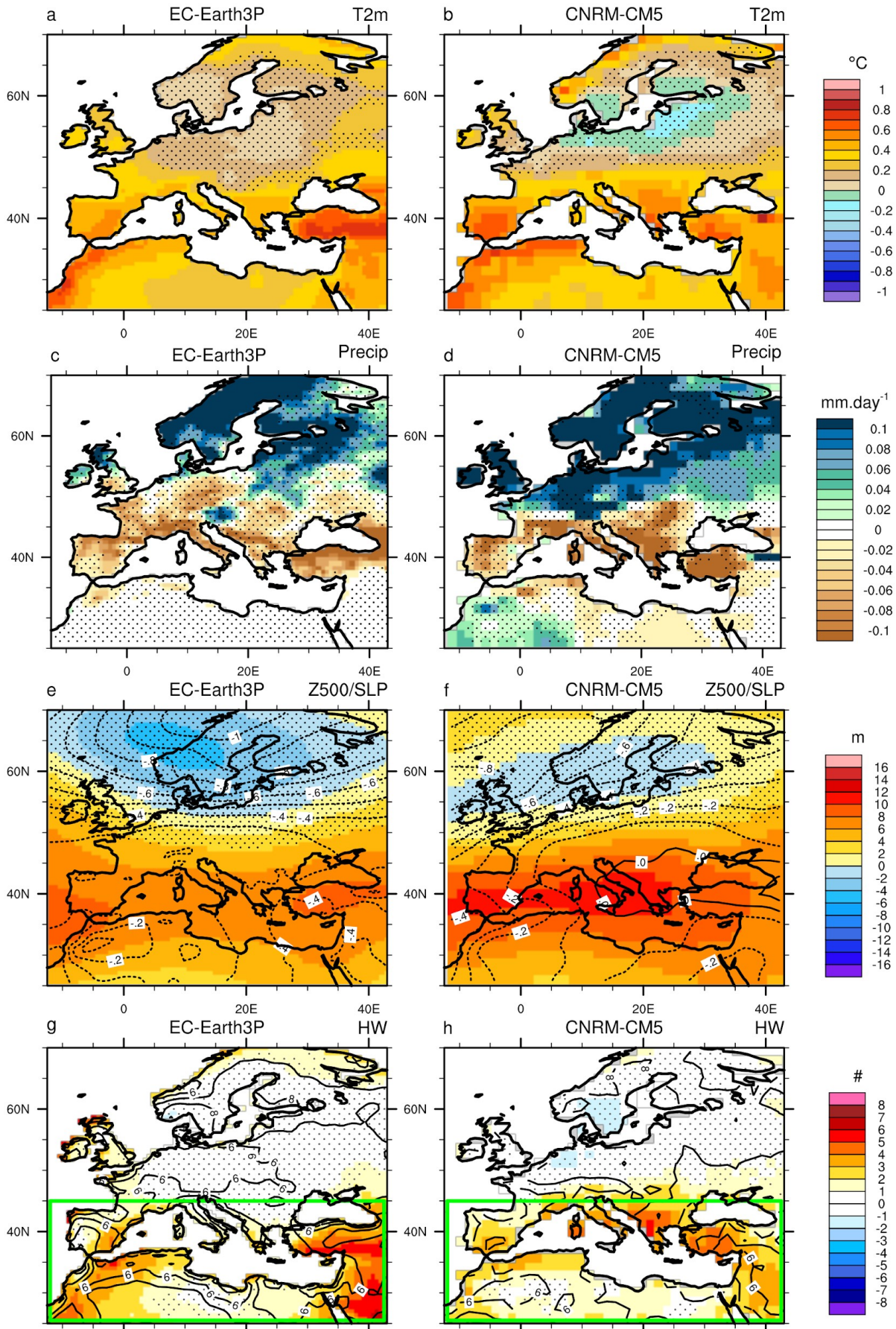


Fig. 2: AMV-forced anomalies for June-August seasonal mean for T2m (ab, shading interval is 0.1°C), precipitation (cd, shading interval is 0.01 mm.day⁻¹), SLP (ef, contour interval is 0.1 hPa and the thicker black contour stands for the zero line) superimposed on Z500 (shading interval is 2 m), and number of HW days (gh, shading interval is 1 day) for EC-Earth3P (left) and CNRM-CM5 (right). Stippling indicates regions that are below the 95% confidence level of statistical significance based on two-sided Student's t-test.

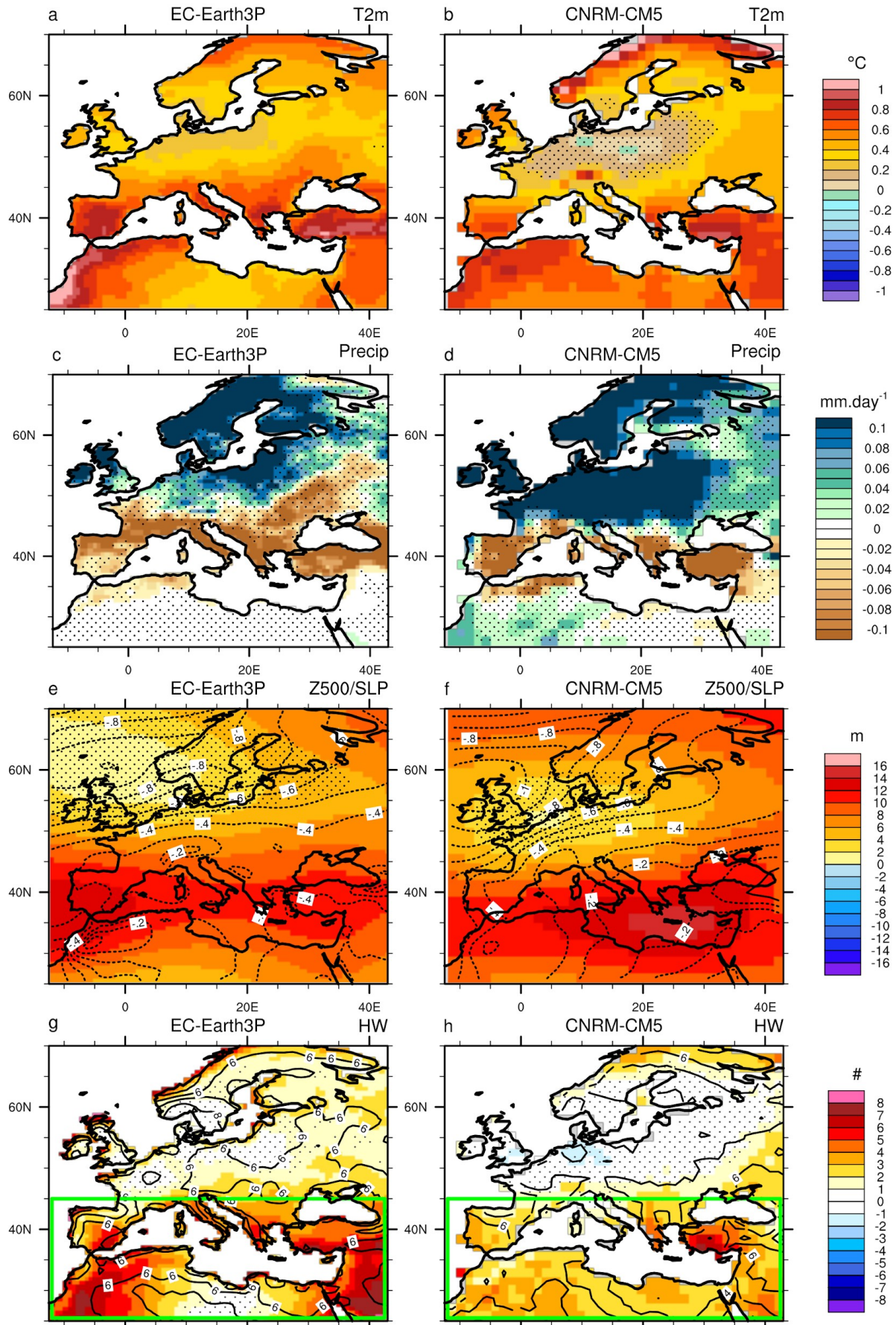


Fig. 3: Same as Fig. 2 but for 3xAMV.

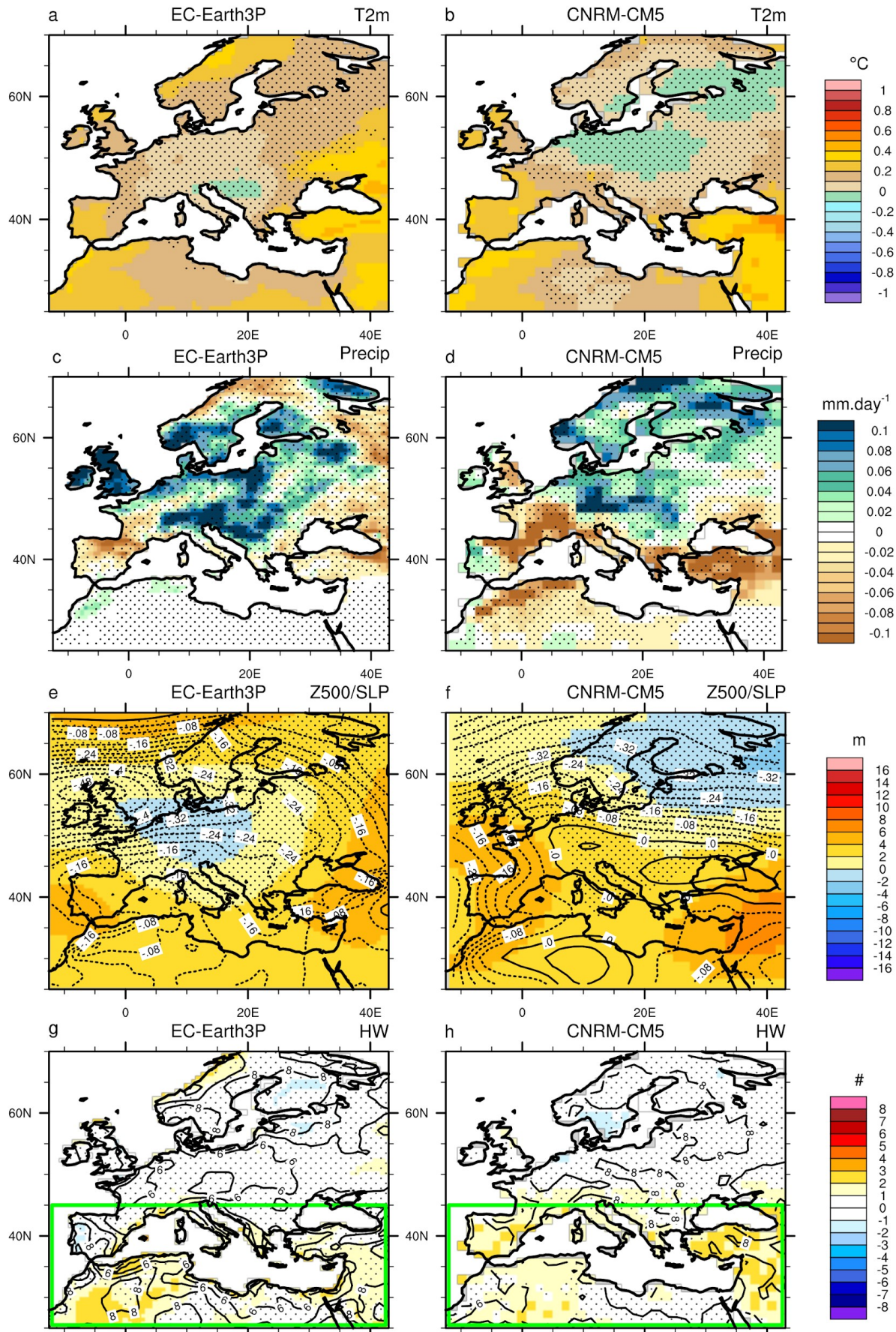


Fig. 4: Same as Fig. 2 but for 1xAMV.

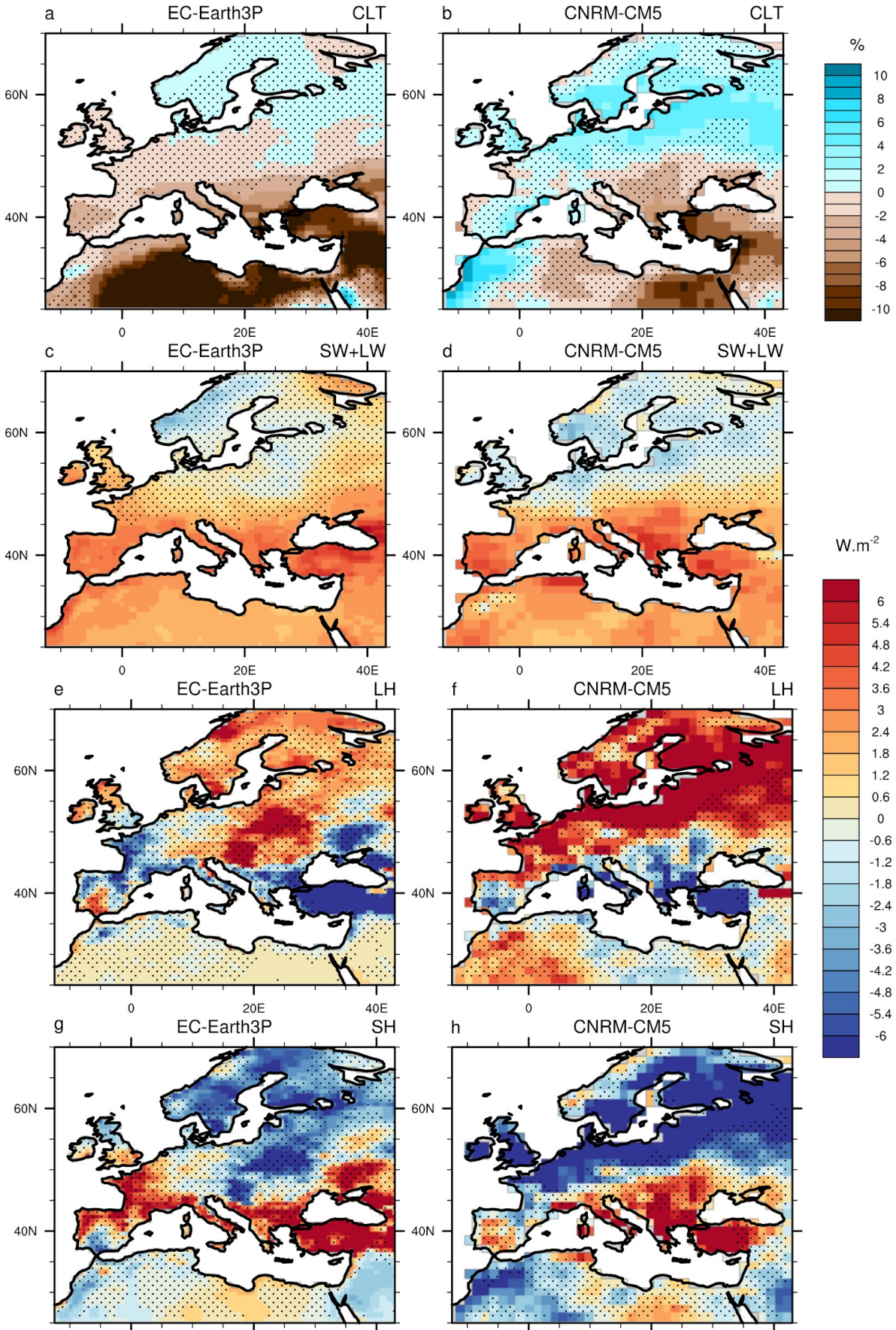


Fig. 5: AMV-forced anomalies for June-August seasonal mean for total cloud cover (ab, shading interval is 1%), downward LW and SW radiation at surface (cd, shading interval is 0.6 W m^{-2}), latent heat at surface (ef), and sensible heat (gh) for EC-Earth3P (left) and CNRM-CM5 (right). Positive values represent heat transfer towards the surface. Stippling indicates regions that are below the 95% confidence level of statistical significance based on two-sided Student's t-test.

