THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

Discipline ou spécialité :

Océan, Atmosphère, Climat

Présentée et soutenue par :

M. AURÉLIEN LINÉ

le jeudi 21 décembre 2023

Titre :

Modulation du changement climatique européen à court terme par la variabilité interne mutli-décennale

---

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

CERFACS

Directeurs de Thèse :

M. Christophe CASSOU

MME Rym MSADEK

Rapporteurs :

MME SUSANNA CORTI, ISAC CNR

M. FRANCISCO DOBLAS REYES, BARCELONA SUPERCOMPUTING CENTER

Membres du jury :

M. DIDIER SWINGEDOUW, UNIVERSITÉ DE BORDEAUX, Président

MME JULIETTE MIGNOT, UNIVERSITÉ PARIS 6, Membre

M. AURELIEN RIBES, Météo-France/CNRM, Membre

MME SYLVIE PAREY, EDF PALAISEAU, Membre

M. CHRISTOPHE CASSOU, CNRM, Membre

MME RYM MSADEK, CNRM, Membre

À Papy Michel, la tendresse
À Opi, l'inspirant conteur

Résumé

Cette thèse traite de la modulation du changement climatique en Europe à court terme. Alors que l'approche traditionnelle consiste à considérer la réponse forcée comme le futur probable, on montre ici qu'il est plus pertinent de s'intéresser aux divers possibles, du fait du rôle important de la variabilité interne aux échelles multi-décennales dans cette région. En cela, la recherche de trajectoires physiques liées à la variabilité interne permet d'identifier des situations plausibles dans lesquelles le changement climatique est fortement amplifié, fortement atténué, et parfois de sens opposé à la réponse forcée. La prise en compte de telles trajectoires est essentielle pour l'adaptation sociale et sociétale à court terme, afin de ne pas sous-estimer les changements d'intensité et de fréquence des évènements extrêmes en particulier.
L'analyse bibliographique se concentre sur le système climatique et sa variabilité, sa modélisation numérique, ainsi que ses spécificités en Europe.
En s'appuyant sur le grand ensemble de simulations du modèle CNRM-CM6-1, on montre ensuite qu'il est pertinent de partitionner les projections à court terme en se basant sur l'évolution des modes de variabilité interne, via l'approche des storylines. Cette méthode est appliquée avec succès à l'Europe du Nord en hiver afin d'identifier les trajectoires à fort impact sur la modulation du changement climatique. Si dans une première trajectoire, le climat se réchauffe fortement et les évènements extrêmes froids connus ces dernières décennies deviennent quasi-impossibles, une seconde trajectoire projette un réchauffement limité, avec peu d'impact sur le changement de temps de retour des évènements extrêmes froids, qui restent donc possibles à court terme.
L'analyse est alors complétée en introduisant l'incertitude modèle. En hiver, on montre que l'incertitude liée à la variabilité interne domine l'incertitude modèle en Europe, ce qui justifie l'utilisation de l'approche par storylines pour le méga ensemble de CMIP6. Après avoir confirmé en multi-modèle les résultats précédemment obtenus, l'analyse est étendue au Bassin Méditerranéen, dont la modulation du changement climatique est pilotée par les mêmes modes de variabilité interne que l'Europe du Nord. Enfin, on montre qu'une même analyse est pertinente pour d'autres régions du globe, en présélectionnant des modes de variabilité pertinents.
Pour finir, on identifie les trajectoires ayant de forts impacts dans la modulation du réchauffement et des changements de précipitations et de vent en France en hiver, afin de permettre une meilleure anticipation de la demande en énergie dans le pays ces 20 prochaines années. Enfin, on s'intéresse aux évènements extrêmes de chaleur de 2022 en France, que l'on replace dans le contexte d'un climat qui change, et en particulier dans celui du plan d'adaptation du Ministère de la Transition Écologique, à savoir une France à $+4\,^{\circ}\mathcal{C}$ à la fin du siècle.

Mots clés Variabilité interne, Incertitude, Extrêmes, Forçage atmosphérique, Prévision, Contrainte

Abstract

This PhD thesis deals with the modulation of climate change in Europe at near-term. While the traditional approach is to consider the forced response as baseline for the future, it is shown here that it is more relevant to look at the various possibilities, due to the important role of internal variability on multi-decadal scales in this region. In this respect, the search for physical trajectories linked to internal variability makes it possible to identify plausible situations in which climate change is strongly amplified, strongly attenuated, and sometimes in the opposite direction to the forced response. Taking such trajectories into account is essential for social and societal adaptation in the near-term, so as not to underestimate changes in the intensity and frequency of extreme events in particular.

The literature review focuses on the climate system and its variability, its numerical modelling and its specific features. modelling, as well as its specific features in Europe. Using the large set of simulations from the CNRM-CM6-1 model, it is then shown that it is appropriate to partition the near-term projections on the basis of changes in the modes of internal variability, using the storyline approach. This method has been successfully applied to Northern Europe in winter in order to identify trajectories with a high impact on modulating climate change. While in the first trajectory, the climate warms strongly and the extreme cold events of recent decades become virtually impossible, a second trajectory projects limited warming, with little impact on the change in the return time of extreme cold events, which therefore remain possible in the near-term.

After confirming the previously obtained results in multi-model mode, the analysis is extended to the Mediterranean Basin, where the modulation of climate change is driven by the same modes of internal variability as in Northern Europe. Finally, other regions of the globe for which the same analysis is also relevant are listed, with a preselection the relevant modes of variability.

At last, the trajectories with the greatest impact in modulating warming and changes in precipitation and wind in France in winter are identified, in order to better anticipate energy demand in the country over the next 20 years. Finally, extreme heat events in 2022 in France are replace in the context of a changing climate, and in particular in that of the adaptation plan of the Ministry of Ecological Transition, namely a France at $+4\,^{\circ}C$ by the end of the century.

Keywords Internal variability, Uncertainty, Extremes, Atmospheric forcing, Prediction, Constraint

Table des matières

Résumé **i**

Abstract **iii**

1 Le système climatique et le climat européen **1**
1.1 Le système climatique et sa variabilité 3
1.2 Modélisation des fluctuations climatiques passées, présentes, et futures . 15
1.3 Les spécificités du climat européen 29
Objectifs de la thèse 44

2 L'approche en storylines de variabilité interne pour partitionner le changement climatique à court terme **45**
2.1 Explorer le changement climatique à court terme en identifiant des trajectoires de variabilité interne 47
2.2 Modulation du réchauffement et de l'humidification anthropiques à court terme de l'Europe du Nord évaluée à l'aide de storylines de variabilité interne 53
2.3 Sensibilité des résultats aux méthodes et hypothèses 95
Synthèse 104

3 Généralisation de l'approche en storylines de variabilité interne dans un cadre multi-modèle **105**
3.1 Signature des diverses sensibilités des modèles constituant le mega ensemble de CMIP6 108
3.2 Storylines de variabilité interne en multi-modèle 119
3.3 Sensibilité des résultats aux méthodes et hypothèses 138
3.4 Et ailleurs dans le monde ? 143
Synthèse 146

4 Application des storylines de variabilité interne à la France et année 2022 **149**
4.1 Application de la méthode des storylines à la France 151
4.2 Importance de la variabilité interne sur les records de chaleur en France en 2022 158
Synthèse 166

Conclusions et perspectives **169**

A Annexes **173**
A.1 Potentiel de l'utilisation de l'approche par storylines de variabilité interne dans le monde 173

Liste des principaux acronymes **I**

Listes des figures **VI**

Listes des tableaux **VII**

Bibliographie **XV**

Chapitre 1

Le système climatique et le climat européen

Contenu

1.1 Le système climatique et sa variabilité . . . 3
1.1.1 Définition du système climatique . . . 3
1.1.2 Variabilité climatique . . . 5
1.1.2.1 Observations des variations de températures de la Terre depuis 1850 . . . 5
1.1.2.2 Sources de variabilité climatique . . . 7
1.1.2.3 Caractérisation de la variabilité forcée . . . 8
1.1.2.4 Caractérisation de la variabilité interne . . . 10
1.1.3 Émergence et détection du changement climatique . . . 12
1.2 Modélisation des fluctuations climatiques passées, présentes, et futures . . . 15
1.2.1 Modélisation numérique du climat . . . 15
1.2.1.1 Simuler le système climatique à l'aide de modèles globaux . . . 16
1.2.1.2 CMIP6, un exercice coordonné à l'international . . . 18
1.2.2 Formalisation mathématique du changement climatique . . . 20
1.2.3 Incertitudes : sources et quantification . . . 22
1.2.3.1 Caractériser les sources d'incertitude . . . 22
1.2.3.2 Identifier les sources d'incertitude . . . 23
1.2.3.3 Quantifier les sources d'incertitude . . . 24
1.2.3.4 Quantification d'incertitude dans les projections climatiques de CMIP6 . . . 27
1.3 Les spécificités du climat européen . . . 29
1.3.1 Le climat en Europe : changement climatique et climatologie . . . 29
1.3.1.1 Changement climatique observé en Europe . . . 29
1.3.1.2 Climatologie européenne pour la période 1995-2014 . . . 30
1.3.2 Les principaux modes de variabilité multi-décennale du climat européen . . . 33
1.3.2.1 Variabilité atmosphérique de l'Atlantique Nord . . . 35
1.3.2.2 Variabilité océanique de l'Atlantique Nord . . . 37

1.3.3 Projections et enjeux pour le futur 41
Objectifs de la thèse 44

L'étude du climat futur en Europe à court terme est au cœur de ce travail de thèse. Un intérêt particulier est porté au rôle de la **variabilité interne**, qui a modulé, module, et modulera les effets de l'influence humaine aux échelles **inter-annuelle** à **multi-décennale**. L'investigation de cette modulation est particulièrement pertinente à des échéances de quelques années à quelques décennies.
Ce premier chapitre introduit tout d'abord le **système climatique** et ses **sources de variabilité**, que sont les **forçages externes** et la **variabilité interne**. La variabilité de la température globale observée au cours des deux derniers siècles est exposée, avec une attribution des changements aux différentes sources, et la détection de l'émergence anthropique du réchauffement climatique. Principal outil de la thèse, la **modélisation numérique** du climat est le deuxième thème de ce chapitre. Parmi les nombreuses possibilités que la modélisation permet, ont été retenus et sont présentés l'exercice international CMIP6, utilisé comme laboratoire expérimental dans cette thèse, ainsi que le concept et l'analyse des **grands ensembles** de simulations, nécessaires pour bien caractériser la **variabilité interne** du système climatique. La **quantification d'incertitude** associée aux différentes sources de variabilité climatique et à la modélisation est décrite dans ce cadre d'étude. Enfin, les spécificités du **climat européen** sont abordées dans un troisième temps. La variabilité du **climat européen** est explorée à travers les contributions respectives de l'**effet anthropique** et des **modes de variabilité interne**, afin de comprendre les fluctuations observées pendant la période historique. L'évolution future du climat européen, évaluée à partir des **projections climatiques** et telle que décrite dans la littérature, est finalement documentée. En conclusion et face aux questions soulevées dans ce chapitre, les principaux objectifs de la thèse sont formulés.

1.1 Le système climatique et sa variabilité

Le système climatique ainsi que la nature des fluctuations qui le caractérisent sont ici brièvement présentés. Le but de ce chapitre n'est pas de donner une vision exhaustive du système climatique et de l'ensemble de ses processus, mais de décrire les principaux acteurs qui serviront par la suite pour répondre aux problématiques de la thèse.

1.1.1 Définition du système climatique

Le **système climatique** désigne l'ensemble des composantes du **climat** de la planète Terre ainsi que les interactions complexes qui le régissent (flux, rétro-actions, etc.). Il est composé de l'**atmosphère**, couche de gaz qui entoure le globe ; de l'**hydrosphère**, comprenant toute l'eau liquide, à la surface, dans les sols, et dans l'air ; de la **cryosphère**, partie de la surface terrestre et océanique où l'eau est sous forme solide : glace, neige, et permafrost ; de la **lithosphère**, croûte terrestre émergée et immergée, formant îles, continents, et fonds marins ; et de la **biosphère**, regroupant organismes vivants terrestres et océaniques (figure 1.1). Chaque composante a des propriétés physiques et chimiques ainsi que des variations aux échelles temporelles et spatiales qui lui sont propres.
La **source d'énergie** du système climatique terrestre est le Soleil. Du fait de l'aspect sphérique de la Terre, la répartition du rayonnement solaire, ou énergie incidente, n'est pas la même partout à la surface du globe. Au cours d'une année, l'équateur reçoit

environ deux fois plus de rayonnement incident que les pôles. Le terme « climat » provient d'ailleurs du grec ancien « κλίμα », faisant référence à l'inclinaison de la Terre par rapport au Soleil. C'est Aristote qui le premier, dans *Météorologiques*, établit un découpage en différentes **zones climatiques** selon l'inclinaison du soleil par rapport à l'horizon, qui sont donc fonction de la latitude. De nombreuses classifications des zones climatiques ont depuis vu le jour pour mieux catégoriser les climats régionaux partout sur le globe (par exemple la classification de KÖPPEN [Köppen, 1936]). Parmi ces zones, on peut citer les climats : équatorial, tropical humide, désertique, subtropical, tempéré (océanique, continental, méditerranéen, subtropical humide), subarctique, et polaire.
Cette répartition non-uniforme de l'énergie incidente à la surface du globe induit un **déséquilibre énergétique** permanent du système climatique, qui en réponse génère un transfert d'énergie depuis l'équateur vers les hautes latitudes pour le compenser. Ces transferts d'énergie se font sous la forme de circulations atmosphériques et océaniques, assurant un **transport méridien** de chaleur des tropiques vers les latitudes polaires. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, ou obliquité, implique de plus une saisonnalité du déséquilibre énergétique, particulièrement prononcée aux moyennes et hautes latitudes, où le cycle saisonnier s'en retrouve plus marqué qu'aux basses latitudes.
Les différentes composantes du système climatique sont reliées entre elles par de nombreux **processus physiques, chimiques, et biologiques**, tels que l'évaporation, la convection, ou encore les pompes à carbone. Ces interactions permanentes, qui se caractérisent par des flux d'énergie et de matière, peuvent varier considérablement dans le temps et l'espace, et pilotent les fluctuations de la **variabilité climatique** à toutes les échelles.

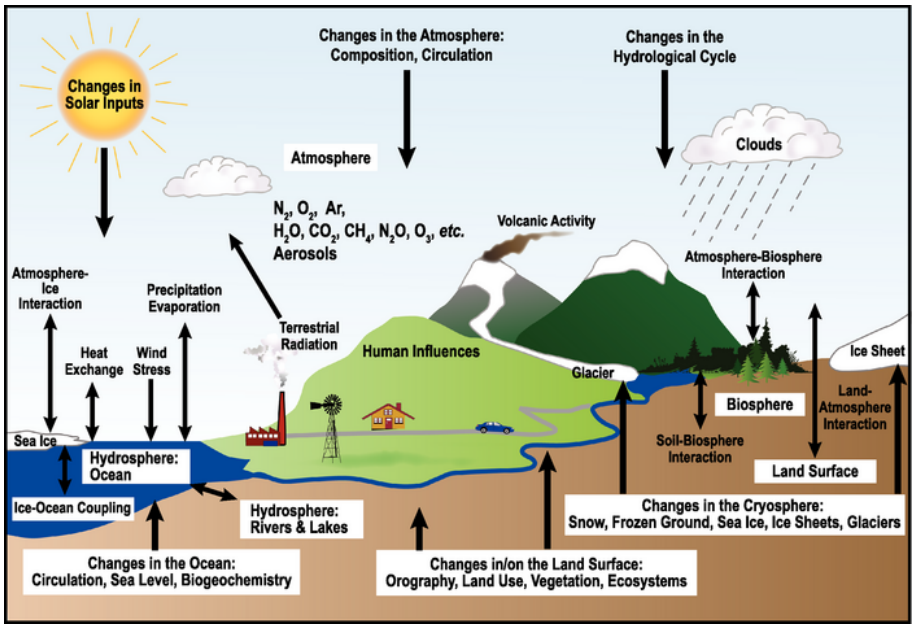


FIGURE 1.1 – Vue schématique des composantes du système climatique, de leurs processus et de leurs interactions.
Crédits : AR4

1.1.2 Variabilité climatique

La **variabilité climatique** désigne les fluctuations spatio-temporelles du système climatique terrestre. Le spectre est large : des variations quotidiennes (par exemple la météo) et saisonnières, qui s'expriment essentiellement aux échelles régionales ou, plus fines, sub-continentales, aux changements à plus long terme, qui se produisent sur des centaines ou milliers d'années (ères glaciaires et inter-glaciaires), à l'échelle planétaire ou de bassin océanique. Dans cette thèse, on s'intéresse aux fluctuations climatiques sur la période dite historique, qui commence à l'époque pré-industrielle, 1850, moment où les activités humaines commencent à émettre des gaz à effet de serre (GES) de par l'utilisation des énergies fossiles.

Du fait des interactions entre les différentes composantes, il est impossible de considérer l'étude de la variabilité propre d'une des composantes du système climatique sans prendre en compte les échanges avec les autres composantes. Aux échelles de temps courtes, par exemple météorologique, l'interaction des basses couches de l'atmosphère avec le type de surface et leur état (humidité des sols, etc.) est essentielle pour déterminer l'évolution des températures à courte échéance. Aux échelles de temps plus longues, du fait de sa très forte capacité calorifique induisant une grande inertie thermique, l'océan se comporte comme un intégrateur des fluctuations rapides de l'atmosphère (intégration des énergies thermiques, flux de chaleur, et mécaniques, quantité de mouvement due aux vents), et rétro-agit ensuite, assurant une partie des fluctuations basse fréquence de la composante atmosphérique (plus longue que le temps de dé-corrélation de l'atmosphère, autour de quelques semaines) [Cayan, 1992].

1.1.2.1 Observations des variations de températures de la Terre depuis 1850

L'évolution de la température observée de la surface terrestre se caractérise par un réchauffement global (figure 1.2.a-b). Ce réchauffement est modulé par des fluctuations à des échelles de temps plus courtes (inter-annuelle à décennale). À l'échelle globale, il est estimé que la température a augmenté de $1.09\,^{\circ}\mathcal{C}$ $[0.95, 1.20\,^{\circ}\mathcal{C}]$ [1] depuis la période de référence pré-industrielle (2010-2019 par rapport à 1850-1900, [IPCC, 2022a]). Chacune des quatre dernières décennies a été consécutivement la plus chaude à l'échelle mondiale depuis le début des observations (figure 1.2.b).
En faisant la distinction entre surfaces terrestres et surfaces océaniques, on observe pour la dernière décennie que les continents se sont réchauffés presque deux fois plus rapidement que les océans ($+1.59\,^{\circ}\mathcal{C}$ contre $+0.88\,^{\circ}\mathcal{C}$, figure 1.2.c). Pourtant, l'océan intègre plus de 90% du déséquilibre énergétique, contre 1% seulement pour l'atmosphère et 5% pour la glace, le reste étant capté par la surface terrestre [**?**]. Le réchauffement moins marqué de l'océan de surface s'explique par le transport de chaleur et son stockage en profondeur.
À l'échelle régionale, le réchauffement est faible jusque dans les années 1980. Localement, il est autour de $0.1\,^{\circ}\mathcal{C}$ par décennie quand on calcule la tendance sur la période 1900-1980, avec des zones non significatives [2] sur le continent (figure 1.2.d). Le réchauffement s'amplifie ensuite considérablement à partir des années 1980, dépassant large-

1. Les valeurs entre crochets donnent l'intervalle de confiance à 90%, c'est-à-dire les $5^{\text{ème}}$ et $95^{\text{ème}}$ centiles. Cette convention est utilisée tout au long du manuscrit de thèse.

2. Considérant le nombre d'années d'observations, on ne peut pas affirmer que les tendances sont statistiquement différentes d'une tendance nulle. Le concept de **significativité** est présenté dans la partie 1.2.2.

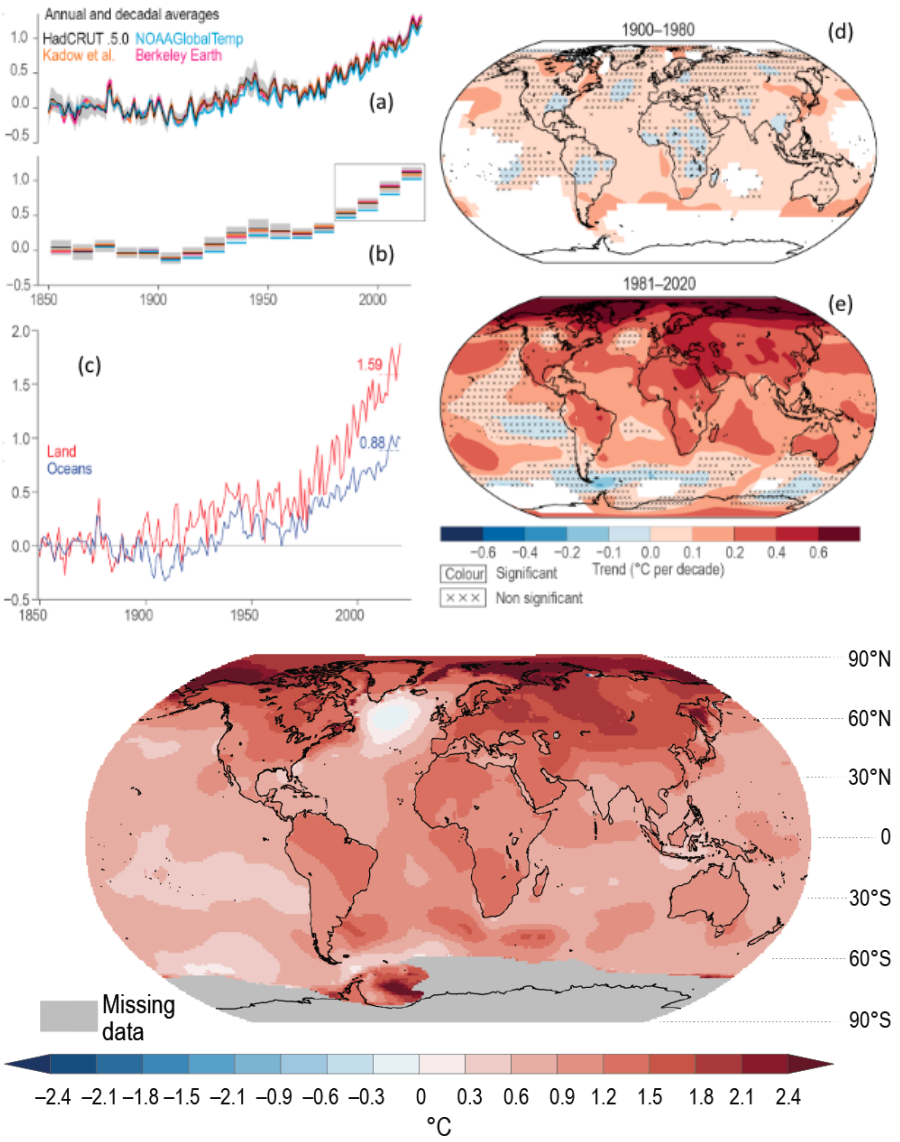


FIGURE 1.2 – Observations de l'évolution de la température de surface terrestre
Températures globales observées pour la période 1850-2020, à l'échelle annuelle (a) et décennale (b), selon les jeux d'observation HadCRUTv5, NOAAGlobalTemp, Kadow et al., et Berkeley Earth. L'ombrage gris indique l'incertitude associée à l'estimation HadCRUT5 [Morice et al., 2021]. Séries annuelles de température de surface terrestre (c, en rouge) et de surface océanique (c, en bleu). Toutes les séries temporelles de température sont relatives à la période de référence 1850-1900. Tendances spatiales ($^{\circ}\mathcal{C}$ par décennie) pour HadCRUTv5 sur les périodes 1900-1980 (d) et 1981-2020 (e). La significativité est évaluée après ajustement selon [Santer et al., 2008], les marques "×" indiquent des tendances non significatives. Changement de température observé à un niveau de réchauffement global de 1°C (f), en utilisant les données de Berkeley Earth. Crédits : [Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021]

ment les $0.2\,^{\circ}\mathcal{C}$ par décennie et devenant significatif sur toutes les terres émergées, sauf l'extrémité de l'Amérique du Sud et le centre du Canada (figure 1.2.e). L'hémisphère nord se réchauffe plus rapidement que la moyenne globale, avec plus de $0.4\,^{\circ}\mathcal{C}$ par décennie dans le centre et l'est de l'Europe et au Moyen-Orient, et plus de $0.6\,^{\circ}\mathcal{C}$ en Arctique dû à l'amplification polaire.

Malgré le réchauffement climatique global et l'amplification polaire, il existe une région au nord de l'océan Atlantique qui s'est refroidie par rapport à l'ère pré-industrielle

(figure 1.2.f). Ce trou de réchauffement (plus connu sous le nom de *warming hole* en anglais) pourrait être lié à un ralentissement de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC), qui aurait conduit à une réduction du transport de chaleur océanique dans la région sub-polaire de l'Atlantique Nord. D'autres facteurs possibles sont l'augmentation du transport de chaleur océanique hors de cette région et vers les latitudes plus élevées, et une rétroaction des nuages à ondes courtes [Keil et al., 2020].

1.1.2.2 Sources de variabilité climatique

La variabilité climatique peut être causée par les processus **internes** au système climatique, générant des fluctuations spontanées d'énergie entre l'atmosphère et les océans, des changements dans la quantité globale de chaleur et d'humidité dans l'atmosphère, le stockage de chaleur plus ou moins profond par les océans, des redistributions de chaleur stockée entre bassins océaniques, ou encore des dynamiques propres à l'atmosphère (tempêtes, tourbillons océaniques, etc.), sans que l'équilibre énergétique global du système climatique ne soit modifié. Ces fluctuations sont dues aux processus non linéaires et à seuil, principalement thermodynamiques, qui composent le système climatique, et lui donnent un aspect chaotique : deux états initiaux très semblables peuvent amener à des futures très différents.
Une partie de cette variabilité présente des structures spatiales spécifiques ainsi que des caractéristiques de récurrences temporelles propres : ce sont les **modes de variabilité**. On peut notamment citer l'oscillation australe, plus généralement décrite comme le phénomène *El Niño* (ENSO), qui se caractérise par des anomalies concomitantes de la température de la surface de l'océan Pacifique tropical et du gradient de pression atmosphérique entre l'est et l'ouest du bassin, avec une puissance spectrale dans la bande de 2 à 7 ans [Philander, 1990, Neelin et al., 1998, Wang, 2018]. L'ENSO affecte le climat et les régimes météorologiques dans de nombreuses régions du monde, notamment en Amérique du Nord et du Sud, en Asie, et en Australie, à travers des mécanismes que l'on nomme « téléconnexion » [Trenberth and Hoar, 1997].
La variabilité climatique peut également être causée par un certain nombre de facteurs ou forçages naturels dits **externes** qui modifient l'équilibre énergétique global de la planète. On y trouve les éruptions volcaniques majeures et les fluctuations dans la quantité et la répartition du rayonnement solaire incident que reçoit la Terre, de par un changement d'activité propre du Soleil [Hays et al., 1976] ou des paramètres orbitaux de la Terre autour du Soleil (excentricité, obliquité, et précession des équinoxes).
Prises ensemble, ces deux sources de variabilité forment ce que l'on appelle la **variabilité naturelle** du climat. La variabilité naturelle du climat ne doit pas être confondue avec la variabilité interne : elle est plus large en cela qu'elle inclut les forçages externes naturels.
Récemment, l'**activité anthropique** est devenue une source supplémentaire de la variabilité climatique. Le recours intensif aux énergies fossiles (pétrole, gaz, charbon) a modifié la composition chimique de l'atmosphère via l'émission de GES (notamment de dioxyde de carbone, avec 40 millions de tonnes émises chaque année, de méthane, et de protoxyde d'azote). Les activités humaines émettent aussi des particules ou aérosols, qui influent dans la formation des nuages et sur l'albédo à haute altitude, comme les suies ou les aérosols soufrés. Enfin, les activités anthropiques ont considérablement changé l'utilisation des sols (déforestation, agriculture, urbanisation), modifiant

les propriétés d'albédo de surface, la perméabilité des sols, ou encore le stockage de carbone. On parle de **forçages externes anthropiques** et de **variabilité forcée d'origine anthropique** (en opposition avec la variabilité naturelle). Ces changements du système climatique modifient les équilibres d'énergie, notamment via l'augmentation de l'effet de serre qui empêche une partie de l'énergie de s'échapper du système Terre, entraînant en premier lieu un réchauffement global du système climatique, causant à son tour de nombreux impacts physiques, chimiques, et biologiques.

L'évolution de la température de la surface terrestre observée présentée dans la section précédente correspond à la superposition de la réponse aux forçages externes et de la variabilité interne. Dans les observations seules, il est impossible de séparer les deux formellement, sans hypothèse. En revanche, la simulation numérique du climat permet d'**attribuer** la part des changements dus aux différents facteurs (figure 1.3, voir section 1.2.3).

1.1.2.3 Caractérisation de la variabilité forcée

S'il existe plusieurs forçages externes au système climatique, ils n'ont pas tous les mêmes caractéristiques : tantôt régional, tantôt global ; tantôt sur une courte durée, tantôt à long terme. Afin d'isoler la réponse du système climatique à l'évolution de chaque forçage externe depuis 1850, des simulations [3] dites d'attribution ont été réalisées incluant (i) l'évolution de tous les forçages, et (ii) l'évolution de chaque forçage pris individuellement (GES, aérosols d'origine anthropique, ou forçages naturels), les autres forçages restant aux conditions pré-industrielles [Gillett et al., 2016]. En faisant l'hypothèse qu'il n'existe pas de lien entre les réponses climatiques aux différents forçages (hypothèse d'additivité), on peut ainsi estimer la contribution de chacun dans les changements climatiques observés, par exemple en terme de température annuelle globale (figure 1.3).

À l'échelle planétaire, l'augmentation de la concentration des GES liée aux activités anthropiques a eu pour effet de réchauffer le système climatique de l'ordre de $+1.0$ à $+2.0\,°\mathcal{C}$ en moyenne sur la décennie 2010-2019 par rapport à la période pré-industrielle de 1850-1900 [IPCC, 2022a]. Au contraire, l'augmentation des aérosols d'origine anthropique dans l'atmosphère a eu pour effet de refroidir le système climatique de 0.0 à $-0.8\,°\mathcal{C}$. Depuis 1980, la diminution des émissions de sulfate (principalement en Amérique du Nord et en Europe, qui se dés-industrialisent) a réduit l'effet d'amortissement du réchauffement causé par les aérosols anthropiques. Lors des éruptions majeures (Krakatoa en 1883, Tarawera en 1886, Santa Maria en 1902, Novarupta en 1912, Saint-Hélène en 1980, et Pinatubo en 1991), la Terre s'est refroidie de manière significative, du fait de l'importante quantité d'aérosols soufrés volcaniques libérés dans l'atmosphère, jouant un rôle de parasol pour le rayonnement solaire incident. Cet effet reste généralement de courte durée et s'estompe après quelques années, sauf dans le cas d'éruptions récurrentes. Les changements orbitaux, associés aux grands changements climatiques globaux du passé, opèrent au contraire sur des échelles de temps très longues (plusieurs milliers d'années), et ont ainsi très peu d'influence sur le changement climatique observé au cours du dernier siècle. Ainsi, s'ils ont pu avoir un effet tantôt réchauffant (absence d'activité volcanique période de 1910 à 1950), tantôt refroidissant (éruptions volcaniques majeures précédemment citées), les forçages naturels n'ont pas eu d'impact à long terme sur la température globale au cours des dernières

3. La présentation de la simulation numérique du climat fait l'objet d'une section dédiée : 1.2.1.

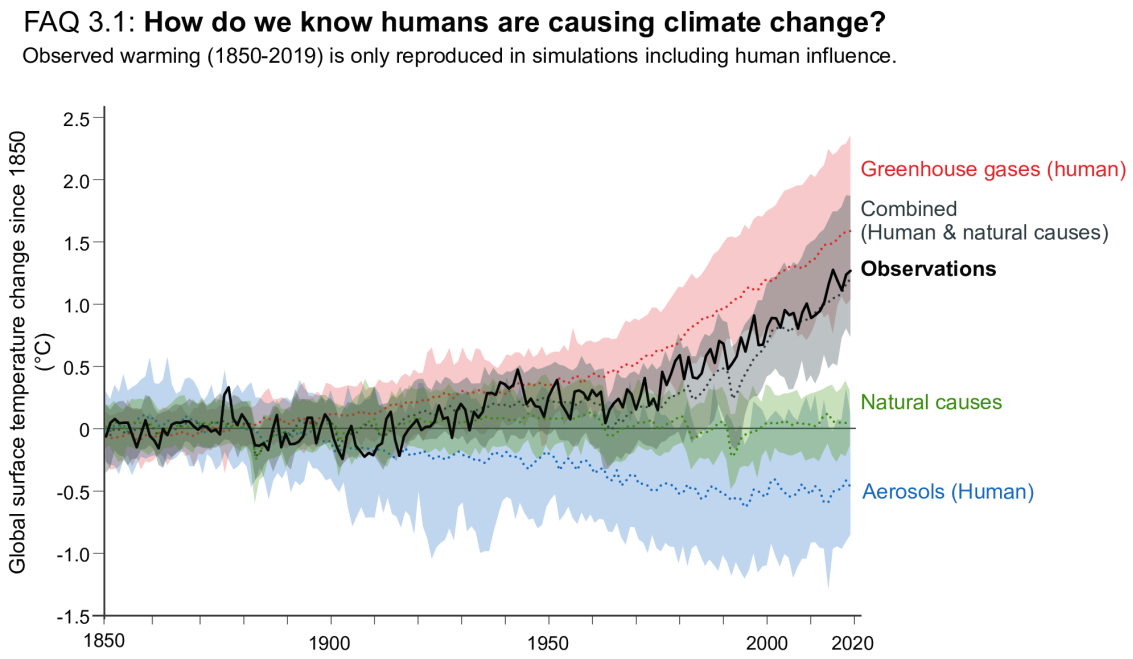


FIGURE 1.3 – Température annuelle globale observée et simulée en prenant en compte les différents forçages isolés et combinés

Changements de la température de surface globale dans les observations (ligne pleine noire), comparés aux simulations des modèles climatiques de la réponse à tous les forçages humains et naturels (gris), aux GES uniquement (rouge), aux aérosols et autres facteurs humains uniquement (bleu), et aux forçages naturels uniquement (vert). Les lignes en pointillés colorées indiquent la moyenne multi-modèle, et les bandes colorées indiquent la fourchette de 5 à 95% des simulations individuelles. Crédits : IPCC, AR6, WGI

décennies (contribution de $0.0 \pm 0.1\,^{\circ}\mathcal{C}$ sur la décennie 2010-2019).
Ces résultats démontrent que le réchauffement observé ne peut être reproduit par les modèles climatiques qu'en présence des forçages anthropiques. En effet, depuis les années 1970, le réchauffement annuel global observé est sorti de l'enveloppe du monde des naturels possibles (90%) estimée par les modèles. Au cours de la dernière décennie (2010-2019), le réchauffement observé est de $1.1\,^{\circ}\mathcal{C}$ $[0.9, 1.2]$. Il est totalement attribué à l'influence humaine (plage probable de l'incidence humaine : $+0.8$ à $+1.3\,^{\circ}\mathcal{C}$), et s'explique par l'augmentation des concentrations de GES, dont l'effet a été quelque peu compensé par l'augmentation des aérosols anthropiques. Estimée sur la même période, la contribution des forçages d'origine naturelle au réchauffement global en surface de $0.0 \pm 0.2\,^{\circ}\mathcal{C}$ ne peut pas expliquer à elle seule un tel niveau de réchauffement.
Les études paléoclimatiques permettent de remettre les croissances globales de la concentration de CO_2 et de la température observées au cours des deux derniers siècles en perspective avec les variations naturelles plus anciennes. Les différentes données paléoclimatiques utilisées pour reconstruire le climat passé montrent (i) que les niveaux actuels de concentration de CO_2 n'ont pas été atteints depuis au moins 2 millions d'années, et (ii) l'unicité de la cinétique de l'augmentation de température : l'augmentation observée au cours des 50 dernières années a dépassé tout ce qui a pu se produire sur n'importe quelle période de 50 ans au cours des 2 000 dernières années. Ces reconstructions viennent appuyer la conclusion que ce sont bien les activités humaines qui sont à l'origine des augmentations si fortes et rapides de concentrations de GES dans l'atmosphère et de température globale observées au cours des dernières décennies, et

que le changement climatique n'est pas attribuable à la variabilité naturelle.

1.1.2.4 Caractérisation de la variabilité interne

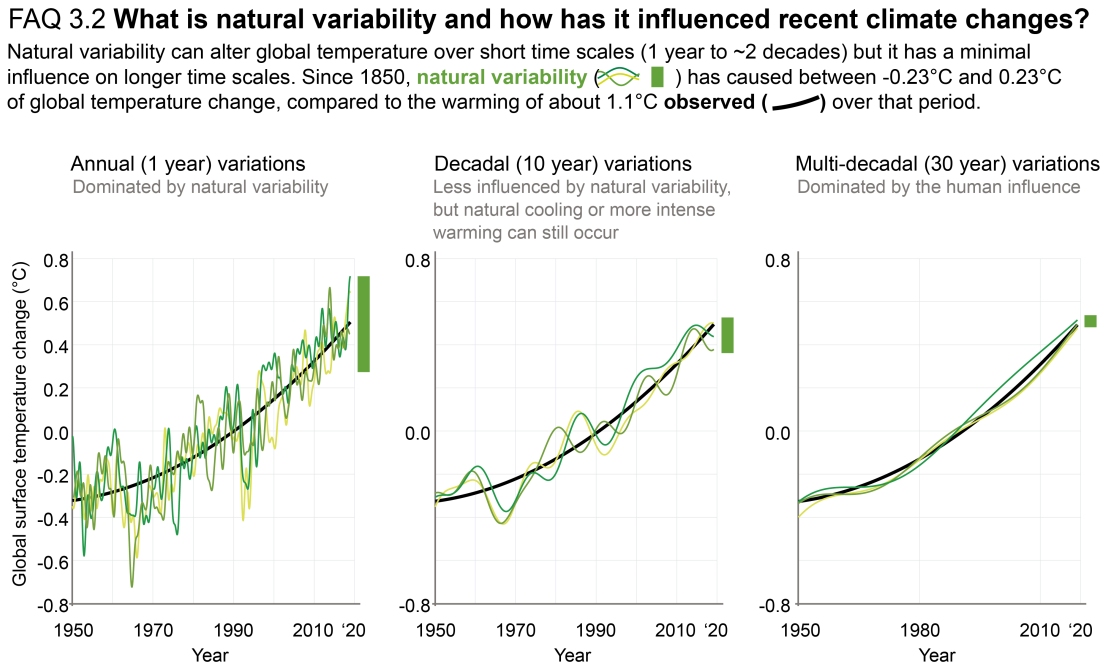


FIGURE 1.4 – Variations annuelles (à gauche), décennales (au milieu), et multi-décennales (à droite) de la température moyenne à la surface du globe
La ligne noire épaisse est une estimation de la contribution humaine aux changements de température, basée sur des modèles climatiques, tandis que les lignes vertes montrent l'effet combiné des variations naturelles et du réchauffement d'origine humaine. Les différentes nuances de vert représentent différentes simulations, qui peuvent être considérées comme montrant une gamme de passés potentiels L'influence de la variabilité naturelle est représentée par les barres vertes, et elle diminue sur des échelles de temps plus longues. Les données proviennent du grand ensemble CESM1. Crédits : IPCC, AR6, WGI

À l'échelle inter-annuelle, la variabilité interne est la source principale des fluctuations climatiques à la surface et dans l'atmosphère. Même dans un contexte de climat qui se réchauffe, l'année $N+1$ ne sera pas forcément plus chaude que l'année N. La variabilité interne peut également moduler les tendances d'origine externe sur plusieurs années, voire décennies, d'une échelle très locale jusqu'à celle d'un bassin océanique. Ainsi, sur des périodes inférieures à 2 ou 3 décennies, la variabilité interne peut amplifier ou masquer la tendance du réchauffement climatique induit par l'activité anthropique, entraînant des périodes de réchauffement plus ou moins fortes, voire de refroidissement relatif très ponctuel dans le temps (figure 1.4.a et .b). Au delà, l'influence de la variabilité interne devient cependant négligeable sur les tendances d'évolution du climat à l'échelle planétaire (figure 1.4.c), comme documenté précédemment sur la décennie 2010-2019 où des études d'attribution ont été menées.
L'impact atténuateur de la variabilité interne multi-décennale sur le réchauffement planétaire a été particulièrement observé au début du vingt-et-unième siècle. L'augmentation de la température globale a temporairement ralenti lors de la période 1998-2012, avant de reprendre de manière d'autant plus forte (2016-2020 est la période de cinq ans la plus chaude enregistrée depuis au moins 1850). Ce ralentissement est dû aux effets

cumulatifs de la variabilité décennale du Pacifique et des variations des forçages solaires et volcaniques compensant en partie la tendance anthropique au réchauffement de surface. Cependant, le système climatique a continué de se réchauffer (il n'y a pas eu de pause dans l'effet anthropique du changement climatique), comme le démontre l'augmentation du contenu thermique global des océans tout au long de la période 1998-2012.

La variabilité interne correspond à une redistribution de l'énergie au sein du système climatique. Cette redistribution est en partie organisée, on parle de **mode de variabilité** [Cassou et al., 2018]. L'existence de ces modes de variabilité est avérée depuis des millénaires, bien que les incertitudes augmentent lors de la reconstitution pour les périodes précédant les enregistrements instrumentaux directs. Les modes de variabilité sont considérés comme la source principale d'incertitudes associées à la dynamique interne du climat. Sur des échelles de temps courtes, et pour des régions particulières à chaque mode de variabilité, ils peuvent piloter l'**accentuation** ou l'**atténuation** des réponses forcées d'origine anthropique.

Les modes de variabilité se définissent comme des structures spatio-temporelles récurrentes de la variabilité du système climatique. Ils présentent des schémas spatiaux et des échelles de temps qui leurs sont intrinsèques. Leur origine peut être liée à la dynamique d'une composante du système climatique (circulation atmosphérique ou océanique) comme à l'interaction entre composantes (entre l'océan et l'atmosphère par exemple).
L'occurrence d'un mode de variabilité, et parfois la combinaison de plusieurs, permet de décrire la variabilité du système climatique localement (à l'échelle d'un bassin océanique ou continental) à des échelles temporelles propres (saisonnières à multi-décennales). Les modes de variabilité ont principalement des impacts locaux, mais peuvent également provoquer des réponses à distance : on parle alors de **téléconnexion**. Les téléconnexions mettent en évidence des liens entre le climat de régions éloignées via l'atmosphère ou les océans. L'ENSO, déjà évoqué précédemment, est un mode de variabilité ayant des téléconnexions en terme de température et de précipitations dans de nombreuses régions du globe.
L'observation des principaux modes de variabilité depuis la fin du XIXème siècle montre des fluctuations de leurs amplitudes et fréquences, mais pas de tendance en réponse aux forçages anthropiques (à l'exception du mode annulaire sud, SAM).

Altération de la variabilité interne par les forçages externes Le réchauffement climatique peut entraîner des changements systématiques de la variabilité climatique régionale via des réponses thermodynamiques [Kröner et al., 2017, Brogli et al., 2019] et les rétroactions terre-atmosphère [Zampieri and Lionello, 2011, Boé and Terray, 2014]. Les rétroactions régionales impliquant le contraste terre-mer, la surface de la mer, la surface terrestre, les nuages, les aérosols, le rayonnement et d'autres processus modulent la réponse régionale à un réchauffement accru. Les forçages externes peuvent également altérer les modes de variabilité.
Dans le cadre de cette thèse, on fait l'hypothèse qu'il n'existe pas d'interaction entre ces deux sources de variabilité, et que l'on peut ainsi séparer variabilité interne et variabilité forcée. Cette hypothèse est vérifiée dans le chapitre 3.

1.1.3 Émergence et détection du changement climatique

Maintenant que l'on a décrit les sources de variabilité du système climatique (variabilité forcée versus variabilité interne), on s'intéresse à évaluer le poids respectif de l'une par rapport à l'autre.

Comme présentés dans la partie précédente, les changements climatiques survenus depuis l'ère pré-industrielle sont une combinaison de changements en réponse à des forçages anthropiques et naturels à moyen et long terme, et de variations internes sur des échelles de temps allant de quelques années à quelques décennies. Selon la variable climatique et les échelles temporelle et spatiale auxquelles on s'intéresse, leur poids respectif fluctue. Dans la suite, on appelle **signal** les changements d'origine anthropique, et **bruit** l'effet de la variabilité interne. On introduit alors la notion de **rapport signal-sur-bruit** (S/B) qui permet de quantifier l'importance relative des deux facteurs. Lorsque le signal « sort » du bruit, c'est-à-dire qu'il n'est plus comparable à l'amplitude des fluctuations internes, on parle d'**émergence** de l'influence humaine. En pratique, on définit un seuil du S/B à partir duquel on considère que l'émergence a lieu. Le concept d'émergence peut être exprimé en terme de temps (le « moment d'émergence ») ou en terme de niveau de réchauffement global [Kirchmeier-Young et al., 2019].
De nombreuses études ont porté sur l'émergence de changements de température à l'aide d'observations instrumentales [Madden and Ramanathan, 1980, Wigley and Jones, 1981, Mahlstein et al., 2011, Mahlstein et al., 2012, Lehner and Stocker, 2015, Lehner et al., 2017]. Depuis le troisième rapport d'évaluation du GIEC en 2001, le signal observé du changement climatique a été détecté sans équivoque à l'échelle mondiale, et ce signal émerge de plus en plus du bruit de la variabilité naturelle à des échelles spatiales plus petites et dans une gamme de variables climatiques.

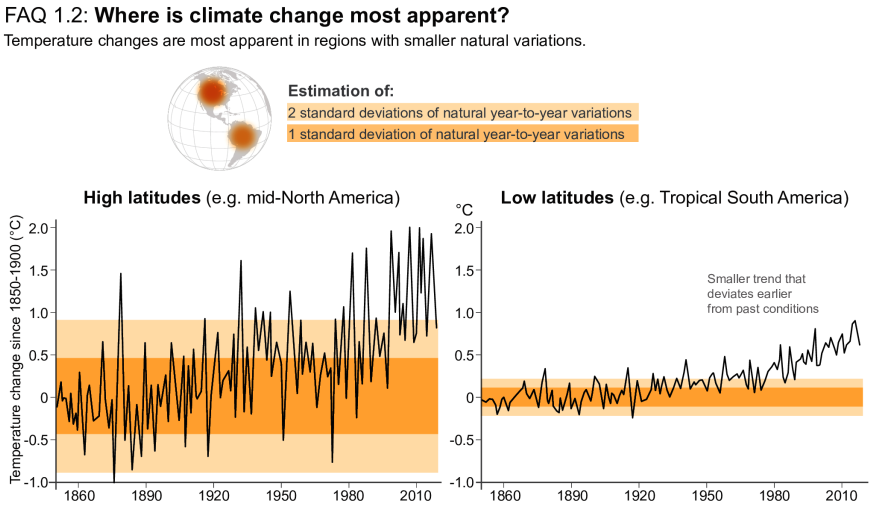


FIGURE 1.5 – Variations observées et émergences des températures régionales en Amérique depuis 1850
Les courbes montrent les observations de températures régionales annuelles relativement à la période 1850-1900. Les enveloppes représentent 1 et 2 écarts-types de la variabilité interne d'une année sur l'autre (respectivement en ombrage foncé et clair). Jeu de données utilisé : observations BEST [Rohde and Hausfather, 2020]. Crédits : [Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021]

La figure 1.5 montre le changement de température annuelle depuis 1850 dans deux régions aux dynamiques climatiques contrastées : aux hautes et basses latitudes, res-

pectivement l'Amérique du Nord, et l'Amérique du Sud tropicale. Comme évoqué précédemment (section 1.1.2.3), le réchauffement a été plus fort aux hautes qu'aux basses latitudes : on observe ici que l'Amérique du Nord s'est réchauffée environ deux fois plus que l'Amérique du Sud tropicale. Cependant, on constate également que les fluctuations inter-annuelles sont environ quatre fois plus fortes dans la première région. Il en résulte une émergence du réchauffement anthropique plus tardive en Amérique du Nord (début du 21ème siècle) qu'en Amérique du Sud tropicale (milieu du 20ème siècle). On note également que le S/B est aujourd'hui plus fort dans la seconde région que dans la première.
Le changement climatique a ainsi entraîné des températures inédites en Amérique du Nord et en Amérique du Sud tropicale. En Amérique du Nord, où la variabilité interne est plus grande, les températures observées ont fortement fluctué au cours des 19ème et 20ème siècle, en devenant de plus en plus souvent inhabituelles. En Amérique du Sud tropicale, les conditions climatiques connues pendant la période pré-industrielle n'ont plus jamais été observées depuis le début des années 1990.

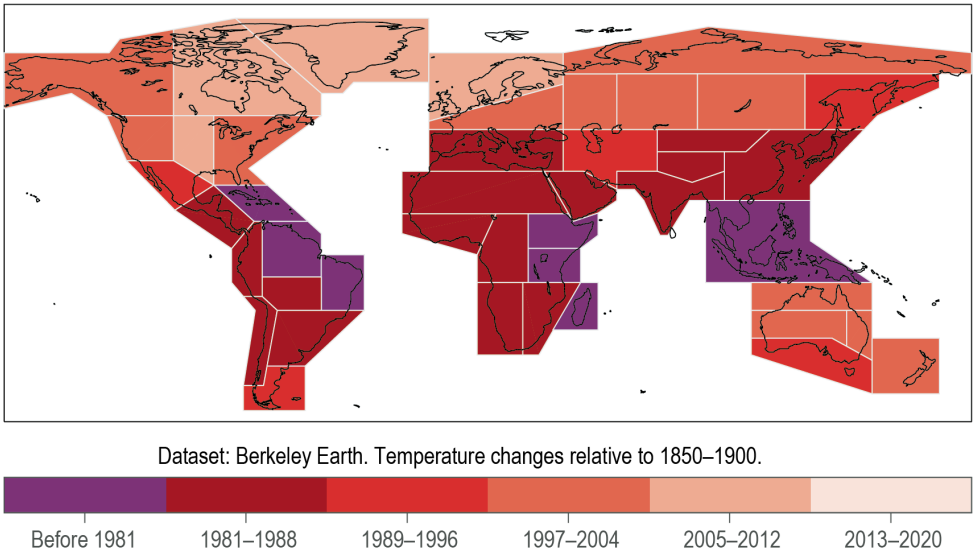


FIGURE 1.6 – Période pendant laquelle les changements de température annuelle terrestre ont significativement émergé par rapport à la période pré-industrielle
D'après le jeu d'observations BEST [Rohde and Hausfather, 2020]. Crédits : [IPCC, 2022b]

L'exemple de la figure 1.5 peut être globalisé aux différentes régions terrestres. Sur la figure 1.6, on observe que l'émergence anthropique en température a lieu plus tôt dans les pays tropicaux (avant 1981). Malgré le fait que ces régions soient confrontées à un réchauffement moins fort que les hautes latitudes, leurs faibles fluctuations dues à la variabilité interne favorisent une émergence plus précoce. Il s'avère que ces pays sont souvent parmi les plus exposés, et donc confrontés à plus de risques d'impacts liés au climat, du fait d'une plus grande vulnérabilité aux changements climatiques [Harrington et al., 2016, Harrington and Otto, 2018, Russo et al., 2019], et en raison de la forte démographie [Lehner and Stocker, 2015].

Au contraire, on observe une émergence plus tardive aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord (après 1997). En particulier, on constate que les continents autour du bassin de l'Atlantique Nord sont ceux pour lesquels l'émergence a été la plus tardive. Cette région du globe est certes soumise à un réchauffement plus important, mais sa

forte variabilité inter-annuelle y a retardé l'émergence.

Dans le cadre de cette thèse, où on souhaite analyser la contribution de la variabilité interne au changement climatique futur, il apparaît que l'Europe du Nord, de par son émergence tardive malgré un réchauffement élevé, est une région où il est pertinent d'étudier le rôle de la variabilité interne pour l'évaluation des risques.

On s'est intéressé ici à l'échelle annuelle, cependant, on peut aller plus loin en s'intéressant à l'échelle saisonnière. On sait notamment que, en Europe, la variabilité climatique est plus importante en hiver boréal qu'en été, et que c'est donc majoritairement la forte variabilité hivernale qui a pu contribuer à retarder l'émergence.

1.2 Modélisation des fluctuations climatiques passées, présentes, et futures

Si les observations permettent d'étudier le climat et de fonder des théories sur son fonctionnement, la **modélisation numérique** a grandement contribué à une meilleure compréhension des phénomènes contrôlant la variabilité du climat dans le temps et l'espace.
Le comité Nobel a notamment récompensé en 2021 les professeurs Klaus HASSELMANN et Syukuro MANABE pour la modélisation physique du climat de la Terre et pour en avoir quantifié la variabilité et prédit de façon fiable le réchauffement climatique. Dans les années 60, les travaux de Syukuro MANABE ont permis d'affirmer que plus le niveau de CO_2 augmente dans l'atmosphère, plus la température globale augmente [Manabe, 1969], faisant prendre conscience à la communauté internationale de l'urgence climatique. Dans les années 70, le modèle créé par Klaus HASSELMANN a permis de faire le lien entre conditions météorologiques et le climat [Hasselmann, 1976], et ainsi de prédire un changement climatique sur plusieurs années, tandis que les prévisions météorologiques ne sont possibles, qu'au plus, sur quelques semaines.
La modélisation numérique couvre un large spectre, allant des modèles les plus simples pour isoler un phénomène géophysique, aux modèles globaux dont la complexité est très grande. Elle permet à la fois de reproduire le climat passé pour l'expliquer, et de se projeter dans le climat futur. Dans le second cas, il est nécessaire de supposer un certain nombre d'hypothèses socio-économiques et politiques qui vont conditionner les forçages externes d'origine anthropique, ainsi que des hypothèses sur les forçages naturels, et donc la réponse climatique et le niveau des risques associés. Enfin, comme évoqué dans la partie précédente, la modélisation numérique du climat est fondamentale pour séparer la variabilité due aux forçages externes de la variabilité interne.

On présente dans cette partie la modélisation numérique du climat, le dernier exercice international de simulation du climat passé et futur : CMIP6, la mise en équation mathématique du changement climatique, et, enfin, la quantification et la nature des incertitudes dans les simulations numériques du climat.

1.2.1 Modélisation numérique du climat

Les modèles numériques climatiques sont construits à l'aide de formulations mathématiques des lois naturelles qui régissent l'évolution du système climatique. L'évolution temporelle de variables géo-physiques est calculée dans l'espace à l'aide des lois fondamentales de la physique (équations de Navier-Stokes ou de Clausius-Clapeyron), de relations empiriques établies à partir d'observations, et de contraintes par des lois fondamentales de conservation (masse et énergie). Ces calculs sont très coûteux et nécessitent l'utilisation de super-calculateurs [André et al., 2014, Balaji et al., 2017], dont les capacités impliquent des limites en terme de résolutions spatiales (3 dimensions [Staniforth and Thuburn, 2012]) et temporelles, nécessitant la paramétrisation de certain processus lorsqu'ils ne peuvent pas être explicitement résolus. Il existe ainsi une grande diversité de modèles, selon la complexité des processus qu'ils résolvent explicitement.

L'atmosphère, l'océan, la banquise, et l'interaction entre l'atmosphère et le sol sont représentées dans les **modèles couplés océan-atmosphère** (AOGCM), qui simulent généralement le climat sur l'ensemble de la planète.

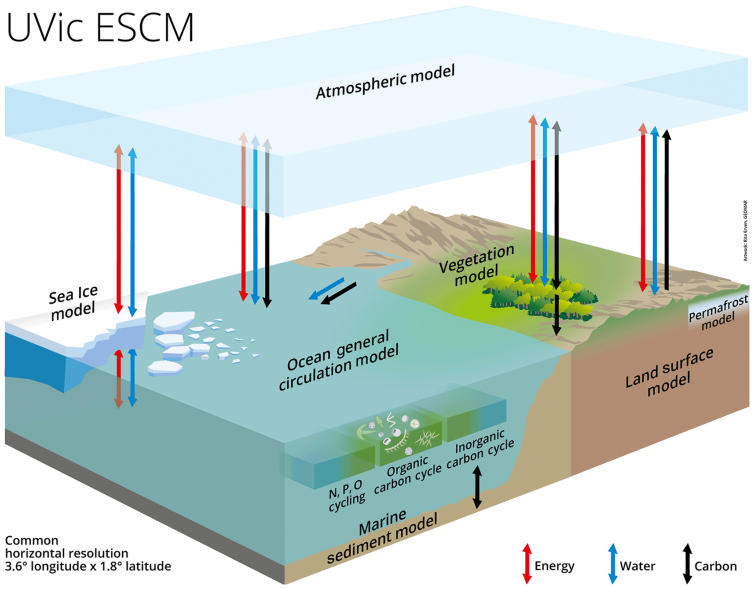


FIGURE 1.7 – Schéma représentant les différentes composantes et interactions d'un modèle du système terrestre (ESM), ici UVic ESCM 2.10
Crédits : [Mengis et al., 2020]

Les **modèles du système terrestre** (ESM) vont plus loin en simulant les cycles biogéochimiques, notamment celui du carbone ainsi qu'une grande partie de la chimie atmosphérique et de la dynamique de végétation, représentant ainsi une plus grande part de la complexité du climat [Flato, 2011] (voir la figure 1.7), ces processus étant soit prescrits, soit paramétrés dans les AOGCM.
Les **modèles régionaux** ont en général des résolutions spatiales et temporelles plus fines et prennent en compte les spécificités locales (relief, trait de côte, etc.) ; ils ne sont destinés à simuler qu'une plus petite partie du globe. Ils sont souvent intégré sur des échelles temporelles plus courtes de par leur coût de calcul et leur gourmandise en stockage. Les conditions aux limites du domaine simulé dans un modèle régional proviennent des modèles globaux ou des réanalyses.
Selon le questionnement scientifique et les besoins, les modèles climatiques peuvent être plus simples : par exemple en n'intégrant qu'une composante (atmosphérique ou océanique par exemple), ou bien en émulant le climat plutôt qu'en le simulant.

Dans le cadre de cette thèse, on utilise uniquement des **modèles globaux** (AOGCM et ESM).

1.2.1.1 Simuler le système climatique à l'aide de modèles globaux

Comme toute simulation numérique de mécanique des fluides, les simulations climatiques commencent par une phase destinée à faire converger le modèle vers son état d'équilibre, on parle de *spin-up*. Le modèle part généralement d'un état dit de repos (courants et vents nuls), puis simule un climat en boucle afin de converger vers un état pseudo-stationnaire, c'est-à-dire qu'il développe sa propre variabilité temporelle, mais qu'il a atteint un état moyen stable aux échelles de temps longues (multi-millénaires) pour un forçage donné. Cette longue période de convergence (de l'ordre de plusieurs centaines d'années simulées) est nécessaire afin que les processus internes du climat se

mettent en place dans le modèle numérique, comme la circulation thermohaline ou circulation de retournement de l'Atlantique (AMOC), ainsi que leurs fluctuations (modes de variabilité et téléconnexions).
Dans le cadre des simulations du climat avec les modèles globaux utilisées dans cette thèse, le *spin-up* est mené en conditions pré-industrielles perpétuelles (année 1850). Le climat de 1850 est proche du climat actuel en terme de grands cycles climatiques naturels pilotés par les paramètres orbitaux, telle la période inter-glaciaire qui a commencé il y a plus de dix millénaires. Il diffère cependant du climat présent du fait qu'il n'est soumis à aucun forçage anthropique de type gaz à effet de serre ou aérosol, étant donné que la révolution industrielle et la mondialisation n'ont pas encore eu lieu.
De manière pratique, le *spin-up* est le plus long possible suivant les ressources de calcul disponibles. La convergence vers l'état moyen du système climatique est jaugée en considérant l'équilibre énergétique du système climatique, et la circulation et le contenu de chaleur intégré au fond des océans, dont l'échelle temporelle de certains processus peut dépasser plusieurs centaines d'années.

Une fois le *spin-up* considéré comme suffisant, une prémière simulation est réalisée, on la nomme **simulation de contrôle**. Les forçages externes sont maintenus constants à 1850 et le modèle est intégré sur au moins 500 ans (minimum requis pour CMIP6). Cette simulation sert à évaluer par des statistiques robustes la variabilité interne du climat en absence d'évolution des forçages externes anthropiques. Du fait que l'on se place en 1850, on parle ici de **simulation de contrôle pré-industrielle** (notée *piControl*, pour *pre-industrial control simulation* en anglais).

Des **simulations** dites **historiques** sont ensuite réalisées, elles commencent en 1850 et sont soumises aux forçages externes observés (jusqu'au 31 décembre 2014 dans le cadre de l'exercice CMIP6). Tout état simulé dans le *piControl* est compatible avec les conditions de forçages externes observées de l'époque, et est un estimateur de l'état vrai de 1850 qui est inconnu par manque d'observations. Des 1er janvier 1850 sont donc choisis pour l'initialisation d'un ensemble de simulations historiques. Chaque simulation est un **membre** de l'ensemble, et diffère par les phases des modes de variabilité aux échelles temporelles de l'inter-annuel au multi-décennal. En réalisant plusieurs simulations à partir de différentes années initiales du *piControl*, on construit un **ensemble** par macro-perturbation. Tous les membres sont soumis aux mêmes forçages externes jusqu'au 31 décembre 2014, et utilisent la même paramétrisation modèle, ils ne diffèrent donc qu'en terme de variabilité interne.
Il est également possible de créer un ensemble par micro-perturbation : pour cela, à partir d'une seule simulation, on créé plusieurs membres en ajoutant un bruit dans l'atmosphère à la date commune d'initialisation de l'ensemble. Cette méthode de génération d'ensemble a cependant pour faiblesse de ne pas proposer de diversité dans la variabilité interne océanique initiale de ses membres.
Dans le cadre de cette thèse, on n'utilise que des ensembles construits par macro-perturbation.

Viennent enfin les projections du **climat futur**. Elles sont initialisées à partir de la fin des simulations historiques, qu'elles prolongent. Les projections nécessitent de faire des hypothèses sur l'évolution future des forçages externes. Pour ce qui est des forçages naturels, si une partie des fluctuations est prévisible dans le futur, comme le cycle solaire (reproduit comme décrit sur le site SOLARIS-HEPPA [4] [Matthes et al., 2017]), il est impossible de prévoir certains évènements tels que les éruptions volcaniques

4. http://solarisheppa.geomar.de/cmip6

(dans ce cas précis, les valeurs de la fin de la période historique converge sur une période de 10 ans vers les valeurs constantes prescrites pour les simulations de contrôle) [O'Neill et al., 2016]. En ce qui concerne des forçages anthropiques, il est cependant possible d'imaginer plusieurs trajectoires plausibles, correspondant à l'expression en termes d'émissions de GES, d'aérosols, et d'occupation des sols, des choix socio-économiques futurs. L'exercice ScenarioMIP de CMIP6, présenté dans la prochaine section, a pour but de définir différentes trajectoires et d'en étudier les conséquences.

1.2.1.2 CMIP6, un exercice coordonné à l'international

La sixième phase du projet d'inter-comparaison de modèles couplés (CMIP6) est une collaboration internationale dont l'objectif est de mieux comprendre les changements climatiques passés, présents, et futurs, dans un contexte multi-modèles et un cadre unifié. Cette compréhension se fait via l'évaluation de la performance des modèles pendant la période historique, la quantification des causes de l'écart dans les projections futures, ainsi que des expériences idéalisées. En plus de ces réponses à long terme, des expériences sont réalisées pour étudier la prévisibilité du système climatique sur diverses échelles de temps et d'espace, ainsi que pour faire des prévisions à partir des états climatiques observés. Une partie importante du CMIP consiste à rendre les résultats des multiples modèles accessibles au public dans un format standardisé. L'exercice CMIP6 regroupe un certain nombre de projets d'inter-comparaison des modèles (MIP), parmi eux DAMIP, évoqué précédemment, et ScenarioMIP qui a été utilisé dans le cadre de cette thèse.

Le projet d'inter-comparaison des modèles et scénarios de CMIP6 (ScenarioMIP) fournit des projections climatiques multi-modèles basées sur des scénarios illustratifs d'émissions futures et de changements d'utilisation des terres produits par des modèles dit d'évaluation intégrée (IAM) [O'Neill et al., 2016]. Huit scénarios alternatifs ont été conçus pour le 21e siècle (figure 1.8). Les principaux objectifs de ScenarioMIP sont de faciliter la recherche menant à une meilleure compréhension des conséquences physiques du système climatique des scénarios futurs et de leur impact sur les systèmes naturels et sociaux, y compris les considérations d'adaptation et d'atténuation (IAV) ; fournir une base pour répondre à des questions scientifiques ciblées sur les effets climatiques des aspects du forçage pertinents pour la recherche basée sur les scénarios ; fournir une base pour divers efforts internationaux qui visent à améliorer les méthodes de quantification des incertitudes des projections basées sur des ensembles multi-modèles.

Dans le cadre de cette thèse, on s'est intéressé aux quatre scénarios de niveau 1, dont voici les descriptions d'après [O'Neill et al., 2016] :

SSP1-2.6 Le scénario SSP1-2.6 représente le bas de la fourchette des scénarios de forçages futurs dans la littérature de l'IAM et met à jour le scénario RCP2.6 utilisé pour CMIP5. Son but est de produire une moyenne multi-modèle de réchauffement nettement inférieur à $2\,^{\circ}C$ d'ici 2100, afin de soutenir les analyses de cet objectif politique. Le modèle SSP1 présente des changements substantiels dans l'utilisation des terres (en particulier une augmentation de la couverture forestière mondiale). Du point de vue de l'IAM/IAV, ce scénario est très pertinent car il combine une faible vulnérabilité avec de faibles défis pour l'atténuation ainsi qu'un faible signal de forçage ($2.6\,W.m^{-2}$ en 2100).

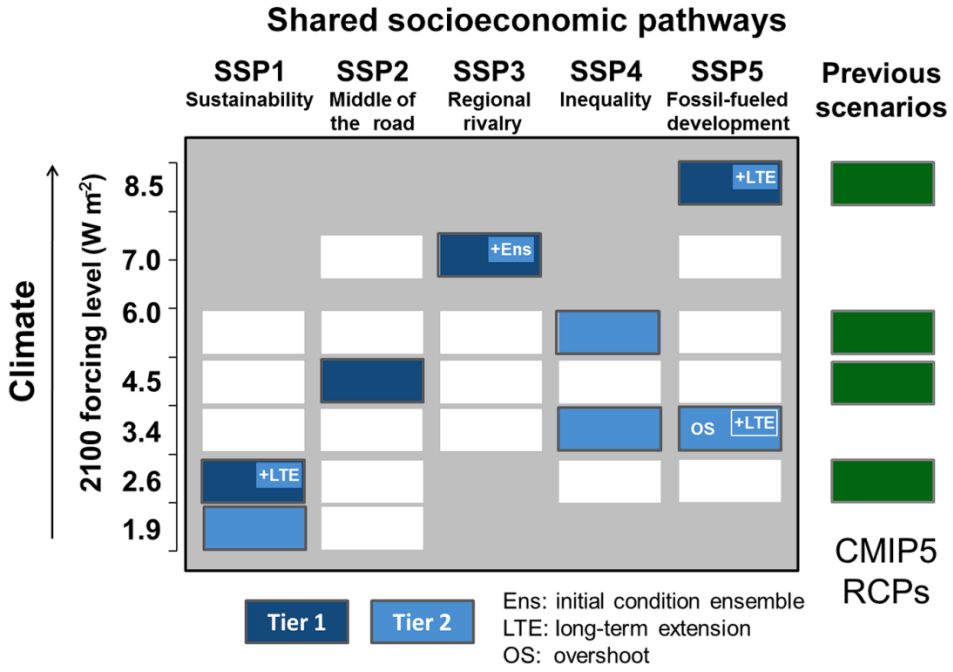


FIGURE 1.8 – Matrice de scénario SSP-RCP illustrant les simulations de ScenarioMIP
Chaque cellule de la matrice indique une combinaison de trajectoire de développement socio-économique (c'est-à-dire un SSP) et de résultats climatiques basés sur une trajectoire de forçage particulière dont les simulations actuelles de l'IAM ont montré la faisabilité [Riahi et al., 2017]. Les cellules bleu foncé indiquent les scénarios qui serviront de base aux projections des modèles climatiques au niveau 1 de ScenarioMIP ; les cellules bleu clair indiquent les scénarios au niveau 2. Une version de dépassement de la trajectoire de 3,4 W m-2 fait également partie du Niveau 2, de même que des extensions à long terme des scénarios SSP5-8.5, SSP1-2.6 et du scénario de dépassement, et des membres de l'ensemble de conditions initiales du scénario SSP3-7.0. Les cellules blanches indiquent les scénarios pour lesquels les informations climatiques sont censées provenir du scénario SSP à simuler pour cette ligne. Les RCP de CMIP5, qui ont été élaborés à partir de scénarios socio-économiques antérieurs plutôt que de SSP, sont indiqués à titre de comparaison. Crédits : [O'Neill et al., 2016]

SSP2-4.5 Le scénario SSP2-4.5 représente la partie moyenne de la gamme des voies de forçages futures et met à jour le scénario RCP4.5. Il est utilisé comme expérience de référence dans de nombreux MIP de CMIP6, par exemple par la *Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment* (CORDEX, qui utilise également le scénario SSP5-8.5) pour la réduction d'échelle régionale, par le *Decadal Climate Prediction Project* (DCPP) pour les prévisions à court terme jusqu'en 2030, et par le *Detection and Attribution MIP* (DAMIP) comme continuation des simulations historiques pour mettre à jour les estimations basées sur la régression du rôle des forçages uniques au-delà de 2015 et pour mener des expériences de forçage unique dans le futur en l'utilisant comme scénario de référence. Dans le SSP2, l'utilisation des terres et les trajectoires des aérosols ne sont pas extrêmes par rapport aux autres SSP (et semblent donc au centre des préoccupations du DAMIP et du DCPP). Le SSP2-4.5 est pertinent pour la recherche IAM/IAV en tant que scénario qui combine une vulnérabilité sociétale intermédiaire avec un niveau de forçage intermédiaire ($4.5\,W.m^{-2}$ en 2100).

SSP3-7.0 Le scénario SSP3-7.0 représente la partie moyenne à haute de la gamme des voies de forçages futures. Il comble une lacune dans les trajectoires de forçage CMIP5 qui est particulièrement importante car il représente un niveau

de forçage qui est également similaire au forçage dans le scénario de référence SSP2. Les scénarios de référence seront très importants pour les études de l'IAV qui souhaitent quantifier les "impacts évités", ce qui implique de comparer les impacts d'un scénario d'atténuation à ceux d'un scénario de référence non atténué. Le SSP3-7.0 est un scénario qui comporte à la fois des changements substantiels dans l'utilisation des terres (en particulier une diminution de la couverture forestière mondiale) et des émissions élevées de NTCF (en particulier de SO_2); permettant d'aborder des questions liées aux scénarios sur la sensibilité du climat régional par rapport à l'utilisation des terres et aux aérosols (dans LUMIP et AerChemMIP). En outre, le scénario SSP3 (associé à cette voie de forçage) est particulièrement pertinent pour les études IAM/IAV car il associe une vulnérabilité sociétale relativement élevée à un forçage relativement élevé ($7.0\,W.m^{-2}$ en 2100).

SSP5-8.5 Le scénario SSP5-8.5 représente l'extrémité supérieure de la gamme des trajectoires futures dans la littérature IAM, met à jour la trajectoire RCP8.5 et est utilisé par un certain nombre d'autres MIP de CMIP6 pour aider à répondre à leurs questions scientifiques. Le scénario SSP5 est le seul scénario SSP dont les émissions sont suffisamment élevées pour produire un forçage radiatif de $8.5\,W.m^{-2}$ en 2100.

1.2.2 Formalisation mathématique du changement climatique

Dans le cadre de cette thèse, on s'intéresse au changement climatique via la distribution possibles des changements d'état de différentes variables géophysiques. On définit dans cette partie les termes utilisés pour caractériser ce changement climatique, ainsi que les calculs associés dans le cadre de la modélisation numérique et des simulations utilisées.

On considère une grandeur géophysique $\mathrm{T}(t, \underline{x}, r)$, qui pourra par exemple être la température, définie en chaque instant t, éventuellement en chaque coordonnée spatiale $\underline{x}$, et modélisée pour chaque réalisation r d'un ensemble de N simulations numériques soumises aux mêmes forçages externes et initialisées avec des états de variabilité interne différents.

À chaque instant t, en chaque coordonnée $\underline{x}$, on peut décomposer le signal de $\mathrm{T}(t, \underline{x}, r)$ en deux parties :

— la réponse aux forçages externes : c'est la moyenne des N réalisations, $\overline{\mathrm{T}(t, \underline{x})}$,
— la fluctuation due à la variabilité interne : c'est l'écart de chaque membre r à la réponse forcée, $\mathrm{T}'(t, \underline{x}, r)$.

et on peut ainsi écrire :

$$\mathrm{T}(t, \underline{x}, r) = \overline{\mathrm{T}(t, \underline{x})} + \mathrm{T}'(t, \underline{x}, r) \tag{1.1}$$

On introduit alors $\Delta\mathrm{T}(\underline{x}, r)$, le changement climatique de $\mathrm{T}(t, \underline{x}, r)$ à l'instant t_2 par rapport à l'instant t_1, pour la réalisation r, en chaque coordonnée $\underline{x}$, comme :

$$\Delta\mathrm{T}(\underline{x}, r) = \mathrm{T}(t_2, \underline{x}, r) - \mathrm{T}(t_1, \underline{x}, r) \tag{1.2}$$

Ce changement peut s'écrire :

$$\Delta\mathrm{T}(\underline{x}, r) = \overline{\mathrm{T}(t_2, \underline{x})} + \mathrm{T}'(t_2, \underline{x}, r) - \overline{\mathrm{T}(t_1, \underline{x})} - \mathrm{T}'(t_1, \underline{x}, r)$$

et se décomposer en deux parties :

— un changement d'état moyen en réponse aux forçages externes : $\overline{\mathrm{T}\left(t_2, \underline{x}\right)} - \overline{\mathrm{T}\left(t_1, \underline{x}\right)}$ (part de changement partagée par toutes les réalisations),
— un changement d'état dû aux phases de variabilité interne du système climatique, différent pour chaque réalisation r : $\mathrm{T}'\left(t_2, \underline{x}, r\right) - \mathrm{T}'\left(t_1, \underline{x}, r\right)$ (part de changement propre à chaque réalisation).

Le changement climatique de la réponse forcée de $\mathrm{T}\left(t, \underline{x}, r\right)$ est alors défini comme :

$$\overline{\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}\right)} = \overline{\mathrm{T}\left(t_2, \underline{x}\right)} - \overline{\mathrm{T}\left(t_1, \underline{x}\right)} \tag{1.3}$$

C'est la première information à laquelle on s'intéresse, car elle donne une idée des changements climatiques moyens projetés.
Dans un second temps, lorsque les fluctuations sont importantes autour de la réponse forcée (faible S/B), on s'intéresse à caractériser plus en détail la part de changement induite par la variabilité interne, définie comme :

$$\Delta' \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right) = \mathrm{T}'\left(t_2, \underline{x}, r\right) - \mathrm{T}'\left(t_1, \underline{x}, r\right) = \Delta \mathrm{T}'\left(\underline{x}, r\right) \tag{1.4}$$

que l'on peut nommer *anomalie résiduelle*.

Le changement climatique $\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right)$ peut alors finalement s'écrire :

$$\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right) = \overline{\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}\right)} + \Delta' \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right) \tag{1.5}$$

Par la suite, en particulier dans le chapitre 3, on aura également recourt à l'*anomalie relative standard*, ou *anomalie standardisée*, qui n'est ni plus ni moins que l'*anomalie centrée réduite*, et que l'on définit dès maintenant comme :

$$\widetilde{\Delta} \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right) = \frac{\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right) - \overline{\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}\right)}}{\sigma_{\Delta \mathrm{T}}\left(\underline{x}\right)} = \frac{\Delta' \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right)}{\sigma_{\Delta \mathrm{T}}\left(\underline{x}\right)} \tag{1.6}$$

avec $\sigma_{\Delta \mathrm{T}}\left(\underline{x}\right)$ la déviation standard de $\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right)$.