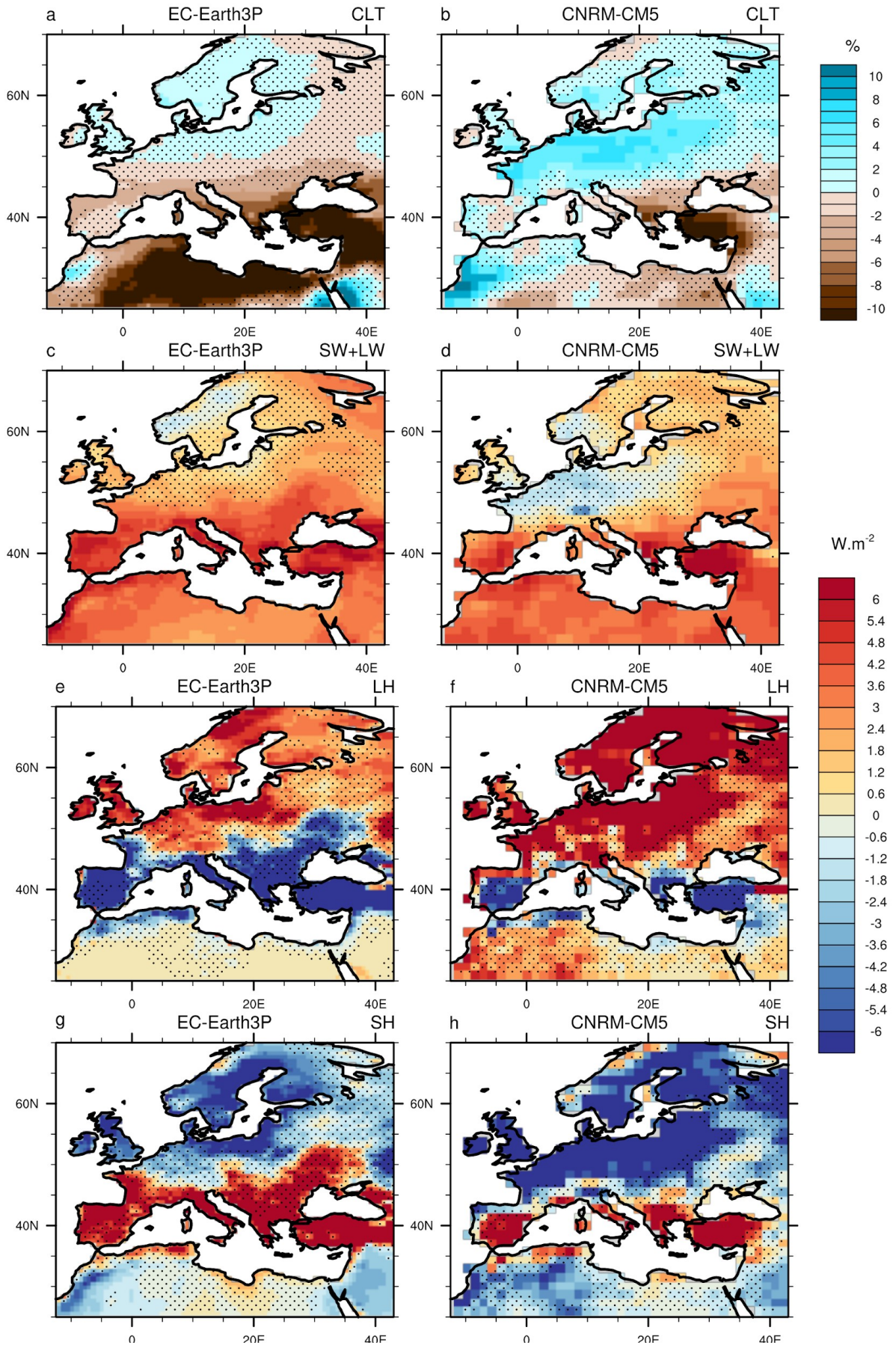


Fig. 6: Same as Fig. 5 but for 3xAMV.

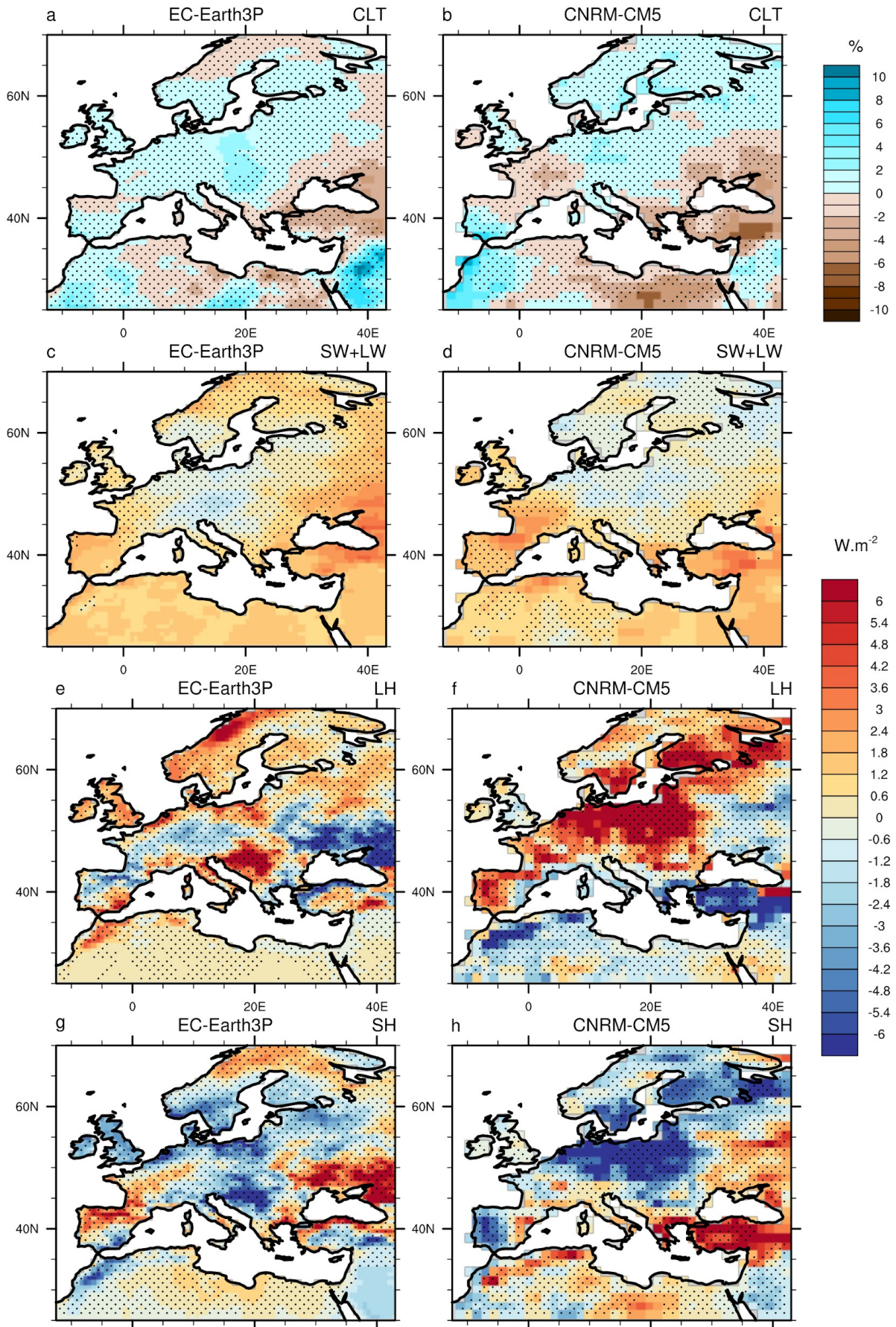


Fig. 7: Same as Fig. 5 but for 1xAMV.

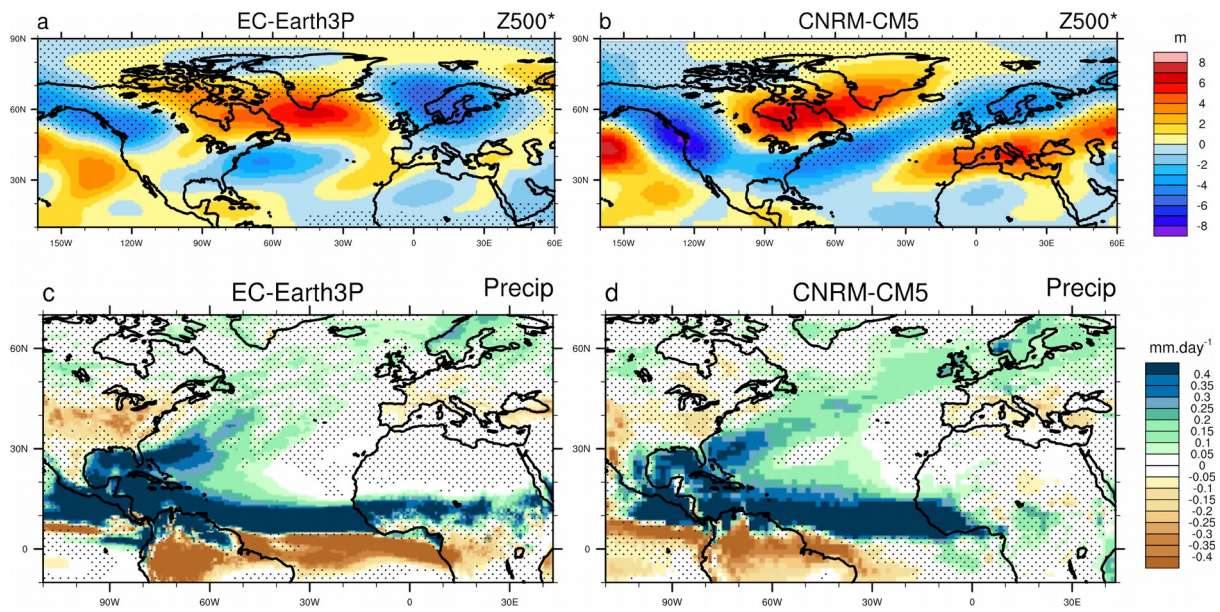


Fig. 8: AMV-forced anomalies for June-August seasonal mean for Z500* (ab, shading interval is 2 m), precipitation (cd, shading interval is 0.01 mm.day⁻¹) for EC-Earth3P (left) and CNRM-CM5 (right). Note that Z500 zonal means have been retrieved to account for the mean dilatation of the atmosphere due to the artificial heat source introduced in the model in the idealized experiments via the flux restoring term. Stippling indicates regions that are below the 95% confidence level of statistical significance based on two-sided Student's t-test.

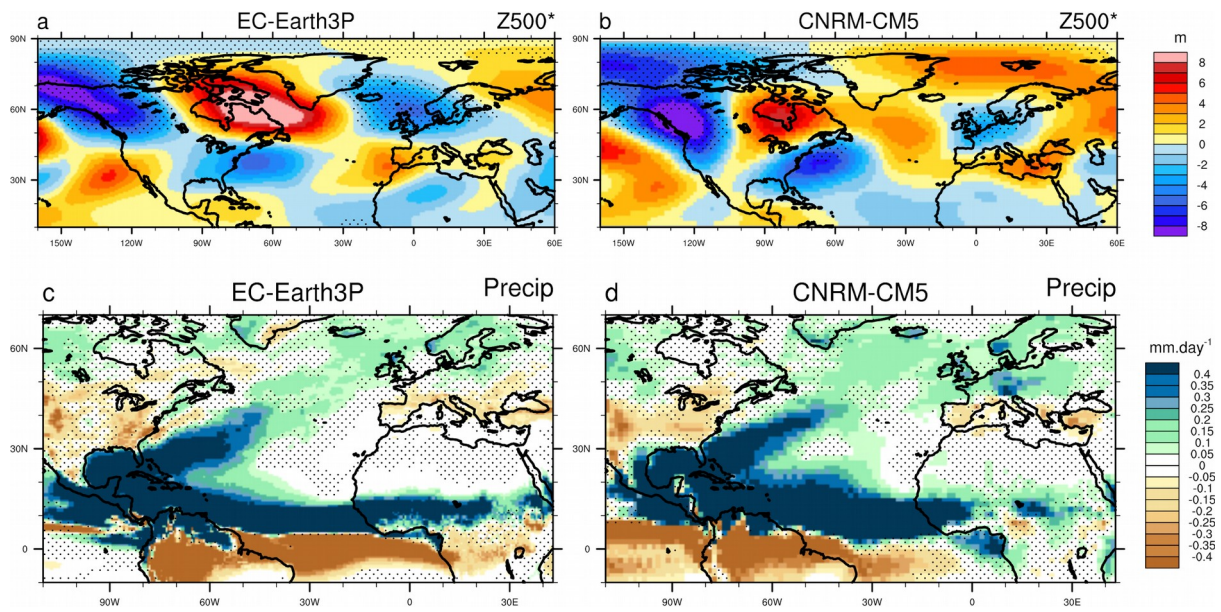


Fig. 9: Same as Fig. 8 but for 3xAMV.

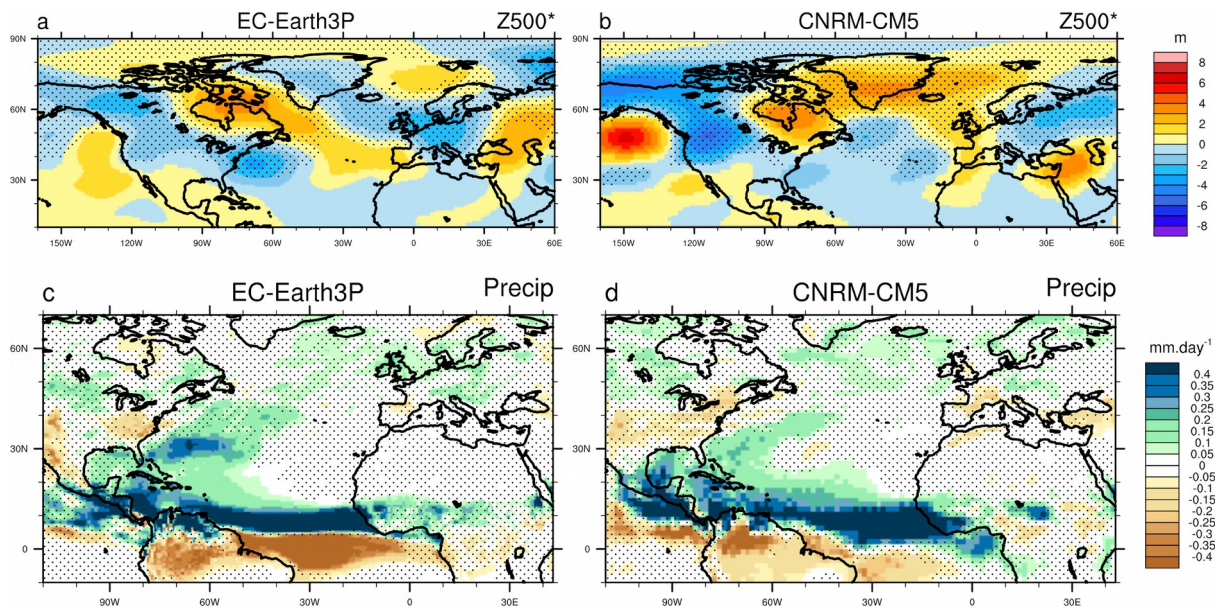


Fig. 10: Same as Fig. 8 but for 1xAMV.

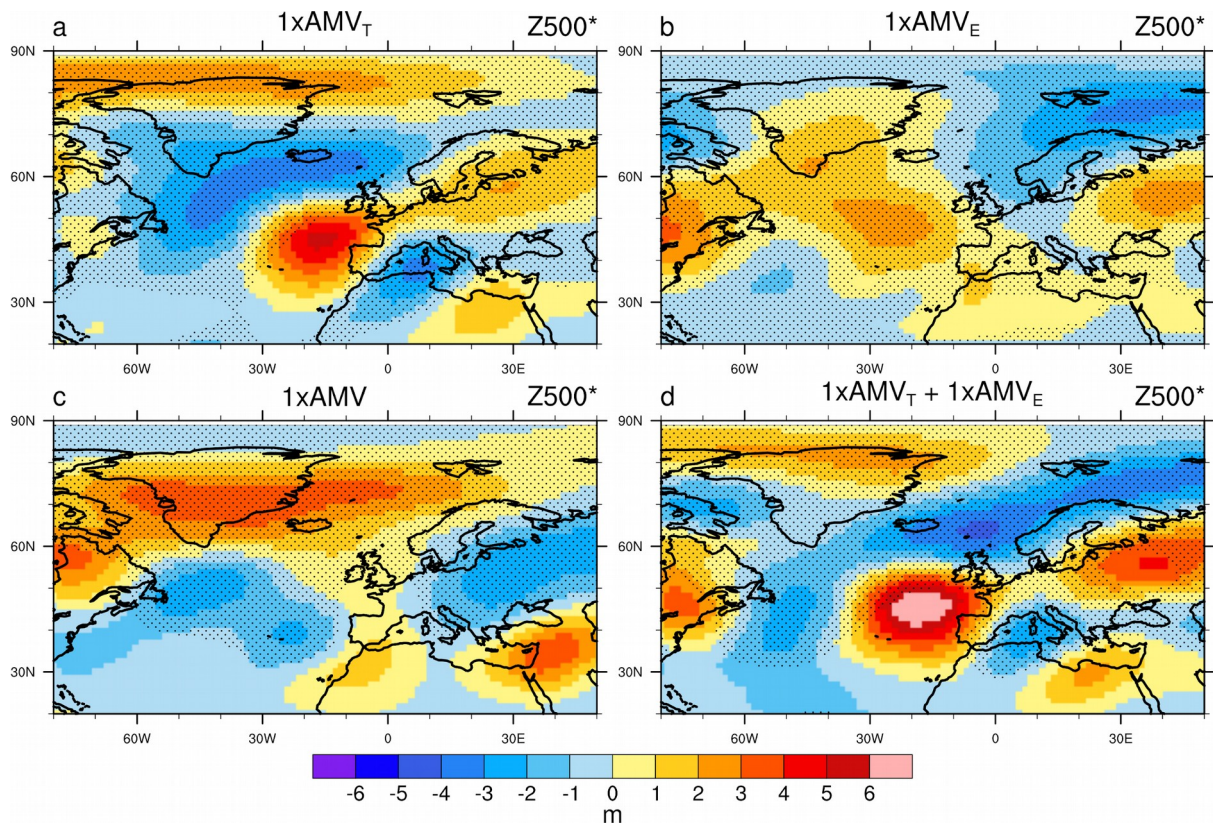


Fig. 11: AMV-forced anomalies for June-August seasonal mean for Z500* (shading interval is 1 m), for CNRM-CM5 for $1 \times \text{AMV}_T$ (a), $1 \times \text{AMV}_E$ (b), $1 \times \text{AMV}$ (c) and the sum $1 \times \text{AMV}_T + 1 \times \text{AMV}_E$ (d). Stippling indicates regions that are below the 95% confidence level of statistical significance based on two-sided Student's t-test.