Lorsque l'on s'intéresse au changement climatique, comme dans d'autres disciplines, s'intéresser uniquement à la différence entre deux états n'est pas suffisant : il est important de vérifier que cette différence, mesurée ou calculée, est bien le résultat d'un changement intrinsèque de l'objet étudié, et non le fruit du hasard. En effet, comme présenté précédemment (partie 1.1.2), le climat est sujet à des fluctuations permanentes dont l'amplitude et la temporalité varient d'une région à l'autre. Afin d'établir si une différence entre 2 états est due à un changement intrinsèque ou bien si elle est compatible avec un changement simplement dû au hasard, on utilise le calcul de significativité statistique.

Significativité statistique La significativité statistique est une mesure utilisée pour évaluer si les résultats d'une étude ou d'une expérience sont statistiquement fiables ou simplement le résultat du hasard. Elle permet de déterminer si une différence ou une relation observée entre plusieurs variables est probablement réelle, et non due à des fluctuations aléatoires. La significativité statistique est évaluée en comparant la probabilité p obtenue (aussi nommée $p - value$) avec un seuil α prédéterminé (dans le cadre de cette thèse : $\alpha = 5\%$). Si la valeur p est inférieure au seuil α, les résultats sont considérés comme **statistiquement significatifs**, ce qui implique que la différence ou la relation observée est peu probable de se produire par hasard.

1.2.3 Incertitudes : sources et quantification

La simulation numérique du climat, de par les nombreux choix qu'elle implique en termes de représentation du système climatique, entraîne une **incertitude épistémique** associée aux simulations. Cette incertitude vient se superposer à celles induites par les deux sources de fluctuation du climat, que sont les **forçages externes** au système climatique, et sa **variabilité interne** (présentées dans la partie 1.1). L'identification et la quantification de ces trois sources d'incertitude est primordiale dans le cadre de l'analyse des projections climatiques du futur.

1.2.3.1 Caractériser les sources d'incertitude

Incertitude épistémique La connaissance, à un instant donné, des lois régissant le très complexe système climatique implique une représentation imparfaite de ce dernier. Avec le temps, la recherche tend à améliorer cette représentation pour que les modèles de climat soient aussi fidèles à la réalité que possible.
La simulation du système climatique a un coût élevé en terme de moyens de calcul ainsi qu'en terme de stockage de données, ainsi, un compromis est toujours nécessaire entre un niveau de description plus raffiné et un coût matériel limité ; cette limite technique est repoussée au fur et à mesure que les outils numériques s'améliorent. En conséquence, une partie des phénomènes doit être paramétrée plutôt que résolue explicitement, ce qui induit une incertitude liée au choix de réglage des paramétrisations : l'**incertitude paramétrique**. Les choix de complexité de la représentation du climat et de paramétrisation diffèrent d'un modèle à l'autre, entraînant ce que l'on appelle l'**incertitude modèle**. Certains modèles possèdent des composantes communes (par exemple la composante océanique pour les deux modèles français, CNRM-CM6-1 et IPSL-CM6A-LR), ce qui peut entraîner des similitudes de comportements par famille de modèles.

Dans le cadre de cette thèse, l'incertitude épistémique se limite à l'**incertitude modèle**, qui sera abordée dans le chapitre 3. Pour en savoir plus sur l'incertitude paramétrique du modèle CNRM-CM6-1 en particulier, on peut se référer aux travaux de Saloua PÉATIER [Peatier, 2022].

Incertitude liée aux forçages externes La prise en compte des forçages, anthropiques comme naturels, pendant la période historique est limitée par la qualité et la disponibilité des observations. Le début des simulations historiques en 1850, date du début des émissions de CO_2, est un bon compromis entre une date assez lointaine pour se trouver en conditions pré-industrielle, et suffisamment proche pour que les observations sur toute la période permettent un bon niveau de confiance quant à la représentation des forçages.
Pour la simulation du climat futur, il est nécessaire de faire des hypothèses sur les forçages d'origine anthropique (voir les scénarios présentés dans la partie 1.2.1.2), et sur les forçages naturels (absence d'évènements ponctuels telles les éruptions volcaniques, mais prise en compte de manière constante dans le temps).

Incertitude liée à la variabilité interne L'incertitude liée aux observations des forçages historiques vaut également pour l'état initial du climat, en termes de phases de la variabilité interne et de leurs expressions tri-dimensionnelles, des valeurs des

variables physiques dans l'atmosphère, l'océan, etc. L'état d'initialisation des simulations, aussi proche soit-il des données d'observations disponibles, ne reflète donc pas l'état réel du climat. Or, du fait du caractère chaotique du système climatique, une faible différence des conditions initiales entraîne des états météorologiques totalement différents au bout de quelques jours, et ainsi des états climatiques bien différents à plus long terme — phénomène connu sous le nom d'**effet papillon**, en référence à une conférence d'Edward LORENZ en 1972 :

> Predictability : Does the flap of a butterfly's wings in Brazil set off a tornado in Texas ?
> *Prévisibilité : Le battement d'ailes d'un papillon au Brésil peut-il provoquer une tornade au Texas ?*

Si l'étude de l'incertitude liée à la variabilité interne constitue le cœur de cette thèse, l'incertitude liée au forçages ne peut pas être négligée. L'incertitude liée aux forçages, responsable du changement d'état moyen et des évènements extrêmes, domine majoritairement la première à l'échelle globale et à long terme. Ces deux sources d'incertitude sont analysées dès le chapitre 2, et tout au long de la thèse.

Plus on rentre dans les détails, plus on se rend compte qu'il y a des liens entre ces trois sources d'incertitude. Ainsi : la réponse aux forçages externes peut modifier localement les processus liés à la variabilité interne (ce qui n'est pas propre à la simulation numérique mais au climat lui-même) ; selon le modèle et la paramétrisation, le climat simulé peut avoir différentes réponses à une même évolution des forçages (modèles plus ou moins sensibles), ainsi que différentes expressions de la variabilité interne (présence ou non de certains phénomènes et téléconnexion, amplitude de la variabilité), etc.
Ces liens sont abordés voire étudiés au cours du manuscrit, mais sont souvent secondaires par rapport au message principal véhiculé.

1.2.3.2 Identifier les sources d'incertitude

Une méthode pour estimer la réponse forcée du réchauffement global est de l'assimiler à un polynôme d'ordre 4 [Hawkins and Sutton, 2009]. Cette méthode est particulièrement pratique dans le cas où on ne possède qu'une seule projection future : l'écart entre la projection et le polynôme traduit alors les effets de la variabilité interne. Cette approche permet de comparer les réponses forcées de différents modèles à un même scénario d'évolution des forçages, ou bien les réponses forcées de différents scénarios modélisés par plusieurs modèles.
Si cette méthode d'estimation de la réponse forcée se prête plutôt bien à l'étude de l'évolution de la température globale de la période pré-industrielle à la fin du vingt-et-unième siècle, cette hypothèse n'est cependant pas applicable dans toutes les situations, en particulier aux échelles spatiales plus fines, ou plus généralement lorsque l'on s'intéresse à d'autres variables géophysiques.

Afin d'évaluer les incertitudes liées aux forçages externes et à la variabilité interne, il est préférable, pour un modèle et scénario donnés, de réaliser plusieurs simulations en faisant varier les conditions initiales. On parle alors de large ensemble de simulations (*single model initial-condition large ensemble* en anglais, noté SMILE) [Kay et al., 2015, Maher et al., 2019]. À chaque instant et en chaque lieu de l'espace, la moyenne des simulations d'un large ensemble est la meilleure estimation de la réponse aux forçages

externes.
L'utilisation de larges ensembles pour estimer variabilités forcée et interne est également meilleure que la première méthode présentée, du fait qu'elle permet d'estimer de les estimer en tout instant pris séparément, quand, dans l'autre méthode, elles sont estimées sur une période temporelle donnée [Tél et al., 2020].
Si les larges ensembles sont moins utiles pour estimer la réponse forcée à moyen et long termes, ils s'avèrent d'une grande nécessité à court terme où l'incertitude scénario est souvent négligeable, mais l'incertitude liée à la variabilité interne peut prédominer sur l'incertitude modèle [Hawkins and Sutton, 2009]. Des progrès considérables ont été rendus possibles récemment grâce à la disponibilité de SMILE qui permettent une évaluation et une quantification robustes de l'effet de la variabilité interne dans les projections à l'échelle régionale [Deser et al., 2020, Maher et al., 2021], ainsi que l'évaluation des modèles [Jain et al., 2023], et l'attribution des phénomènes météorologiques extrêmes [Lloyd and Shepherd, 2020, Terray, 2021].

Afin d'éviter les confusions liées à l'ambivalence de l'utilisation de termes français et anglais, notamment en terme d'acronymes, on fait quelques précisions ici sur les choix de vocabulaire auxquels on se tient dans la suite du manuscrit. Pour désigner le cas où un seul scénario anthropique a été modélisé pour un modèle (SMILE), on parlera par la suite de **large ensemble** (LE). La réunion de plusieurs larges ensembles d'un même modèle (pour lequel plusieurs scénarios ont donc été simulés) sera nommée **grand ensemble** (GE). Enfin lorsque, dans le chapitre 3, on mettra en commun les grands ensembles de plusieurs modèles, on parlera de **méga ensemble** (ME).
Dans la littérature, on peut également retrouver l'archive de larges ensembles multi-modèle (MMLEA, pour *multi-model large ensemble archive* en anglais), qui est la combinaison de 7 SMILE issus de CMIP5, tous soumis au même scénario de forçages : RCP8.5 [Deser et al., 2020]. Le ME utilisé dans le cadre de la thèse va plus loin en ajoutant la dimension liée à l'incertitude scénario.

1.2.3.3 Quantifier les sources d'incertitude

Maintenant que l'on a identifié les trois sources d'incertitude liées à la modélisation numérique du climat, on peut les quantifier et juger du rôle relatif de chacune dans l'incertitude totale.

Analyse en variance fractionnée de l'incertitude des anomalies régionales saisonnières — Variabilité interne, variabilité forcée, incertitude épistémique

Comme évoqué précédemment, derrière la moyenne et la variance des distributions des anomalies de température se cachent trois sources d'incertitude. Afin de quantifier le rôle de chacune dans l'incertitude totale, on peut par exemple avoir recours à une analyse en variance (ANOVA).

[Hawkins and Sutton, 2009] ont introduit l'utilisation de l'analyse en variance dans l'étude des projections climatiques. [Yip et al., 2011] ont proposé une prolongation de cette méthode, en différenciant la part d'incertitude liée à l'interaction modèle-scénario de celle liée à l'incertitude modèle. La présentation de la méthode ANOVA qui suit est largement inspirée de ces deux références et est utilisée à plusieurs reprises dans cette thèse.

On considère une grandeur géophysique $\mathrm{T}\,(m, s, r)$, qui pourra par exemple être la température, simulée numériquement par le modèle m, suivant le scénario s, et pour

la réalisation r. On fait l'hypothèse que l'on dispose d'un méga ensemble composé de N membres, provenant de N_m modèles, N_s scénarios, et N_r réalisations.

L'approche ANOVA propose de modéliser $\mathrm{T}(m,s,r)$ de la manière suivante

$$\mathrm{T}(m,s,r) = \mu + \alpha(m) + \beta(s) + \gamma(m,s) + \varepsilon(m,s,r) \tag{1.7}$$

avec :

— μ la réponse moyenne du méga ensemble,
— $\alpha(m)$ l'écart de la réponse forcée du modèle m à μ,
— $\beta(s)$ l'écart de la réponse forcée du scénario s à μ,
— $\gamma(m,s)$ l'effet du terme d'interaction entre le modèle m et le scénario s,
— $\varepsilon(m,s,r)$ la variation résiduelle propre à chaque membre.

On définit les estimateurs paramétriques du modèle ANOVA de la manière suivante :

$$\hat{\mu} = \mathrm{T}(\cdot,\cdot,\cdot) \tag{1.8}$$

$$\hat{\alpha}(m) = \mathrm{T}(m,\cdot,\cdot) - \hat{\mu} \tag{1.9}$$

$$\hat{\beta}(s) = \mathrm{T}(\cdot,s,\cdot) - \hat{\mu} \tag{1.10}$$

$$\hat{\gamma}(m,s) = \mathrm{T}(m,s,\cdot) - \hat{\alpha} - \hat{\beta} + \hat{\mu} \tag{1.11}$$

$$\hat{\varepsilon}(m,s,r) = \mathrm{T}(m,s,r) - \mathrm{T}(m,s,\cdot) \tag{1.12}$$

où $\mathrm{T}(\cdot,\cdot,\cdot)$ est la moyenne pondérée sur les trois dimensions (modèle, scénario, réalisation).

On définit quatre sources d'incertitude en fonction de la notion de variance. La variance liée à la variabilité interne $\mathcal{V}$ est la variance de chaque membre autour de la réponse forcée de son modèle pour le scénario simulé, définie comme suit :

$$\mathcal{V} = \frac{1}{N_m\, N_s\, N_r} \sum_{m=1}^{N_m} \sum_{s=1}^{N_s} \sum_{r=1}^{N_r} \left[\mathrm{T}(m,s,r) - \mathrm{T}(m,s,\cdot)\right]^2 = \mathbb{V}_{m,s,r}\left[\hat{\varepsilon}(m,s,r)\right] \tag{1.13}$$

avec $\mathbb{V}_i\left[\mathrm{T}(i)\right]$ la variance de T pour la dimension i.
La variance liée à l'incertitude modèle $\mathcal{M}$, indépendante des scénarios, est la variance des réponses forcées des modèles autour de la moyenne du méga ensemble, définie comme suit

$$\mathcal{M} = \mathbb{V}_m\left[\hat{\alpha}(m)\right] \tag{1.14}$$

La variance liée à l'incertitude scénario $\mathcal{S}$, indépendante des modèles, est la variance des réponses forcées des scénarios autour de la moyenne du méga ensemble, définie comme suit

$$\mathcal{S} = \mathbb{V}_s\left[\hat{\beta}(s)\right] \tag{1.15}$$

La variance liée à l'incertitude d'interaction modèle-scénario $\mathcal{I}$ est la variance de la moyenne modèle-scénario autour de la somme des effets principaux estimés μ, $\alpha(m)$, $\beta(s)$, définie comme suit

$$\mathcal{I} = \mathbb{V}_{m,s}\left[\hat{\gamma}(m,s)\right] \tag{1.16}$$

La variance totale $\mathcal{T}$, est simplement la somme des quatre variances, définie comme suit

$$\mathcal{T} = \mathcal{V} + \mathcal{M} + \mathcal{S} + \mathcal{I} \tag{1.17}$$

L'interaction modèle-scénario peut être interprétée comme une composante de l'incertitude du modèle définie par HAWKINS et SUTTON $\mathcal{M}_{HS}$ [Yip et al., 2011, Hawkins and Sutton, 2009]

$$\mathcal{M}_{HS} = \mathcal{M} + \mathcal{I} \tag{1.18}$$

Elle contribue de manière importante à l'incertitude à long terme, mais peu à court terme [Yip et al., 2011]. On obtient alors

$$\mathcal{T} = \mathcal{V} + \mathcal{M}_{HS} + \mathcal{S} \tag{1.19}$$

Ces variances fractionnelles permettent de calculer des incertitudes fractionnelles, de la dimension de la grandeur T. On détermine alors des plages d'incertitude de manière additive et symétrique autour de la réponse moyenne globale du méga ensemble, via l'introduction de $\tau^{n-1}_{1-\alpha/2}$, le quantile $1-\alpha/2$ de la distribution de STUDENT pour un échantillon de taille n. On note que cette hypothèse de symétrie reste une approximation, du fait de la distribution asymétrique des scénarios (déséquilibres radiatifs de 2.6, 4.5, 3.7, et 8.5 $W.m^{-2}$ dans ScenarioMIP), et de par la distribution des modèles, qui constituent un ensemble des possibles plutôt qu'une distribution statistique [Tebaldi and Knutti, 2007]. Dans le cadre de la thèse, on s'est fixé à un niveau de confiance de 90%, on utilise donc $\tau^{n-1}_{0.95}$ pour obtenir la plage d'incertitude à 90%. [Lehner et al., 2020] définissent alors les incertitudes fractionnelles associées aux trois sources d'incertitude comme suit

$$\begin{cases} \mathcal{F}_{\mathcal{V}} = \tau^{n-1}_{0.95} \dfrac{\sqrt{\mathcal{V}}}{\mathcal{F}} \\ \mathcal{F}_{\mathcal{M}} = \tau^{n-1}_{0.95} \dfrac{\sqrt{\mathcal{M}} + \sqrt{\mathcal{I}}}{\mathcal{F}} \\ \mathcal{F}_{\mathcal{S}} = \tau^{n-1}_{0.95} \dfrac{\sqrt{\mathcal{S}}}{\mathcal{F}} \end{cases} \tag{1.20}$$

avec $\tau^{n-1}_{0.95}$ le 95ème quantile de la distribution de STUDENT et

$$\mathcal{F} = \frac{\sqrt{\mathcal{V}} + \sqrt{\mathcal{M}} + \sqrt{\mathcal{I}} + \sqrt{\mathcal{S}}}{\sqrt{\mathcal{T}}} \tag{1.21}$$

On définit de même l'incertitude totale comme

$$\mathcal{F}_{\mathcal{T}} = \tau^{n-1}_{0.95} \sqrt{T} \tag{1.22}$$

Enfin, [Cox and Stephenson, 2007, Hawkins and Sutton, 2009] définissent le rapport signal-sur-bruit comme

$$\mathrm{S/B} = \frac{\mu}{\tau^{n-1}_{0.95} \sqrt{\mathcal{T}}} \tag{1.23}$$

1.2.3.4 Quantification d'incertitude dans les projections climatiques de CMIP6

Le fait que l'exercice ScenaioMIP regroupe différents modèles simulant plusieurs scénarios socio-économique avec un à plusieurs membres permet de quantifier les trois sources d'incertitude sur les projections climatiques.

À long terme, c'est principalement l'incertitude scénario qui est à l'origine de l'incertitude totale des projections, de l'ordre de 60% pour le réchauffement annuel global dans CMIP6 en 2100 (réchauffement lissé à 10 ans, figure 1.9.c). Son rôle croît au fur et à mesure que l'on s'intéresse à une échéance lointaine, et elle devient la source d'incertitude majoritaire à partir de 2060 environ. Ainsi, on distingue les scénarios en terme du réchauffement global moyen qui leur est associé à long terme (2081-2100 par rapport à 1995-2014) : de $+1.8\,°\mathcal{C}$ pour le SSP 1-2.6 à $+4.4\,°\mathcal{C}$ pour le SSP 5-8.5 [IPCC, 2022a]. La moyenne spatiale de la part d'incertitude du réchauffement local liée aux forçages anthropiques donne des scores très légèrement inférieures pour la décennie 2085-2094 (figure 1.10). Par contre, on constate également qu'à court terme, l'incertitude liée aux forçages externes a très peu de poids dans l'incertitude totale, peut importe l'échelle (figures 1.9 et 1.10).

La seconde source d'incertitude du réchauffement global à long terme, qui prédomine à court et moyen termes ($> 50\%$), est l'incertitude épistémique. À l'échelle locale, elle joue un rôle important à toutes les échéances, prédominante à moyen terme (2045-2054), quand à plus long terme (2085-2094) elle traduit un fort désaccord entre les modèles pour le réchauffement projetté de la région sub-polaire de l'Océan Atlantique et de l'Océan Austral ($> 60\%$) (figure 1.10). En terme de changement global des précipitations, il y a une très forte incertitude modèle pendant tout le vingt-et-unième siècle [Lehner et al., 2020].

C'est à court terme que l'incertitude liée à la variabilité interne joue le rôle le plus important, étant largement déterminante avec près de 60% de la variance des changements projetés qui lui est attribuée. Cette source d'incertitude représente cependant une faible part de l'incertitude totale dès le moyen terme, que ce soit à l'échelle globale ou régionale.

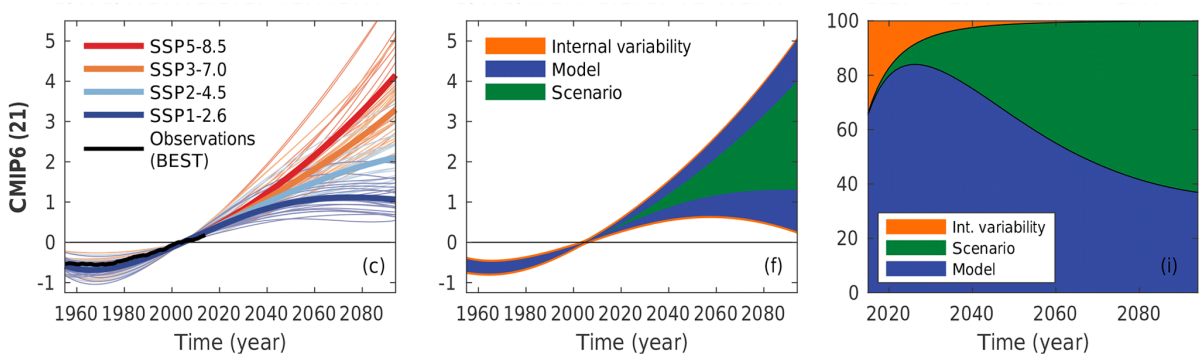


FIGURE 1.9 – Anomalies des températures moyennes annuelles mondiales simulées et projetées dans ScenarioMIP, et identification de la variance associée aux différentes sources d'incertitude

(c) Moyennes courantes sur 10 ans des séries chronologiques des températures moyennes annuelles mondiales provenant de CMIP6, avec les observations ([Rohde and Hausfather, 2020]) superposées en noir, toutes relatives à 1995-2014. L'ajustement polynomial de chaque modèle et la moyenne multi-modèle (en gras) de ces ajustements sont indiqués. (f) Illustration des sources d'incertitude dans la projection de la moyenne multi-modèle multi-scénario. (i) Contribution fractionnelle des sources individuelles à l'incertitude totale. Crédits : [Lehner et al., 2020]

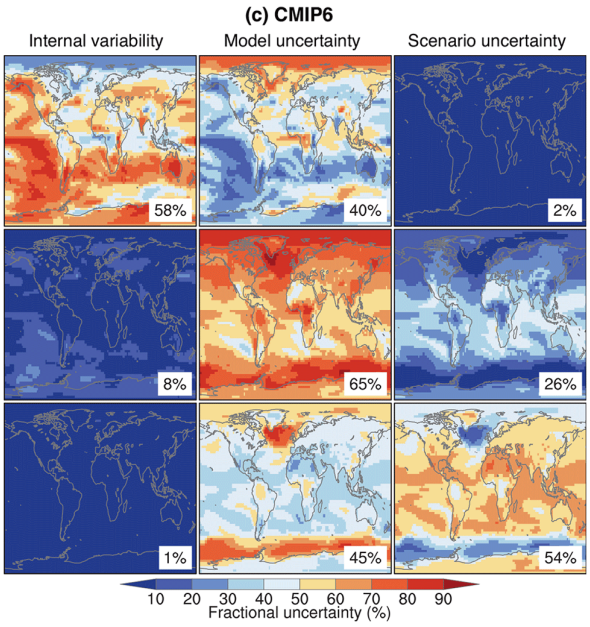


FIGURE 1.10 – Fraction de la variance expliquée par les trois sources d'incertitude dans les projections des changements de température moyenne décennale en 2015-2024 (haut), 2045-2054 (milieu), et 2085-2094 (bas), par rapport à 1995-2014
Les pourcentages indiquent la valeur moyenne mondiale pondérée par la surface pour chaque carte. Données CMIP6. Crédits : [Lehner et al., 2020]

De même que l'échelle globale a tendance à masquer la disparité régionale, et qu'ainsi le rôle de la variabilité interne augmente lorsque l'on passe de l'échelle globale à l'échelle régionale (figures 1.9 et 1.10), l'échelle annuelle a tendance à masquer les spécificités saisonnières qui sont importantes.

Ces constats renforcent le choix de l'étude du rôle de la variabilité interne à court terme dans les projections climatiques à l'échelle régionale, déjà motivé dans la section 1.1.3 (choix de l'Europe du Nord). Si les premières motivations étaient basées sur l'observation du climat passé, les motivations actuelles reposent sur les projections numériques du climat futur.

1.3 Les spécificités du climat européen

L'Europe se situe aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord et se caractérise par plusieurs types de climats tempérés : climat océanique sur les côtes ouest, méditerranéen dans le sud, et continental à l'est. Localement, le climat peut également être montagnard. Le continent est particulièrement impacté par la variabilité interne de l'Atlantique, qu'elle soit liée aux circulations atmosphériques ou océaniques. Au cours des dernières décennies, son climat s'est déréglé en réponse aux forçages anthropiques, avec notamment un réchauffement du continent plus fort que celui observé à l'échelle du globe.

Dans cette partie, on décrit tout d'abord le changement climatique observé en Europe et son climat actuel (sur la période 1995-2014, qui fait état de référence dans la suite de la thèse). Les modes de variabilité impactant le climat européen sont décrits dans une second temps. Enfin, un aperçu des projections climatiques de CMIP6 pour l'Europe est présenté.

1.3.1 Le climat en Europe : changement climatique et climatologie

1.3.1.1 Changement climatique observé en Europe

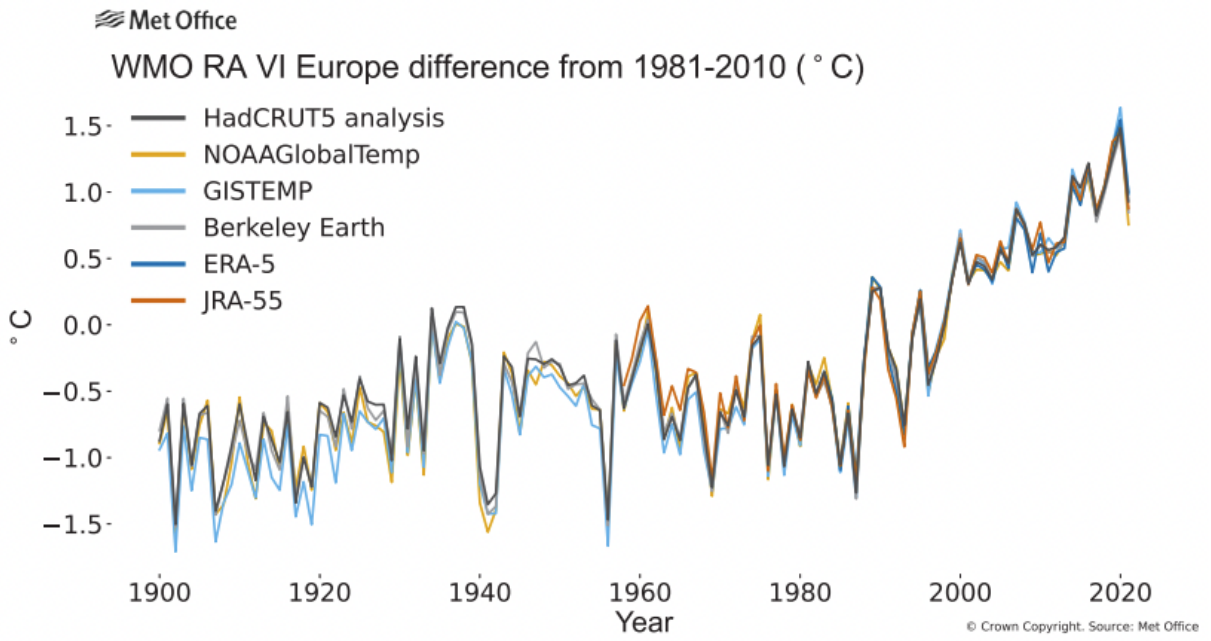


FIGURE 1.11 – Anomalies de températures annuelles observées en Europe par rapport aux normales de 1981-2010
Moyennes spatiales terrestres pour la période 1900-2021 pour différents jeux d'observations. Crédits : UK MetOffice (`https://climate.copernicus.eu/copernicus-temperatures-europe-increase-more-twice-global-average-europe-presents-live-picture`).

L'organisation météorologique mondiale (OMM) dresse un bilan de l'état du climat européen en 2021 [World Meteorological Organization (WMO), 2022].
Parmi tous les continents, c'est l'Europe qui s'est le plus réchauffée au cours de ces 30 dernières années. Au cours de la période 1991-2020 (période de référence actuelle

de l'OMM), les températures ont augmenté d'environ $0.5\,^{\circ}C$ par décennie (figure 1.11), soit plus du double de la moyenne mondiale sur la même période. Alors que la tendance au réchauffement se poursuit, une chaleur exceptionnelle, des incendies de forêt, des inondations dévastatrices et d'autres impacts du changement climatique vont aggraver le bilan de la société, des économies et des écosystèmes. [5]

L'évaluation de la littérature récente par les experts du GIEC permet de tirer un certain nombre de conclusions en Europe.
Il existe des variations régionales dans les observations des tendances climatiques de la température et des précipitations [R. S. Kovats et al., 2014]. Si la température a augmenté partout en Europe, les plus grandes variations saisonnières du réchauffement ont lieu en Europe du Nord. La fréquence et l'intensité des températures extrêmes en Europe, y compris les vagues de chaleur marines, ont augmenté au cours des dernières décennies. Pour ce qui est des précipitations, le nord du continent est marqué par une augmentation, dont les observations ont un schéma saisonnier et régional cohérent avec l'augmentation simulée en hiver. Des diminutions des précipitations sont observées dans la Méditerranée européenne, où les tendances des moyennes annuelles présentent une variabilité spatiale et temporelle importante. Enfin, les moyennes annuelles de précipitations ont augmenté en Europe occidentale et centrale depuis le début du 20e siècle. À basse altitude, la couverture neigeuse et l'extension des glaciers ont été réduites au cours des dernières décennies, avec des incidences sur le ruissellement aux échelles annuelle et saisonnière [SROCC, Hock et al, 2019]. Il est très probable que, depuis le début des années 1980, dans les zones à dominante neigeuse de l'Europe du Nord, la durée de la saison des chutes de neige soit réduite par le réchauffement régional, et que les dates de début de fonte soient avancées. Le verdissement de la végétation et le reboisement récent ont eu un effet refroidissant en été, alors que, couplé à la diminution de la couverture neigeuse, le reboisement a eu un effet réchauffant en hiver [SRCCL, IPCC, 2019]. Enfin, il est probable que les tendances à la baisse des aérosols anthropiques en Europe ont généré des tendances d'augmentation du rayonnement de courte longueur d'onde incident et de la température de surface depuis les années 1980.
Enfin, le chapitre 12 du rapport du groupe 1 du GIEC fait état de changements déjà émergés en Europe pendant la période historique (confiances moyenne à élevée) :

— augmentation de la température moyenne de l'air,
— augmentation des vagues de chaleur extrême,
— diminution des vagues de froid en l'Europe du Nord,
— augmentation du CO_2 atmosphérique à la surface,
— diminution de la glace de lac, de rivière et de mer.

1.3.1.2 Climatologie européenne pour la période 1995-2014

Dans le cadre de cette thèse, on ne s'intéresse pas au climat à l'échelle annuelle, mais on fait une distinction saisonnière, particulièrement pertinente en Europe.

La température européenne est sujette à un cycle saisonnier contrasté, caractérisé notamment par des étés plus chauds que les hivers. Le continent européen est marqué par un gradient nord-sud de la température moyenne, ainsi que de sa variabilité, à l'échelle annuelle. Du fait de cette différence de climat en fonction de la latitude, l'Europe est séparée en trois zones dans le cadre de la thèse (figure 1.12). Les boîtes

5. Ce paragraphe pourrait aller dans l'introduction générale non ?

utilisées ont été définies pour le dernier rapport du GIEC [Iturbide et al., 2020]. On retrouve l'Europe du Nord (NEU [6]), comprenant les îles Britanniques, la Scandinavie, et les pays baltes ; le bassin méditerranéen (MED [7]), qui couvre à la fois le sud de l'Europe et l'Afrique du nord ; et l'Europe occidentale et centrale (WCE [8]), comprise entre les deux et qui s'étend à l'est jusqu'à l'Ukraine.

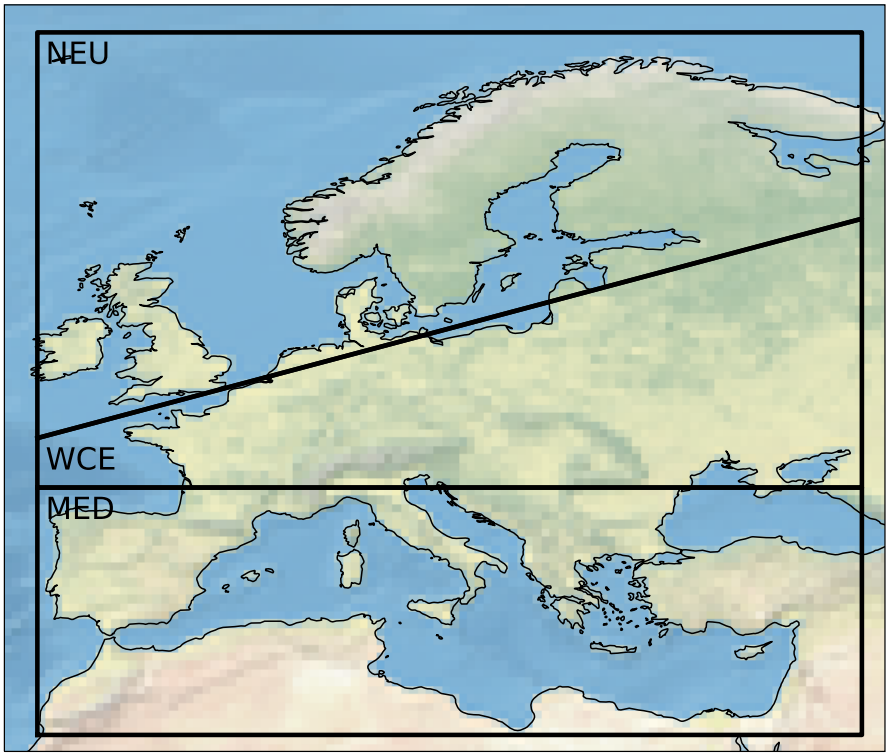


FIGURE 1.12 – Découpage de l'Europe en trois boîtes
La définition des boîtes NEU, WCE, et MED, provient du dernier rapport du GIEC [Iturbide et al., 2020].

Le calcul de la climatologie consiste à moyenner une grandeur géophysique sur une période de référence. Afin de masquer l'impact du changement climatique, on prend soin de retirer la tendance mensuelle. Les saisons sont calculées à l'aide de moyennes tri-mensuelles glissantes.

On utilise ici le jeu d'observations Berkeley Earth [Rohde and Hausfather, 2020]. En Europe, la climatologie saisonnière de 1995-2014 est très proche des normales climatiques de la période 1991-2020, correspondant aux normales de saisons utilisées pour la décennie actuelle 2021-2030 (non-montrées), auxquelles Météo France se réfère dans ses bulletins par exemple. Cette similitude est due au fait que les deux périodes sur lesquelles sont calculées les moyennes sont toutes les deux centrées autour de 2004-2005, l'une d'une longueur de 20 ans, l'autre de 30 ans, soit 5 ans de plus avant et 5 ans de plus après.
On remarque que les « normales » actuelles sont en fait centrées autour de l'année 2005, sur une période de 30 ans où la température a augmenté d'environ $1.5\,^{\circ}\mathcal{C}$ en Europe.

6. *NEU* pour *Northern Europe* en anglais
7. *MED* pour *Mediterranean Basin* en anglais
8. *WCE* pour*Western and Central Europe* en anglais

Bien qu'utilisées jusqu'à 2030, on comprend qu'il y a un décalage entre le climat décrit par ces normales, et le climat vécu, du fait du changement climatique.

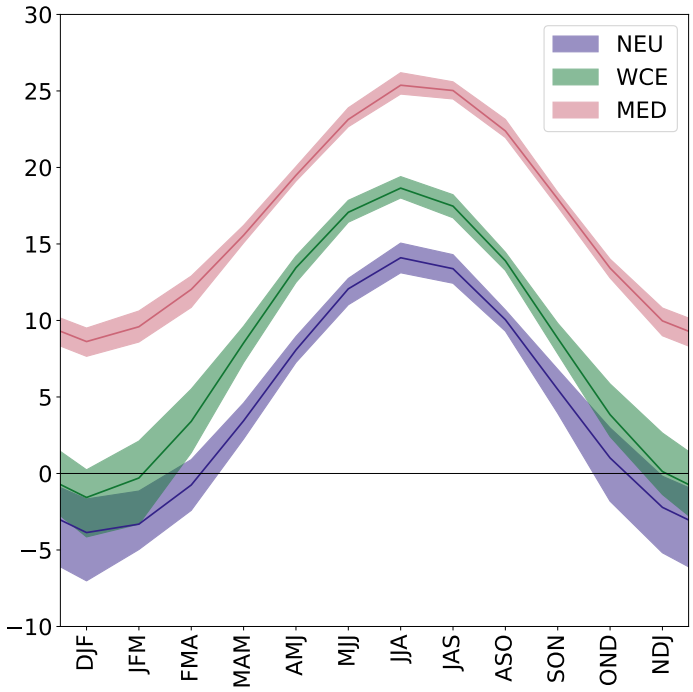


FIGURE 1.13 – Températures saisonnières observées en Europe (pendant la période 1995-2014)

Les courbes représentent la climatologie, et les enveloppes l'intervalle à 90% des valeurs observées au cours des 20 ans. Jeu de données : Berkeley Earth [Rohde and Hausfather, 2020].

Quelle que soit la saison considérée, on observe qu'il a fait plus chaud dans le bassin méditerranéen qu'ailleurs en Europe (figure 1.13). En moyenne, les températures saisonnières y ont été plus de $10\,°C$ supérieures à celle du nord de l'Europe. À l'échelle du bassin, il y a eu peu de variabilité inter-annuelle de la température saisonnière.
Ceci n'est pas le cas dans les deux autres régions européennes, sujettes à une variabilité plus forte en hiver (4 à $5\,°C$). De ce fait, en hiver, on constate que des températures moyennes saisonnières semblables ont pu être observées dans ces deux régions (entre -1 et $-3\,°C$).

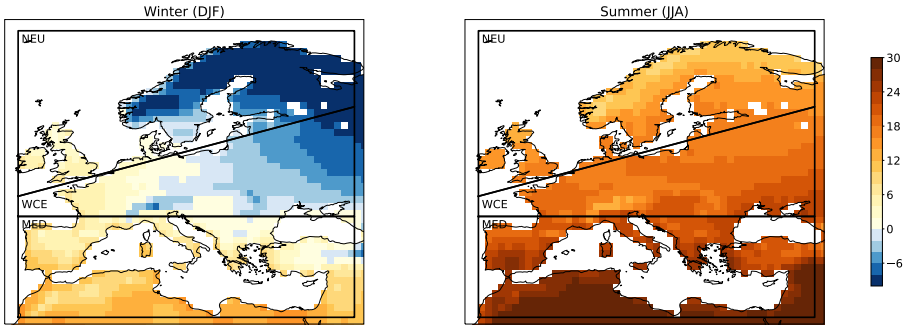


FIGURE 1.14 – Climatologies hivernale et estivale de la température observée en Europe (1995-2014)
Jeu de données : Berkeley Earth [Rohde and Hausfather, 2020].

Lorsqu'on s'intéresse à la climatologie spatiale (figure 1.14), on observe en hiver un gradient de température du nord-est vers le sud-ouest de l'Europe. Les vents d'ouest sont à l'origine du climat plus doux sur la côte Atlantique de l'Europe, de par le transport de chaleur qu'ils engendrent depuis l'océan qui est une source thermique en hiver. Plus à l'est, on retrouve un climat plus continental, avec notamment une influence de l'anticyclone de Sibérie qui engendre un temps froid et sec lors de poussées de masses d'air. En été, où les effets radiatifs dominent, on retrouve un gradient de température nord-sud, avec une climatologie positive jusqu'en Laponie.

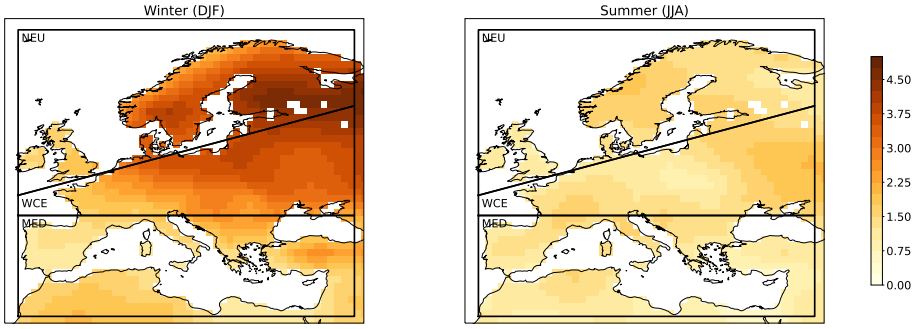


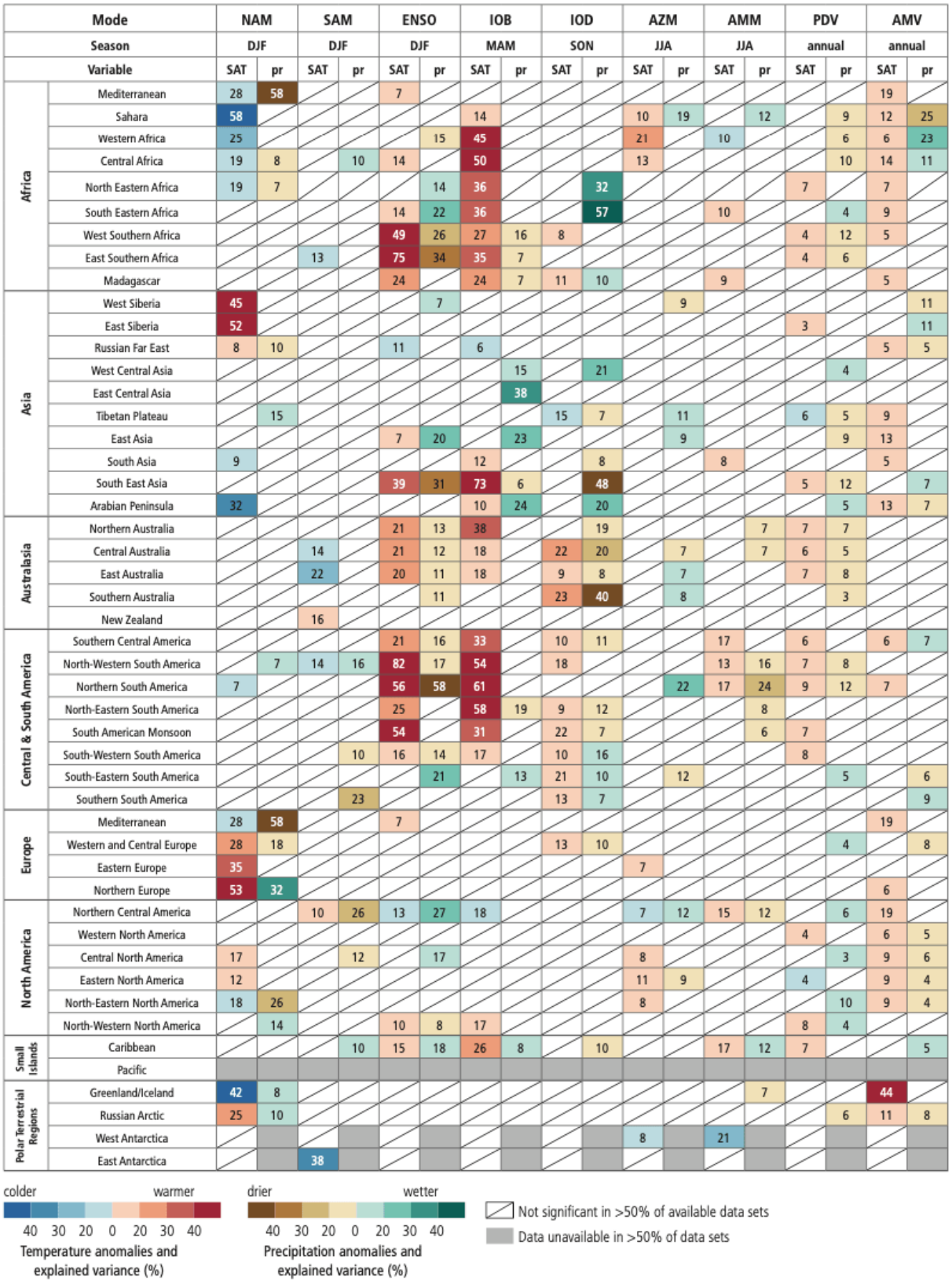
FIGURE 1.15 – Variations inter-annuelles (90%) des températures saisonnières moyennes en hiver et en été observées en Europe (1995-2014)
Jeu de données : Berkeley Earth [Rohde and Hausfather, 2020].

En ce qui concerne les variations inter-annuelles des températures saisonnières moyennes (figure 1.15), conformément aux conclusions tirées des indices moyennés sur les différentes boîtes, on retrouve une variabilité en hiver en Europe du Nord, centrale, et occidentale.
À l'échelle saisonnière, les étés ont été très peu marqués par la variabilité des températures moyennes au cours de la période 1995-2014.

1.3.2 Les principaux modes de variabilité multi-décennale du climat européen

Comme déjà évoqué en introduction et illustré avec l'Europe, le système climatique est naturellement sujet à des variations autour d'un état moyen. Dans cette partie, on s'intéresse en particulier aux variations qui possèdent une certaine forme de régularité (spatiale et temporelle), avec un impact sur le climat européen, à savoir les modes de variabilité.

Le GIEC a évalué le rôle d'un certain nombre de modes de variabilité dans la variabilité inter-annuelle observée de la température et des précipitations pour les différentes régions du globe (voir annexe **??**), aux saisons pertinentes selon les modes (tableau 1.1).
Parmi les 9 modes testés, 5 jouent un rôle dans au moins l'une des trois régions européennes précédemment présentées (figure 1.12).
En hiver, le mode annulaire nord (NAM) explique plus de la moitié de la variance inter-annuelle de la température en Europe du Nord, quand il en explique près du



	Mode	NAM		SAM		ENSO		IOB		IOD		AZM		AMM		PDV		AMV	
	Season	DJF		DJF		DJF		MAM		SON		JJA		JJA		annual		annual	
	Variable	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr	SAT	pr
Africa	Mediterranean	28	58			7												19	
	Sahara	58						14				10	19		12		9	12	25
	Western Africa	25					15	45				21		10			6	6	23
	Central Africa	19	8		10	14		50				13					10	14	11
	North Eastern Africa	19	7				14	36			32					7		7	
	South Eastern Africa					14	22	36			57			10			4	9	
	West Southern Africa					49	26	27	16	8						4	12	5	
	East Southern Africa			13		75	34	35	7							4	6		
	Madagascar					24		24	7	11	10			9				5	
Asia	West Siberia	45					7						9						11
	East Siberia	52														3			11
	Russian Far East	8	10			11		6										5	5
	West Central Asia								15		21						4		
	East Central Asia								38										
	Tibetan Plateau		15							15	7		11			6	5	9	
	East Asia					7	20		23				9				9	13	
	South Asia	9						12			8			8				5	
	South East Asia					39	31	73	6		48					5	12		7
	Arabian Peninsula	32						10	24		20						5	13	7
Australasia	Northern Australia					21	13	38			19				7	7	7		
	Central Australia			14		21	12	18		22	20		7		7	6	5		
	East Australia			22		20	11	18		9	8		7			7	8		
	Southern Australia						11			23	40		8				3		
	New Zealand			16															
Central & South America	Southern Central America					21	16	33		10	11			17		6		6	7
	North-Western South America		7	14	16	82	17	54		18				13	16	7	8		
	Northern South America	7				56	58	61					22	17	24	9	12	7	
	North-Eastern South America					25		58	19	9	12				8				
	South American Monsoon					54		31		22	7				6	7			
	South-Western South America				10	16	14	17		10	16					8			
	South-Eastern South America						21		13	21	10		12				5		6
	Southern South America				23					13	7								9
Europe	Mediterranean	28	58			7												19	
	Western and Central Europe	28	18							13	10						4		8
	Eastern Europe	35										7							
	Northern Europe	53	32															6	
North America	Northern Central America			10	26	13	27	18				7	12	15	12		6	19	
	Western North America															4		6	5
	Central North America	17			12		17					8					3	9	6
	Eastern North America	12										11	9			4		9	4
	North-Eastern North America	18	26									8					10	9	4
	North-Western North America		14			10	8	17								8	4		
Small Islands	Caribbean				10	15	18	26	8		10			17	12	7			5
	Pacific																		
Polar Terrestrial Regions	Greenland/Iceland	42	8												7			44	
	Russian Arctic	25	10														6	11	8
	West Antarctica											8		21					
	East Antarctica			38															

TABLEAU 1.1 – Fraction de la variance de la température et des précipitations expliquée à l'échelle inter-annuelle par chaque mode de variabilité selon la région

Les valeurs correspondent à la moyenne des fractions de variance expliquées significatives (en pourcentage) basées sur HadCRUT, GISTEMP, Berkeley Earth et CRU-TS (pour la température), et GPCC et CRU-TS (pour les précipitations). La significativité est testée sur la base de la loi de Fisher, au niveau de confiance de 95% : une barre oblique indique que la valeur n'est pas significative dans plus de la moitié des ensembles de données disponibles. L'échelle de couleurs correspond au signe et aux valeurs de la variance expliquée, comme indiqué en bas. Les téléconnexions du mode annulaire nord (NAM) et d'El Niño-Southern Oscillation (ENSO) sont évaluées pour la période 1959-2019 ; le mode annulaire sud (SAM) pour la période 1979-2019 ; le bassin de l'océan Indien (IOB), le dipôle de l'océan Indien (IOD), le mode zonal de l'Atlantique (AZM), et le mode méridional de l'Atlantique (AMM) pour la période 1958-2019 ; et la variabilité décennale du Pacifique (PDV) et la variabilité multi-décennale de l'Atlantique (AMV) pour la période 1900-2019. Les tendances linéaires sont soustraites à toutes les données avant les calculs. Crédits : IPCC, Technical Summary

tiers sur le reste du continent. Une phase positive du NAM a pour effet un refroidissement du bassin méditerranéen, et un réchauffement du reste de l'Europe. Pour ce qui est des précipitations hivernales, le NAM explique plus de la moitié de la variance inter-annuelle du bassin méditerranéen, quand il en explique 18 à 32% dans le reste de l'Europe. Une phase positive du NAM est elle associée à une intensification de la pluie dans l'Europe du Nord, alors qu'un assèchement y est associé en Europe occidentale et centrale ainsi qu'autour du bassin méditerranéen.
Le second mode de variabilité le plus pertinent pour décrire la variabilité inter-annuelle de l'Europe est la variabilité multi-décennale de l'Atlantique (AMV). Sa phase positive est associée à un réchauffement en Europe du Nord et dans le bassin méditerranéen, et à un assèchement de l'Europe occidentale et centrale.
Enfin, il existe des téléconnexions plus lointaines, dont l'effet sur l'Europe existe mais reste limité. À l'échelle inter-annuelle, l'ENSO a ainsi un effet réchauffant du bassin méditerranéen en hiver. L'Europe occidentale et centrale est quant à elle impactée par le dipôle de l'océan Indien (IOD), dont la phase positive entraîne un réchauffement et un assèchement en automne, et par la variabilité décennale du Pacifique (PDV), dont la phase positive est associée à une intensification des pluies à l'échelle annuelle.
Ces résultats sont obtenus pour expliquer la variabilité inter-annuelle, et non la variabilité décennale à multi-décennale, à laquelle on s'intéresse dans le cadre de cette thèse.

Dans cette partie, on s'intéresse aux principaux modes de variabilité impactant l'Europe aux échelles pluri-annuelle à multi-décennale. On distingue dans un premier temps la variabilité atmosphérique au-dessus et autour du bassin de l'Atlantique Nord, avant de décrire les modes de variabilité océaniques.

1.3.2.1 Variabilité atmosphérique de l'Atlantique Nord

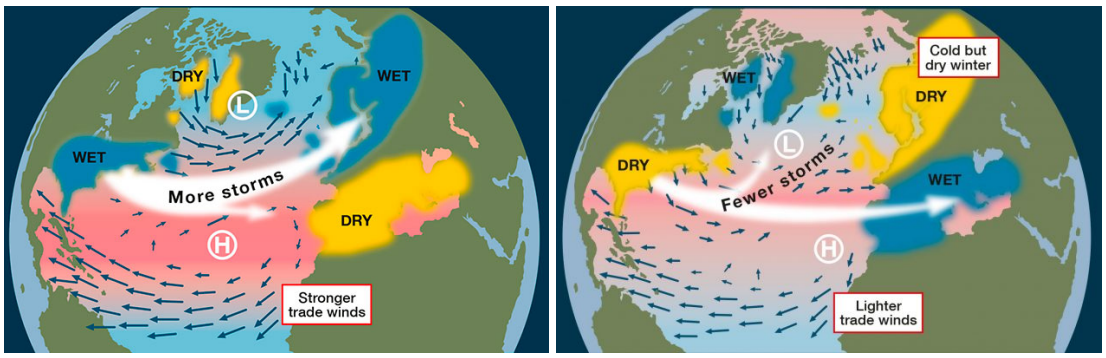
Les principaux phénomènes climatiques à l'origine de la variabilité quotidienne à inter-annuelle de l'Europe sont les vents d'ouest et la trajectoire des tempêtes atlantiques associées, à l'origine de cyclones et anticyclones qui se déplacent de l'Atlantique vers l'intérieur de l'Europe. Les variations intra-saisonnières et inter-annuelles sont déterminées par des modes de variabilité climatique tels que l'**oscillation de l'Atlantique Nord (**NAO**)**.

La NAO est une oscillation de pression entre les régions arctiques et les régions subtropicales de l'Atlantique Nord. Plus précisément, la NAO est caractérisé par l'intensité du gradient de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande, qui traduit une bascule de masse atmosphérique entre les latitudes subtropicales et subpolaires [Hurrell et al., 2003]. En hiver, cette oscillation permet d'expliquer la moitié de la variabilité atmosphérique du bassin Nord Atlantique.

On parle de phase positive de la NAO lorsqu'un renforcement simultané de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande a lieu, engendrant une intensification des vents d'ouest sur une bande de latitude de 40 à 60°N et des Alizés dans les subtropiques (figure 1.16.a). En hiver, l'intensification des vents d'ouest a pour effet d'augmenter l'advection d'air océanique relativement chaud sur la moitié nord de l'Europe. Le renforcement du *jet stream* sur son flanc nord entraîne un décalage vers le nord du rail des tempêtes, qui advectent chaleur et humidité sur la moitié nord de l'Europe. Cette déviation du transport de chaleur et d'humidité a pour conséquence des conditions plus froides et sèches sur la moitié sud de l'Europe.

L'intensification des vents au-dessus de l'océan a de nombreux impacts sur ce dernier. Dans un premier temps, la surface refroidit du fait d'une perte d'énergie sous forme de chaleurs latente et sensible [Cayan, 1992, Alexander and Scott, 1997], ainsi qu'un renforcement du transport d'EKMAN aux moyennes latitudes et dans les subtropiques [Visbeck et al., 2003, Alexander and Scott, 2008]. En résultent une structure tri-polaire, avec des conditions plus chaudes que la normale aux latitudes subtropicales, et des conditions anormalement froides dans les régions tropicales et subpolaires [Deser and Blackmon, 1993]. Les eaux de surface de la mer du Labrador sont refroidies par l'intensification de l'advection d'air polaire au nord-ouest du bassin Atlantique, déstabilisant la colonne d'eau et augmentant la formation des eaux profondes, renforçant l'AMOC [Visbeck et al., 2003]. L'équilibre de SVERDRUP est impacté par les fluctuations du rotationnel de vent liées à la NAO, engendrant une anomalie de circulation anti-cyclonique au niveau de la frontière entre les gyres subpolaire et subtropicale.
La phase négative désigne la situation inverse, où les vents d'ouest et les Alizés sont moins forts, avec des impacts sur le continent symétriquement opposés par rapport à la phase positive (figure 1.16.b).

L'oscillation nord-atlantique (NAO) est le principal mode de variabilité climatique dans la région de l'Atlantique Nord, affectant la température et les précipitations au fil des jours, des saisons et des décennies (Hurrell et al., 2003). Il a été démontré que des valeurs positives de NAO provoquent des températures anormalement chaudes dans le nord de l'Europe et en Eurasie en hiver, accompagnées d'anomalies anormalement humides en Scandinavie et de conditions plus sèches en Méditerranée occidentale (Hurrell & Van Loon, 1997 ; Thompson et al., 2000).
Diverses études ont montré que les variations multidécennales de la NAO donnent des tendances significatives dans la température et les précipitations européennes du XXe siècle, en particulier en hiver (par exemple, Deser et al., 2016 , 2017 ; Hurrell, 1995 ; Iles & Hegerl, 2017).



(a) Phase positive (b) Phase négative

FIGURE 1.16 – Représentations schématiques des impacts de l'oscillation de l'Atlantique Nord selon sa phase
Au-dessus de l'océan Atlantique, la coloration rose (resp. bleue) indique les zones de forte (resp. basse) pression. La direction et l'intensité des tempêtes sont représentées par la flèche blanche. La direction et l'intensité des vents sont représentées par les flèches bleues. Crédits : Maggie NELSON

Les fluctuations de la NAO s'observent à l'échelle journalière. À l'échelle saisonnière, la phase de la NAO traduit la phase journalière dont la récurrence a été la plus élevée. On peut passer à l'échelle temporelle supérieure, en définissant la phase de

NAO décennale ou multi-décennale comme la phase saisonnière préférentielle observée pendant la période considérée.

Il existe deux manières de calculer l'indice de NAO, la première est simplement la différence de pression normalisée entre l'Islande et les Açores [Hurrell, 1995], la seconde s'obtient à partir d'une décomposition en composantes principales du champ de pression de surface du bassin Nord Atlantique [Barnston and Livezey, 1987]. Dans le cadre de cette thèse, c'est la seconde méthode qui est utilisée.

La NAO et le mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM), évoqué précédemment, sont très corrélés, et la NAO pourrait n'être qu'un aspect régional du NAM. Le mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM pour *Northern Annular Mode*, ou AO pour *Arctic Oscillation* en anglais) [Thompson and Wallace, 1998, Deser, 2000] est un mode de variabilité intrinsèque de la circulation atmosphérique qui exerce une forte influence sur le climat en hiver dans une grande partie de l'hémisphère nord. Il est associé à des fluctuations de pression au niveau de la mer entre l'Arctique et les moyennes latitudes. Il module ainsi l'intensité et la localisation des dépressions météorologiques, les précipitations et les vents dans les moyennes et hautes latitudes, mais aussi la fréquence d'occurrence des épisodes de blocage et les advections d'air froid. Dans cette thèse, on considère que la NAO et le NAM sont la manifestation du même phénomène au niveau de l'Atlantique Nord. La NAO est le principal mode de variabilité du bassin Nord Atlantique.

Les impacts de la NAO se distinguent entre le nord et le sud de la France (figure 1.16). Elle est impactée de manière plus uniforme par le deuxième mode de variabilité atmosphérique du bassin Nord Atlantique, le **mode Est Atlantique** (EAP, pour *East Atlantic Pattern* en anglais) [Barnston and Livezey, 1987], orthogonal à la NAO.
On parle de phase positive de l'EAP lorsque le *jet stream* subit une inclinaison méridienne à l'est du bassin, engendrant une anomalie de basse pression centrée à l'ouest des Îles Britanniques. Cette dépression entraîne un flux de sud sur le continent européen, y advectant de l'air chaud et humide, en particulier sur la frange littorale, ainsi qu'un déplacement méridien des tempêtes [Lau, 1988, Woollings et al., 2010].
Au large de Terre-Neuve, l'intensification des vents d'ouest et l'augmentation de l'advection de masse d'air polaire entraîne des anomalies froides à la surface de l'océan. La phase positive de l'EAP est également associée, de par l'anomalie de rotationnel de vent qu'elle engendre, à une intensification les circulations de gyre, modifiant les transports océaniques de masse, de salinité et de chaleur.

1.3.2.2 Variabilité océanique de l'Atlantique Nord

Dans la première partie de ce chapitre, le rôle des océans dans la redistribution de l'énergie dans le système climatique a été brièvement décrit (section 1.1.1). Dans le cadre de la thèse, on s'intéresse principalement à l'océan Atlantique Nord, car il a un impact direct sur le continent européen, de par sa proximité.

Cette région du globe est caractérisée par un transport en surface d'eaux chaudes et salées des tropiques vers le nord du bassin (pouvant être désigné par le terme de **circulation thermohaline** dans la vulgarisation scientifique). Dans les tropiques, le plus fort rayonnement solaire induit des eaux plus chaudes, qui ont une forte tendance à évaporer, ce qui augmente également leur salinité. La circulation de gyre de l'Atlantique Nord transporte ces eaux via les courants de bords ouest (*Gulf Stream*) et la dérive ouest

associée. Le déplacement des masses d'eaux vers le pôle nord entraîne leur refroidissement, en raison d'une atmosphère plus froide et d'un rayonnement moins fort, ce qui *in fine* implique une augmentation de leur densité. En hiver, où l'atmosphère est le plus froid dans l'hémisphère nord, ce refroidissement des masses d'eaux salées en provenance des tropiques peut entraîner un déséquilibre de la colonne d'eau, qui engendre des mouvements convectifs, notamment en mer de Norvège, du Labrador, de Weddel, et de Ross.
L'ensemble de ce phénomène est nommé **circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (**AMOC**)**, responsable d'un échange des eaux horizontalement et verticalement sur de grandes distances dans l'Atlantique (figure 1.17.a), transportant chaleur, eau douce, carbone, et nutriments [McCarthy et al., 2020].

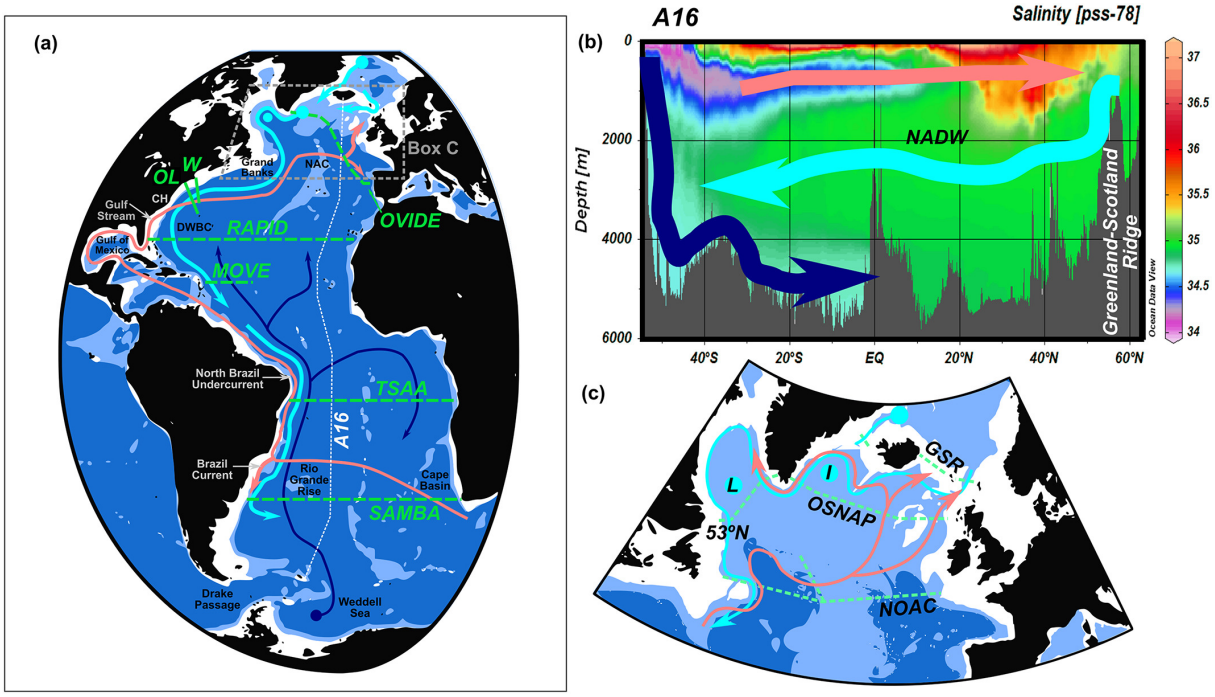


FIGURE 1.17 – Représentation schématique de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique
(a) Trajets idéalisés des principales masses d'eau de l'AMOC. La branche supérieure chaude et peu profonde, ou cellule AMOC primaire, est représentée en rose. Le flux de retour froid et profond des eaux profondes de l'Atlantique Nord (NADW) est représenté en cyan. Les voies de circulation des eaux de fond de l'Antarctique (AABW) sont représentées en bleu marine. Les sources d'eau profonde sont représentées par des cercles. (b) Les cellules primaires et profondes de retournement dans l'espace latitude-profondeur. Elles sont superposées à la section de salinité le long de la ligne hydrographique A16 WOCE (tracé hydrographique indiqué en a). La branche chaude et peu profonde est approximativement confinée à la partie supérieure de 1 000 m ; la NADW est identifié par une large signature de salinité entre 2 000 et 4 000 m. L'AABW est confiné à des profondeurs supérieures à 4 000 m. (c) Zoom de (a), au nord de 40°N, montrant les sources des NADW au nord de la dorsale Groenland-Écosse (GSR) et dans les mers du Labrador (L) et d'Irminger (I). Les lignes d'observation de l'AMOC sont indiquées par des lignes pointillées vertes en (a) et (c). CH = Cap Hatteras, OL = Ligne de laurier-rose, W = Ligne W, NAC = Courant Nord Atlantique, DWBC = Courant profond de bord ouest, OSNAP = Renversement dans le réseau subpolaire de l'Atlantique Nord. Crédits : [McCarthy et al., 2020]

L'AMOC est un facteur important des variations climatiques décennales [Zhang et al., 2019], des régimes atmosphériques des hémisphères nord et sud [Jackson et al., 2015, Lopez et al., 2016, McCarthy et al., 2015], et du taux de séquestration du carbone anthropique dans l'océan

profond [Steinfeldt et al., 2009]. Elle se compose de deux cellules de renversement dans l'espace latitude-profondeur (figure 1.17.b), l'une associée aux eaux profondes formées dans l'Atlantique Nord à haute latitude, et l'autre aux eaux de fond formées dans l'océan Austral.
Récemment, les projets RAPID, TSAA, et SAMBA ont permis des mesures du transport méridien intégré d'un bord à l'autre de l'océan (figure 1.17.a). Dans l'Atlantique Nord, il s'agit de la mise en place, à partir de 2004, d'un intense réseau d'observations le long d'un transect à $26.6^{\circ}N$ dans l'Atlantique [9].

L'EAP, de par la modulation des circulations de gyre qu'elle entraîne à travers la perturbation du rotationnel de vent, est un acteur de la variabilité de l'AMOC [Häkkinen et al., 2011].

L'interaction entre la dynamique océanique (AMOC), le forçage atmosphérique local (NAO), et les forçages externes conduirait à une réponse basse fréquence de l'océan : la **variabilité multi-décennale de l'Atlantique (**AMV**)** [Menary et al., 2015 ; Ruprich-Robert et Cassou, 2015 ; Brown et al., 2016 ; Cassou et al., 2018 ; Wills et al., 2019 ; Zhang et al., 2019 ; Sun et al., 2015 ; Delworth and Zeng, 2016 ; Delworth et al., 2017].
La variabilité multi-décennale de l'Atlantique (AMV) désigne un mode climatique à grande échelle représentant des fluctuations multi-décennales des températures de surface dans l'Atlantique Nord à l'échelle du bassin, avec une périodicité de 60 à 80 ans. Des études récentes ont discuté du fait que la dynamique océanique joue un rôle actif dans la génération de l'AMV [Oelsmann et al., 2020] et de son interaction avec la NAO [Vecchi et al., 2017 ; R. Zhang et al., 2019 ; Kim et al., 2020], bien que les forçages externes naturels et anthropiques puissent être cruciaux pour moduler son amplitude et sa temporalité [Bellucci et al., 2017 ; Bellomo et al., 2018 ; Andrews et al., 2020 ; Borchert et al., 2021 ; Mann et al., 2021].
Le phénomène d'AMV est généralement évalué comme l'empreinte résiduelle régionale des anomalies de la température de mer moyennées sur l'ensemble du bassin de l'Atlantique Nord (figure 1.18.a), après élimination du signal forcé externe, à laquelle on applique une moyenne glissante sur 10 ans. Dans le cas de l'évaluation de l'impact du forçage externe dans les observations, il n'existe pas de méthode unique et privilégiée pour la soustraire. Dans la définition initiale de l'indice AMV, on retire simplement la tendance linéaire à la moyenne de la température de mer moyennée sur l'ensemble du bassin [Enfeld et al., 2001]. Cependant, d'autres approches ont été proposées pour éliminer le signal non linéaire résiduel de la température de mer moyenne de l'Atlantique Nord. Une première est basée sur les observations, auxquelles on applique des statistiques spécifiques [Trenberth et Shea, 2006 ; Frajka-Williams et al, 2019]. Par exemple, dans Trenberth et Shea (2006), la série temporelle annuelle observée de l'anomalie moyenne globale de la température de mer (de 60°S à 60°N) est soustraite de la série temporelle annuelle observée de la moyenne spatiale de l'Atlantique Nord pour obtenir l'indice AMV brut non filtré. Une seconde fait appel à l'estimation par modèle du signal forcé, y compris l'influence naturelle (solaire et volcanique) et anthropique (GES et aérosols), à partir de simulations historiques [Ting et al., 2009 ; Terray, 2012 ; Steinman et al., 2015 ; Tandon et Kushner, 2015].
Selon une interprétation dynamique, une phase positive d'AMV (bassin Atlantique Nord chaud) serait déclenchée par de forts vents zonaux associés à des conditions de NAO positive, qui provoqueraient alors en mer du Labrador une perte de chaleur,

9. www.rapid.ac.uk

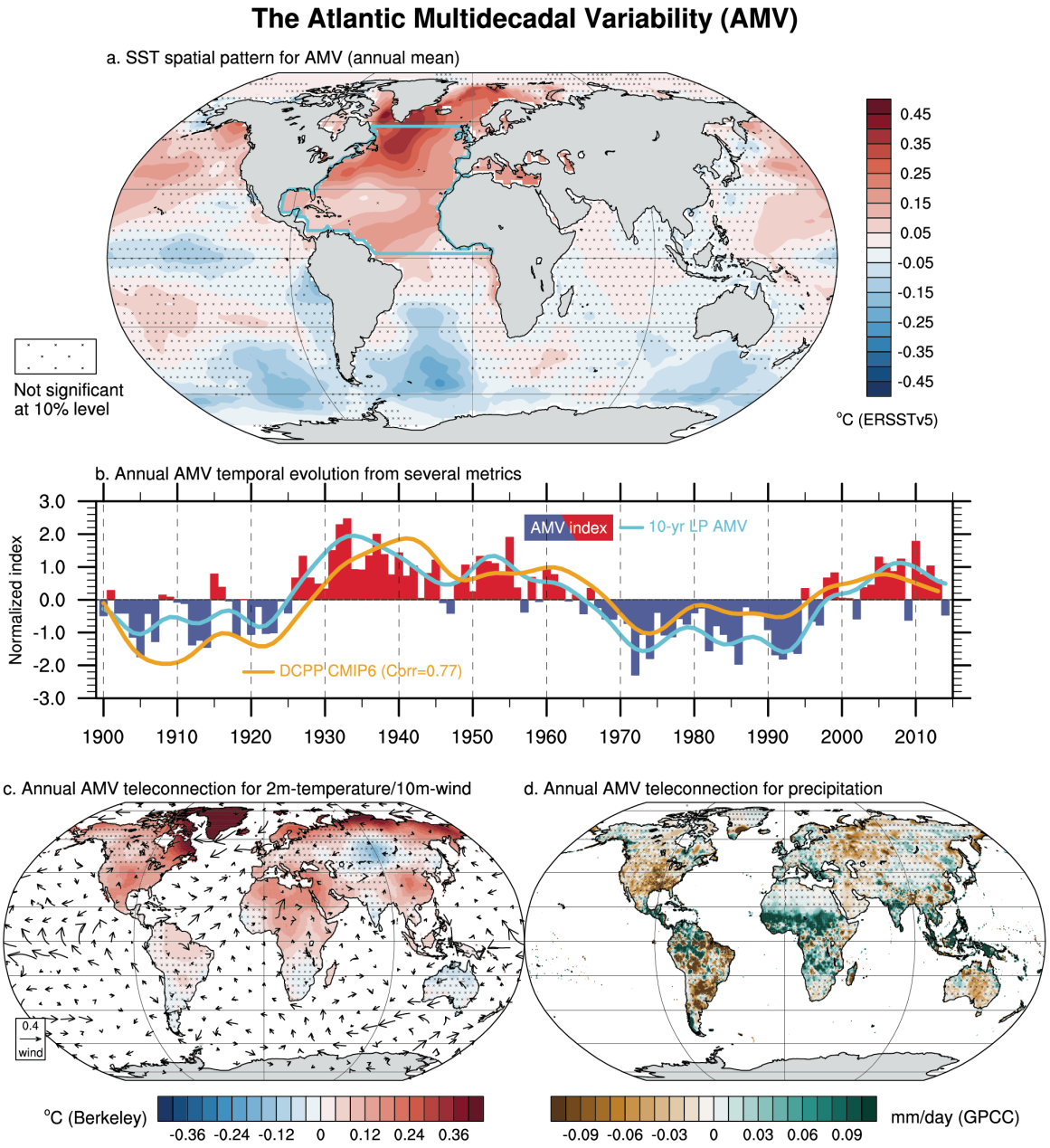


FIGURE 1.18 – Variabilité multi-décennale de l'Atlantique : empreinte spatiale, indice temporel, et téléconnexions avec la température et les précipitations continentales
Variabilité multi-décennale de l'Atlantique (AMV) basée sur l'indice AMV défini par Trenberth et Shea (2006) pour la période 1900-2014 après un filtrage passe-bas de 10 ans. L'indice correspond à la moyenne annuelle de la température de surface de la mer dans le domaine de l'Atlantique Nord (boîte cyan) moins la moyenne mondiale (60°N-60°S). (a) Anomalies de la température de mer régressées sur l'indice AMV basé sur ERSSTv5. (b) La courbe cyan indique l'indice AMV 10 ans filtré passe-bas montré dans les barres. La courbe orange représente l'indice AMV utilisé pour les expériences de sensibilité DCPP-C de CMIP6 [Boer et al. 2016]. (c) Identique à (a) mais pour les anomalies de température de l'air à la surface des terres (ombrage ; basé sur Berkeley Earth pour 1900-2014) et de vent au niveau de 10 m (flèches ; m s-1 basé sur JRA-55 pour 1958-2014). (d) Identique à (a) mais pour les anomalies de précipitations (ombrage basé sur GPCC pour 1900-2014). Toutes les données sont basées sur la moyenne annuelle. Sur les cartes, l'absence de superposition indique les régions où les régressions sont significatives sur la base d'un test de STUDENT tenant compte des taux de fausse détection à 10% et les croix indiquent l'absence de significativité. Crédits : IPCC.

conduisant à une formation d'eau profonde plus forte, et finalement à un renforcement de l'AMOC. Au plus fort d'un événement chaud d'AMV, les températures plus élevées entraîneraient alors la formation d'une anomalie de basse pression à l'échelle du bassin, suivie de conditions de NAO négative, mettant fin à la phase positive d'AMV. Dans les observations, le signal de NAO précède celui d'AMV d'environ 15 à 20 ans [Li et al., 2013 ; Gastineau and Frankignoul, 2015 ; Sun et al., 2015 ; Delworth and Zeng, 2016 ; Delworth et al., 2017].
Une autre interprétation, liée à la modélisation plutôt qu'aux observations, montre que les fluctuations de l'AMV seraient dominées par les forçages externes (GES, éruptions volcaniques, ou encore ozone stratosphérique) [Booth et al., 2012 ; Zanchettin et al., 2013 ; Tandon and Kushner, 2015 ; Bellucci et al., 2017 ; Singh et al., 2018 ; Bellomo et al., 2018], voire au forçage volcanique uniquement [Mann et al., 2021].
Bien que l'origine de l'AMV soit débattue, les observations démontrent, à l'échelle annuelle, de robustes impacts autour du bassin de l'Atlantique nord ainsi que des téléconnexions plus lointaines (figures 1.18.c et d). L'AMV a ainsi un rôle de prédicteur pour la température de l'hémisphère nord (figure 1.18.c) [Steinman et al., 2015], en particulier du bassin méditerranéen, de l'Europe du Nord, de l'Amérique du Nord, de l'Arctique, du Sahara, et de l'Asie du Sud-Est, ainsi que pour les précipitations sur l'Europe de l'Ouest et l'Eurasie (figure 1.18.d) [Arthun et al., 2018, Bochert et al., 2019, Rugieri et al., 2021]. Selon les modèles, ces relations peuvent être moins bien capturées que dans les observations. À l'échelle globale, l'AMV a également modulé le réchauffement climatique sur des échelles de temps multi-décennales depuis l'époque pré-industrielle [IPCC ; T. Wu et al., 2019a ; Li et al., 2020].
De plus, l'indice d'AMV possède une assez bonne prévisibilité à très court terme. Les prévisions initialisées à court terme (multi- et mono-modèles) montrent une **prévisibilité** a posteriori des anomalies de température de l'Atlantique Nord sur une période de huit à dix ans [Bellucci et al., 2015 ; García-Serrano et al., 2015 ; D.M. Smith et al., 2019 ; Marotzke et al, 2016 ; Simpson et al., 2018 ; Yeager et al., 2018 ; Hermanson et al., 2020 ; Bilbao et al., 2021]. La compétence de prévisibilité de l'AMV sur des délais de cinq à huit ans est améliorée par l'utilisation de prévisions initialisées, par rapport aux simulations non initialisées [Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021]. La prévisibilité des précipitations terrestres liées à la phase chaude de l'AMV est également possible sur une échelle de temps de deux à neuf ans [Smith et al., 2019]. L'initialisation des projections permet de réduire l'incertitude et de prévoir l'amplitude de la température de mer sub-polaire [Borchert et al., 2021]. Cependant, les scores en matière de prévision de l'AMV ne se traduisent pas toujours par des prévisions tout aussi performantes de la température et des précipitations sur les régions terrestres et océaniques voisines [Langehaug et al., 2017], ce qui pourrait être lié aux erreurs systématiques des modèles dans la simulation de la structure spatiale et temporelle de l'AMV, et aux téléconnexions associées trop faibles, ainsi qu'au bruit plus important des variables terrestres régionales par rapport à l'indice d'AMV.