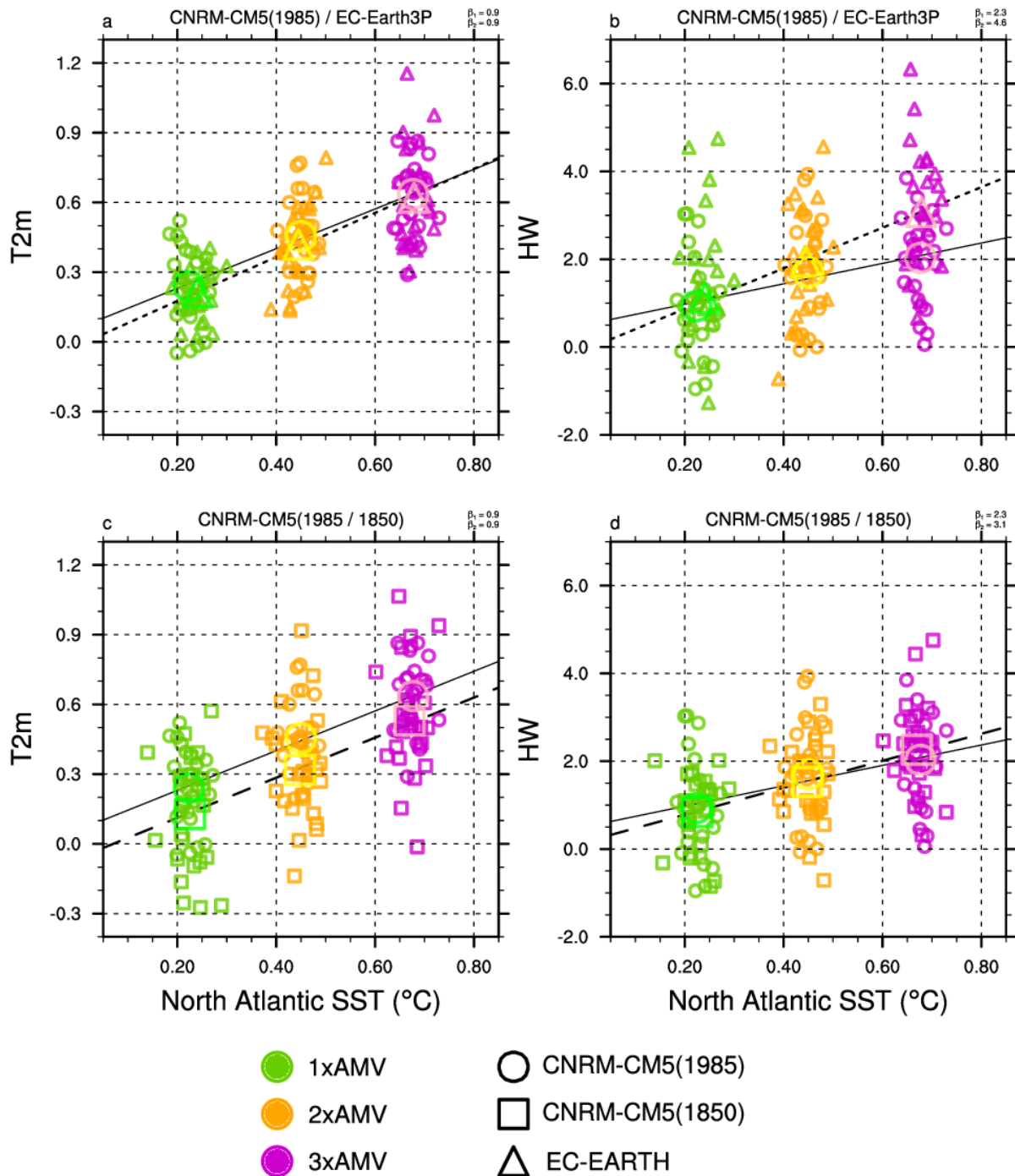


Fig. 12: Spatial average of AMV-forced anomalies for June-August seasonal mean of North Atlantic SST (0° - 60° N) versus T2m (left column) and number of HW days (right column) over the Mediterranean basin (green domain over Fig. 2gh) for CNRM-CM5(1985) and EC-Earth3P (top line), and for CNRM-CM5(1985) and CNRM-CM5(1850) (bottom line) for 1xAMV (green), 2xAMV (orange) and 3xAMV (magenta). The small dots and squares represent the 10-yr mean response of each member and the big dot/square stands for the ensemble mean. The slope β obtained from the linear regression between the T2m/HW and the SST anomalies distributions from all the experiments is given in the upper right title of each panel.

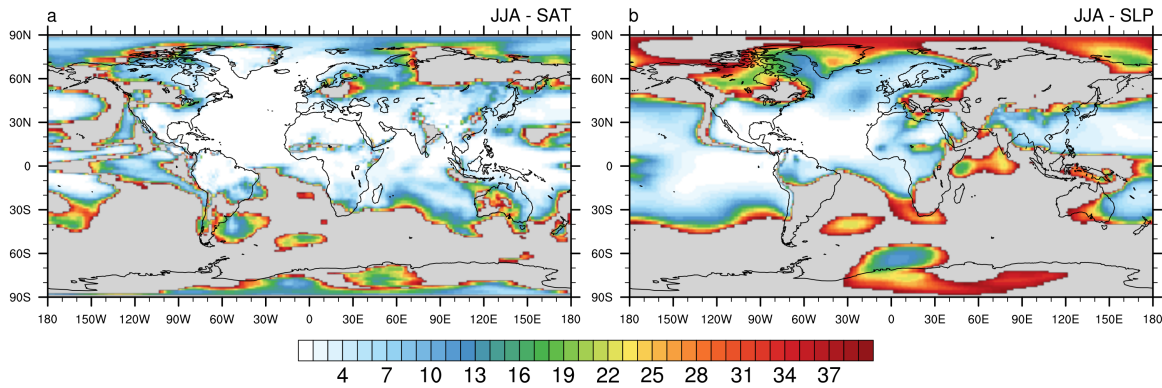


FIGURE 3.6 – Idem Figure 3.3 mais pour l'été.

3.4 Compléments de l'étude

3.4.1 Influence dynamique et thermodynamique de l'AMV

Les effets dynamiques et thermodynamiques de l'AMV sur le climat européen estival ont été étudiés qualitativement dans l'article précédent. Pour quantifier précisément la contribution de chaque effet, une décomposition en régimes de temps (cf. chapitre 1, partie 6.1) est ici appliquée à CNRM-CM5. Lors d'un changement de phase d'AMV, cette décomposition permet de quantifier l'influence des changements de circulation de grande échelle à partir (i) des anomalies de fréquence d'occurrence de ces régimes, et (ii) de leurs changements intrinsèques en termes d'amplitude et de structures des anomalies de circulation. Dans le modèle CNRM-CM5, 4 régimes sont choisis pour caractériser la variabilité atmosphérique. Ce nombre se justifie par une volonté de cohérence vis à vis des quatre régimes communément utilisés dans les observations sur la région Euro-Atlantique. Les régimes simulés par CNRM-CM5 sont représentés sur la Figure 3.7 et montrent une certaine symétrie entre d'une part les régimes dits « Atlantic Low » (AL) et « Atlantic High » (AH) et d'autre part les régimes NAO- et NAO+. Ces quatre régimes diffèrent néanmoins de ceux observés de par à la fois la localisation, mais aussi l'amplitude des anomalies de SLP. Par exemple, le régime AL observé est caractérisé par des anomalies positives de SLP sur le Groenland et les mers Nordiques (Figure 1.8), contrairement au régime AL de CNRM-CM5, caractérisé par une anomalie cyclonique située sur le Nord-Est du bassin et semble être une combinaison entre les régimes NAO- et AL observés. Toutefois, bien que des différences existent entre observations et modèles, l'analyse de ces régimes reste pertinente dans les expériences pacemaker de CNRM-CM5 qui simule des anomalies de circulations, température et précipitations relativement comparables à celles observées (cf. Figure 2 de QASMI et al. (soumis)).

La Figure 3.7 montre que le régime AL est davantage excité en phase positive d'AMV quelles que soient les expériences, avec des augmentations relatives significatives de près de 20% en 2xAMV et 3xAMV. Cette augmentation est cohérente avec les anomalies négatives de SLP observées en moyenne en été (SUTTON et DONG, 2012; GASTINEAU et FRANKIGNOUL, 2015; O'REILLY et al., 2017), qui sont co-localisées avec les anomalies associées au régime AL simulé. De manière symétrique, le régime AH est moins fréquent. L'occurrence du régime NAO+ est légèrement favorisée en phase positive d'AMV, tandis que celle du régime NAO- diminue légèrement. Cette diminution peut paraître contradictoire avec la corrélation observée entre l'AMV et les changements d'occurrence du

régime NAO- (cf. Figure 1.8). Ceci s'explique par les différences de structures spatiales des régimes AL et NAO- mentionnées ci-dessus entre observations et modèle.

Les composites d'anomalies de précipitations et de SAT relatives au régime AL, dont la fréquence augmente le plus en phase positive d'AMV, sont représentés sur la Figure 3.8, et se projettent de manière cohérente sur les anomalies totales. Le régime AL a pour effet d'advecter de l'air océanique frais et humide en été sur le continent par un flux d'Ouest qui expliquerait d'une part le refroidissement obtenu sur les l'Ouest de la France, le Portugal et la Grande-Bretagne en 1xAMV et d'autre part l'augmentation des précipitations le long de la façade Atlantique sur la moitié Nord de l'Europe. Ce résultat peut paraître contradictoire avec le régime AL observé qui a pour effet de réchauffer l'Europe en été (CASSOU et al., 2005). Cette différence s'explique par la structure du régime AL observé dans lequel existe une anomalie anticyclonique sur l'Europe beaucoup plus prononcé que dans le modèle CNRM-CM5. Dans ce dernier, les masses d'air froides et humides advectées sur le continent contrastent avec les masses d'air chaudes en surface sur le continent en été, déstabilisent la couche atmosphérique, et sont à l'origine des anomalies positives de précipitations qui sont principalement de type convectif sur les zones côtières (non montré). L'augmentation de la SST (et de l'humidité) dans l'Atlantique Nord en 2xAMV et 3xAMV a pour effet de réduire le refroidissement sur ces régions, et d'augmenter légèrement les précipitations.

Sur le bassin méditerranéen, les composites d'anomalies relatifs au régime AL indiquent un réchauffement et une diminution des précipitations en 1xAMV. Ces anomalies sont exacerbées en 2xAMV et 3xAMV (Figure 3.8). Au regard des anomalies de SLP relatives au régime AL, qui sont nulles voire légèrement négatives sur cette région, l'assèchement obtenu sur le pourtour méditerranéen ne peut s'expliquer uniquement par les anomalies de SLP, et sont dues aux anomalies de géopotential en haute altitude, comme illustré par la Figure 2 de QASMI et al. (soumis), et les composites de géopotential relatifs au régime AL (Figure 3.9).

Afin de quantifier la contribution des changements de fréquence d'occurrence des régimes de celle due aux changements de liens locaux entre une variable (SAT ou précipitations) et la SLP, la décomposition suivante proposée par BOÉ et al. (2006) est utilisée. Soit X_k^+ la valeur moyenne d'une variable conditionnelle au régime k en phase positive d'AMV, et X_k^- la valeur en phase négative d'AMV. Les anomalies moyennes totales ΔX de la variable entre deux phases d'AMV peut s'écrire :

$$\Delta X = \sum_{k=1}^n (f_k^+ X_k^+ - f_k^- X_k^-) \quad (3.3)$$

où f_k^+ et f_k^- sont respectivement les fréquences d'occurrence du régime de temps k dans une phase positive et négative d'AMV. L'équation 3.3 peut également s'écrire :

$$\Delta X = \sum_{k=1}^n f_k^+ (X_k^+ - X_k^-) + \sum_{k=1}^n (f_k^+ - f_k^-) X_k^- \quad (3.4)$$

Le premier terme de l'équation 3.4 correspond aux anomalies dites « intra-régime » qui sont dues aux changements de relation entre un régime de temps et le climat local. Le second terme correspond aux anomalies dites « inter-régimes » dues aux changements de fréquence d'occurrence. Cette décomposition est appliquée aux anomalies de SAT et de

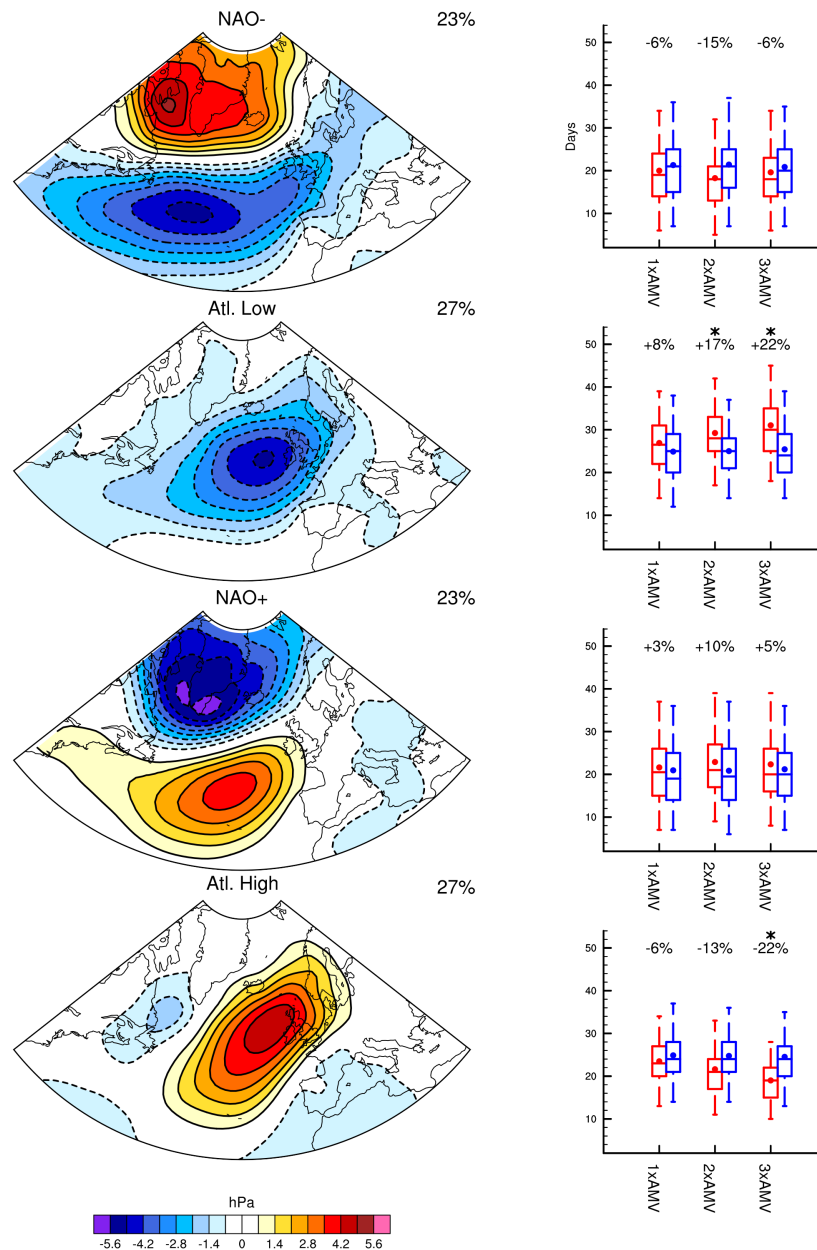


FIGURE 3.7 – (Première colonne) Centroides des régimes de temps du modèle CNRM-CM5 construits à partir des anomalies de SLP journalière (en hPa) en été (du 1 juin au 31 août) sur les 40 membres de 10 ans en phase négative d'AMV en 1xAMV. Le pourcentage d'occurrence moyenne de chaque régime est indiqué dans le coin supérieur droit. (Seconde colonne) Distribution du nombre de jours pour chaque régime de temps pour une phase positive (en rouge) et négative (en bleu) d'AMV pour 1xAMV, 2xAMV et 3xAMV. Chaque distribution est construite à partir des anomalies de SLP issues des 40 membres de 10 ans par rapport à la climatologie calculée en phase négative d'AMV dans chaque expérience. Le bord supérieur (inférieur) de la boîte indique le premier (dernier) tercile de la distribution. La moustache supérieur (inférieure) correspond au premier (neuvième) décile. Le point et la barre à l'intérieur de chaque boîte correspondent respectivement à la moyenne et à la médiane de la distribution. L'écart moyen relatif entre deux phases est indiqué pour chaque amplitude, avec une étoile lorsqu'il est significatif à 95% selon un t-test.

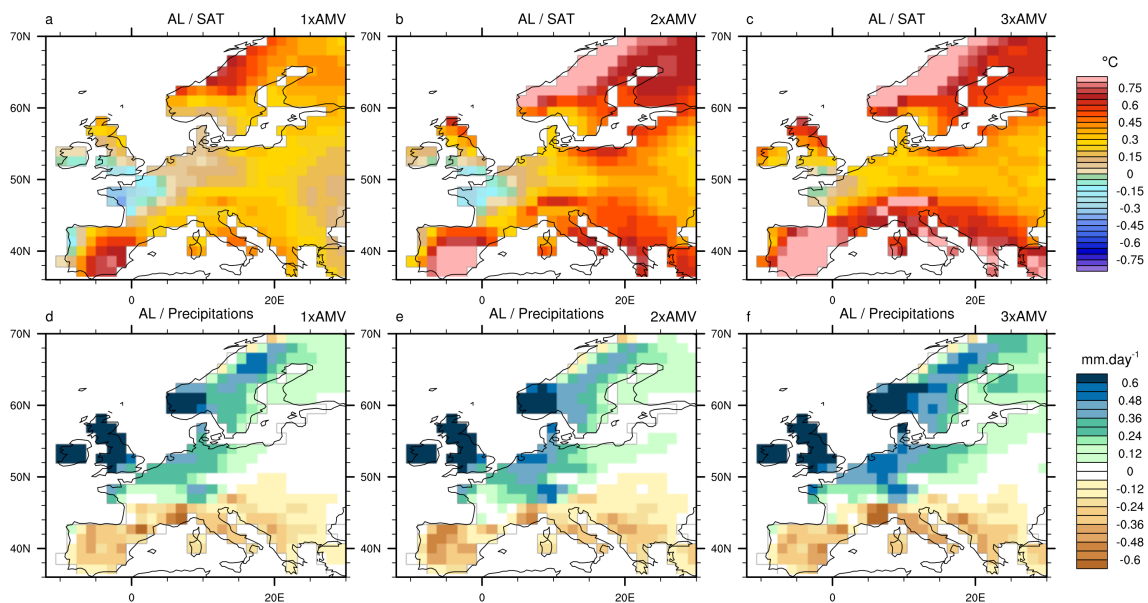


FIGURE 3.8 – Anomalies de SAT (en $^{\circ}\text{C}$, première ligne) et de précipitations (en $\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$, deuxième ligne) relatives au régime AL dans les expériences 1xAMV (a, d), 2xAMV (b, e) et 3xAMV (d, f) calculées sur les 40 membres de 10 ans en été en phase positive d'AMV par rapport à la climatologie calculée en phase négative.