1.3.3 Projections et enjeux pour le futur

Les enjeux pour le futur sont donc de pouvoir se projeter dans les évolutions du climat pour s'y préparer aux mieux (en particulier aux évènements extrêmes). À court terme, la prévisibilité des modes de variabilité devrait permettre d'estimer leur rôle dans la modulation du changement climatique.

À court terme, les projections de ScenarioMIP montrent qu'il n'y a pas d'incertitude liée aux évolutions des forçages anthropiques en Europe (figure 1.10). Il n'y a pas de forte domination entre l'incertitude épistémique et celle liée à la variabilité interne, avec la première source plus forte en Europe du Nord, et la seconde sur le reste du continent.
Aux échéances plus lointaines, l'incertitude épistémique domine fortement à moyen terme en Europe, alors que, conformément avec les résultats présentés précédemment, c'est lincertitude liée aux forçages externes qui joue le rôle le plus important à long terme.

L'évaluation de la littérature récente par les experts du GIEC permet de tirer un certain nombre de conclusions sur l'évolution du climat en Europe.
Il est pratiquement certain que, indépendamment des futurs niveaux de réchauffement climatique, la température moyenne annuelle continuera d'augmenter dans chaque région européenne. À des niveaux croissants de réchauffement planétaire, il existe une confiance très élevée dans le fait que la température augmentera dans toutes les zones européennes à un rythme dépassant les augmentations de la température moyenne mondiale, comme dans les observations passées. La fréquence et l'intensité des températures extrêmes, y compris les vagues de chaleur marines, devraient continuer d'augmenter quel que soit le scénario d'émissions de GES ; les seuils critiques pertinents pour les écosystèmes et les humains devraient être dépassés pour un réchauffement climatique de $2\,^{\circ}\mathcal{C}$ et plus. L'augmentation des précipitations moyennes aux hautes latitudes en hiver et la réduction des précipitations en été dans le sud de l'Europe se produiront avec une confiance moyenne pour les niveaux de réchauffement planétaire inférieurs à 2°C, et avec une confiance élevée pour les niveaux de réchauffement plus élevés. Les précipitations extrêmes et les inondations pluviales devraient augmenter à des niveaux de réchauffement planétaire supérieurs à $1.5\,^{\circ}\mathcal{C}$ dans toutes les régions, à l'exception de la Méditerranée. Aux hautes latitudes et dans les zones montagneuses de basse altitude en Europe, il est pratiquement certain que de fortes diminutions de l'accumulation de neige se produiront si les températures régionales continuent à augmenter.

Un certain nombre de conclusions a également été fait en ce qui concerne l'évolution des modes de variabilité impactant l'Europe.
L'ensemble multi-modèle ScenarioMIP prévoit une augmentation à long terme (2081-2100) de l'indice NAM de l'hiver boréal dans le cadre des scénarios SSP 3-7.0 et SSP 5-8.5 (laissant présager le même comportement pour la NAO), mais les changements régionaux associés peuvent s'écarter d'un simple déplacement de la circulation aux latitudes moyennes en raison d'une téléconnexion modifiée résultant de l'interaction avec un état de fond moyen modifié. Sur des échelles de temps saisonnières à interannuelles, les prévisions initialisées montrent une prévisibilité potentielle plus faible pour la NAO de l'hiver boréal que la compétence de corrélation par rapport aux observations [Eade et al., 2014 ; Baker et al., 2018 ; Scaife et Smith, 2018 ; Athanasiadis et al., 2020]. Ce phénomène a été qualifié dans la littérature de « paradoxe signal-bruit », et implique que de grands ensembles de prévision sont nécessaires pour isoler la composante prévisible de la NAO. Bien que les processus qui contribuent à la prévisibilité de la NAO d'hiver sur des échelles de temps saisonnières puissent être distincts des processus qui déterminent les tendances multi-décennales, les prévisions initialisées sous-

représentent également la prévisibilité de la NAO d'hiver sur des échelles de temps décennales [D.M. Smith et al., 2019]. Le post-traitement et l'agrégation des prévisions initialisées peuvent donc révéler une compétence significative pour la prédiction de la NAO hivernale sur des échelles de temps décennales [Smith et al., 2020].
Les modes de variabilité décennaux et multi-décennaux des océans Atlantique et Pacifique ne présentent pas de changements significatifs de la variance sur la période des enregistrements d'observation. Les aérosols anthropiques et volcaniques ont contribué à l'évolution temporelle observée de l'AMV et des téléconnexions régionales associées, en particulier depuis les années 1960, mais il y a une faible confiance dans l'ampleur de cette influence et les contributions relatives des forçages naturels et anthropiques.
En raison du changement climatique induit par l'activité anthropique, l'AMOC devrait s'affaiblir considérablement, avec des conséquences néfastes pour les régions qui dépendent de son apport de chaleur, notamment le nord-ouest de l'Europe [McCarthy et al., 2020] [Hermanson et al., 2014 ; Robson et al., 2014 ; Yeager et al., 2015]. Un effondrement de l'AMOC est considéré comme peu probable mais pas impossible [Stocker et al., 2013].
En conséquence de cet affaiblissement, l'AMV devrait connaître un passage à une phase négative à court terme.

Objectifs de la thèse

Dans ce premier chapitre, le système climatique a été présenté, notamment son caractère variable en réponse à des forçages extérieurs, ainsi qu'à des processus internes. Si le climat passé a pu être observé, il a également été modélisé numériquement, ce qui a permis d'en comprendre certains mécanismes. Ces simulations s'étendant jusqu'à la fin du siècle, de par l'utilisation de scénarios socio-économiques, elles permettent également de diffuser des informations climatiques pour le futur, dans le but de se préparer et s'adapter à son changement, si ce n'est de mettre en place des politiques d'atténuation. Il est donc nécessaire d'évaluer les informations climatiques utiles et pertinentes selon le contexte régional de décisions politiques et d'adaptation. Ainsi, la connaissance globale du climat a besoin d'être distillée localement selon les besoins, vulnérabilités et valeurs des utilisateurs.
La principale approche de distillation des données utilisée dans cette thèse est la narration du changement climatique régional saisonnier à court terme conditionnée par la variabilité interne multi-décennale.

Dans le cadre de cette thèse, on s'intéresse au changement du climat entre une période de référence correspondant au passé récent (1995-2014), et une période future à court terme (2020-2039). Le postulat de base est que l'on ne sait pas si, en Europe, la température moyenne observée au cours des deux dernières décennies est plus chaude ou plus froide que la température induite par les forçages naturels et anthropiques, en absence d'impact de la variabilité interne. De même, à court terme, on ne sait pas si le climat sera plus chaud ou plus froid que celui projeté par la réponse forcée des modèles. Cependant, on sait qu'il existe des pilotes de la variabilité interne qui contrôlent le climat régional, et on s'intéresse ici plus particulièrement à leurs impacts en terme de modulation des fluctuations aux échelles multi-décennales et régionales.
Le fondement des analyses de cette thèse est de partitionner le changements climatiques à court terme en se basant sur différentes trajectoires contrôlées par la variabilité multi-décennales de différents modes de variabilité.

Dans le chapitre 2, en s'appuyant sur le grand ensemble de simulations CNRM-GE, on évalue la pertinence de partitionner les projections à court terme en se basant sur l'évolution des modes de variabilité interne, via l'approche des storylines. Cette méthode est appliquée à l'Europe du Nord en hiver afin d'identifier les trajectoires à fort impact sur la modulation du changement climatique.
Dans le chapitre 3, on étend cette analyse en introduisant l'incertitude modèle, et on évalue les poids des respectives sources d'incertitudes en Europe dans le méga ensemble de CMIP6. On teste la robustesse des résultats du chapitre 2, puis on étend l'analyse au Bassin Méditerranéen en identifiant les modes de variabilité interne contrôlant la modulation du changement climatique dans cette région.
Dans le chapitre 4, on identifie les trajectoires ayant de forts impacts dans la modulation du réchauffement et des changements de précipitations et de vent en France en hiver, afin de permettre une meilleure anticipation de la demande en énergie dans le pays ces 20 prochaines années. Enfin, on s'intéresse aux évènements extrêmes de chaleur de 2022 en France, que l'on replace dans le contexte d'un climat qui change, et en particulier dans celui du plan d'adaptation du Ministère de la Transition Écologique, à savoir une France à $+4\,^{\circ}\mathcal{C}$ à la fin du siècle.

Chapitre 2

L'approche en storylines de variabilité interne pour partitionner le changement climatique à court terme

Contenu

2.1 Explorer le changement climatique à court terme en identifiant des trajectoires de variabilité interne 47
2.1.1 Le grand ensemble de CNRM-CM6-1 47
2.1.2 Partitionner le champ des possibles du changement climatique en terme de trajectoires de variabilité interne 49
2.1.2.1 Mise en équation : régression multi-linéaire 49
2.1.2.2 Taux de variance expliquée par les pilotes en pré-requis à la classification en storylines internes 50
2.1.2.3 Construction des « storylines » 50
2.1.2.4 Quantifier la part d'incertitude liée à la variabilité interne capturée par les narratives 51
2.2 Modulation du réchauffement et de l'humidification anthropiques à court terme de l'Europe du Nord évaluée à l'aide de storylines de variabilité interne 53
2.2.1 Résumé de l'article accepté dans *NPJ Climate and Atmospheric Sciences* 53
2.2.2 Modulation of Northern Europe near term anthropogenic warming and wettening assessed through internal variability storylines 53
2.3 Sensibilité des résultats aux méthodes et hypothèses 95
2.3.1 Sensibilité à la longueur des périodes 95
2.3.2 Sensibilité à la latence entre fluctuations des modes de variabilité et impacts en Europe 98
2.3.3 Sensibilité à la taille de l'ensemble 100
2.3.4 Sensibilité à la construction des groupes de membres par storyline 102
Synthèse 104

Comme déjà évoqué dans le premier chapitre, à court terme et aux petites échelles spatio-temporelles, l'incertitude du changement climatique liée à la variabilité interne peut dominer celle liée aux forçages externes. Il existe alors deux situations où l'étude du rôle de la variabilité interne dans le changement climatique est particulièrement pertinente :

— quand la dispersion des changements projetés (le bruit), liée à la variabilité interne, égale ou domine le changement climatique moyen (le signal), en réponse aux forçages ; autrement dit, les changements possibles sont davantage différents entre eux que l'état moyen futur n'est différent de l'état de référence,
— quand, dans l'incertitude totale des changements projetés, la part attribuable à la variabilité interne domine celle imputable aux différents scénarios socio-économiques futurs ; ce qui veut dire qu'il existe une plus grand dispersion des changements possibles de chaque scénario qu'il y a de différence entre les réponses forcées des différents scénarios.

Lorsque l'on se trouve dans de telles situations, décrire le changement climatique à court terme en terme de trajectoires liées aux scénarios de forçage n'est pas le plus pertinent, car cette narration ne rend pas compte de beaucoup d'information liée au large champ des possibles induit par la variabilité interne. Lors des deux prochaines décennies, en Europe, à l'échelle saisonnière, ces deux situations sont projetées, l'une, l'autre, ou simultanément, ce qui motive l'étude de l'incertitude du changement climatique liée à la variabilité interne (voir section **??**).

Une première partie de ce chapitre présente un outil mis au point pour explorer l'incertitude liée à la variabilité interne, permettant de construire des storylines de changement climatique en fonction du comportement des composantes internes du système climatique. Une deuxième partie présente l'étude du rôle de la variabilité interne dans le changement climatique à court terme en Europe du nord en hiver. Enfin, une dernière partie vient la compléter via de multiples tests de sensibilité, tantôt aux choix du cadre de l'étude, tantôt à la méthode.

Dans ce chapitre, on étudie le climat à l'aide du grand ensemble de CNRM-CM6-1 uniquement, en supposant qu'il ne possède aucun biais de représentation géo-physique (c'est-à-dire qu'on se place dans le cadre « modèle parfait »).

2.1 Explorer le changement climatique à court terme en identifiant des trajectoires de variabilité interne

La notion de SMILE et de grand ensemble a été introduite dans le chapitre précédent. Dans ce deuxième chapitre du manuscrit de thèse, c'est le grand ensemble du modèle CNRM-CM6-1 qui est utilisé.

2.1.1 Le grand ensemble de CNRM-CM6-1

Dans le cadre de cette thèse, le modèle CNRM-CM6-1 [Voldoire et al., 2019] a été l'un des principaux outils.

CNRM-CM6-1 est le modèle climatique développé conjointement par les groupes de modélisation du CNRM et du Cerfacs, dans le cadre de l'exercice CMIP6 [Eyring et al., 2016]. Son atmosphère est simulée à l'aide du modèle de circulation générale ARPEGE-Climat v6.3 [Déqué et al., 1994], dans lequel la surface terrestre est représentée à l'aide du

système de surface terrestre ISBA [Noilhan and Planton, 1989], les rivières à l'aide de CTRIP [Decharme et al., 2019], et les lacs à l'aide d'une version révisée du modèle de lac FLake, tous intégrés dans le système de surface externalisée SURFEX v8.0 [Masson et al., 2013]. Ce continuum terre-atmosphère est entièrement couplé toutes les heures avec le modèle océanique NEMO v3.6 [Gurvan Madec and the NEMO team, 2017] et le modèle de glace de mer GELATO v6 [Salas Mélia, 2002], en utilisant le coupleur OASIS3-MCT [Craig et al., 2017]. CNRM-CM6-1 utilise une atmosphère avec 91 niveaux verticaux et une résolution à l'équateur d'environ 1,4°. L'océan a 75 niveaux verticaux et une résolution horizontale d'environ 1°, se réduisant à 1/3° dans les tropiques.
Le modèle a été initialisé aux conditions de l'année 1850, avec un *spin-up* de 300 ans. La simulation de contrôle pré-industrielle dure 1 000 ans. Un large ensemble de 30 réalisations a été simulée pour la période historique (1850-2014) avec une méthode de macro-perturbation. Pour les 10 premières, le choix du 1er janvier dans le *piControl* a été fait de manière aléatoire (figure 2.1). Pour les 20 dernières, le choix a été motivé de sorte à maximiser la diversité des états de variabilité interne au début de chaque réalisation, en s'intéressant à certains indicateurs de la variabilité interne (notamment l'AMV et l'IPV).
Les projections futures sont réalisées en suivant les SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, et SSP5-8.5 [O'Neill et al., 2016]. Le groupe CNRM-Cerfacs a réalisé 6 projections par scénario jusqu'à la fin du siècle (2015-2100). Afin de répondre aux problématiques d'incertitude liée à la variabilité interne à court terme, au cœur de cette thèse, les 24 simulations historiques restantes ont été projetées pour les 4 scénarios pour la période du 1er janvier 2014 au 31 décembre 2039, grâce aux ressources de calcul de Météo France.

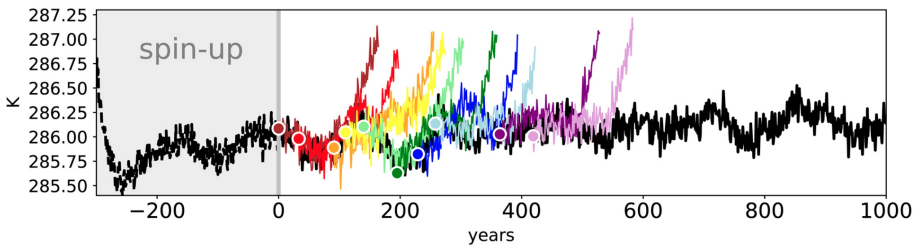


FIGURE 2.1 – Frise d'illustration de l'initialisation des 10 premiers membres des simulations historiques de CNRM-CM6-1 dans le cadre de l'exercice CMIP6 (ici la température globale annuelle)
Crédits : [Voldoire et al., 2019]

Pour résumer, le matériel du modèle CNRM-CM6-1 exploité dans le cadre de la thèse est le suivant :

— une simulation de contrôle aux conditions pré-industrielles d'une durée de 1000 ans,
— trente simulations historiques pour la période 1850-2014,
— la déclinaison des trente simulations historiques selon quatre scénarios socio-économiques futurs pour la période 2015-2039.

On dispose ainsi du SMILE historique de CNRM-CM6-1 élargi à quatre scénarios dans le futur, qui forment le grand ensemble CNRM-GE.

2.1.2 Partitionner le champ des possibles du changement climatique en terme de trajectoires de variabilité interne

L'approche par **storyline**, ou « storyline » en anglais, a été développée pour générer une gamme plausible de trajectoires physiques à partir des projections futures des modèles de climat. Chaque trajectoire décrit la meilleure estimation de la réponse régionale conditionnée par la combinaison linéaire des réponses de facteurs éloignés, **pilotes** ou « drivers » en anglais. *In fine*, le but est de déterminer quelle trajectoire est la plus susceptible de se produire, afin de permettre une anticipation plus précise aux changements que celle à l'ensemble total des possibles projetés. La méthode a été documentée par SHEPHERD [Shepherd, 2019], et sa déclinaison utilisée dans le cadre de la thèse est grandement inspirée de son papier avec ZAPPA [Zappa and Shepherd, 2017]. Dans l'étude initiale, il y a une forte incertitude modèle sur l'évolution de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère nord en réponse au changement climatique, entraînant des évolutions du climat européen distinctes à long terme. Le partitionnement des projections permet de proposer différentes trajectoires de diminution des précipitations dans le bassin Méditerranéen et d'augmentation du vent en Europe centrale, selon les changements de circulation atmosphérique.
Cependant, dans le cadre de cette thèse, la problématique est différence : le but est d'évaluer l'incidence de pilotes de la variabilité interne multi-décennale sur la modulation du changement climatique à court terme. On introduit donc des storylines de variabilité interne, auxquelles on pourra se référer via l'acronyme IVS (pour *internal variability storyline* en anglais). Afin de faciliter la compréhension de la méthode, on l'illustre ici le cadre de la principale étude du chapitre. On cherche à partitionner la dispersion du changement de température hivernale en Europe du nord en fonction des changements d'AMOC et de NAO. Les raisons et justifications des choix sont abordés dans les sections 2.2 et 2.3.

2.1.2.1 Mise en équation : régression multi-linéaire

On considère une grandeur géophysique $\mathrm{T}\,(t, \underline{x}, r)$, qui pourra par exemple être la température, définie en chaque instant t, en chaque coordonnée spatiale $\underline{x}$, modélisée pour chaque membre r d'un ensemble de N simulations numériques.

On souhaite expliquer la variabilité de la réponse au changement climatique de la grandeur $\mathrm{T}\,(t, \underline{x}, r)$ à l'aide de N_P pilotes P_i. On dispose pour cela d'un ensemble constitué de N différentes réalisations pour différents scénarios.

La mise en équation se fait comme suit :

$$\Delta\mathrm{T}\,(\underline{x}, r) = \alpha\,(\underline{x}) + \sum_{i=1}^{N_\mathrm{P}} \beta_{\mathrm{P}_i}\,(\underline{x})\ \left[\Delta\mathrm{P}_i\,(r)\right]' + \varepsilon\,(\underline{x}, r) \tag{2.1}$$

avec :

- $\Delta\mathrm{T}\,(\underline{x}, r)$: changement de T,
- $\Delta\mathrm{P}_i\,(r)$: changement du pilote P_i,
- $\alpha\,(\underline{x})$: réponse moyenne attendue en l'absence de changement dans la réponse des pilotes par rapport à la moyenne d'ensemble,
- $\beta_{\mathrm{P}_i}\,(\underline{x})$: coefficient de sensibilité de la réponse régionale aux changements de réponses isolées du pilote P_i,
- $[\square]'$: anomalie relative standard de $\square$ par rapport à l'ensemble global,

— $\varepsilon\left(\underline{x}, r\right)$: variation résiduelle non capturée.

On remarque que les termes $\alpha\left(\underline{x}\right)$ et $\beta_{\mathrm{P}_i}\left(\underline{x}\right)$ sont communs à l'ensemble des membres utilisés pour faire la régression linéaire, et en particulier que $\alpha\left(\underline{x}\right) = \overline{\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}\right)}$, ce terme correspondant donc à la réponse forcée. De plus, ces termes ont la même dimension que la réponse climatique spatiale, à savoir l'unité de la grandeur géophysique T.

Pour chaque pilote P_i, β_{P_i} rend compte de la réponse de la grandeur T à une variation d'une déviation standard du pilote P_i au-dessus de la moyenne d'ensemble. En d'autres termes, β_{P_i} traduit la variabilité interne due au pilote P_i autour de la réponse aux forçages externes (qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique).

Illustration avec le cas d'étude Dans le travail présenté dans l'article, l'équation 2.1 devient :

$$\Delta \mathrm{T}_{\mathrm{NEU}}\left(r\right) = \overline{\Delta \mathrm{T}_{\mathrm{NEU}}} + \beta_{\mathrm{AMOC}}\left[\Delta \mathrm{AMOC}\left(r\right)\right]' + \beta_{\mathrm{NAO}}\left[\Delta \mathrm{NAO}\left(r\right)\right]' + \varepsilon_{\mathrm{NEU}}\left(r\right)$$

et peut se traduire de la manière suivante :

> Le changement de température de chaque membre peut se décomposer en : (i) un changement en réponse aux forçages extérieurs, commun à tous les membres, (ii) une modulation en réponse au changement d'AMOC du membre, (iii) une modulation en réponse au changement de NAO du membre, et (iv) une part résiduelle non capturée par ces deux pilotes de variabilité interne.

2.1.2.2 Taux de variance expliquée par les pilotes en pré-requis à la classification en storylines internes

Afin de juger de la capacité conjuguée des pilotes à expliquer la grandeur T, il convient, avant d'aller plus loin dans l'analyse du rôle des pilotes P_i, de calculer la fraction de variance qui peut leur être attribuée.

On introduit alors le coefficient R^2 de la manière suivante :

$$\mathrm{R}^2 = 1 - \frac{\frac{1}{N}\sum_{m=1}^{N} \varepsilon\left(\underline{x}, r\right)^2}{\mathbb{V}\left[\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right)\right]} \tag{2.2}$$

avec $\mathbb{V}\left[\square\right]$ la variance de $\square$ et :

$$\varepsilon\left(\underline{x}, r\right) = \Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}, r\right) - \overline{\Delta \mathrm{T}\left(\underline{x}\right)} - \sum_{i=1}^{N_{\mathrm{P}}} \beta_{\mathrm{P}_i}\left(\underline{x}\right)\left[\Delta \mathrm{P}_i\left(m\right)\right]'$$

2.1.2.3 Construction des « storylines »

Méthode générale pour N_{P} pilotes En se basant sur les N_{P} pilotes, on souhaite partitionner l'ensemble des N membres dans des sous-groupes caractérisés par des comportements semblables des pilotes.

Dans un cas idéal où les pilotes seraient des variables normées et totalement décorrélées, les storylines seraient définies par toutes les combinaisons de vecteurs composés de 1 et -1. On nomme alors A un de ces 2^{N_P} vecteurs de dimension N_P :

$$A \in \begin{pmatrix} 1 & -1 & 1 & ... & -1 & ... & -1 \\ 1 & 1 & -1 & ... & -1 & ... & -1 \\ 1 & 1 & 1 & ... & 1 & ... & -1 \\ ... & ... & ... & ... & ... & ... & ... \\ 1 & 1 & 1 & ... & 1 & ... & -1 \end{pmatrix}$$

Si les pilotes ne sont pas des variables normales, il faut leur redonner leur dimension, les solutions sont alors données par :

$$S = \mu_\mathrm{P} + \sigma_\mathrm{P}\, A \tag{2.3}$$

avec μ_P la moyenne des pilotes, et σ_P leur déviation standard.
Enfin, si les pilotes sont corrélés, il faut en tenir compte, et on obtient alors les solutions suivantes :

$$S = \mu_\mathrm{P} + \sigma_\mathrm{P}\, A \left[\frac{1}{A^T\, Cor(\Delta\mathrm{P})^{-1}\, A}\right]^{\frac{1}{N}} \tag{2.4}$$

avec $Cor(\Delta\mathrm{P})$ la matrice de covariance des pilotes.

Si on souhaite obtenir des storylines plutôt extrêmes, on peut enfin utiliser la définition :

$$S = \mu_\mathrm{P} + \sigma_\mathrm{P}\, A \left[\frac{\chi(0.8, N)}{A^T\, Cor(\Delta\mathrm{P})^{-1}\, A}\right]^{\frac{1}{N}} \tag{2.5}$$

avec $\chi^2\,(p,\, k)$ la fonction quantile de la distribution du *chi-deux* avec k degrés de liberté évaluée à la probabilité p.

Dans le cas où il n'y a qu'un seul pilote, son anomalie standardisée est soit positive, soit négative. L'anomalie standardisée de chaque membre r peut alors être placée sur un axe, soit avant, soit après l'origine.
Dans le cas où il y a deux pilotes, il ne s'agit plus d'un axe mais d'un plan. Il est alors découpé en quatre quadrants selon les combinaisons d'anomalies standardisées positives ou négatives de chaque membre r.
Et ainsi de suite, pour N_P pilotes, il y a 2^{N_P} combinaisons d'anomalies standardisées soit positives, soit négatives pour chaque pilote de chaque membre r.

2.1.2.4 Quantifier la part d'incertitude liée à la variabilité interne capturée par les narratives

Pour juger de la performance de l'approche par storyline interne pour expliquer l'incertitude sur le changement climatique, on reprend l'analyse de variance (ANOVA, section 1.2.3.3) en ajoutant une nouvelle dimension : la dimension de la storyline à laquelle chaque membre du méga ensemble appartient. Ainsi, l'équation 1.7 devient :

$$\mathrm{T}(m,s,r,n) = \mu + \alpha(m) + \beta(s) + \sigma(n) + \gamma(m,s) + \delta(m,n) + \nu(s,n) + \zeta(m,s,n) + \epsilon(m,s,r,n) \tag{2.6}$$

avec :

— μ la réponse forcée globale du méga ensemble,

— $\alpha(m)$ l'écart de la réponse forcée du modèle m à μ,
— $\beta(s)$ l'écart de la réponse forcée du scénario s à μ,
— $\sigma(n)$ l'écart de la réponse moyenne de la storyline n à μ,
— $\gamma(m,s)$ l'effet du terme d'interaction entre le modèle m et le scénario s,
— $\delta(m,n)$ l'effet du terme d'interaction entre le modèle m et la storyline n,
— $\nu(m,n)$ l'effet du terme d'interaction entre le scénario s et la storyline n,
— $\zeta(m,s,n)$ l'effet du terme d'interaction entre le modèle m, le scénario s, et la storyline n,
— $\epsilon(m,s,r,n)$ la variation résiduelle propre à chaque membre.

On remarque que :

$$\varepsilon(m,s,r) = \sigma(n) + \delta(m,n) + \nu(s,n) + \zeta(m,s,n) + \epsilon(m,s,r,n) \tag{2.7}$$

On définit les nouveaux estimateurs paramétriques du modèles ANOVA de la manière suivante :

$$\hat{\sigma}(n) = \mathrm{T}(\cdot,\cdot,\cdot,n) - \hat{\mu} \tag{2.8}$$

$$\hat{\delta}(m,n) = \mathrm{T}(m,\cdot,\cdot,n) - \hat{\alpha} - \hat{\sigma} + \hat{\mu} \tag{2.9}$$

$$\hat{\nu}(m,n) = \mathrm{T}(\cdot,s,\cdot,n) - \hat{\beta} - \hat{\sigma} + \hat{\mu} \tag{2.10}$$

$$\hat{\zeta}(m,s,n) = \mathrm{T}(m,s,\cdot,n) - \hat{\alpha} - \hat{\beta} - \hat{\sigma} - \hat{\gamma} - \hat{\delta} - \hat{\nu} + \hat{\mu} \tag{2.11}$$

$$\hat{\epsilon}(m,s,r,n) = \mathrm{T}(m,s,r,n) - \mathrm{T}(m,s,\cdot,n) \tag{2.12}$$

Les termes de variance liés aux incertitudes modèle et scénario restent inchangés ($\mathcal{M}_{HS}$ et $\mathcal{S}$). On introduit $\mathcal{V}_N$ la variance liée à l'incertitude storyline et $\mathcal{V}_R$ la variance liée à la variabilité interne non-capturée comme

$$\mathcal{V}_N = \mathbb{V}_n\left[\hat{\sigma}(n)\right] + \mathbb{V}_{m,n}\left[\hat{\delta}(m,n)\right] + \mathbb{V}_{s,n}\left[\hat{\nu}(s,n)\right] + \mathbb{V}_{m,s,n}\left[\hat{\zeta}(m,s,n)\right] \tag{2.13}$$

$$\mathcal{V}_R = \mathbb{V}_{m,s,r,n}\left[\hat{\epsilon}(m,s,r,n)\right] \tag{2.14}$$

On remarque que :

$$\mathcal{V} = \mathcal{V}_N + \mathcal{V}_R \tag{2.15}$$

Plus la valeur obtenue du rapport $\mathcal{V}_N/\mathcal{V}$ est élevée, plus l'approche par storylines était pertinente pour explorer l'incertitude liée à la variabilité interne.

2.2 Modulation du réchauffement et de l'humidification anthropiques à court terme de l'Europe du Nord évaluée à l'aide de storylines de variabilité interne

2.2.1 Résumé de l'article accepté dans *NPJ Climate and Atmospheric Sciences*

La variabilité interne résultant de la nature intrinsèquement chaotique du système climatique a amplifié ou masqué les changements d'origine humaine, en particulier à l'échelle régionale dans les régions extratropicales, où sa contribution à la variabilité du climat est la plus importante. Il est virtuellement certain que cette tendance se poursuivra à court terme. Nous nous concentrons ici sur la région de l'Europe du Nord, dont la variabilité est largement contrôlée par l'oscillation nord-atlantique (NAO) et la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC), par le biais de processus dynamiques et thermodynamiques à distance, et nous introduisons le concept de storylines de variabilité interne (IVS) pour explorer, comprendre et quantifier le rôle des deux pilotes combinés de la variabilité interne dans la modulation du réchauffement anthropique d'ici à 2040 en hiver. Sur la base d'un vaste ensemble de simulations de scénarios historiques, nous montrons que l'IVS à fort impact, caractérisé par un faible déclin de l'AMOC et un déplacement décennal de la NAO vers une phase positive dominante, conduit plus rapidement à des conditions plus chaudes et plus humides, indépendamment des émissions actuelles et futures de gaz à effet de serre. En revanche, une réduction amplifiée de l'AMOC et une NAO négative plus récurrente peuvent considérablement atténuer le réchauffement et l'humidification à court terme. Dans ce dernier IVS, nous apportons la preuve que des conditions hivernales sévères similaires à celles de 2010, qui ont été responsables de perturbations socio-économiques généralisées, restent presque aussi susceptibles de se produire d'ici 2040. Le recadrage des résultats climatiques incertains dans l'espace des sciences physiques sous une forme conditionnelle à travers le prisme de l'IVS rend les informations climatiques pertinentes pour une évaluation précise des risques et une planification de l'adaptation.

2.2.2 Modulation of Northern Europe near term anthropogenic warming and wettening assessed through internal variability storylines

Modulation of Northern Europe near term anthropogenic warming and wettening assessed through internal variability storylines

Aurélien Liné[1], Christophe Cassou[1*], Rym Msadek[1], Sylvie Parey[2]

[1*]CECI, Université de Toulouse, Cerfacs, CNRS, Toulouse, France.
[2]EDF, Laboratoire Paris-Saclay, Palaiseau, France.

*Corresponding author(s). E-mail(s): christophe.cassou@cerfacs.fr;
Contributing authors: aurelien.line@cerfacs.fr; rym.msadek@cerfacs.fr; sylvie.parey@edf.fr;

Abstract

Internal variability arising from the inherently chaotic nature of the climate system has amplified or obscured human-caused changes, especially at regional scales in the extratropics, where its contribution to climate variability is the largest. It is virtually certain that this will continue in the near-term. We here focus on the Northern Europe region, whose variability is largely controlled by the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) through remote dynamical and thermodynamic processes, and introduce the concept of internal variability storylines (IVS) to explore, understand and quantify the role of the two combined drivers of internal variability in the modulation of the anthropogenic warming by 2040 in winter. Based on a large ensemble of historical-scenario simulations, we show that the high-impact IVS, characterised by weak AMOC decline and a decadal shift of the NAO toward dominant positive phase, leads faster to warmer-wetter conditions independently of actual and future greenhouse gases emissions. By contrast, amplified AMOC reduction and more recurrent negative NAO can considerably damp both warming and wettening at near-term. In the latter IVS, we provide evidence that winter severe conditions similar to those in 2010, that had been responsible for widespread socio-economic disruptions, remain almost as likely to occur by 2040. Reframing the uncertain climate outcomes into the physical science space in a conditional form through the prism of IVS makes climate information relevant for accurate risk assessments and adaptation planning.

Introduction

The climate system responds to the interplay between human influence, natural drivers (solar and volcanic activity), and internal variability. Quantifying the relative influence of these factors in so-called climate attribution science is crucial at regional scale for assessing and understanding past climate trends[1–3] as well as the actual occurrence of extreme events[4]. Evidence is provided that internal variability has either amplified or attenuated human-caused changes during past identified periods, for both mean climate[5–7] and extremes[8]. Such modulations will continue in the future and introduce irreducible uncertainty in climate projections[9,10].

Accounting for the full range of possible future changes including internal variability is thus key at regional scale in order to plan at best climate-related risks and local adaptation strategies in an anthropogenically-forced world[11–13]. Human-caused warming can be regionally amplified or attenuated depending on the specific phase of large-scale internal modes of variability acting as remote drivers for a given region through teleconnection processes[14]. At near-term, the

relative importance of internal variability compared to the expected human-caused warming is such that temporary periods of cooling with respect to present climate cannot even be ruled out at any mid-to-high latitude location, whatever the future emissions scenarios for anthropogenic greenhouse gases and aerosols, and future land use [15].

Over Europe, the North Atlantic Oscillation (NAO), and the related fluctuations of the jet-stream and storm tracks, are key players in driving variability of near surface temperature, wind, precipitation and drought conditions from interannual to multidecadal timescales [3]. Deser et al. (2017) [16] provide evidence that doubled warming compared to the sole expected anthropogenic contribution could occur in winter over Northern Europe in the next decades if the internally-driven part of the NAO assessed trend turns out to be strongly positive. Internal variability has also shaped the changes in frequency and severity of extreme events and associated impacts over Western Europe on top of long-term warming [17] and it will continue to do so in the near future [18,19]. The full spectrum of variability of virtually every aspect of the climate system is therefore affected by internal variability [20] ; quoting Deser and Phillips (2023) [10], 'human-induced climate change is what we expect ; internal variability plus human-induced climate change is what we get' and need to be prepared to.

Communicating on the importance of internal variability and better accounting for its regional influence is thus central for climate literacy [21], climate adaptation science, and application communities, especially for near-term planning, typically for the next 20 years [13,22,23]. Considerable progress has been made possible recently through the availability of multiple single-model initial-condition large ensembles (SMILEs), which allow for robust assessment and quantification of the effect of internal variability in regional-scale projections [24,25] as well as for model evaluation [26] and extreme weather attribution [27,28]. In parallel, promising means to better account for the whole nature and range of uncertainties have emerged through so-called 'physical climate storyline' approaches [29], especially at regional scale [30]. These consist in partitioning the full range of climate outcomes into a set of self-consistent and possible unfolding of physical trajectories of the climate system based on specified explanatory elements. Zappa and Shepherd (2017) [31] propose a set of storylines for late 21st century future Mediterranean winter climate, conditional to the plausible levels of anthropologically-forced tropical upper troposphere warming, polar amplification, and stratospheric wind change, known as drivers of changes over that region [32]. Similarly, Harvey et al. (2022) [33] document the expected changes in precipitation over the UK through jet-stream seasonal storylines.

The storyline framework, or 'if-' concept, has often been used in literature to describe the possible future climate outcomes at long-term conditional on the anthropogenically-forced responses for specific physical phenomena (e.g. storylines for different climate sensitivities, low-likelihood high impacts events, etc.). The key novelty of this study relies on the adaptation of the storyline approach to internal variability issues. Our aim is to extract plausible physically-coherent pathways for future near-term climate changes over Northern Europe, conditional on transitions in the phases of specific modes of variability that are superimposed on the human-forced response . Evidence is provided that the prospect for reducing uncertainties from internal variability is limited especially over land in the extratropics over the next 20 years [23]. Assessing the future physically-coherent climate outcomes through conditional probability can be interpreted as one way forward to feed a risk-oriented approach in presence of irreducible uncertainties at near-term.

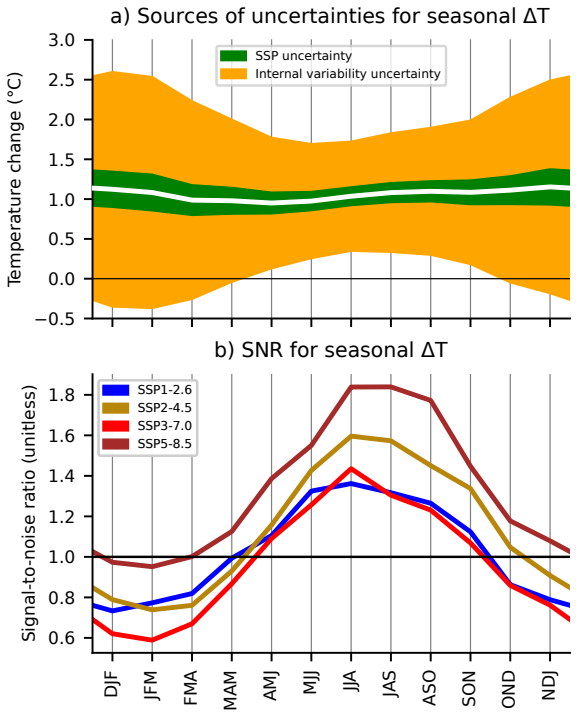


Fig. 1: **Seasonal properties of CNRM-CM6-1 simulated near-term temperature changes over NEU. a** Multi-SSP multi-member ensemble mean over 3-month running averages (white line), and uncertainty ranges attributed to emission scenarios (green envelope) and internal variability (orange). **b** Signal-to-noise ratio for the four illustrative SSPs as a function of seasons.

Results

We use the CNRM-CM6-1[34] SMILE composed of 30 membres for historical simulations (1850-2014) and their extension up to 2040 for four illustrative shared socio-economic pathways (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, and SSP5-8.5[35]). Our region and temporal window of interest are respectively Northern Europe (NEU, SI-Fig. 1) and near-term as both defined in the 6th IPCC report. In the following, near-term accordingly stands for projected changes assessed through differences between 2020-2039 and present-day 1995-2014 climate (hereafter noted as ΔX, with X a given variable). See Methods for additional information.

Projected warming over Northern Europe assessed in shared socio-economic pathways at near-term

We first conduct an analysis of variance (ANOVA) to assess the relative weight of the sources of uncertainty in 2m-Temperature projected change (ΔT) over NEU as a function of season. The model projects a near-term additional mean warming with respect to present-day that is close to 1.1°C with very little seasonal dependence (Fig. 1a). By contrast, the total uncertainty in the projected warming is much larger, about twice, in wintertime (November to March) than in summertime (April to October). When broken out into sources of uncertainty (see Methods), the scenario component only represents about 3% of the total variance. The latter is therefore largely explained by the effect of internal variability whatever the season.

The seasonal cycle of the total uncertainty in ΔT is very much linked to the seasonal cycle of the so-called signal-to-noise ratio (SNR, Fig. 1b). SNR is a metric used to evaluate the relative weight between anthropologically-forced response, estimated through ensemble mean (the signal), and internally-driven range of climate outcomes (the noise), assessed here through the ensemble 90% uncertainty range following Hawkins and Sutton (2009)[36] and Sansom et al. (2013)[37]. Human influence is formally detectable if SNR is greater than unity[38]. Minimum SNR is obtained in January-March (JFM) seasonal mean partly because of stronger noise associated with atmospheric dynamics (well-developed storm tracks and intense Rossby wave activity) over the entire North Atlantic-Europe region[39]. The bell-type shape in the SNR seasonality is common to all scenarios ; the relative SNR amplitude essentially depends on the forced response with maximum SNR obtained in SSP5-8.5 and minimum values in SSP3-7.0. Weaker warming in the latter scenario is attributed to slower reduction of anthropogenic aerosol emissions, whose net cooling effect then competes more strongly with GHG-induced warming, that is the largest in the SSP5-8.5 high emission scenario. The SNR is below 1 in wintertime for all scenarios (Fig. 1b). Hence, the human-forced temperature signal is not formally detectable in wintertime in NEU at near-term with respect to present-day climate in the CNRM SMILE as opposed to summertime.

As stated in the introduction, the goal of this study is to better understand and quantify the effect of internal variability in near-term climate outcomes. We henceforth focus the rest of the paper on JFM mean corresponding to the seasonal minimum of SNR for all the SSP scenarios (Fig. 1b). We find that over Northern Europe, the four distributions of ΔT corresponding to the four SSP 30-member ensembles (Fig. 2) are statistically indistinguishable in terms of both mean and variance (SI-Tab. 1). Noteworthy, SSP1-2.6 warms nearly as much as SSP5-8.5, even if GHG emissions are drastically cut off in the former. This is because rapid concomitant reduction in aerosols emission in SSP1-2.6 provides a temporarily warming effect which partially overtakes mitigation in GHG emission at near-term over NEU[40]. In SSP5-8.5, the masking effect of aerosols, despite slackening with respect to historical period, remains strong enough to damp the effect of rising GHG emissions, but not entirely as NEU warming in SSP5-8.5 is found to be the highest, but with non-significant margin with respect to other SSPs. This result is consistent with the ANOVA analysis (Fig. 1a), which provides quantitative evidence of marginal contribution of the scenarios in the total uncertainty for our time frame of interest. For the rest of the paper, we aggregate all scenarios to form a grand ensemble of 120 realisations (4 SSP $\times$ 30 members), hereafter referred to as CNRM-GE. The mean of Northern Europe ΔT in CNRM-GE is equal to $+1.1°C$ with a standard deviation of $0.87°C$, (Fig. 2). Note that few members in CNRM-GE (9 out of 120 or 7.5%) can simulate a temporary cooling over NEU at near-term with respect to present-day, consistently with Maher et al. (2020)[14] ; this is found in any SSP.

Projected warming over Northern Europe assessed through internal variability storylines at near-term

We now condition ΔT on changes in drivers of internal variability, namely ΔNAO and ΔAMOC without quantifying the probability of occurrence of each driver, in line with the storyline framework (see Methods for the definition of the indices related to drivers). The NAO has long been recognised for its regional influence over Europe from seasonal[41] to decadal

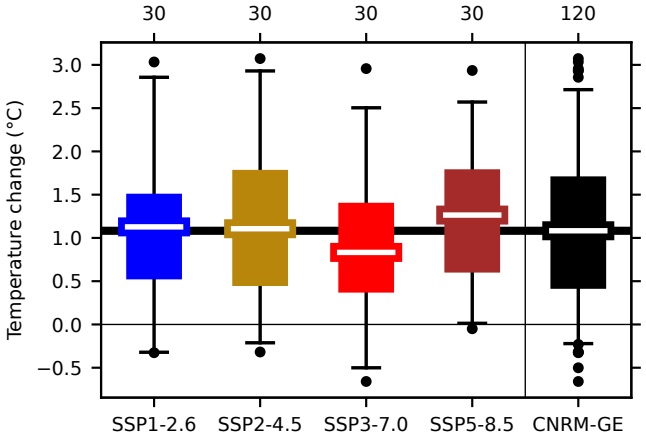


Fig. 2: **Distribution of near-term winter temperature changes as a function of emissions scenarios over NEU.** Box plots display the interquartile range ($25-75\%$, box), very-likely range ($5-95\%$, whiskers), ensemble means (white thick line), and outliers (dots). Upper labels stand for the number of members in each SSP here differentiated by colours (bottom labels). The rightmost box plot in black shows the distribution for CNRM-GE combining all SSPs, whose ensemble mean is indicated by the thick horizontal black line.

timescale[42]. Based on SMILEs, Deser et al. (2016)[43] attribute the large spread in near- and middle-term projections of temperature and precipitation over Europe to multi-decadal NAO variations, despite clear underestimation of low-frequency variability in the current state of the art climate models[44,45]. 'NAO matching' techniques, which consist in selecting *a posteriori* ensemble members which follow the closest the observed NAO temporality, confirm the importance of multiyear variability of the NAO to correctly inform flood risk management in the UK at decadal timescale and at near-term[46]. The anthropogenically-forced NAO response is marginally positive at near-term in all scenarios, but it is not significant (SI-Fig. 2a). This result from CNRM-CM6-1 is consistent with outcomes from other CMIP6 models for the next two decades or so, the positive trend then increasing later in the century as a function of global warming levels.[47]

AMOC and associated oceanic heat transport fluctuations have also long been established to control part of decadal to long-term trends in European temperature and precipitation[48–51]. AMOC is expected to decline in response to anthropogenic forcing[52], with remaining uncertainty on the timing and magnitude of this decline, yielding potentially large uncertainty in climate projections for Europe, mostly after 2040. At near-term, superimposed interannual to multidecadal internal variability will continue to either mask or accentuate the effect of human-caused AMOC slowdown, independently on the SSP scenarios[52], like today[53,54]. The anthropogenically-forced AMOC decline is about 2.0Sv (12%) at near-term in all scenarios in CNRM-GE (SI-Fig. 2b). Note that few members (13 out of 120 or 11%) can simulate a temporary acceleration of AMOC at near-term with respect to present-day ; this is found in any SSP.

In CNRM-GE, ΔNAO and ΔAMOC are significantly anti-correlated ($r = -0.41$, with $p_{\text{value}} < 0.01$). Such a sign of anti-correlation should be interpreted as the atmospheric response to basin-wide warmer SST when AMOC is increasing, consistently with Gastineau and Frankignoul (2013)[55] and Gastineau et al. (2015)[56]. Note that correlation flips sign when NAO leads ΔAMOC consistently with so-called NAO delayed oscillator[57]. In our context, it is the actual state of the NAO and the AMOC which matters for impacts over NEU[8]. Positive ΔNAO leads to additional warming over NEU

(Fig. 3a) in response to associated strengthening and northward shift of the mean westerlies, on top of anthropogenically-caused warming. Note that, by construction, 'positive ΔNAO' includes cases where the NAO either strengthens between the historical and the near-term period, or the NAO switches from a negative to a positive phase. Positive ΔAMOC leads to large-scale additional warming over the whole Europe, with maximum loading over NEU (Fig. 3b), in response to enhanced ocean-to-land heat transport by the mean wind and related local sea ice + snow feedbacks in the northernmost regions (not shown), all on top of anthropogenically-caused warming [8]. Note that, consistently with Mindlin et al. 2020 [58], sequential regression maps are used here to better assess the relative sensitivity of ΔT to each driver in presence of collinearity between the two (see Methods).

ΔNAO and ΔAMOC explain all together a large fraction of variance of European ΔT as assessed by multiple regression in CNRM-GE (Fig. 3c). Maximum loading is found over the British Isles (values up to $\sim 70\%$) and Scandinavia, thus encompassing rather uniformly our region of interest, the NEU region. We compute four internal variability storylines (IVS) that are representative of the combined evolution of the two drivers on top of anthropogenically-forced changes, following the framework developed by Zappa and Shepherd (2017) [31] (see Methods for all the different methodological steps, and SI-Fig.3).

Next, we examine ΔT for each IVS (Fig. 4b). The storyline defined by weak AMOC decline and shift of the NAO towards more positive phases with respect to present-day climate leads to considerable amplified warming ($+2.1°C[0.7; 3.0]$, brackets hereafter stand for the very-likely $[5-95\%]$ range), as compared to the anthropogenically-forced signal whose best estimate is equal to $+1.1°C$. In contrast, the storyline with strong AMOC decline and NAO shift towards more negative phases significantly attenuates human-caused warming with values around $+0.3°C[-0.5; 1.2]$, albeit still significant on average (SI-Tab. 1). The respective effects of AMOC and NAO changes on ΔT cancel each other in the last two IVS characterised by concomitant strong AMOC decline and NAO+, and symmetrically. For simplicity, we henceforth name the IVS using a 2-letter italic acronym (for example: $[AN]$) based on the relative sign of the driver changes with respect to the anthropogenically-forced response: uppercase A-letter for weak AMOC decline (i.e. stronger raw AMOC) and uppercase N-letter for NAO+, lowercase for strong AMOC decline (i.e. weaker raw AMOC) and NAO- (SI-Fig. 2).

In the $[an]$ IVS, the masking effect by the internal variability drivers both acting in the same direction on ΔT is such that no significant warming with respect to present-day climate is found over the UK, Norway and Sweden (Fig. 5d). The climate response of these countries are very much influenced by dynamical processes (inland heat advection by wind circulation) as opposed to Finland and Eastern Europe dominated by thermodynamical factors, mainly albedo feedback due to snow disappearance [59], which explains the overall warming obtained in all IVS for those regions. Warming is very much amplified there in the $[AN]$ IVS (Fig. 5a).

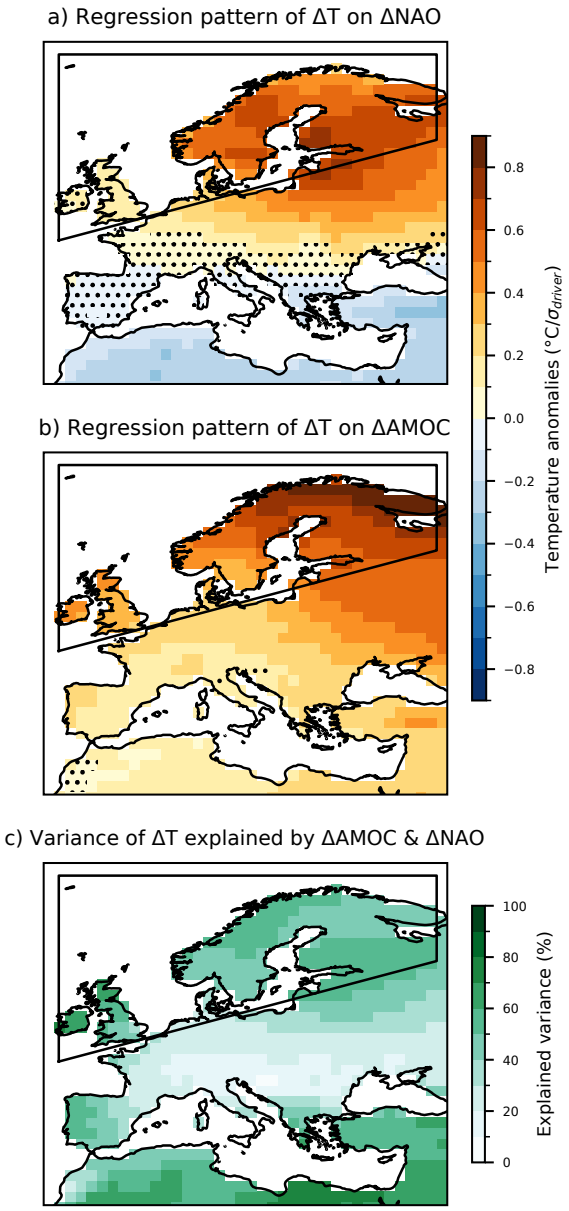


Fig. 3: **Near-term NAO and AMOC changes as remote drivers of NEU temperature changes. a** Patterns of temperature changes (ΔT) obtained by sequential regression on NAO changes (ΔNAO) in CNRM-GE. **b** Same but for ΔAMOC. Dots stand for non-significant values based on t-statistics at the 95% level of confidence ($p_{\text{value}} > 0.05$, computed with 30 degrees of freedom instead of 120 in total in CNRM-GE in order to account for SSP members dependence). **c** Percentage of variance of ΔT explained by ΔAMOC and ΔNAO reconstructed through multi-linear regression across members. The NEU domain selected as the region of interest in this study is displayed.

Climate change physical coherence within internal variability storylines

One of the added-values of the storyline approach stands in setting plausible climate outcomes that are, by construction, physically coherent. We accordingly investigate other climate variables (snow cover, precipitation, wind and solar radiation) as a function of the IVS originally set for temperature (Fig. 6). We find that Δsnowcover is rather linearly tight to the magnitude of ΔT ($-3.2\%/°C$) with some hint for enhanced variance in $[AN]$ and $[An]$ IVS, i.e. when AMOC declines the least (Fig. 6a). Interestingly, there is no significant anthropogenically-forced response in snowfall (Fig. 6b). When assessed through storylines, both the low- and high-impact IVS for ΔT ($[an]$ and $[AN]$, respectively) are not

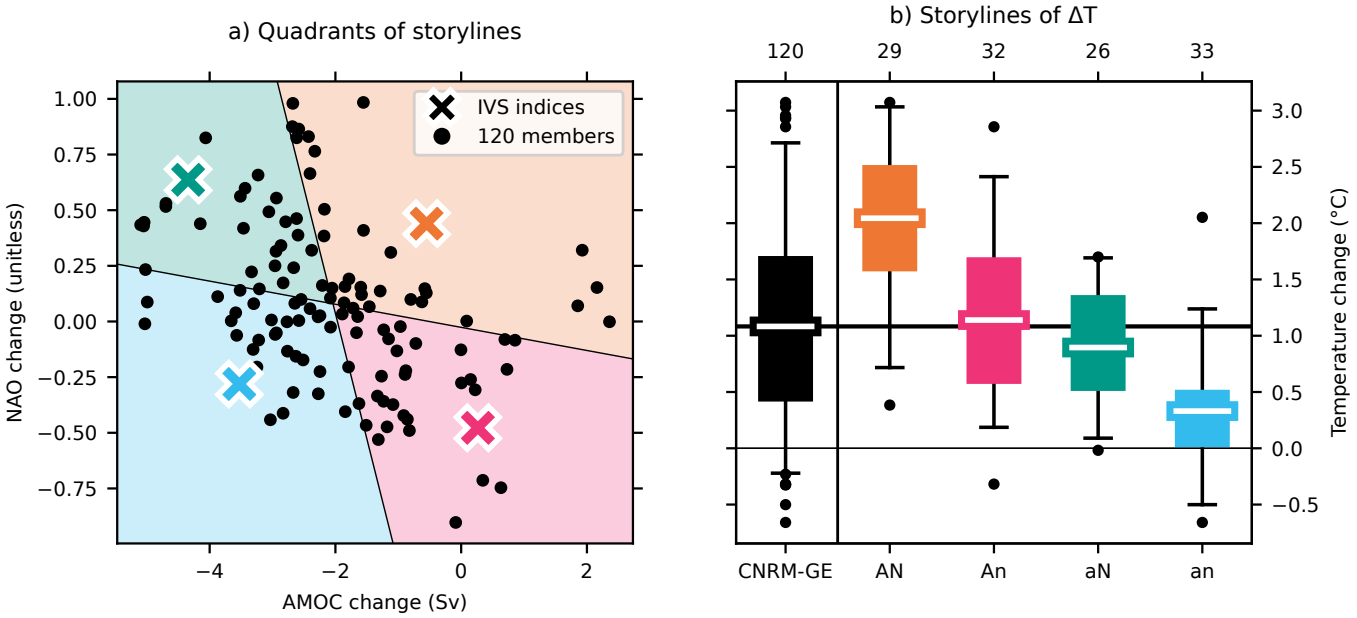


Fig. 4: **Internal variability storylines (IVS) of NEU temperature changes. a** IVS phase-space in the ΔAMOC (x-axis) and ΔNAO (y-axis) 2D-plan. Individual members of CNRM-CE are represented by black dots. Crosses indicate the four IVS indices in the 2D-plan discriminated by colours. **b** Box plots display the interquartile range ($25-75\%$, box), very-likely range ($5-95\%$, whiskers), ensemble means (white thick line), and outliers (dots). Upper labels stand for the number of members in each IVS here differentiated by colours (bottom labels). The leftmost box plot in black shows the distribution for CNRM-GE combining all SSPs whose ensemble mean is indicated by the thick horizontal black line, white lines stand for IVS ensemble means.

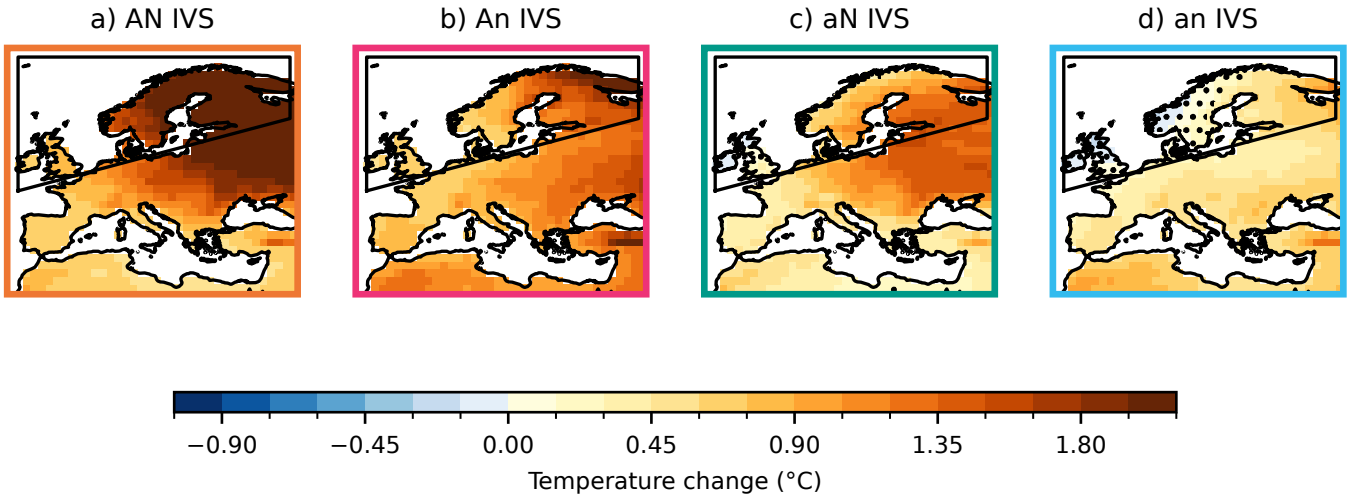


Fig. 5: **Regional near-term temperature changes for the four internal variability storylines.** Dots stand for non-significant values based on t-statistics at the 95% level of confidence ($p_{\text{value}} > 0.05$). The NEU domain selected as the region of interest in this study is displayed.

discriminant for the latter field. In $[AN]$, more positive NAO tends to increase snowfall due to the large-scale northward shift of the North Atlantic storm track then directed to NEU, and despite relative warming [60]. By contrast, weak AMOC decline tends to decrease snowfall, partly due to related low-level warming resulting from more pronounced sea ice melting anomalies over the Barents Sea, with an effect that penetrates inland (not shown). This AMOC thermodynamic effect cancels out the NAO dynamic opposite influence, so that both $[an]$ and $[AN]$ IVS become not discriminant

for snowfall as opposed to snow cover (Fig. 6b). $[An]$ and $[aN]$ are opposite in sign and amplitude so that the forced response in CNRM-GE for snowfall at near-term is null.

Snowfall and rainfall behave very differently. ΔR evolves almost proportionally with ΔT ($+3.1\%/°C$), like Δsnowcover (Fig. 6c). The anthropogenically-forced response is amplified in the $[AN]$ and $[An]$ IVS., i.e. when AMOC declines the least. This is mostly related to large-scale warming (Fig. 3b) and humidity mean advection from amplified ice-free surface in the Barents Sea, all AMOC effects being either enhanced ($[AN]$) or masked ($[An]$) by the NAO. At near-term, the forcing does not alter the ΔR-ΔT proportional relationship set by internal processes and related drivers ; it just shifts the distribution to overall rainier conditions. In the end, change in total precipitation (ΔP) is very much controlled by ΔNAO (Fig. 6d) due to the differentiated relationship between AMOC and rainfall on one hand, and AMOC and snowfall on the other hand, that in fine compensate each other. Negative shift of the NAO considerably attenuates the anthropogenically-forced increase of precipitation equal to $+4.7\%[-3.5; 12.4]$ as best estimate, the signal being almost fully masked in the $[an]$ IVS ($\Delta P = +1.3\%[-8.5; 10.8]$). By contrast, positive shift of the NAO amplifies the forced response with enhanced ΔP close to $+8\%$ in both the $[AN]$ ($[1.1; 13.2]$) and $[aN]$ ($[0.2; 13.8]$) IVS.

The added-value of the storyline approach setting plausible climate outcomes that are physically coherent, clearly stands out here as, even if the doublets $[aN$ and $AN]$ and $[An$ and $an]$ IVS share similar mean ΔP, their level of warming ΔT is significantly different by almost $1°C$. This has potential impact for stakes depending on compound events involving combined precipitation and temperature changes (e.g. hydrological energy power, road damages, etc.). Note finally that the variance of ΔP in the $[an]$ IVS is much greater than in $[AN]$, a factor that is important to consider for adaptation strategies. Similar analyses are conducted for renewable energy-sensitive fields such as downward solar radiation (Δsolar) and wind speed (Δwind) to be addressed in a physically concomitant way for optimised planning (Fig. 6ef). The anthropogenically-forced response in Δsolar is close to zero but ranges from $-0.9\%[-3.2; +0.8]$ to $+0.9\%[-1.5; +3.0]$ in the low- and high-impact $[an]$ and $[AN]$ IVS, being mostly controlled by nebulosity effect. Enhanced cloudiness due to stormtrack shift/enhancement over NEU for positive ΔNAO is reinforced (counterbalanced) if ΔAMOC is positive (negative) due to enhanced (reduced) moisture in warmer (colder) atmosphere. For Δwind, the anthropogenically-forced response suggests a slight increase of wind speed, being amplified when ΔNAO is positive in $[aN]$ ($+4.4\%[1.8; 8.6]$) and $[AN]$ ($+2.7\%[-1.4; 7.6]$) to a lower extent, whereas in $[An]$, wind speed significantly diminishes ($-1.7\%[-5.3; 1.4]$).

Reduction of cold extremes as a function of internal variability storylines

In line with Shepherd (2019) [30], we have provided further evidence that the traditional question anchored in the prediction space, namely: 'How much will it warm and change over the next two decades conditional on emission scenarios?', faces overly dominant aleatoric, thus irreducible uncertainty and is somehow inappropriate for risk assessment and immediate adaptation/mitigations actions. Accordingly, we have reframed the question here by 'How much will it warm and change conditional to specific combination of drivers of internal variability setting low-impact and high-impact plausible pathways?'.

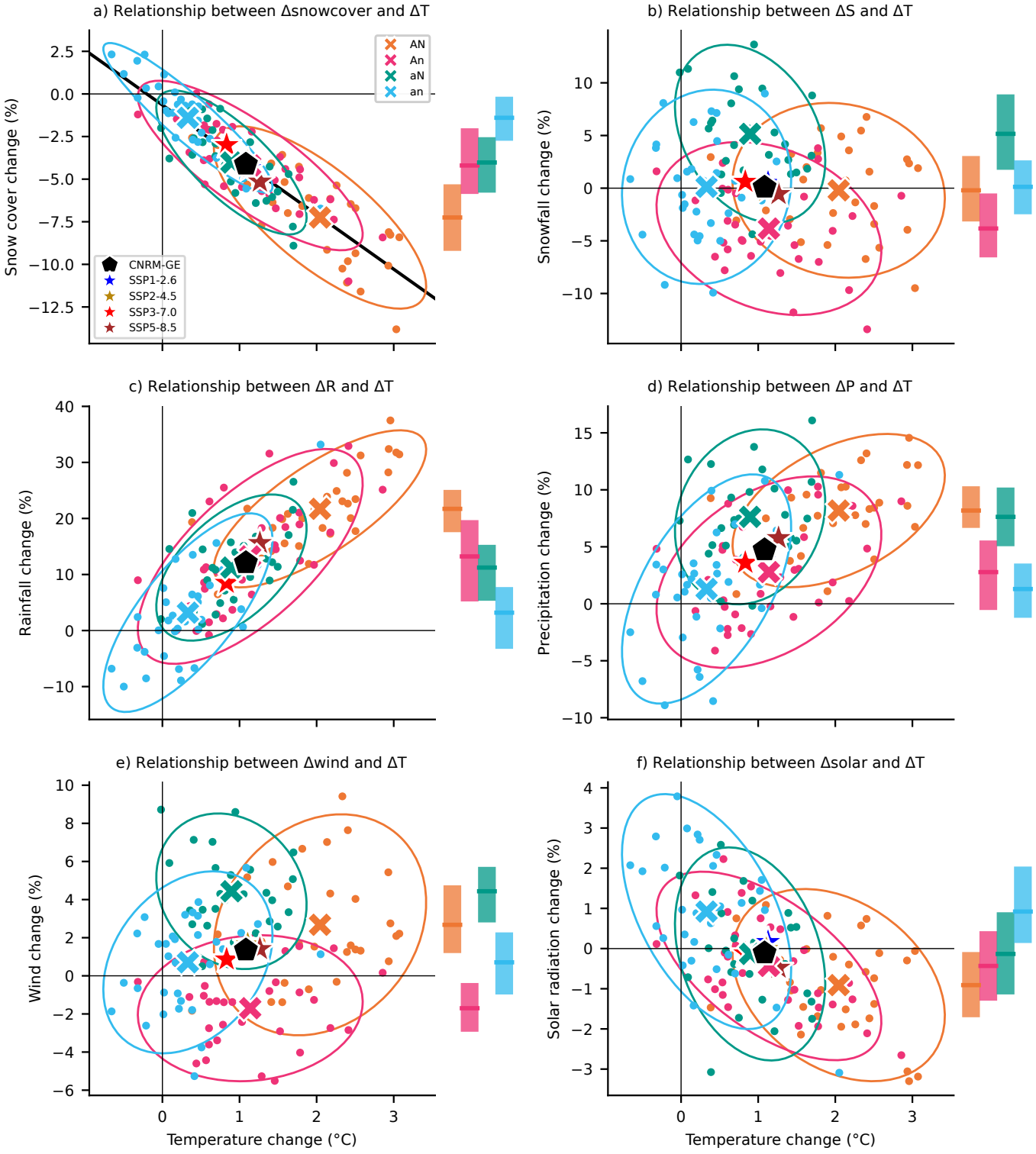


Fig. 6: **Climate physically consistent changes for IVS set for temperature over NEU at near-term.** Relationship between temperature (x-axis) and climate variables (y-axis) changes including: **a** snow cover, **b** snowfall, **c** rainfall, **d** total precipitation, **e** wind speed, and **f** downward surface solar radiation, partitioned into the four IVS set for ΔT. Individual members (dots) are represented in colour as a function of the IVS they belong to. The coloured ellipse shows the 80% confidence region obtained by fitting a bivariate normal distribution to the IVS distribution in the ΔT-Δvariable 2D plan. Coloured crosses stand for IVS centroids. Black diamond and coloured stars indicate the CNRM-GE and SSP ensemble mean, respectively. The black line in **a** corresponds to the linear fit obtained from CNRM-GE. Box plots on the right-side of each subplot display the IVS means (horizontal bar), and the interquartile range ($25-75\%$, box).

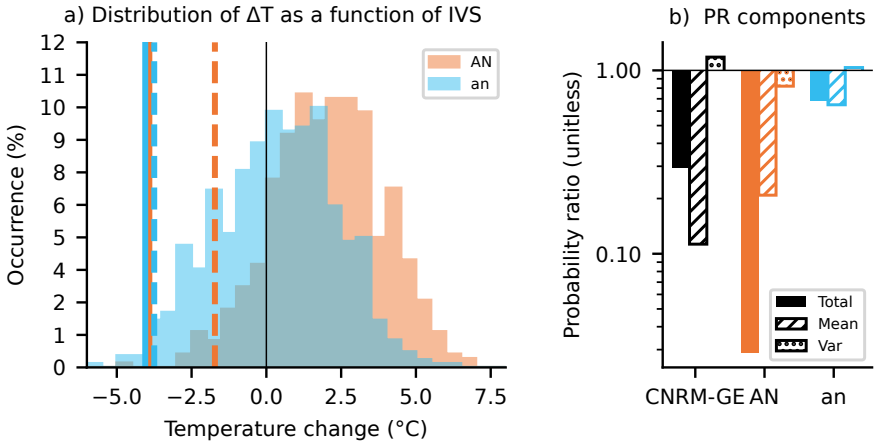


Fig. 7: **Distribution of seasonal winter temperatures changes in the high-impact [*AN*] and low-impact [*an*] IVS and related changes for 1-in-50yr seasonal cold events. a** Histogram of seasonal JFM ΔT computed for [*AN*] (orange) and [*an*] (cyan) IVS based on attributed number of members × 20 years taken independently. Vertical solid lines stand for the values of the 2nd percentile of the distribution (i.e. 1-in-50yr event) determined in their respective historical period ; vertical dashed lines are the counterparts for near-term. **b** Change in the probability ratio components for a 1-in-50yr event in CNRM-GE (black) and low- and high-impact IVS. Individual contributions of changes in mean state (dashed bars) and changes in the variability (dotted bars) to the total changes (plain bars) are represented.

The relevance of such a reframing in IVS is concretely illustrated below through the case of the last severe cold winter observed at seasonal timescale in 2009-2010 [17] and responsible for disruptive major impacts over NEU in several socio-economic sectors (Prior and Kendon 2011 [61] and references therein). The return period for this icy winter is estimated from temperature observations to be around 50 years over NEU, even centennial locally over Scotland, when accounting for global warming at date [61]. 'How will the probability of occurrence of such a very impactful 1-in-50 year seasonal event evolve over the next two decades?' would be the traditional phrasing. The answer based on CNRM-GE is between 3 and 4 times less (new return period equal to 170 years [133; 220], SI-Tab. 3) in the presence of very uncertain climate dynamics. 'How will the probability of occurrence of such a very impactful 1-in-50 year event evolve in the low- and high-impact plausible IVS over the next two decades?' is the reframed question raised here. In the [*AN*] high-impact IVS, the return period is estimated to fall dramatically, in the order of multi millennial, with the new near-term 1-in-50 year event being $+2.2°C[1.9; 2.6]$ warmer with respect to 1995-2014 (Fig. 7a, SI-Tab. 3). This sharply contrasts to the [*an*] low-impact IVS for which both the intensity of the 50-year event and its return period are marginally altered. This is confirmed by the 'probability ratio (PR)' metric [62], defined as PR = P_1/P_0, where P_0 is the probability of exceeding a given quantile in 1995-2014, and P_1 at near-term (Fig. 7b, see Methods). By splitting PR into PR_{mean} and PR_{var}, representing changes in event probability due to shifts in mean and variance of the distribution, respectively [63], we conclude that the largest contribution to the decrease in cold event probability is related to the mean warming in CNRM-GE and in all IVS, while changes in variability play a minor role.

To conclude, after having reported changes in climatic extreme event at seasonal timescale, we now examine the changes in the return period of weather extreme cold days as a function of IVS. 1-in-10 year cold weather events are selected in the 1995-2014 historical present-day reference period based on generalised extreme value (GEV) statistics [64]

following Li et al. (2021)[65] approach retained in the 6th IPCC report (see Methods). When assessed in CNRM-GE, what currently is a decadal cold weather event will occur about two times less frequently in the near-term over NEU (Fig. 8). A typical 1-in-10 year cold weather event will also be $+1.8°C[1.3; 2.2]$ warmer. Such a decrease in both frequency and intensity of cold extremes is consistent with robust evidence that coldest days, especially at high latitudes, warm faster than the mean mainly because of slackened cold air advection and snow/ice albedo-temperature feedbacks[66].

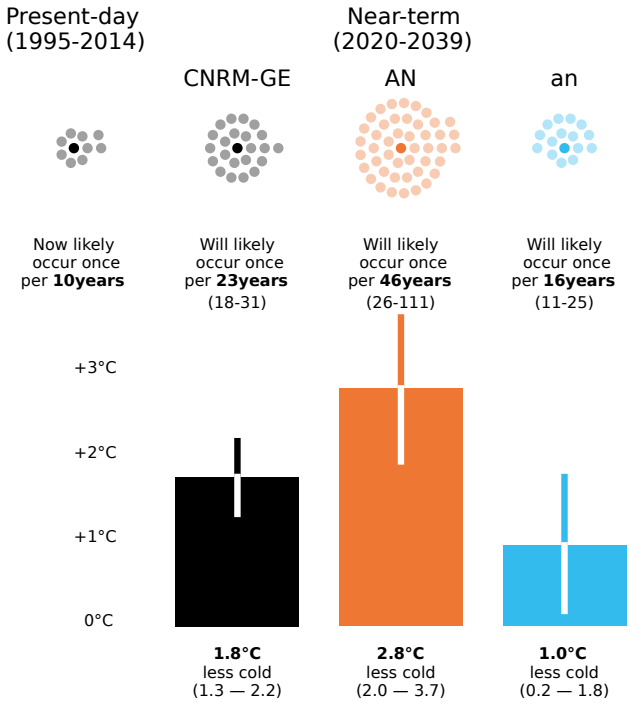


Fig. 8: **Near-term projected changes in the frequency and intensity of a 1-in 10-year weather cold extreme events over NEU.** (Upper graph) Changes in frequency represented schematically by rose dots density in CNRM-GE and IVS with respect to actual climate used as reference (leftmost rose). The dark dots indicate years in which the extreme threshold is exceeded, while light dots are years when the threshold is not exceeded. Likelihood of changes is given in bold text, and brackets stand for the 95% confidence interval. (Lower graph) Changes in intensity obtained by the GEV analysis shown in coloured bars. Values for change and related confidence intervals at the 95% level (see Methods) are provided for both frequency and intensity (vertical lines). All computations are based on daily data, namely 90 days × 20 years × the number of members included in IVS.

Splitting the possible outcomes in IVS, we again find a strong contrast between the $[AN]$ and $[an]$ IVS. What currently is a 1-in-10 year cold weather extreme becomes about five times less frequent in $[AN]$ at near-term, but only less than two times in $[an]$ (Fig. 8). The projected equivalent cold weather extreme at near-term is $2.8°C[2.0; 3.7]$ and $1.0°C[0.2; 1.8]$ warmer in each of these IVS, respectively. Note that the very-likely range of the distributions of change in intensity for these two IVS is disjoint. This has strong implications in terms of risk assessment for instance in the energy sector. If the near-term future stands in the $[an]$ IVS, where the human-caused signal is greatly attenuated, cold outbreaks can consequently still occur at about present level of severity. This could be critical to secure the electric system and satisfy the demand in a context of expected increased energy need in the near future (design, capacity, reliability of actual and new infrastructures, etc.). We tested the robustness of our results applying GEV statistics on

field *a priori* averaged over NEU and not at grid-point level as assessed so far. We found that results are slightly more discriminant for frequency changes and marginally less discriminant for intensity (SI-Fig. 4).

Discussion

Internal variability arising from the inherently chaotic nature of the climate system will amplify or obscure anthropogenic climate changes, especially at near-term, at regional scales in the extratropics, and during the winter season, where its contribution to climate variability is the largest. Exploring, understanding, and quantifying uncertainties arising from internal climate variability, and rendering the information usable for climate risks assessment and adaptation planning, is key for practitioners and stakeholders.

The dominant source of internal variability over land from interannual to multi decadal time scale is associated with anomalously large-scale atmospheric dynamics and basin-wide oceanic circulations and their remote influence on temperature, precipitation, etc. Here, we constructed a set of storylines of plausible future changes in AMOC and NAO treated as drivers of internal variability to assess near-term temperature change over NEU and to better evaluate related uncertainties. Four narratives with clearly differentiated regional future climate impacts were obtained based on the large ensemble model simulations from CNRM-Cerfacs. We showed that if the [AMOC-NAO] doublet turns out to become [weak decline-positive], human-caused changes will be considerably amplified over NEU at near-term with much warmer-wetter mean conditions, almost doubled with respect to the sole anthropologically-forced best estimates. This outcome is accompanied with less snow cover and reduced likelihood for extreme cold days by a factor of about 5 for a typical 1-in-10 year cold weather event. By contrast, if the [AMOC-NAO] doublet turns out to become [strong decline-negative], human-caused changes will be temporarily masked in the near future, with considerable reduced warming and no significant changes in precipitation with respect to present climate. The respective and combined effects of AMOC and NAO cancel out each other in the other two IVS so that related climate outcomes are rather close to the expected anthropogenically-forced signals.

We have estimated the full conditional probability distribution for impacts in NEU for each IVS [AMOC-NAO], that is $\mathcal{P}(\Delta\mathrm{T}|\mathrm{IVS}_{n(n=1,4)})$, which allows the fraction of variance explained by the IVS to be assessed. When we include the IVS uncertainty dimension in the ANOVA computation (see Methods), we found that among the 97% total uncertainty attributed to internal variability for ΔT, IVS explains 56% of the total uncertainty, leaving at the end a residual of 41% of the total variance uncaptured (Fig. 9 and Fig. 1a). One of the strengths of the storyline approach is to generate physically self-consistent plausible pathways so that, despite drivers being chosen *a priori* as explanatory variables for a given impact variable, uncertainties in other physically-related fields can also be partitioned, coherently. We show here that the IVS [AMOC-NAO] storylines set for ΔT explain around 50% of variance for rain and snow cover, around 40% for precipitations and snowfall, and 28% for solar radiation at the surface (Fig. 9), which gives credence to interpreting these climate impacts in a physical way. We have tested if introducing lags between the two drivers can increase the variance explained by IVS for ΔT and coherent physical variables. Maximum influence of the [AMOC-NAO] couple on impact variables over NEU is found when both are in phase.

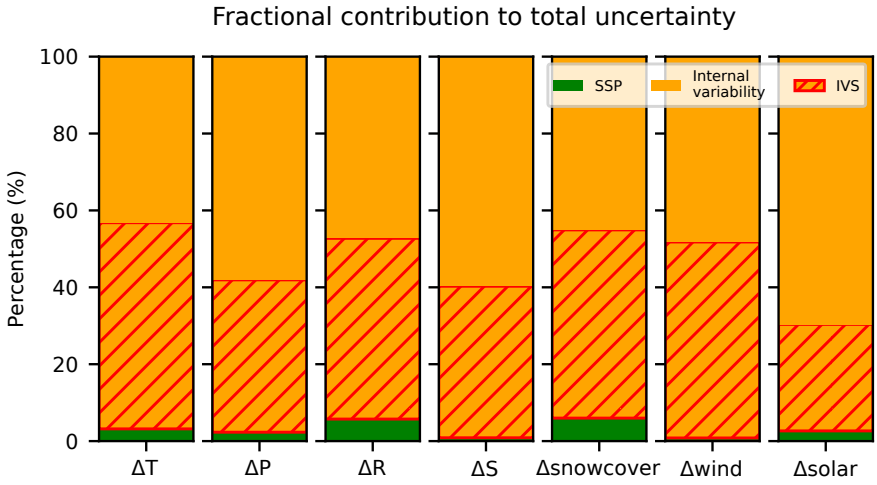


Fig. 9: **Partition of CNRM-GE total uncertainty accounting for IVS.** Uncertainty ranges attributed to emission scenarios (green envelope) and internal variability (orange) for several climate variables. Red hatching stands for the fraction explained by IVS built for ΔT.

All together, IVS provide a more complete description of the future outcomes and propose, in the end, several plausible alternative hypotheses that can be transposed into the decision space. We have documented the added-value of the IVS approach through the illustrative example of the severe winter 2010 that was responsible for considerable socio-economic disruptions. Depending on the nature of the issues, decision makers and practitioners can set their level of preparedness depending on the low- and high-impact IVS, either choosing that a 2010-type of event could still occur over the next 2 decades and therefore must be anticipated in a risk assessment context ($[an]$), or that it will become too rare to engage costly actions ($[AN]$). Overall, these decisions are led in fine by subjective and ethical considerations in presence of aleatoric uncertainties, as assessed in the 6th IPCC report, which insists on these important dimensions to consider when interpreting actions or inaction taken for adaptation [15]. This reframing into the physical science space is also more informative for the purpose of communication towards the general public [21] as well as for climate literacy in general.

Predictability of IVS appears as the natural extension of our study. We find that IVS strongly depends on the state of the NAO over the historical period in CNRM-GE. 76% of the members attributed to $[Ax]$ storylines (x standing for either N or n), namely AMOC strengthening IVS, were in the NAO$_+$ phase over 1995-2014: $\mathcal{P}(Ax|\text{NAO}_+) = 0.76$. Symmetrically, $\mathcal{P}(ax|\text{NAO}_-) = 0.65$. In complement, $\mathcal{P}(aN|\text{NAO}_+) = 0.00$ and $\mathcal{P}(An|\text{NAO}_-) = 0.00$. These statistics support for the forcing role of the NAO on ΔAMOC consistently with the lagged-relationship suggested between the two phenomena at decadal timescale, both from observations and models [48,57]. This clearly opens for predictability of IVS for near-term, all the more that beyond these simple statistics based on one model, initialised predictions from multiple decadal forecast systems also exhibit significant skill in NAO and AMOC [67,68]. Further research would be valuable to use the two predictable and predicted drivers of internal variability to probabilise IVS and ultimately better constrain the risk evaluation through, for instance, a blending approach combining decadal forecast for the drivers and projections for the impacts. This two-tier approach could alleviate the lack of predictability of impact variables over land, as well as overcome drift and bias correction issues [69,70], and in fine reduce the total uncertainties.

IVS have been built here to better inform about near future outcomes, in a way that ensures coherency between physical climate variables, but this approach also has some potential for better understanding observed past changes,

and in particular the modulation of the human-forced trends at regional scale over the historical period. To do so, we need to check a priori if the partition in IVS [AMOC-NAO] for NEU is sensitive or not to past global warming caused by anthropogenic forcing. Therefore, we have reproduced the same calculation but on the 1000-yr long piControl simulation of CNRM-CM6-1. We found, in such a perfect model framework, that results are very robust for mean ΔT for each IVS over NEU (SI-Fig. 5), independently on the mean background state, and that IVS explains about the same ratio of uncertainties due to internal variability in both piControl and historical-SSP ensemble simulations (54% to be compared to abovedocumented 56%, respectively). Regarding extremes, cold events are less intense in actual warmer world than in preindustrial climate, that is materialised by reduced variance especially in cold IVS, namely $[aN]$ and $[an]$, as extensively documented[66].

All these conclusions are supportive for *a priori* determination of generic IVS then used as reference across time scales and/or lead times to explain historical evolution since 1850 as well as climate changes at near-term. The difficulty then relies on the fact that we do not have direct measurements for AMOC over such a long time, only since 2004 from the RAPID-array[71]. There is strong observational and modelling evidence that multidecadal AMOC variability is a crucial driver of the observed so-called Atlantic Multidecadal Variability (AMV) and associated climate impacts[72]. As an alternative to AMOC, we used AMV variations estimated from three different methods and found indistinguishable results with the AMOC-based IVS (SI-Fig. 6). The lack of evidence for background state dependence of the IVS AMOC-NAO together with the relevance of AMV as a fingerprint of AMOC open some promising perspectives for last millennium paleoclimate studies based on available proxies of the two drivers[73–75], aiming at better investigating multidecadal variations over Europe in presence, this time, of natural, solar and volcano external forcing, as opposed to actual anthropogenic overly dominant influence that has been described here.

All together, this study based on one single model can be treated as a proof of concept to motivate further analyses in a multi-model SMILE framework to assess more thoroughly the robustness and added-value of IVS while accounting for epistemic/model uncertainty. Besides, this would allow introducing additional explanatory drivers of internal variability whose selection will depend on the region of interest (such as ENSO, East-Atlantic Pattern, Scandinavian Blocking pattern, etc.), thanks to the availability of hundreds of members allowing the construction of populated-enough 2^n IVS, with n the number of drivers. Adding more drivers will increase the fraction of uncertainty explained by IVS, which is a target. Preliminary results from six CMIP6 large ensembles confirm the robustness of all our findings based here on CNRM-CM6-1, and will be presented in a forthcoming paper.

Finally, the IVS framework could be helpful for dynamical downscaling purposes. Because of limitations in computational resources, only few members are usually selected from a pool of simulations from Global Circulation Models to drive regional climate models to produce regionalised climate information. The selection of these few members is either done randomly or most often, it is the first member labelled r1 in a given ensemble of simulations, which is retained by simplicity (see for instance CORDEX runs[76]). A priori partition of the ensemble simulations in IVS would provide valuable information to objectively select the members to be downscaled in order to span the largest possible range of

regional impacts and therefore produce a much better evaluation of associated risks in presence of internal variability on top of anthropogenic influence.

To conclude, we argue that the relevance of the IVS approach proposed here in this paper might even be understated because of model structural biases in the simulation of most of the modes of decadal climate variability [77,78]. Evidence is provided that CMIP6 models tend to underestimate the projected uncertainty range originating from internal variability drivers such as the NAO [79], consistently to some extent with the fact that models also fail to capture the historical decadal changes of the NAO [44,45]. Note though that CNRM-CM6-1 ranks five among $\sim$ 40 models in the magnitude of simulated large-scale internal decadal variability [80] in link to NAO and AMOC [34]. Further constraining large-scale oceanic and atmospheric circulation variability with observations through the prism of IVS, instead of using raw model outputs as done here, would open promising opportunities for improved model fidelity and reliability to deliver the best and most complete actionable climate information and risk assessment over Europe.

Methods

Simulations and modelling protocols

SMILEs consists in the production of several simulations, or members, which only differ by their initial conditions ; the fully coupled model remains the same and is integrated for a given greenhouse gases and aerosols emissions scenario [81,82]. The CNRM-CM6-1 SMILE has 30 historical members over 1850-2014, then prolonged by projections based on four representative SSP. Members are initialised from the 1000-yr long piControl run based on the selection of representative coupled states of decadal variability in the Atlantic, Pacific and Austral Oceans, in order to maximise the dispersion of the historical ensemble [34]. Macro perturbations are applied following Hawkins et al. (2016)'s [83] nomenclature to generate ensembles.

Analysis of variance

The partitioning of uncertainty into different sources that is presented in this paper is largely based on Hawkins and Sutton (2009) [36] and Yip et al. (2011) [84] formulations, with the difference that model uncertainty is not considered here by construction.

The total uncertainty (T) corresponds to the sum of the scenario uncertainty (S) and the internal variability uncertainty (V). A first ANOVA model is fitted on the projected temperature change $\Delta\mathrm{T}(s,m)$ for scenario s and member m :

$$\Delta\mathrm{T}(s,m) = \mu + \alpha(s) + \epsilon(s,m), \tag{1}$$

where μ is the multi-SSP multi-member ensemble mean, $\alpha(s)$ the deviation of scenario s from μ, and $\epsilon(s,m)$ the remaining deviation of the member m with respect to the ensemble mean of the scenario it belongs to.

The parameter estimators $\hat{\mu}$, $\hat{\alpha}(s)$, and $\hat{\epsilon}(s,m)$ are accordingly:

$$\hat{\mu} = \Delta\mathrm{T}(\cdot,\cdot), \tag{2}$$

$$\hat{\alpha}(s) = \Delta\mathrm{T}(s,\cdot) - \hat{\mu}, \tag{3}$$

$$\hat{\epsilon}(s,m) = \Delta\mathrm{T}(s,m) - \Delta\mathrm{T}(s,\cdot), \tag{4}$$

where $(\cdot)$ stands for the mean over a given dimension.

The two sources of uncertainty are expressed in terms of variance. The scenario uncertainty S is the variance of scenario ensemble means, the internal variability V is the variance of each member around its scenario mean, when the total variance T is computed on the grand ensemble:

$$S = \mathrm{Var}_s\Big[\hat{\alpha}(s)\Big], \tag{5}$$

$$V = \mathrm{Var}_{s,m}\Big[\hat{\epsilon}(s,m)\Big], \tag{6}$$

$$T = \mathrm{Var}_{s,m}\Big[\Delta\mathrm{T}(s,m)\Big]. \tag{7}$$

The total uncertainty is given at a 90% confidence level by $\tau_{0.95}^{N-1}\sqrt{T}$, with $\tau_{0.95}^{N-1}$ the 95th quantile of the Student distribution considering N degrees of freedom (here N=120: $\tau_{0.95}^{N-1} = 1.658$).

Fractional uncertainties of figure 1 are given by [85]:

$$F_S = \tau_{0.95}^{N-1}\frac{\sqrt{S\,T}}{\sqrt{S}+\sqrt{V}} \quad \text{(green)}, \tag{8}$$

$$F_V = \tau_{0.95}^{N-1}\frac{\sqrt{V\,T}}{\sqrt{S}+\sqrt{V}} \quad \text{(orange)}. \tag{9}$$

The signal-to-noise ratio of figure 1 corresponds to:

$$\mathrm{SNR} = \frac{\hat{\mu}}{\tau_{0.95}^{N-1}\sqrt{T}}, \tag{10}$$

as introduced in Cox and Stephenson (2007) [36,86].

Next, the internal variability uncertainty is separated into two terms: the fraction of uncertainty attributable to internal variability storylines, and a residual. A second ANOVA model is accordingly fitted on the projected temperature change $\Delta\mathrm{T}(s,i,m)$ for scenario s, IVS i, and member m:

$$\Delta\mathrm{T}(s,i,m) = \mu + \alpha(s) + \beta(i) + \gamma(s,i) + \varepsilon(s,i,m). \tag{11}$$

The parameter estimators are:

$$\hat{\mu} = \Delta\mathrm{T}(\cdot,\cdot,\cdot), \tag{12}$$

$$\hat{\alpha}(s) = \Delta\mathrm{T}(s,\cdot,\cdot) - \hat{\mu}, \tag{13}$$

$$\hat{\beta}(i) = \Delta\mathrm{T}(\cdot,i,\cdot) - \hat{\mu}, \tag{14}$$

$$\hat{\gamma}(s,i) = \Delta\mathrm{T}(s,i,\cdot) - \hat{\mu} - \hat{\alpha}(s) - \hat{\beta}(i), \tag{15}$$

$$\hat{\varepsilon}(s,i,m) = \Delta\mathrm{T}(s,i,m) - \Delta\mathrm{T}(s,i,\cdot). \tag{16}$$

The scenario-storyline interaction can be interpreted as a component of the internal variability uncertainty. Accordingly, the formulations of uncertainties are given by:

$$S = \mathrm{Var}_s\Big[\hat{\alpha}(s)\Big], \tag{17}$$

$$I = \mathrm{Var}_i\Big[\hat{\beta}(i)\Big] + \mathrm{Var}_{s,i}\Big[\hat{\gamma}(s,i)\Big], \tag{18}$$

$$U = \mathrm{Var}_{s,i,m}\Big[\hat{\varepsilon}(s,i,m)\Big], \tag{19}$$

$$T = \mathrm{Var}_{s,i,m}\Big[\Delta\mathrm{T}(s,i,m)\Big]. \tag{20}$$

Note that, by construction, the terms T and S do not change between the first and second ANOVA fit, and that:

$$V = I + U. \tag{21}$$

Fractional uncertainty variances of figure 9 are given by S/T (green), V/T (total orange), and I/T (red hatching over orange).

Drivers

The NAO index is obtained through principal component analysis (PCA) on simulated JFM Mean Sea Level Pressure over a large North-Atlantic/Europe domain [20-80N, 90W-30E]. The NAO corresponds to the leading PCA mode.

The AMOC is defined as the maximum value at 30N of the annual ocean modelled stream function.

Voldoire et al. (2019)[34] provides evidence that the CNRM-CM6-1 model is "fit for purpose" in simulated the ingredients of our study namely the mean state of AMOC (their Fig.14), the spatial structure of the NAO (their Fig. 20), the spatial structure of AMV (their Fig.21) in link to AMOC as well as the amplitude of the forced-response over the historical period (TCRE, their Fig.23).

Sequential regression

Due to the anti-correlation between ΔNAO and ΔAMOC, sequential regressions are used to calculate the sensitivities to each driver, while controlling for the influence of the other driver [58]. Therefore, the sensitivity of the local ΔT response to ΔNAO, c_{NAO} shown in Fig.3a is accordingly obtained as follows:

$$\begin{cases} \Delta\mathrm{T} = a + b^*_{\mathrm{AMOC}}\ \Delta\mathrm{AMOC}' + e^*_{\mathrm{AMOC}} \\ e^*_{\mathrm{AMOC}} = c_{\mathrm{NAO}}\ \Delta\mathrm{NAO}' + e \end{cases}, \tag{22}$$

where a is the forced response, b^*_{AMOC} is the sensitivity to ΔAMOC, the vertical dash $'$ indicates the standardised anomaly relative to the CNRM-GE mean ($\Delta\mathrm{NAO}' = \left[\Delta\mathrm{NAO} - \overline{\Delta\mathrm{NAO}}\right]/\sigma_{\Delta\mathrm{NAO}}$), and e^*_{AMOC} and e are the residual variations not captured by the linear regressions. The same applies to ΔAMOC and b_{AMOC} (Fig.3b):

$$\begin{cases} \Delta\mathrm{T} = a + c^*_{\mathrm{NAO}}\ \Delta\mathrm{NAO}' + e^*_{\mathrm{NAO}} \\ e^*_{\mathrm{NAO}} = b_{\mathrm{AMOC}}\ \Delta\mathrm{AMOC}' + e \end{cases}. \tag{23}$$

Storylines

We follow the same mathematical framework as introduced in Zappa and Shepherd (2017) [31], but adapted to internal variability purposes. SI-Fig.3 includes all the elements for the construction of the IVS.

Firstly, IVS directions are set in the 2D AMOC-NAO phase space by equal amplitude of the standardised anomalies of the two drivers, namely:

$$\Delta\mathrm{NAO}' = \Delta\mathrm{AMOC}' \quad \text{or} \quad \Delta\mathrm{NAO}' = -\Delta\mathrm{AMOC}'. \tag{24}$$

Secondly, to take into account the potential relationship between the drivers (here the anti-correlation between ΔAMOC and ΔNAO), the joint distribution is computed by fitting a bi-variate normal distribution, that analytically forms an ellipse in presence of correlated fields, and that is given by:

$$\left(\Delta\mathrm{NAO}'\right)^2 + \left(\Delta\mathrm{AMOC}'\right)^2 - 2\ r\ \left(\Delta\mathrm{NAO}'\right)\left(\Delta\mathrm{AMOC}'\right) = 1 - r^2 \tag{25}$$

where r is the correlation coefficient (here $r = -0.41$).

The so-called 'IVS indices' correspond to the intersection between IVS directions and the ellipse, and can therefore be worked out by resolving:

$$t^2 \pm 2\ r\ t^2 = 1 - r^2, \tag{26}$$

which ultimately gives:

$$t = \pm\sqrt{\frac{1 - r^2}{2\,(1 \pm r)}}. \tag{27}$$

The ΔAMOC/ΔNAO 2D-plan is finally divided into four quadrants in order to group members by their proximity to the IVS indices. The quadrants (materialised by colours in Fig.4a and SI-Fig.3) are thus delimited by lines of equal distance between the IVS indices. Each member is attributed to a given IVS to form a population representative of the IVS for which statistical and physical properties are analysed through the paper. Centroids of the IVS are given in SI-Fig.3.

For plotting storyline indices (Fig.4a and SI-Fig.3), we have scaled the joint distribution ellipse to fit the 80% confidence interval (the right term in equation 25 is thus multiplied by $c = \chi^2(0.8, 2)$, with $c = \chi^2(p, k)$ the quantile function of the chi-squared distribution with k degrees of freedom evaluated at probability p), to match Zappa and Shepherd (2017)'s application, although this has no influence on our results.

Note that, contrary to Zappa and Shepherd (2017)[31], which uses several models, we do not scale the various terms of the equation, neither by global nor regional warming level, because our sampling consists of members issued from one model only, sharing by construction the same climate sensitivity, and because SSP are indistinguishable at near-term in CNRM-GE (Fig.2). In SI-Fig.3, we provide further evidence that IVS estimated from CNRM-GE are representative for all SSPs. We have a posteriori recomputed centroids per SSP, and for each IVS, and found that intra-IVS distances between SSP are small compared to inter-distances between IVS, both in CNRM-GE and in respective SSP.

Probability ratio

The probability ratio (PR) framework is traditionally used in attribution studies to evaluate the changes in extreme event probability due to anthropogenic forcing. Distributions coming from historical simulations, in which observed evolving forcing is applied on one hand, and natural simulations, a counterfactual world in which forcing factors are fixed to their predindustrial 1850 values on the other hand, are usually contrasted to assess statistical changes for a given extreme. Here, we instead compare two different periods: 1995-2014 taken as reference for present-day, and 2020-2039 for near-term. We follow the same mathematical framework as described in Van der Wiel and Bintanja (2021)[63], that we have accordingly adapted to our purpose to investigate the change in the 50-yr return period cold event.

The probability ratio (PR) is defined as the ratio of event probabilities:

$$\mathrm{PR} = \frac{P_{\text{near-term}}}{P_{\text{present-day}}}, \tag{28}$$

with PR = 1 indicating no change in the 50-yr extreme event probability, PR > 1 an increase, and PR < 1 a decrease. PR should be interpreted on a logarithmic scale, with PR = 2 and PR = 0.5 representing a similar magnitude of change but in opposite directions.

The intensity $I_{\text{present-day}}$ associated with $P_{\text{present-day}} = 0.02$ for a 50-year event is first computed. The probability $P_{\text{near-term}}$ of having $I_{\text{present-day}}$ is then calculated, and gives $\mathrm{PR} = P_{\text{near-term}}/0.02$ (solid bars in Fig.7b for CNRM-GE and IVS).

The probability ratio framework is then extended by separating this PR ($\mathrm{PR}_{\text{total}}$) into a contribution from changes in mean climate at near-term ($\mathrm{PR}_{\text{mean}}$) and a contribution from changes in variability at near-term (PR_{var})[63]. PR_{var} is

obtained by computing the probability in the near-term as if the forced response was null (see Fig.1 from Van der Wiel and Bintanja (2021)[63]). This is done by shifting the near-term distribution so that its average becomes similar to that of the reference period. PR_{mean} is finally obtained using the following equation[63]:

$$\mathrm{PR}_{\mathrm{total}} = \mathrm{PR}_{\mathrm{mean}} + \mathrm{PR}_{\mathrm{var}} - 1, \tag{29}$$

where subtracting by 1 is necessary, since the reference PR is 1, indicating no change in probability.

Daily weather extreme events

The probability of a given weather event of return period τ can be defined as:

$$p = 1 - \frac{1}{\tau}. \tag{30}$$

To assess changes in extreme daily weather events, the Generalised Extreme Value law (GEV)[64] is used to fit p on present-day and near-term distributions taken independently, following:

$$\begin{aligned} p =& \mathcal{G}(\mu,\sigma,\xi)(I) \\ =& \begin{cases} \exp\left(-\exp\left(-\frac{I-\mu}{\sigma}\right)\right), & \text{if } \xi = 0, \\ \exp\left(-\left(1+\frac{\xi}{\sigma}\ (I-\mu)\right)^{-\frac{1}{\xi}}\right), & \text{if } \xi \neq 0 \text{ and } I > \mu - \frac{\sigma}{\xi}, \\ 0, & \text{if } \xi > 0 \text{ and } I \leq \mu - \frac{\sigma}{\xi}, \\ 1, & \text{if } \xi < 0 \text{ and } I \leq \mu - \frac{\sigma}{\xi}. \end{cases} \end{aligned} \tag{31}$$

with I the intensity of the event, μ the position parameter, σ the scale, and ξ the shape.

Regarding the intensity, given that the distribution function, $\mathcal{G}(\mu,\sigma,\xi)(I)$, is inversible, the quantile function for the GEV distribution, $\mathcal{Q}(\mu,\sigma,\xi)(\tau)$, has an explicit expression, which is:

$$\begin{aligned} I(\tau) =& \mathcal{G}^{-1}(\mu,\sigma,\xi)(\tau) = \mathcal{Q}(\mu,\sigma,\xi)(\tau) \\ =& \begin{cases} \mu - \sigma\ \log\left(-\log\left(1-\frac{1}{\tau}\right)\right), & \text{if } \xi = 0, \\ \mu - \frac{\sigma}{\xi}\ \left(1-\left(-\log\left(1-\frac{1}{\tau}\right)\right)^{-\xi}\right), & \text{else.} \end{cases} \end{aligned} \tag{32}$$

The 95% confidence interval around $I(\tau)$ is defined as follows:

$$I_{95\%}(\tau) = I(\tau) \pm \mathcal{P}_{\mathcal{N}}(97,5\%)\ \sqrt{\mathcal{J}_{\mathcal{Q}}^{T}\ \mathcal{C}_{\mathcal{Q}}\ \mathcal{J}_{\mathcal{Q}}}, \tag{33}$$

where $\mathcal{P}_{\mathcal{N}}$ is the percentage point function of the normal distribution, $\mathcal{J}_{\mathcal{Q}}$ is the Jacobian matrix of $\mathcal{Q}(\mu,\sigma,\xi)(\tau)$, and $\mathcal{C}_{\mathcal{Q}}$ is the variance-covariance matrix of $\mathcal{Q}(\mu,\sigma,\xi)(\tau)$.

Regarding the frequency, given that $p = 1 - \frac{1}{\tau} = \mathcal{G}(\mu, \sigma, \xi)(I)$, τ can be expressed as a function of I:

$$\begin{aligned}\tau\left(I\right) &= \frac{1}{1-\mathcal{G}(\mu,\sigma,\xi)(I)} = \mathcal{K}(\mu,\sigma,\xi)(I) \\ &= \begin{cases} \left(1-\exp\left(-\exp\left(-\frac{I-\mu}{\sigma}\right)\right)\right)^{-1}, & \text{if } \xi = 0, \\ \left(1-\exp\left(-\left(1+\frac{\xi}{\sigma}\ (I-\mu)\right)^{-\frac{1}{\xi}}\right)\right)^{-1}, & \text{else.} \end{cases}\end{aligned} \tag{34}$$

The 95% confidence interval around $\tau(I)$ is defined as follows:

$$\tau_{95\%}\left(I\right) = \tau\left(I\right) \pm \mathcal{P}_{\mathcal{N}}(97,5\%)\ \sqrt{\mathcal{J}_{\mathcal{K}}^{T}\ \mathcal{C}_{\mathcal{K}}\ \mathcal{J}_{\mathcal{K}}}, \tag{35}$$

where $\mathcal{P}_{\mathcal{N}}$ is the percentage point function of the normal distribution, $\mathcal{J}_{\mathcal{K}}$ is the Jacobian matrix of $\mathcal{K}(\mu, \sigma, \xi)(I)$, and $\mathcal{C}_{\mathcal{K}}$ is the variance-covariance matrix of $\mathcal{K}(\mu, \sigma, \xi)(I)$.

The coldest day for each winter of each member is selected to build a distribution ($N_{\text{members}}\times$ 20 years) at each grid cell, on which a GEV is fitted (as minimal temperature extremes are considered, the GEV is in fact fitted on the distribution of $-T$).

Changes of frequency and intensity of a 1-in-10 year cold weather event ($\tau = 10$) are then computed. The intensity of such an event is first calculated using the GEV fitted on the present-day distribution: $I_{\text{present-day}}(10)$. The evolution of return period of an event of such an intensity is then calculated using the GEV fitted on the near-term distribution: $\tau_{\text{near-term}}(I_{\text{present-day}}(10))$. To measure the change in intensity of a 1-in-10 year event, intensities are calculated applying GEV on separated distributions, and then compared one to another, leading to: $\Delta I(\tau = 10) = I_{\text{near-term}}(10) - I_{\text{present-day}}(10)$.

Finally, a latitudinal cosine weighted median is computed over all grid cells of the NEU domain for $\tau_{\text{near-term}}(I_{\text{present-day}}(10))$ and $\Delta I(\tau = 10)$, following Li et al. (2021)[65].

Data availability

Datasets used and analysed during the current study are available from the corresponding author on reasonable request.

Code availability

Code used for analyses and figures is based on Python and is available from the corresponding author upon reasonable request.

References

[1] Nath, R., Luo, Y., Chen, W., Cui, X.: On the contribution of internal variability and external forcing factors to the Cooling trend over the Humid Subtropical Indo-Gangetic Plain in India. Scientific Reports **8**(1) (2018)

https://doi.org/10.1038/s41598-018-36311-5

[2] Lehner, F., Deser, C., Simpson, I.R., Terray, L.: Attributing the U.S. Southwest's Recent Shift Into Drier Conditions (2018). https://doi.org/10.1029/2018GL078312

[3] Ballinger, A.P., Schurer, A.P., O'Reilly, C.H., Hegerl, G.C.: The Importance of Accounting for the North Atlantic Oscillation When Applying Observational Constraints to European Climate Projections. Geophysical Research Letters **50**(16) (2023) https://doi.org/10.1029/2023GL103431

[4] Ciavarella, A., Cotterill, D., Stott, P., Kew, S., Philip, S., Oldenborgh, G.J., Skålevåg, A., Lorenz, P., Robin, Y., Otto, F., Hauser, M., Seneviratne, S.I., Lehner, F., Zolina, O.: Prolonged Siberian heat of 2020 almost impossible without human influence. Climatic Change **166**(1-2) (2021) https://doi.org/10.1007/s10584-021-03052-w

[5] Lehner, F., Deser, C., Terray, L.: Toward a new estimate of "time of emergence" of anthropogenic warming: Insights from dynamical adjustment and a large initial-condition model ensemble. Journal of Climate **30**(19) (2017) https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0792.1

[6] Cassou, C., Kushnir, Y., Hawkins, E., Pirani, A., Kucharski, F., Kang, I.S., Caltabiano, N.: Decadal climate variability and predictability: Challenges and opportunities. Bulletin of the American Meteorological Society **99**(3) (2018) https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0286.1

[7] McKinnon, K.A., Deser, C.: The Inherent Uncertainty of Precipitation Variability, Trends, and Extremes due to Internal Variability, with Implications for Western U.S. Water Resources. Journal of Climate **34**(24) (2021) https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0251.1

[8] Qasmi, S., Cassou, C., Boé, J.: Teleconnection processes linking the intensity of the atlantic multidecadal variability to the climate impacts over Europe in boreal winter. Journal of Climate **33**(7) (2020) https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0428.1

[9] Räisänen, J.: CO-2 induced climate change in CMIP2 experiments: Quantification of agreement and role of internal variability. Journal of Climate **14**(9) (2001) https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014⟨2088:CICCIC⟩2.0.CO;2

[10] Deser, C., Phillips, A.S.: A range of outcomes: the combined effects of internal variability and anthropogenic forcing on regional climate trends over Europe. Nonlinear Processes in Geophysics **30**(1) (2023) https://doi.org/10.5194/npg-30-63-2023

[11] IPCC: IPCC Climate Change 2022 Impacts, Adapataion and Vulnerability Summary For Policymakers. Technical report (2022)

[12] Sutton, R.T.: Climate science needs to take risk assessment much more seriously. Bulletin of the American Meteorological Society **100**(9) (2019) https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0280.1

[13] Mankin, J.S., Lehner, F., Coats, S., McKinnon, K.A.: The Value of Initial Condition Large Ensembles to Robust Adaptation Decision-Making. Earth's Future **8**(10) (2020) https://doi.org/10.1029/2020EF001610

[14] Maher, N., Lehner, F., Marotzke, J.: Quantifying the role of internal variability in the temperature we expect to observe in the coming decades. Environmental Research Letters **15**(5) (2020) https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab7d02

[15] Intergovernmental Panel on Climate Change: Linking Global to Regional Climate Change. In: Climate Change 2021 – The Physical Science Basis, (2023). https://doi.org/10.1017/9781009157896.012

[16] Deser, C., Hurrell, J.W., Phillips, A.S.: The role of the North Atlantic Oscillation in European climate projections. Climate Dynamics **49**(9-10), 3141–3157 (2017) https://doi.org/10.1007/s00382-016-3502-z

[17] Cattiaux, J., Vautard, R., Cassou, C., Yiou, P., Masson-Delmotte, V., Codron, F.: Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate. Geophysical Research Letters **37**(20) (2010) https://doi.org/10.1029/2010GL044613

[18] Dosio, A., Fischer, E.M.: Will Half a Degree Make a Difference? Robust Projections of Indices of Mean and Extreme Climate in Europe Under 1.5°C, 2°C, and 3°C Global Warming. Geophysical Research Letters **45**(2) (2018) https://doi.org/10.1002/2017GL076222

[19] Blanusa, M.L., López-Zurita, C.J., Rasp, S.: Internal variability plays a dominant role in global climate projections of temperature and precipitation extremes. Climate Dynamics (2023) https://doi.org/10.1007/s00382-023-06664-3

[20] Rodgers, K.B., Lee, S.S., Rosenbloom, N., Timmermann, A., Danabasoglu, G., Deser, C., Edwards, J., Kim, J.E., Simpson, I.R., Stein, K., Stuecker, M.F., Yamaguchi, R., Bódai, T., Chung, E.S., Huang, L., Kim, W.M., Lamarque, J.F., Lombardozzi, D.L., Wieder, W.R., Yeager, S.G.: Ubiquity of human-induced changes in climate variability. Earth System Dynamics **12**(4) (2021) https://doi.org/10.5194/esd-12-1393-2021

[21] Capstick, S.B., Pidgeon, N.F.: Public perception of cold weather events as evidence for and against climate change. Climatic Change **122**(4) (2014) https://doi.org/10.1007/s10584-013-1003-1

[22] Rodrigues, R.R., Shepherd, T.G.: Small is beautiful: climate-change science as if people mattered. PNAS Nexus **1**(1) (2022) https://doi.org/10.1093/pnasnexus/pgac009

[23] Lehner, F., Deser, C.: Origin, importance, and predictive limits of internal climate variability. Environmental Research: Climate **2**(2) (2023) https://doi.org/10.1088/2752-5295/accf30

[24] Deser, C., Lehner, F., Rodgers, K.B., Ault, T., Delworth, T.L., DiNezio, P.N., Fiore, A., Frankignoul, C., Fyfe, J.C., Horton, D.E., et al.: Insights from Earth system model initial-condition large ensembles and future prospects. Nature Climate Change, 1–10 (2020)

[25] Maher, N., Milinski, S., Ludwig, R.: Large ensemble climate model simulations: Introduction, overview, and future prospects for utilising multiple types of large ensemble. Earth System Dynamics **12**(2) (2021) https://doi.org/10.5194/esd-12-401-2021

[26] Jain, S., Scaife, A.A., Shepherd, T.G., Deser, C., Dunstone, N., Schmidt, G.A., Trenberth, K.E., Turkington, T.: Importance of internal variability for climate model assessment. npj Climate and Atmospheric Science **6**(1), 68 (2023) https://doi.org/10.1038/s41612-023-00389-0

[27] Lloyd, E.A., Shepherd, T.G.: Environmental catastrophes, climate change, and attribution. Annals of the New York Academy of Sciences **1469**(1) (2020) https://doi.org/10.1111/nyas.14308

[28] Terray, L.: A dynamical adjustment perspective on extreme event attribution. Weather and Climate Dynamics **2**(4) (2021) https://doi.org/10.5194/wcd-2-971-2021

[29] Zappa, G.: Regional Climate Impacts of Future Changes in the Mid–Latitude Atmospheric Circulation: a Storyline View (2019). https://doi.org/10.1007/s40641-019-00146-7

[30] Shepherd, T.G.: Storyline approach to the construction of regional climate change information. Proceedings of the Royal Society A **475**(2225), 20190013 (2019)

[31] Zappa, G., Shepherd, T.G.: Storylines of atmospheric circulation change for European regional climate impact assessment. Journal of Climate **30**(16) (2017) https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0807.1

[32] Manzini, E., Karpechko, A.Y., Anstey, J., Baldwin, M.P., Black, R.X., Cagnazzo, C., Calvo, N., Charlton-Perez, A., Christiansen, B., Davini, P., *et al.*: Northern winter climate change: Assessment of uncertainty in CMIP5 projections related to stratosphere-troposphere coupling. Journal of Geophysical Research: Atmospheres **119**(13), 7979–7998 (2014)

[33] Harvey, B., Hawkins, E., Sutton, R.: Storylines for future changes of the North Atlantic jet and associated impacts on the UK. International Journal of Climatology **43**(10), 4424–4441 (2023) https://doi.org/10.1002/joc.8095

[34] Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J.F., Michou, M., Moine, M.P., Nabat, P., Roehrig, R., Mélia, D., Séférian, R., Valcke, S., Beau, I., Belamari, S., Berthet, S., Cassou, C., Cattiaux, J., Deshayes, J., Douville, H., Ethé, C., Franchistéguy, L., Geoffroy, O., Lévy, C., Madec, G., Meurdesoif, Y., Msadek, R., Ribes, A., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., Waldman, R.: Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1. Journal of Advances in Modeling Earth Systems **11**(7) (2019) https://doi.org/10.1029/2019MS001683

[35] O'Neill, B.C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D.P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E.,

Lamarque, J.F., Lowe, J., Meehl, G.A., Moss, R., Riahi, K., Sanderson, B.M.: The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. Geoscientific Model Development **9**(9) (2016) https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016

[36] Hawkins, E., Sutton, R.: The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. Bulletin of the American Meteorological Society **90**(8) (2009) https://doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1

[37] Sansom, P.G., Stephenson, D.B., Ferro, C.A.T., Zappa, G., Shaffrey, L.: Simple Uncertainty Frameworks for Selecting Weighting Schemes and Interpreting Multimodel Ensemble Climate Change Experiments. Journal of Climate **26**(12), 4017–4037 (2013) https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00462.1

[38] Hawkins, E., Sutton, R.: Time of emergence of climate signals. Geophysical Research Letters **39**(1) (2012) https://doi.org/10.1029/2011GL050087

[39] Hurrell, J.W., Deser, C.: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. Journal of Marine Systems **78**(1) (2009) https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.026

[40] Wang, P., Yang, Y., Xue, D., Ren, L., Tang, J., Leung, L.R., Liao, H.: Aerosols overtake greenhouse gases causing a warmer climate and more weather extremes toward carbon neutrality. Nature Communications **14**(1) (2023) https://doi.org/10.1038/s41467-023-42891-2

[41] Scaife, A.A., Arribas, A., Blockley, E., Brookshaw, A., Clark, R.T., Dunstone, N., Eade, R., Fereday, D., Folland, C.K., Gordon, M., Hermanson, L., Knight, J.R., Lea, D.J., MacLachlan, C., Maidens, A., Martin, M., Peterson, A.K., Smith, D., Vellinga, M., Wallace, E., Waters, J., Williams, A.: Skillful long-range prediction of European and North American winters. Geophysical Research Letters **41**(7), 2514–2519 (2014) https://doi.org/10.1002/2014GL059637

[42] Iles, C., Hegerl, G.: Role of the North Atlantic Oscillation in decadal temperature trends. Environmental Research Letters **12**(11), 114010 (2017) https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9152

[43] Deser, C., Terray, L., Phillips, A.S.: Forced and internal components of winter air temperature trends over North America during the past 50 years: Mechanisms and implications. Journal of Climate **29**(6), 2237–2258 (2016)

[44] Eade, R., Stephenson, D.B., Scaife, A.A., Smith, D.M.: Quantifying the rarity of extreme multi-decadal trends: how unusual was the late twentieth century trend in the North Atlantic Oscillation? Climate Dynamics **58**(5-6), 1555–1568 (2022) https://doi.org/10.1007/s00382-021-05978-4

[45] Blackport, R., Fyfe, J.C.: Climate models fail to capture strengthening wintertime North Atlantic jet and impacts on Europe. Science Advances **8**(45) (2022) https://doi.org/10.1126/sciadv.abn3112

[46] Moulds, S., Slater, L.J., Dunstone, N.J., Smith, D.M.: Skillful Decadal Flood Prediction. Geophysical Research Letters **50**(3) (2023) https://doi.org/10.1029/2022GL100650

[47] Fabiano, F., Meccia, V.L., Davini, P., Ghinassi, P., Corti, S.: A regime view of future atmospheric circulation changes in northern mid-latitudes. Weather and Climate Dynamics **2**(1) (2021) https://doi.org/10.5194/wcd-2-163-2021

[48] Ruprich-Robert, Y., Cassou, C.: Combined influences of seasonal East Atlantic Pattern and North Atlantic Oscillation to excite Atlantic multidecadal variability in a climate model. Climate Dynamics **44**(1-2) (2015) https://doi.org/10.1007/s00382-014-2176-7

[49] Jackson, L.C., Kahana, R., Graham, T., Ringer, M.A., Woollings, T., Mecking, J.V., Wood, R.A.: Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM. Climate Dynamics **45**(11-12), 3299–3316 (2015) https://doi.org/10.1007/s00382-015-2540-2

[50] Haarsma, R.J., Selten, F.M., Drijfhout, S.S.: Decelerating Atlantic meridional overturning circulation main cause of future west European summer atmospheric circulation changes. Environmental Research Letters **10**(9) (2015) https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094007

[51] Bellomo, K., Meccia, V.L., D'Agostino, R., Fabiano, F., Larson, S.M., Hardenberg, J., Corti, S.: Impacts of a weakened AMOC on precipitation over the Euro-Atlantic region in the EC-Earth3 climate model. Climate Dynamics (2023) https://doi.org/10.1007/s00382-023-06754-2

[52] Weijer, W., Cheng, W., Garuba, O.A., Hu, A., Nadiga, B.T.: CMIP6 models predict significant 21st century decline of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. Geophysical Research Letters **47**(12), 2019–086075 (2020)

[53] Jackson, L.C., Biastoch, A., Buckley, M.W., Desbruyères, D.G., Frajka-Williams, E., Moat, B., Robson, J.: The evolution of the North Atlantic Meridional Overturning Circulation since 1980 (2022). https://doi.org/10.1038/s43017-022-00263-2

[54] Bonnet, R., Swingedouw, D., Gastineau, G., Boucher, O., Deshayes, J., Hourdin, F., Mignot, J., Servonnat, J., Sima, A.: Increased risk of near term global warming due to a recent AMOC weakening. Nature Communications **12**(1) (2021) https://doi.org/10.1038/s41467-021-26370-0

[55] Gastineau, G., D'Andrea, F., Frankignoul, C.: Atmospheric response to the North Atlantic Ocean variability on seasonal to decadal time scales. Climate Dynamics **40**(9-10) (2013) https://doi.org/10.1007/s00382-012-1333-0

[56] Gastineau, G., L'Hévéder, B., Codron, F., Frankignoul, C.: Mechanisms determining the winter atmospheric response to the Atlantic overturning circulation. Journal of Climate **29**(10) (2016) https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0326.1

[57] Sun, C., Li, J., Jin, F.F.: A delayed oscillator model for the quasi-periodic multidecadal variability of the NAO. Climate Dynamics **45**(7-8) (2015) https://doi.org/10.1007/s00382-014-2459-z

[58] Mindlin, J., Shepherd, T.G., Vera, C.S., Osman, M., Zappa, G., Lee, R.W., Hodges, K.I.: Storyline description

of Southern Hemisphere midlatitude circulation and precipitation response to greenhouse gas forcing. Climate Dynamics **54**(9), 4399 (2020)

[59] Cattiaux, J., Douville, H., Peings, Y.: European temperatures in CMIP5: Origins of present-day biases and future uncertainties. Climate Dynamics **41**(11-12) (2013) https://doi.org/10.1007/s00382-013-1731-y

[60] Räisänen, J.: Snow conditions in northern Europe: The dynamics of interannual variability versus projected long-term change. Cryosphere **15**(4) (2021) https://doi.org/10.5194/tc-15-1677-2021

[61] Prior, J., Kendon, M.: The UK winter of 2009/2010 compared with severe winters of the last 100 years. Weather **66**(1) (2011) https://doi.org/10.1002/wea.735

[62] Fischer, E.M., Knutti, R.: Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes. Nature Climate Change **5**(6) (2015) https://doi.org/10.1038/nclimate2617

[63] Wiel, K., Bintanja, R.: Contribution of climatic changes in mean and variability to monthly temperature and precipitation extremes. Communications Earth and Environment **2**(1) (2021) https://doi.org/10.1038/s43247-020-00077-4

[64] Coles, S.: An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. Springer, London (2001). https://doi.org/10.1007/978-1-4471-3675-0

[65] Li, C., Zwiers, F., Zhang, X., Li, G., Sun, Y., Wehner, M.: Changes in annual extremes of daily temperature and precipitation in CMIP6 models. Journal of Climate **34**(9) (2021) https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-1013.1

[66] Intergovernmental Panel on Climate Change: Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In: Climate Change 2021 – The Physical Science Basis, (2023). https://doi.org/10.1017/9781009157896.013

[67] Christensen, H.M., Berner, J., Yeager, S.: The Value of Initialization on Decadal Timescales: State-Dependent Predictability in the CESM Decadal Prediction Large Ensemble. Journal of Climate **33**(17), 7353–7370 (2020) https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0571.1

[68] Smith, D.M., Scaife, A.A., Eade, R., Athanasiadis, P., Bellucci, A., Bethke, I., Bilbao, R., Borchert, L.F., Caron, L.-P., Counillon, F., Danabasoglu, G., Delworth, T., Doblas-Reyes, F.J., Dunstone, N.J., Estella-Perez, V., Flavoni, S., Hermanson, L., Keenlyside, N., Kharin, V., Kimoto, M., Merryfield, W.J., Mignot, J., Mochizuki, T., Modali, K., Monerie, P.-A., Müller, W.A., Nicolí, D., Ortega, P., Pankatz, K., Pohlmann, H., Robson, J., Ruggieri, P., Sospedra-Alfonso, R., Swingedouw, D., Wang, Y., Wild, S., Yeager, S., Yang, X., Zhang, L.: North Atlantic climate far more predictable than models imply. Nature **583**(7818), 796–800 (2020) https://doi.org/10.1038/s41586-020-2525-0

[69] Sanchez-Gomez, E., Cassou, C., Ruprich-Robert, Y., Fernandez, E., Terray, L.: Drift dynamics in a coupled model initialized for decadal forecasts. Climate Dynamics **46**(5-6) (2016) https://doi.org/10.1007/s00382-015-2678-y

[70] Kushnir, Y., Scaife, A.A., Arritt, R., Balsamo, G., Boer, G., Doblas-Reyes, F., Hawkins, E., Kimoto, M., Kolli, R.K., Kumar, A., Matei, D., Matthes, K., Müller, W.A., O'Kane, T., Perlwitz, J., Power, S., Raphael, M., Shimpo, A., Smith, D., Tuma, M., Wu, B.: Towards operational predictions of the near-term climate. Nature Climate Change **9**(2), 94–101 (2019) https://doi.org/10.1038/s41558-018-0359-7

[71] Srokosz, M., Danabasoglu, G., Patterson, M.: Atlantic Meridional Overturning Circulation: Reviews of Observational and Modeling Advances—An Introduction. Journal of Geophysical Research: Oceans **126**(1) (2021) https://doi.org/10.1029/2020JC016745

[72] Zhang, R., Sutton, R., Danabasoglu, G., Kwon, Y., Marsh, R., Yeager, S.G., Amrhein, D.E., Little, C.M.: A Review of the Role of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in Atlantic Multidecadal Variability and Associated Climate Impacts. Reviews of Geophysics **57**(2), 316–375 (2019) https://doi.org/10.1029/2019RG000644

[73] Singh, H.K.A., Hakim, G.J., Tardif, R., Emile-Geay, J., Noone, D.C.: Insights into Atlantic multidecadal variability using the Last Millennium Reanalysis framework. Climate of the Past **14**(2), 157–174 (2018) https://doi.org/10.5194/cp-14-157-2018

[74] Michel, S., Swingedouw, D., Chavent, M., Ortega, P., Mignot, J., Khodri, M.: Reconstructing climatic modes of variability from proxy records using ClimIndRec version 1.0. Geoscientific Model Development **13**(2), 841–858 (2020) https://doi.org/10.5194/gmd-13-841-2020

[75] Hernández, A., Sánchez-López, G., Pla-Rabes, S., Comas-Bru, L., Parnell, A., Cahill, N., Geyer, A., Trigo, R.M., Giralt, S.: A 2,000-year Bayesian NAO reconstruction from the Iberian Peninsula. Scientific Reports **10**(1), 14961 (2020) https://doi.org/10.1038/s41598-020-71372-5

[76] Gutowski, J.W., Giorgi, F., Timbal, B., Frigon, A., Jacob, D., Kang, H.S., Raghavan, K., Lee, B., Lennard, C., Nikulin, G., O'Rourke, E., Rixen, M., Solman, S., Stephenson, T., Tangang, F.: WCRP COordinated Regional Downscaling EXperiment (CORDEX): A diagnostic MIP for CMIP6. Geoscientific Model Development **9**(11) (2016) https://doi.org/10.5194/gmd-9-4087-2016

[77] Intergovernmental Panel on Climate Change: Annex IV: Modes of Variability. In: Climate Change 2021 – The Physical Science Basis, (2023). https://doi.org/10.1017/9781009157896.018

[78] Intergovernmental Panel on Climate Change: Human Influence on the Climate System. In: Climate Change 2021 – The Physical Science Basis, (2023). https://doi.org/10.1017/9781009157896.005

[79] O'Reilly, C.H., Befort, D.J., Weisheimer, A., Woollings, T., Ballinger, A., Hegerl, G.: Projections of northern hemisphere extratropical climate underestimate internal variability and associated uncertainty. Communications Earth and Environment **2**(1) (2021) https://doi.org/10.1038/s43247-021-00268-7

[80] Parsons, L.A., Brennan, M.K., Wills, R.C.J., Proistosescu, C.: Magnitudes and Spatial Patterns of Interdecadal Temperature Variability in CMIP6. Geophysical Research Letters **47**(7) (2020) https://doi.org/10.1029/2019GL086588

[81] Kay, J.E., Deser, C., Phillips, A., Mai, A., Hannay, C., Strand, G., Arblaster, J.M., Bates, S.C., Danabasoglu, G., Edwards, J., Holland, M., Kushner, P., Lamarque, J.F., Lawrence, D., Lindsay, K., Middleton, A., Munoz, E., Neale, R., Oleson, K., Polvani, L., Vertenstein, M.: The community earth system model (CESM) large ensemble project : A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. Bulletin of the American Meteorological Society **96**(8) (2015) https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00255.1

[82] Maher, N., Milinski, S., Suarez-Gutierrez, L., Botzet, M., Dobrynin, M., Kornblueh, L., Kröger, J., Takano, Y., Ghosh, R., Hedemann, C., Li, C., Li, H., Manzini, E., Notz, D., Putrasahan, D., Boysen, L., Claussen, M., Ilyina, T., Olonscheck, D., Raddatz, T., Stevens, B., Marotzke, J.: The Max Planck Institute Grand Ensemble: Enabling the Exploration of Climate System Variability. Journal of Advances in Modeling Earth Systems **11**(7) (2019) https://doi.org/10.1029/2019MS001639

[83] Hawkins, E., Smith, R.S., Gregory, J.M., Stainforth, D.A.: Irreducible uncertainty in near-term climate projections. Climate Dynamics **46**(11-12) (2016) https://doi.org/10.1007/s00382-015-2806-8

[84] Yip, S., Ferro, C.A.T., Stephenson, D.B., Hawkins, E.: A Simple, coherent framework for partitioning uncertainty in climate predictions. Journal of Climate **24**(17) (2011) https://doi.org/10.1175/2011JCLI4085.1

[85] Lehner, F., Deser, C., Maher, N., Marotzke, J., Fischer, E.M., Brunner, L., Knutti, R., Hawkins, E.: Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and CMIP5/6. Earth System Dynamics **11**(2) (2020) https://doi.org/10.5194/esd-11-491-2020

[86] Cox, P., Stephenson, D.: A changing climate for prediction (2007). https://doi.org/10.1126/science.1145956

[87] Iturbide, M., Gutiérrez, J.M., Alves, L.M., Bedia, J., Cimadevilla, E., Cofiño, A.S., Cerezo-Mota, R., Di Luca, A., Faria, S.H., Gorodetskaya, I., et al.: An update of IPCC climate reference regions for subcontinental analysis of climate model data: definition and aggregated datasets. Earth System Science Data Discussions, 1–16 (2020)

[88] Trenberth, K.E., Shea, D.J.: Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. Geophysical Research Letters **33**(12) (2006) https://doi.org/10.1029/2006GL026894

[89] Tandon, N.F., Kushner, P.J.: Does external forcing interfere with the AMOC's influence on North Atlantic sea surface temperature? Journal of Climate **28**(16) (2015) https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00664.1

Acknowledgements

The authors thank the CNRM-Cerfacs modeling group for developing and supporting the CNRM-CM6-1 model. In particular Laure Coquart and Marie-Pierre Moine, for the technical support provided for the simulations and data.

The simulations and analyses were conducted on the Météo France and Cerfacs facilities. This work was supported by Électricité de France and Cerfcas. CC acknowledges support from IMPETUS4CHANGE, funded by the European Union's Horizon Europe research and innovation programme under grant agreement No 101081555.

Author information

Authors and Affiliations

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

Aurélien Liné & Christophe Cassou & Rym Msadek

EDF, Laboratoire Paris-Saclay, Palaiseau, France

Sylvie Parey

Contributions

AL, CC, and RM designed the study and organised the research. AL and CC carried out the analyses and performed the CNRM-CM6-1 SSP grand ensemble. RM contributed to the discussion of results. SP contributed to the GEV statistical analysis. AL prepared the manuscript with contributions from all co-authors.

Corresponding author

Correspondence to Christophe Cassou.

Ethics declarations

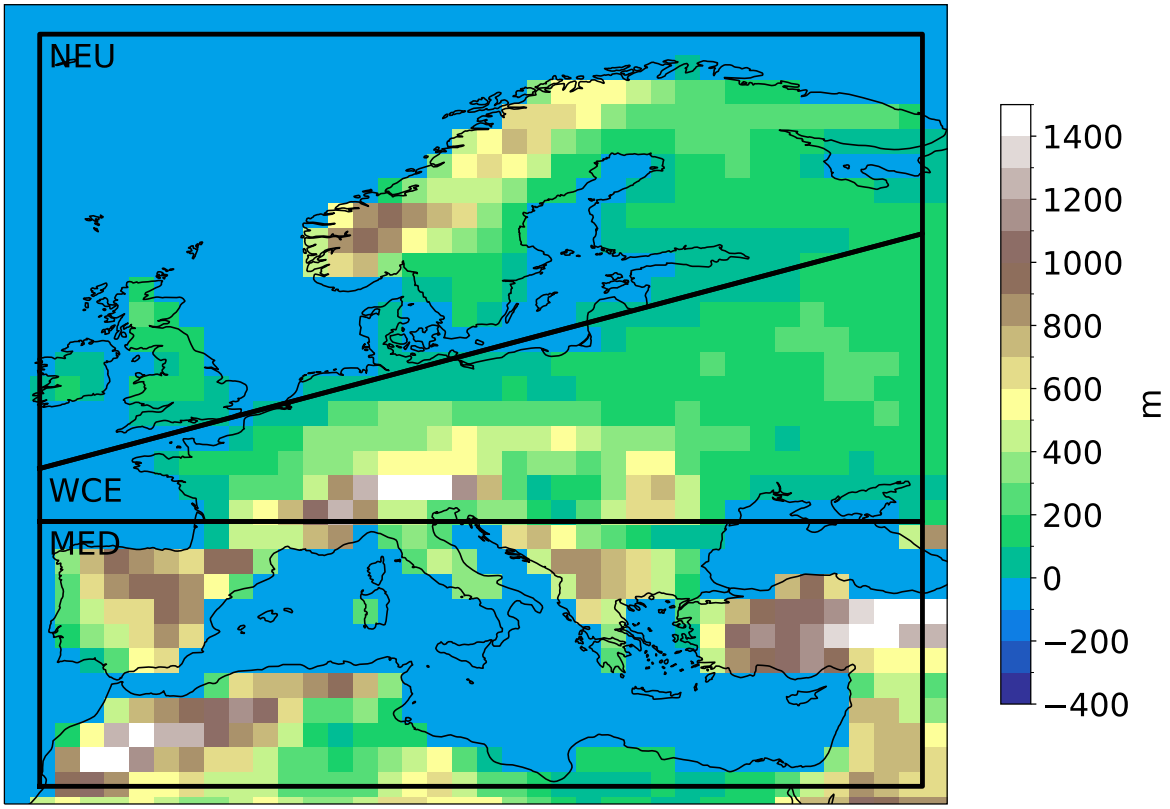
Competing interests

The authors declare no competing interests.

Additional information

Supplementary information

Supplementary Figure 1



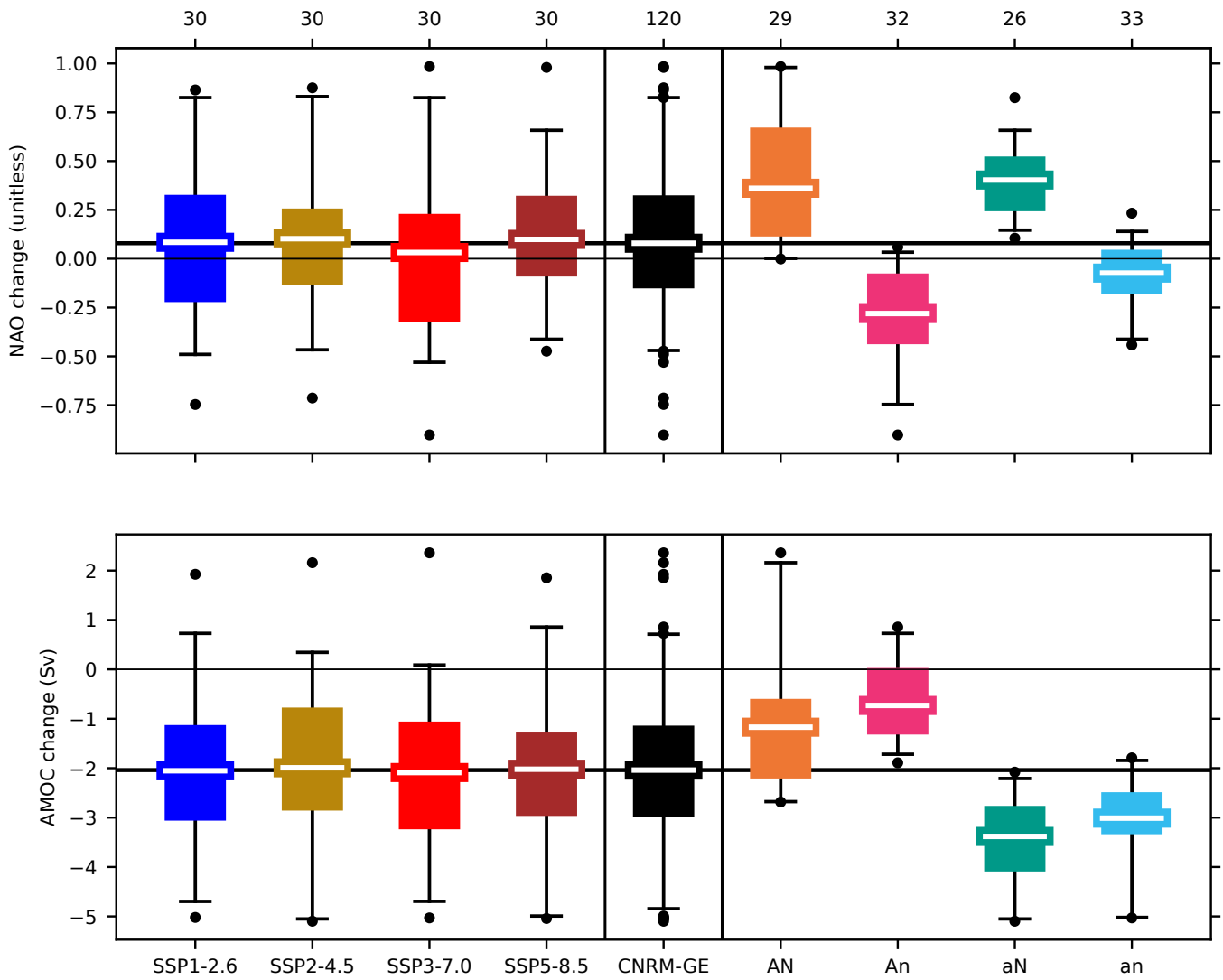
SI-Fig. 1: **European regions of interest** Boundaries of the three European regions (NEU, WCE, MED) used for regional assessment in the 6th IPCC report based on Iturbine et al. (2020)[87], superimposed on orography (metres) at grid-point level in the CNRM-CM6-1 Global Circulation Model used in this paper[34].

Supplementary Table 1

	SSP1-2.6		SSP2-4.5		SSP3-7.0		SSP5-8.5		CNRM-GE	
Test	Mean	Var.	Mean	Var.	Mean	Var.	Mean	Var.	Mean	Var.
SSP1-2.6	-	-	0.93	0.89	0.19	0.87	0.53	0.62	0.80	0.92
SSP2-4.5			-	-	0.23	0.76	0.48	0.52	0.90	0.78
SSP3-7.0					-	-	0.06	0.74	0.16	0.91
SSP5-8.5							-	-	0.30	0.60

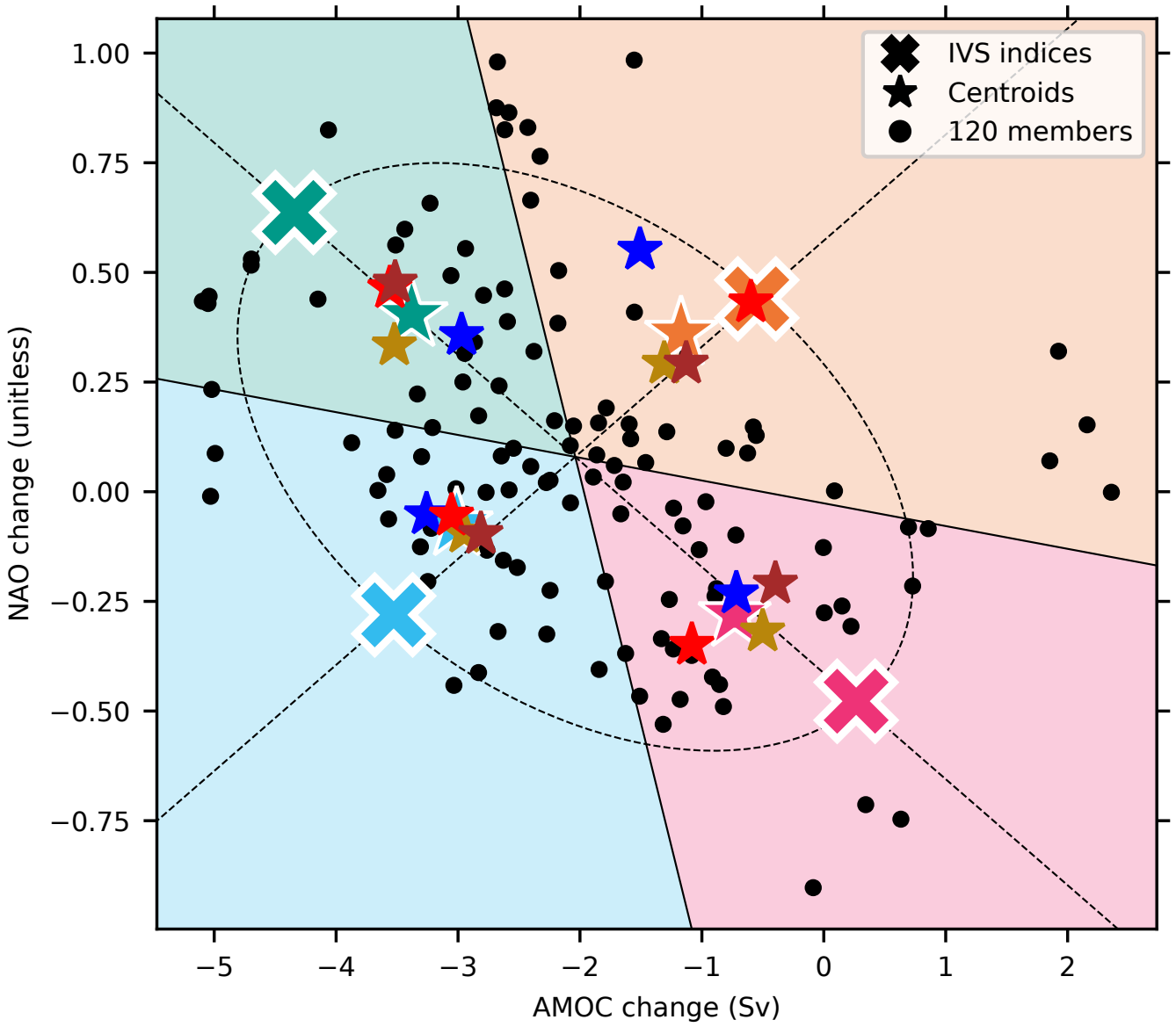
SI-Tab. 1: **Statistical significance (p-values) for the difference in mean and variance between SSP and CNRM-GE distributions assessed by T-test and F-test, respectively.** Significance level is set at the 95% level ($p_{\text{value}} < 0.05$) and is indicated in bold. Results show that none of the differences are significant in both mean and variance.

Supplementary Figure 2



SI-Fig. 2: **Distribution of changes in drivers of variability as a function of emissions scenarios and IVS over NEU.** (upper-panel): NAO, (lower-panel): AMOC. Left quadrant for SSP similarly to Fig. 2, right quadrant for IVS similarly to Fig. 4b. Box plots display the interquartile range ($25-75\%$, box), very-likely range ($5-95\%$, whiskers), ensemble means (white thick line), and outliers (dots). Upper labels stand for the number of members in each SSP/IVS, here differentiated by colours (bottom labels). The center box plot in black shows the distribution for CNRM-GE combining all SSPs, whose ensemble mean is indicated by the thick horizontal black line.

Supplementary Figure 3



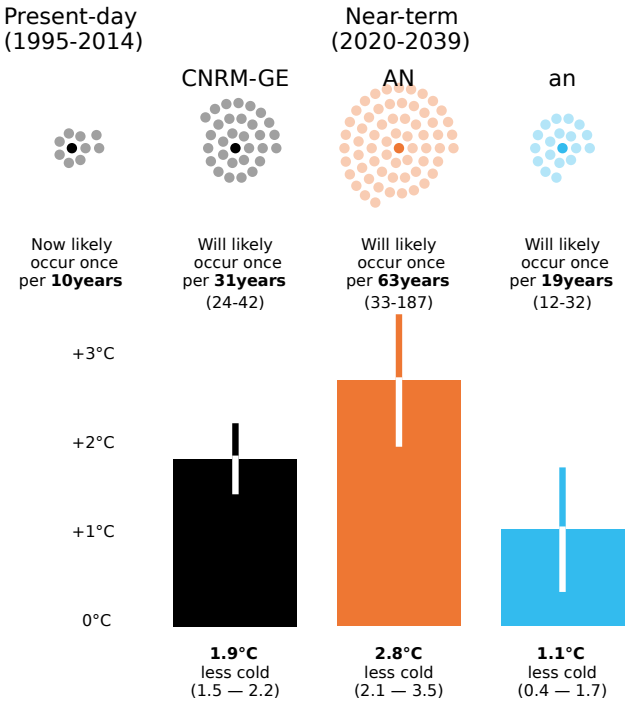
SI-Fig. 3: **Construction of internal variability storylines (IVS) based on ΔNAO and ΔAMOC.** Individual members of CNRM-GE are represented by black dots. The dashed lines show equal standardised responses in ΔNAO and ΔAMOC. The dashed ellipse shows the 80% confidence region obtained by fitting a bivariate normal distribution to the IVS distribution in the ΔNAO-ΔAMOC 2D plan. White contoured crosses indicate the four IVS indices in the 2D-plan discriminated by colours. Stars stand for IVS centroids computed as ensemble means of members belonging to each storyline (contoured in white), or as a function of SSP within each IVS.

Supplementary Table 2

	AN		An		aN		an		CNRM-GE	
Test	Mean	Var.	Mean	Var.	Mean	Var.	Mean	Var.	Mean	Var.
AN	-	-	**0.00**	0.76	**0.00**	0.08	**0.00**	0.22	**0.00**	0.12
An			-	-	0.13	**0.04**	**0.00**	0.12	0.74	0.20
aN					-	-	**0.00**	0.53	0.13	**0.00**
an							-	-	**0.00**	**0.00**

SI-Tab. 2: **Statistical significance ($p_{\mathbf{values}}$) for the difference in mean and variance between IVS and CNRM-GE distributions assessed by T-test and F-test, respectively.** Same as SI-Tab. 1 but for IVS. Significance level is set at the 95% level ($p_{\text{value}} < 0.05$) and is indicated in bold.

Supplementary Figure 4



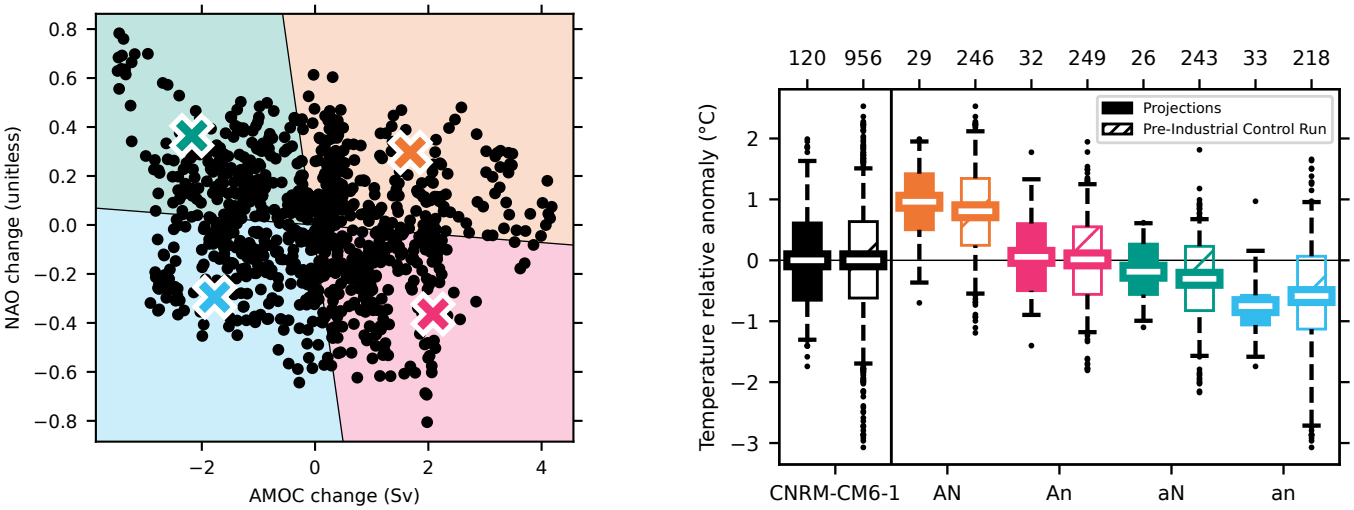
SI-Fig. 4: **Near-term projected changes in the frequency and intensity of a 1-in 10-year weather cold extreme events over NEU.** Same as Fig. 8 but when GEV statistics are applied on field *a priori* averaged over NEU and not at grid-point level as assessed in the main text. (Upper graph) Changes in frequency represented schematically by rose dots density in CNRM-GE and IVS with respect to actual climate used as reference (leftmost rose). The dark dots indicate years in which the extreme threshold is exceeded, while light dots are years when the threshold is not exceeded. (Lower graph) Changes in intensity obtained by the GEV analysis shown in coloured bars. Numbers for change and related confidence intervals at the 95% level (See Methods) are provided for both frequency and intensity (vertical lines). All computations are based on daily data, namely 90 days × 20 years × the number of members included in IVS.

Supplementary Table 3

	Historical	CNRM-GE	AN	An	aN	an
Return period	50 yrs	170 yrs [133; 220]	1804 yrs [896; 4031]	191 yrs [112; 366]	258 yrs [154; 493]	73 yrs [51; 110]
Intensity change		$+0.9°C$ $[+0.8; +1.1]$	$+2.2°C$ $[+1.9; +2.6]$	$+1.0°C$ $[+0.6; +1.4]$	$+1.1°C$ $[+0.8; +1.4]$	$+0.3°C$ $[+0.0; +0.6]$

SI-Tab. 3: **Near term change in return period and intensity of a present-climate 1-in-50 year winter seasonal (JFM mean) cold event over NEU (analog for winter 2010) as a function of IVS and for CNRM-GE.** Gaussian-fit is applied to all distributions to assess the value of the 2nd percentile corresponding to the 1-in-50 year cold climate event. The present-day reference event is diagnosed from the CNRM-CM6-1 historical ensemble over the 1994-2014 period (30 members $\times$ 20 years). Very likely ranges $[5-95\%]$ are computed from bootstrapping (1000 gaussian-fit from random drawings in the respective distributions).