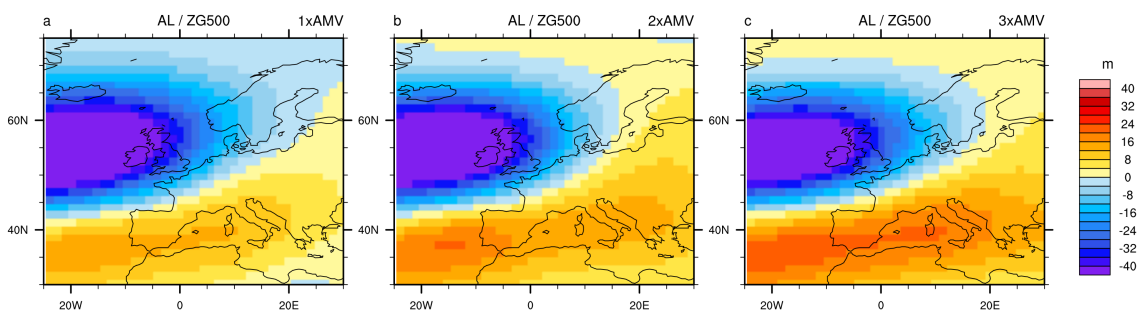


FIGURE 3.9 – Idem Figure 3.8 mais pour le géopotential à 500 hPa (en 10^2m).

Nord de l'Europe de l'Ouest				
	Température (° C)		Précipitations (mm/jour)	
	Intra	Inter	Intra	Inter
1xAMV	0.09	0.01	0.03	0.00
2xAMV	0.26	0.01	0.08	0.00
3xAMV	0.33	0.01	0.13	0.00
Bassin méditerranéen				
	Température (° C)		Précipitations (mm/jour)	
	Intra	Inter	Intra	Inter
1xAMV	0.17	0.01	0.01	0.00
2xAMV	0.36	0.01	-0.02	0.00
3xAMV	0.53	0.01	-0.10	0.00

TABLE 3.1 – Décomposition des termes intra- et inter-régimes (la définition de ces termes est donnée dans le texte associé) associés aux anomalies de SAT et de précipitations moyennées sur le bassin méditerranéen (domaine vert sur la Figure 2 de QASMI et al. (soumis)) et sur le Nord de l'Europe de l'Ouest (reste du domaine) en été entre une phase positive et négative d'AMV pour les expériences 1xAMV, 2xAMV et 3xAMV.

précipitations entre une phase positive et négative d'AMV dans les expériences pacemaker sur deux zones : le bassin méditerranéen (domaine vert sur la Figure 2 de QASMI et al. (soumis)) et le Nord de l'Europe de l'Ouest (reste du domaine) (Table 3.1). Les résultats montrent que l'influence des changements de fréquence d'occurrence sur les anomalies de SAT ou de précipitations est quasi-nulle, tandis que les anomalies intra-régimes expliquent l'intégralité des anomalies moyennes, et ce pour les deux régions.

La prépondérance du terme intra-régime s'explique donc par des changements de liens locaux entre la circulation atmosphérique et la SAT et les précipitations. Ce résultat confirme ceux de l'article et montre que les anomalies de nature thermodynamique via les flux radiatifs et turbulents expliquent en majorité la réponse en température.

4 Limites

Certains facteurs liés au protocole expérimental adopté dans ce chapitre doivent être pris en compte dans l'interprétation des résultats. Le premier est que l'amplitude moyenne de la SST simulée dans l'Atlantique Nord est inférieure à celle des anomalies de SST associées à l'AMV observée (Figure 1 de QASMI et al. (sous presse)). Cette différence s'explique par la faible amplitude du coefficient de rappel γ_T . La réponse en termes de température et de précipitations sur l'Europe au signal lié à l'AMV s'en trouve réduite comparée à celle attendue si l'amplitude de la SST simulée correspondait à celle de la SST imposée. L'augmentation du signal en multipliant les anomalies de SST ciblées par 2 et 3 dans les expériences 2xAMV et 3xAMV pallie cette faiblesse, et rend la réponse atmosphérique détectable, tout en maintenant l'existence d'un couple entre l'océan et

l'atmosphère.

Un second facteur, évoqué dans les deux articles précédents repose que le fait que la SST est rappelée via un coefficient de rappel uniforme sur l'Atlantique Nord, indépendamment de l'épaisseur de la couche de mélange océanique. En hiver, ceci conduit à des SST mieux contraintes dans les zones à faible épaisseur (par exemple l'Atlantique tropical) par rapport aux zones de convection profonde, comme le gyre subpolaire. Cette différence dans les contraintes est susceptible de biaiser les résultats, et peut induire une sous-estimation de l'effet des anomalies de SST extra-tropicales. Une manière de s'affranchir de ce déséquilibre entre tropiques et extra-tropiques est d'utiliser un rappel plus fort en augmentant le coefficient γ_T (cf. équation 3.1). Or, raccourcir la durée de rappel via cette augmentation n'est pas sans conséquence sur l'équilibre énergétique du modèle. La partie ci-dessous a pour objectif de quantifier la sensibilité des téléconnexions hivernal et estival au protocole expérimental via l'augmentation du coefficient γ_T .

4.1 Sensibilité de la téléconnexion au protocole expérimental

Le rappel de l'océan vers des anomalies de SST fixées implique l'introduction artificielle d'énergie via une formulation en flux de chaleur (cf. équation 3.1). Le coefficient de rappel des SST, noté γ_T , est associé à un flux de correction de chaleur noté hf_{corr} (pour heat flux correction) tel que :

$$hf_{corr} = \gamma_T(SST_{MODEL} - SST_{TARGET}) \quad (3.5)$$

Étant donné que le facteur γ_T est ici constant, une grande différence de SST est associée à de fortes valeurs du terme hf_{corr} , équivalent à un ajout (retrait) d'énergie à l'océan en phase positive (négative) d'AMV. Cette quantité d'énergie réchauffe (refroidit) les couches supérieures de l'océan, et réduit le différentiel de SST lorsqu'elle est trop froide (chaude) par rapport à la SST ciblée.

Dans ce protocole, il est nécessaire de trouver un compromis entre d'un côté imposer un flux de correction suffisamment fort pour contraindre la SST le mieux possible, et de l'autre limiter son amplitude de manière à ne pas trop perturber l'équilibre énergétique du modèle. A partir de l'équation 3.5, le terme SST_{TARGET} étant fixé, il apparaît que la seule variable d'ajustement de ce flux de correction est le coefficient de rappel γ_T . Celui-ci a une valeur de $-40 \text{ W.m}^{-2}.K^{-1}$ dans les simulations analysées ci-dessus. Cette valeur est issue d'études basées à la fois sur les observations (FRANKIGNOUL et KESTENARE, 2002) mais aussi sur des modèles (RAHMSTORF, 1995; SERVONNAT et al., 2015) et correspond à un temps de relaxation τ_R de 60 jours pour une épaisseur de couche de mélange de 50 m. Cette valeur de $-40 \text{ W.m}^{-2}.K^{-1}$ limite les phénomènes de perturbation énergétique dans CNRM-CM5 (cf. Note technique DCPD : <https://www.wcrp-climate.org/wgsip/documents/Tech-Note-2.pdf>), mais également la détection du signal lié à l'AMV dans la réponse atmosphérique en Europe. En effet, la SST simulée est en moyenne inférieure à la SST ciblée, signifiant un rappel plus faible qu'attendu. La réponse atmosphérique ne devient alors significative qu'en rappelant la SST du modèle vers anomalies plus grandes, comme dans 2xAMV et 3xAMV (cf. Figure 2 de QASMI et al. ([sous presse](#))).

Deux alternatives à l'augmentation de l'amplitude des anomalies de SST ciblée existent pour contraindre davantage la SST en Atlantique Nord :

1. augmenter le coefficient de rappel γ_T ;
2. utiliser un coefficient variant avec la profondeur de la couche de mélange océanique (notée MLD pour « Mixed Layer Depth ») climatologique locale, pour palier des différences de MLD entre les régions tropicale et extra-tropicale.

L'objectif est ici de quantifier la sensibilité des téléconnexions décrites dans les parties 3 et 2 à (i) l'amplitude du coefficient de rappel et (ii) au type de coefficient utilisé (constant ou variable en fonction de la MLD).

4.1.1 Description des expériences pacemaker aux différents coefficients de rappel

Pour chaque phase d'AMV, deux ensembles de 30 membres sont générés dans lesquels le rappel de la SST en Atlantique Nord s'effectue vers des anomalies caractéristiques de l'AMV d'amplitude fixée à un écart-type, selon le même protocole que décrit dans l'étude de QASMI et al. ([sous presse](#)), dans lequel seul le coefficient de rappel est donc modifié.

Deux expériences sont réalisés avec des coefficients γ_T égaux à $240 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ et $960 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$, équivalents à des durées de rappel respectives de 10 jours et de 2 jours pour une MLD de 50 m. Ces expériences ont pour acronyme respectif AMV_M (pour « Moderate ») et AMV_S (pour « Strong »). Ces simulations sont comparées à celles menées avec un rappel standard de $40 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. Notées 1xAMV dans les analyses des sections précédentes, seuls les 30 premiers membres parmi les 40 disponibles sont utilisés pour effectuer une comparaison objective avec AMV_M et AMV_S . Ce sous ensemble est maintenant noté AMV_W (pour « Weak ») dans cette section.

Une troisième expérience dans laquelle le coefficient de rappel γ_T varie spatialement en fonction de la MLD est également étudiée. Dans ce cadre, $\gamma_T = \gamma_V(h)$ est fonction à l'épaisseur h de la couche de mélange sur chaque point de grille du modèle selon la formulation suivante :

$$\gamma_V(h) = \max(\gamma_T, \gamma_T \frac{h}{h_0}) \quad (3.6)$$

où h_0 est la MLD de référence égale à 50 m pour laquelle $\gamma_V(h_0) = -40 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. Dans les régions où l'épaisseur de la couche de mélange est supérieure à 50 m (par exemple dans les gyres subpolaire et subtropical), la SST est alors rappelée via un coefficient supérieure à la valeur standard de $-40 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$, de manière à davantage contraindre la SST. L'ensemble de simulations est noté $AMV_{W,var}$.

Pour les quatre ensembles, les 30 membres sont initialisés à partir d'états initiaux choisis de manière aléatoire dans la simulation piControl de CNRM-CM5 (cf. partie 2.1 de QASMI et al. ([sous presse](#))) pour une description de la génération des ensembles). Chaque membre d'un ensemble dispose néanmoins des mêmes conditions initiales que son analogue dans les autres ensembles de manière à les comparer de manière objective.

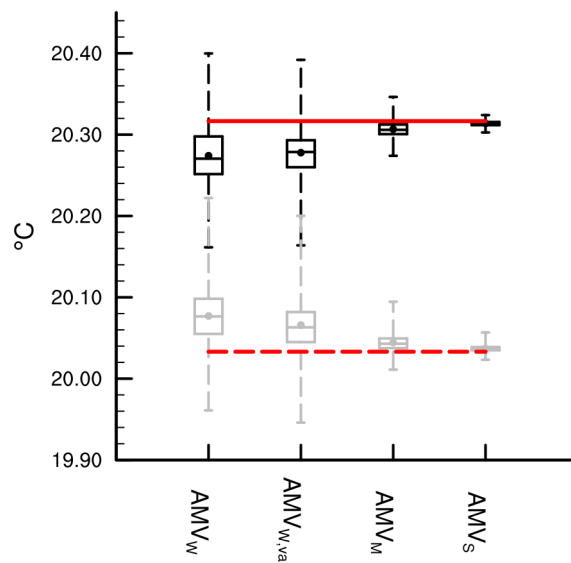


FIGURE 3.10 – Moyenne annuelle de la SST en Atlantique Nord pour une phase positive (boîtes à moustache noires) et négative (grises) d'AMV. Chaque boîte à moustache (une par expérience) correspond à la distribution issue des 30 membres de 10 ans. Le bord supérieur (inférieur) de la boîte indique le premier (dernier) tercile de la distribution. La moustache supérieur (inférieure) correspond au premier (neuvième) décile. Le point et la barre à l'intérieur de chaque boîte correspondent respectivement à la moyenne et à la médiane de la distribution. Les droites rouges horizontales correspondent à la SST ciblée en phase positive (trait plein) et négative (trait pointillé) d'AMV.

La Figure 3.10 montre que l'utilisation d'un coefficient variant avec la profondeur de mélange dans l'expérience $AMV_{W,var}$ ne modifie pas clairement la distribution de la SST simulée dans l'Atlantique Nord par rapport à AMV_W , excepté en phase négative d'AMV où la moyenne de la SST en $AMV_{W,var}$ est légèrement plus faible. Cette absence de changement et l'écart constant entre la SST du modèle et la SST ciblée pourrait s'expliquer par le fait que bien que le coefficient γ_V est susceptible de prendre des valeurs supérieures à γ_T dans les zones à forte MLD (cf. équation 3.6), le facteur multiplicatif $\frac{h}{h_0}$ pourrait ne être pas suffisant grand pour rappeler davantage la SST simulée. La salinité, non contrainte dans les expériences étudiées ici, pourrait également expliquer cette absence de différence entre AMV_W et $AMV_{W,var}$ par le biais de processus qui restent encore à déterminer.

Pour AMV_M et AMV_S , les distributions de SST sont beaucoup plus réduites. Elles traduisent une contrainte de la SST beaucoup plus forte qu'en AMV_W , en raison de l'amplitude des coefficients de rappel équivalents à des rappels de 10 et de 2 jours. Cette dernière valeur correspond par ailleurs quasiment à une configuration de modèle d'océan forcé, *i.e.* avec une SST fixée. La SST simulée est aussi plus proche de celle ciblée dans ces expériences que dans AMV_W et $AMV_{W,var}$.

La prochaine partie décrit les effets des différentes valeurs de coefficient de rappel sur la réponse atmosphérique à l'AMV, en considérant le cas de la téléconnexion entre l'AMV et la température en Europe.

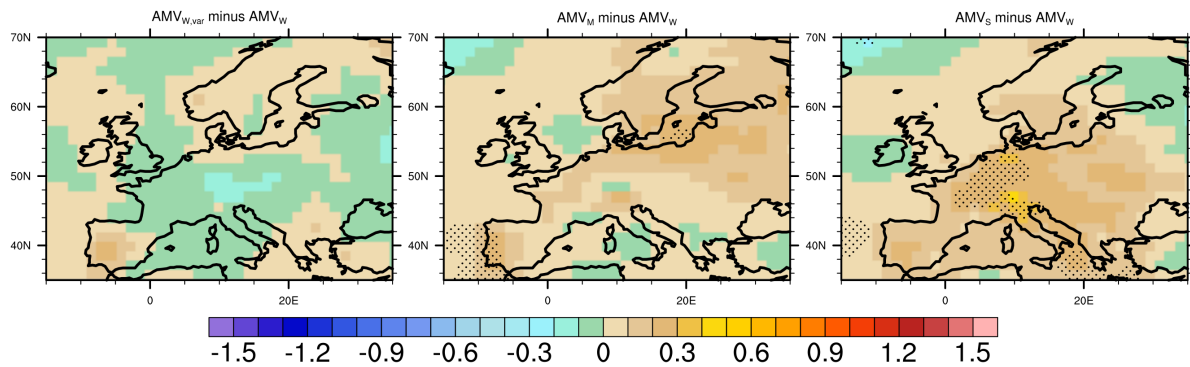


FIGURE 3.11 – Différence des moyennes d'ensemble de 30 membres sur 10 ans entre une phase positive et négative d'AMV de la SAT (en $^{\circ}\text{C}$) en été (de juin à août) pour les expériences $AMV_{W, var}$, AMV_M et AMV_S par rapport à cette même différence calculée en AMV_W . Les régions pointillées indiquent une différence significative à 95% selon un t-test.

4.2 Influence du coefficient de rappel sur la téléconnexion entre l'AMV et la température en Europe

La réponse atmosphérique hivernale à l'AMV dans les expériences à différents coefficients de rappel n'est pas clairement modifiée par rapport à celle obtenue en dans les simulations AMV_W prises ici comme référence (non montré). C'est en été que l'effet des coefficients sur la téléconnexion entre l'AMV et la température en Europe est davantage perceptible.

Par construction, la téléconnexion entre l'AMV et la température estivale est peu détectable en AMV_W (non montré), avec une réponse atmosphérique très similaire à celle de $1xAMV$ (cf. Figure 2b de QASMI et al. (soumis)). La Figure 3.11 montre que la réponse est peu modifiée en $AMV_{W, var}$ et AMV_M , bien qu'un léger réchauffement soit obtenu sur le Portugal et la mer Baltique. En revanche, un réchauffement significatif de l'Europe occidentale est obtenu dans les expériences AMV_S .

Des changements de circulation différents entre AMV_W d'une part, et AMV_M et AMV_S d'autre part, pourraient contribuer à expliquer le réchauffement significatif obtenu dans ces deux dernières expériences par rapport AMV_W . La Figure 3.12 indique des anomalies anticycloniques significatives sur le Portugal et la Scandinavie en AMV_M et sur l'Europe de l'Est en AMV_S par rapport à AMV_W .

Par construction, une augmentation de la SST dans l'Atlantique Nord en été est obtenue dans les expériences AMV_M et AMV_S par rapport à AMV_W (Figure 3.13). Ce réchauffement est particulièrement prononcé dans les tropiques, et dans une moindre mesure aux hautes latitudes et en mer du Labrador. Il serait susceptible de modifier les mécanismes identifiés dans la partie 3 dans les expériences AMV_M et AMV_S , via une exacerbation de certains processus.