Supplementary Figure 5

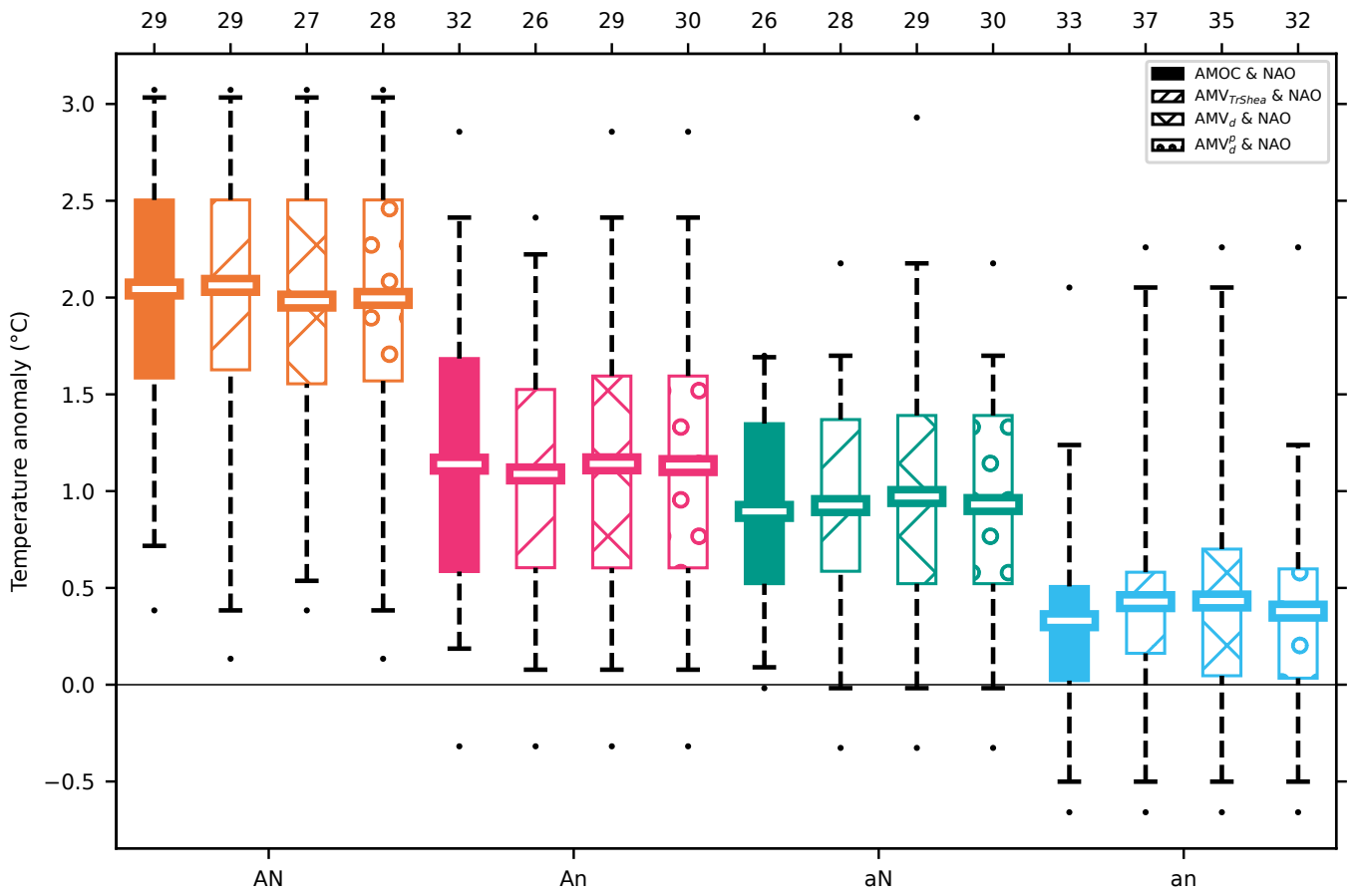


(a) Quadrants of IVS in piControl

(b) Storylines of ΔT

SI-Fig. 5: **Internal variability storylines (IVS) of NEU temperature changes in piControl for comparison with historical-SSP projections.a** Same as Fig. 4a, but for piControl. **b** Same as Fig. 4b, but showing the relative anomaly to the forced response (that is null for piControl, but not null in the projections), in order to compare piControl IVS (empty box plots) with original IVS (plain box plots). Box plots display the interquartile range ($25-75\%$, box), very-likely range ($5-95\%$, whiskers), ensemble means (white thick line), and outliers (dots). Upper labels stand for the number of members in each IVS, here differentiated by colours (bottom labels). The leftmost box plot in black shows the distribution for CNRM-GE, whose ensemble-mean has been removed, and for piControl.

Supplementary Figure 6



SI-Fig. 6: **Comparison between Internal variability storylines (IVS) obtained with different estimates of the Atlantic Multidecadal Variability (AMV) and AMOC.** Same as Fig. 4b but with AMV used as drivers instead of AMOC (leftmost box plot). Box plots display the interquartile range ($25-75\%$, box), very-likely range ($5-95\%$, whiskers), ensemble means (white thick line), and outliers (dots). Upper labels stand for the number of members in each IVS, here differentiated by colours (bottom labels). Three different estimators of AMV are tested. AMV$_{\mathrm{TrSh}}$ based on Trenberth and Shea (2006)[88] definition (dashed-hatched box plot), AMV$_d$ with d standing for demeaned as in Tandon and Kushner (2015)[89] (cross-hatched box plot), and AMV$_d^p$ following the same *a priori* demeaning step before projection of the residual on the AMV regression pattern obtained from piControl (circle-hatched box plot). Indices are based on annual mean and are computed over the entire North Atlantic Basin (0S-60N; 80W-0E). Evidence is provided here that results are not sensitive to the choice of the AMV index.

2.3 Sensibilité des résultats aux méthodes et hypothèses

Un certain nombre de choix ont été faits pour aboutir à l'étude présentée dans la partie précédente. Ces choix ont été motivés par le questionnement physique de la thèse : mieux comprendre le rôle de la variabilité interne du climat dans l'incertitude des projections à court terme. Pour cela, on a sélectionné une région et une saison à des échelles où cette incertitude est maximale, et laissé de côté les cas où la variabilité interne n'avait pas un rôle important dans les projections à court terme. On a ensuite cherché à expliquer au mieux la dispersion des changements à l'aide de l'approche par storyline, en se basant sur des pilotes de la variabilité interne pertinents pour l'étude.

Dans cette partie, on présente des éléments de réflexion qui ont amené à l'étude présentée dans l'article et justifient les choix. On présente également des tests de sensibilité de la méthode, avec des pistes explorées mais non retenues pour la publication ou la réponse à la problématique de la thèse de manière plus générale.

2.3.1 Sensibilité à la longueur des périodes

Dans les résultats présentés précédemment, on a considéré un changement du climat entre deux états moyens sur des périodes de 20 ans : une période de futur à court terme 2020-2039, par rapport à une période présent de référence 1995-2014. Le choix des périodes coïncident avec les dates retenues pour le 6ème rapport du GIEC. Cependant, il est tout à fait possible de s'intéresser à d'autres temporalités, ce qui a été fait lors de travaux préliminaires.

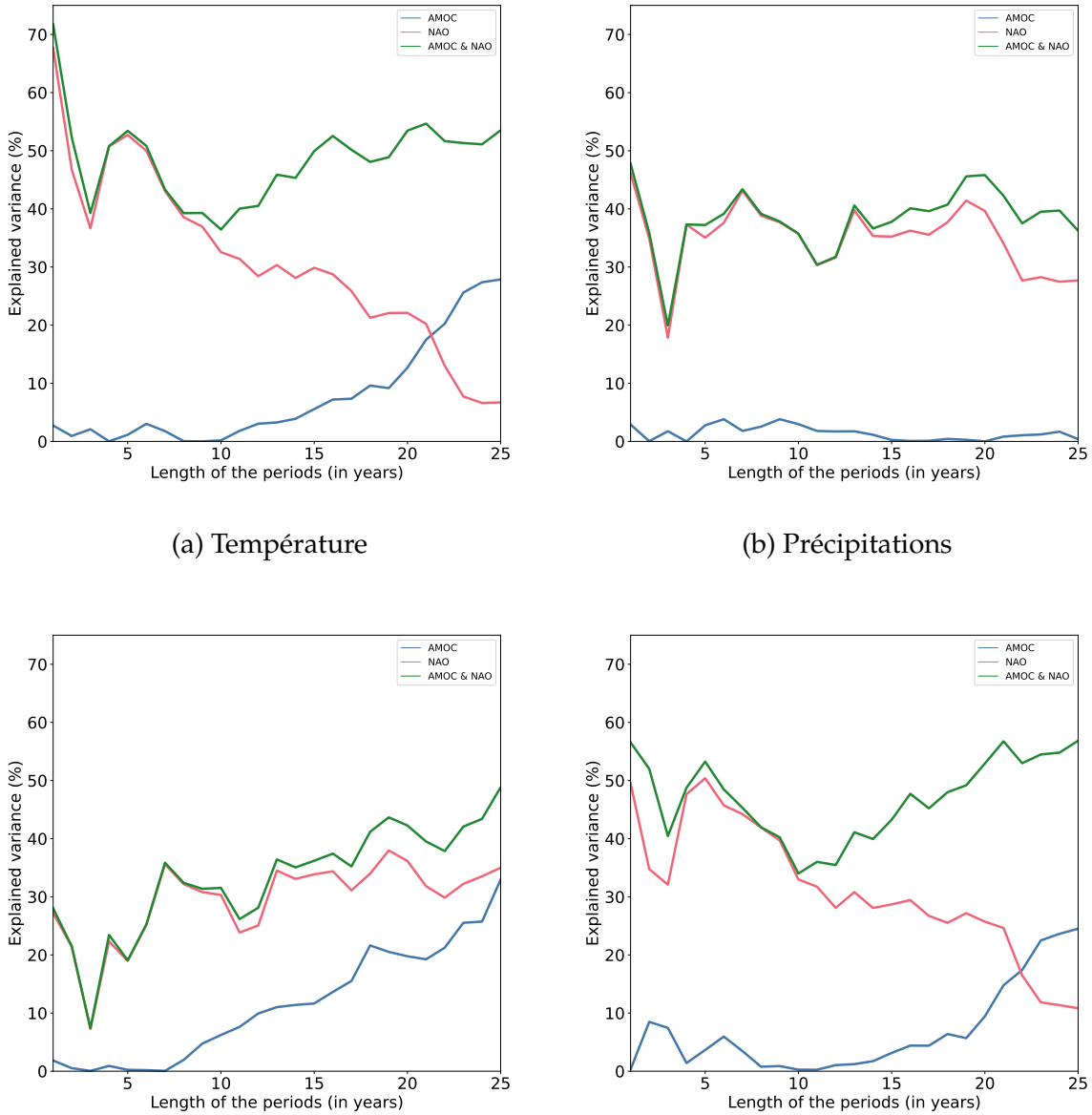
Ainsi, on s'intéresse ici aux résultats obtenus avec des périodes moyennes allant de 1 à 25 ans, en s'intéressant ainsi à des cycles pluri-annuels à multi-décennaux. On peut ainsi observer les temporalités auxquelles les impacts de l'AMOC et de la NAO dominent pour contrôler les fluctuations de température, et celles où, au contraire, leur rôles s'amenuisent.

Dans cette partie, on considère deux périodes adjacentes, *i.e.* non-séparées de 5 années comme précédemment (ce qui implique des résultats légèrement différents lorsque les périodes font 20 ans). La période de référence s'arrête toujours en 2014, et la période future commence toujours en 2015. On fait l'hypothèse qu'il n'y a pas d'interaction entre les forçages et la variabilité interne, ainsi on ne testera pas ici l'incidence du choix des dates de début et fin des périodes sur les résultats. Cette hypothèse sera vérifiée dans le prochain chapitre (section 3.3.1).

Sur des échelles de temps courtes, peu importe la variable considérée, l'AMOC n'est pas un pilote pertinent (figure 2.2). Cependant, aux échelles décennales à multi-décennales, elle permet d'expliquer de plus en plus de variance de la température, des précipitations neigeuses, et de la surface enneigée. Ces résultats ne sont pas surprenants, étant donné que l'océan a un effet intégrateur, et que l'AMOC a ainsi tendance à avoir des effets sur des échelles de temps longues.

Dans le cas de la température, on observe qu'à partir d'une différence entre deux périodes de 10 ans, le rôle de la NAO décline progressivement au profit de celui de l'AMOC (figure 2.2a). Ainsi, la variance expliquée par la combinaison des deux pilotes est stable, autour de 50%, à partir de périodes de 15 ans et au-delà. C'est pour des périodes de 22 ans que la variance expliquée par chaque pilote seul est égale, proche de 20%.

Des conclusions semblables peuvent être faites pour les changements de surface en-



(a) Température

(b) Précipitations

(c) Précipitations neigeuses

(d) Surface enneigée

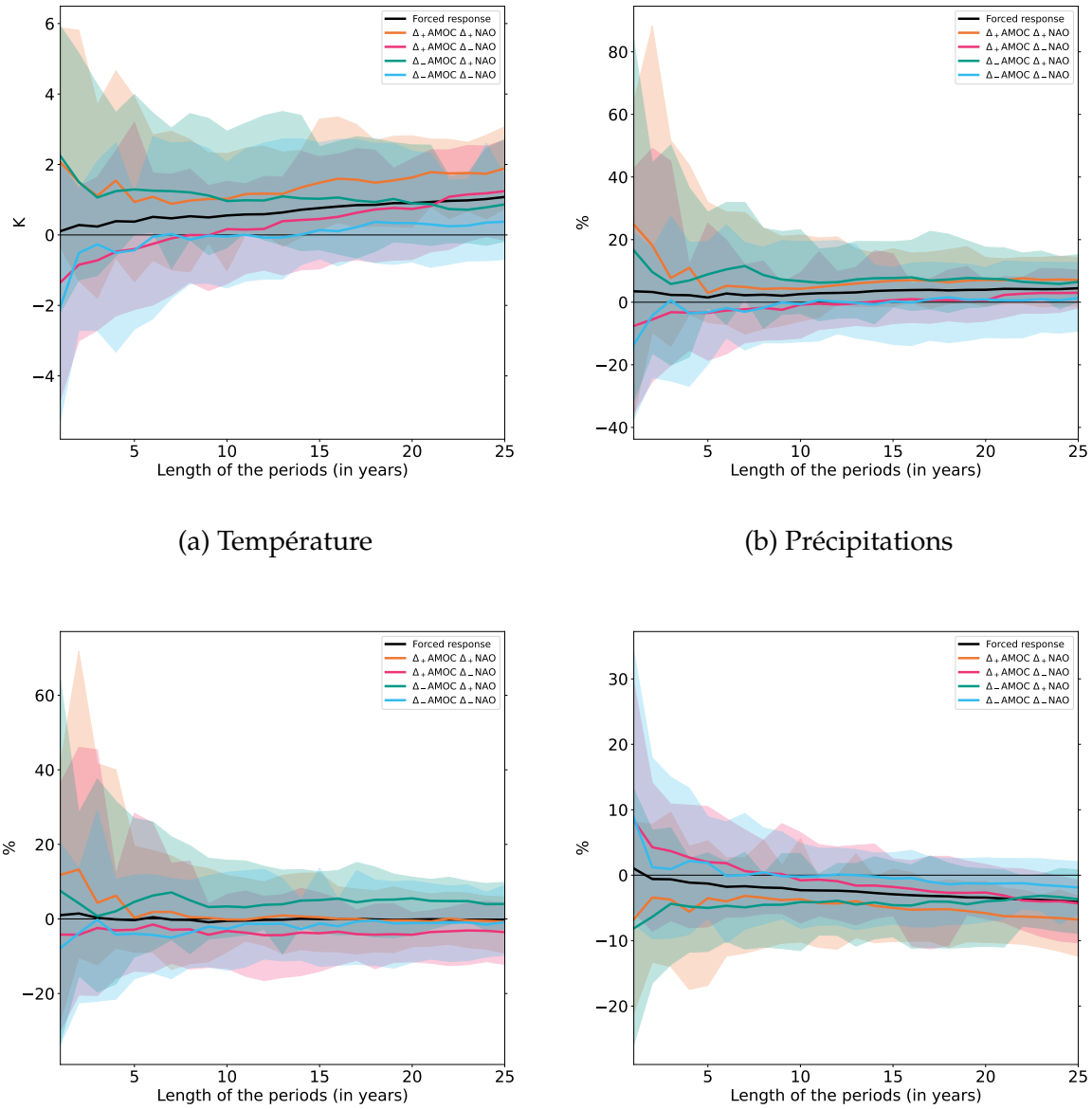
FIGURE 2.2 – Évolution de la variance expliquée en Europe du nord en hiver (JFM) en fonction de la longueur des périodes

neigée (figure 2.2d), ce qui montre que le lien entre température et surface enneigée est très fort, peu importe la temporalité.

On constate que, peu importe la temporalité considérée, l'AMOC ne pilote jamais les changements de précipitations liquides hivernales en Europe du nord (figure 2.2b). La NAO permet, elle, d'expliquer entre 30 et 40% de la variance, et on note la persistance de son impact sur des temporalités longues.

Lorsque l'on s'intéresse aux changements de précipitations neigeuses en particulier, le rôle de la NAO reste sensiblement le même que pour les précipitations totales, cependant, l'AMOC joue un rôle croissant aux échelles décennales à multi-décennales (figure 2.2c). Sur des périodes de 25 ans, chaque pilote explique environ 30% de la

variance, et la combinaison des deux permet d'atteindre plus de 50%.



(a) Température

(b) Précipitations

(c) Précipitations neigeuses

(d) Surface enneigée

FIGURE 2.3 – Modulation du changement climatique en Europe du nord en hiver (JFM) selon les storylines et en fonction de la longueur des périodes
Les courbes montrent la moyenne du grand ensemble (noir) et celles de chaque storyline (couleurs). Les enveloppent montrent l'intervalle inter-quartile pour chaque storyline.

La figure 2.3 rend compte du partitionnement du changement climatique selon la storyline de variabilité interne en fonction de la longueur des périodes. Par construction, la figure montre le changement climatique de chaque grandeur sur une fenêtre de deux fois la période indiquée en abscisse du graphique, et centrée sur le 1er janvier 2015 (réchauffement de plus en plus marqué au fur et à mesure que la fenêtre s'agrandit, tous types de précipitations stables, et diminution de plus en plus marquée de la surface enneigée).

On remarque tout d'abord qu'à des temporalités très courtes, la variabilité interannuelle étant très importante, la dispersion est forte.

Lorsque les périodes moyennées sont les plus longues, sur une période totale jusqu'à 50 ans, on observe que le rôle de la variabilité interne est encore présent, et permet de partitionner le champ des possibles avec des storylines à fort impact qui diffèrent significativement de la réponse forcée et des storylines à faible impact.

Finalement, on peut en conclure qu'à des temporalités courtes, le changement de NAO est un bon moyen de partitionner le changement climatique en deux trajectoires distinctes aux impacts forts et largement opposés, ce qui est un résultat attendu [**?**]. À des temporalités plus longue, la prise en compte du changement d'AMOC, en complément du changement de NAO, permet d'expliquer autant de variance, voire plus, avec une description plus fine des trajectoires selon quatre combinaisons de changements de variabilité interne. En comparant des états moyens entre deux périodes de 20 ans ou plus, on peut ainsi décrire quatre trajectoires physiques distinctes les unes des autres, dont une partie à fort impact par rapport à la réponse forcée. Les périodes utilisées dans le rapport du GIEC sont bien adaptées pour traiter du questionnement de la thèse.

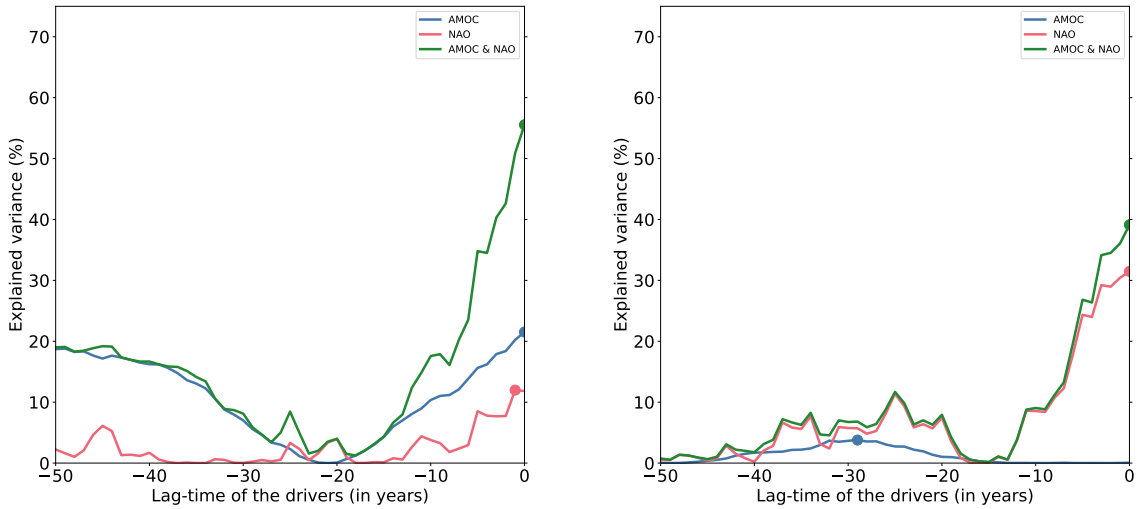
2.3.2 Sensibilité à la latence entre fluctuations des modes de variabilité et impacts en Europe

Dans cette section, on se demande si les changements d'état de l'atmosphère et l'océan précèdent ceux de la température en Europe dans le temps, ou s'ils sont coordonnés aux échelles multi-décennales. En effet, lors des différentes explorations de réflexion menées tout au long de l'étude, qui ont abouti aux résultats présentés dans le papier, la question d'un éventuel décalage temporel entre les changements des pilotes de variabilité interne et les impacts climatiques en Europe du nord s'est posée.

Pour répondre à cette question, la fenêtre de calcul du changements des pilotes a été décalée de un à cinquante ans en amont, alors que le changement des grandeurs géophysiques que l'on cherche à prédire reste celui des périodes déjà utilisées jusqu'à présent (2020-2039 par rapport à 1995-2014).

Pour les quatre grandeurs auxquelles on s'intéresse, le maximum de variance expliquée est atteint sans décalage, ou avec un faible décalage de un à deux ans (figure 2.4). Dans aucun cas il n'existe un pic de variance expliquée sensiblement différente de la valeur obtenue sans inclure de temps de retard, ce qui indique que le changement d'état des pilotes de variabilité interne est en phase avec la modulation du changement climatique. Ce résultat n'est pas surprenant étant donné l'échelle temporelle assez large que l'on considère (fenêtre de 45 ans).

Pour la température et la surface enneigée, la combinaison des pilotes de variabilité interne et la modulation du changement climatique sont très en phase, avec une perte du lien de corrélation entre les uns et les autres très rapide lorsque l'on considère un délai de réponse, principalement due à la disparition du rôle prédictif de la NAO. Au contraire, en ce qui concerne les précipitations, en particulier neigeuses, la variance expliquée reste proche de sa valeur maximale pour un décalage jusqu'à environ 5 ans. Les figures 2.4a et 2.4c mettent en évidence l'aspect cyclique de l'AMOC, avec des changements décalés d'entre quarante et cinquante ans qui permettent de prédire la température et les précipitations neigeuses aussi bien que les changements d'AMOC calculés pendant la période reconstruite (entre 20 et 30%). Pour ce qui est



(a) Température

(b) Précipitations

(c) Précipitations neigeuses

(d) Surface enneigée

FIGURE 2.4 – Évolution de la variance expliquée en Europe du nord en hiver (JFM) en fonction du décalage temporel entre les pilotes et la variable reconstruite
Sur chaque courbe, un rond indique le maximum de variance expliquée.

de la NAO, il n'existe pas de telle répétition cyclique, bien que pour les changements de précipitations (totales et neigeuses) il y ait un second pique de variance expliquée lorsque les changements de NAO les précèdent d'environ vingt-cinq à trente ans. On remarque que, bien que la variance expliquée n'atteigne pas même les 5%, l'AMOC, dont le changement ne joue aucun rôle pour prédire les précipitations totales de manière simultanée, a une incidence avec un délai de retard d'une trentaine d'années. On constate également que la courbe de variance expliquée de l'AMOC en fonction du décalage temporel est bien plus lisse que celle de la NAO, ce qui est attendu du fait du caractère intégrateur de l'océan, contre le caractère chaotique de l'atmosphère.

2.3.3 Sensibilité à la taille de l'ensemble

Dans cette section, on s'intéresse à l'influence du nombre de membres utilisé pour construire les storylines sur les résultats. On cherche à déterminer un nombre minimal de membres permettant d'obtenir des storylines différenciées les unes des autres.
Pour cela, on effectue des tirages aléatoires de N membres parmi 120 (la taille de CNRM-GE), en faisant augmenter N de 4 à 120.

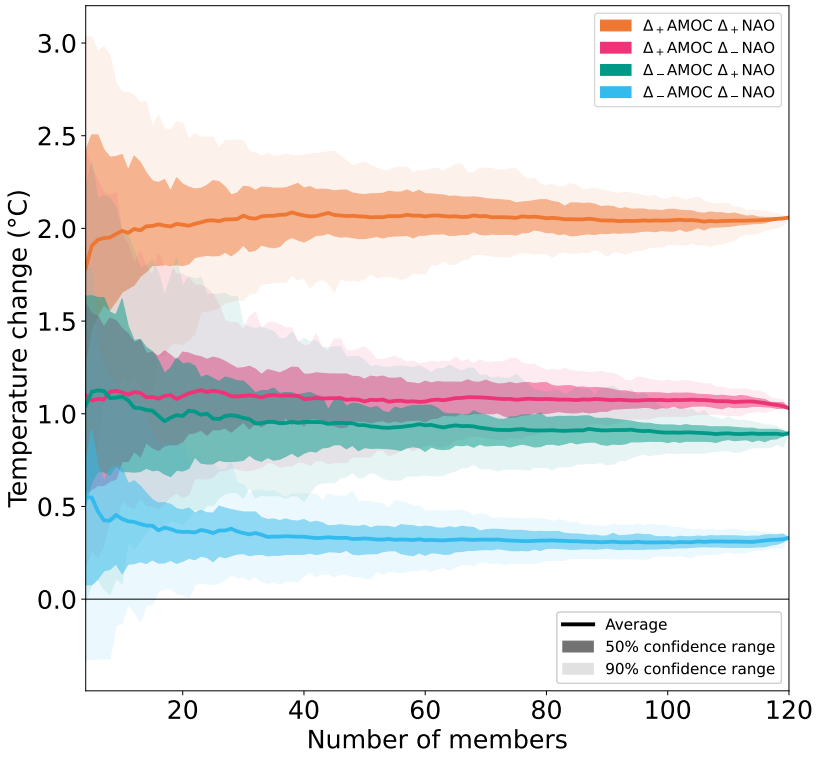


FIGURE 2.5 – Convergence de la modulation moyenne de changement de température dans les storylines internes en fonction du nombre de membres dans l'ensemble (avec 120 tirages)

Avec un ensemble de plus de 15 à 20 membres, la modulation du changement de température hivernale en Europe du nord dans les storylines à fort impact se distinguent en moyenne de 95% des modulations des storylines à faible impact (figure

2.5). En augmentant la taille de l'ensemble à une cinquantaine de membres, la modulation moyenne d'une storyline à faible impacte se distingue de 75% des modulations de l'autre storyline à faible impact. Ces résultats viennent appuyer la nécessité d'utiliser des grands ensembles de simulation pour que l'approche par storyline de variabilité interne soit performante.

2.3.4 Sensibilité à la construction des groupes de membres par storyline

Dans plusieurs études utilisant l'approche des « storylines » (notamment [Zappa and Shepherd, 2
les membres proches des réponses forcées des pilotes ne sont pas pris en compte dans la répartition par storyline. Le but de cette exclusion est de s'affranchir des membres dont le comportement diffère peu de la réponse moyenne, et ainsi construire des storylines aux comportements plus tranchés avec cette dernière.

Le critère utilisé ici pour exclure un membre des storylines est le suivant : la distance à l'origine de ses pilotes, dans l'espace projeté (voir section 2.1.2), doit être inférieure à 0.5. Sur les 120 membres du grand ensemble, 9 membres seulement sont

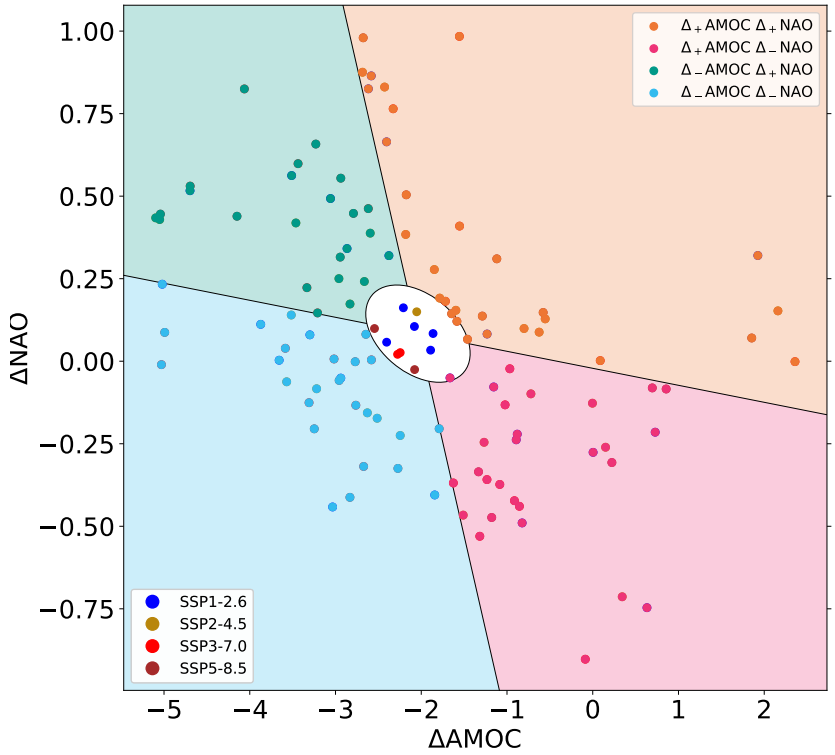


FIGURE 2.6 – Répartition des membres dans les storylines, avec exclusion des membres situés à l'intérieur de l'ellipse interne
Cette figure est identique à la figure ... du papier (section 2.2), sauf au centre où l'ellipse à fond blanc montre les membres qui n'appartiennent à aucune storyline.

ainsi retirés, soit 8% (figure 2.6). Il en résulte une incidence mineure sur les storylines peu importe la variable considérée (la figure 2.7 illustre le cas de la température), avec des distributions non significativement différentes par rapport aux résultats présentés précédemment (tant en terme de moyenne que de variance).

Retirer les membres proches de la réponse forcée n'a donc pas l'impact souhaité sur les résultats. Au contraire, le seul impact de la réduction des membres par storylines est de diminuer le nombres d'éléments sur lesquels calculer les statistiques. Cette po-

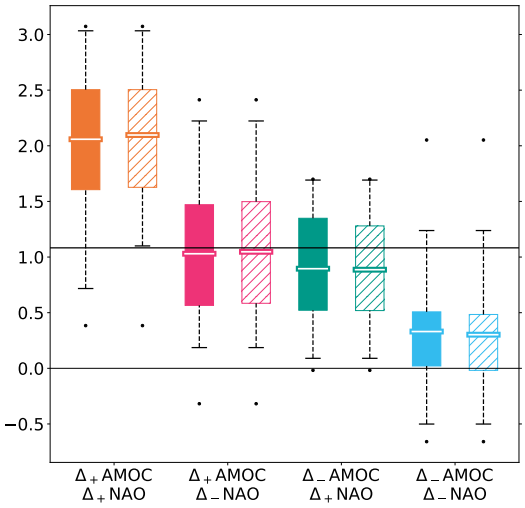


FIGURE 2.7 – Changements de température hivernale en Europe du nord en prenant tous les membres (boîtes pleines) et en excluant les membres dont les changements des pilotes sont proches de la réponse forcée (boîtes hachurées)
La bande blanche indique la moyenne, la boîte l'inter-quartile, les moustaches l'intervalle à 90%, et les points les valeurs extrêmes.

tentielle perte de robustesse statistique des résultats n'étant compensée par aucun gain de différenciation des narratives, le retrait de membres n'a pas été retenu.

Synthèse

Dans ce chapitre, nous avons montré qu'il était possible de partitionner le champ des possibles des futurs climatiques en différentes trajectoires de variabilité interne ayant une cohérence physique. Nous avons appliqué cette méthode à l'Europe du Nord en hiver à court terme, où les projections climatiques sont caractérisées par une forte incertitude liée à la variabilité interne dans le modèle CNRM-CM6-1.

En s'appuyant sur deux pilotes de variabilité interne multi-décennale, l'AMOC et la NAO, nous avons identifié 4 trajectoires (IVS). Nous avons montré que de telles trajectoires pouvaient considérablement amplifier ou masquer la réponse forcée anthropique ($+1.1\,^{\circ}\mathcal{C}$), et que les IVS, appliquées avec des pilotes de variabilité interne pertinents pour la région et la saison d'étude, étaient un bon outil pour expliquer une large fraction de la variance des projections.
D'un côté, si l'AMOC décroît peu et la NAO devient plus positive, alors le réchauffement est fortement amplifié (presque doublé, $+2.1\,^{\circ}\mathcal{C}$), avec des conditions plus humides, et une réduction de la surface enneigée et de la fréquence d'évènements froids journaliers décennaux par un facteur 5. Au contraire, si l'AMOC décroît fortement et la NAO devient plus négative, alors la réponse forcée anthropique sera partiellement masquée, avec un réchauffement fortement atténué ($+0.3\,^{\circ}\mathcal{C}$) et peu de changement en terme de précipitations par rapport à l'époque actuelle. Cette seconde trajectoire est particulièrement impactante en terme d'évènements saisonniers froids. Alors que l'hiver 2010 a été perçu comme exceptionnellement intense par le public, son temps de retour ayant été estimé comme cinquentennal, il apparaît que son risque d'occurence évolue peu au cours des vingt prochaines années dans cette storyline au réchauffement atténué. Considérer une telle trajectoire pour la prise de décision pour l'adaptation à court terme est dès lors très différent de considérer le changement associé à la réponse forcée, ou à la trajectoire au réchauffement amplifié, car cela implique de continuer à se préparer à vivre un hiver froid de la même intensité qu'en 2010, dans le contexte d'un climat global qui se réchauffe.
Ainsi, ce recadrage de l'étude du changement climatique dans l'espace des physiques possibles permet une communication plus informative à destination du grand public ainsi que pour la communauté scientifique du climat.

Nous avons également testé la robustesse des résultats à la méthode, et montrons la pertinence de s'intéresser aux échelles multi-décennales, qu'il n'est pas nécessaire de considérer un délai de latence entre les fluctuations des pilotes et leurs impacts sur la température, et qu'il est nécessaire d'utiliser des grands ensembles pour réaliser une telle étude.

Cependant, toutes ces études ont été réalisées en se basant sur un unique modèle, CNRM-CM6-1, or tout modèle numérique de simulation contient des biais. Pour aller plus loin, il serait donc pertinent d'étendre ces analyses avec une approche multi-modèle.

Nous ouvrons également la porte à l'utilisation de cette méthode en couplage avec la prévision décennale, dont la compétence pour prédire l'AMOC et la NAO est grande, ce qui serait un bon moyen détourné d'obtenir des informations sur l'évolution de la température et des précipitations à court terme, dont la prévision directe est moins robuste.

Chapitre 3

Généralisation de l'approche en storylines de variabilité interne dans un cadre multi-modèle

Contenu

3.1 Signature des diverses sensibilités des modèles constituant le mega ensemble de CMIP6 108

3.1.1 Quantification de l'incertitude dans les projections à court terme estimée à partir du méga ensemble de CMIP6 109

3.1.1.1 Identification des sources d'incertitude à l'échelle annuelle dans CMIP6-ME 109

3.1.1.2 Saisonnalité des distributions des changements de températures régionaux 109

3.1.1.3 Concordance des scénarios et des modèles dans les projections climatiques : l'exemple des changements de températures hivernales en Europe du Nord à court terme 112

3.1.1.4 Analyse en variance du changement de température saisonnière en Europe 114

3.1.1.5 Dépendance spatiale des changements de température en hiver — Réponse forcée, variance, et sources d'incertitude 116

3.1.2 Méthodologie pour l'utilisation de CMIP6-ME 116

3.2 Storylines de variabilité interne en multi-modèle 119

3.2.1 Réponse forcée en hiver à court terme en Europe du Nord . . . 119

3.2.2 Pertinence de l'approche en storylines pour décrire le rôle de la variabilité interne dans CMIP6-ME 121

3.2.2.1 Influence de l'AMV et la NAO 121

3.2.2.2 Relations entre l'AMV et la NAO 122

3.2.2.3 Pertinence des pilotes pour construire les storylines . 123

3.2.3 Modulation de la réponse forcée de CMIP6-ME par la variabilité interne en Europe du Nord 124

3.2.3.1 Création des storylines de variabilité interne 124

3.2.3.2 Rôle standardisé de la variabilité interne 124

3.2.3.3 Storylines de NEU en JFM en multi-modèle 126
3.2.4 Application au Bassin Méditerranéen 131
3.2.4.1 Projections climatiques hivernales à court terme autour du bassin méditerranéen 131
3.2.4.2 Pertinence de l'AMV et de la NAO pour MED 132
3.2.4.3 Une classification des membres équivalentes à l'Europe du Nord, pour des storylines aux impacts différents 133
3.2.4.4 Les conséquences d'une incertitude modèle forte sur les résultats des storylines de variabilité interne 135
3.2.5 Des narratives européennes 135
3.3 Sensibilité des résultats aux méthodes et hypothèses 138
3.3.1 Interaction entre la réponse forcée et la variabilité interne pour les storylines 138
3.3.2 Sensibilité au nombre de modèles 139
3.4 Et ailleurs dans le monde ? 143
Synthèse 146

Dans le deuxième chapitre de cette thèse, deux sources d'incertitude pour le changement climatique futur à court terme en Europe ont été étudiées : l'incertitude liée aux forçages externes, estimée à partir de différents SSP, et l'incertitude liée à la variabilité interne, estimée à partir du SMILE de CNRM-CM6-1. Cependant, comme introduit dans le premier chapitre, une troisième source d'incertitude est présente dans les projections climatiques : l'incertitude liée à la représentation des phénomènes géophysiques qui est différente entre les modèles, généralement nommée *incertitude épistémique*, appelée *incertitude modèle* dans cette thèse.

Jusqu'à présent, les résultats issus du seul modèle CNRM-CM6-1 ont été présentés. Cependant, la manière dont les phénomènes physiques et chimiques sont représentés, et les discrétisations numériques utilisées, induisent des incertitudes sur les résultats obtenus. Avec des paramétrisations différentes d'un même modèle, ou en raffinant le maillage par exemple, les résultats diffèrent. De plus, le choix de ces paramètres diffère d'un modèle à l'autre, si bien qu'en utilisant les mêmes conditions initiales et les mêmes conditions aux limites, les différents modèles simulent des climats moyens distincts, avec des variabilités hétérogènes. On peut cependant soulever le fait que certains modèles partagent des modules (par exemple CNRM-CM6-1 et IPSL-CM6A-LR partagent le code NEMO pour simuler l'océan). Ceci peut entraîner des comportements similaires pour la réponse de certaines variables au changement climatique entre modèles, et a fait l'objet d'études [Boé, 2018].

Dès lors que l'on introduit l'incertitude épistémique, des questions se posent par rapport aux résultats obtenus avec CNRM-CM6-1 en Europe du Nord en hiver. Sont-ils propres à ce modèle en particulier ? Ou bien sont-ils robustes physiquement et statistiquement ? Dans quelle mesure les résultats sont partagés ou non ? On aborde dans ce chapitre cette question à l'aide de simulations produites par plusieurs modèles climatiques globaux dans le cadre de ScenarioMIP, en prolongement des résultats du chapitre 2. Une fois que des réponses sont apportées à ces questions pour l'Europe du Nord, on étendra les analyses à toute l'Europe, puis à l'interaction entre les forçages externes et la variabilité interne, susceptible d'altérer les modes de variabilité et les téléconnexion au fur et à mesure que le climat moyen évolue, ainsi qu'à la dépendance des résultats au nombre de grands ensembles disponibles, avant d'ouvrir la possibilité de reproduire les analyses de cette thèse à d'autres régions du monde.

Pour la suite des analyses, un « méga ensemble » (ME) est constitué en réunissant un maximum de membres des grands ensembles disponibles dans le cadre de l'exercice ScenarioMIP de CMIP6. Le tableau 3.1 résume les informations relatives aux membres utilisés. L'intégration de chaque modèle a été initialement contrainte par un minimum de 15 membres disponibles par ensemble, ce qui correspond au seuil obtenu dans le chapitre précédent, section 2.3.3, pour obtenir des storylines à fort impact suffisamment différentes des storylines à faible impact. Cette contrainte implique de ne pas inclure des modèles qui (i) n'avaient pas simulé d'ensemble suffisamment large (de nombreux modèles ayant participé à l'exercice ScenarioMIP n'ont produit qu'un seul membre), ou (ii) avaient produit des grands ensembles en faisant varier la paramétrisation (pour l'étude de l'incertitude paramétrique, comme c'est le cas par exemple pour GISS-E2-1-G). Pour ce qui est des scénarios socio-économiques futurs, seuls les quatre SSP du premier niveau de priorité ont été retenus (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, et SSP5-8.5). Au final, il en résulte que chaque modèle retenu possède a minima 25 membres historiques (et jusqu'à 50), pour lesquels 1 à 4 scénarios socio-économiques

ont été simulés dans le futur. Le méga ensemble est constitué de 6 modèles, pour un total de 673 membres, et on s'y référera sous l'acronyme CMIP6-ME.

Les résolutions spatiales des modèles étant différentes, les données spatiales montrées dans ce chapitre ont été interpolées sur une grille commune régulière de $1° \times 1°$. L'interpolation se fait en plusieurs temps en prenant bien soin des mailles au niveau de la limite terre-mer. Pour le calcul des indices climatiques et moyennes spatiales, ce sont cependant les données de chaque modèle non-interpolées qui sont utilisées.

SSP	1-2.6	2-4.5	3-7.0	5-8.5	Total
ACCESS-ESM1-5	40	40	40	40	160
CanESM5	25	25	25	25	100
CNRM-CM6-1	30	30	30	30	120
IPSL-CM6A-LR		31			31
MIROC6	50	50		50	150
MPI-ESM1-2-LR	28	28	28	28	112
Total	173	154	123	173	673

TABLEAU 3.1 – Nombre de membres utilisés par modèle et par scénario socio-économique (SSP), en prolongement des simulations historiques, constituant le méga ensemble de CMIP6 (CMIP6-ME) de 673 membres

Étant donné le nombre variable de membres parmi les différents modèles, la représentativité de chaque modèle dans le méga ensemble n'est pas la même. Par exemple, le large ensemble IPSL-LE possède seulement 31 membres, alors que le grand ensemble ACCESS-GE en possède 160. Sans pondération, cela confère à ACCESS-GE un poids 5 fois supérieur à IPSL-LE dans les statistiques. Pour y remédier, on associe à chaque membre un poids inversement proportionnel à la taille de l'ensemble du modèle auquel il appartient.
Pour chaque modèle, le nombre de simulations par scénario est identique. De ce fait, une pondération par SSP n'est pas nécessaire.

Dans l'ensemble de ce chapitre, la pondération des membres est utilisée pour toutes les statistiques multi-modèle présentées, et à chaque étape de la construction des storylines.

3.1 Signature des diverses sensibilités des modèles constituant le mega ensemble de CMIP6

Dans cette première partie, on s'intéresse au changement climatique à court terme dans quatre régions européennes. Trois régions sont prises telles que définies pour le 6ème rapport du GIEC : Europe du Nord (NEU), Europe centrale (WCE), et bassin méditerranéen (MED, qui inclut également le nord du continent africain). On définit une quatrième région couvrant uniquement la France métropolitaine.

3.1.1 Quantification de l'incertitude dans les projections à court terme estimée à partir du méga ensemble de CMIP6

On analyse tout d'abord le changement climatique projeté par le méga ensemble de CMIP6 à court terme en Europe. De même que dans le chapitre précédent, on se concentre sur le changement de température de l'air au niveau de la surface ($2m$). Les autres variables d'impact sont abordées par la suite, une fois l'approche storyline de variabilité interne appliquée.

3.1.1.1 Identification des sources d'incertitude à l'échelle annuelle dans CMIP6-ME

On s'intéresse tout d'abord à l'évolution temporelle de l'anomalie de température à l'échelle **annuelle**, calculée par rapport à la période de référence 1995-2014.

En Europe du Nord et centrale, les simulations numériques montrent pour la réponse forcée un réchauffement supérieur à $1\,°\mathcal{C}$ par rapport au milieu du vingtième siècle, quand pour le bassin méditerranéen et la France, le réchauffement modélisé moyen est légèrement inférieur (figure 3.1, colonne de gauche, courbe blanche). Le réchauffement projeté moyen à la fin du vingt-et-unième siècle est semblable pour les 4 régions : proche de $4\,°\mathcal{C}$. De même, l'incertitude totale (à un indice de confiance de 90%, voir équation 1.22) du réchauffement à la fin du siècle est du même ordre pour les quatre régions européennes : $7\,°\mathcal{C}$.

Lorsque l'on s'intéresse à l'identification des sources d'incertitude, l'incertitude sur la période de référence est essentiellement due à la variabilité interne, par construction (figure 3.1, colonne de droite). À court terme (jusqu'en 2040), la variabilité interne joue un rôle largement majoritaire dans l'incertitude totale du changement de température annuelle en Europe. L'incertitude restante est essentiellement due aux modèles jusqu'en 2060-2070, période où l'incertitude épistémique atteint son poids relatif maximal (sauf pour MED où il est atteint vers 2045). Ensuite, c'est l'incertitude scénario qui devient la principale source d'incertitude, jusqu'à atteindre autour de 70% de l'incertitude totale à la fin du siècle.
Contrairement aux figures semblables qui ont été présentées dans le chapitre introductif (figures 1.9 et 1.10 tirées de [Lehner et al., 2020] pour la température globale), la variabilité interne a ici un poids beaucoup plus important à court terme et moyen terme du fait de l'échelle régionale.

Ces résultats, basés sur le méga ensemble de CMIP6, réaffirment donc la nécessité de correctement traiter la variabilité interne pour l'étude du changement climatique en Europe à court terme, et prendre en compte le fait que celle-ci peut considérablement amplifier ou masquer le signal anthropique.

3.1.1.2 Saisonnalité des distributions des changements de températures régionaux

L'étude des projections climatiques à court terme s'affine à nouveau en s'intéressant maintenant à l'échelle saisonnière.

Aux échelles saisonnière et régionale, on constate une diversité de comportements du réchauffement en Europe (figure 3.2).

Au centre et dans le nord de l'Europe, la réponse forcée varie peu au cours des saisons, de l'ordre de $\pm 0.1\,°\mathcal{C}$ autour de $1.2\,°\mathcal{C}$ annuellement (figures 3.2a et 3.2b). En Europe du Nord, elle est légèrement plus forte durant les saisons hivernales qu'estivales. Autour du bassin méditerranéen et en France, le cycle saisonnier de la réponse

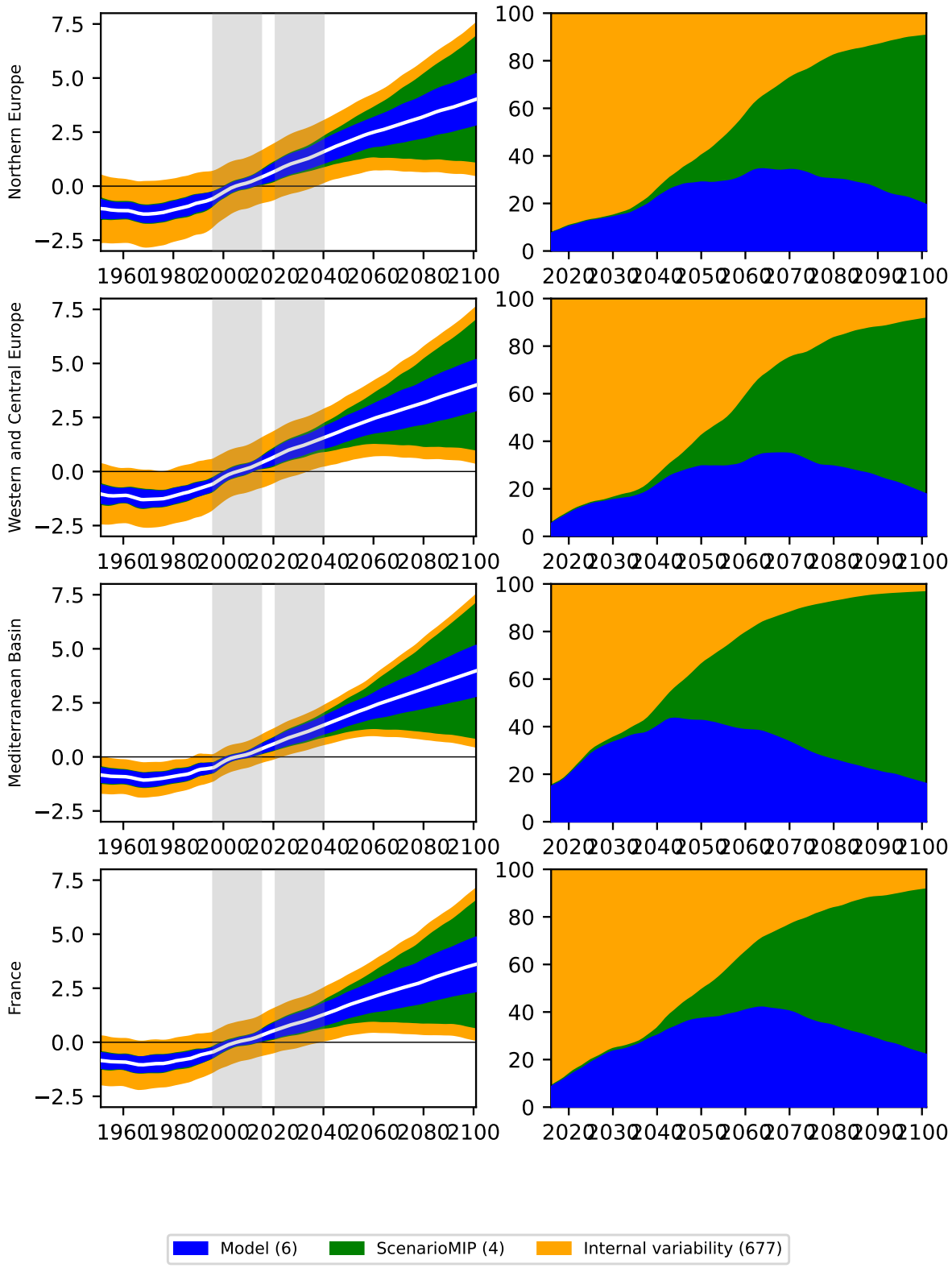
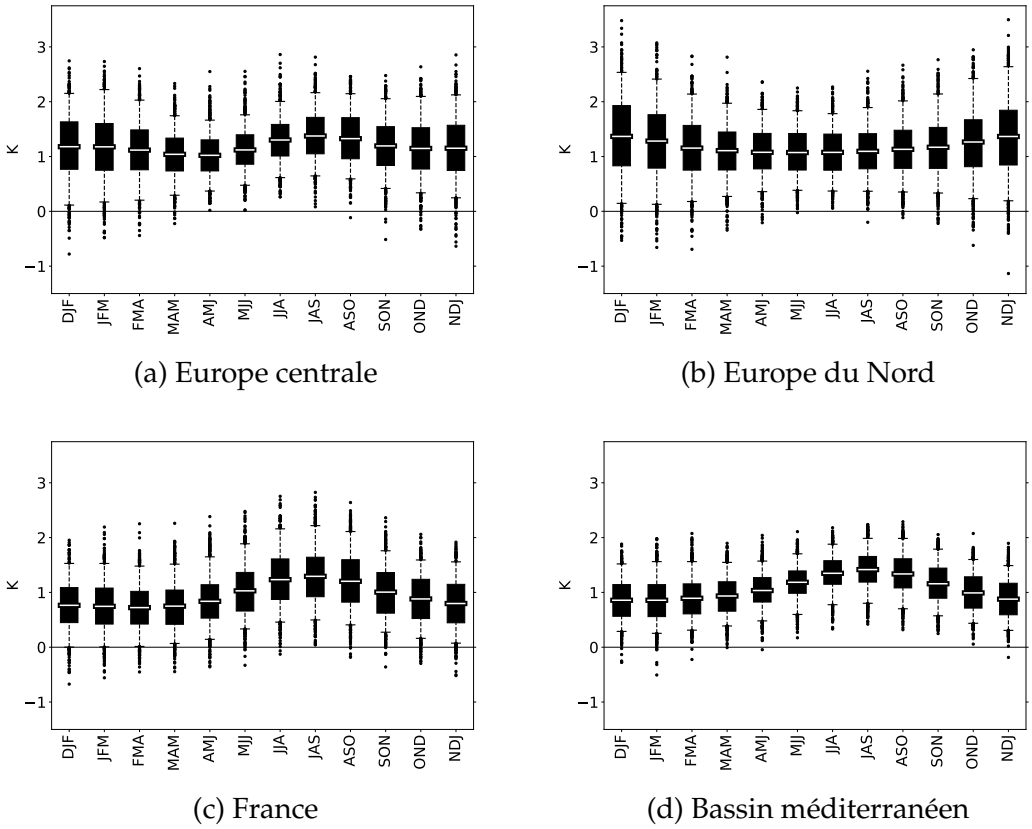


FIGURE 3.1 – Évolution de la température annuelle régionale du méga ensemble avec illustration des sources d'incertitude

Moyennes glissantes sur 10 ans des séries chronologiques des températures moyennes annuelles régionales du méga ensemble, relativement à 1995-2014. (gauche) Illustration des sources d'incertitude dans la projection de la moyenne multi-modèle multi-scénario. (droite) Contribution fractionnelle des sources individuelles à l'incertitude totale. À partir de 2040, seuls 5 modèles sont simulés (tous sauf CNRM-CM6-1).



(a) Europe centrale (b) Europe du Nord

(c) France (d) Bassin méditerranéen

FIGURE 3.2 – Changement saisonnier de température en Europe selon la région
Le changement est calculé pour la période 2020-2039 par rapport à la période 1995-2014. La barre horizontale représente la moyenne, la boîte l'inter-quartile, et les moustaches l'intervalle de confiance à 90%. Les valeurs extrêmes sont représentées par des points en dehors des boîtes à moustache.

forcée est plus marqué ($\pm 0.2\,°\mathcal{C}$ autour de $0.9\,°\mathcal{C}$ et $1.1\,°\mathcal{C}$ respectivement), et inversé par rapport à celui du nord : c'est en été que la réponse forcée y est la plus élevée (figures 3.2c et 3.2d).

Il y a une diversité en terme de variance autour de la réponse forcée. En France et autour du bassin méditerranéen, la variabilité du changement de température est faible et relativement constante tout au long de l'année (figures 3.2c et 3.2d). Au contraire, en Europe du Nord, il existe un cycle saisonnier de la variance. C'est en hiver que la dispersion y est la plus forte (supérieure à $0.7\,°\mathcal{C}$). Ce phénomène est associé à de fortes rétroactions liées à la neige dans cette région en hiver boréal, qui amplifie fortement le réchauffement (effet de seuil via la couverture neigeuse). L'Europe occidentale et centrale est finalement à l'intersection entre les deux autres régions (figure 3.2a). La réponse forcée est plus forte en été qu'en hiver, comme pour le bassin méditerranéen, alors que c'est l'inverse pour la saisonnalité de la variance, plus proche de celle de l'Europe du Nord.

Pour toutes les régions étudiées, la probabilité que la température future reste en moyenne stable ou diminue par rapport aux deux dernières décennies est inférieure à 5%. Elle est nulle sur un été plus ou moins étendu.

Maintenant que l'on a présenté les changements moyens (signal) et la dispersion

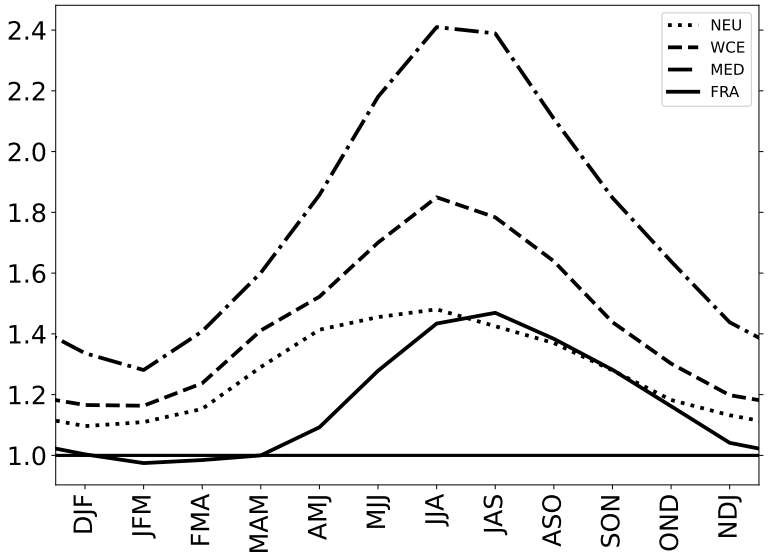


FIGURE 3.3 – Rapport signal sur bruit du changement saisonnier de température en Europe selon la région, estimé à partir de CMIP6-ME

Le rapport signal sur bruit est calculé pour la période 2020-2039 par rapport à la période 1995-2014.

autour d'eux (bruit) pour les différentes régions et saisons, on s'intéresse au S/B (dont on rappelle qu'il permet de comparer le poids relatif du changement moyen projeté et de l'incertitude associée).

À toutes les saisons, le signal (réponse moyenne multi-modèle et multi-scénario) domine le bruit associé aux incertitudes (épistémique, forcée, et variabilité interne, figure 3.3), sauf pour la France en hiver. Le rapport S/B est maximal en été autour du bassin méditerranéen, où le signal peut être plus de 2 fois supérieur au bruit (1.3 à 2.4 selon la saison). La saisonnalité du rapport S/B est moins marquée dans le centre et l'ouest de l'Europe (1.2 à 1.8), et la plus faible en Europe du Nord (1.1 à 1.5). Malgré une réponse forcée de grande amplitude, la grande variabilité des changements de température en hiver en Europe du Nord en fait la combinaison région-saison où le rapport signal-sur-bruit est le plus faible (figures 3.2 et 3.3). Comme pour l'étude du chapitre 2, menée avec le modèle CNRM-CM6-1 seul, ce minimum de rapport signal-sur-bruit motive l'utilisation de l'approche par storyline de variabilité interne pour mieux caractériser les changements possibles à court terme en hiver. Les résultats obtenus dans ce chapitre permettent alors de compléter et mettre en perspective de l'incertitude modèle les résultats du chapitre précédent.

3.1.1.3 Concordance des scénarios et des modèles dans les projections climatiques : l'exemple des changements de températures hivernales en Europe du Nord à court terme

Les distributions présentées sur la figure 3.2 ne rendent pas compte de la robustesse des changements (i) entre scénarios, et (ii) entre modèles. Pour l'évaluer, on décompose la distribution des changements de température hivernale en Europe du Nord par modèle et par scénario (figure 3.8).

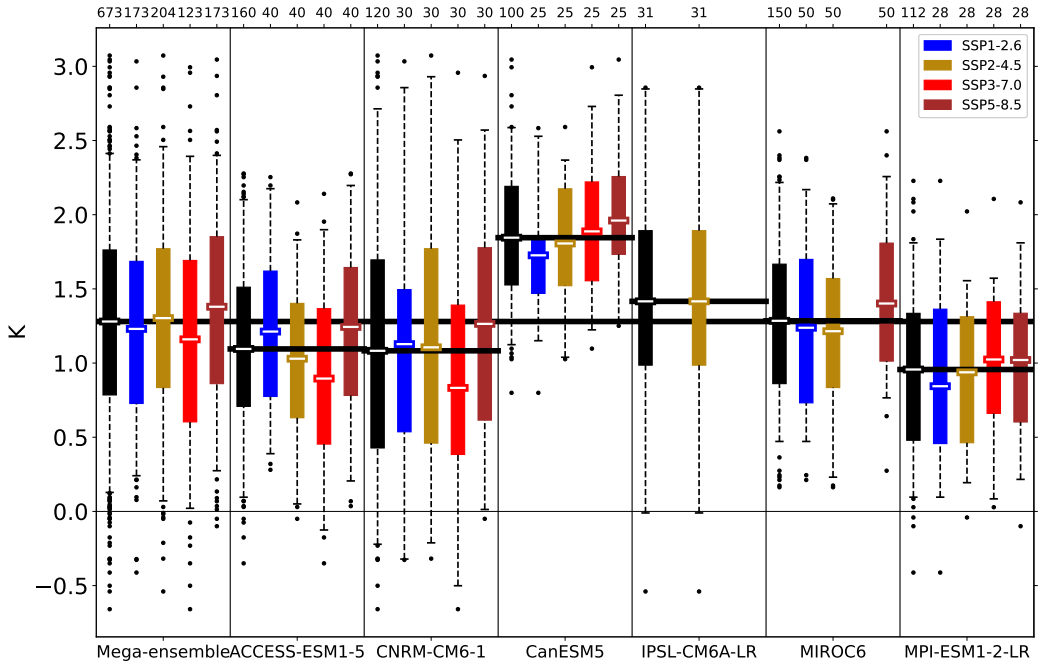


FIGURE 3.4 – Changement de température hivernale en Europe du Nord selon le modèle et selon le scénario
La ligne noire horizontale continue sur toute la figure représente la moyenne CMIP6-ME. Les statistiques de CMIP6-ME (première colonne) sont pondérées par le poids relatif de chaque modèle.

Concordance des SSP À l'échelle du méga ensemble, les distributions de changement de température hivernale en Europe du Nord des différents SSP ne sont pas significativement différentes (ni en moyenne, ni en variance, figure 3.4).

Par modèle, chaque combinaison de distribution de deux scénarios disponibles a été testée en terme de différence de moyenne (test de STUDENT [1]) et en terme de différence de variance (test de FISHER[1]). Dans la très grande majorité des combinaisons (24 sur 27), les moyennes des distributions testées ne sont pas significativement différentes. En terme de variance, il n'y a aucune combinaison où deux scénarios d'un même modèle sont significativement différents. Ainsi, 95% des tests effectués entre des sous-ensembles de chaque modèle ont rejeté l'hypothèse nulle selon laquelle les statistiques étaient significativement différentes. On en conclut qu'il y a une grande concordance des projections intra-modèle en terme de réchauffement hivernal de l'Europe du Nord à court terme, quel que soit le scénario socio-économique modélisé. De même que dans le chapitre 2, on en conclut que l'on peut négliger l'incertitude liée aux forçages externes.

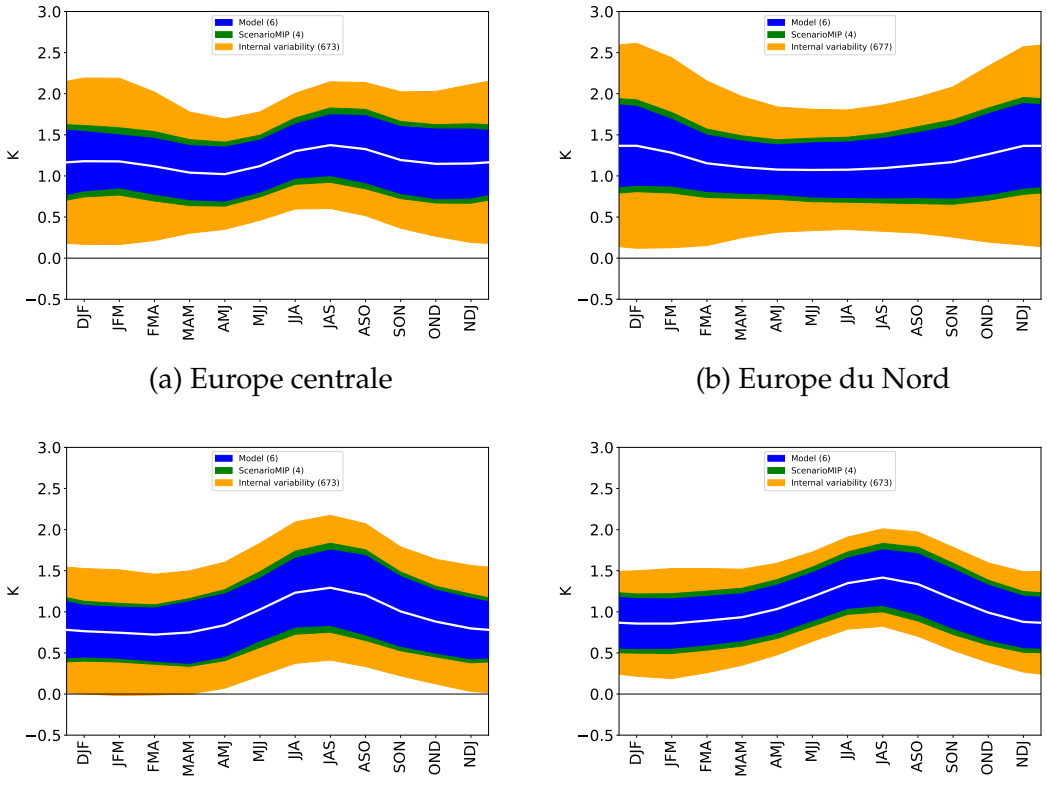
Concordance des modèles L'amplitude de la réponse forcée du changement de température hivernale en Europe du Nord diffère selon le modèle (figure 3.4). La réponse forcée moyenne du méga ensemble est de $+1.3\,°\mathcal{C}$, alors que les réponses forcées des modèles s'étendent de $+1.0\,°\mathcal{C}$ pour MPI-GE à $+1.8\,°\mathcal{C}$ pour Can-GE. Seuls IPSL-LE

1. Les tests sont réalisés avec un indice de confiance à 5%.

et MIROC-GE ont des réponses moyennes non-significativement différentes du méga ensemble (également entre elles). La réponse forcée du CNRM-GE n'est pas significativement différente de celles du ACCESS-GE, d'IPSL-LE, et du MPI-GE. Le Can-GE possède lui une réponse forcée significativement différente de celles de tous les autres modèles. Il existe donc une incertitude notoire sur la réponse forcée des modèles pour le changement de température hivernale à court terme en Europe du Nord.
En terme de variance, seul IPSL-LE n'est pas significativement différent du méga ensemble. Sa variance est également non-significativement différente de celle du CNRM-GE. À l'opposé, on peut regrouper ACCESS-GE, MIROC-GE, et MPI-GE, dont les variances ne sont pas significativement différentes, Can-GE venant se greffer aux deux derniers grands ensembles cités. Les variances des grands ensemble du premier regroupement de modèles sont plus importantes que celles du second.

Ces différences de variance traduisent un rôle de la variabilité interne différent selon le modèle. La prochaine analyse a ainsi pour but d'étudier l'attribution de la part de variance des changements de température aux trois sources d'incertitude.

3.1.1.4 Analyse en variance du changement de température saisonnière en Europe



(a) Europe centrale

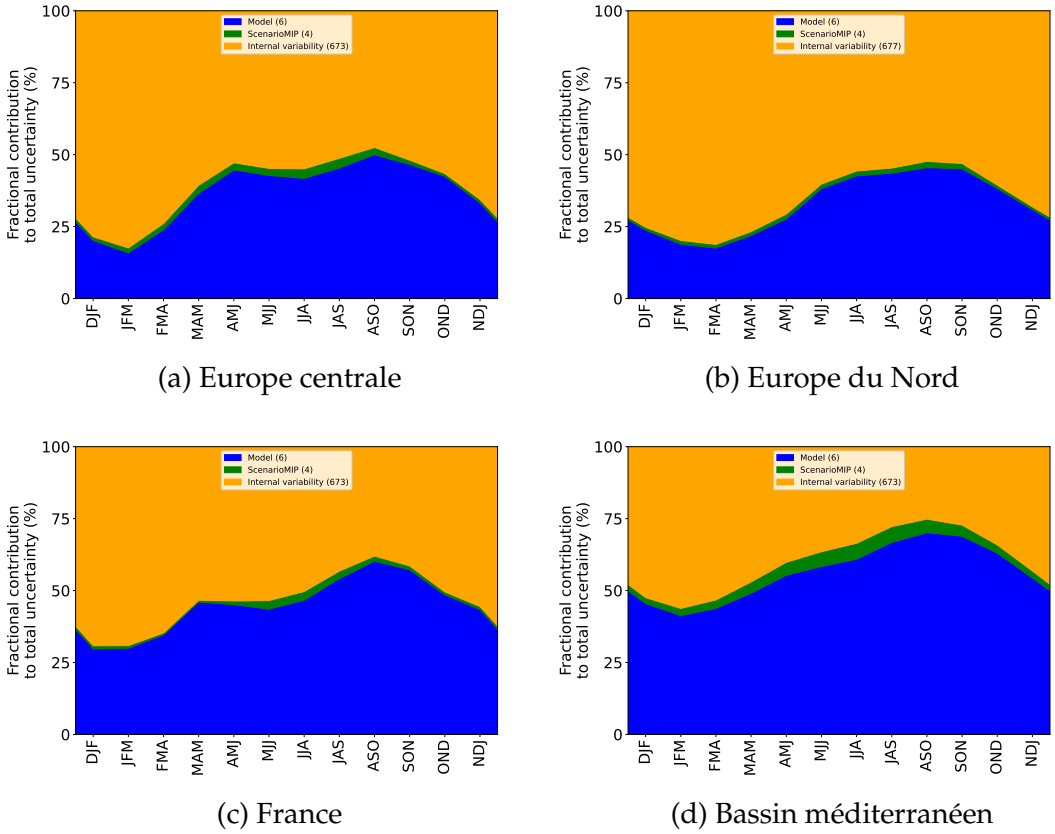
(b) Europe du Nord

(c) France

(d) Bassin méditerranéen

FIGURE 3.5 – Identification des sources d'incertitude autour de la réponse forcée du changement de température selon la région et la saison à court terme

La figure 3.5 rend compte de l'incertitude saisonnière du changement de température autour de la réponse forcée multi-modèle multi-SSP, et de la répartition de l'incertitude selon les trois sources. Elle permet une autre lecture des mêmes données présen-



(a) Europe centrale (b) Europe du Nord

(c) France (d) Bassin méditerranéen

FIGURE 3.6 – Contribution fractionnée en variance à l'incertitude totale du changement de température selon la région et la saison à court terme

tées dans la figure 3.2. Sa lecture est complétée par la figure 3.6 qui montre la contribution relative de chaque source d'incertitude à l'incertitude saisonnière en variance totale.

On note que, peu importent la région et la saison, à court terme (i) l'amplitude de l'incertitude modèle est quasi identique, entre $\pm 0.3\,^{\circ}\mathcal{C}$ et $\pm 0.4\,^{\circ}\mathcal{C}$ autour de la réponse moyenne du méga ensemble, et (ii) l'amplitude de l'incertitude scénario est très faible, inférieure à $0.1\,^{\circ}\mathcal{C}$ (figure 3.5).

Pour toutes les régions européennes étudiées, c'est pendant la saison hivernale que le poids de la variabilité interne dans l'incertitude totale est le plus grand (figure 3.6). En Europe, la variabilité interne représente autour des trois-quarts de la variance totale, excepté autour du bassin méditerranéen, où elle en représente plus de la moitié. Le reste de la variance est attribuable à l'incertitude modèle, l'incertitude scénario ayant une part négligeable peu importe la région et la saison (moins de 6%).

En résumé, c'est en hiver que le rapport signal-sur-bruit est minimal en Europe (figure 3.3), le bruit y étant dominé par l'incertitude liée à la variabilité interne (figure 3.6). Ces analyses en multi-modèle viennent donc confirmer les résultats obtenus avec CNRM-CM6-1 (chapitre 2) qui apparaissent dès lors robustes. Par la suite, les études seront donc à nouveau ciblées sur la saison JFM .

La part d'incertitude associée à l'interaction modèle-scénario (terme $\mathcal{I}$, équation 1.16), non montrée dans les figures 3.5 et 3.6, est de l'ordre de la part d'incertitude associée au scénario, donc négligeable peu importent la région et la saison.

3.1.1.5 Dépendance spatiale des changements de température en hiver — Réponse forcée, variance, et sources d'incertitude

On illustre ici les caractéristiques statistiques et physiques du changement spatial de température hivernale (JFM) à court terme en Europe (figure 3.7). On observe un réchauffement partout en Europe, plus intense à l'est qu'à l'ouest (figure 3.7a). La réponse forcée du CNRM-GE seul, présentée dans le chapitre précédent, est cohérente avec la réponse multi-modèle. L'incertitude totale est aussi similaire, en terme d'amplitude et de configuration spatiale, à l'incertitude estimée par moyenne multi-modèle multi-scénario (figure 3.7b).
Le bruit est dominant dans les Îles Britanniques et l'ouest de la Scandinavie (région NEU en général), alors qu'il est plutôt faible en Afrique du Nord, en Italie, et autour de la Mer Blanche (figure 3.7c). Quand on partitionne l'incertitude en ses différentes composantes, on trouve que dans le centre et l'est de l'Europe, et autour de la Baltique, la variabilité interne est localement à l'origine de plus de 80% de l'incertitude sur le changement de température (figure 3.7d). Par contraste, c'est en Espagne et en Afrique du Nord (région MED en général) que l'incertitude modèle a un impact le plus important par rapport à l'incertitude totale, atteignant localement jusqu'à 50% de la part de variance (figure 3.7e), avec un bruit dominé par le signal (figure 3.7c). On retrouve, partout en Europe, un rôle de l'incertitude scénario négligeable dans l'incertitude totale (figure 3.7f).
L'incertitude liée à la variabilité interne étant majoritaire dans l'incertitude totale partout en Europe, et le bruit dominant le signal en Europe du Nord, on en conclut que l'approche par storyline pour explorer le champ des possibles des fluctuations de température à court terme est à nouveau un outil pertinent.

3.1.2 Méthodologie pour l'utilisation de CMIP6-ME

Les résultats présentés depuis le début de ce chapitre ont mis en lumière une hétérogénéité de comportement des modèles : leurs réponses forcées en terme de changement de température sont plus ou moins fortes, la dispersion des projections à court terme est plus ou moins importante. Cependant, les différents modèles utilisés pour construire le CMIP6-ME s'accordent pour dire que la réponse forcée à court terme est un réchauffement partout en Europe, à toutes les saisons : l'incertitude porte essentiellement sur l'intensité du réchauffement.
L'incertitude liée aux forçages externes ayant été écartée, on a constaté que l'incertitude modèle était secondaire (un quart de la variance des incertitudes sur les changements de températures hivernales sauf pour MED). On va donc s'intéresser exclusivement à l'incertitude liée à la variabilité interne, en cherchant s'il est possible de mettre en évidence un comportement robuste partagé par les modèles.

On s'affranchit de l'incertitude modèle (différences de réponse forcée et de variance) via 2 outils mathématiques : une pondération des membres par modèle et une normalisation des données par modèle. Ces opérations mathématiques ont pour but de s'affranchir des différences de sensibilité entre modèles.

Standardisation des données par modèle et scénario dans le méga ensemble Dans le méga ensemble, du fait de réponses forcées significativement différentes, on fait la distinction entre les modèles auxquels chaque simulation appartient. Comme intro-

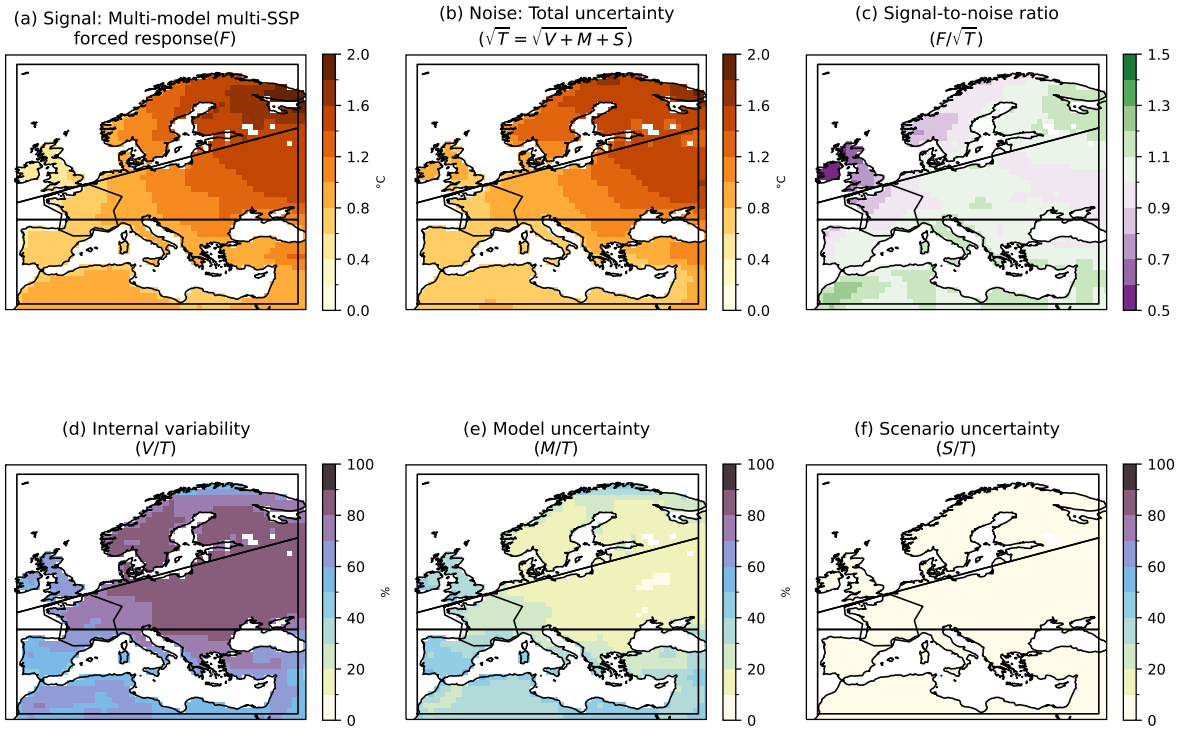


FIGURE 3.7 – Changement spatial de température hivernale en Europe en 2020-2039 par rapport à 1995-2014
(a) réponse moyenne du méga ensemble, (b) incertitude totale, (c) rapport signal-sur-bruit, (d-f) fractions de variance expliquées par les trois sources d'incertitude (variabilité interne, incertitude modèle, forçages anthropiques) ; tous les calculs sont décris dans la section 1.2.3.3

duite dans le chapitre 1, on utilise la notation $\mathrm{T}\,(\underline{x}, m, s, r)$ pour désigner la grandeur géophysique T simulée avec le modèle m, suivant le scénario s, pour la réalisation r, en tout point de l'espace de coordonnées $\underline{x}$.