La Figure 3.11 montre que l'augmentation de la SST dans l'Atlantique Nord extratropical dans les expériences AMV_M et AMV_S par rapport à AMV_W semble moindre que dans les tropiques (~ 0.1 $^{\circ}\text{C}$ dans le gyre contre ~ 0.4 $^{\circ}\text{C}$ dans les tropiques). La structure spatiale du terme de correction de flux hf_{corr} confirme ce déséquilibre avec une introduction supplémentaire d'énergie dans les tropiques en AMV_M et AMV_S , traduisant

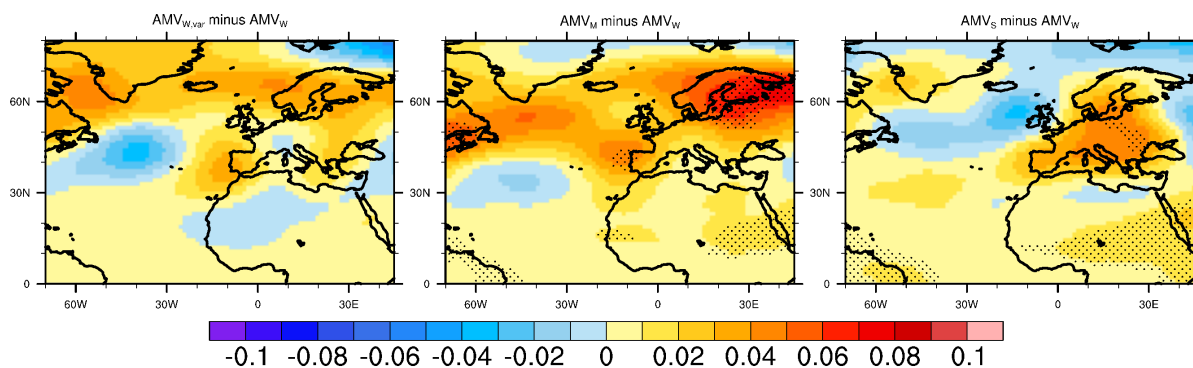


FIGURE 3.12 – Idem Figure 3.11 mais pour le géopotentiel à 500 hPa (en m).

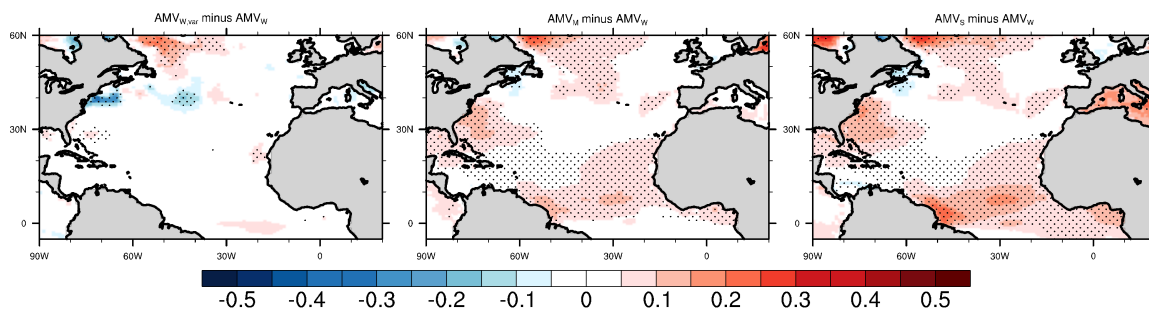


FIGURE 3.13 – Idem Figure 3.11 mais pour la SST (en °C).

une augmentation de la SST, tandis que les régions extra-tropicales sont moins soumises à la correction de flux (Figure 3.14). Cette hétérogénéité spatiale traduit le fait qu'en été, il est moins nécessaire de réchauffer la SST extra-tropicale que la SST tropicale en moyenne dans les expériences AMV_M et AMV_S par rapport à l'expérience AMV_W .

Ce déséquilibre en termes de contenu chaleur de subsurface dans les expériences AMV_M et AMV_S et compensé par hf_{corr} peut s'expliquer par (i) un couplage océan/atmosphère et/ou (ii) une dynamique océanique différents comparés à AMV_W . Le second point est illustré par la Figure 3.15, indiquant qu'il existe une dérive de l'AMOC, tendant à accélérer au cours du temps dans les expériences $AMV_{W,var}$, AMV_M et AMV_S . L'accélération est notamment plus prononcée en phase négative d'AMV qu'en phase positive.

De manière cohérente avec la SST davantage contrainte en AMV_M et AMV_S par rapport à AMV_W (Figure 3.10), un refroidissement de l'Atlantique Nord est obtenu dans

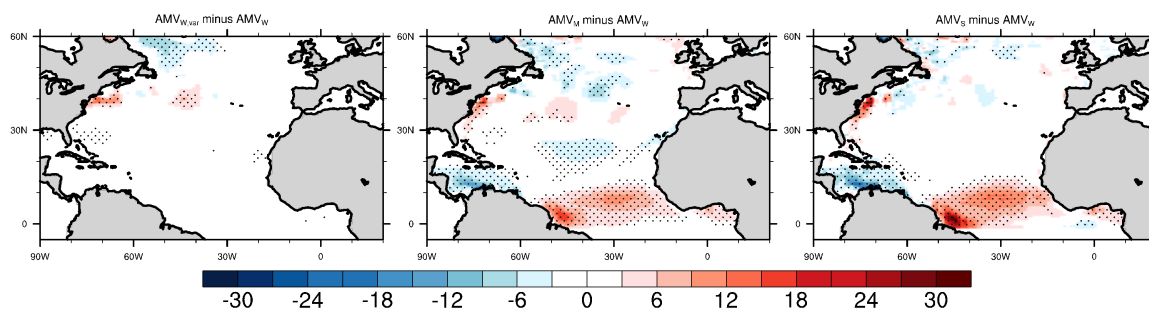


FIGURE 3.14 – Idem Figure 3.11 mais pour le flux de correction hf_{corr} (en $W.m^{-2}$).

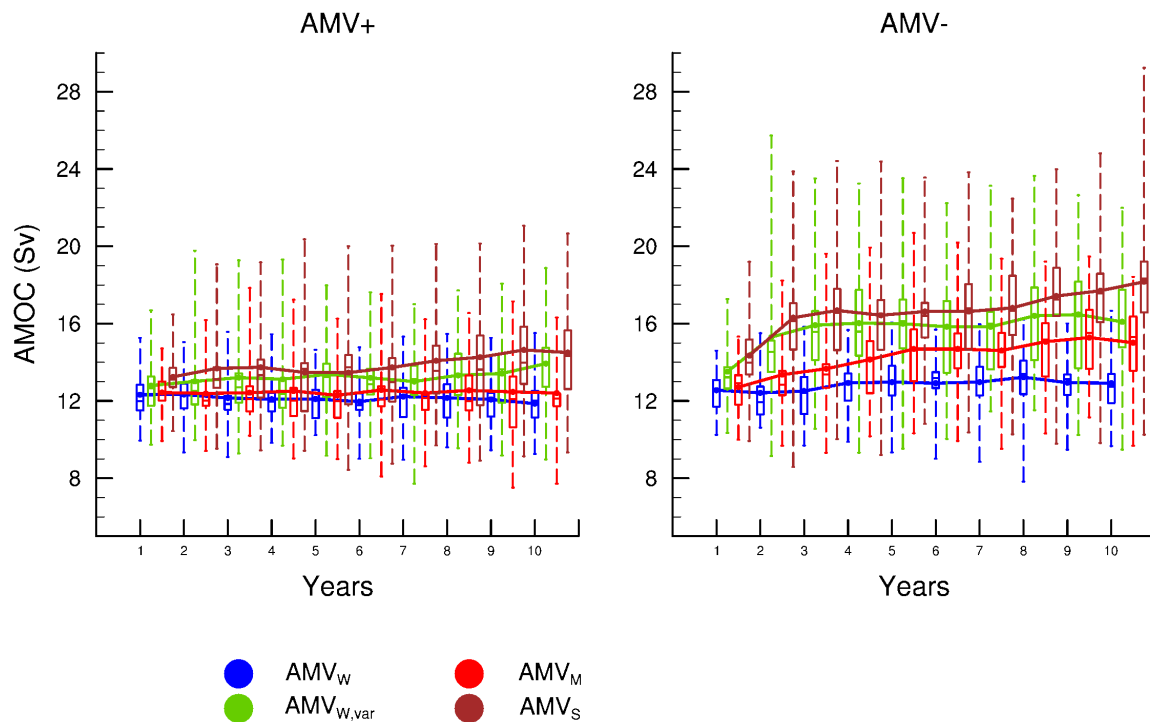


FIGURE 3.15 – Distribution de la moyenne inter-annuelle de l'AMOC (calculée comme le maximum de la fonction de courant à 45°N) issue des 30 membres de chaque expérience pour chaque phase d'AMV pour les expériences AMV_W (bleu), $AMV_{W,var}$ (vert), AMV_M (rouge) et AMV_S (marron). Les bords supérieurs et inférieurs de chaque boîte à moustache correspondent respectivement au premier et deuxième tercile de la distribution. Les limites supérieures et inférieures des moustaches représentent respectivement les premier et neuvième déciles. Le point et la barre à l'intérieur de chaque boîte correspondent respectivement à la moyenne et à la médiane de la distribution. Chaque courbe représente la série temporelle de la moyenne d'ensemble des 30 membres pour chaque expérience.

les expériences AMV_M et AMV_S en phase négative d'AMV (Figure 3.16ab). De manière symétrique, un réchauffement de l'Atlantique Nord devrait être attendu en phase positive d'AMV en AMV_M et AMV_S par rapport à AMV_W . Or, seule la SST de l'Atlantique tropical et une partie de la mer du Labrador suivent ce comportement, tandis qu'un refroidissement de la SST est obtenu dans les extra-tropiques (Figure 3.16cd). Cette asymétrie explique l'absence de réchauffement de l'Atlantique extra-tropical sur la Figure 3.13, et suggère l'existence de mécanismes de redistribution de chaleur non linéaires entre la SST, la circulation océanique perturbée, sans oublier l'atmosphère. En effet, bien qu'une dérive de l'AMOC existe aussi en $AMV_{W,var}$ (Figure 3.15), aucune différence avec AMV_W n'est quasiment détectée en termes de cohérence spatiale et d'amplitude des anomalies de SST, et ce quelle que soit la phase d'AMV (non montré). Ce résultat suggère l'existence d'autres mécanismes, potentiellement d'ordre atmosphérique, qui expliqueraient les différences de SST obtenues dans les expériences, mais dont la portée va au-delà de l'étude menée ici.

D'un point de vue méthodologique, cette non linéarité des anomalies de SST entre deux phases d'AMV montre que dans un protocole pacemaker avec des coefficients de rappel élevés, il peut être nécessaire d'étudier les réponses atmosphériques conditionnellement à chaque phase d'AMV, afin d'éviter de mauvaises interprétations.

Toutefois, au regard des perturbations majeures que subit l'AMOC dans ce type de simulations, le réalisme de la réponse atmosphérique en AMV_M et AMV_S , en particulier celui de la téléconnexion étudiée ici entre l'AMV et le climat européen, peut légitimement être mis en doute.

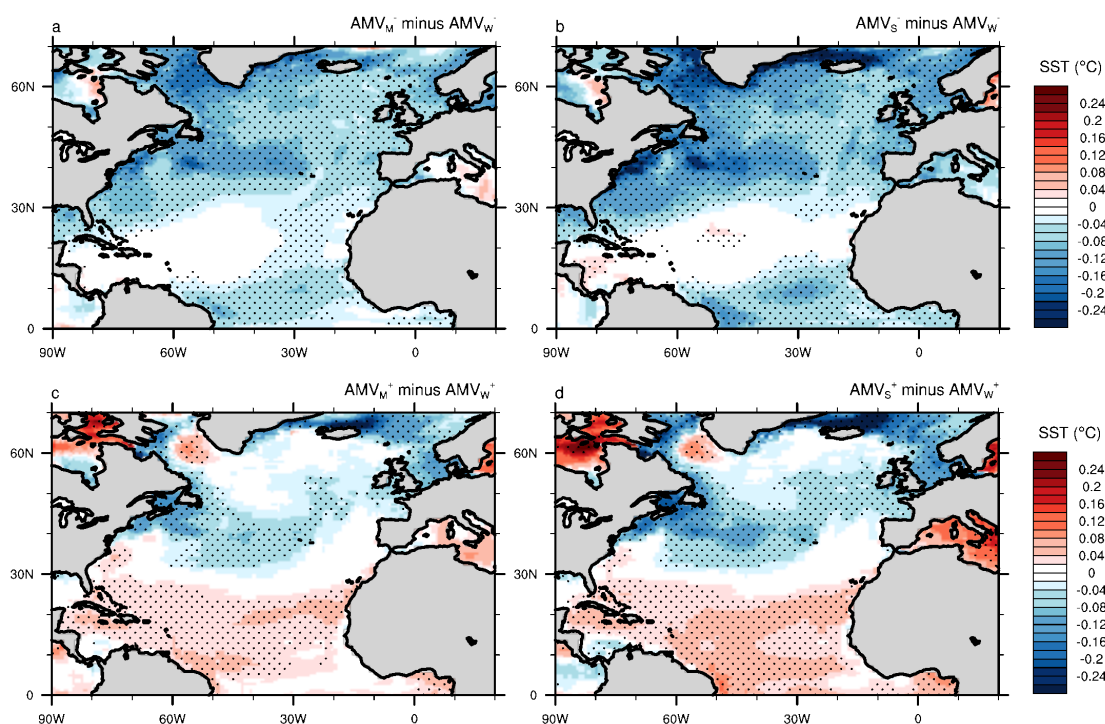


FIGURE 3.16 – (Première ligne) Différence des moyennes d'ensemble de de la SST (en °C) en été (de juin à août) pour les 30 membres de 10 ans entre les expériences AMV_M et AMV_W (a), et AMV_S et AMV_W (b) en phase négative d'AMV. (Seconde ligne) Idem mais en phase positive d'AMV. Les régions pointillées indiquent une différence moyenne significative à 95% selon un t-test.

Synthèse

Questions

1. Quels sont les effets de l'AMV sur la variabilité climatique en Europe ?
2. Quels sont les mécanismes physiques expliquant la téléconnexion entre l'AMV et le climat européen ?
3. Quelle est la sensibilité de ces mécanismes à l'amplitude de l'AMV ?
4. Quelle est la sensibilité des résultats au protocole expérimental ?

Outils

Trois ensembles de simulations issues du modèle couplé CNRM-CM5. Chaque ensemble contient 40 membres d'une durée de 10 ans dans lesquelles la SST en Atlantique Nord est rappelée vers des anomalies caractéristiques de chaque phase de l'AMV via un coefficient de rappel constant de la SST γ_T égal à $-40 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. Les trois ensembles diffèrent par l'amplitude des anomalies de SST, qui correspondent à un, deux et trois écart-types de l'AMV estimée dans les observations. Ces ensembles ont pour acronyme 1xAMV, 2xAMV et 3xAMV. Des simulations similaires ont été réalisées avec un second modèle : EC-Earth3P.

L'estimation de la sensibilité des mécanismes évoqués ci-dessus au protocole expérimental est réalisée à partir de deux protocoles alternatifs. Dans le premier, le rappel de la SST en Atlantique Nord s'effectue avec des coefficients de rappel plus élevés ($-240 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ et $-960 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$). Dans le second, la SST est rappelée via un coefficient de rappel variable avec la profondeur de la couche de mélange. Pour chaque type de protocole, 30 membres de 10 ans sont réalisés pour chaque phase d'AMV.

Conclusions

En hiver

En hiver, de manière cohérente avec les observations, le signal thermodynamique d'une AMV de faible amplitude (1xAMV) est masquée par le bruit atmosphérique, et aucune anomalie significative n'est détectée en Europe dans le modèle CNRM-CM5. En 2xAMV et 3xAMV, une compétition entre les effets dynamiques et thermodynamiques de l'AMV existe. La réponse atmosphérique au forçage par l'AMV dans sa phase positive est caractérisée par :

- une augmentation de la température et des précipitations sur une grande partie de l'Europe. Celles-ci sont principalement expliquées par l'advection de masses d'air océanique chaudes et humides par les vents d'Ouest, mais également par la modification des flux radiatifs de surface liés à (i) une nébulosité modifiée et (ii) une réduction de la couverture neigeuse agissant comme une rétroaction positive ;
- des anomalies anticycloniques sur le Nord de l'Europe, issues d'une combinaison entre une réponse de grande échelle associée à une augmentation du chauffage

diabatique dans l'Atlantique tropical, agissant comme une source d'ondes de Rossby et) une réponse locale associée à une SST plus chaude sur le gyre subpolaire favorisant des conditions anticycloniques. L'influence extratropicale est renforcée par une amplification polaire due à la fonte de la glace de mer. Des ondes de Rossby excitées dans le Pacifique Nord par une téléconnexion entre l'Atlantique tropical, le Pacifique tropical et le Nord du bassin, modulent également les anomalies de circulation en Atlantique Nord.

L'augmentation de la SST en 2xAMV et 3xAMV tend à accroître l'effet thermodynamique de l'AMV sur la température en Europe, tandis que l'effet des changements de circulation reste quasiment constant.

En été

En été, les deux modèles CNRM-CM5 et EC-Earth3P montrent qu'une phase positive d'AMV est caractérisée par :

- un réchauffement du bassin méditerranéen, de la Grande-Bretagne et de la Scandinavie ;
- des précipitations plus faibles sur le bassin méditerranéen, et des conditions plus humides sur la moitié Nord de l'Europe.

Des anomalies anticycloniques sur le bassin méditerranéen provoquent une réduction de la couverture nuageuse menant à des sols plus secs et à la fois à une diminution (augmentation) du flux de chaleur latent (sensible), et une augmentation des flux radiatifs entrants en surface. En phase positive d'AMV, un réchauffement simultané de la SST des régions tropicale et extra-tropicale de l'AMV est nécessaire pour générer les mécanismes à l'origine des anomalies de circulation sur la région Euro-Atlantique. De natures diverses, et susceptibles d'interagir entre-eux, ils invoquent un rôle potentiel :

- d'un chauffage diabatique sur l'Atlantique Nord-Ouest induisant une propagation d'ondes atmosphériques vers l'Est ;
- de la mousson en Afrique de l'Ouest, génératrice d'ondes de Rossby et/ou d'une circulation méridionale directe de retournement entre les tropiques et le bassin méditerranéen.