Ici c'est la dispersion autour de la réponse forcée due à la variabilité interne que l'on souhaite explorer. L'incertitude modèle a été illustrée via l'étude des réponses forcées et variance des modèles (section 3.1.1.3), et a montré des différences significatives. Étant donné que la principale différence entre modèles vient de la réponse forcée, l'idée ici est de considérer un écart d'anomalie par rapport à la moyenne de l'ensemble modèle auquel appartient chaque membre. On introduit alors l'anomalie résiduelle de T comme $\Delta'\mathrm{T} = \Delta\mathrm{T} - \overline{\Delta\mathrm{T}}$, où la moyenne $\overline{\Delta\mathrm{T}}$ est calculée pour les grands ensembles associés à chaque membre m.

Cependant, les variances de certains modèles sont significativement différentes, entre elles. L'utilisation de l'anomalie résiduelle donnerait ainsi plus de poids aux extrêmes des modèles à forte variance, les valeurs extrêmes des modèles ayant moins de variance se trouvant à des niveaux de risque proportionnellement moins élevés.
Ainsi, afin d'étudier l'écart relatif des données des différents modèles à la réponse forcée de CMIP6-ME, on choisit de standardiser toutes les données, modèle par modèle. On introduit alors l'anomalie standardisée de T comme $\widetilde{\Delta}\mathrm{T} = \frac{\Delta\mathrm{T} - \overline{\Delta\mathrm{T}}}{\sigma_{\Delta\mathrm{T}}}$, où la moyenne $\overline{\Delta\mathrm{T}}$ et la déviation standard $\sigma_{\Delta\mathrm{T}}$ sont calculées pour les grands ou large ensembles associés à chaque membre m. Les anomalies que l'on étudie représentent alors l'écart standardisé de la réponse d'un membre à la réponse forcée associée au modèle avec lequel il a été simulé.

L'équation 2.1 devient :

$$\tilde{\Delta}\mathrm{T}\left(\underline{x}, m, s, r\right) = \alpha\left(\underline{x}\right) + \sum_{i=1}^{N_P} \beta_{P_i}\left(\underline{x}\right) \left[\tilde{\Delta} P_i\left(m, s, r\right)\right]' + \varepsilon\left(\underline{x}, m, s, r\right) \tag{3.1}$$

avec :

- $\alpha\left(\underline{x}\right)$: réponse moyenne attendue en absence de changement dans la réponse des pilotes par rapport à la moyenne d'ensemble,
- $\beta_{P_i}\left(\underline{x}\right)$: coefficient de sensibilité de la réponse régionale aux changements de réponses isolées du pilote normalisé P_i,
- $\tilde{\Delta}\mathrm{T}$: anomalie relative standard de T par rapport à chaque sous-ensemble,
- $[\square]'$: anomalie relative standard de $\square$ par rapport au méga ensemble,
- $\varepsilon\left(\underline{x}, m, s, r\right)$: variation résiduelle non capturée.

3.2 Storylines de variabilité interne en multi-modèle

Dans cette partie, on s'intéresse à nouveau au rôle de la variabilité interne dans la modulation du changement climatique hivernal (JFM) en Europe du Nord (NEU), à court terme (2020-2039 par rapport à 1995-2014). Cependant, on va cette fois-ci plus loin que dans le chapitre 2, en introduisant l'incertitude modèle, grâce au méga ensemble présenté dans la partie précédente. On évalue ainsi à nouveau les trajectoires possibles physiquement cohérentes en terme de température, précipitations, couverture neigeuse, et vent.

Dans un premier temps, on s'intéresse à la pertinence de l'approche par storyline dans le méga ensemble, en terme de pilotes à l'échelle multi-décennale et de variance expliquée. On présente ensuite la modulation des fluctuations du climat autour de la réponse forcée, les impacts qu'implique chaque storyline, en perspective par rapport aux résultats de la partie précédente. Enfin, on s'intéresse à l'impact de ces narratives autour du bassin Méditerranéen.

3.2.1 Réponse forcée en hiver à court terme en Europe du Nord

Dans cette section, on s'intéresse aux projections climatiques hivernales à court terme en Europe du Nord dans CMIP6-ME, et notamment à la robustesse des résultats entre modèles.

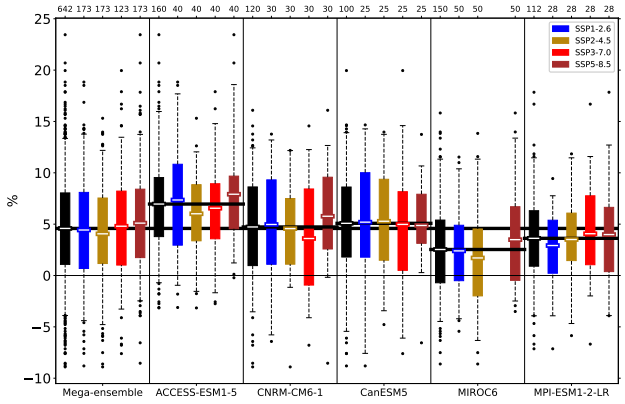
Les changements de température ont été décrits dans la section 3.1.1.3. Pour rappel, le réchauffement moyen de CMIP6-ME est de $+1.3\,°\mathcal{C}$; CNRM-GE, étudié dans le chapitre précédent, possède donc un réchauffement légèrement inférieur à celui de CMIP6-ME.

En ce qui concerne les précipitations [2], elles augmentent dans tous les grands ensembles, avec une moyenne de $+5.0\%$ dans CMIP6-ME (figure 3.8a). ACCESS-GE s'humidifie le plus ($+7.0\%$), au contraire de MIROC-GE ($+2.5\%$).

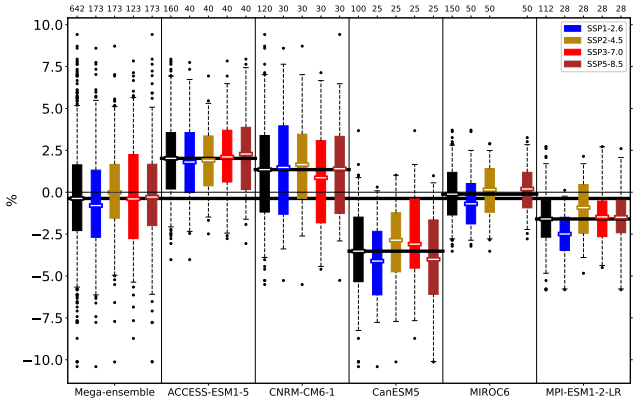
Pour ce qui est du vent, on remarque que les modèles ne sont pas d'accord quand au signe du changement : ACCESS-GE et CNRM-GE projettent une augmentation du vent, quand Can-GE et MPI-GE projettent une diminution (figure 3.8b). À l'échelle de CMIP6-ME, on constate que la réponse forcée du changement de vent est nulle. Il y a donc une incertitude modèle de taille pour le changement de vent hivernal en Europe du Nord à court terme. Dès lors, les conclusions sur la modulation du changement de vent par la variabilité interne seront moins primordiales.

Enfin, pour la surface enneigée, CMIP6-ME projette une réduction moyenne légèrement supérieure à 5%. En terme de réponse forcée, on peut regrouper d'un côté CNRM-GE et MIROC-GE pour lesquels le diminution est moins marquée (4%), et de l'autre Can-GE et MPI-GE pour lesquels elle est plus importante (7%). Dans CNRM-GE, on avait trouvé un fort lien de proportionnalité entre le changement de température et celui de surface enneigée ; un tel lien existe dans les autres modèles, mais son amplitude est différente. MPI-GE combine le réchauffement les moins fort avec la diminution de surface enneigée la plus importante, alors qu'on aurait pu s'attendre à ce que cette place soit occupée par Can-GE, qui a la plus forte réponse forcée en terme de réchauf-

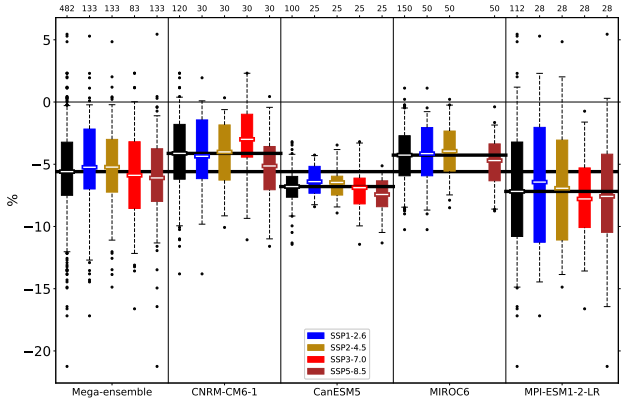
2. Toutes les variables ne sont pas disponibles pour tous les modèles. Le méga ensemble est constitué au maximum de 673 membres, disponibles pour la température et les pilotes de variabilité interne, mais les données ne sont par exemple pas disponibles pour les autres variables pour IPSL-LE, ni pour ACCESS-GE pour la surface enneigée.



(a) Précipitations



(b) Vent



(c) Surface enneigée

FIGURE 3.8 – Changement climatique à court terme pour NEU en JFM par modèle et scénario

fement. Ceci illustre bien la différence épistémique des projections climatiques entre modèles.

En résumé, CMIP6-ME projette un réchauffement de $+1.3\,°\mathcal{C}$, accompagné d'une hausse de précipitations et d'une diminution de la surface enneigée de 5% chacune. Pour ce qui est des projections de vents, les modèles ne s'accordent pas, la moyenne du changement pour CMIP6-ME étant quasi-nulle.

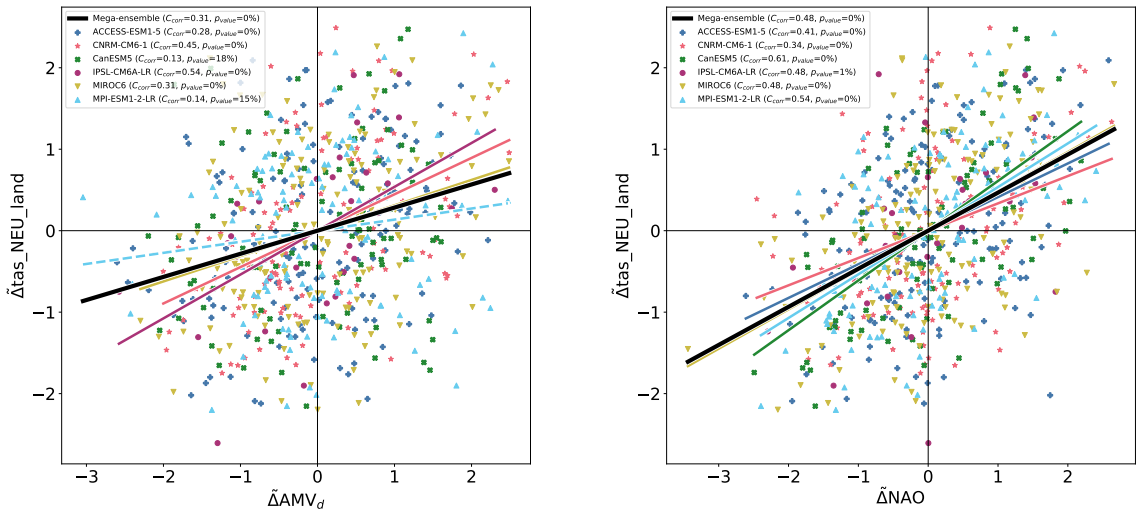
Maintenant que l'on a analysé la réponse forcée de CMIP6-ME et sa déclinaison selon les modèles, on se place dans le monde des anomalies standardisées afin de s'affranchir de l'incertitude épistémique et de se concentrer sur le rôle de la variabilité interne dans la modulation du changement climatique.

3.2.2 Pertinence de l'approche en storylines pour décrire le rôle de la variabilité interne dans CMIP6-ME

Dans cette section, l'objectif est de tester la pertinence d'utiliser l'AMV et la NAO pour décrire la modulation des fluctuations du climat hivernal en Europe du Nord à court terme comme dans CNRM-GE, et ainsi de tester la robustesse des pilotes dans CMIP6-ME.

3.2.2.1 Influence de l'AMV et la NAO

Comme cela a été fait dans le chapitre précédent, il est nécessaire de tout d'abord s'assurer que l'on choisit des modes de variabilité qui pilotent la variabilité interne multi-décennale dans CMIP6-ME, afin que leur utilisation soit pertinente pour construire les storylines.



(a) AMV (b) NAO

FIGURE 3.9 – Diagramme de dispersion des changements de température hivernale en Europe du Nord en fonction des changements de la variabilité multi-décenale de l'Atlantique (a) et de l'oscillation nord-Atlantique (b)
Les changements sont calculés pour la période 2020-2039 comparée à 1995-2014. Les lignes représentent la régression par les moindres carrés entre les deux variables pour chaque modèle. Les lignes sont tracées en continu lorsque la régression est significative ($p_{value} < 0.05$).

Une fois les données standardisées, on observe des liens entre changements d'AMV, de NAO, et de température hivernale en Europe du Nord aux échelles multi-décennale. L'AMV utilisée dans ce chapitre est l'AMV dite *demeaned* : on retire le signal forcé en retirant en chaque point de grille océanique la réponse forcée de chaque modèle, avant de calculer la moyenne de la température sur la bassin Nord-Atlantique pour chaque membre.
Pour l'AMV, la corrélation est de 0.3 à l'échelle de CMIP6-ME, alors qu'on trouve une absence de téléconnexion dans Can-GE et MPI-GE (corrélations non-significatives).
Le lien entre la NAO et la température hivernale en Europe du Nord est présent dans CMIP6-ME et dans tous les modèles, avec des corrélations comparables à celle obtenue pour CNRM-GE seul (section **??**), la corrélation moyenne étant de 0.5 pour CMIP6-ME.

L'AMV et la NAO sont donc bien des pilotes de la variabilité multi-décennale de la température hivernale en Europe du Nord dans CMIP6-ME. Quand on considère les modèles individuellement, l'AMV explique moins de variance pour Can-GE et MPI-GE.

3.2.2.2 Relations entre l'AMV et la NAO

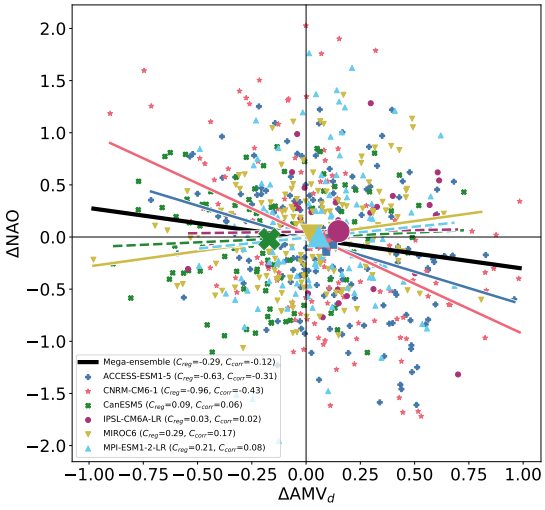


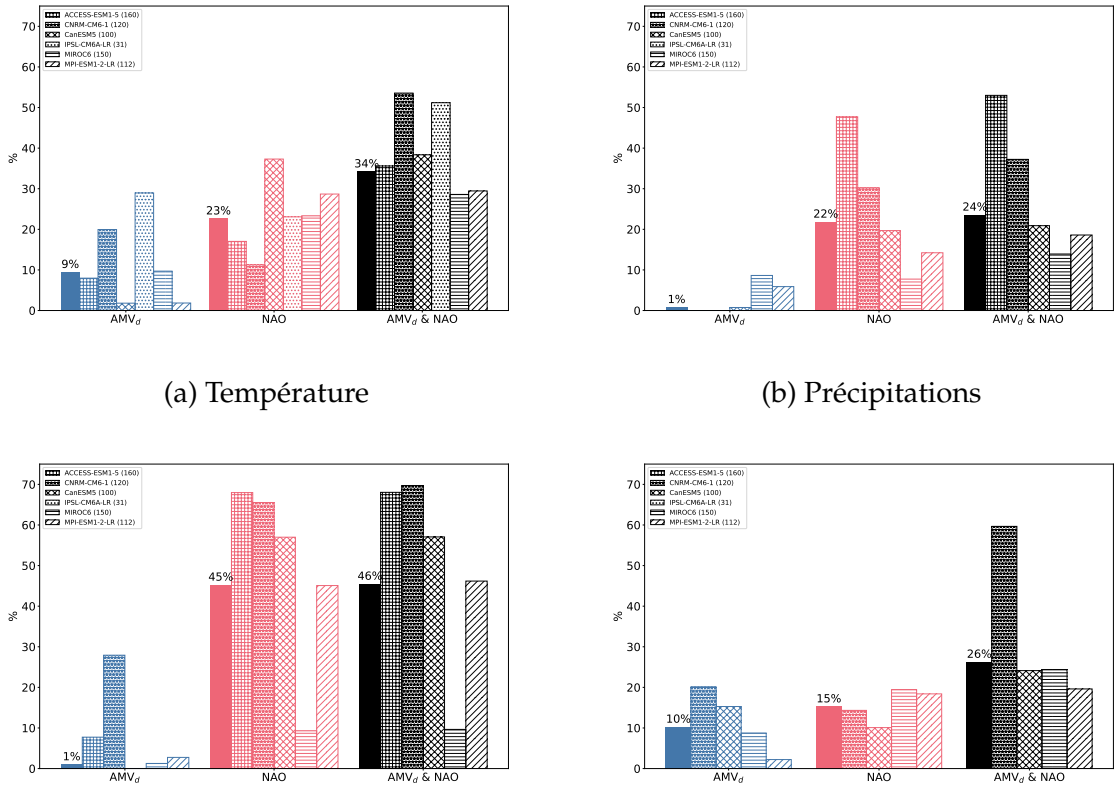
FIGURE 3.10 – Diagramme de dispersion des changements de NAO en fonction du changement d'AMV
Les changements sont calculés pour la période 2020-2039 comparée à 1995-2014. Les lignes représentent la régression par les moindres carrés entre les deux indices pour chaque grand ensemble et pour le méga ensemble. Les lignes sont tracées en continu lorsque la régression est significative ($p_{value} < 0.05$, voir Méthodes).

Dans le chapitre précédent, on a vu qu'il existait une anti-corrélation significative entre le changement d'AMV et celui de NAO dans le CNRM-GE (-0.4, section **??**). En comparant aux autres grands ensembles, on se rend compte qu'il a l'anti-corrélation la plus forte (figure 3.10). ACCESS-GE a une anti-corrélation moins forte et significative (-0.3), alors que dans le MIROC-GE il s'agit d'une corrélation positive significative (0.2). Dans les trois autres grands ensembles, changements d'AMV et de NAO ne sont

pas significativement corrélés. Enfin, bien que faible (-0.1), l'anti-corrélation est significative dans CMIP6-ME.

3.2.2.3 Pertinence des pilotes pour construire les storylines

Maintenant que l'on a validé la condition nécessaire selon laquelle l'AMV et la NAO sont des pilotes du changement de température hivernale en Europe du Nord à court terme dans CMIP6-ME, on s'intéresse à leur capacité à expliquer la variance du changement climatique à l'aide d'une simple régression multi-linéaire. On s'intéresse ici aux différentes grandeurs d'impact : température, précipitations, vent, et surface enneigée.



(a) Température

(b) Précipitations

(c) Vent

(d) Surface enneigée

FIGURE 3.11 – Variance expliquée des changements hivernaux de (3.11a) température, (3.11b) précipitations, (3.11c) vent, et (3.11d) surface enneigée en Europe du Nord à l'aide de régressions multi-linéaires basées sur les changements d'AMV et de NAO

De manière générale, on constate que c'est la NAO qui est le pilote principal de la variabilité interne hivernale multi-décennale en Europe du Nord. Lorsque les deux pilotes sont pris individuellement, la NAO a toujours une variance expliquée supérieur à l'AMV, sauf pour la couverture neigeuse.

Pour la température, on observe des résultats plutôt consistants entre modèles en terme de variance expliquée par les deux pilotes, quel que soit l'ensemble (figures 3.11a). La variance expliquée de CMIP6-ME est de 34% (elle va de 30 à 50% selon le GE).
Les résultats sont plus contrastés selon le GE pour les précipitations : le score est très

élevé dans ACCESS-GE (plus de 50%), et beaucoup moins dans MIROC-GE (moins de 20%), alors qu'un quart de la variance est expliquée à l'échelle de CMIP6-ME. Pour ce qui est des précipitations et du vent, on note que seul le rôle de la NAO est pertinent pour expliquer la variance.
La NAO permet d'expliquer plus de la moitié de la variance du vent pour tous les ensembles sauf MIROC-GE (moins de 10%, ce qui fait chuter le score de CMIP6-ME). Le seul ensemble pour lequel l'AMV joue un rôle sur le changement de vent est CNRM-GE, de manière similaire à l'AMOC telle que décrite dans le chapitre précédent.
Enfin, pour ce qui est de la surface enneigée, un peu plus du quart de la variance est expliquée par les deux pilotes, avec des contributions assez proches, pour tous les ensembles sauf ACCESS-GE qui obtient un score très élevé (près de 60% avec les deux pilotes).

En résumé, les régressions multi-linéaires construites avec l'AMV et la NAO permettent d'expliquer le tiers de la variance du réchauffement dans CMIP6-ME, et entre le quart et la moitié de la variance des autres variables. Selon la variable à laquelle on s'intéresse, ces scores sont assez hétérogènes entre modèles.

3.2.3 Modulation de la réponse forcée de CMIP6-ME par la variabilité interne en Europe du Nord

Maintenant que l'on a décrit les projections climatiques à court terme en Europe, que l'on s'est dispensé de l'incertitude épistémique, et que l'on a établi que l'AMV et la NAO pilotaient la variabilité interne multi-décennale hivernale en Europe du Nord, on applique notre méthode de partitionnement de la variabilité par storyline. Dans cette section on s'intéresse donc aux storylines dans CMIP6-ME, en les mettant en perspectives de celles obtenues pour CNRM-GE seul.

3.2.3.1 Création des storylines de variabilité interne

La méthode de classification des membres par storyline, présentée dans le chapitre précédent (section 2.1.2), est maintenant appliquée au méga ensemble. On a toujours quatre trajectoires, différenciées en fonction des changements d'AMV et de NAO entre la période présente et la période de futur proche.
La figure 3.12 montre la répartition des membres dans les différentes storylines de variabilité interne, avec des quadrants quasi-orthogonaux (du fait de la faible anti-corrélation entre changements d'AMV et de NAO dans CMIP6-ME).

3.2.3.2 Rôle standardisé de la variabilité interne

Entre la période de futur proche (2020-2039), et la période présente (1995-2014), ...
— *si* l'AMV et la NAO augmentent, *alors* plus de 75% des projections indiquent une amplification du réchauffement par rapport à la réponse forcée ($+0.7\sigma$ en moyenne), et presque autant une intensification des précipitations ($+0.5\sigma$ en moyenne) et une réduction de la surface enneigée (-0.6σ en moyenne),
— *si* l'AMV augmente et la NAO diminue, *alors* le réchauffement et le changement de couverture neigeuse ne devraient pas être significativement différents de la réponse forcée (-0.1σ en moyenne), et les précipitations devraient légèrement s'affaiblir (-0.3σ en moyenne),

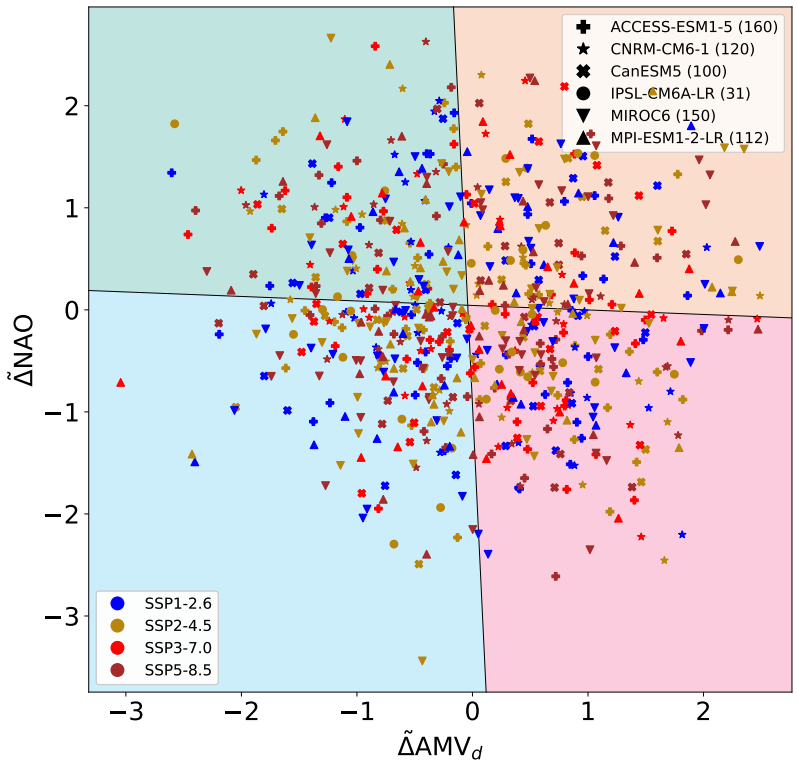


FIGURE 3.12 – Quadrants de répartition des membres par storyline de variabilité interne

— *si* l'AMV diminue et la NAO augmente, *alors* le réchauffement devrait être très légèrement supérieur à la réponse forcée ($+0.2\sigma$ en moyenne), la réduction de surface enneigée légèrement plus forte que la réponse forcée (-0.2σ en moyenne), avec cependant des précipitations qui s'intensifient ($+0.5\sigma$ en moyenne),
— *si* l'AMV et la NAO diminuent, *alors* plus de 75% des projections indiquent une atténuation du réchauffement par rapport à la réponse forcée (-0.7σ en moyenne), et presque autant un affaiblissement des précipitations (-0.5σ en moyenne) et une augmentation de la surface enneigée ($+0.6\sigma$ en moyenne).

On peut ainsi retrouver deux trajectoires avec de forts impacts dus à la variabilité interne dans la modulation du changement climatique autour de la réponse forcée :

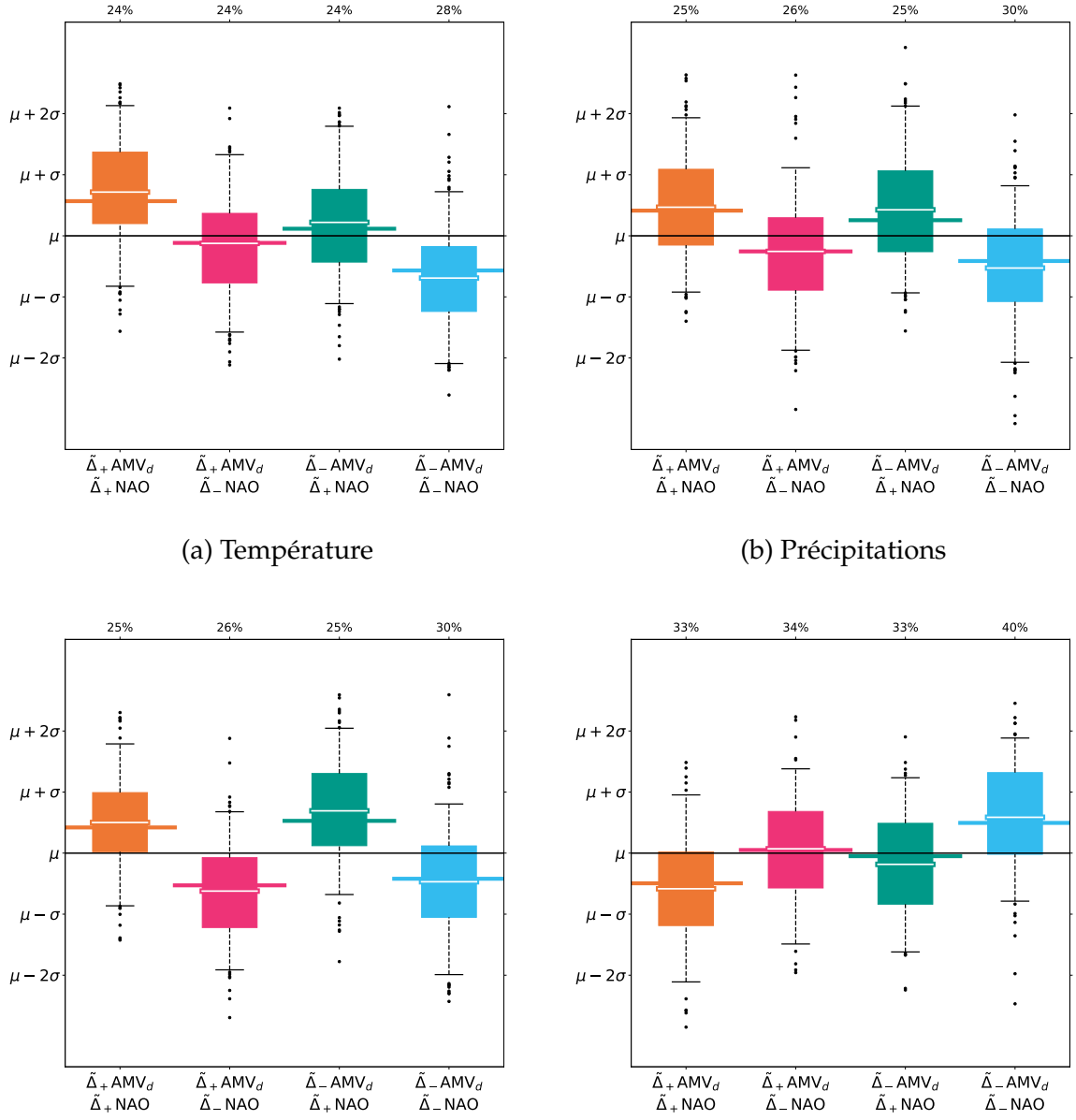
— **climat plus chaud et pluvieux, et moins enneigé**,
— **climat plus froid, sec, et enneigé**.

Les deux autres trajectoires ont des impacts plus mesurés sur le changement climatique :

— **climat plus sec**,
— **climat plus pluvieux**.

On remarque que la modulation moyenne des changements standardisés dans les storylines du méga ensemble est proche de la valeur moyenne prédite par la régression multi-linéaire (figure 3.13).

L'analyse en trajectoires standardisées de variabilité interne du changement climatique hivernal en Europe du Nord à court terme dans le méga ensemble permet de tirer



(a) Température

(b) Précipitations

(c) Vent

(d) Couverture neigeuse

FIGURE 3.13 – Changements JFM standardisés de température, précipitations, vent, et couverture neigeuse en Europe selon la storyline interne
La barre fine derrière les boîtes à moustache indique la valeur moyenne prédite par la régression multilinéaire (comme dans [Zappa and Shepherd, 2017], mais en prenant un indice de confiance à 50% plutôt qu'à 80%).

des conclusions qui confortent celles présentées dans le chapitre précédent. Les storylines obtenues avec CMIP6-ME ont les comportements semblables à celles de CNRM-GE.

3.2.3.3 Storylines de NEU en JFM en multi-modèle

Maintenant que l'on connaît le rôle isolé de la variabilité interne sur la modulation relative du changement climatique autour de la réponse forcée multi-modèle multi-

SSP, on re-bascule dans le monde du changement climatique projeté par les modèles en 2020-2039 par rapport à 1995-2014. En faisant cela, on ré-introduit alors la réponse forcée ainsi que la seconde source d'incertitude : l'incertitude liée au modèle.

On peut maintenant quantifier l'amplification du réchauffement dans CMIP6-ME pour la storyline « chaude », qui s'élève à $+1.7\,°\mathcal{C}$ $[0.7; 2.8]$ (l'intervalle de confiance est donné à 90%, figure 3.14). À l'opposé, dans la storyline « froide », il y a une atténuation du réchauffement, qui se limite alors à $+0.9\,°\mathcal{C}$ $[-0.2; 1.9]$. Dans les deux dernières storylines, le réchauffement est comparable à celui de la réponse forcée de CMIP6-ME, autour de $+1.3\,°\mathcal{C}$.

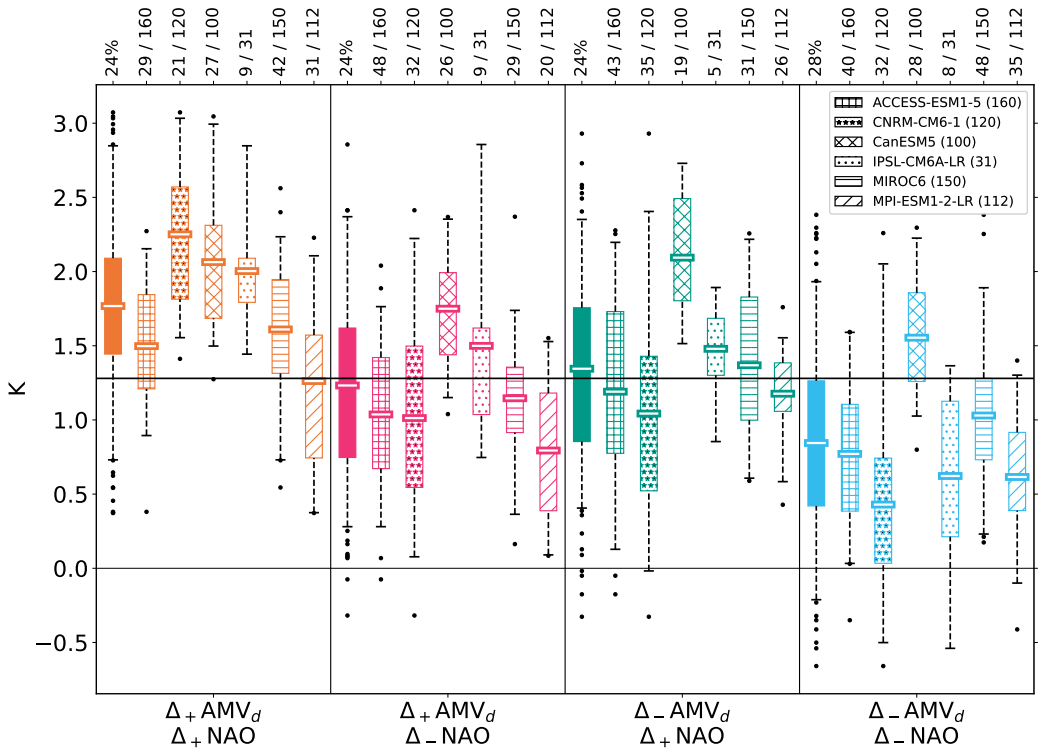
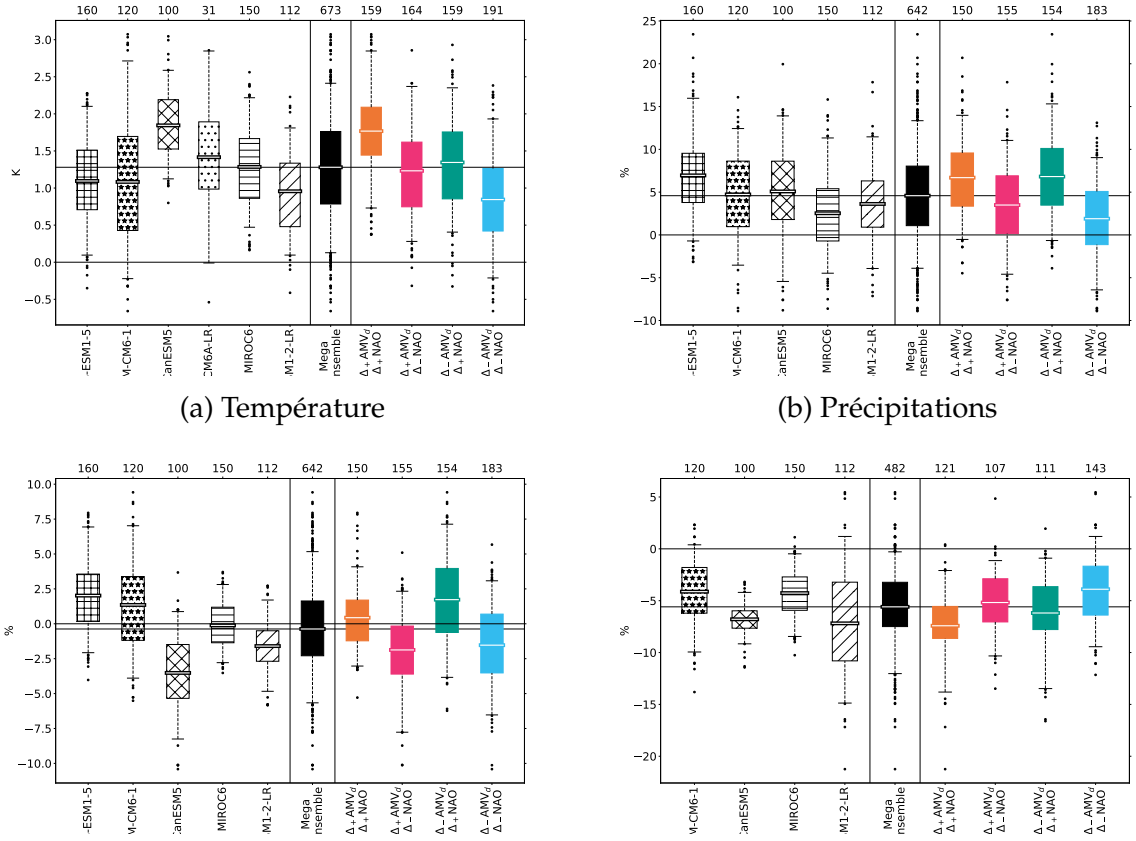


FIGURE 3.14 – Anomalies de température hivernale en Europe selon la storyline interne et le modèle

On s'intéresse alors à nouveau à l'incertitude épistémique et on regarde le détail du comportement des différents modèles à l'intérieur des storylines (figure 3.14).
Si, à l'intérieur de chaque storyline, on retrouve l'incertitude modèle, le schéma de modulation du réchauffement par storyline est relativement bien respecté par modèle pris individuellement : la modulation du réchauffement autour de la réponse forcée par la variabilité interne, telle que décrite dans la partie précédente, s'applique tout à fait.
L'exception se trouve pour les deux modèles où les changements d'AMV ne sont pas corrélées aux changements de température hivernale en Europe du Nord, Can-GE et MPI-GE : leurs storylines ont des comportements qui diffèrent des storylines du méga ensemble. Ainsi, seule la NAO permet de distinguer deux trajectoires au lieu de quatre avec un réchauffement amplifié (orange et vert), et l'autre avec un réchauffement atténué (magenta et cyan).

Enfin, on va plus loin en s'intéressant également aux précipitations, au vent, et à la surface enneigée.



(a) Température (b) Précipitations

(c) Vent (d) Couverture neigeuse

FIGURE 3.15 – Anomalies hivernales de température, précipitations, vent, et couverture neigeuse en Europe selon le modèle, pour le méga ensemble, puis selon la storyline de variabilité interne

La figure 3.15 permet de comparer les statistiques des changements de température, de précipitations, de vent, et de couverture neigeuse par modèle, pour le méga ensemble, et par storyline. On peut alors cette fois décrire le changement climatique associé à chaque trajectoire en incluant la réponse forcée et toutes les sources d'incertitude :

— pour les storylines à forts impacts :
  - un climat qui se réchauffe plus vite ($+1.7\,°\mathcal{C}$ $[0.7; 2.8]$), pour lequel les précipitations augmentent plus vite ($+6.7\%$ $[-0.5; 14.4]$), et dont la surface enneigée diminue plus vite (-7.3% $[-13.5; -2.1]$),
  - un climat qui se réchauffe moins vite ($+0.9\,°\mathcal{C}$ $[-0.2; 1.9]$), pour lequel les précipitations augmentent moins vite ($+1.9\%$ $[-6.4; 9.2]$), et dont la surface enneigée diminue moins vite (-4.0% $[-9.4; 1.2]$),
— pour les storylines aux impacts plus mesurés :
  - un climat pour lequel les précipitations augmentent moins vite ($+3.6\%$ $[-4.6; 11.0]$),
  - un climat pour lequel les précipitations augmentent plus vite ($+7.0\%$ $[-0.7; 15.5]$).

Afin de faciliter la lecture, on désigne par la suite les storylines de variabilité interne de la manière suivante : la storyline au réchauffement amplifié, la storyline au réchauffement atténué, la storyline à l'humidification atténuée, et la storyline à l'humidification amplifiée.

Dans la storyline au réchauffement amplifié, il n'y a aucun membre se refroidissant, un seul pour lequel l'enneigement reste stable, et moins de 5% qui projettent une baisse des précipitations à court terme à l'échelle multi-décennale.
Dans la storyline au réchauffement atténué, plus de 5% des simulations projettent un refroidissement et une augmentation de la couverture neigeuse, et plus de 25% une diminution des précipitations à court terme à l'échelle multi-décennale.

Pour les deux storylines à forte modulation du réchauffement, on remarque que les valeurs moyennes obtenues pour CMIP6-ME sont moins éloignées de sa réponse forcée que ne le sont celles des storylines construites sur CNRM-GE seul avec sa réponse forcée ($+2.1\,°\mathcal{C}$ et $+0.3\,°\mathcal{C}$ respectivement, chapitre 2). Ceci s'explique par le fait que (i) les pilotes expliquent plus de variance dans CNRM-GE, et que (ii) la variance de CNRM-GE en terme de changement de température est plus grande que celle de CMIP6-ME, et de tous les autres grands ensembles qui le constituent (comme le montre la figure 3.15a).

La figure 3.15 permet également de comparer le poids de l'incertitude modèle par rapport à celui de l'incertitude liée à la variabilité interne dans les projections à court terme de CMIP6-ME.
On peut constater que le réchauffement de la storyline au réchauffement amplifié est comparable avec celui de la réponse forcée de Can-GE, tout comme celui de la storyline au réchauffement atténué est comparable avec le réchauffement du MPI-GE. MIROC-GE a lui un réchauffement semblable au méga ensemble et aux storylines avec un faible impact sur la température, alors qu'en terme de changement de précipitations, il est comparable à la storyline au réchauffement atténué.
On peut également constater que 75% des changements de température associés à la storyline au réchauffement atténué sont strictement inférieures à plus de 75% des changements du Can-GE.

On s'intéresse finalement à la performance de l'approche par storylines pour réduire la part d'incertitude liée à la variabilité interne qui est non-attribuable aux modes de variabilité utilisés (section 2.1.2.4), et mieux comprendre la nature de l'incertitude.

	Température	Précipitations	Vent	Enneigement
Réponse forcée	$+1.3\,°\mathcal{C}$	$+4.6\%$	-0.4%	-5.6%
Incertitude totale	$1.2\,°\mathcal{C}$	8.5%	5.3%	5.9%
Rapport signal-sur-bruit	1.1	0.5	-0.1	-1.0
Incertitude modèle	18%	9%	39%	16%
Incertitude scénario	1%	1%	1%	1%
Incertitude storyline interne	35%	27%	30%	27%
Variabilité interne non-capturée	46%	63%	30%	56%

TABLEAU 3.2 – Tableau récapitulatif des réponses forcées de CMIP6-ME du changement climatique hivernal en Europe du Nord, de l'incertitude totale, du rapport signal-sur-bruit, et de la part de variance associée à chaque source d'incertitude

On constate que les storylines internes représentent autour d'un tiers de la variance de l'incertitude totale des quatre variables étudiées en Europe du Nord (tableau 3.2). Pour connaître la performance de l'approche par storyline interne, il est cependant nécessaire de comparer cette valeur à la variance due à la variabilité interne, et non la variance totale. Ainsi, dans le cas de la température, l'approche en storyline a permis d'expliquer plus de 40% de la variance liée à l'incertitude liée à la variabilité interne.

Pour les précipitations, seulement un tiers de la variabilité interne est capturée par les IVS. C'est pour le vent que l'approche permet d'expliquer le plus d'incertitude liée à la variabilité interne : la moitié ; on rappelle cependant que l'incertitude de cette variable est dominée par l'incertitude modèle. Enfin, pour l'enneigement, l'approche par storyline permet d'expliquer le tiers de l'incertitude interne.
On remarque que ces scores sont proches de ceux obtenus pour la régression multilinéaire.

L'incertitude de variance expliquée par les storylines internes est plus grande que l'incertitude modèle (sauf pour le vent), l'approche par storylines a donc une réelle valeur ajoutée pour expliquer l'incertitude des projections de CMIP6-ME en Europe du Nord à court terme.
La part de variance liée à la variabilité interne non capturée par les storylines reste cependant plus importante que la part associée aux différentes trajectoires de variabilité interne. Pour aller plus loin, on pourrait donc imaginer ajouter un troisième mode de variabilité comme pilote dans le but de capturer plus de variabilité interne avec un partitionnement en deux fois plus de narratives. Auquel cas, on ne décrirait pas les 8 narratives, mais on se concentrerait sur celles dont les impacts en terme de modulation du changement climatique multi-décennal à court terme sont les plus forts.

3.2.4 Application au Bassin Méditerranéen

Une grande partie des recherches de cette thèse s'est faite pour l'Europe du Nord en hiver. La motivation de ce choix, déjà évoquée plusieurs fois précédemment, est la pertinence d'explorer la modulation du changement climatique par la variabilité interne autour de la réponse forcée, étant donnée qu'elle est source d'une grande incertitude.

Cependant, l'approche de partitionnement des projections climatiques en storylines conditionnées par la variabilité interne peut s'appliquer pour d'autres régions et d'autres saisons.

La carte de variance expliquée des changements de températures par les changements d'AMV et de NAO en hiver (figure **??**), présentée pour justifier la construction des storylines en Europe du Nord, a montré des scores également très élevés autour du bassin méditerranéen.

Dans cette partie, on explore donc la modulation du changement climatique dans cette seconde région, en se basant sur les mêmes storylines que celles qui ont été construites et largement étudiées dans la section précédente (section 3.2.3).

Après avoir présenté les projections climatiques hivernales à court terme autour du bassin méditerranéen, on s'intéresse aux rôles de l'AMV et la NAO dans leur modulation autour de la réponse forcée, puis on met les storylines de variabilité interne en perspective avec l'incertitude modèle.

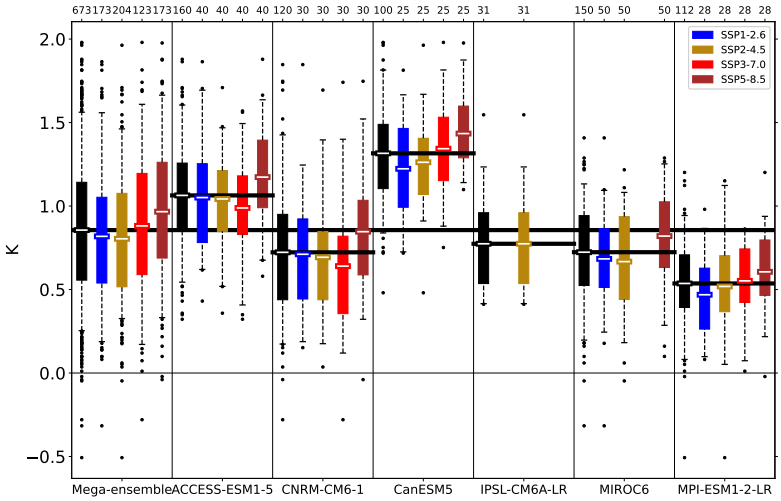
3.2.4.1 Projections climatiques hivernales à court terme autour du bassin méditerranéen

Au début de ce chapitre, on a vu que l'incertitude modèle était plus forte dans le Bassin Méditerranéen qu'en Europe du Nord. Ici, on se questionne donc sur les résultats obtenus avec l'approche storyline pour MED.

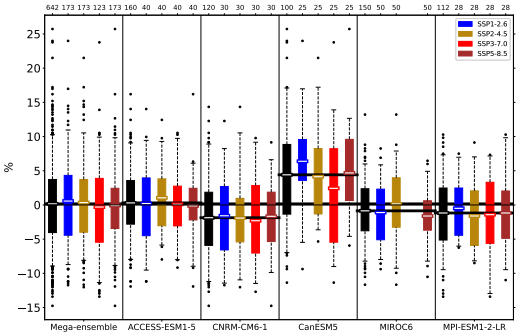
Comme évoqué en début de partie (section 3.1.1), la réponse forcée de température hivernale du bassin méditerranéen ($+0.8\,^{\circ}\mathcal{C}$) est moins forte que celle d'Europe du Nord, et les changements moins dispersées (figure 3.16). L'incertitude sur la réponse forcée modèle ($+0.5$ pour MPI-GE à $+1.3\,^{\circ}\mathcal{C}$ pour Can-GE) joue ici pour la moitié de la variance, à égalité avec la variabilité interne, le scénario socio-économique simulé ne jouant à nouveau aucun rôle en hiver à court terme. La variabilité interne et l'incertitude modèle sont donc au coude à coude dans la variance des changements de température dans le Bassin Méditerranéen.

Les projections de CMIP6-ME ne montrent pas de changement à court terme eu hiver, comme ACCESS-GE, quand Can-GE prédit une augmentation de 5%, les 3 autres ensembles projetant une très légère diminution des précipitations (1 à 2%). Comme pour le vent en Europe du Nord, mais à une moindre mesure, on retrouve un désaccord entre modèles sur le signe de changement à court terme. On a cependant ici 80% d'accord sur le fait que les précipitations resteront en moyenne stables ou diminueront très légèrement. On n'exclut donc pas les conclusions sur les précipitations autour du Bassin Méditerranéen, mais on considère Can-GE comme un outlier.

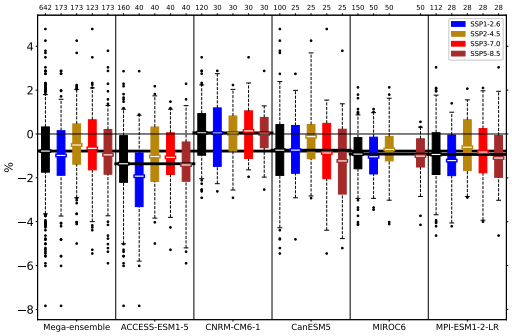
Enfin, pour ce qui est du vent, CMIP6-ME projette une diminution de 0.8%, allant d'aucun changement pour Can-GE, à une diminution de 1.5% pour CNRM-GE. À l'échelle de CMIP6-ME, il y a un peu moins de trois chances sur quatre pour que le vent diminue autour du Bassin Méditerranéen.



(a) Température



(b) Précipitations



(c) Vent

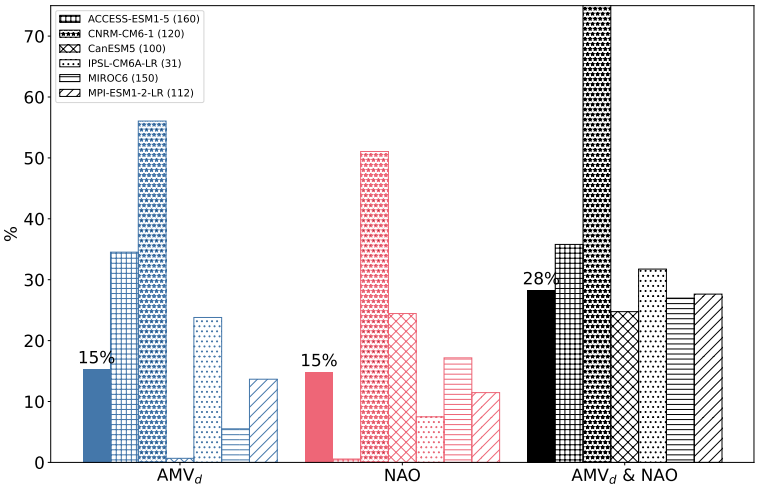
FIGURE 3.16 – Changement climatique à court-terme autour du bassin méditerranéen en hiver selon le modèle et le scénario

3.2.4.2 Pertinence de l'AMV et de la NAO pour MED

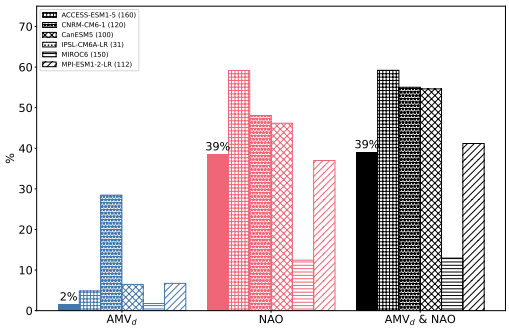
Les pilotes utilisés pour explorer l'incertitude liée à la variabilité interne en Europe du Nord ont également des téléconnexions autour du bassin méditerranéen.

Ainsi, 29% de la variance des changements de température peut être expliquée par l'AMV et la NAO. Pris séparément, chaque mode de variabilité permet d'expliquer la même proportion de variance (15%) dans CMIP6-ME, contrairement à l'Europe du Nord où le rôle de la NAO était plus important. En combinant les deux modes de variabilité, 5 des 6 modèles ont une variance expliquée autour de 30%, alors que dans le cas du CNRM-GE, la variance expliquée atteint le score très élevé de 75%. On remarque que le changement d'AMV n'est pas du tout un pilote du changement de température dans Can-GE, tout comme le changement de NAO ne l'est pas dans ACCESS-GE.

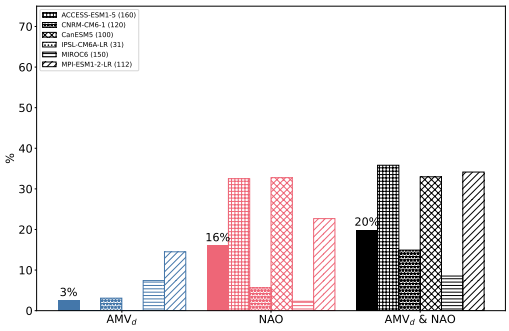
En terme de précipitations, c'est la NAO qui est le pilote principal des changements, avec une variance expliquée de 40%. Il n'y a que dans MIROC-GE que son score est bas, autour de 10%, alors que pour les quatre autres modèles, il dépasse les 40%. À l'échelle de CMIP6-ME, l'AMV ne joue aucun rôle pour expliquer le changement de



(a) Température



(b) Précipitations



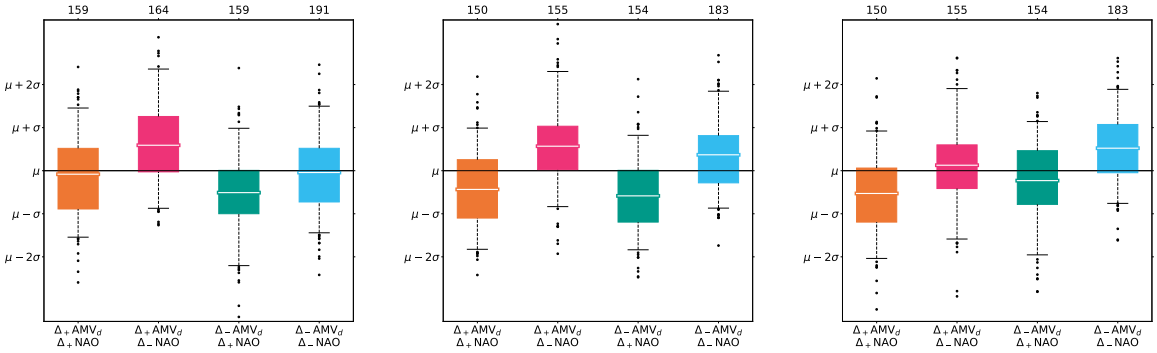
(c) Vent

FIGURE 3.17 – Variance expliquée des changements hivernaux de (3.17a) température, (3.17b) précipitations, et (3.17c) vent autour du bassin méditerranéen à l'aide de régressions multi-linéaires basées sur les changements d'AMV et de NAO

précipitations à court terme. Il n'y a que dans CNRM-GE qu'elle peut être considérée comme pilote, avec près de 30% de variance expliquée.

3.2.4.3 Une classification des membres équivalentes à l'Europe du Nord, pour des storylines aux impacts différents

Dans l'espace standardisé, les storylines à impact élevé en terme de changement de température ont des changements moyens à plus ou moins une demi déviation standard, les moyennes des deux autres storylines n'étant pas significativement différentes de CMIP6-ME. La borne du premier quartile de la storyline chaude et la borne du dernier quartile de la storyline froide sont au niveau de l'anomalie moyenne de température de CMIP6-ME. Si l'AMV augmente et la NAO diminue à court terme (resp. l'AMV diminue et la NAO augmente), alors 75% des projections climatiques du méga ensemble indiquent un changement de température hivernale autour du bassin mé-



(a) Température (b) Précipitations (c) Vent

FIGURE 3.18 – Anomalies hivernales standardisées de température et précipitations dans la bassin méditerranéen selon la storyline interne

diterranéen amplifié (resp. atténué) par rapport à la réponse forcée due aux forçages anthropiques.

On peut ainsi retrouver deux trajectoires avec de forts impacts dus à la variabilité interne dans la modulation du changement climatique autour de la réponse forcée :

— **climat plus chaud et pluvieux**,

— **climat plus froid et sec**.

Les deux autres trajectoires ont des impacts plus mesurés sur le changement climatique :

— **climat plus sec avec moins de vent**,

— **climat plus pluvieux avec plus de vent**.

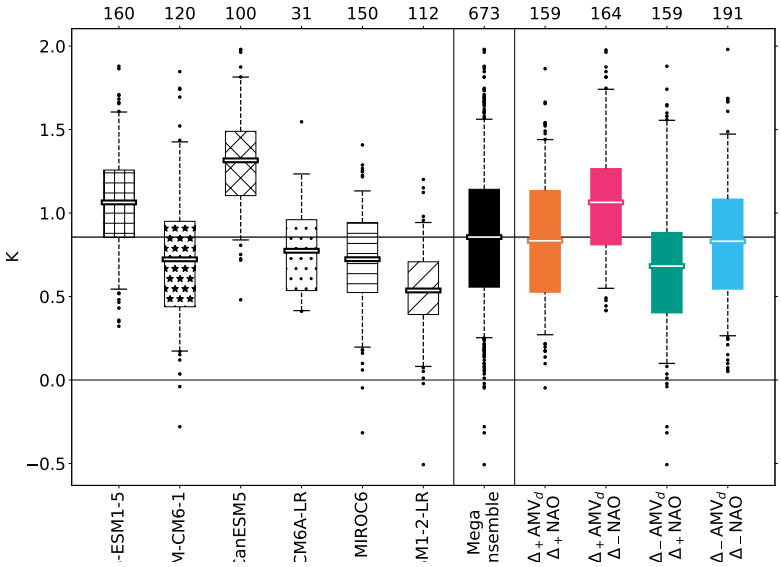
Il est intéressant de noter que les trajectoires à forts impacts dus à la variabilité interne autour du bassin méditerranéen sont celles qui ont des impacts mesurés en Europe du Nord, et vice-versa.

Comme pour l'Europe du Nord, on rebascule maintenant dans le monde physique et non standardisé, et on réintroduit ainsi l'incertitude modèle (figure 3.19).

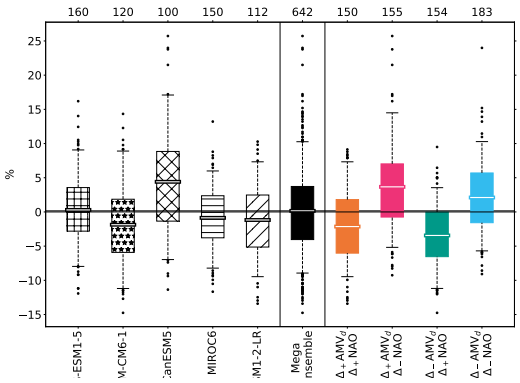
On décrit à nouveau le changement climatique associé à chaque trajectoire en incluant la réponse forcée et toutes les sources d'incertitude :

— pour les storylines à forts impacts :
  - un climat qui se réchauffe plus vite ($+1.0\,°\mathcal{C}$ $[0.4; 1.7]$) et pour lequel les précipitations augmentent ($+3.4\%$ $[-5.9; 14.5]$),
  - un climat qui se réchauffe moins vite ($+0.7\,°\mathcal{C}$ $[0.1; 1.6]$) et pour lequel les précipitations diminuent ($+-3.6\%$ $[-11.4; 3.5]$),

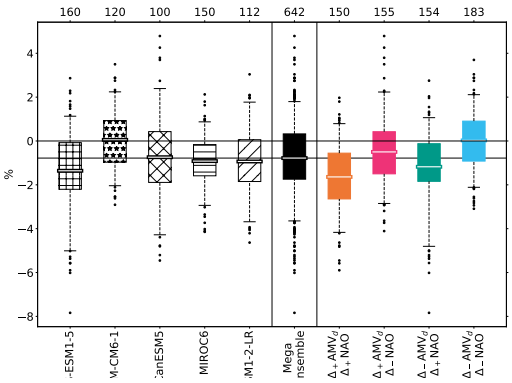
— pour les storylines aux impacts plus mesurés :
  - un climat pour lequel les précipitations diminuent (-2.2% $[-9.9; 7.3]$) et pour lequel le vent diminue (-1.6% $[-4.2; 0.8]$),
  - un climat pour lequel les précipitations augmentent ($+2.1\%$ $[-5.7; 10.3]$) et pour lequel le vent ne diminue pas ($+0.0\%$ $[-2.1; 2.1]$).



(a) Température



(b) Précipitations



(c) Vent à la surface

FIGURE 3.19 – Anomalies hivernales de température et précipitations dans la bassin méditerranéen selon le modèle, pour le méga ensemble, et selon la storyline interne

3.2.4.4 Les conséquences d'une incertitude modèle forte sur les résultats des storylines de variabilité interne

À l'intérieur du méga ensemble, les storylines décomposées par modèle montrent des comportements éventuellement non-concordants avec ceux présentés précédemment, du fait de la forte incertitude épistémique dans cette région en hiver.

3.2.5 Des narratives européennes

Dans cette section, on présente les IVS basées sur l'AMV et la NAO en décrivant simultanément leurs impacts en Europe du Nord et autour du Bassin Méditerranéen.

À l'aide des quatre storylines construites sur les changements d'AMV et de NAO, on résume ici les impacts de la variabilité interne dans la modulation des projections de changement climatique à court terme en Europe du Nord et autour du bassin méditerranéen en hiver. On rappelle d'abord les impacts dus aux forçages anthropiques

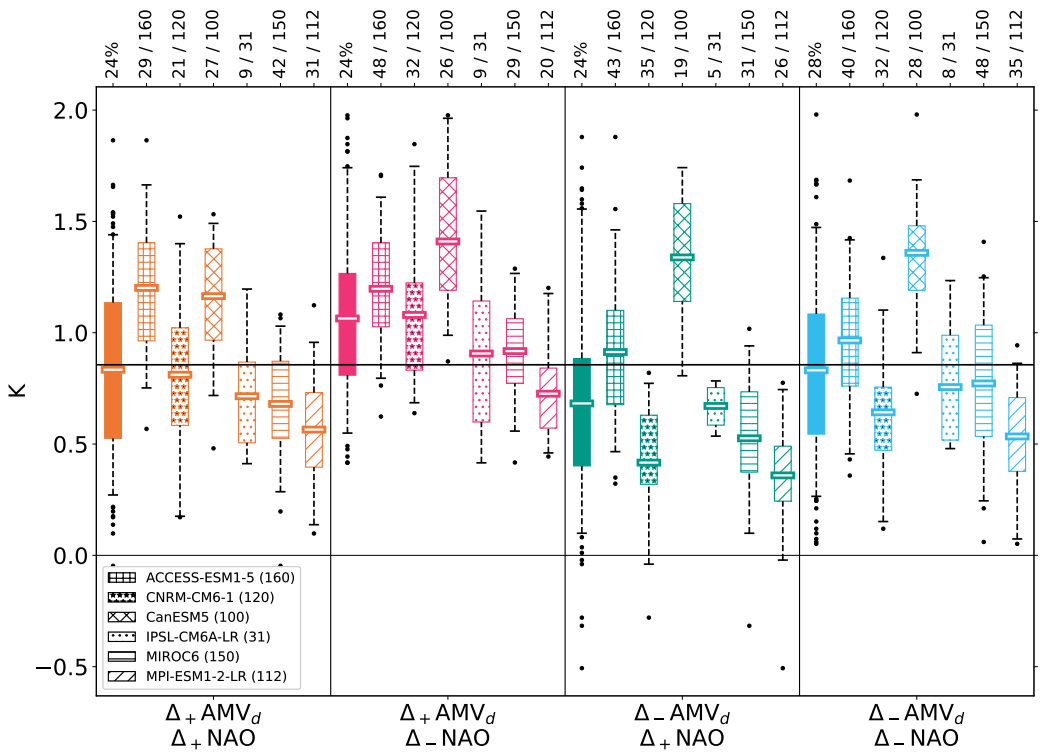


FIGURE 3.20 – Modulation du changement de température hivernale autour du bassin méditerranéen en fonction de la storyline de variabilité interne et du modèle

sur le climat européen à court terme, puis on décrit les modulations du changement climatique conditionnées par la variabilité interne.

Réponse forcée du méga ensemble (multi-modèle multi-scénario)

Température : réchauffement en Europe du Nord ($+1.3\,°\mathcal{C}$ $[0.1;2.4]$) et autour du bassin méditerranéen ($+0.9\,°\mathcal{C}$ $[0.3;1.6]$).

Précipitations : augmentation des précipitations en Europe du Nord ($+4.6\%$ $[-3.9;13.3]$), pas de changement autour du Bassin Méditerranéen ($+0.2\%$ $[-8.9;10.3]$).

Vent : faible diminution du vent autour du Bassin Méditerranéen.

Surface enneigée : réduction de la surface enneigée en Europe du Nord.

AMV **et** NAO **augmentent** Au niveau de l'océan Atlantique, si plus de chaleur est libérée à la surface de la mer, et si la circulation zonale hivernale se prononce, alors :

Température : il y aura un transport de chaleur plus important dirigé vers l'Europe du Nord, amplifiant son réchauffement ($+1.7\,°\mathcal{C}$ $[0.7;2.8]$), sans impact sur le réchauffement du bassin méditerranéen ($+0.8\,°\mathcal{C}$ $[0.3;1.4]$).

Précipitations : les précipitations seront déviées du sud vers le nord de l'Europe, avec une amplification de la réponse forcée en Europe du Nord ($+6.7\%$ $[-0.5;14.3]$), et une réduction des précipitations autour du bassin méditerranéen (-2.2% $[-9.9;7.3]$).

Vent : le vent n'est pas impacté en Europe du Nord, mais sa diminution est amplifiée autour du bassin méditerranéen.

Surface enneigée : le climat anormalement plus chaud en Europe du Nord sera couplé avec une surface enneigée plus fortement réduite.

AMV **augmente et** NAO **diminue** Au niveau de l'océan Atlantique, si plus de chaleur est libérée à la surface de la mer, et si la circulation zonale hivernale s'atténue, alors :

Température : il y aura un transport de chaleur plus important dirigé vers le bassin méditerranéen, amplifiant son réchauffement ($+1.0\,°\mathcal{C}$ $[0.4; 1.7]$), sans impact sur le réchauffement en Europe du Nord ($+1.3\,°\mathcal{C}$ $[0.3; 2.4]$).

Précipitations : les précipitations seront déviées du nord vers le sud de l'Europe, avec une amplification des précipitations autour du bassin méditerranéen ($+3.4\%$ $[-5.9; 14.5]$) et une atténuation de la réponse forcée en Europe du Nord ($+3.6\%$ $[-4.6; 11.0]$).

Vent : la diminution du vent est amplifiée en Europe du Nord, sans modulation de la réponse forcée autour du bassin méditerranéen.

Surface enneigée : pas d'impact par rapport à la réponse forcée.

AMV **diminue et** NAO **augmente** Au niveau de l'océan Atlantique, si moins de chaleur est libérée à la surface de la mer, et si la circulation zonale hivernale se prononce, alors :

Température : il y aura un transport de chaleur moins important dirigé vers le bassin méditerranéen, atténuant son réchauffement ($+0.7\,°\mathcal{C}$ $[0.1; 1.6]$), sans impact sur le réchauffement en Europe du Nord ($+1.3\,°\mathcal{C}$ $[0.4; 2.4]$).

Précipitations : les précipitations seront déviées du sud vers le nord de l'Europe, avec une amplification de la réponse forcée en Europe du Nord ($+7.0\%$ $[-0.7; 15.3]$), et une réduction des précipitations autour du bassin méditerranéen (-3.6% $[-11.4; 3.5]$).

Vent : le vent augmente en Europe du Nord, sans modulation de la réponse forcée autour du bassin méditerranéen.

Surface enneigée : pas d'impact par rapport à la réponse forcée.

AMV **et** NAO **diminuent** Au niveau de l'océan Atlantique, si moins de chaleur est libérée à la surface de la mer, et si la circulation zonale hivernale s'atténue, alors :

Température : il y aura un transport de chaleur moins important dirigé vers l'Europe du Nord, atténuant son réchauffement ($+0.9\,°\mathcal{C}$ $[-0.2; 1.9]$), sans impact sur le réchauffement du bassin méditerranéen ($+0.8\,°\mathcal{C}$ $[0.3; 1.5]$).

Précipitations : les précipitations seront déviées du nord vers le sud de l'Europe, avec une amplification des précipitations autour du bassin méditerranéen ($+2.1\%$ $[-5.7; 10.3]$) et une atténuation de la réponse forcée en Europe du Nord ($+1.9\%$ $[-6.4; 9.2]$).

Vent : la diminution du vent est amplifiée en Europe du Nord, alors qu'il n'y a pas de changement du vent autour du bassin méditerranéen.

Surface enneigée : le climat anormalement moins chaud en Europe du Nord sera couplé avec une surface enneigée moins fortement réduite.

L'approche par storyline de variabilité interne a permis de réduire la part d'incertitude liée à la variabilité interne liée au réchauffement hivernal à court terme en Europe du Nord et autour du Bassin Méditerranéen (figure 3.23). Dans ces deux régions, la part de variance restante non capturée par les deux modes de variabilité (AMV et NAO) se situe entre 40 et 50% (un peu plus localement dans les Balkans). Cependant, si les storylines permettent d'expliquer plus du tiers de la variance en Europe du Nord, elles n'en expliquent pas plus d'un cinquième dans le Bassin Méditerranéen, du fait d'une forte incertitude modèle dans cette région.

3.3 Sensibilité des résultats aux méthodes et hypothèses

De même que dans le chapitre précédent, on réalise ici des analyses supplémentaires pour vérifier la robustesse des résultats obtenus et tester la validité des hypothèses retenues. On se concentre sur la température hivernale en Europe du Nord, qui a été notre critère principal pour la création des narratives de variabilité interne.
Dans un premier temps, on teste l'interaction potentielle de la réponse forcée avec la variabilité interne. Dans un second temps, on teste l'incidence du nombre de modèles utilisés.

3.3.1 Interaction entre la réponse forcée et la variabilité interne pour les storylines

On cherche dans cette section à déterminer si le changement climatique qui a opéré lors des vingtième et début vingt-et-unième siècles a pu avoir une incidence sur la variabilité interne contrôlant la modulation du climat en Europe.

Dans les analyses présentées jusqu'à présent, les storylines de variabilité interne ont été construites dans les conditions de 1995-2039. Ces conditions diffèrent des conditions pré-industrielles, car elles intègrent les forçages anthropiques qu'ont été les émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols dans l'atmosphère, ou encore usage des sol (déforestation, agriculture, urbanisation, etc.). Ces forçages anthropiques, couplés à des forçages externes d'origine naturelle (activités volcanique et solaire), peuvent avoir une incidence temporelle sur la variabilité interne du climat. Selon les régions et échelles spatio-temporelles, des interactions avec les forçages externes ont pu plus ou moins affecter la variabilité interne du système climatique.

Dans cette section, on met en perspective les storylines construites pour le méga ensemble présentées précédemment (période 2020-2019 par rapport à 1995-2014) en les comparant avec les storylines construites sur la variabilité interne simulée en condition pré-industrielle. Des tests statistiques permettent alors de déterminer si les interactions interne-forcé ont eu une altération significative des trajectoires de variabilité interne, ou bien si, au contraire, les storylines de variabilité interne présentées précédemment sont robustes et ne dépendent pas de la réponse forcée.

Pour cette étude, on construit un second méga ensemble à partir des simulations pré-industrielles des 6 modèles déjà utilisés. Précédemment, on disposait de N réalisations pour une période d'intérêt (2020-2039 par rapport à 1995-2014) ; dans le cadre des simulations pré-industrielles, on dispose cette fois-ci d'une seule réalisation par modèle. Afin de générer des membres traduisant différents états de variabilité interne, on calcule alors les anomalies entre deux périodes moyennées de 20 ans et espacées de 5 ans, en faisant glisser les périodes en les décalant de 1 an tout au long de la simulation. Pour une simulation de 1000 ans, on obtient ainsi 956 échantillons qui ont tous les mêmes conditions de forçages externes, avec des états de la variabilité interne différents.

L'étude des anomalies standardisées de température hivernale en Europe, entre deux périodes moyennées de 20 ans espacées de 5 ans (fenêtres glissantes pour les simulations de contrôle, et 2020-2039 par rapport à 1995-2014 pour les projections), via des storylines de variabilité interne, montre des résultats très proches.
Les storylines ont des distributions non-significativement différentes en termes de moyenne et variance (figure 3.21). Le score de variance expliquée par la régression multi-linéaire

est de 40% en conditions pré-industrielles, contre 34% lorsque l'on utilise les projections. Du fait du nombre beaucoup plus important d'échantillons dans les piControls, les valeurs minimales et maximales dans les storylines semblent plus éloignées que dans CMIP6-ME, alors que les variances sont bien comparables entre elles.

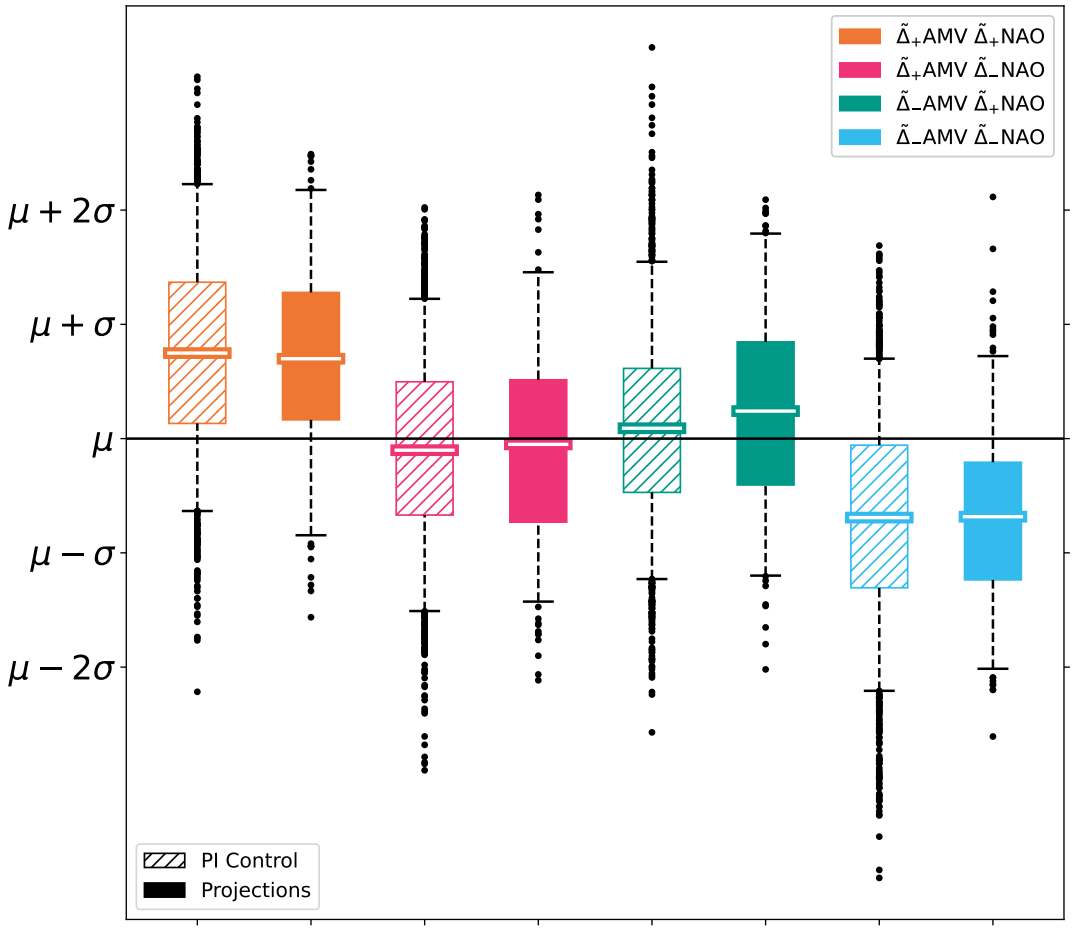


FIGURE 3.21 – Anomalies standardisées de température hivernale en Europe selon la storyline interne, sans (piControl) et en présence (CMIP6-ME) de forçage externe

Ceci tend à suggérer que, pour nos 6 modèles constituants CMIP6-ME, les interactions interne-forcé n'ont pas d'incidence sur la modulation du changement de température par la variabilité interne à l'échelle multi-décennale.

3.3.2 Sensibilité au nombre de modèles

Comme évoqué en début de chapitre, la construction d'un méga ensemble destiné à explorer la variabilité interne, à l'aide de grands ensembles issus de plusieurs modèles,

est soumise à un certain nombre de contraintes. Ici, cela a impliqué la sélection d'un nombre restreint de données parmi toutes les données CMIP6 disponibles. Dès lors, on peut questionner la robustesse des résultats obtenus par rapport à la constitution du méga ensemble.

Dans cette section, on teste la sensibilité des résultats en isolant chaque grand ensemble, tour à tour. On compare les résultats précédemment exposés, ceux du ME, à ceux obtenus avec un méga ensemble réduit, ME dont on a retiré le GE isolé, et ceux obtenus en ne prenant que le GE isolé.
Pour quantifier les différences entre les résultats, on introduit plusieurs scores :

- le score de ratio entre variance liée à la variabilité interne capturée par les narratives, et la variance liée à la variabilité interne totale (RV-VI),
- le score de variance expliquée obtenu par régression multi-linéaire (RML) : ce score peut être calculé pour l'ensemble sur lequel la storyline est construite (comme c'était réalisé dans la partie précédente), ou bien calculé lorsque l'on cherche à prédire le comportement d'un autre jeu de données,
- le score de cohérence de la répartition des membres dans les storylines (Coh.) : on compare la répartition des membres d'un ensemble testé par rapport à leur répartition dans les storylines du méga ensemble (précédemment présentées).

Notre meilleur estimateur est le méga ensemble, il sert donc de référence pour évaluer nos scores (43% pour le ratio de variance, et 34% pour la variance expliquée). On cherche à déterminer comment ses résultats sont dégradés si on lui soustrait 1 modèle. En parallèle, on questionne aussi la capacité de chaque GE pris individuellement à générer des narratives proches de celle du ME.

Si on s'intéresse tout d'abord au rapport de variance due à la variabilité interne (RV-VI), on montre que le score du méga ensemble est dégradé dans le pire des cas de 5% (retrait du CNRM-GE), et amélioré dans le meilleur des cas de 3% (retrait du MIROC-GE ou MPI-GE, voir ACCESS-GE). Ceci est cohérent avec le fait que CNRM-GE est le GE qui obtient le meilleur RV-VI sur le ME (près de 60%), quand MPI-GE, ACCESS-GE, et MIROC-GE obtiennent les valeurs les plus faibles (moins de 30%). Ce résultat est attendu de légère amélioration ou dégradation du score est attendu, et on observe qu'il reste limité.
On peut remarque que, pour chaque modèle, peu importe l'ensemble sur lequel on construit les narratives de variabilité interne, le ratio de variance du ME réduit reste proche (différence comprise entre 2 et 5%). À l'inverse, ceci n'est pas vrai lorsque l'on considère chaque grand ensemble seul. En effet, pour CNRM-GE et IPSL-LE, qui sont les modèles qui obtiennent les meilleurs scores de RV-VI lorsqu'ils sont utilisés, ce score est fortement dégradé lorsque l'on construit les narratives sur le ME réduit (jusqu'à -9%).

Pour ce qui est de la variance expliquée par la régression multi-linéaire, on observe une faible différence de score sur CMIP6-ME (inférieure à 3%) avec la valeur de référence, peu importe le ME réduit utilisé pour construire les narratives. De même, le score sur le ME réduit est sensiblement le même que les narratives aient été construites avec CMIP6-ME ou avec le ME réduit (différence inférieure à 0.5%).
Les scores sont cependant plus éloignés dès lors que l'on considère un GE isolé. CNRM-GE et IPSL-LE sont les ensembles pris individuellement pour lesquels les scores de variance expliquée sont les plus élevés, ce qui est cohérent avec les résultats trouvés précédemment dans ce chapitre lors de la construction des narratives de CMIP6-ME

NVI sur le...	CMIP6-ME		ME réduit			GE seul		
Score de...	RV-VI	RML	RV-VI	RML	Coh.	RV-VI	RML	Coh.
CNRM-CM6-1								
ME réduit	37.6%	32.8%	37.0%	33.2%	97.6%	37.0%	11.8%	89.3%
GE seul	58.0%	41.9%	49.3%	37.4%	97.5%	53.9%	53.6%	87.5%
ACCESS-ESM1-5								
ME réduit	45.4%	34.2%	43.1%	34.3%	97.1%	42.2%	32.2%	93.0%
GE seul	26.6%	34.4%	27.0%	34.0%	98.8%	26.7%	35.6%	90.6%
CanESM5								
ME réduit	43.9%	34.8%	40.5%	35.0%	97.9%	43.7%	24.9%	94.9%
GE seul	35.6%	31.8%	36.3%	29.2%	98.0%	33.5%	38.4%	95.0%
IPSL-CM6A-LR								
ME réduit	40.9%	31.6%	38.8%	31.8%	99.1%	42.2%	26.4%	96.3%
LE seul	45.5%	47.5%	36.6%	46.0%	96.8%	45.3%	51.2%	93.5%
MIROC6								
ME réduit	46.1%	35.7%	42.3%	35.8%	95.0%	46.9%	33.7%	89.5%
GE seul	23.9%	26.9%	22.0%	25.9%	96.7%	22.7%	28.6%	90.0%
MPI-ESM1-2-LR								
ME réduit	45.9%	36.5%	42.1%	36.8%	95.5%	45.5%	27.3%	92.9%
GE seul	27.0%	23.1%	27.7%	20.3%	94.6%	29.2%	29.5%	94.6%

TABLEAU 3.3 – Scores de ratio de variance due à la variabilité interne, variance expliquée par la régressions multi-linéaire, et de répartition des membres pour des sous-ensembles constitués de tous les modèles sauf un, et du modèle manquant, comparés aux résultats du méga ensemble

Les colonnes indiquent l'ensemble sur lequel les narratives de variabilité interne ont été construites (méga ensemble, ou méga ensemble réduit, ou GE seul). Les lignes indiquent l'ensemble testé sur les différentes narratives.

pour la température hivernale en Europe du Nord. Pris seul, IPSL-LE est l'ensemble pour lequel la variance expliquée est la plus élevée que l'on utilise les narratives de CMIP6-ME ou du ME réduit (plus de 46%), alors que CNRM-GE est l'ensemble pour lequel la variance expliquée est la plus élevée lorsque les narratives de variabilité interne sont construites sur lui-même (54%, comparable avec les résultats obtenus dans le chapitre précédent avec l'AMOC et la NAO, sans normalisation des données). Avec ce dernier ensemble cependant, le score de variance expliquée du ME réduit est relativement faible (12%), ce que l'on peut associée à l'anti-corrélation prononcée entre l'AMV et la NAO dans CNRM-CM6-1, qui induit des quadrants non-orthogonaux dans l'espace 2D AMV-NAO, alors qu'ils sont quasi-orthogonaux dans CMIP6-ME (faible anti-corrélation entre les deux pilotes à l'échelle du ME).

Enfin, en terme de cohérence de la répartition des membres par rapport à celle obtenue avec CMIP6-ME, on constate que le score est excellent lorsque les narratives sont construites sur le ME réduit (moins de 5% d'écart), et restent très bonnes lorsque l'on construit les narratives sur le GE isolé (jusqu'à 11% d'écart).

On en conclut qu'il existe une incidence attendue en terme de scores des narratives

de variabilité interne lorsque l'on retire l'un ou l'autre grand ensemble du méga ensemble, et qu'elle reste limitée tant pour le rapport de variance que pour la variance expliquée (écart inférieur à 5%). On note au passage que CNRM-GE, utilisé seul dans le chapitre précédent, fait partie, avec IPSL-LE, des ensembles pour lesquels l'approche par storyline de variabilité interne est la plus pertinente pour partitionner les changements de température hivernale à court terme en Europe du Nord. En terme de répartition des membres du méga ensemble dans l'une ou l'autre storyline de variabilité interne, il y a également très peu d'incidence du retrait de l'un ou l'autre modèle pour construire les narratives.
Ce test tend à montrer que, bien que l'approche de construction de storyline puis être plus ou moins pertinente selon chaque GE, les résultats présentés avec les grands ensembles issus de 6 modèles et réunis dans le CMIP6-ME sont robustes, et seraient a priori peu affectés par l'ajout d'un septième grand ensemble.

Afin d'améliorer l'estimation de l'incertitude liée au modèle, on pourrait imaginer utiliser les narratives de variabilité interne telles que construites ici avec les 6 modèles du CMIP6-ME, mais que l'on utiliserait pour classifier les membres d'un méga ensemble élargi avec des modèles supplémentaires, fournissant toujours des ensembles de simulation mais avec des tailles plus réduites (inférieures à 15 membres par SMILE). En faisant le lien avec la section précédente, et en s'appuyant sur l'absence d'interaction interne-forcé dans CMIP6-ME, on pourrait même aller plus loin en construisant les narratives de variabilité interne sur un ensemble de simulations pré-industrielles constitué d'un plus large choix de modèles. On pourrait alors construire un méga ensemble de simulations où, pour chaque modèle, les membres seraient des changements multi-décennaux pris le long de la simulation de contrôle pré-industrielle, auxquels on superposerait la réponse forcée calculée à partir des projections sur la période 2020-2039 par rapport à 1995-2014 (nécessitant un nombre minimal de membres pour chaque SMILE afin d'estimer la réponse forcée multi-décennale de chaque modèle de manière suffisamment correcte). Cet artefact permettrait de générer des grands ensembles pour des modèles ayant simulé seulement un nombre restreint de membres. Les trajectoires ainsi obtenues rendraient compte à la fois de l'incertitude liée aux différentes réponses forcées dans CMIP6, et de la modulation du changement multi-décennal attribuable à la variabilité interne via les modes de variabilité.

3.4 Et ailleurs dans le monde ?

Dans le cadre de cette thèse, c'est l'Europe qui a été le centre d'intérêt des études. Cependant, l'analyse du changement climatique à l'aide du filtre en storylines de variabilité interne pourrait être pertinente ailleurs dans le monde, comme analysé dans cette section. On s'intéresse ici aux régions émergées telles que définies pour le dernier rapport du GIEC [Iturbide et al., 2020].

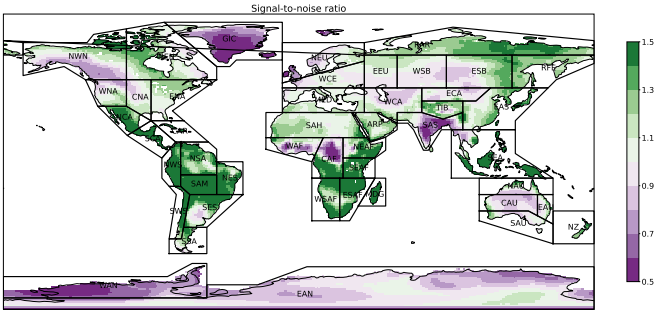
La pertinence de l'utilisation de notre approche repose sur un certain nombre de conditions :

1. **Le rapport signal-sur-bruit est faible.** Si le bruit est totalement dominé par le signal, alors les IVS, aussi discriminantes puissent-elles être les unes des autres, n'apportent pas une information supplémentaire importante par rapport à la réponse forcée. Dans l'idéal, on souhaiterait que le rapport signal sur bruit soit inférieur à 1, cependant on constate que c'est le cas pour 2 régions seulement (tableaux A.1 et A.2), donc on considérera les régions ayant les S/B les plus faibles.
2. **La variabilité interne est la principale source d'incertitude.** Si l'incertitude totale est dominée par l'incertitude modèle, ou l'incertitude scénario, ou une combinaison des deux, alors l'exploration de la modulation de la réponse forcée par la variabilité interne est limitée.
3. **La réponse forcée, et donc l'incertitude qui l'accompagne, est grande.** Plus la réponse forcée et l'incertitude sont grandes, plus les storylines à fort impacts traduisent des trajectoires dont les climat sont différents, face auxquelles les adaptations nécessaires divergent.

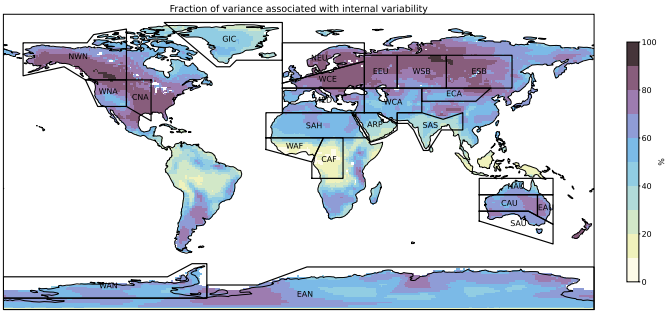
Les différentes étapes suivant ces conditions sont détaillées dans l'annexe A.1, et sont illustrées par la figure 3.22.

On montre que ce sont les régions aux moyennes et hautes latitudes qui sont concernées par un rapport signal-sur-bruit faible (figure 3.22a), dont l'incertitude est dominée par la variabilité interne (figure 3.22b), et dont le réchauffement en hiver boréal est le plus intense (figure 3.22c). Grâce à cette analyse préliminaire, en plus d'appliquer notre méthode à l'Europe, nous suggérons de l'appliquer également en Sibérie et Asie centrale, en Amérique du Nord, ainsi qu'en Australie. En hiver austral, on peut également s'intéresser à l'extrémité sud de l'Amérique du Sud, ainsi qu'à l'Antarctique, bien que cette dernière région ait moins d'impact direct sur les populations.

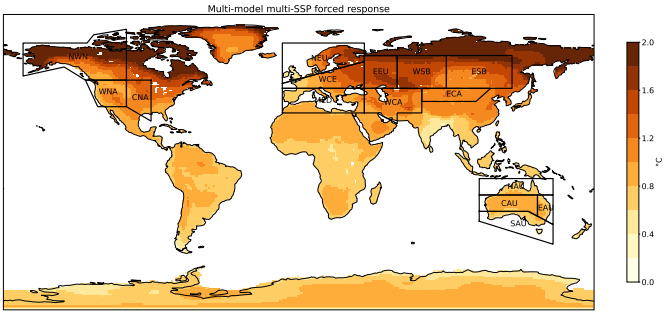
En se référant au tableau 1.1 qui montre le lien entre les pilotes de variabilité interne et les différentes régions de AR6, on peut alors proposer des pistes de pilotes de la variabilité interne pertinents pour utiliser la méthode des trajectoires liées à la variabilité interne pour décrire l'évolution climatique à court terme.
Tout d'abord, dans le centre de l'Amérique du Nord, le partitionnement du ME proposé dans ce chapitre semble pertinent pour décrire l'influence de la variabilité interne dans la modulation des projections des températures de l'hiver boréal (en supposant que dans cette région, l'effet de la NAO est le même que celui du mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM) dans le ME). Pour ce qui est des précipitations cependant, les pilotes à utiliser seraient, dans l'ordre de pertinence, l'ENSO, le mode annulaire de l'hémisphère sud (SAM), ou, à moindre mesure, l'AMV, et la variabilité décennale du Pacifique (PDV). On rappelle que chaque pilote ajouté multiplie par 2 le nombre de narratives, et divise ainsi par 2 le nombre de membre composant chacune d'entre elles,



(a) Rapport signal-sur-bruit



(b) Fraction d'incertitude liée à la variabilité interne



(c) Réponse forcée

FIGURE 3.22 – Détermination des régions pour lesquelles l'approche par storyline de variabilité interne est pertinente pour explorer le champ des possibles du réchauffement en hiver boréal à court terme
Dans (b), seules les régions pour lesquelles le rapport signal-sur-bruit est faible sont affichées. Dans (c), seules les régions pour lesquelles le rapport signal-sur-bruit est faible et l'incertitude liée à la variabilité interne est largement dominante sont affichées.

utiliser les 4 ne serait donc pas judicieux tant pour la facilité de description des trajectoires (trop de trajectoires nuit au discours) que pour le nombre trop réduit de membre par trajectoire pour s'assurer que les statistiques soient robustes.

En Australie (sauf au sud), l'ENSO et la PDV apparaissent comme de bons pilotes pour partitionner les projections boréales de température et de précipitations, et peuvent être complétés, pour décrire la température dans le centre et l'est du pays-continent, par le SAM.
Dans le nord-ouest de l'Amérique du Nord, l'ENSO et la PDV semblent être de bons candidats pour partitionner les projections boréales de température et de précipitations, quand le NAM pourrait venir raffiner les narratives en terme de précipitations.
Enfin, dans la zone s'étendant de l'est de l'Europe à la Sibérie, le NAM pourrait être un bon pilote de la température, pouvant alors être associé à la PDV pour la partie est de la Sibérie. Pour ce qui est de partitionner les précipitations, l'AMV serait pertinent en Sibérie, et pourrait être complété par l'ENSO à l'ouest.

Synthèse

Dans ce chapitre, nous avons introduit l'incertitude modèle pour aller plus loin que dans le chapitre précédent. Nous avons montré que, dans le méga ensemble de CMIP6, c'était l'incertitude liée à la variabilité interne qui dominait l'incertitude totale liée au changement climatique à court terme en Europe.
L'approche par storylines de variabilité interne a été à nouveau appliquée, et nous avons confirmé en multi-modèle les résultats obtenus précédemment avec CNRM-GE. De plus, nous avons montrés qu'ils n'étaient pas impactés par les interactions entre variabilité interne et réponse forcée, et que le nombre de modèles utilisés était suffisant pour avoir des résultats robustes.
Du fait que les pilotes de variabilité interne soient les mêmes en Europe du Nord et autour du Bassin Méditerranéen, nous nous sommes intéressés à l'expression des storylines précédemment construites appliquées à cette seconde région. Alors que l'incertitude modèle y est plus forte, nous avons montré que l'approche par storyline de variabilité interne restait pertinente.

On peut synthétiser numériquement la réponse forcée du changement climatique et la modulation par la variabilité interne en hiver à court terme en Europe du Nord et dans le Bassin Méditerranéen par l'AMV et la NAO, comme présenté dans le tableau 3.4.

	Europe du Nord	Bassin Méditerranéen
Réponse forcée	$\Delta T = +1.3\,°\mathcal{C}$ $[0.1; 2.4]$ $\Delta Pr = +4.6\%$ $[-3.9; 13.3]$ $\Delta SnC = -5.6\%$ $[-12.0; -0.3]$	$\Delta T = +0.9\,°\mathcal{C}$ $[0.3; 1.6]$ $\Delta Pr = +0.2\%$ $[-8.9; 10.3]$ $\Delta W_{\mathcal{S}} = -0.8\%$ $[-3.6; 1.8]$
$\Delta_+ AMV_d$ $\Delta_+ NAO$	$\mathbf{\Delta T = +1.7\,°\mathcal{C}}$ $\mathbf{[0.7; 2.8]}$ $\mathbf{\Delta Pr = +6.7\%}$ $\mathbf{[-0.5; 14.3]}$ $\mathbf{\Delta SnC = -7.3\%}$ $\mathbf{[-13.5; -2.1]}$	$\Delta T = +0.8\,°\mathcal{C}$ $[0.3; 1.4]$ $\mathbf{\Delta Pr = -2.2\%}$ $\mathbf{[-9.9; 7.3]}$ $\mathbf{\Delta W_{\mathcal{S}} = -1.6\%}$ $\mathbf{[-4.2; 0.8]}$
$\Delta_+ AMV_d$ $\Delta_- NAO$	$\Delta T = +1.3\,°\mathcal{C}$ $[0.3; 2.4]$ $\mathbf{\Delta Pr = +3.6\%}$ $\mathbf{[-4.6; 11.0]}$ $\Delta SnC = -5.4\%$ $[-10.6; -1.2]$	$\mathbf{\Delta T = +1.0\,°\mathcal{C}}$ $\mathbf{[0.4; 1.7]}$ $\mathbf{\Delta Pr = +3.4\%}$ $\mathbf{[-5.9; 14.5]}$ $\Delta W_{\mathcal{S}} = -0.6\%$ $[-2.9; 2.2]$
$\Delta_- AMV_d$ $\Delta_+ NAO$	$\Delta T = +1.3\,°\mathcal{C}$ $[0.4; 2.4]$ $\mathbf{\Delta Pr = +7.0\%}$ $\mathbf{[-0.7; 15.3]}$ $\Delta SnC = -6.2\%$ $[-13.5; -0.9]$	$\mathbf{\Delta T = +0.7\,°\mathcal{C}}$ $\mathbf{[0.1; 1.6]}$ $\mathbf{\Delta Pr = -3.6\%}$ $\mathbf{[-11.4; 3.5]}$ $\mathbf{\Delta W_{\mathcal{S}} = -1.2\%}$ $\mathbf{[-4.8; 1.2]}$
$\Delta_- AMV_d$ $\Delta_- NAO$	$\mathbf{\Delta T = +0.9\,°\mathcal{C}}$ $\mathbf{[-0.2; 1.9]}$ $\mathbf{\Delta Pr = +1.9\%}$ $\mathbf{[-6.4; 9.2]}$ $\mathbf{\Delta SnC = -4.0\%}$ $\mathbf{[-9.4; 1.2]}$	$\Delta T = +0.8\,°\mathcal{C}$ $[0.3; 1.5]$ $\mathbf{\Delta Pr = +2.1\%}$ $\mathbf{[-5.7; 10.3]}$ $\mathbf{\Delta W_{\mathcal{S}} = 0.0\%}$ $\mathbf{[-2.1; 2.1]}$

TABLEAU 3.4 – Réponse forcée et modulation du changement climatique hivernal à court terme en Europe par l'AMV et la NAO dans CMIP6-ME
Le changement est calculé pour la période 2020-2039 par rapport à la période 1995-2014. Les valeurs entre crochets indiquent l'intervalle de confiance à 90%. Les valeurs en gras montrent les narratives dont la moyenne est significativement différente de la réponse forcée de CMIP6-ME.

Les IVS construites dans ce chapitre basées sur l'AMV et la NAO ont montré une bonne capacité à expliquer une partie de la variance associée à la variabilité interne. Les résultats se sont révélés meilleurs en Europe du Nord qu'autour du Bassin Méditerranéen, du fait d'une différence de poids de l'incertitude modèle, plus importante dans

la seconde région (figure 3.23). Cependant, une partie de la variance liée à la variabilité interne n'a pas été capturé par les 4 storylines présentées, ce qui invite à introduire des pilotes supplémentaires pour partitionner plus finement le champ des possibles.

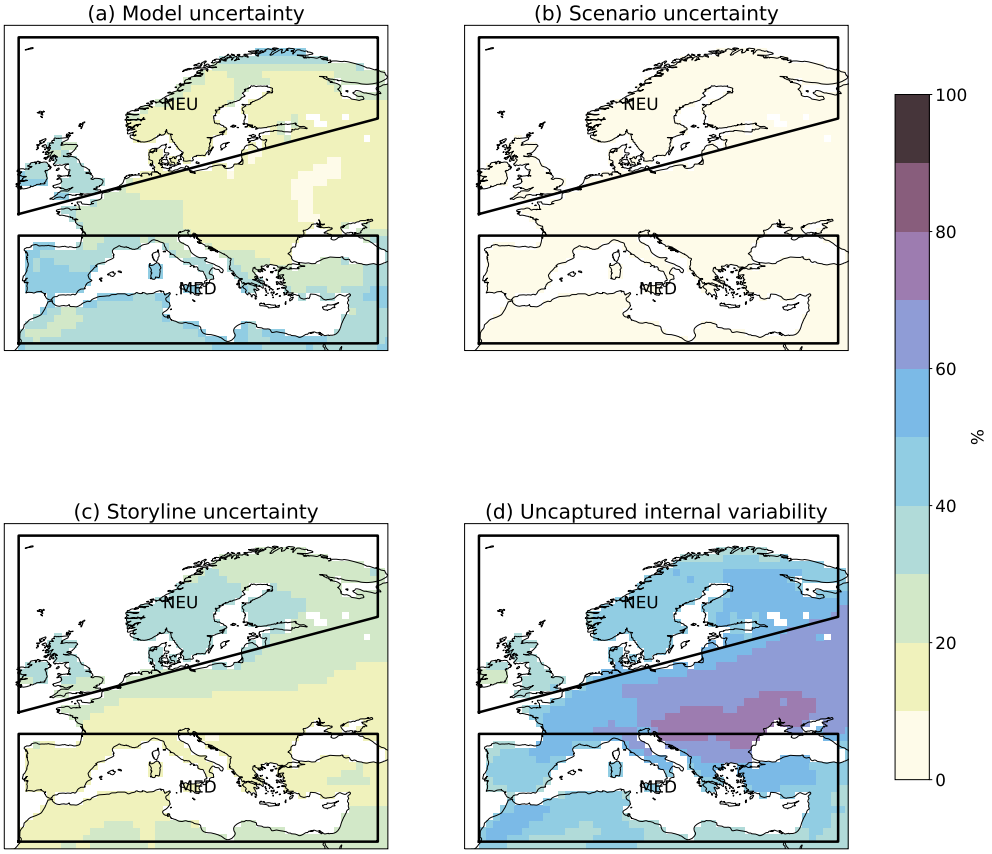


FIGURE 3.23 – Part de variance associée aux différentes sources d'incertitude des projections de changement de température hivernale à court terme en Europe

Ce chapitre ouvre en perspective l'utilisation de l'approche par IVS pour expliquer le climat passé, dont les données paléo permettent de remonter au climat du dernier millénaire, et notamment aux modes de variabilité que sont l'AMV et la NAO.

Nous proposons également un certain nombre de régions pour lesquelles l'approche développée dans cette thèse semble pertinente du fait d'une forte incertitude liée à la variabilité interne qui y domine l'incertitude totale, elle même relativement importante comparée à la réponse forcée.

Chapitre 4

Application des storylines de variabilité interne à la France et année 2022

Contenu

4.1 Application de la méthode des storylines à la France 151
4.1.1 Le changement climatique projeté 151
4.1.2 Les modes de variabilité pilotant les fluctuations climatiques en France 153
4.1.3 Les storylines de variabilité interne en France 155
4.2 Importance de la variabilité interne sur les records de chaleur en France en 2022 158
4.2.1 Année et été 2022 : quelle probabilité d'occurrence aujourd'hui ? 159
4.2.1.1 Année 2022 159
4.2.1.2 Calibration des données de CMIP6-ME par les observations 160
4.2.1.3 Été 2022 162
4.2.2 Lien entre réchauffement global et réchauffement France : mise en perspective du seuil de $+4\,°C$ en France pour l'adaptation . 163
4.2.2.1 Température annuelle 163
4.2.2.2 Température estivale 163
4.2.3 L'année et l'été 2022 mis en contexte d'un climat qui change . . 164
4.2.4 Perspectives 165
Synthèse 166

Dans ce dernier chapitre, on applique tout d'abord la méthode de narration des projections conditionnées par la variabilité interne à la France en hiver, où l'incertitude dans les projections, dominée par la variabilité interne à court terme, a une amplitude équivalente à celle de la réponse forcée de CMIP6-ME (figure 3.3).
On s'intéresse ensuite aux records de chaleur de 2022 en terme de températures annuelle et estivale en France. La France ayant été marquée par une année et un été très chauds (record en annuel, et $2^{\text{ème}}$ été le plus chaud après celui de 2003), on replace ces évènements dans le contexte d'un réchauffement observé au cours des dernières décennies en France, ainsi que dans le contexte d'une France à $+4\,°\mathcal{C}$ en fin de siècle (seuil annuel choisi dans le plan d'adaptation pour le PNACC3 piloté par le Ministère de la Transition écologique). Ces évènements extrêmes sont attribuables à la variabilité interne inter-annuelle : ils se situent dans les queues de distribution hautes des anomalies de température autour de la réponse forcée. Cependant, du fait du réchauffement climatique, l'anomalie d'un évènement du type 2022 par rapport à la normale du début du vingtième siècle est plus grande que celle calculée par rapport au début du vingt-et-unième siècle : cette étude permet de quantifier ce changement et de traiter du caractère exceptionnel ou non des évènements vécus l'année dernière. L'étude est basée sur le méga ensemble de CMIP6 tel qu'utilisé dans le chapitre précédent.

4.1 Application de la méthode des storylines à la France

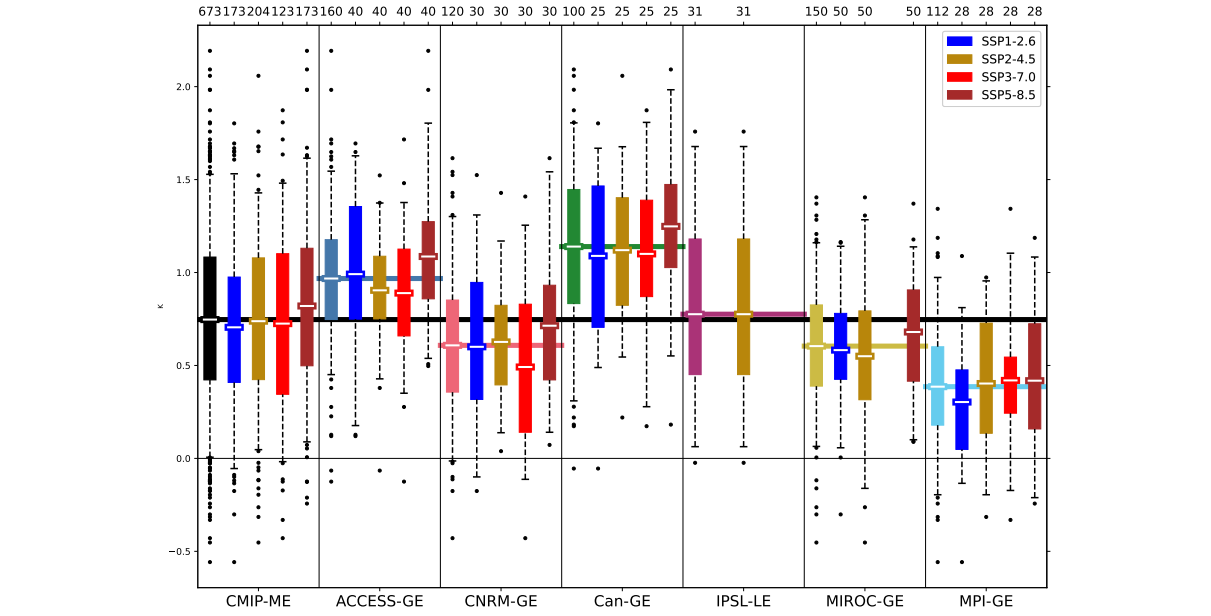
4.1.1 Le changement climatique projeté

Au début du chapitre 3, il a été montré que, dans les projections de CMIP6-ME, la France était sujette à (i) un réchauffement plus fort en été, mais (ii) une incertitude autour de la réponse forcée multi-modèle restant quasi-constante au fil des saisons. Il en résulte un rapport signal-sur-bruit de la température faible en hiver et au printemps (minimal en JFM). Pendant un quart des saisons définies comme moyennes trimensuelles, l'amplitude de la réponse forcée du ME est comparable à l'intervalle de confiance à 90% lié à l'incertitude sur le changement de température (de NDJ à MAM, figure 3.3). L'analyse en variance a permis de montrer que cette incertitude était dominée par la variabilité interne en hiver, alors que l'incertitude modèle était responsable d'environ la moitié de la variance le reste des saisons (figure 3.6.c).

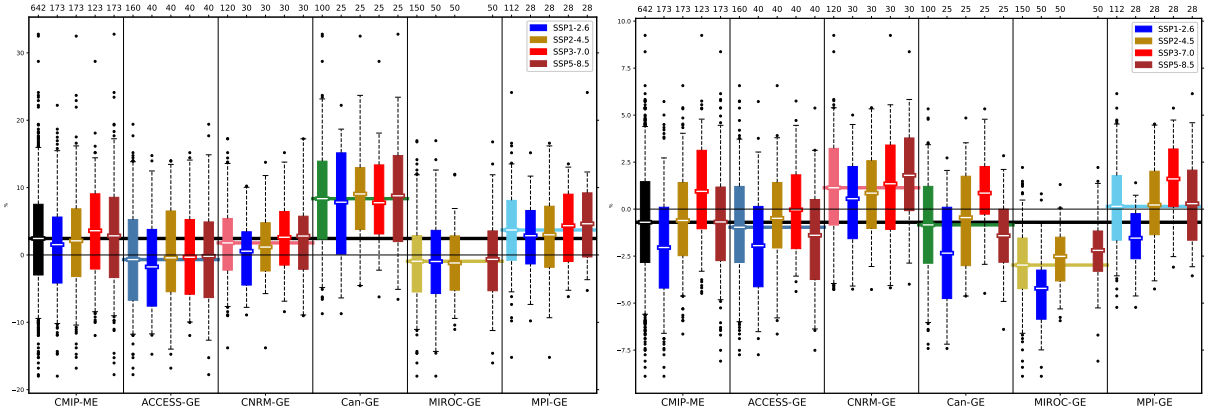
Le même raisonnement que celui appliqué jusqu'à présent amène à utiliser l'approche de storylines de variabilité interne pour expliquer la modulation du changement climatique hivernal (JFM) en France à court terme.

En hiver, l'estimation par le méga ensemble de la réponse forcée du réchauffement en France est de $+0.7\,°\mathcal{C}$ (figure 4.1a). IPSL-LE simule une réponse forcée proche du multi-modèle ($+0.8\,°\mathcal{C}$), alors qu'ACCESS-GE ($+1.0\,°\mathcal{C}$) et Can-GE ($+1.1\,°\mathcal{C}$) projettent des réchauffements plus élevés, et CNRM-GE ($+0.6\,°\mathcal{C}$), MIROC-GE ($+0.6\,°\mathcal{C}$), et MPI-GE ($+0.4\,°\mathcal{C}$) des réchauffements moins importants. Sur la base de CMIP6-ME, la probabilité que la France se refroidisse à court terme n'est que de 5%, de manière cohérente avec [Maher et al., 2020]. On rappelle que l'incertitude liée au scénario reste, à court terme, négligeable, comme confirmé par la figure 4.1a.

Dans ACCESS-GE et MIROC-GE, les précipitations projetées à court terme ne diffèrent pas en moyennes de celles du présent. Dans le CNRM-GE et le MPI-GE, elles augmentent légèrement ($+2$ à 4% en moyenne), et dans le Can-GE de manière plus conséquente ($+9\%$). Dans le méga ensemble, une légère augmentation des précipita-



(a) Température



(b) Précipitations

(c) Vent à la surface

FIGURE 4.1 – Changement climatique hivernal en France selon le modèle et le scénario futur à court terme pour les différents champs physiques

La ligne noire horizontale continue sur toute la figure représente la moyenne CMIP6-ME. Les statistiques de CMIP6-ME (première colonne) sont pondérées par le poids relatif de chaque modèle.Le nombre de membres dans chaque ensemble est indiqué au-dessus de la boîte à moustaches.

tions est projetée à court terme ($+3\%$). À l'échelle de chaque ensemble-modèle, comme à celle de CMIP6-ME, l'incertitude liée au scénario futur est négligeable pour les changements de précipitations.

En ce qui concerne les changements de vent, les modèles ne s'accordent totalement pas sur le signe du changement. Dans le ACCESS-GE, le Can-GE, et le MPI-GE, les projections indiquent une diminution moyenne du vent (de l'ordre de 1% dans les deux premiers GE, et 3% dans le dernier). Au contraire, dans le CNRM-GE, il y a une légère amplification moyenne du vent ($> 1\%$) Enfin, dans le MPI-GE, il n'y a en moyenne pas de changement du vent. Il en résulte une légère diminution du vent dans CMIP6-ME ($< 1\%$).

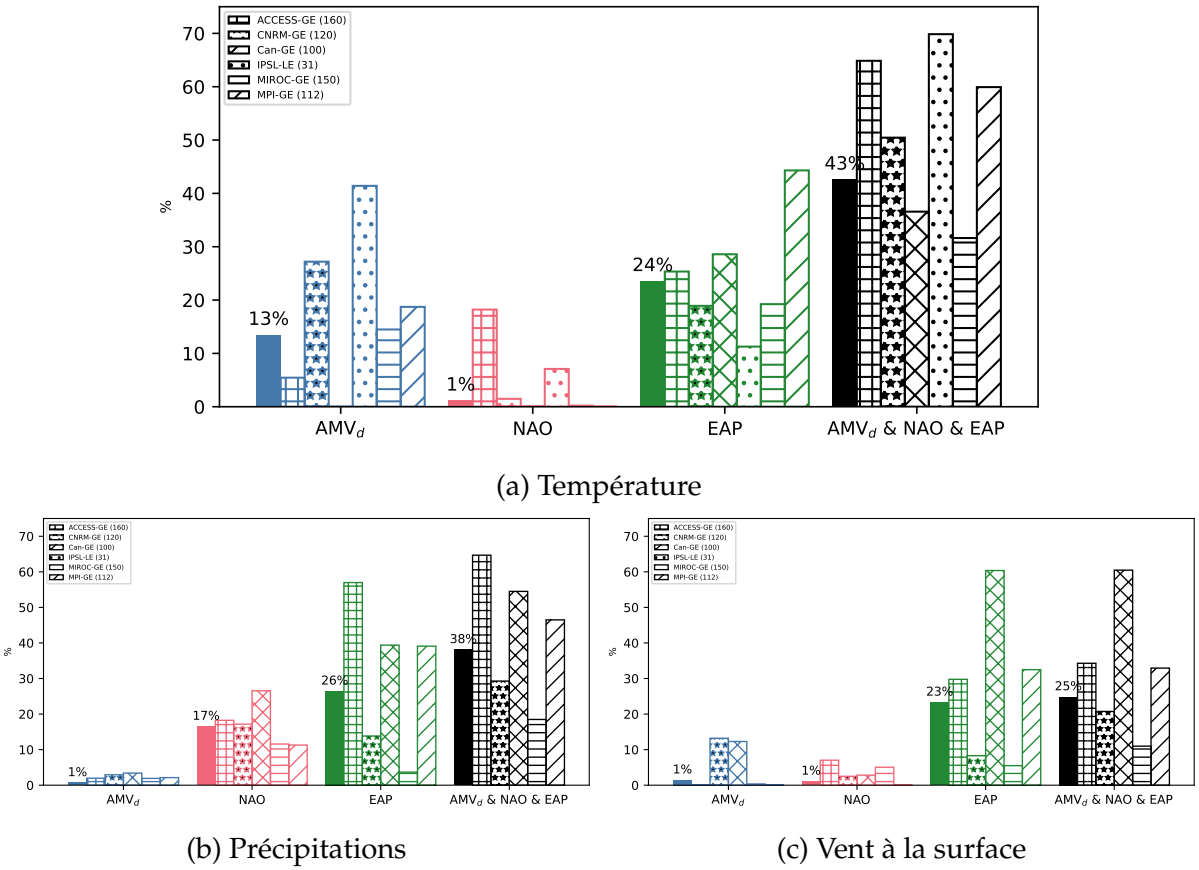
On constate cependant que le changement de vent est lui davantage lié au scénario futur, dès le court terme (l'incertitude scénario représente 11% de l'incertitude glo-

bale). Ainsi, dans le scénario SSP1-2.6, le vent a tendance à diminuer plus intensément (-2%), alors que dans le SSP 3-7.0, le vent a tendance à accélérer ($+1\%$). Ce comportement, décrit pour CMIP6-ME, se retrouve pour tous les modèles sauf CNRM-GE, dans lequel l'incertitude scénario est faible pour le changement du vent. Ce résultat nécessiterait des études plus fournies pour expliquer la différence de réponse forcée selon le scénario.

Une étude préliminaire de CMIP6-ME permet donc de conclure sur un réchauffement en France en hiver de $+0.7\,°\mathcal{C}[0.0; 1.5]$, une amplification des précipitations de $2.4\%[-9.4; 16.0]$, et une atténuation de la vitesse du vent de $-0.7\%[-5.6; 4.4]$. L'incertitude modèle représente un cinquième à un quart de l'incertitude totale, quand l'incertitude scénario n'est pas négligeable pour les changements de vent (restant loin d'être une source majeure d'incertitude).
Dans CMIP6-ME, il n'y a pas de désaccord modèle sur la réponse forcée pour chacune des trois variables au sens strict où il n'y aurait pas au moins 80% des modèles simulant une réponse forcée du même signe. Cependant, on note que, pour les précipitations, il y a 2 modèle sur 5 (ACCESS-GE et MIROC-GE) qui ne simulent aucun changement moyen alors que les 3 autres simulent une augmentation des pluies, et pour le vent de surface, 3 modèles projettent une réduction quand 1 projette un statut-quo (MPI-GE), et le dernier une augmentation de la vitesse du vent (CNRM-GE).

4.1.2 Les modes de variabilité pilotant les fluctuations climatiques en France

Pour mieux comprendre le champ des possibles, il est premièrement nécessaire de sélectionner des modes de variabilité pertinents pour la France en hiver aux échelles multi-décennales.
Pour partitionner l'incertitude liée à la variabilité interne du changement climatique à court terme en hiver en France, on utilise à nouveau l'AMV et la NAO, comme pour l'Europe du Nord, et on introduit un troisième mode de variabilité : l'empreinte de l'Atlantique est (*eastern Atlantic pattern* en anglais, EAP par la suite). L'EAP, second mode de variabilité atmosphérique au-dessus et autour du bassin de l'Atlantique nord, a une incidence prépondérante sur le climat en France par rapport à la NAO [**?**]. En phase positive, l'EAP se caractérise par une dépression couvrant l'Atlantique Nord, centrée autour de 50N-25W, et un anti-cyclone sur l'Europe Centrale, induisant un flux de Sud.



(a) Température

(b) Précipitations

(c) Vent à la surface

FIGURE 4.2 – Variance expliquée du réchauffement hivernal en France à court terme pour le méga ensemble et selon le modèle

L'EAP pilote les changements de température, de précipitations, et de vent, dans tous les modèles, et explique un quart de la variance en moyenne dans CMIP6-ME. Pour la température, de 10 (IPSL-LE) à 50% (MPI-GE) de la variance est expliquée selon le modèle. Pour les précipitations, les scores vont de 4% (MIROC-GE) à 57% (ACCESS-GE). C'est pour le vent que les scores sont les plus disparates, avec seulement environ 5% de la variance expliquée dans le MIROC-GE, contre plus de 60% dans le Can-GE. En complément en tant que pilote thermodynamique, l'AMV reste, comme en Europe du Nord, un moins bon prédicteur que le pilote dynamique. Dans le méga ensemble, 13% de la variance du changement de température est expliquée (9% pour NEU). Dans le Can-GE, le changement d'AMV n'explique pas de variance du changement de température, alors qu'au contraire, dans IPSL-LE, il en explique plus de 40%. Ces scores sont plutôt relativement faibles, mais il faut noter que l'utilisation combinée de l'AMV et de l'EAP est bénéfique. Ensemble, l'AMV et l'EAP permettent d'expliquer presque 40% de la variance du changement de température dans le méga ensemble (de 27 à 60% selon le grand ensemble pris individuellement). Pour prédire les changements de précipitations et de vent, le changement d'AMV n'a aucun impact.

On en conclut que les fluctuations autour de la réponse forcée en France sont principalement pilotées par l'EAP, avec des contributions de l'AMV et de la NAO moins importantes mais qui restent pertinentes selon les champs physiques. L'exploration du champ des possibles à court-terme à l'aide d'IVS est donc possible en France en se basant sur ces trois pilotes.

4.1.3 Les storylines de variabilité interne en France

En se basant sur les 3 modes de variabilité, dont la pertinence vient d'être vérifiée, on sépare maintenant CMIP6-ME en 8 trajectoires de variabilité interne.
Par soucis de confort de lecture, on reprend la même manière de désigner les narratives que dans le papier : une combinaison des premières lettres de chaque mode de variabilité, en majuscule (*resp.* en minuscule) lorsque le changement relatif à la réponse forcée est positif (*resp.* négatif). Étant donné le nombre de narratives, on ne va plus s'intéresser à chacune d'entre elles individuellement mais au plus discriminantes.

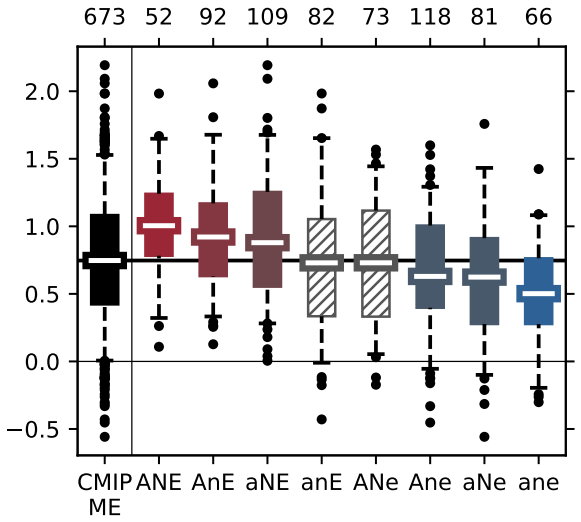


FIGURE 4.3 – Changement de température hivernale en France à court terme pour CMIP6-ME et selon la storyline interne

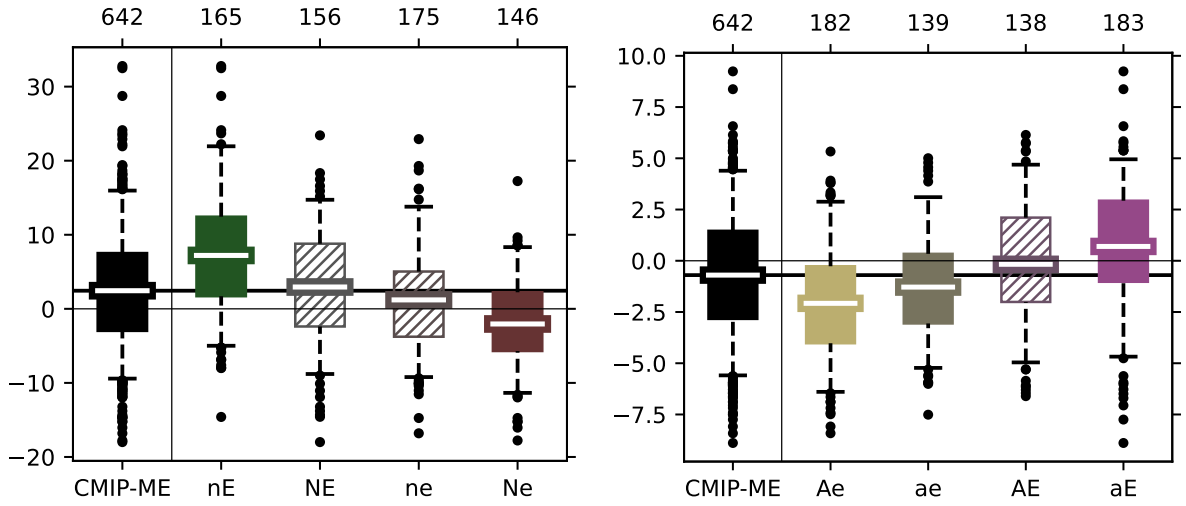
Les narratives permettent de déterminer 5 trajectoires distinctes pour la température (on regroupe les trajectoires semblables) :

— une **forte amplification du réchauffement** : $+1.0\,°\mathcal{C}[0.3;1.6]$ pour *ANE* (8% des membres de CMIP6-ME, pas de refroidissement projeté),
— une **amplification modérée du réchauffement** : $+0.9\,°\mathcal{C}[0.3;1.7]$ pour *AnE* et *aNE* (30% des membres de CMIP6-ME, pas de refroidissement projeté),
— pas de modulation du réchauffement : $+0.7\,°\mathcal{C}[0.0;1.5]$ pour *anE* et *ANe* (23% des membres de CMIP6-ME, 5% de refroidissement projeté, non-significativement différent de CMIP6-ME),
— une **atténuation modérée du réchauffement** : $+0.6\,°\mathcal{C}[-0.1;1.3]$ pour *Ane* et *aNe* (30% des membres de CMIP6-ME, plus de 5% de refroidissement projeté),
— une **forte atténuation du réchauffement** : $+0.5\,°\mathcal{C}[-0.2;1.1]$ pour *ane* (9% des membres de CMIP6-ME, plus de 5% de refroidissement projeté).

Au premier ordre, comme attendu après les analyses sur la pertinence des modes de variabilité pour expliquer la modulation du réchauffement, c'est l'EAP qui est le principal déterminant : un changement d'EAP positif (*resp.* négatif) provoque en moyenne une amplification du réchauffement (*resp.* une atténuation), du fait de l'amplification (*resp.* l'atténuation) du flux de sud advectant plus (*resp.* moins) de chaleur vers la France.
Au second ordre, l'AMV et la NAO viennent moduler l'effet prédiminant dû à l'EAP. De même qu'en Europe du Nord, un changement d'AMV ou de NAO positif (*resp.*

négatif) provoque en moyenne une amplification du réchauffement (*resp.* une atténuation). Lorsque les changements d'AMV et de NAO sont de signes opposés, leurs effets s'annulent, et seul celui de l'EAP reste. Si l'effet cumulé de l'AMV et la NAO peut contre-balancer celui de l'EAP pour mener à aucune modulation du réchauffement hivernal en France à court terme, lorsqu'ils viennent renforcer la modulation due à l'EAP, on obtient les deux trajectoires aux plus forts impacts en terme de modulation de la température (*ANE* et *ane*).
Contrairement à ce qui a été présenté jusqu'à présent dans ce manuscrit, les narratives internes décrites ici pour la modulation du réchauffement en France ne sont pas équiprobables. Ainsi, la probabilité pour que l'une des deux trajectoires extrêmes en terme de modulation du réchauffement ait lieu est d'un peu moins de 10%, contre 30% pour une amplification ou une atténuation modérées, ou encore 23% pour une absence moyenne de modulation. Les deux narratives extrêmes sont celles qui contiennent le moins de membres (figure 4.3).

Par la suite, lorsque l'un des modes de variabilité n'est pas déterminant dans le partitionnement de la modulation du changement climatique d'une variable par la variabilité interne (par exemple l'AMV pour les précipitations), on regroupe deux à deux les narratives semblables et on n'affiche et ne donne que les statistiques du regroupement ainsi construit (par exemple *nE* regroupant *AnE* et *anE*). Sur la figure 4.4, les narratives montrées n'ont donc pas été construites en ré-appliquant la méthode avec 2 modes de variabilité à la place de 3, mais bien en regroupant les trajectoires deux à deux.



(a) Précipitations

(b) Vent à la surface

FIGURE 4.4 – Changement climatique hivernal en France à court terme pour CMIP6-ME et selon la storyline interne

Les 8 narratives permettent de déterminer 3 trajectoires distinctes de modulation des précipitations (figure 4.4a) :

— une **amplification de l'augmentation des précipitations** : $+7.2\%[-5.0; 21.9]$ pour *nE* (26% des membres de CMIP6-ME, dont moins de 25% projettent une diminution),
— pas de modulation d'augmentation des précipitations : $+2.1\%[-9.0; 14.2]$ pour

NE et *ne* (51% des membres de CMIP6-ME, non-significativement différent de CMIP6-ME),
— une **diminution des précipitations** : $-2.0\%[-11.3; 8.3]$ pour *Ne* (23% des membres de CMIP6-ME, dont moins de 50% projettent une augmentation).

Les 8 narratives permettent de déterminer 3 trajectoires distinctes de modulation du vent (figure 4.4b) :

— une **amplification de la diminution du vent** : $-2.1\%[-6.4; 2.9]$ pour *Ae* (28% des membres de CMIP6-ME, dont moins de 25% projettent une augmentation),
— pas de modulation de la diminution du vent : $-0.7\%[-5.1; 3.9]$ pour *ae* et *AE* (43% des membres de CMIP6-ME, non-significativement différent de CMIP6-ME),
— une **augmentation du vent** : $+0.7\%[-4.7; 5.0]$ pour *aE* (29% des membres de CMIP6-ME, dont moins de 50% projettent une diminution).

Alors que, pour la température, la trajectoire à fort impact « froide » projette une atténuation du réchauffement, les changements de vents et de précipitations possèdent des storylines à fort impact dont la valeur moyenne a le signe opposé à celui de la réponse forcée.

Ce résultat est particulièrement important, car cela signifie que, dans les trajectoires *Ne* et *aE*, le changement moyen attendu pour ces deux grandeurs va à l'encontre de celui auquel on peut s'attendre si on ne considère que la réponse forcée. En terme d'adaptation aux changements à court-terme, cela peut avoir des conséquences non-négligeables : si on se prépare par exemple à une augmentation moyenne des précipitations à court-terme alors qu'elles diminuent en raison du changement de la dynamique atmosphérique au-dessus du bassin Nord-Atlantique et de l'Europe, le dimensionnement du stockage et la gestion de la ressource en eau en hiver risquent d'amener à des situations estivales où l'eau manque, impliquant des restrictions d'eau pour la population et le secteur agricole. Ces deux résultats viennent à nouveau renforcer l'importance de considérer tout le champ des possibles pour la gestion et l'évaluation des risques et politiques d'adaptation.

Bien que le changement de NAO ne permette pas d'expliquer linéairement le changement de température (figure 4.2a), on constate que, conjugué aux changements d'AMV et d'EAP, ce mode de variabilité permet d'apporter une information supplémentaire lors de la création des trajectoires de variabilité interne (figure 4.3). Le même constat peut être fait pour le changement d'AMV, qui ne permet a priori pas d'expliquer linéairement le changement du vent, mais qui est un mode de variabilité pertinent pour construire des trajectoires disjointes (figures 4.2c et 4.4b). Cela permet de garder une cohérence physique dans les futurs climatiques.

Les deux narratives avec fortes modulations du réchauffement (*ANE* et *ane*) sont inclues dans les narratives sans modulation moyenne des précipitations (*NE* et *ne*) et du vent de surface (*AE* et *ae*). Cela signifie donc qu'il est peu probable de vivre à court-terme à la fois une forte modulation du réchauffement, et des fortes modulations des précipitations et du vent par la variabilité interne.

Le partitionnement de CMIP6-ME en narratives de variabilité interne permet d'expliquer plus de 40% de la variance liée à la variabilité interne pour la température, les précipitations, et le vent.

Pour finir, l'EAP étant le mode de variabilité dominant en hiver en France, il est toujours gardé pour construire les narratives, ainsi on ne retrouve pas les mêmes narratives que pour l'Europe du Nord et le Bassin Méditerranéen dans le chapitre 3, et

on ne peut donc pas conclure sur l'existence de trajectoires de variabilité interne impactant à la fois l'Europe du Nord, le Bassin Méditerranéen, et la France de manière cohérente.

4.2 Importance de la variabilité interne sur les records de chaleur en France en 2022

L'année 2022 a été marquée par un niveau de chaleur record en France (année la plus chaude jamais observée, et second été le plus chaud après l'épisode caniculaire de 2003).
Dans cette section, comme ouverture de cette thèse, on replace l'évènement 2022 (i) dans le contexte d'un réchauffement observé marqué ($+0.43\,°\mathcal{C}$ par décennie en moyenne annuelle depuis 1980 sur la France d'après l'indicateur thermique France – ITF, Source Météo-France) en présence de variabilité interne, et (ii) dans le cadre des annonces du plan d'adaptation à $+4\,°\mathcal{C}$ (seuil annuel en France) en fin de siècle, seuil choisi pour la troisième édition du Plan National d'Adaptation au Changement Climatique (PNACC3) et piloté par le Ministère de la Transition Écologique et Solidaire (MTES).
Cette étude correspond à une note écrite pour le rapport 2023 « Acter l'urgence, engager les moyens » du Haut Conseil pour le Climat [1].

Dans cette section, on utilise plusieurs observations :

— l'Indicateur Thermique France (ITF) fourni en opérationnel par la Direction de la Climatologie et du Suivi Climatique (DCSC-Météo France) sur 1899-2022 et sur la base de 30 stations météorologiques représentatives,
— les réanalyses ERA5 sur la grille native ($0.36° \times 0.36°$ lon-lat),

ainsi que des simulations de CMIP6-ME, dont on détail ici le nombre de membres selon l'échéance temporelle :

— simulations historiques (1850-2014) CMIP6 issues de 6 modèles formant un ensemble de 205 membres,
— à partir de 2015, prolongation avec tous les scénarios socio-économiques du premier niveau (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5) disponibles pour former un méga-ensemble de 673 membres sur la période 2015-2040, la taille de l'ensemble diminuant progressivement après 2040, jusqu'à atteindre 479 membres en 2100.

Comme précédemment, l'indice France simulé est calculé en faisant la moyenne pondérée par la latitude sur un domaine France construit sur la grille native de chaque modèle (idem pour ERA5).
Pour ce qui est des durées de retour des événements : les 90ème, 95ème et 99ème quantiles sont calculés à partir des distributions pondérées par modèle, respectivement pour les temps de retour décennal, cinquantennal et centennal. L'incertitude sur les temps de retour est estimée par *bootstrap* (1000 tirages). Les résultats obtenus à partir d'une distribution gaussienne ou d'une distribution gaussienne asymétrique sont très semblables à ceux obtenus par quantile, du fait du nombre élevé de simulations sur lesquelles s'appuie l'étude.

1. https://www.hautconseilclimat.fr

4.2.1 Année et été 2022 : quelle probabilité d'occurrence aujourd'hui ?

On replace tout d'abord les évènements de 2022 en terme de probabilité d'occurrence dans les climats passés et présent. On introduit alors T^{ann}_{2022} et $T^{été}_{2022}$, respectivement les températures annuelle et estivale observées en 2022 d'après l'ITF.

4.2.1.1 Année 2022

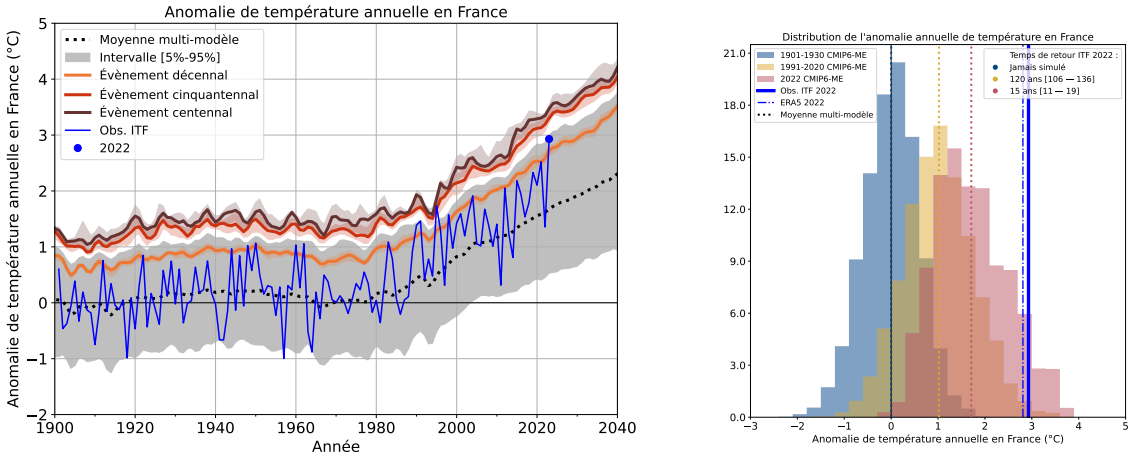


FIGURE 4.5 – Anomalie de température annuelle en France

(Gauche) Évolution de l'anomalie de température annuelle en France observée par rapport à la période de référence 1901-1930 (courbe bleue, ITF) et sa distribution simulée (enveloppe grise 5%-95%). Moyenne d'ensemble multi-modèle et temps de retour avec leur intervalle de confiance 5-95%, sont superposés (lignes de couleurs). Le record de 2022 est surligné. (Droite) : Distribution simulée des anomalies de températures annuelles France sur la période 1901-1930 en bleu [référence Météo-France pour les études climat, 30ans×205 simulations, soit 6150 échantillons], 1991-2020 en jaune [référence OMM en cours, 30ans×673 simulations, soit 20190 échantillons] et « en climat 2022 » en rose (673 simulations). D'après Liné et al. (2023, en préparation), les SSP sont statistiquement indiscernables à court terme (définition AR6 : 2020-2040) sur l'Europe du Nord et de l'Ouest ; ils seront considérés comme tel pour les analyses de l'année 2022. Les barres verticales de couleurs représentent les moyennes d'ensembles multi-modèles pour les périodes considérées. Les barres verticales bleues correspondent aux valeurs observées (ITF en gras, ERA5 en tirets) pour l'année 2022. Les temps de retour et leur intervalle de confiance (*bootstrap* 5-95%) sont donnés pour l'événement annuel observé en 2022 (ITF) en fonction des différents climats de référence et à partir des quantiles.

En climat 2022, en présence de variabilité interne, T^{ann}_{2022} est un événement décennal à multi-décennal (temps de retour moyen de 15 ans [11-19], figure 4.5), mais il est plus que centennal (120 ans [106-136]) pour un climat correspondant à la période de référence en cours de validité utilisée par l'OMM (1991-2020). En climat 1900-1930, T^{ann}_{2022} est virtuellement impossible (jamais simulé dans CMIP6-ME). On en conclut donc que :

1. **2022 peut être considéré comme un événement annuel rare au regard du climat actuel.** Il est 8 fois plus probable en « climat 2022 » que sur la période de référence OMM en cours [1991-2020], ce qui traduit que (i) le réchauffement sur la France ($0.43\,°C$/déc.) est fort, et (ii) l'utilisation d'une période de référence historique fixe (pratique utilisée par défaut) sous-estime le risque de l'aléa « année exceptionnellement chaude », et ce alors même que 2022 est « seulement » 2 ans après la fin de la dernière année de la période de référence en cours.

2. L'évolution rapide du risque devrait être prise en compte et calculée à partir à de statistiques dynamiques et non statiques. La gestion du risque incluant l'évaluation de la probabilité d'occurrence de l'aléa devrait se faire par rapport aux projections/prévisions de l'année d'étude ou bien par un raisonnement en niveau global (voir ci-après).

Les anomalies de température annuelle observées à partir des années 1980 sont quasi systématiquement supérieures à la réponse forcée estimée par la moyenne multi-modèle (figure 4.5), de manière cohérente avec [Ribes et al., 2022]. Ce hiatus traduit soit (i) une sous-estimation de la réponse forcée par les modèles, soit (ii) une phase de variabilité interne multi-décennale très intense, soit (iii) une combinaison des deux. On en conclut que :

1. **Les estimations des temps de retour fournies supra à partir des distributions de CMIP6-ME brutes sont potentiellement surestimées en faisant de 2022 un événement plus rare qu'il ne l'est en réalité.**
2. Une contrainte observationnelle sur les projections serait utile pour mieux estimer les temps de retour (par exemple, une application de la contrainte de [Ribes et al., 2022]), ou bien une calibration a posteriori.

À noter que les résultats obtenus en considérant les observations ERA5 à la place de l'ITF ne donnent pas des résultats significativement différents.

4.2.1.2 Calibration des données de CMIP6-ME par les observations

Le lien entre réchauffement global et le réchauffement annuel en France n'est pas le même entre les simulations de CMIP6-ME et les observations (figure 4.6) :

— $+1.21\,°\mathcal{C}$ en France par degré de réchauffement dans CMIP6-ME,

— $+1.38\,°\mathcal{C}$ en France par degré de réchauffement dans les observations.

On souhaite donc appliquer une calibration des données simulées de CMIP6-ME consistant simplement à changer la pente de la régression linéaire entre l'anomalie annuelle de température en France et le réchauffement global, pour imposer celle des observations à CMIP6-ME.
Cependant, les observations ne traduisent pas uniquement de la réponse forcée, mais de sa superposition avec la variabilité interne. Étant donné que l'on s'intéresse ici à la température en France, on choisit de retirer la contribution de l'EAP, de la NAO, et de l'AMV observées via une régression multi-linéaire (c'est-à-dire que l'on retire à l'indice de température l'indice reconstruit via ces 3 pilotes), en cohérence avec ce qui a été fait dans la section 4.1 (figure 4.6). On obtient ainsi un lien entre réchauffement global et réchauffement annuel en France qui se situe entre celui des modèles et celui des observations brutes : $+1.26\,°\mathcal{C}$ en France par degré de réchauffement.
On se rend ainsi compte qu'il existe une incertitude méthode sur la calibration des données de CMIP6-ME par les observations. La calibration finale retenue est donc celle obtenue avec $1.26\,°\mathcal{C}$ de réchauffement annuel en France par degré de réchauffement global (figure 4.6).

On peut alors commenter les nouveaux résultats obtenus comme pour la figure 4.5, mais avec les données calibrées (figure 4.7).

En climat 2022, l'année 2022 est un évènement décennal (temps de retour moyen de 10 ans [8-13], contre 15 ans sans calibration, figure 4.7), mais il est pluri-décennal (104 ans [93-117], contre 120 ans sans calibration) pour un climat correspondant à la

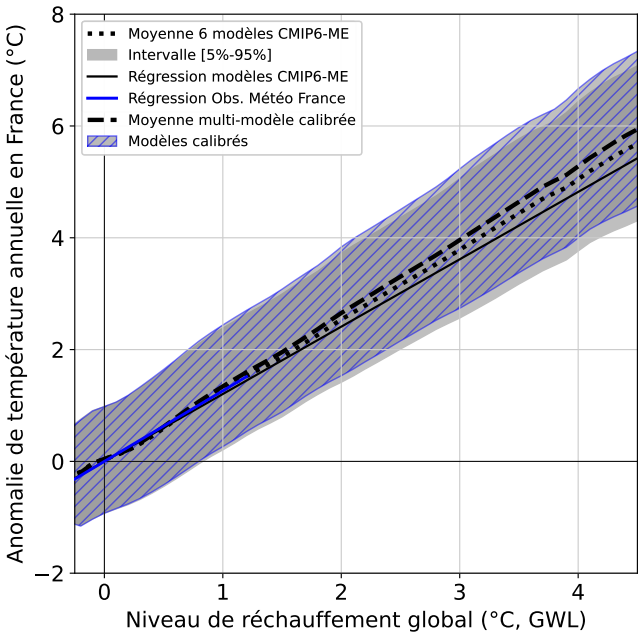


FIGURE 4.6 – Réchauffement annuel en France en fonction du réchauffement global — Calibration des données de CMIP6-ME

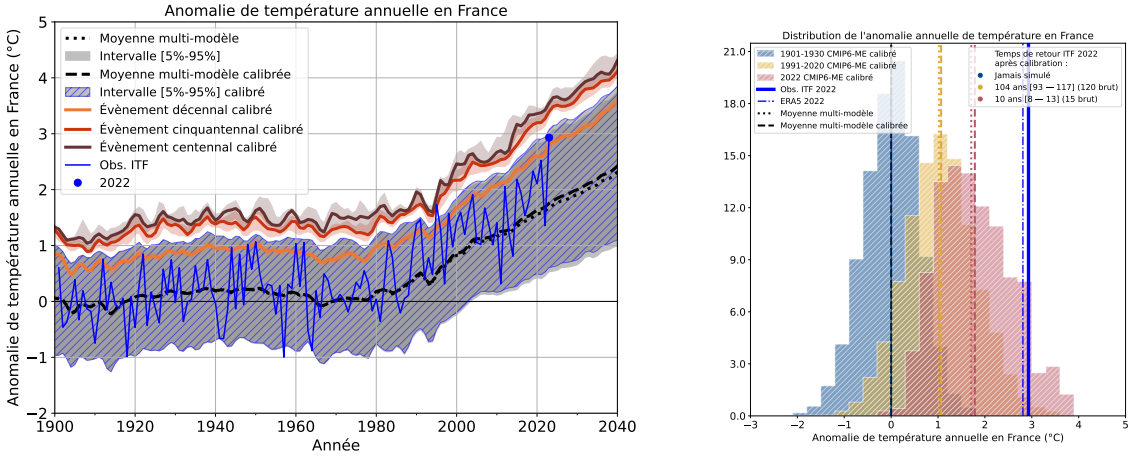


FIGURE 4.7 – Anomalie de température annuelle en France
Identique à la figure 4.5, mais avec les données calibrées.

période de référence en cours de validité utilisée par l'OMM [1991-2020], enfin, en climat 1901-1930, l'année 2022 reste virtuellement impossible (jamais simulé dans le méga-ensemble de CMIP6)

— La calibration des données modèles montre que l'estimation initiale rendait en effet l'année 2022 un peu plus rare qu'elle ne l'est probablement : les temps de retours associés à 2022 ont chuté.

— L'année 2022 reste 10 fois plus probable en climat 2022 qu'en climat de référence OMM en cours [1991-2020], ce qui renforce les conclusions données pré-

cédemment sur le problème d'utiliser une référence passée fixe pour estimer les risques.

Par la suite, sauf mention contraire, on ne s'intéresse plus aux données brutes mais aux données calibrées par les observations auxquelles on a retiré une partie de la variabilité interne (bien que les 2 informations apparaissent sur certaines figures à titre d'information).

4.2.1.3 Été 2022

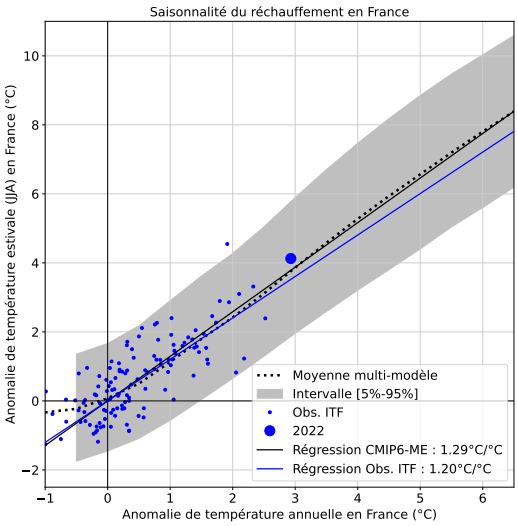


FIGURE 4.8 – Saisonnalité du réchauffement en France

Anomalies de température France en été (ordonnée) en fonction des anomalies de température France annuelle (abscisse) pour les observations (bleu, données ITF 1900-2022), le méga-ensemble (enveloppe grise, données 1850- 2100) et sa moyenne d'ensemble multi-modèle (tirets). Les droites de régression calculées sur l'ensemble CMIP6 (noir) et sur les observations ITF (bleu) sont superposées. Le record de T^{ann}_{2022} est surligné.

Saisonnalité du réchauffement observée et simulée sur la France En France, l'été (défini ici par la moyenne Juin-Juillet-Aout -JJA-) se réchauffe plus fortement que la moyenne annuelle, 20% de plus dans les observations et environ 29% de plus dans CMIP6-ME (figure 4.8).
La saisonnalité du réchauffement en France est capturée par les modèles qui le surestiment légèrement. Elle n'est pas dépendante du niveau de réchauffement.

Été 2022 : une événement « simplement » quasi-décennal En climat 2022, $T^{été}_{2022}$ est un événement quasi décennal (temps de retour de 14 ans [11-18], 28 sans calibration, figure 4.9), mais il est pluri-décennal (69 ans [63-76], 118 sans calibration) pour un climat correspondant à la période de référence en cours de validité utilisée par l'OMM (1991- 2020). Comme en annuel, $T^{été}_{2022}$ est virtuellement impossible en climat 1900-1930. On en conclut que :

1. $T^{été}_{2022}$ **peut être considéré comme un événement rare au regard du climat actuel mais en aucun cas exceptionnel. Pour l'ITF, il est** ~ 5 **fois plus probable en**

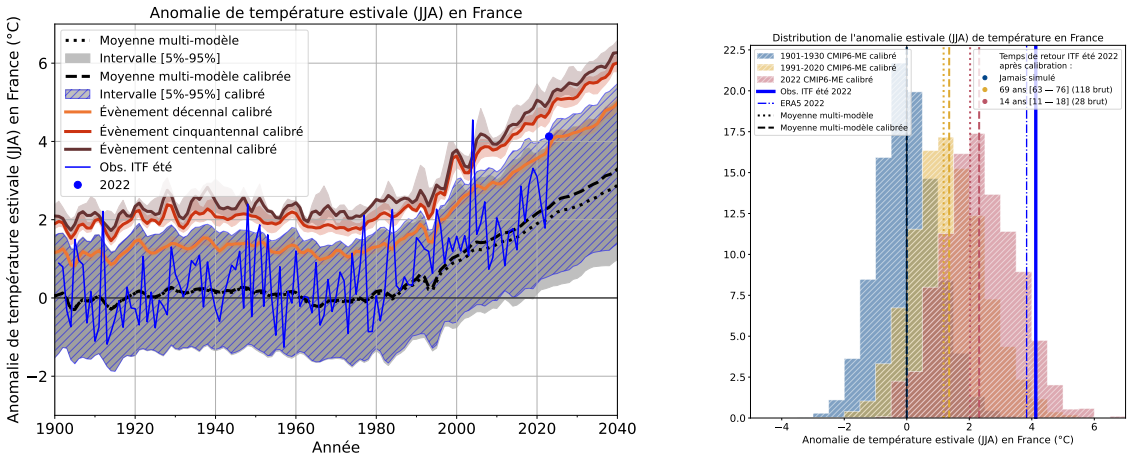


FIGURE 4.9 – Anomalie de température estivale en France
Identique à la figure 4.7, mais pour l'été.

« climat 2022 » que sur la période de référence OMM [1991-2020], ce qui traduit un réchauffement sur la France très marqué en été.

2. **2003 reste l'été le plus chaud jamais observé mais sa probabilité d'occurrence « de type cygne-noir » est maintenant proche du niveau centennal à cinquantennal en climat 2022 d'après les estimations modèles de CMIP6-ME.**

4.2.2 Lien entre réchauffement global et réchauffement France : mise en perspective du seuil de $+4\,°C$ en France pour l'adaptation

4.2.2.1 Température annuelle

Le temps de retour de l'événement T^{ann}_{2022} pour le GWL actuel est d'ordre multidécennal (39 ans d'après les quantiles de CMIP6-ME, 48 ans sans calibration, figure 4.10).