Comme en hiver, l'amplitude des anomalies de température mais également des vagues de chaleur croît linéairement avec celle de l'AMV.

Sensibilité des résultats au protocole expérimental

Aucune différence par rapport au protocole standard n'est détectée dans les réponses atmosphériques sur l'Europe en hiver dans les simulations à coefficient de rappel variable, ou élevé, de la SST. En été, en phase positive d'AMV, un réchauffement est obtenu sur l'Europe dans les simulations à rappel élevé par rapport aux simulations standards. Il s'explique par une augmentation de la SST dans l'Atlantique tropical, qui pourrait exacerber les mécanismes d'origine tropicale mentionnés ci-dessus. Néanmoins, ces expériences de sensibilité présentent une incohérence dans la simulation SST extra-tropicale en phase positive d'AMV, liée à la dynamique océanique perturbée de manière irréaliste.

Conclusion

La téléconnexion entre la variabilité Atlantique multidécennale (AMV) et le climat européen est l'objet d'étude majeur de ce manuscrit. Celui-ci a pour objectif de contribuer à une meilleure compréhension de la variabilité interne climatique multidécennale en Atlantique Nord (dont la signature est l'AMV) et en Europe, pour permettre, *in fine*, une quantification des incertitudes quant à la sensibilité du climat actuel et futur à la variabilité interne.

Dans un premier temps, la capacité des modèles de climat actuels à simuler l'AMV et sa téléconnexion avec la température estivale est évaluée par périodes de 100 ans (durée correspondante à la longueur des observations disponibles) dans 28 simulations de contrôle de plusieurs siècles dans les conditions climatiques pré-industrielles. Ces simulations montrent une grande diversité en termes de propriétés spatio-temporelles de l'AMV et de sa téléconnexion. L'intensité de la téléconnexion semble être modulée par l'amplitude et la persistance de l'AMV d'une part, et par la cohérence spatiale des SST tropicales et extra-tropicales sur l'Atlantique Nord d'autre part.

En plus d'une diversité inter-modèles, existe une diversité intra-modèle : chaque simulation montre intrinsèquement une forte variabilité de la téléconnexion et des propriétés de l'AMV lorsque celles-ci sont étudiées par périodes de 100 ans. Deux autres sources d'incertitudes sont à prendre en compte dans la comparaison des modèles aux observations : la faible longueur des observations disponibles, et l'estimation de la réponse climatique aux forçages externes, à la fois dans les modèles et dans les observations.

Indépendamment de la méthode utilisée pour estimer le signal forcé, peu de modèles sont compatibles avec les observations en termes d'intensité de la téléconnexion. Deux raisons peuvent expliquer ce résultat. La première est que la téléconnexion observée au cours du XX^e siècle pourrait être exceptionnelle au regard de la distribution construite à partir des modèles, considérés comme réalistes. La seconde est que les modèles seraient entachés de biais importants dans la représentation des propriétés de l'AMV et de ses téléconnexions, ayant pour conséquence une sous-estimation de ces dernières.

Dans un second temps, les mécanismes de téléconnexion entre l'AMV et le climat européen sont étudiés dans le modèle CNRM-CM5, identifié parmi tous les modèles CMIP5 comme étant l'un des plus fidèles aux observations pour simuler la téléconnexion en été. A partir de simulations idéalisées dans lesquelles la SST en Atlantique Nord est rappelée vers des anomalies caractéristiques de l'AMV estimée dans les observations, la réponse climatique associée en Europe est étudiée, et ce, de manière saisonnière.

En hiver, le bruit atmosphérique et la faiblesse du signal de l'AMV empêchent la détection d'une réponse atmosphérique lorsque l'AMV est de faible amplitude. Une plus grande amplitude d'AMV révèle l'existence d'une compétition entre ses effets dynamiques

et thermodynamiques. En phase positive, l'AMV induit une augmentation de la température et des précipitations sur une grande partie de l'Europe. Celles-ci sont principalement expliquées par (i) l'advection climatologique de masses d'air océanique chaudes et humides en phase positive d'AMV par les vents d'Ouest, et (ii) la modification des flux radiatifs de surface liés à (i) une nébulosité modifiée et (ii) une réduction de la couverture neigeuse agissant comme une rétroaction positive. Des anomalies anticycloniques sur le Nord de l'Europe sont également présentes. Les vents de Nord-Est associés tendent à limiter l'effet de advection d'Ouest, tout en advectant un air froid et sec des régions polaires. Ces anomalies dynamiques sont en grande partie expliquées à la fois par (i) la SST de l'Atlantique tropical, où un chauffage diabatique favorise une propagation vers le Nord d'ondes de Rossby, (ii) une SST plus chaude sur le gyre subpolaire favorisant des conditions anticycloniques, et (iii) une amplification polaire due à la fonte de la glace de mer.

En été, une phase positive d'AMV induit un réchauffement du bassin méditerranéen, de la Grande-Bretagne et de la Scandinavie. Des précipitations plus faibles sont obtenues sur le bassin méditerranéen, tandis que des conditions plus humides sont obtenues sur la moitié Nord de l'Europe. Des anomalies anticycloniques sur le bassin méditerranéen provoquent une réduction de la couverture nuageuse menant à des sols plus secs et à la fois à une diminution (augmentation) du flux de chaleur latent (sensible), et une augmentation des flux radiatifs entrants en surface. En phase positive d'AMV, une augmentation simultanée de la SST des régions tropicale et extra-tropicale de l'AMV est nécessaire pour générer les mécanismes à l'origine des anomalies de circulation sur la région Euro-Atlantique. De natures diverses, et susceptibles d'interagir entre-eux, ils invoquent un rôle potentiel (i) d'un chauffage diabatique sur l'Atlantique Nord-Ouest induisant une propagation d'ondes atmosphériques vers l'Est, (ii) de la mousson en Afrique de l'Ouest, génératrice d'ondes de Rossby et/ou d'une circulation méridionale directe de retournement entre les tropiques et le bassin méditerranéen. Comme en hiver, l'amplitude des anomalies de température et des vagues de chaleur croît linéairement avec celle de l'AMV.

L'estimation de la sensibilité des mécanismes évoqués ci-dessus au protocole expérimental est réalisée à partir de simulations alternatives, dans lesquelles le rappel de la SST en Atlantique se fait via un coefficient de rappel plus élevé, ou variant avec la profondeur de la mélange océanique. En hiver, aucune différence due au protocole n'est détectée dans les réponses atmosphériques sur l'Europe. En revanche en été, en phase positive d'AMV, un réchauffement est obtenu sur l'Europe dans les simulations au sein desquelles le coefficient de rappel de la SST est élevé. Ce réchauffement s'explique par une augmentation de la SST dans l'Atlantique tropical par rapport au protocole standard. Cette augmentation tend à favoriser les mécanismes d'origine tropicale mentionnés ci-dessus. Néanmoins, ces expériences de sensibilité présentent une asymétrie des anomalies de SST entre deux phases d'AMV, avec des incohérences dans la SST extra-tropicale en phase positive, susceptibles d'être liées à la dynamique océanique, perturbée dans ces deux expériences de manière irréaliste.

Perspectives

« *La science cherche le mouvement perpétuel. Elle l'a trouvé; c'est elle-même.* »

– Victor Hugo, *William Shakespeare*

Plusieurs perspectives de recherche existent pour compléter les travaux menés et détaillés dans ce manuscrit.

Les mécanismes de téléconnexion entre l'AMV et le climat européen décrits dans le chapitre 3 ont principalement été étudiés avec le seul modèle CNRM-CM5. Vérifier leur consistance à partir d'autres modèles constituerait une avancée dans la compréhension des mécanismes à l'œuvre dans les observations. Dans le cadre de la composante C de DCPD (BOER et al., 2016), les mêmes expériences que celles réalisées pour ce manuscrit seront réalisées à partir d'autres modèles. Ces expériences permettraient de confirmer (ou infirmer) la robustesse des mécanismes entre l'AMV et le climat européen identifiés avec CNRM-CM5.

L'influence de la résolution des modèles atmosphériques et océaniques sur la téléconnexion peut également être un aspect important. Le couplage entre les tourbillons océaniques de méso-échelle et la couche limite atmosphérique semble en effet être important pour une simulation réaliste de la réponse atmosphérique aux variations multiséculaires de la SST (ZHOU et al., 2015). Étudier les effets d'une augmentation de la résolution atmosphérique et/ou océanique sur l'influence de l'AMV sur le climat européen ainsi que sur les mécanismes physiques associés serait pertinent. Dans le cadre de PRIMAVERA¹, des simulations similaires à celles analysées dans ce manuscrit seront réalisées à partir de plusieurs modèles pour estimer l'apport d'une plus haute résolution dans la réponse atmosphérique à l'AMV. Les expériences pacemaker seront réalisées à partir de deux versions de modèles, à haute et basse résolution atmosphérique. Exploiter cet ensemble pour estimer la sensibilité des mécanismes de téléconnexion entre l'AMV et la variabilité climatique en Europe à la résolution atmosphérique serait pertinent.

Une des limites des expériences analysées au cours de ce manuscrit réside le fait qu'il est difficile de quantifier les contributions respectives des régions tropicale et extra-tropicale de l'AMV. Les résultats du chapitre 3 mettent en avant le rôle important de l'Atlantique tropical pour expliquer la téléconnexion entre l'AMV et le climat européen, que ce soit en été ou en hiver. Afin d'estimer plus précisément la contribution des SST tropicales, mais aussi extra-tropicales dans la téléconnexion, des simulations supplémentaires ont été réalisées et partiellement analysées dans l'étude de la téléconnexion en été. Dans ces

1. PRocess-based climate sIMulation : AdVances in high-resolution modeling and European climate Risk Assessment : <https://www.primavera-h2020.eu/>

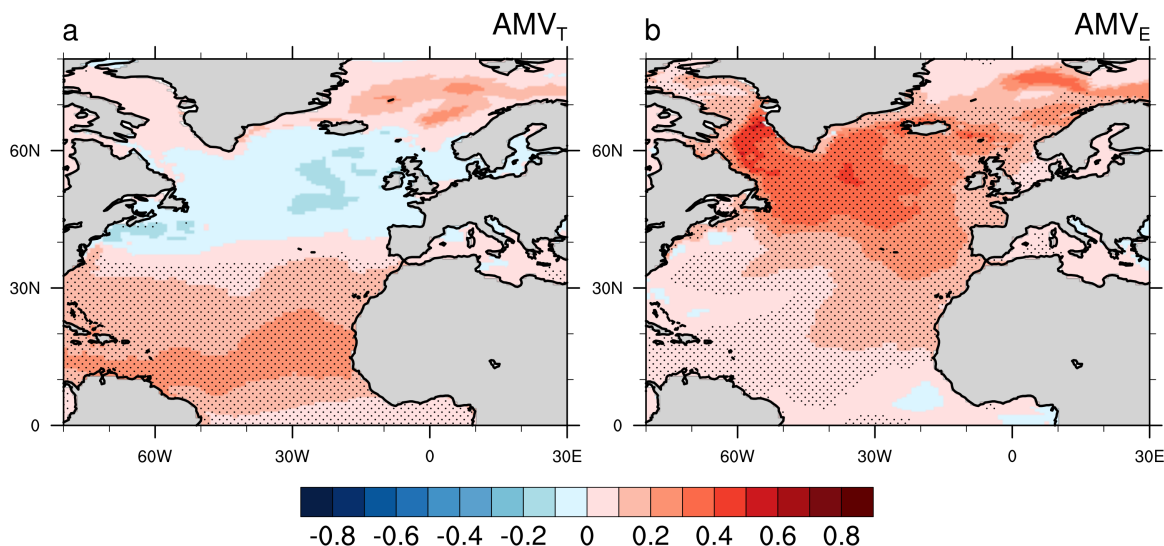


FIGURE 3.17 – Différence des moyennes d'ensemble de SST (en $^{\circ}\text{C}$) sur 40 membres sur 10 ans entre une phase positive et négative d'AMV pour les expériences AMV_T (a) et AMV_E (b). Les régions pointillées indiquent une différence significative à 95% selon un t-test

dernières, seule la SST d'une des deux zones est rappelée vers les anomalies associées à l'AMV observée. 40 membres de 10 ans sont réalisés pour un écart-type d'AMV. Ces ensembles sont notés AMV_T (pour Tropiques, entre 0° et 30°N) et AMV_E (pour Extra-tropiques, entre 30°N et 60°N). La Figure 3.17 illustre les anomalies de SST relatives pour chaque expérience. En phase positive, seuls les tropiques se réchauffent en AMV_T tandis qu'en AMV_E , un réchauffement d'environ 0.2°C est obtenu dans les tropiques, mais reste faible comparé à celui des extra-tropiques d'environ 0.7°C .

De la même manière que pour l'été, l'analyse des ensembles AMV_T et AMV_E améliorerait la compréhension des mécanismes entre l'AMV et le climat européen hivernal. L'expérience AMV_E permet par exemple de vérifier si en été la propagation d'ondes de Rossby depuis l'Atlantique tropical dans les expériences 1xAMV, 2xAMV et 3xAMV trouve effectivement son origine dans cette région. De la même manière, vérifier dans l'expérience AMV_T que l'advection climatologique d'Ouest d'anomalies positives de SST extra-tropicales vers l'Europe est moindre que dans les expériences 1xAMV, 2xAMV et 3xAMV est une analyse à mener.

L'influence des forçages externes sur la téléconnexion entre l'AMV et la variabilité atmosphérique sur l'Atlantique Nord constitue également une piste à explorer. Des études antérieures montre que l'état moyen du système climatique influencerait la réponse atmosphérique aux variations multidécennales de la SST (HU et al., 2012). Les analyses faites dans ce manuscrit sont basées sur des expériences caractérisant la variabilité multidécennale d'un climat pré-industriel. Pour étudier l'influence de l'état moyen (fonction de l'amplitude des forçages externes d'origine anthropique) sur cette téléconnexion, des expériences supplémentaires ont été réalisées, et partiellement analysées dans l'étude de la téléconnexion estivale. Dans ces dernières, chaque simulation est initialisée à partir de conditions climatiques issues d'une simulation de contrôle stabilisée, dans laquelle les forçages externes sont fixés à leurs niveaux estimés en 1990. Comme pour les expériences

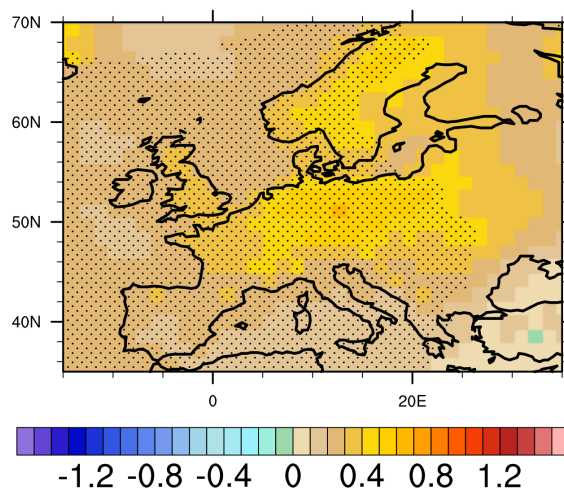


FIGURE 3.18 – Différence des moyennes d'ensemble sur 40 membres sur 10 ans entre une phase positive et négative d'AMV de la SAT (en °C) en hiver (décembre à février) pour l'expérience 1xAMV réalisée avec un état moyen caractéristique de 1990 par rapport à l'expérience 1xAMV réalisée avec un état moyen pré-industriel de référence caractéristique de 1850. Les régions pointillées indiquent une différence significative à 95% selon un t-test.

menées en climat pré-industriel, la SST de l'Atlantique Nord est rappelée vers les anomalies caractéristiques de l'AMV observée pour trois amplitudes, et 40 membres de 10 ans sont réalisés pour chaque ensemble. La Figure 3.18 indique qu'en phase positive en 1xAMV, les anomalies de température sur l'Europe sont bien plus fortes en climat moyen de 1990 par rapport au climat pré-industriel de 1850 (environ +0.5 °C), pour lequel aucune anomalie n'est obtenue sur l'Europe. Ce résultat indique une interaction existante entre d'une part la réponse atmosphérique à l'AMV et la variabilité interne, et d'autre part la réponse climatique moyenne aux forçages externes. Dans le contexte de changement climatique actuel, comprendre ces mécanismes d'interactions entre l'AMV et l'état moyen peut faire l'objet de futurs travaux pertinents.

En termes de perspectives plus lointaines, l'influence des autres modes de variabilité multidécennaux, notamment la Variabilité Pacifique Décennale (PDV), sur le climat européen reste à étudier. Des expériences similaires à celles utilisées dans ce manuscrit seront également réalisées dans le cadre de DCCP-C, dans lesquelles la SST du Pacifique Nord est rappelée vers des anomalies caractéristiques de la PDV, tout en laissant les autres bassins évoluer librement. Analyser ces expériences permettrait d'isoler l'influence seule de la PDV sur la variabilité atmosphérique en Atlantique Nord et en Europe et de comprendre dans quelle mesure l'AMV explique la variabilité climatique multidécennale sur l'Europe.

Enfin, étudier les rétroactions existantes entre les deux modes de variabilité que sont l'AMV et la PDV, constitue une piste de recherche supplémentaire, nécessitant la mise en place d'un protocole expérimental qui reste encore à déterminer. Celui pourrait consister par exemple à rappeler la SST d'un des deux bassins (Atlantique ou Pacifique) vers les anomalies induites par le bassin adjacent préalablement isolées dans les expériences DCCP-C mentionnées ci-dessus.

Bibliographie

- ACCLIMATERRA et LE TREUT, Hervé (dir). (2018). *Anticiper les changements climatiques en Nouvelle-Aquitaine. Pour agir dans les territoires*. Éditions Région Nouvelle-Aquitaine. 488 p. (cf. p. 23).
- ARZEL, Olivier, HUCK, Thierry et COLIN DE VERDIÈRE, Alain (2018). « The Internal Generation of the Atlantic Ocean Interdecadal Variability ». *Journal of Climate* 31.16, p. 6411–6432. DOI : [10.1175/JCLI-D-17-0884.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0884.1) (cf. p. 19).
- BA, Jin et al. (2014). « A multi-model comparison of Atlantic multidecadal variability ». *Climate Dynamics* 43.9-10, p. 2333–2348. DOI : [10.1007/s00382-014-2056-1](https://doi.org/10.1007/s00382-014-2056-1) (cf. p. 12, 17).
- BARNSTON, Anthony G. et LIVEZEY, Robert E. (1987). « Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns ». *Monthly Weather Review* 115.6, p. 1083–1126. DOI : [10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2) (cf. p. 21).
- BELLUCCI, A. et al. (2015). « Advancements in decadal climate predictability : The role of nonoceanic drivers ». *Reviews of Geophysics* 53.2, p. 165–202. DOI : [10.1002/2014RG000473](https://doi.org/10.1002/2014RG000473) (cf. p. 37).
- BERNTELL, Ellen et al. (2018). « Representation of Multidecadal Sahel Rainfall Variability in 20th Century Reanalyses ». *Scientific Reports* 8.1. DOI : [10.1038/s41598-018-29217-9](https://doi.org/10.1038/s41598-018-29217-9) (cf. p. 29).
- BIASTOCH, Arne et al. (2008). « Causes of Interannual–Decadal Variability in the Meridional Overturning Circulation of the Midlatitude North Atlantic Ocean ». *Journal of Climate* 21.24, p. 6599–6615. DOI : [10.1175/2008JCLI2404.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2404.1) (cf. p. 24).
- BIASTOCH, Arne et al. (2015). « Atlantic multi-decadal oscillation covaries with Agulhas leakage ». *Nature Communications* 6.1. DOI : [10.1038/ncomms10082](https://doi.org/10.1038/ncomms10082) (cf. p. 66).
- BOER, G. J. et al. (2016). « The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6 ». *Geosci. Model Dev.* 9.10, p. 3751–3777. DOI : [10.5194/gmd-9-3751-2016](https://doi.org/10.5194/gmd-9-3751-2016) (cf. p. 76, 173).
- BOOTH, Ben B. B. et al. (2012). « Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability ». *Nature* 484.7393, p. 228–232. DOI : [10.1038/nature10946](https://doi.org/10.1038/nature10946) (cf. p. 29).
- BOÉ, J. et HABETS, F. (2014). « Multi-decadal river flow variations in France ». *Hydrology and Earth System Sciences* 18.2, p. 691–708. DOI : [10.5194/hess-18-691-2014](https://doi.org/10.5194/hess-18-691-2014) (cf. p. 30, 37).
- BOÉ, J. et al. (2006). « A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 111 (D23), n/a–n/a. DOI : [10.1029/2005JD006889](https://doi.org/10.1029/2005JD006889) (cf. p. 156).

- BUCKLEY, Martha W. et MARSHALL, John (2016). « Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation : A review ». *Reviews of Geophysics* 54.1, p. 5–63. DOI : [10.1002/2015RG000493](https://doi.org/10.1002/2015RG000493) (cf. p. 14, 15).
- CAESAR, L. et al. (2018). « Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation ». *Nature* 556.7700, p. 191–196. DOI : [10.1038/s41586-018-0006-5](https://doi.org/10.1038/s41586-018-0006-5) (cf. p. 15).
- CANE, Mark A. et al. (2017). « Low-Pass Filtering, Heat Flux, and Atlantic Multidecadal Variability ». *Journal of Climate* 30.18, p. 7529–7553. DOI : [10.1175/JCLI-D-16-0810.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0810.1) (cf. p. 19, 20).
- CASSOU, Christophe et MIGNOT, Juliette (2013). « Enjeux, méthodes et fondamentaux de prévisibilité et prévision décennale ». *La Météorologie* 8.81, p. 23. DOI : [10.4267/2042/51099](https://doi.org/10.4267/2042/51099) (cf. p. 12).
- CASSOU, Christophe, TERRAY, Laurent et PHILLIPS, Adam S. (2005). « Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves ». *Journal of Climate* 18.15, p. 2805–2811. DOI : [10.1175/JCLI3506.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3506.1) (cf. p. 156).
- CHEN, Xianyao et TUNG, Ka-Kit (2018). « Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation ». *Nature* 559.7714, p. 387–391. DOI : [10.1038/s41586-018-0320-y](https://doi.org/10.1038/s41586-018-0320-y) (cf. p. 15).
- CLEMENT, A. et al. (2015). « The Atlantic Multidecadal Oscillation without a role for ocean circulation ». *Science* 350.6258, p. 320–324. DOI : [10.1126/science.aab3980](https://doi.org/10.1126/science.aab3980) (cf. p. 19).
- CUNNINGHAM, Stuart A. et al. (2013). « Atlantic Meridional Overturning Circulation slowdown cooled the subtropical ocean ». *Geophysical Research Letters* 40.23, p. 6202–6207. DOI : [10.1002/2013GL058464](https://doi.org/10.1002/2013GL058464) (cf. p. 17).
- DANABASOGLU, Gokhan et al. (2012). « Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in CCSM4 ». *Journal of Climate* 25.15, p. 5153–5172. DOI : [10.1175/JCLI-D-11-00463.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00463.1) (cf. p. 24).
- DANABASOGLU, Gokhan et al. (2016). « North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part II : Inter-annual to decadal variability ». *Ocean Modelling* 97, p. 65–90. DOI : [10.1016/j.ocemod.2015.11.007](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.11.007) (cf. p. 14).
- DAVINI, Paolo, HARDENBERG, Jost von et CORTI, Susanna (2015). « Tropical origin for the impacts of the Atlantic Multidecadal Variability on the Euro-Atlantic climate ». *Environmental Research Letters* 10.9, p. 094010 (cf. p. 26, 27, 30, 76).
- DELONCLE, A. et al. (2007). « Weather Regime Prediction Using Statistical Learning ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 64.5, p. 1619–1635. DOI : [10.1175/JAS3918.1](https://doi.org/10.1175/JAS3918.1) (cf. p. 22).
- DELSOLE, Timothy, TIPPETT, Michael K. et SHUKLA, Jagadish (2011). « A Significant Component of Unforced Multidecadal Variability in the Recent Acceleration of Global Warming ». *Journal of Climate* 24.3, p. 909–926. DOI : [10.1175/2010JCLI3659.1](https://doi.org/10.1175/2010JCLI3659.1) (cf. p. 67).
- DELWORTH, T., MANABE, S. et STOUFFER, R. J. (1993). « Interdecadal Variations of the Thermohaline Circulation in a Coupled Ocean-Atmosphere Model ». *Journal of Climate* 6.11, p. 1993–2011. DOI : [10.1175/1520-0442\(1993\)006<1993:IVOTTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1993:IVOTTC>2.0.CO;2) (cf. p. 17).

- DELWORTH, T. L. et MANN, M. E. (2000). « Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere ». *Climate Dynamics* 16.9, p. 661–676. DOI : [10.1007/s003820000075](https://doi.org/10.1007/s003820000075) (cf. p. 14).
- DELWORTH, Thomas L. et ZENG, Fanrong (2016). « The Impact of the North Atlantic Oscillation on Climate through Its Influence on the Atlantic Meridional Overturning Circulation ». *Journal of Climate* 29.3, p. 941–962. DOI : [10.1175/JCLI-D-15-0396.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0396.1) (cf. p. 24, 25).
- DELWORTH, Thomas L. et al. (2016). « The North Atlantic Oscillation as a driver of rapid climate change in the Northern Hemisphere ». *Nature Geoscience* 9.7, p. 509–512. DOI : [10.1038/ngeo2738](https://doi.org/10.1038/ngeo2738) (cf. p. 24).
- DELWORTH, Thomas L. et al. (2017). « The Central Role of Ocean Dynamics in Connecting the North Atlantic Oscillation to the Extratropical Component of the Atlantic Multidecadal Oscillation ». *Journal of Climate* 30.10, p. 3789–3805. DOI : [10.1175/JCLI-D-16-0358.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0358.1) (cf. p. 19).
- DEMPSTER, A. P., LAIRD, N. M. et RUBIN, D. B. (1977). « Maximum Likelihood from Incomplete Data via the EM Algorithm ». *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* 39.1, p. 1–38 (cf. p. 22).
- DESER, Clara et al. (2010). « Sea Surface Temperature Variability : Patterns and Mechanisms ». *Annual Review of Marine Science* 2.1, p. 115–143. DOI : [10.1146/annurev-marine-120408-151453](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453) (cf. p. 13).
- DESER, Clara et al. (2012). « Uncertainty in climate change projections : the role of internal variability ». *Climate Dynamics* 38.3, p. 527–546. DOI : [10.1007/s00382-010-0977-x](https://doi.org/10.1007/s00382-010-0977-x) (cf. p. 114).
- DIDAY, E. (1973). « The dynamic clusters method in nonhierarchical clustering ». *International Journal of Computer & Information Sciences* 2.1, p. 61–88. DOI : [10.1007/BF00987153](https://doi.org/10.1007/BF00987153) (cf. p. 23).
- DOBLAS-REYES, F. J. et al. (2013). « Initialized near-term regional climate change prediction ». *Nature Communications* 4.1. DOI : [10.1038/ncomms2704](https://doi.org/10.1038/ncomms2704) (cf. p. 37).
- DONG, Buwen et SUTTON, Rowan T. (2005). « Mechanism of Interdecadal Thermohaline Circulation Variability in a Coupled Ocean–Atmosphere GCM ». *Journal of Climate* 18.8, p. 1117–1135. DOI : [10.1175/JCLI3328.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3328.1) (cf. p. 15).
- DUNSTONE, Nick et al. (2016). « Skilful predictions of the winter North Atlantic Oscillation one year ahead ». *Nature Geoscience* 9.11, p. 809–814. DOI : [10.1038/ngeo2824](https://doi.org/10.1038/ngeo2824) (cf. p. 29).
- ESCUDIER, R., MIGNOT, J. et SWINGEDOUW, D. (2013). « A 20-year coupled ocean–sea ice–atmosphere variability mode in the North Atlantic in an AOGCM ». *Climate Dynamics* 40.3-4, p. 619–636. DOI : [10.1007/s00382-012-1402-4](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1402-4) (cf. p. 14).
- EYRING, V. et al. (2016). « Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization ». *Geoscientific Model Development* 9.5, p. 1937–1958. DOI : [10.5194/gmd-9-1937-2016](https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016) (cf. p. 76).
- FARNETI, Riccardo et VALLIS, Geoffrey K. (2011). « Mechanisms of interdecadal climate variability and the role of ocean–atmosphere coupling ». *Climate Dynamics* 36.1-2, p. 289–308. DOI : [10.1007/s00382-009-0674-9](https://doi.org/10.1007/s00382-009-0674-9) (cf. p. 26).
- FOLLAND, Chris K. et al. (2001). « Predictability of Northeast Brazil Rainfall and Real-Time Forecast Skill, 1987–98 ». *Journal of Climate* 14.9, p. 1937–1958. DOI : [10.1175/1520-0442\(2001\)014<1937:PONBRA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1937:PONBRA>2.0.CO;2) (cf. p. 29).

- FRANKIGNOUL, Claude et KESTENARE, Élodie (2002). « The surface heat flux feedback. Part I : estimates from observations in the Atlantic and the North Pacific ». *Climate Dynamics* 19.8, p. 633–647. DOI : [10.1007/s00382-002-0252-x](https://doi.org/10.1007/s00382-002-0252-x) (cf. p. 76, 160).
- GASTINEAU, Guillaume et FRANKIGNOUL, Claude (2015). « Influence of the North Atlantic SST Variability on the Atmospheric Circulation during the Twentieth Century ». *Journal of Climate* 28.4, p. 1396–1416. DOI : [10.1175/JCLI-D-14-00424.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00424.1) (cf. p. 22, 29, 30, 155).
- GASTINEAU, Guillaume, D'ANDREA, Fabio et FRANKIGNOUL, Claude (2013). « Atmospheric response to the North Atlantic Ocean variability on seasonal to decadal time scales ». *Climate Dynamics* 40.9-10, p. 2311–2330. DOI : [10.1007/s00382-012-1333-0](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1333-0) (cf. p. 26).
- GIEC (2013). « Summary for Policymakers »[. In. *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Sous la dir. de T.F. STOCKER et al. Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA : Cambridge University Press. Chap. SPM, 1–30. DOI : [10.1017/CB09781107415324.004](https://doi.org/10.1017/CB09781107415324.004) (cf. p. 5).
- GRAY, Lesley J. et al. (2013). « A lagged response to the 11 year solar cycle in observed winter Atlantic/European weather patterns ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 118.24, p. 13,405–13,420. DOI : [10.1002/2013JD020062](https://doi.org/10.1002/2013JD020062) (cf. p. 29).
- GRAY, Stephen T. et al. (2004). « A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. ». *Geophysical Research Letters* 31.12, n/a–n/a. DOI : [10.1029/2004GL019932](https://doi.org/10.1029/2004GL019932) (cf. p. 11).
- HANEY, Robert L. (1971). « Surface Thermal Boundary Condition for Ocean Circulation Models ». *Journal of Physical Oceanography* 1.4, p. 241–248. DOI : [10.1175/1520-0485\(1971\)001<0241:STBCFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1971)001<0241:STBCFO>2.0.CO;2) (cf. p. 76).
- HAWKINS, Ed et SUTTON, Rowan (2009). « The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 90.8, p. 1095–1108. DOI : [10.1175/2009BAMS2607.1](https://doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1) (cf. p. 7).
- HAWKINS, Ed, EDWARDS, Tamsin et MCNEALL, Doug (2014). « Pause for thought ». *Nature Climate Change* 4, p. 154–156. DOI : [10.1038/nclimate2150](https://doi.org/10.1038/nclimate2150) (cf. p. 11).
- HAYS, J. D., IMBRIE, J. et SHACKLETON, N. J. (1976). « Variations in the Earth's Orbit : Pacemaker of the Ice Ages ». *Science* 194.4270, p. 1121–1132. DOI : [10.1126/science.194.4270.1121](https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121) (cf. p. 10).
- HODSON, Daniel L. R. et SUTTON, Rowan T. (2012). « The impact of resolution on the adjustment and decadal variability of the Atlantic meridional overturning circulation in a coupled climate model ». *Climate Dynamics* 39.12, p. 3057–3073. DOI : [10.1007/s00382-012-1309-0](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1309-0) (cf. p. 15).
- HU, Zeng-Zhen et al. (2012). « An Analysis of Forced and Internal Variability in a Warmer Climate in CCSM3 ». *Journal of Climate* 25.7, p. 2356–2373. DOI : [10.1175/JCLI-D-11-00323.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00323.1) (cf. p. 174).
- HUANG, Boyin et al. (2017). « Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5) : Upgrades, Validations, and Intercomparisons ». *Journal of Climate* 30.20, p. 8179–8205. DOI : [10.1175/JCLI-D-16-0836.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1) (cf. p. 13).
- HURRELL, James W et FOLLAND, Chris K (2002). « A change in the summer atmospheric circulation over the North Atlantic ». *Clivar Exchanges* 25.7, p. 52–54 (cf. p. 29).
- HURRELL, James W. et al. (2003). « An overview of the North Atlantic Oscillation »[. In *Geophysical Monograph Series*. Sous la dir. de James W. HURRELL et al. T. 134.

- Washington, D. C. : American Geophysical Union, p. 1–35. DOI : [10.1029/134GM01](https://doi.org/10.1029/134GM01) (cf. p. 22).
- HÄKKINEN, Sirpa (2004). « Decline of Subpolar North Atlantic Circulation During the 1990s ». *Science* 304.5670, p. 555–559. DOI : [10.1126/science.1094917](https://doi.org/10.1126/science.1094917) (cf. p. 19).
- HÄKKINEN, Sirpa, RHINES, Peter B. et WORTHEN, Denise L. (2013). « Northern North Atlantic sea surface height and ocean heat content variability : North Atlantic SSH and OHC Variability ». *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118.7, p. 3670–3678. DOI : [10.1002/jgrc.20268](https://doi.org/10.1002/jgrc.20268) (cf. p. 19).
- JUNGCLAUS, Johann H. et al. (2005). « Arctic–North Atlantic Interactions and Multi-decadal Variability of the Meridional Overturning Circulation ». *Journal of Climate* 18.19, p. 4013–4031. DOI : [10.1175/JCLI3462.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3462.1) (cf. p. 66).
- KERR, R. A. (2000). « A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries ». *Science* 288.5473, p. 1984–1985. DOI : [10.1126/science.288.5473.1984](https://doi.org/10.1126/science.288.5473.1984) (cf. p. 11).
- KIM, Who M. et al. (2016). « Atmospheric Conditions Associated with Labrador Sea Deep Convection : New Insights from a Case Study of the 2006/07 and 2007/08 Winters ». *Journal of Climate* 29.14, p. 5281–5297. DOI : [10.1175/JCLI-D-15-0527.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0527.1) (cf. p. 24).
- KWON, Young-Oh et FRANKIGNOUL, Claude (2014). « Mechanisms of Multidecadal Atlantic Meridional Overturning Circulation Variability Diagnosed in Depth versus Density Space ». *Journal of Climate* 27.24, p. 9359–9376. DOI : [10.1175/JCLI-D-14-00228.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00228.1) (cf. p. 14).
- LATIF, M. et al. (2004). « Reconstructing, Monitoring, and Predicting Multidecadal-Scale Changes in the North Atlantic Thermohaline Circulation with Sea Surface Temperature ». *Journal of Climate* 17.7, p. 1605–1614. DOI : [10.1175/1520-0442\(2004\)017<1605:RMAPMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1605:RMAPMC>2.0.CO;2) (cf. p. 17).
- LATIF, M. et al. (2006). « A Review of Predictability Studies of Atlantic Sector Climate on Decadal Time Scales ». *Journal of Climate* 19.23, p. 5971–5987. DOI : [10.1175/JCLI3945.1](https://doi.org/10.1175/JCLI3945.1) (cf. p. 14).
- LOHMANN, Katja, DRANGE, Helge et BENTSEN, Mats (2009). « Response of the North Atlantic subpolar gyre to persistent North Atlantic oscillation like forcing ». *Climate Dynamics* 32.2-3, p. 273–285. DOI : [10.1007/s00382-008-0467-6](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0467-6) (cf. p. 24).
- LORENZ, Edward N. (1963). « Deterministic Nonperiodic Flow ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 20.2, p. 130–141. DOI : [10.1175/1520-0469\(1963\)020<0130:DNF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1963)020<0130:DNF>2.0.CO;2) (cf. p. 2).
- LOZIER, M. S. (2010). « Deconstructing the Conveyor Belt ». *Science* 328.5985, p. 1507–1511. DOI : [10.1126/science.1189250](https://doi.org/10.1126/science.1189250) (cf. p. 17).
- LYU, Kewei et YU, Jin-Yi (2017). « Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation simulated in the CMIP5 models : A re-evaluation based on a revised index ». *Geophysical Research Letters* 44.8, p. 3867–3876. DOI : [10.1002/2017GL072681](https://doi.org/10.1002/2017GL072681) (cf. p. 66).
- MARTIN, Elinor R., THORNCROFT, Chris et BOOTH, Ben B. B. (2014). « The Multidecadal Atlantic SST—Sahel Rainfall Teleconnection in CMIP5 Simulations ». *Journal of Climate* 27.2, p. 784–806. DOI : [10.1175/JCLI-D-13-00242.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00242.1) (cf. p. 29).
- MCCARTHY, Gerard D. et al. (2015). « Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations ». *Nature* 521.7553, p. 508–510. DOI : [10.1038/nature14491](https://doi.org/10.1038/nature14491) (cf. p. 15, 17).

- MCGREGOR, Shayne et al. (2014). « Recent Walker circulation strengthening and Pacific cooling amplified by Atlantic warming ». *Nature Climate Change* 4.10, p. 888–892. DOI : [10.1038/nclimate2330](https://doi.org/10.1038/nclimate2330) (cf. p. 66).
- MEDHAUG, Iselin et al. (2017). « Reconciling controversies about the ‘global warming hiatus’ ». *Nature* 545.7652, p. 41–47. DOI : [10.1038/nature22315](https://doi.org/10.1038/nature22315) (cf. p. 31).
- MEEHL, Gerald A. et al. (2014). « Decadal Climate Prediction : An Update from the Trenches ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 95.2, p. 243–267. DOI : [10.1175/BAMS-D-12-00241.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00241.1) (cf. p. 33, 37).
- MENARY, Matthew B. et al. (2015). « Exploring the impact of CMIP5 model biases on the simulation of North Atlantic decadal variability ». *Geophysical Research Letters* 42.14, p. 5926–5934. DOI : [10.1002/2015GL064360](https://doi.org/10.1002/2015GL064360) (cf. p. 17).
- MICHELANGELI, Paul-Antoine, VAUTARD, Robert et LEGRAS, Bernard (1995). « Weather Regimes : Recurrence and Quasi Stationarity ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 52.8, p. 1237–1256. DOI : [10.1175/1520-0469\(1995\)052<1237:WRAQS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<1237:WRAQS>2.0.CO;2) (cf. p. 21, 23).
- MO, Kingtse C., SCHEMM, Jae-Kyung E. et YOO, Soo-Hyun (2009). « Influence of ENSO and the Atlantic Multidecadal Oscillation on Drought over the United States ». *Journal of Climate* 22.22, p. 5962–5982. DOI : [10.1175/2009JCLI2966.1](https://doi.org/10.1175/2009JCLI2966.1) (cf. p. 76).
- MSADEK, Rym et FRANKIGNOUL, Claude (2009). « Atlantic multidecadal oceanic variability and its influence on the atmosphere in a climate model ». *Climate Dynamics* 33.1, p. 45–62. DOI : [10.1007/s00382-008-0452-0](https://doi.org/10.1007/s00382-008-0452-0) (cf. p. 17).
- MÉNÉGOZ, Martin et al. (2017). « Role of the Atlantic Multidecadal Variability in modulating the climate response to a Pinatubo-like volcanic eruption ». *Climate Dynamics*. DOI : [10.1007/s00382-017-3986-1](https://doi.org/10.1007/s00382-017-3986-1) (cf. p. 68).
- OMRANI, N.-E. et al. (2014). « Stratosphere key for wintertime atmospheric response to warm Atlantic decadal conditions ». *Climate Dynamics* 42.3-4, p. 649–663. DOI : [10.1007/s00382-013-1860-3](https://doi.org/10.1007/s00382-013-1860-3) (cf. p. 29).
- O'REILLY, Christopher H. et al. (2016). « The signature of low-frequency oceanic forcing in the Atlantic Multidecadal Oscillation ». *Geophysical Research Letters* 43.6, p. 2810–2818. DOI : [10.1002/2016GL067925](https://doi.org/10.1002/2016GL067925) (cf. p. 19).
- OTTERÅ, Odd Helge et al. (2010). « External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability ». *Nature Geoscience* 3.10, p. 688–694. DOI : [10.1038/ngeo955](https://doi.org/10.1038/ngeo955) (cf. p. 29).
- O'REILLY, Christopher H., WOOLLINGS, Tim et ZANNA, Laure (2017). « The Dynamical Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on Continental Climate ». *Journal of Climate* 30.18, p. 7213–7230. DOI : [10.1175/JCLI-D-16-0345.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0345.1) (cf. p. 30–32, 114, 116, 155).
- PARK, W. et LATIF, M. (2005). « Ocean Dynamics and the Nature of Air–Sea Interactions over the North Atlantic at Decadal Time Scales ». *Journal of Climate* 18.7, p. 982–995. DOI : [10.1175/JCLI-3307.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-3307.1) (cf. p. 19).
- PEINGS, Yannick et MAGNUSDOTTIR, Gudrun (2014). « Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic ocean ». *Environmental Research Letters* 9.3, p. 034018 (cf. p. 22, 24).
- (2016). « Wintertime atmospheric response to Atlantic multidecadal variability : effect of stratospheric representation and ocean–atmosphere coupling ». *Climate Dynamics* 47.3-4, p. 1029–1047. DOI : [10.1007/s00382-015-2887-4](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2887-4) (cf. p. 29).

- PEINGS, Yannick, SIMPKINS, Graham et MAGNUSDOTTIR, Gudrun (2016). « Multidecadal fluctuations of the North Atlantic Ocean and feedback on the winter climate in CMIP5 control simulations ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 121.6, p. 2571–2592. DOI : [10.1002/2015JD024107](https://doi.org/10.1002/2015JD024107) (cf. p. 26, 29).
- POINCARÉ, Henri (1908). *Science et méthode*. in-12. Bibliothèque de philosophie scientifique. Paris : E. Flammarion. 315 p. (cf. p. 2).
- POND, Stephen et PICKARD, George L. (1983). *Introductory Dynamical Oceanography, Second Edition*. 2 edition. Oxford : Butterworth-Heinemann. 349 p. (cf. p. 14).
- QASMI, Saïd, CASSOU, Christophe et BOÉ, Julien (2017). « Teleconnection Between Atlantic Multidecadal Variability and European Temperature : Diversity and Evaluation of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Models ». *Geophysical Research Letters* 44.21, p. 11,140–11,149. DOI : [10.1002/2017GL074886](https://doi.org/10.1002/2017GL074886) (cf. p. 67, 68, 70, 71, 75, 77).
- QASMI, Saïd et al. (soumis). « Modulation of the occurrence of heat waves over the Euro-Mediterranean region by the intensity of the Atlantic Multidecadal Variability ». *Journal of Climate* (cf. p. 155, 156, 159, 163).
- QASMI, Saïd, CASSOU, Christophe et BOÉ, Julien (sous presse). « Teleconnection processes linking the intensity of the Atlantic Multidecadal Variability to the climate impacts over Europe in boreal winter ». *Journal of Climate*. DOI : [10.1175/JCLI-D-19-0428.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0428.1) (cf. p. 114, 116, 159–161).
- RAHMSTORF, Stefan (1995). « Climate drift in an ocean model coupled to a simple, perfectly matched atmosphere ». *Climate Dynamics* 11.8, p. 447–458. DOI : [10.1007/BF00207194](https://doi.org/10.1007/BF00207194) (cf. p. 160).
- RANDALL, David A. et al. (2007). « Climate models and their evaluation »]. In *Climate change 2007 : The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC (FAR)*. Cambridge University Press, p. 589–662 (cf. p. 17).
- ROBERTS, Christopher D., GARRY, Freya K. et JACKSON, Laura C. (2013). « A Multimodel Study of Sea Surface Temperature and Subsurface Density Fingerprints of the Atlantic Meridional Overturning Circulation ». *Journal of Climate* 26.22, p. 9155–9174. DOI : [10.1175/JCLI-D-12-00762.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00762.1) (cf. p. 17, 18).
- ROBSON, Jon et al. (2012). « Causes of the Rapid Warming of the North Atlantic Ocean in the Mid-1990s ». *Journal of Climate* 25.12, p. 4116–4134. DOI : [10.1175/JCLI-D-11-00443.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00443.1) (cf. p. 15).
- ROBSON, Jon, SUTTON, Rowan et SMITH, Doug (2013). « Predictable Climate Impacts of the Decadal Changes in the Ocean in the 1990s ». *Journal of Climate* 26.17, p. 6329–6339. DOI : [10.1175/JCLI-D-12-00827.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00827.1) (cf. p. 37).
- RUPRICH-ROBERT, Yohan et al. (2017). « Assessing the Climate Impacts of the Observed Atlantic Multidecadal Variability Using the GFDL CM2.1 and NCAR CESM1 Global Coupled Models ». *Journal of Climate* 30.8, p. 2785–2810. DOI : [10.1175/JCLI-D-16-0127.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0127.1) (cf. p. 31, 76).
- SANCHEZGOMEZ, E. et TERRAY, L. (2005). « Large-scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes ». *Geophysical Research Letters* 32.24. DOI : [10.1029/2005GL023990](https://doi.org/10.1029/2005GL023990) (cf. p. 22).
- SCHLESINGER, Michael E. et RAMANKUTTY, Navin (1994). « An oscillation in the global climate system of period 65–70 years ». *Nature* 367.6465, p. 723–726. DOI : [10.1038/367723a0](https://doi.org/10.1038/367723a0) (cf. p. 11).

- SERVONNAT, Jérôme et al. (2015). « Reconstructing the subsurface ocean decadal variability using surface nudging in a perfect model framework ». *Climate Dynamics* 44.1, p. 315–338. DOI : [10.1007/s00382-014-2184-7](https://doi.org/10.1007/s00382-014-2184-7) (cf. p. 160).
- SMEED, David et al. (2016). *Atlantic meridional overturning circulation observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array-Western Boundary Time Series) array at 26N from 2004 to 2015*. type : dataset. DOI : [10.5285/35784047-9b82-2160-e053-6c86abc0c91b](https://doi.org/10.5285/35784047-9b82-2160-e053-6c86abc0c91b) (cf. p. 14).
- SMYTH, Padhraic, IDE, Kayo et GHIL, Michael (1999). « Multiple Regimes in Northern Hemisphere Height Fields via MixtureModel Clustering ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 56.21, p. 3704–3723. DOI : [10.1175/1520-0469\(1999\)056<3704:MRINHH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<3704:MRINHH>2.0.CO;2) (cf. p. 22).
- SUTTON, Rowan T. et DONG, Buwen (2012). « Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s ». *Nature Geoscience* 5.11, p. 788–792. DOI : [10.1038/ngeo1595](https://doi.org/10.1038/ngeo1595) (cf. p. 29–31, 37, 38, 72, 155).
- SUTTON, Rowan T. et HODSON, Daniel L. R. (2005). « Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate ». *Science* 309.5731, p. 115–118. DOI : [10.1126/science.1109496](https://doi.org/10.1126/science.1109496) (cf. p. 29, 76).
- (2007). « Climate Response to Basin-Scale Warming and Cooling of the North Atlantic Ocean ». *Journal of Climate* 20.5, p. 891–907. DOI : [10.1175/JCLI4038.1](https://doi.org/10.1175/JCLI4038.1) (cf. p. 31).
- SWINGEDOUW, Didier et al. (2015). « Bidecadal North Atlantic ocean circulation variability controlled by timing of volcanic eruptions ». *Nature Communications* 6.1. DOI : [10.1038/ncomms7545](https://doi.org/10.1038/ncomms7545) (cf. p. 29).
- TERRAY, Laurent (2012). « Evidence for multiple drivers of North Atlantic multi-decadal climate variability ». *Geophysical Research Letters* 39.19. DOI : [10.1029/2012GL053046](https://doi.org/10.1029/2012GL053046) (cf. p. 11, 29).
- TIMMERMANN, A. et al. (1998). « Northern Hemispheric Interdecadal Variability : A Coupled Air–Sea Mode ». *Journal of Climate* 11.8, p. 1906–1931. DOI : [10.1175/1520-0442-11.8.1906](https://doi.org/10.1175/1520-0442-11.8.1906) (cf. p. 66).
- TING, Mingfang, KUSHNIR, Yochanan et LI, Cuihua (2014). « North Atlantic Multidecadal SST Oscillation : External forcing versus internal variability ». *Journal of Marine Systems* 133, p. 27–38. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2013.07.006](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.07.006) (cf. p. 24).
- TRENBERTH, Kevin E. et SHEA, Dennis J. (2006). « Atlantic hurricanes and natural variability in 2005 ». *Geophysical Research Letters* 33.12. DOI : [10.1029/2006GL026894](https://doi.org/10.1029/2006GL026894) (cf. p. 11, 12, 66).
- TRENBERTH, Kevin E. et al. (1998). « Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures ». *Journal of Geophysical Research : Oceans* 103 (C7), p. 14291–14324. DOI : [10.1029/97JC01444](https://doi.org/10.1029/97JC01444) (cf. p. 28).
- VAN OLDENBORGH, Geert Jan et al. (2012). « Decadal prediction skill in a multi-model ensemble ». *Climate Dynamics* 38.7-8, p. 1263–1280. DOI : [10.1007/s00382-012-1313-4](https://doi.org/10.1007/s00382-012-1313-4) (cf. p. 29, 37).
- VRAC, M, STEIN, M et HAYHOE, K (2007). « Statistical downscaling of precipitation through nonhomogeneous stochastic weather typing ». *Climate Research* 34, p. 169–184. DOI : [10.3354/cr00696](https://doi.org/10.3354/cr00696) (cf. p. 21, 22).
- WALLACE, John M. et HOBBS, Peter V. (2006). *Atmospheric Science, Second Edition : An Introductory Survey*. 2 edition. Amsterdam : Academic Press. 504 p. (cf. p. 21).

- WILLIS, Josh K. (2010). « Can in situ floats and satellite altimeters detect long-term changes in Atlantic Ocean overturning? » *Geophysical Research Letters* 37.6, n/a–n/a. DOI : [10.1029/2010GL042372](https://doi.org/10.1029/2010GL042372) (cf. p. 15).
- YAMAMOTO, Ayako et PALTER, Jaime B. (2016). « The absence of an Atlantic imprint on the multidecadal variability of wintertime European temperature ». *Nature Communications* 7, p. 10930. DOI : [10.1038/ncomms10930](https://doi.org/10.1038/ncomms10930) (cf. p. 30, 114).
- YAN, Xiaoqin, ZHANG, Rong et KNUTSON, Thomas R. (2018). « Underestimated AMOC Variability and Implications for AMV and Predictability in CMIP Models ». *Geophysical Research Letters* 45.9, p. 4319–4328. DOI : [10.1029/2018GL077378](https://doi.org/10.1029/2018GL077378) (cf. p. 15, 16).
- YU, Jin-Yi et al. (2015). « Linking Emergence of the Central Pacific El Niño to the Atlantic Multidecadal Oscillation ». *Journal of Climate* 28.2, p. 651–662. DOI : [10.1175/JCLI-D-14-00347.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00347.1) (cf. p. 76).
- ZHANG, Jinting et ZHANG, Rong (2015). « On the evolution of Atlantic Meridional Overturning Circulation Fingerprint and implications for decadal predictability in the North Atlantic ». *Geophysical Research Letters* 42.13, p. 5419–5426. DOI : [10.1002/2015GL064596](https://doi.org/10.1002/2015GL064596) (cf. p. 17).
- ZHANG, R. et al. (2016). « Comment on "The Atlantic Multidecadal Oscillation without a role for ocean circulation" ». *Science* 352.6293, p. 1527–1527. DOI : [10.1126/science.aaf1660](https://doi.org/10.1126/science.aaf1660) (cf. p. 19).
- ZHANG, Rong (2008). « Coherent surface-subsurface fingerprint of the Atlantic meridional overturning circulation ». *Geophysical Research Letters* 35.20. DOI : [10.1029/2008GL035463](https://doi.org/10.1029/2008GL035463) (cf. p. 15, 16).
- ZHANG, Rong et DELWORTH, Thomas L. (2007). « Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability ». *Geophysical Research Letters* 34.23, n/a–n/a. DOI : [10.1029/2007GL031601](https://doi.org/10.1029/2007GL031601) (cf. p. 76).
- ZHANG, Rong et al. (2013). « Have Aerosols Caused the Observed Atlantic Multidecadal Variability? » *Journal of the Atmospheric Sciences* 70.4, p. 1135–1144. DOI : [10.1175/JAS-D-12-0331.1](https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0331.1) (cf. p. 29, 30).
- ZHOU, Guidi et al. (2015). « Atmospheric response to the North Pacific enabled by daily sea surface temperature variability ». *Geophysical Research Letters* 42.18, p. 7732–7739. DOI : [10.1002/2015GL065356](https://doi.org/10.1002/2015GL065356) (cf. p. 173).