On en conclut que :

1. Le seuil d'adaptation du PNACC3 à $+4\,°C$ France annuel équivaut à un réchauffement global moyen de $+3.2\,°C$ d'après CMIP6-ME.
2. Les temps de retour [décennal, cinquantennal et centennal] de l'aléa « température annuelle France très chaude » sont respectivement [$5.2\,°C$, $5.9\,°C$, $6.1\,°C$] pour le seuil PNACC3 à $+4\,°C$ annuel France (après calibration).
3. Les niveaux d'adaptation qui sont considérés pour la gestion de risque correspondent généralement à ceux des événements de temps de retour cinquantennaux ou centennaux. Ces niveaux-là, à savoir $5.9\,°C$ et $6.1\,°C$ respectivement, devraient accompagner toute communication sur le $+4\,°C$ France.

4.2.2.2 Température estivale

Le temps de retour de l'événement T^{ann}_{2022} pour le GWL actuel est d'ordre multidécennal (24 ans d'après les quantiles de CMIP6-ME, 39 ans sans calibration, figure 4.10).

On en conclut que :

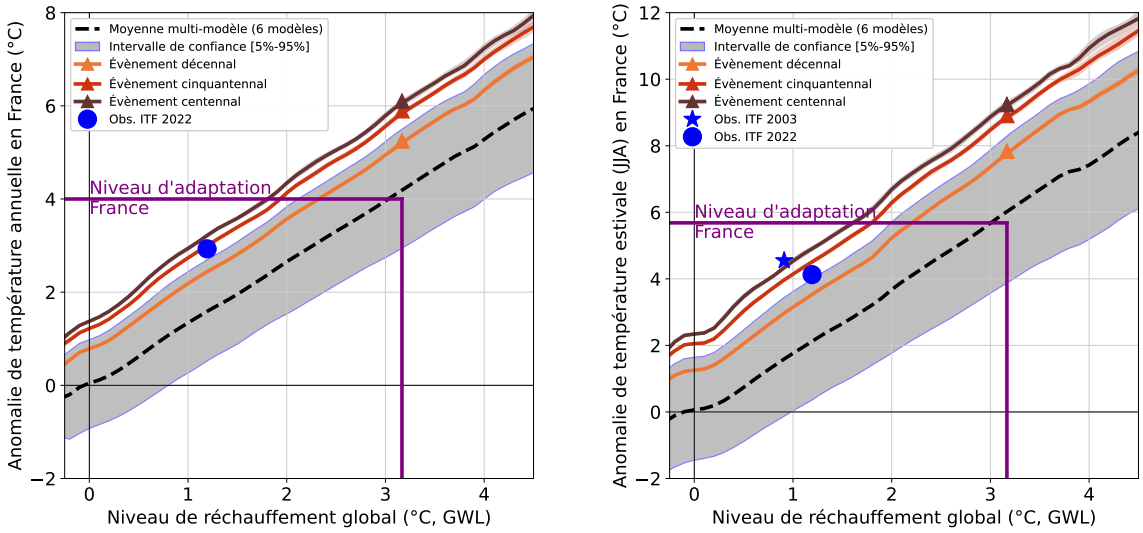


FIGURE 4.10 – Anomalies de température annuelle et estivale en France en fonction du niveau de réchauffement global

Anomalies de température en France (ordonnée) en fonction des niveaux de réchauffements globaux (GWL définis comme dans l'AR6, i.e. moyenne sur 20 ans, abscisse) pour les observations (bleu, données 1900-2022 pour ITF et GISTEMP pour GWL) et le méga-ensemble (enveloppe grise, données 1850-2100). La moyenne d'ensemble est en tirets et les temps de retour 10, 50 et 100 ans sont superposés (lignes de couleurs). Le nombre d'échantillon par GWL est 20 ans x Nsimulations avec un binning de $0.1\,°\mathcal{C}$. Les droites de régression calculées sur l'ensemble CMIP6 (noir) et sur les observations ITF (bleu) sont superposées. Le trait mauve vertical établit la correspondance entre GWL et seuil du niveau d'adaptation de $+4\,°\mathcal{C}$ France choisi pour le PNACC3 (trait horizontal), estimée à partir de la moyenne d'ensemble CMIP6 (plein) et à partir de la droite de régression ITF (tirets). Les triangles correspondent aux seuils de température pour un temps de retour donné. Les triangles entourés de bleu correspondent aux temps de retour estimés après calibration parsimple linear-scaling method (la différence entre lien FR-GWL observé et FR-GWL simulé est ajoutée pour obtenir des valeurs calibrées [Jose and Dwarakish, 2022]). Gauche : annuel. Droite : été JJA.

1. La traduction saisonnière du seuil d'adaptation du PNACC3 à $+4\,°\mathcal{C}$ France annuel est $+5.7\,°\mathcal{C}$ en été.
2. Les temps de retour [décennal, cinquantennal et centennal] de l'aléa « température estivale France très chaude » sont respectivement $[7.8\,°\mathcal{C}, 8.9\,°\mathcal{C}, 9.2\,°\mathcal{C}]$ pour le seuil PNACC3 à $+4\,°\mathcal{C}$ annuel France. Ces niveaux-là devraient accompagner toute communication sur le $+4\,°\mathcal{C}$ France.

4.2.3 L'année et l'été 2022 mis en contexte d'un climat qui change

Le risque de vivre une année/été plus chaud que 2022 (anomalie annuelle de $+2.9\,°\mathcal{C}$ par rapport à 1901-1930, de $+4.1\,°\mathcal{C}$ pour l'été, d'après l'ITF) est défini comme le pourcentage de chance d'atteindre ces valeurs de 2022 en fonction du niveau de réchauffement global (GWL). Pour un GWL donné (moyenne sur 20 ans telle définie comme dans l'AR6), le nombre d'échantillon considéré pour estimer le risque est 20ans $\times$ N simulations.

L'année 2022 devient une année « normale » (soit 1 chance sur 2) pour un GWL de $+2.0\,°\mathcal{C}$ estimé à partir de CMIP6-ME après calibration. Ce niveau de réchauffement

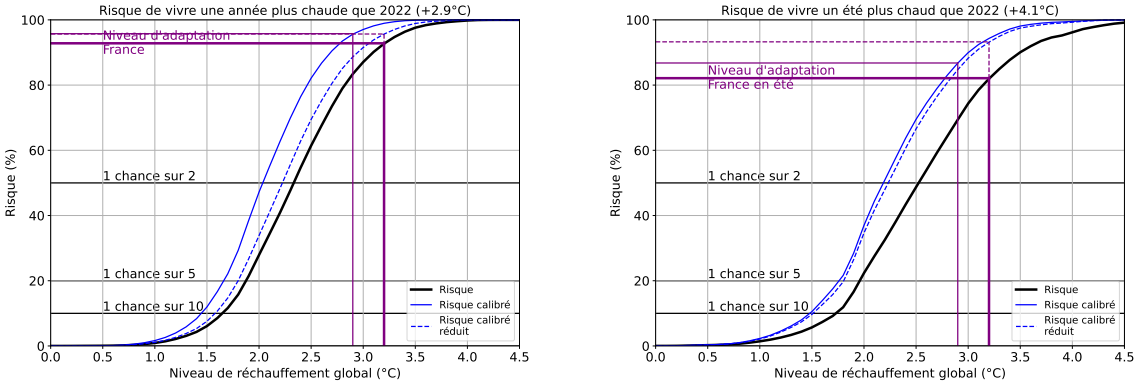


FIGURE 4.11 – Évolution du risque de vivre une année/un été plus chaud que 2022 en fonction du niveau de réchauffement

(Gauche) Évolution du risque de vivre une année aussi chaude ou plus chaude que 2022 en fonction des niveaux de réchauffement globaux (GWL) à partir de l'ensemble CMIP6 brut (noir) et calibré après linear-scaling (bleu). Les traits verticaux mauves correspondent au seuil de $+4\,°\mathcal{C}$ choisi pour le PNACC3. (Droite) Identique mais pour l'été. Analyses et méthodologies inspirées de [Heeter et al., 2023] sur la vague de chaleur canadienne de Juin 2021.

global étant estimé se produire autour de 2050, en supposant que l'on suit actuellement le scénario SSP2-4.5 (IPCC AR6), cela voudrait dire que l'année 2022 serait la normale dans moins de trente ans.
Pour le seuil d'adaptation à $+4\,°\mathcal{C}$ France, chaque année aura environ 19 chances sur 20 d'être plus chaude l'année 2022.

L'été 2022 devient une été « normal » pour un GWL de $+2.2\,°\mathcal{C}$ estimé à partir de CMIP6-ME après calibration.
Pour le seuil d'adaptation à $+4\,°\mathcal{C}$ France du PNACC, chaque été aura environ 7 chances sur 8 d'être plus chaud l'été 2022.

4.2.4 Perspectives

En lien direct avec la section précédente (4.1), on aimerait appliquer l'approche des storylines de variabilité interne afin de mettre les évènements de 2022 dans les contextes des deux IVS dont le réchauffement est le plus fortement modulé en France à court terme (*AEN* et *aen*). Ainsi, on pourrait évaluer l'impact de la variabilité interne sur l'évolution du temps de retour des évènements de type 2022 au cours des 20 prochaines années, afin d'informer sur la probabilité de revivre de tels évènements dans les prochaines années, conditionnée par les trajectoires de variabilité interne.
De plus, il serait souhaitable d'explorer plus largement les méthodes de calibration et débiaisage des données, ainsi que d'utiliser des contraintes *a priori*, en suivant les méthodes de [Ribes et al., 2022]. Enfin, on pourrait également imaginer appliquer cette méthode en multivarié, en s'intéressant par exemple à la précipitation et à la sécheresse des surfaces, en particulier en été.

Synthèse

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à la modulation du changement climatique hivernal à court terme en France en appliquant à nouveau l'approche IVS à CMIP6-ME.

Nous avons cette fois-ci utilisé 3 pilotes de variabilité interne pour construire les storylines, ce qui a permis d'explorer plus finement le champ des possibles des projections climatiques. Le principal pilote impactant la France est l'EAP, dont des phases plus positives sont associées à une amplification du réchauffement, une augmentation amplifiée des précipitations, ainsi qu'une augmentation du vent. L'AMV et la NAO viennent ensuite moduler l'effet prédominant de l'EAP sur les changements de température, quand seules l'EAP et la NAO pilotent les précipitations, et l'EAP et l'AMV pilotent le vent.

Nous montrons que dans le cas des changements de précipitations et de vent en France, il existe des trajectoires dont le signe est opposé à celui de la réponse forcée de CMIP6-ME. Ce résultat est fort car il démontre à nouveau la pertinence de l'approche par IVS pour informer que la variabilité interne peut entraîner des situations qui sont à l'opposé de celles attendues en première analyse. Ces informations sont particulièrement importantes pour éclairer la prise de décision pour l'adaptation au changement climatique à court terme.

Le tableau 4.1 résumé les changements associés à la réponse forcée et aux deux IVS les plus impactantes, selon l'évolution des modes de variabilité.

	Atténuation de ou opposition à la réponse forcée	Réponse forcée	Amplification de la réponse forcée
Température	ane : $+0.5\,°\mathcal{C}[-0.2;1.1]$ Ane ou aNe : $+0.6\,°\mathcal{C}[-0.1;1.3]$	$+0.7\,°\mathcal{C}$ $[0.0;1.5]$	ANE : $+1.0\,°\mathcal{C}[0.3;1.6]$ AnE ou aNE : $+0.9\,°\mathcal{C}[0.3;1.7]$
Précipitations	Ne : $-2.0\%[-11.3;8.3]$	$+2.4\%$ $[-9.4;16.0]$	nE : $+7.2\%[-5.0;21.9]$
Vents	aE : $+0.7\%[-4.7;5.0]$	-0.7% $[-5.6;4.4]$	Ae : $-2.1\%[-6.4;2.9]$

TABLEAU 4.1 – Trajectoires de modulation de la réponse forcée du changement climatique hivernal à court-terme en France

Par la suite, nous nous sommes également intéressés aux évènements de chaleur extrêmes de 2022 en France. Nous avons montré que les anomalies annuelle et estivale étaient des évènements rare, mais pas exceptionnels. L'évènement exceptionnel de l'été 2003 devient quant à lui cinquantennal à décennal dans le climat actuel. De plus, nous avons montré que la cinétique du réchauffement en France était telle que les normales de 1991-2020 étaient dépassées en 2022, ce qui questionne sur l'utilisation de normales passés statiques.

Nous nous sommes ensuite intéressé au contexte d'une France à $+4\,°\mathcal{C}$ en fin de siècle, et avons montré que les évènements extrêmes auxquels il faudrait alors se préparer seraient bien plus intenses qu'aujourd'hui (par exemple autour de $+3\,°\mathcal{C}$ pour l'année 2022, alors que les évènements cinquantennal et centennal atteignant des valeurs autour de $+6\,°\mathcal{C}$ en fin de siècle). Il convient alors de communiquer sur ces valeurs dès lors que le contexte d'une France à $+4\,°\mathcal{C}$ est évoqué.

Nous avons également montré que l'année 2022 deviendrait la normale pour un ni-

veau de réchauffement global de $2\,^{\circ}\mathcal{C}$, ce qui pourrait arriver dès 2050 si nous suivons le scénario SSP2-4.5, comme il semble être le cas.

Enfin, nous avons montré qu'il y avait une incertitude liée aux biais des modèles par rapport aux observations. Nous avons proposé une calibration des données modèles, mais d'autres approches pourraient être explorées, notamment des contraintes a priori.

Conclusions et perspectives

Tout au long de ce manuscrit, nous avons mis en évidence que les projections climatiques à court terme aux moyennes et hautes latitudes étaient sujettes à une forte incertitude. En Europe, nous avons montré qu'une fraction majoritaire de cette incertitude était attribuable à la variabilité interne liée au caractère chaotique du climat, dominant l'incertitude épistémique liée aux différents modèles utilisés, alors que l'incertitude liée aux scénarios socio-économique futurs est négligeable à court terme (vingt prochaines années).

Au cours de cette thèse, nous avons mis au point une approche permettant de partitionner les projections climatiques en plusieurs trajectoires liées à la variabilité interne du système climatique, les trajectoires liées aux forçages externes n'étant pas pertinentes en Europe à court terme. Cette approche permet de réorienter la question classique « Quels seront les changements climatiques à court terme en fonction du scénario socio-économique ? » en une nouvelle façon de se questionner pour le futur : « Comment les changements à court terme seront-ils modulés par la variabilité interne ? En particulier, quelles sont les conditions pouvant amener à une amplification ou atténuation de ces changements, voire à un changement de signe opposé à la réponse forcée ? ». Ce changement de cadre du questionnement permet de faire apparaître des avertissements en terme de trajectoire possible du changement climatique qui sont occultés si on ne s'intéresse qu'à la réponse forcée.

Dans un premier temps, nous avons appliqué cette approche au modèle co-développé par le Cerfacs et le CNRM : CNRM-CM6-1. À partir de deux pilotes de la variabilité interne multi-décennale en Europe, l'AMOC et la NAO, nous avons identifié 4 trajectoires parmi notre ensemble de 120 simulations. Nous nous sommes alors intéressés en particulier aux trajectoires aux modulations à fort impact, ainsi qu'à leurs conséquences en matière d'adaptation.

Dans les simulations caractérisées par une plus forte source de chaleur au niveau de l'Océan Atlantique couplée à un transport atmosphérique plus important de l'Atlantique vers l'Europe du Nord, le réchauffement hivernal est amplifié en Europe du Nord. Cette trajectoire est également caractérisée par une forte diminution de la surface enneigée, une forte augmentation des précipitations liquides, une augmentation du vent, et une diminution du rayonnement solaire à la surface.
Nous montrons que, dans cette trajectoire, un évènement froid saisonnier cinquentennal tel qu'il est connu aujourd'hui obtient une probabilité d'occurrence très faible. De ce fait, selon les enjeux auxquels elles et ils sont confrontés, les décideurs pourraient considérer qu'il n'est plus nécessaire de se préparer à un hiver rude comme celui subi en 2010.

Dans les simulations dont la variabilité interne a le comportement opposé, le réchauffement hivernal en Europe du Nord est fortement atténué. Dans le même temps,

les précipitations augmentent peu, la surface enneigée diminue peu, le vent change peu, et, finalement, seul le rayonnement solaire incident à la surface augmente. Cette trajectoire est intéressante à prendre en compte car, dans le contexte d'un climat qui change et se réchauffe rapidement, elle traduit la possibilité pour qu'il y ait une forte atténuation du changement climatique hivernal en Europe du Nord à court terme, résultant en un climat qui reste proche de celui connu au cours des deux dernières décennies. Cette trajectoire est surtout en particulier marquée par une très faible modification du temps de retour associé à l'hiver de 2010, ce qui veut dire qu'il resterait quasiment aussi probable au cours des 20 prochaines années qu'il ne l'a été au cours des 20 dernières. Cette information est particulièrement importante à prendre en compte pour les décisions vis-à-vis de l'adaptation à mettre en place dès aujourd'hui, tant elle a des impacts sociaux et sociétaux forts.

Nous avons ensuite étendu notre étude initiale en intégrant l'incertitude modèle, via l'ajout des grands ensembles de simulations issus de 5 autres modèles. Nous avons montré que l'incertitude modèle était largement dominée par l'incertitude liée à la variabilité interne dans notre étude. L'utilisation de storylines de variabilité interne s'est à nouveau montrée être un très bon outil pour partitionner l'incertitude et proposer des trajectoires à court terme plus pertinentes que les scénarios socio-économiques en Europe du Nord en hiver.
Après avoir montré que les résultats obtenus en Europe du Nord avec le modèle CNRM-CM6-1 étaient retrouvés dans le méga-ensemble, nous nous sommes également intéressés à étendre notre étude autour du Bassin Méditerranéen, en montrant que les modes de variabilité qui contrôlaient la modulation du changement climatique dans cette région étaient les mêmes qu'en Europe du Nord. Nous avons montré que les évolutions combinées de l'AMV et de la NAO entraînaient des modifications des flux de chaleur et d'humidité à travers l'Europe, avec des liens entre les impacts en Europe du Nord et autour du Bassin Méditerranéen. Ainsi, chacune des quatre trajectoires de variabilité interne a des impacts forts en terme de modulation de la température et des modulations, soit dans le nord, soit dans le sud de l'Europe.
Nous avons ensuite montré que l'interaction interne-forcé n'impactait pas nos résultats, avec une modulation des fluctuations du climat semblable aujourd'hui à celles pendant la période pré-industrielle, permettant une application de la méthode sur une période étendue.

Enfin, nous nous sommes intéressés au changement climatique à court terme en hiver en France. Afin de s'adapter à cette région, nous avons cette fois introduit un troisième mode de variabilité, qui est le principal mode de variabilité du climat en hiver en France : l'EAP.
À partir de 8 storylines construites via l'EAP, l'AMV, et la NAO, nous avons montré qu'il était possible de déterminer 5 principales storylines pour le réchauffement, 3 pour les changements de précipitation, et 3 autres pour les changements de vent. Pour le réchauffement, nous avons montré que l'amplification serait maximale dans le cas de phases simultanément plus positives pour les trois pilotes, et inversement pour l'atténuation. Dans le cas des précipitations et du vent, il existe des trajectoires dont le changement moyen va à l'encontre de celui de la réponse forcée, ce qui renforce encore une fois la nécessité d'utiliser notre approche dans le cas où le rôle de la variabilité interne est fort. En effet, ces storylines sont des avertissements qu'un changement cli-

matique allant à l'opposé du plus probable reste possible, conditionné par une certaine évolution des pilotes de variabilité interne.

Pour finir, en ouverture des travaux de la thèse, nous nous sommes intéressés aux évènements extrêmes de chaleur de 2022 en France (annuel et estival), qui sont l'expression de la superposition de la variabilité inter-annuelle sur le réchauffement climatique.
Nous avons montré que si les extrêmes de chaleur de 2022 pouvaient être considérés comme des évènements rares dans le climat des normales actuelles (1991-2020), leurs probabilités d'occurrence augmentent fortement dès lors qu'on les met dans le contexte du climat simulé en 2022 (facteurs 5 à 10), alors qu'ils étaient virtuellement impossibles au début du siècle dernier. Ce résultat remet en question l'utilisation de périodes passées pour établir des normales climatiques au présent, du fait de la forte cinétique du changement climatique.
Nous avons ensuite placé les évènements de 2022 dans le contexte d'une France à $+4\,^{\circ}\mathcal{C}$ à la fin du siècle, et avons montré que chaque année aurait alors seulement 1 chance sur 20 d'être moins chaude que l'année 2022, et chaque été 1 chance sur 8. Alors que l'année 2022 représentait une anomalie de $+3\,^{\circ}\mathcal{C}$ par rapport à 1901-1930, les évènements décennaux à centennaux en climat $+4\,^{\circ}\mathcal{C}$ sont associés à des anomalies allant de $+5$ à $+6\,^{\circ}\mathcal{C}$, bien au-delà de cette année vécue comme extrêmement chaude. De plus, selon les tendances actuelles en terme de scénario socio-économique suivi, l'année 2022 pourrait devenir la normale aux alentours de 2050. Pour l'été, alors que la moyenne estivale associée à un réchauffement annuel de $+4\,^{\circ}\mathcal{C}$ est supérieure à $+5\,^{\circ}\mathcal{C}$, on passe alors d'une anomalie de $+4\,^{\circ}\mathcal{C}$ en 2022, à des évènements extrêmes atteignant $+8$ à $+9\,^{\circ}\mathcal{C}$ pour des temps de retour de 10 à 100 ans. Ces résultats tirent la sirène d'alarme sur l'importance de communiquer sur l'évolution des évènements extrêmes dans le futur, et non seulement sur le réchauffement moyen à l'échelle décennale.

Perspectives

L'approche par storyline pour expliquer les fluctuations du climat autour de la réponse forcée est un outil pertinent qui pourrait aider dans la compréhension du climat passé. Étant donné que les données paléo permettent de remonter à l'état passé du climat et des modes de variabilité, il serait alors possible de mesurer leur impact dans les fluctuations du climat au cours du dernier millénaire en construisant des storylines de variabilité interne sur cette période.

Afin d'exploiter au mieux les résultats présentés dans cette thèse, une piste d'étude complémentaire possible consisterait en l'utilisation de la prévision décennale pour estimer l'état des modes de variabilité à court-terme, dont la prévisibilité est meilleure que celle des grandeurs géophysiques continentales telles la température ou les précipitations. Cette prévision décennale sur les modes de variabilité permettrait alors de donner un indice de probabilité associé à chaque narrative de variabilité interne, qui résulterait en une probabilisation par contrainte des narratives dans l'évaluation des risques à court-terme. Le message délivré pour l'adaptation serait alors plus précis, en déterminant une partie du champ des possibles plus probable, au détriment d'une autre part du champ des possibles qui pourrait, selon les enjeux, être écartée car moins probable.

Les storylines pourraient être fournies dans les portails de données pour l'adaptation (par exemple le DRIAS pour les projections en France). En effet, comme montré au cours de cette thèse, à court terme, il est plus pertinent de présenter différentes trajectoires liées à la variabilité interne plutôt que liées aux scénarios, qui deviennent adéquates à des échéances à plus long terme.
Ces trajectoires ne se limiteraient alors pas à la France ou à l'Europe. Dans le chapitre 3, d'autres régions du globes dans lesquelles la variabilité interne est source d'une importante modulation du changement climatique en hiver à court-terme ont été énumérées. Les régions pour lesquelles l'application de la méthode des storylines de variabilité interne est la plus pertinente sont l'Amérique du Nord et la région s'étendant de l'Europe de l'Est à la Sibérie. Il est également judicieux d'appliquer la méthode à l'Europe de l'Ouest et du Nord, en Asie centrale, et dans le nord-ouest, l'ouest, et le centre de l'Amérique du Nord. Une pré-sélection de modes de variabilité a été proposée pour ces différentes régions, afin de narrer différentes trajectoires conditionnées par la variabilité interne.

Enfin, dans le cadre de l'étude des évènements de chaleur extrêmes en France en 2022, il serait intéressant de construire des storylines à l'échelle annuelle plutôt, qu'en hiver comme présenté dans cette thèse, afin de replacer ces évènements dans le contexte d'un changement climatique en France modulé à court terme par différents modes de variabilité interne.

Annexe A

Annexes

A.1 Potentiel de l'utilisation de l'approche par storylines de variabilité interne dans le monde

Cette annexe permet d'expliquer le raisonnement utilisé pour déterminer les régions dans lesquelles l'utilisation de l'approche par storyline de variabilité interne est pertinente. Comme précédemment, on ne considère que les terres émergées afin de s'intéresser aux impacts sur l'activité humaine.

Pour cela, on considère les saisons hivernales, qui sont celles pour lesquelles la variance liée à la variabilité interne est la plus grande. Les tableaux A.1 et A.2 rendent compte des valeurs de la réponse forcée, de l'incertitude totale, du rapport signal-sur-bruit, ainsi que de la part relative des différentes sources d'incertitude dans l'incertitude totale.

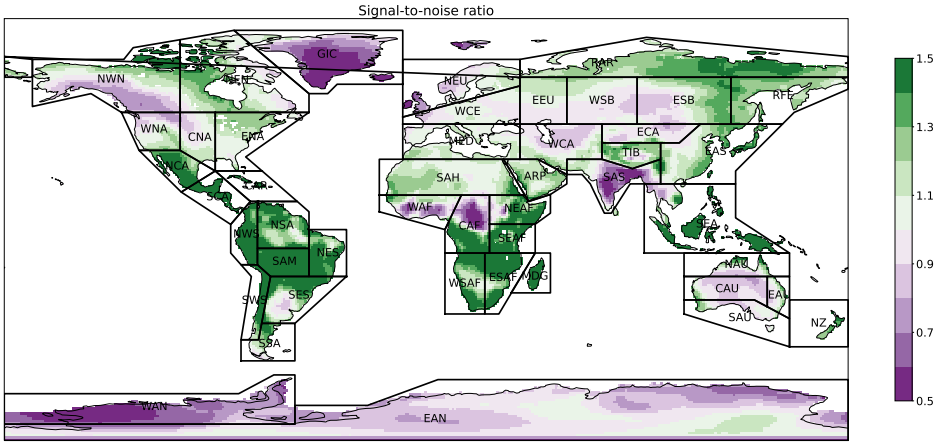
Région	Réponse forcée	Incertitude totale (90%)	SNR (90%)	Modèle	Scénario	Variabilité interne
GIC	1.4	2.0	0.7	62%	1%	37%
WAN	0.7	0.8	0.9	54%	4%	42%
SAS	0.7	0.7	1.0	74%	1%	25%
WAF	0.7	0.7	1.1	82%	0%	17%
CAF	0.7	0.7	1.1	89%	1%	10%
NEU	1.3	1.2	1.1	19%	1%	80%
ECA	1.1	1.0	1.1	38%	2%	60%
WCA	1.2	1.0	1.1	45%	1%	54%
WSB	1.6	1.4	1.1	24%	1%	75%
EAN	0.8	0.7	1.1	53%	4%	43%
NAU	0.8	0.7	1.2	47%	1%	52%
EAU	0.8	0.7	1.2	34%	1%	65%
WCE	1.2	1.0	1.2	16%	2%	82%
WNA	1.0	0.9	1.2	27%	2%	72%
CAU	0.9	0.8	1.2	46%	2%	51%
EEU	1.6	1.3	1.2	20%	1%	79%
CNA	1.2	1.0	1.2	18%	1%	81%
SAU	0.7	0.6	1.2	44%	4%	52%
NWN	1.7	1.4	1.2	27%	1%	72%
ESB	1.4	1.1	1.3	21%	1%	77%
MED	0.9	0.7	1.3	41%	3%	56%
SAH	0.9	0.7	1.3	54%	2%	44%
ARP	1.0	0.7	1.3	67%	1%	32%
NZ	0.6	0.5	1.4	16%	2%	81%
NEN	2.0	1.5	1.4	47%	1%	52%
SSA	0.6	0.4	1.4	36%	4%	60%
ENA	1.2	0.9	1.4	22%	1%	76%
TIB	1.1	0.7	1.5	34%	2%	64%
RFE	1.8	1.2	1.5	45%	1%	54%
EAS	1.1	0.7	1.5	41%	5%	54%
NEAF	0.8	0.5	1.6	78%	1%	21%
RAR	2.2	1.4	1.6	32%	1%	67%
SEA	0.7	0.4	1.6	81%	1%	18%
NSA	0.9	0.5	1.6	65%	6%	29%
WSAF	0.8	0.5	1.7	62%	3%	35%
NES	0.8	0.4	1.7	70%	3%	26%
SES	0.8	0.4	1.7	55%	6%	39%
NWS	0.8	0.5	1.7	73%	6%	21%
SCA	0.8	0.4	1.9	64%	3%	34%
SEAF	0.7	0.4	1.9	64%	2%	34%
NCA	0.9	0.5	1.9	29%	2%	70%
SAM	0.8	0.4	1.9	74%	7%	19%
ESAF	0.8	0.4	2.0	64%	5%	31%
MDG	0.7	0.3	2.2	58%	4%	38%
SWS	0.8	0.4	2.2	58%	8%	34%
CAR	0.8	0.3	2.5	34%	4%	62%

TABLEAU A.1 – Hiver boréal (JFM)

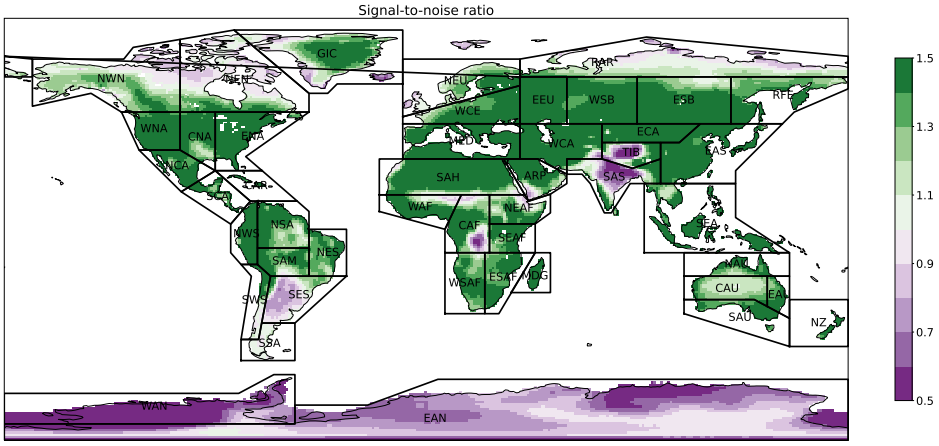
Région	Réponse forcée	Incertitude totale (90%)	SNR (90%)	Modèle	Scénario	Variabilité interne
WAN	0.8	1.1	0.7	29%	2%	69%
TIB	1.3	1.4	0.9	80%	3%	17%
EAN	0.8	0.8	1.0	24%	1%	75%
SSA	0.6	0.5	1.1	45%	3%	52%
SES	0.6	0.5	1.2	41%	2%	56%
SAS	0.6	0.5	1.3	67%	1%	32%
NEN	1.2	0.9	1.3	71%	1%	28%
CAF	0.8	0.5	1.4	86%	2%	12%
CAU	0.8	0.6	1.4	49%	4%	47%
GIC	1.0	0.7	1.4	61%	3%	37%
RAR	1.1	0.8	1.4	58%	1%	42%
NWN	1.1	0.8	1.5	72%	1%	27%
NEU	1.1	0.7	1.5	43%	2%	56%
EAU	0.8	0.5	1.5	40%	6%	54%
NZ	0.6	0.4	1.6	28%	5%	67%
NAU	0.9	0.5	1.6	41%	2%	57%
NEAF	0.8	0.5	1.6	74%	3%	23%
WAF	0.7	0.4	1.6	69%	4%	27%
SWS	0.8	0.5	1.6	62%	5%	34%
SAM	1.1	0.6	1.6	69%	4%	27%
NSA	1.0	0.6	1.7	71%	7%	22%
SAU	0.6	0.3	1.7	47%	4%	49%
RFE	1.3	0.7	1.7	69%	1%	29%
WSAF	0.9	0.5	1.7	73%	2%	25%
SCA	0.8	0.5	1.7	60%	3%	37%
SEAF	0.8	0.5	1.8	78%	2%	20%
NES	0.8	0.5	1.8	62%	4%	35%
ESAF	0.8	0.5	1.8	60%	2%	38%
EEU	1.3	0.7	1.8	37%	2%	60%
ARP	1.2	0.6	1.8	84%	4%	12%
WCE	1.3	0.7	1.9	42%	3%	55%
CNA	1.4	0.7	1.9	39%	3%	58%
WSB	1.3	0.7	1.9	43%	3%	55%
SEA	0.7	0.4	1.9	83%	5%	12%
NWS	0.9	0.5	2.0	75%	5%	19%
ESB	1.2	0.6	2.0	59%	2%	39%
WCA	1.3	0.7	2.0	75%	4%	21%
WNA	1.4	0.7	2.0	56%	4%	40%
ENA	1.2	0.6	2.0	71%	3%	26%
MDG	0.7	0.3	2.0	43%	5%	52%
EAS	1.0	0.5	2.1	78%	3%	19%
ECA	1.4	0.7	2.1	69%	3%	28%
NCA	1.0	0.5	2.1	49%	3%	47%
SAH	1.2	0.5	2.1	82%	4%	14%
MED	1.4	0.6	2.4	61%	6%	34%
CAR	0.9	0.3	2.7	22%	8%	70%

TABLEAU A.2 – Hiver austral (JJA)

La structure spatial du rapport signal-sur-bruit traduit un poids plus important de la réponse forcée en Amérique latine et Amérique du sud, au sud de l'Afrique, et en Asie du sud-est (figure A.1). Au contraire, aux pôles, en Inde et au Bangladesh, dans les Îles Britanniques, dans le Golfe de Guinée et en Afrique centrale, et en Australie, l'incertitude a un poids plus important que la réponse forcée.
Le S/B du réchauffement en hiver austral est très différent, la plupart du globe étant dominée par la réponse forcée multi-modèle multi-scénario. Il y a peu d'exceptions : l'Antarctique, l'Inde et le Tibet, l'Argentine, l'Uruguay et le Paraguay, et, très localement, le nord-est de l'Angola.



(a) Hiver boréal (JFM)



(b) Hiver austral (JJA)

FIGURE A.1 – Rapport signal-sur-bruit du réchauffement en hiver à court terme dans le monde

Dans un premier temps, on liste les régions pour lesquelles la réponse moyenne est

dominée par le bruit, ou domine le bruit de manière mesurée. De manière arbitraire, on fixe une limite au rapport signal-sur-bruit à 1.33.
En hiver boréal (voir le tableau A.1), il s'agit de :

- pour l'Eurasie : l'Europe (NEU : 1.1, EEU : 1.2, WCE : 1.2, MED : 1.3), la Sibérie (WSB : 1.1, ESB : 1.3), l'Asie du sud et centrale (SAS : 1.0, WCA : 1.1, ECA : 1.1), et la Péninsule Arabique (ARP : 1.3),
- pour l'Afrique : l'ouest et le centre (WAF : 1.1, CAF : 1.1), le Sahara (SAH : 1.3),
- pour l'Océanie : l'Australie (NAU : 1.2, CAU : 1.2, EAU : 1.2, SAU : 1.2),
- pour l'Amérique du nord : le nord-ouest, l'ouest, et le centre (NWN : 1.2, WNA : 1.2, CNA : 1.2),
- pour les pôles : le Groenland et l'Islande (GIC : 0.7), l'Antarctique (EAN : 1.1, WAN : 0.9).

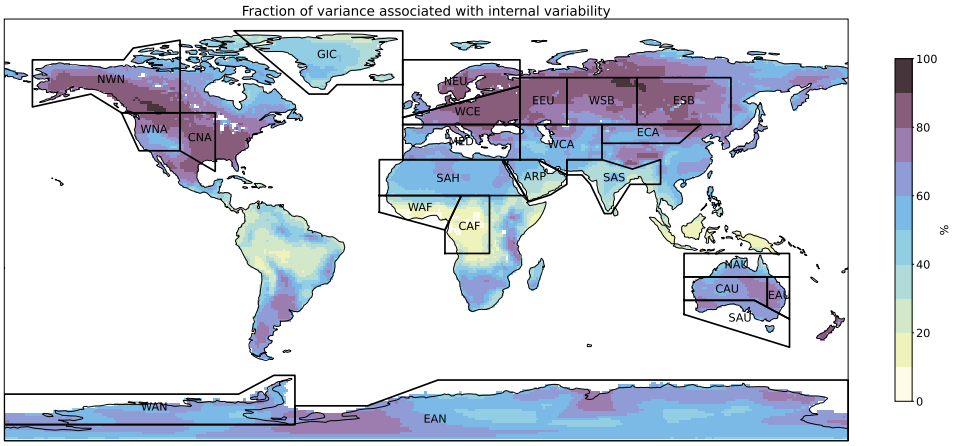
En hiver austral (voir le tableau A.2), il s'agit de :

- pour l'Eurasie : le plateau tibétain (TIB : 0.9) et l'Asie du sud (SAS : 1.2),
- pour l'Amérique du nord : le nord-est (NEN : 1.3),
- pour l'Amérique du sud : le sud et le sud-est (SSA : 1.1, SES : 1.2),
- pour les pôles : l'Antarctique (EAN : 1.0, WAN : 0.7).

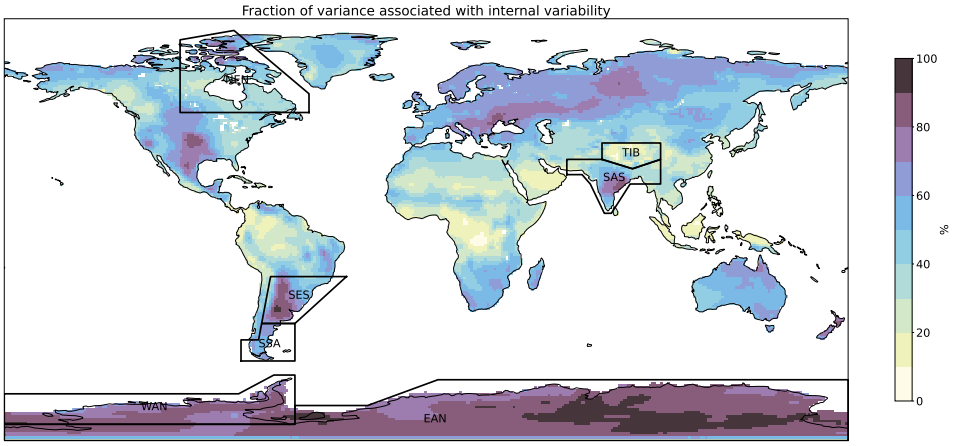
Le but de l'analyse par storyline mise au point dans cette thèse étant d'étudier la modulation du changement climatique par la variabilité interne autour de la réponse forcée, il est nécessaire, en plus d'avoir rapport signal-sur-bruit faible ou restreint, que la variance soit dominée par la variabilité interne (figure A.2).

On réduit alors la liste des régions à celles pour lesquelles l'incertitude liée à la variabilité interne a un poids supérieur ou égal à la somme des deux autres sources d'incertitude. De même qu'en Europe en hiver boréal, l'incertitude scénario est négligeable dans toutes les régions à court terme à l'échelle saisonnière ($< 8\%$). Cela revient donc à écarter les régions pour lesquelles l'incertitude modèle vaut pour au moins la moitié de la variance. Il s'agit en hiver boréal de l'ouest et du centre de l'Afrique (CAF : 89%, WAF : 82%), de l'Asie du sud (SAS : 74%), de la Péninsule Arabique (ARP : 67%), du Groenland et de l'Islande (GIC : 62%), et de l'Antarctique (WAN : 54% et EAN : 53%), et en hiver austral de l'Asie du sud (SAS : 67%), du nord-est de l'Amérique du nord (ARP : 71%), et du plateau tibétain (TIB : 80%).

On constate au passage que, à court terme, la variance du réchauffement de certaines régions est dominée par l'incertitude modèle (déduit de la figure A.2). C'est le cas de janvier à mars et de juin à août pour le Golfe de Guinée et le centre de l'Afrique, dans les îles d'Asie du sud-est, pour la région d'Amazonie, et au sud-est de la péninsule arabique.



(a) Hiver boréal (JFM)



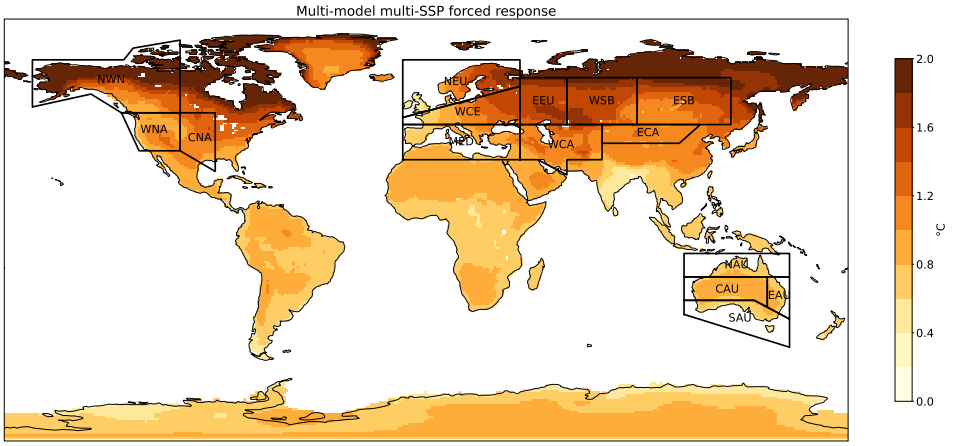
(b) Hiver austral (JJA)

FIGURE A.2 – Fraction d'incertitude du réchauffement en hiver boréal liée à la variabilité interne à court terme dans le monde, seules les régions pour lesquelles le rapport signal-sur-bruit est faible sont affichées

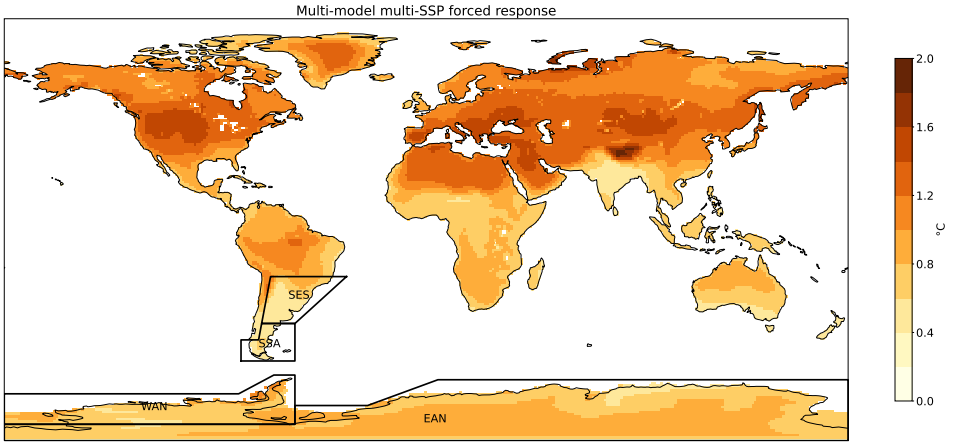
Pour décrire la modulation du changement climatique à court terme par la variabilité interne, il serait donc pertinent de s'intéresser à :

— pour l'Eurasie en hiver boréal : l'Europe, la Sibérie, l'Asie Centrale,
— pour l'Océanie en hiver boréal : l'Australie,
— pour l'Amérique du Nord en hiver boréal : le nord-ouest, l'ouest, et le centre,
— pour l'Amérique du Sud en hiver austral : le sud et le sud-est,
— pour les pôles en hiver austral : l'Antarctique.

Enfin, on peut établir un ordre de priorité dans les régions restantes en fonction du niveau de réchauffement moyen projeté à court terme. En effet, à S/B équivalent,



(a) Hiver boréal (JFM)



(b) Hiver austral (JJA)

FIGURE A.3 – Réponse forcée du réchauffement en hiver boréal et austral à court terme dans le monde, seules les régions pour lesquelles le rapport signal-sur-bruit est faible et l'incertitude liée à la variabilité interne est largement dominante sont affichées

pour une région dont le réchauffement moyen est faible, les storylines de variabilité interne seront climatiquement proches, alors que pour une région dont le réchauffement moyen est élevé, le partitionnement du réchauffement via les modes de variabilité interne permettra de différencier des trajectoires avec un réchauffement significativement amplifié ou atténué, comme pour l'Europe du Nord en hiver boréal précédemment.

Les régions dont le réchauffement e hiver boréal moyen projeté est le plus fort sont le nord-ouest de l'Amérique du Nord ($+1.6\,°C$), l'Europe de l'Est ($+1.5\,°C$), et la Sibérie ($+1.4$ à $+1.5\,°C$). Viennent ensuite le reste de l'Europe hors bassin méditerranéen

($+1.2\,°\mathcal{C}$), de l'Asie ($+1.1\,°\mathcal{C}$), et de l'Amérique du Nord ($+1.1\,°\mathcal{C}$). Enfin, on retrouve des régions pour lesquelles le réchauffement moyen est inférieur à $+1\,°\mathcal{C}$, avec le bassin méditerranéen ($+0.9\,°\mathcal{C}$), l'Australie (entre $+0.7$ à $+1.0\,°\mathcal{C}$), l'Antarctique (réchauffement austral moyen de $+0.8\,°\mathcal{C}$), et le sud de l'Amérique du Sud (réchauffement austral moyen de $+0.6\,°\mathcal{C}$).

En se référant au tableau 1.1 qui montre le lien entre les pilotes de variabilité interne et les différentes régions de AR6, on peut alors proposer des pistes de pilotes de la variabilité interne pertinents pour utiliser la méthode des trajectoires liées à la variabilité interne pour décrire l'évolution climatique à court terme.

Tout d'abord, dans le centre de l'Amérique du Nord, le partitionnement du ME proposé dans ce chapitre semble pertinent pour décrire l'influence de la variabilité interne dans la modulation des projections des températures de l'hiver boréal (en supposant que dans cette région, l'effet de la NAO est le même que celui du mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM) dans le ME). Pour ce qui est des précipitations cependant, les pilotes à utiliser seraient, dans l'ordre de pertinence, l'ENSO, le mode annulaire de l'hémisphère sud (SAM), ou, à moindre mesure, l'AMV, et la variabilité décennale du Pacifique (PDV). On rappelle que chaque pilote ajouté multiplie par 2 le nombre de narratives, et divise ainsi par 2 le nombre de membre composant chacune d'entre elles, utiliser les 4 ne serait donc pas judicieux tant pour la facilité de description des trajectoires (trop de trajectoires nuit au discours) que pour le nombre trop réduit de membre par trajectoire pour s'assurer que les statistiques soient robustes.

En Australie (sauf au sud), l'ENSO et la PDV apparaissent comme de bons pilotes pour partitionner les projections boréales de température et de précipitations, et peuvent être complétés, pour décrire la température dans le centre et l'est du pays-continent, par le SAM.

Dans le nord-ouest de l'Amérique du Nord, l'ENSO et la PDV semblent être de bons candidats pour partitionner les projections boréales de température et de précipitations, quand le NAM pourrait venir raffiner les narratives en terme de précipitations.

Enfin, dans la zone s'étendant de l'est de l'Europe à la Sibérie, le NAM pourrait être un bon pilote de la température, pouvant alors être associé à la PDV pour la partie est de la Sibérie. Pour ce qui est de partitionner les précipitations, l'AMV serait pertinent en Sibérie, et pourrait être complété par l'ENSO à l'ouest.

Liste des principaux acronymes

CO_2 dioxyde de carbone
AMOC circulation méridienne de retournement de l'Atlantique
AMV variabilité multi-décennale de l'Atlantique
EAP mode Est Atlantique
ENSO phénomène d'oscillation australe *El Niño*
IOD dipôle de l'océan Indien
IPV variabilité inter-décennale du Pacifique
MJO oscillation de MADDEN-JULIAN
NAM mode annulaire de l'hémisphère nord
NAO oscillation de l'Atlantique Nord
PDV variabilité décennale du Pacifique
SAM mode annulaire de l'hémisphère sud

ACCESS-ESM1-5 modèle du système terrestre australien (CSIRO)
ACCESS-GE grand ensemble de ACCESS-ESM1-5
ANOVA analyse en variance
AOGCM modèle couplé océan-atmosphère
AR6 sixième rapport d'évaluation du GIEC

Can-GE grand ensemble de CanESM5
CanESM5 modèle du système terrestre canadien (CCCma)
Cerfacs Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique
CMIP6 sixième phase du projet d'inter-comparaison de modèles couplés
CMIP6-ME méga ensemble de CMIP6
CNRM Centre National de Recherche en Météorologie
CNRM-CM6-1 modèle couplé toulousain (CNRM, Cerfacs)
CNRM-GE grand ensemble de CNRM-CM6-1

ESM modèle du système terrestre

GE grand ensemble
GES gaz à effet de serre

GIEC groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

IPSL-CM6A-LR modèle couplé parisien (IPSL)
IPSL-LE large ensemble de IPSL-CM6A-LR
IVS storyline de variabilité interne

LE large ensemble

ME méga ensemble
MED bassin méditerranéen
MIROC-GE grand ensemble de MIROC6
MIROC6 modèle couplé japonais (CCSR, JAMSTEC, NIES)
MPI-ESM1-2-LR modèle du système terrestre allemand (MPI-M, DKRZ)
MPI-GE grand ensemble de MPI-ESM1-2-LR

NEU Europe du nord

OMM organisation météorologique mondiale

S/B rapport signal-sur-bruit
ScenarioMIP projet d'inter-comparaison des modèles et scénarios de CMIP6
SMILE large ensemble mono-modèle perturbé aux conditions initiales
SSP scénario socio-économique

WCE Europe occidentale et centrale

Table des figures

1.1 Vue schématique des composantes du système climatique, de leurs processus et de leurs interactions. 4
1.2 Observations de l'évolution de la température de surface terrestre 6
1.3 Température annuelle globale observée et simulée en prenant en compte les différents forçages isolés et combinés 9
1.4 Variations annuelles (à gauche), décennales (au milieu), et multi-décennales (à droite) de la température moyenne à la surface du globe 10
1.5 Variations observées et émergences des températures régionales en Amérique depuis 1850 12
1.6 Période pendant laquelle les changements de température annuelle terrestre ont significativement émergé par rapport à la période pré-industrielle 13
1.7 Schéma représentant les différentes composantes et interactions d'un ESM, ici UVic ESCM 2.10 16
1.8 Matrice de scénario SSP-RCP illustrant les simulations de ScenarioMIP 19
1.9 Anomalies des températures moyennes annuelles mondiales simulées et projetées dans ScenarioMIP, et identification de la variance associée aux différentes sources d'incertitude 27
1.10 Fraction de la variance expliquée par les trois sources d'incertitude dans les projections des changements de température moyenne décennale en 2015-2024 (haut), 2045-2054 (milieu), et 2085-2094 (bas), par rapport à 1995-2014 28
1.11 Anomalies de températures annuelles observées en Europe par rapport aux normales de 1981-2010 29
1.12 Découpage de l'Europe en trois boîtes 31
1.13 Températures saisonnières observées en Europe (pendant la période 1995-2014) 32
1.14 Climatologies hivernale et estivale de la température observée en Europe (1995-2014) 32
1.15 Variations inter-annuelles (90%) des températures saisonnières moyennes en hiver et en été observées en Europe (1995-2014) 33
1.16 Représentations schématiques des impacts de l'oscillation de l'Atlantique Nord selon sa phase 36
1.17 Représentation schématique de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique 38
1.18 Variabilité multi-décennale de l'Atlantique : empreinte spatiale, indice temporel, et téléconnexions avec la température et les précipitations continentales 40

2.1 Frise d'illustration de l'initialisation des 10 premiers membres des simulations historiques de CNRM-CM6-1 dans le cadre de l'exercice CMIP6 (ici la température globale annuelle) . . . 48
2.2 Évolution de la variance expliquée en Europe du nord en hiver (JFM) en fonction de la longueur des périodes . . . 96
2.3 Modulation du changement climatique en Europe du nord en hiver (JFM) selon les storylines et en fonction de la longueur des périodes . . . 97
2.4 Évolution de la variance expliquée en Europe du nord en hiver (JFM) en fonction du décalage temporel entre les pilotes et la variable reconstruite 99
2.5 Convergence de la modulation moyenne de changement de température dans les storylines internes en fonction du nombre de membres dans l'ensemble (avec 120 tirages) . . . 100
2.6 Répartition des membres dans les storylines, avec exclusion des membres situés à l'intérieur de l'ellipse interne . . . 102
2.7 Changements de température hivernale en Europe du nord en prenant tous les membres (boîtes pleines) et en excluant les membres dont les changements des pilotes sont proches de la réponse forcée (boîtes hachurées) . . . 103

3.1 Évolution de la température annuelle régionale du méga ensemble avec illustration des sources d'incertitude . . . 110
3.2 Changement saisonnier de température en Europe selon la région . . . 111
3.3 Rapport signal sur bruit du changement saisonnier de température en Europe selon la région, estimé à partir de CMIP6-ME . . . 112
3.4 Changement de température hivernale en Europe du Nord selon le modèle et selon le scénario . . . 113
3.5 Identification des sources d'incertitude autour de la réponse forcée du changement de température selon la région et la saison à court terme . . . 114
3.6 Contribution fractionnée en variance à l'incertitude totale du changement de température selon la région et la saison à court terme . . . 115
3.7 Changement spatial de température hivernale en Europe en 2020-2039 par rapport à 1995-2014 . . . 117
3.8 Changement climatique à court terme pour NEU en JFM par modèle et scénario . . . 120
3.9 Diagramme de dispersion des changements de température hivernale en Europe du Nord en fonction des changements de la variabilité multidécenale de l'Atlantique (a) et de l'oscillation nord-Atlantique (b) . . . 121
3.10 Diagramme de dispersion des changements de NAO en fonction du changement d'AMV . . . 122
3.11 Variance expliquée des changements hivernaux de (3.11a) température, (3.11b) précipitations, (3.11c) vent, et (3.11d) surface enneigée en Europe du Nord à l'aide de régressions multi-linéaires basées sur les changements d'AMV et de NAO . . . 123
3.12 Quadrants de répartition des membres par storyline de variabilité interne . . . 125
3.13 Changements JFM standardisés de température, précipitations, vent, et couverture neigeuse en Europe selon la storyline interne . . . 126

3.14 Anomalies de température hivernale en Europe selon la storyline interne et le modèle . . . 127
3.15 Anomalies hivernales de température, précipitations, vent, et couverture neigeuse en Europe selon le modèle, pour le méga ensemble, puis selon la storyline de variabilité interne . . . 128
3.16 Changement climatique à court-terme autour du bassin méditerranéen en hiver selon le modèle et le scénario . . . 132
3.17 Variance expliquée des changements hivernaux de (3.17a) température, (3.17b) précipitations, et (3.17c) vent autour du bassin méditerranéen à l'aide de régressions multi-linéaires basées sur les changements d'AMV et de NAO . . . 133
3.18 Anomalies hivernales standardisées de température et précipitations dans la bassin méditerranéen selon la storyline interne . . . 134
3.19 Anomalies hivernales de température et précipitations dans la bassin méditerranéen selon le modèle, pour le méga ensemble, et selon la storyline interne . . . 135
3.20 Modulation du changement de température hivernale autour du bassin méditerranéen en fonction de la storyline de variabilité interne et du modèle . . . 136
3.21 Anomalies standardisées de température hivernale en Europe selon la storyline interne, sans (piControl) et en présence (CMIP6-ME) de forçage externe . . . 139
3.22 Détermination des régions pour lesquelles l'approche par storyline de variabilité interne est pertinente pour explorer le champ des possibles du réchauffement en hiver boréal à court terme . . . 144
3.23 Part de variance associée aux différentes sources d'incertitude des projections de changement de température hivernale à court terme en Europe 147

4.1 Changement climatique hivernal en France selon le modèle et le scénario futur à court terme pour les différents champs physiques . . . 152
4.2 Variance expliquée du réchauffement hivernal en France à court terme pour le méga ensemble et selon le modèle . . . 154
4.3 Changement de température hivernale en France à court terme pour CMIP6-ME et selon la storyline interne . . . 155
4.4 Changement climatique hivernal en France à court terme pour CMIP6-ME et selon la storyline interne . . . 156
4.5 Anomalie de température annuelle en France . . . 159
4.6 Réchauffement annuel en France en fonction du réchauffement global — Calibration des données de CMIP6-ME . . . 161
4.7 Anomalie de température annuelle en France . . . 161
4.8 Saisonnalité du réchauffement en France . . . 162
4.9 Anomalie de température estivale en France . . . 163
4.10 Anomalies de température annuelle et estivale en France en fonction du niveau de réchauffement global . . . 164
4.11 Évolution du risque de vivre une année/un été plus chaud que 2022 en fonction du niveau de réchauffement . . . 165

A.1 Rapport signal-sur-bruit du réchauffement en hiver à court terme dans le monde . . . 176

A.2 Fraction d'incertitude du réchauffement en hiver boréal liée à la variabilité interne à court terme dans le monde, seules les régions pour lesquelles le rapport signal-sur-bruit est faible sont affichées 178
A.3 Réponse forcée du réchauffement en hiver boréal et austral à court terme dans le monde, seules les régions pour lesquelles le rapport signal-sur-bruit est faible et l'incertitude liée à la variabilité interne est largement dominante sont affichées 179

Liste des tableaux

1.1 Fraction de la variance de la température et des précipitations expliquée à l'échelle inter-annuelle par chaque mode de variabilité selon la région 34

3.1 Nombre de membres utilisés par modèle et par scénario socio-économique (SSP), en prolongement des simulations historiques, constituant le méga ensemble de CMIP6 (CMIP6-ME) de 673 membres 108
3.2 Tableau récapitulatif des réponses forcées de CMIP6-ME du changement climatique hivernal en Europe du Nord, de l'incertitude totale, du rapport signal-sur-bruit, et de la part de variance associée à chaque source d'incertitude 129
3.3 Scores de ratio de variance due à la variabilité interne, variance expliquée par la régressions multi-linéaire, et de répartition des membres pour des sous-ensembles constitués de tous les modèles sauf un, et du modèle manquant, comparés aux résultats du méga ensemble 141
3.4 Réponse forcée et modulation du changement climatique hivernal à court terme en Europe par l'AMV et la NAO dans CMIP6-ME 146

4.1 Trajectoires de modulation de la réponse forcée du changement climatique hivernal à court-terme en France 166

A.1 Hiver boréal (JFM) 174
A.2 Hiver austral (JJA) 175

Bibliographie

[Alexander and Scott, 1997] Alexander, M. A. and Scott, J. D. (1997). Surface Flux Variability over the North Pacific and North Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, 10(11) :2963–2978.

[Alexander and Scott, 2008] Alexander, M. A. and Scott, J. D. (2008). The Role of Ekman Ocean Heat Transport in the Northern Hemisphere Response to ENSO. *Journal of Climate*, 21(21) :5688–5707.

[André et al., 2014] André, J.-C., Aloisio, G., Biercamp, J., Budich, R., Joussaume, S., Lawrence, B., and Valcke, S. (2014). High-Performance Computing for Climate Modeling. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(5).

[Balaji et al., 2017] Balaji, V., Maisonnave, E., Zadeh, N., Lawrence, B. N., Biercamp, J., Fladrich, U., Aloisio, G., Benson, R., Caubel, A., Durachta, J., Foujols, M. A., Lister, G., Mocavero, S., Underwood, S., and Wright, G. (2017). CPMIP : Measurements of real computational performance of Earth system models in CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 10(1).

[Barnston and Livezey, 1987] Barnston, A. G. and Livezey, R. E. (1987). Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, 115(6) :1083–1126.

[Boé, 2018] Boé, J. (2018). Interdependency in Multimodel Climate Projections : Component Replication and Result Similarity. *Geophysical Research Letters*, 45(6).

[Boé and Terray, 2014] Boé, J. and Terray, L. (2014). Land–sea contrast, soil-atmosphere and cloud-temperature interactions : interplays and roles in future summer European climate change. *Climate Dynamics*, 42(3-4) :683–699.

[Brogli et al., 2019] Brogli, R., Sørland, S. L., Kröner, N., and Schär, C. (2019). Causes of future Mediterranean precipitation decline depend on the season. *Environmental Research Letters*, 14(11) :114017.

[Cassou et al., 2018] Cassou, C., Kushnir, Y., Hawkins, E., Pirani, A., Kucharski, F., Kang, I. S., and Caltabiano, N. (2018). Decadal climate variability and predictability : Challenges and opportunities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(3).

[Cayan, 1992] Cayan, D. R. (1992). Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans : driving the sea surface temperature. *Journal of Physical Oceanography*, 22(8).

[Cox and Stephenson, 2007] Cox, P. and Stephenson, D. (2007). A changing climate for prediction.

[Craig et al., 2017] Craig, A., Valcke, S., and Coquart, L. (2017). Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT-3.0. *Geoscientific Model Development*, 10(9).

[Decharme et al., 2019] Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J. P., Alias, A., Saint-Martin, D., Séférian, R., Sénési, S., and Voldoire, A. (2019). Recent Changes in the ISBA-CTRIP Land Surface System for Use in the CNRM-CM6 Climate Model and in Global Off-Line Hydrological Applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(5).

[Déqué et al., 1994] Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., and Cariolle, D. (1994). The ARPEGE/IFS atmosphere model : a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4-5).

[Deser, 2000] Deser, C. (2000). On the teleconnectivity of the "Arctic Oscillation". *Geophysical Research Letters*, 27(6) :779–782.

[Deser and Blackmon, 1993] Deser, C. and Blackmon, M. L. (1993). Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter : 1900–1989. *Journal of Climate*, 6(9) :1743–1753.

[Deser et al., 2020] Deser, C., Lehner, F., Rodgers, K. B., Ault, T., Delworth, T. L., DiNezio, P. N., Fiore, A., Frankignoul, C., Fyfe, J. C., Horton, D. E., and others (2020). Insights from Earth system model initial-condition large ensembles and future prospects. *Nature Climate Change*, pages 1–10.

[Eyring et al., 2016] Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5).

[Flato, 2011] Flato, G. M. (2011). Earth system models : An overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 2(6).

[Gillett et al., 2016] Gillett, N. P., Shiogama, H., Funke, B., Hegerl, G., Knutti, R., Matthes, K., Santer, B. D., Stone, D., and Tebaldi, C. (2016). The Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1.0) contribution to CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(10).

[Gurvan Madec and the NEMO team, 2017] Gurvan Madec and the NEMO team (2017). NEMO ocean engine.

[Häkkinen et al., 2011] Häkkinen, S., Rhines, P. B., and Worthen, D. L. (2011). Warm and saline events embedded in the meridional circulation of the northern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 116(C3) :C03006.

[Harrington et al., 2016] Harrington, L. J., Frame, D. J., Fischer, E. M., Hawkins, E., Joshi, M., and Jones, C. D. (2016). Poorest countries experience earlier anthropogenic emergence of daily temperature extremes. *Environmental Research Letters*, 11(5).

[Harrington and Otto, 2018] Harrington, L. J. and Otto, F. E. (2018). Changing population dynamics and uneven temperature emergence combine to exacerbate regional exposure to heat extremes under 1.5 ∘C and 2 ∘C of warming. *Environmental Research Letters*, 13(3).

[Hasselmann, 1976] Hasselmann, K. (1976). Stochastic climate models : Part I. Theory. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 28(6).

[Hawkins and Sutton, 2009] Hawkins, E. and Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8).

[Hays et al., 1976] Hays, J. D., Imbrie, J., and Shackleton, N. J. (1976). Variations in the earth's orbit : Pacemaker of the ice ages.

[Heeter et al., 2023] Heeter, K. J., Harley, G. L., Abatzoglou, J. T., Anchukaitis, K. J., Cook, E. R., Coulthard, B. L., Dye, L. A., and Homfeld, I. K. (2023). Unprecedented 21st century heat across the Pacific Northwest of North America. *npj Climate and Atmospheric Science*, 6(1).

[Hurrell, 1995] Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic oscillation : Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269(5224).

[Hurrell et al., 2003] Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134 :1–36.

[Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2021] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2021). Assessment Report 6 Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Technical report.

[IPCC, 2022a] IPCC (2022a). IPCC Climate Change 2022 Impacts, Adapataion and Vulnerability Summary For Policymakers. Technical report.

[IPCC, 2022b] IPCC (2022b). Technical Summary. In *The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*.

[Iturbide et al., 2020] Iturbide, M., Gutiérrez, J. M., Alves, L. M., Bedia, J., Cimadevilla, E., Cofiño, A. S., Cerezo-Mota, R., Di Luca, A., Faria, S. H., Gorodetskaya, I., and others (2020). An update of IPCC climate reference regions for subcontinental analysis of climate model data : definition and aggregated datasets. *Earth System Science Data Discussions*, pages 1–16.

[Jackson et al., 2015] Jackson, L. C., Kahana, R., Graham, T., Ringer, M. A., Woollings, T., Mecking, J. V., and Wood, R. A. (2015). Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM. *Climate Dynamics*, 45(11-12) :3299–3316.

[Jain et al., 2023] Jain, S., Scaife, A. A., Shepherd, T. G., Deser, C., Dunstone, N., Schmidt, G. A., Trenberth, K. E., and Turkington, T. (2023). Importance of internal variability for climate model assessment. *npj Climate and Atmospheric Science*, 6(1) :68.

[Jose and Dwarakish, 2022] Jose, D. M. and Dwarakish, G. S. (2022). Bias Correction and Trend Analysis of Temperature Data by a High-Resolution CMIP6 Model over a Tropical River Basin. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 58(1).

[Kay et al., 2015] Kay, J. E., Deser, C., Phillips, A., Mai, A., Hannay, C., Strand, G., Arblaster, J. M., Bates, S. C., Danabasoglu, G., Edwards, J., Holland, M., Kushner, P., Lamarque, J. F., Lawrence, D., Lindsay, K., Middleton, A., Munoz, E., Neale, R., Oleson, K., Polvani, L., and Vertenstein, M. (2015). The community earth system model (CESM) large ensemble project : A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8).

[Keil et al., 2020] Keil, P., Mauritsen, T., Jungclaus, J., Hedemann, C., Olonscheck, D., and Ghosh, R. (2020). Multiple drivers of the North Atlantic warming hole. *Nature Climate Change*, 10(7).

[Kirchmeier-Young et al., 2019] Kirchmeier-Young, M. C., Wan, H., Zhang, X., and Seneviratne, S. I. (2019). Importance of Framing for Extreme Event Attribution : The Role of Spatial and Temporal Scales. *Earth's Future*, 7(10).

[Köppen, 1936] Köppen, Wladimir ; Geiger, R. (1936). *Handbuch der Klimatologie : Das geographische System der Klimate*, volume 35.

[Kröner et al., 2017] Kröner, N., Kotlarski, S., Fischer, E., Lüthi, D., Zubler, E., and Schär, C. (2017). Separating climate change signals into thermodynamic, lapse-rate and circulation effects : theory and application to the European summer climate. *Climate Dynamics*, 48(9-10) :3425–3440.

[Lau, 1988] Lau, N.-C. (1988). Variability of the Observed Midlatitude Storm Tracks in Relation to Low-Frequency Changes in the Circulation Pattern. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(19) :2718–2743.

[Lehner et al., 2020] Lehner, F., Deser, C., Maher, N., Marotzke, J., Fischer, E. M., Brunner, L., Knutti, R., and Hawkins, E. (2020). Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and CMIP5/6. *Earth System Dynamics*, 11(2).

[Lehner et al., 2017] Lehner, F., Deser, C., and Terray, L. (2017). Toward a new estimate of "time of emergence" of anthropogenic warming : Insights from dynamical adjustment and a large initial-condition model ensemble. *Journal of Climate*, 30(19).

[Lehner and Stocker, 2015] Lehner, F. and Stocker, T. F. (2015). From local perception to global perspective.

[Lloyd and Shepherd, 2020] Lloyd, E. A. and Shepherd, T. G. (2020). Environmental catastrophes, climate change, and attribution. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1469(1).

[Lopez et al., 2016] Lopez, H., Dong, S., Lee, S.-K., and Goni, G. (2016). Decadal Modulations of Interhemispheric Global Atmospheric Circulations and Monsoons by the South Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Journal of Climate*, 29(5) :1831–1851.

[Madden and Ramanathan, 1980] Madden, R. A. and Ramanathan, V. (1980). Detecting climate change due to increasing carbon dioxide. *Science*, 209(4458).

[Maher et al., 2020] Maher, N., Lehner, F., and Marotzke, J. (2020). Quantifying the role of internal variability in the temperature we expect to observe in the coming decades. *Environmental Research Letters*, 15(5).

[Maher et al., 2021] Maher, N., Milinski, S., and Ludwig, R. (2021). Large ensemble climate model simulations : Introduction, overview, and future prospects for utilising multiple types of large ensemble. *Earth System Dynamics*, 12(2).

[Maher et al., 2019] Maher, N., Milinski, S., Suarez-Gutierrez, L., Botzet, M., Dobrynin, M., Kornblueh, L., Kröger, J., Takano, Y., Ghosh, R., Hedemann, C., Li, C., Li, H., Manzini, E., Notz, D., Putrasahan, D., Boysen, L., Claussen, M., Ilyina, T., Olonscheck, D., Raddatz, T., Stevens, B., and Marotzke, J. (2019). The Max Planck Institute Grand Ensemble : Enabling the Exploration of Climate System Variability. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7).

[Mahlstein et al., 2012] Mahlstein, I., Hegerl, G., and Solomon, S. (2012). Emerging local warming signals in observational data. *Geophysical Research Letters*, 39(21).

[Mahlstein et al., 2011] Mahlstein, I., Knutti, R., Solomon, S., and Portmann, R. W. (2011). Early onset of significant local warming in low latitude countries. *Environmental Research Letters*, 6(3).

[Manabe, 1969] Manabe, S. (1969). Climate and the Ocean Circulation, I. The Atmospheric Circulation and the Hydrology of the Earth's Surface. *Monthly Weather Review*, 97(11) :739–774.

[Masson et al., 2013] Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J. C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A. L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J. F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4).

[Matthes et al., 2017] Matthes, K., Funke, B., Andersson, M. E., Barnard, L., Beer, J., Charbonneau, P., Clilverd, M. A., Dudok De Wit, T., Haberreiter, M., Hendry, A., Jackman, C. H., Kretzschmar, M., Kruschke, T., Kunze, M., Langematz, U., Marsh, D. R., Maycock, A. C., Misios, S., Rodger, C. J., Scaife, A. A., Seppälä, A., Shangguan, M., Sinnhuber, M., Tourpali, K., Usoskin, I., Van De Kamp, M., Verronen, P. T., and Versick, S. (2017). Solar forcing for CMIP6 (v3.2). *Geoscientific Model Development*, 10(6).

[McCarthy et al., 2015] McCarthy, G., Smeed, D., Johns, W., Frajka-Williams, E., Moat, B., Rayner, D., Baringer, M., Meinen, C., Collins, J., and Bryden, H. (2015). Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N. *Progress in Oceanography*, 130 :91–111.

[McCarthy et al., 2020] McCarthy, G. D., Brown, P. J., Flagg, C. N., Goni, G., Houpert, L., Hughes, C. W., Hummels, R., Inall, M., Jochumsen, K., Larsen, K. M. H., Lherminier, P., Meinen, C. S., Moat, B. I., Rayner, D., Rhein, M., Roessler, A., Schmid, C., and Smeed, D. A. (2020). Sustainable Observations of the AMOC : Methodology and Technology. *Reviews of Geophysics*, 58(1).

[Mengis et al., 2020] Mengis, N., Keller, D. P., Macdougall, A. H., Eby, M., Wright, N., Meissner, K. J., Oschlies, A., Schmittner, A., Macisaac, A. J., Damon Matthews, H., and Zickfeld, K. (2020). Evaluation of the University of Victoria Earth System Climate Model version 2.10 (UVic ESCM 2.10). *Geoscientific Model Development*, 13(9).

[Morice et al., 2021] Morice, C. P., Kennedy, J. J., Rayner, N. A., Winn, J. P., Hogan, E., Killick, R. E., Dunn, R. J., Osborn, T. J., Jones, P. D., and Simpson, I. R. (2021). An Updated Assessment of Near-Surface Temperature Change From 1850 : The HadCRUT5 Data Set. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 126(3).

[Neelin et al., 1998] Neelin, J. D., Battisti, D. S., Hirst, A. C., Jin, F. F., Wakata, Y., Yamagata, T., and Zebiak, S. E. (1998). ENSO theory. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C7).

[Noilhan and Planton, 1989] Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3).

[O'Neill et al., 2016] O'Neill, B. C., Tebaldi, C., Van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J. F., Lowe, J., Meehl, G. A., Moss, R., Riahi, K., and Sanderson, B. M. (2016). The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(9).

[Peatier, 2022] Peatier, S. (2022). *Explorer l'incertitude des rétroactions climatiques à partir d'un ensemble de simulations atmosphériques avec perturbation des paramètres*. PhD thesis, Université de Toulouse, Toulouse.

[Philander, 1990] Philander, S. (1990). *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego, CA, USA.

[R. S. Kovats et al., 2014] R. S. Kovats, Valentini, R., Bouwer, L. M., Georgopoulou, E., Jacob, D., Martin, E., Rounsevell, M., and Soussana, J. (2014). Climate Change 2014. Europe. In *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B : Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.

[Riahi et al., 2017] Riahi, K., van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaresma, J. C., KC, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humpenöder, F., Da Silva, L. A., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Strefler, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumstark, L., Doelman, J. C., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A., and Tavoni, M. (2017). The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications : An overview. *Global Environmental Change*, 42.

[Ribes et al., 2022] Ribes, A., Boé, J., Qasmi, S., Dubuisson, B., Douville, H., and Terray, L. (2022). An updated assessment of past and future warming over France based on a regional observational constraint. *Earth System Dynamics*, 13(4).

[Rohde and Hausfather, 2020] Rohde, R. A. and Hausfather, Z. (2020). The Berkeley Earth Land/Ocean Temperature Record. *Earth System Science Data*, 12(4).

[Russo et al., 2019] Russo, S., Sillmann, J., Sippel, S., Barcikowska, M. J., Ghisetti, C., Smid, M., and O'Neill, B. (2019). Half a degree and rapid socioeconomic development matter for heatwave risk. *Nature Communications*, 10(1).

[Salas Mélia, 2002] Salas Mélia, D. (2002). A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, 4(2).

[Santer et al., 2008] Santer, B. D., Thorne, P. W., Haimberger, L., Taylor, K. E., Wigley, T. M., Lanzante, J. R., Solomon, S., Free, M., Gleckler, P. J., Jones, P. D., Karl, T. R., Klein, S. A., Mears, C., Nychka, D., Schmidt, G. A., Sherwood, S. C., and Wentz, F. J. (2008). Consistency of modelled and observed temperature trends in the tropical troposphere. *International Journal of Climatology*, 28(13) :1703–1722.

[Shepherd, 2019] Shepherd, T. G. (2019). Storyline approach to the construction of regional climate change information. *Proceedings of the Royal Society A*, 475(2225) :20190013.

[Staniforth and Thuburn, 2012] Staniforth, A. and Thuburn, J. (2012). Horizontal grids for global weather and climate prediction models : A review.

[Steinfeldt et al., 2009] Steinfeldt, R., Rhein, M., Bullister, J. L., and Tanhua, T. (2009). Inventory changes in anthropogenic carbon from 1997-2003 in the Atlantic Ocean between 20°S and 65°N. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(3) :n/a–n/a.

[Stocker et al., 2013] Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P. M., and others (2013). Climate

change 2013 : The physical science basis. *Contribution of Working Group I to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1535.

[Tebaldi and Knutti, 2007] Tebaldi, C. and Knutti, R. (2007). The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections.

[Tél et al., 2020] Tél, T., Bódai, T., Drótos, G., Haszpra, T., Herein, M., Kaszás, B., and Vincze, M. (2020). The Theory of Parallel Climate Realizations : A New Framework of Ensemble Methods in a Changing Climate : An Overview. *Journal of Statistical Physics*, 179(5-6).

[Terray, 2021] Terray, L. (2021). A dynamical adjustment perspective on extreme event attribution. *Weather and Climate Dynamics*, 2(4).

[Thompson and Wallace, 1998] Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M. (1998). The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9) :1297–1300.

[Trenberth and Hoar, 1997] Trenberth, K. E. and Hoar, T. J. (1997). El Niño and climate change. *Geophysical Research Letters*, 24(23).

[Visbeck et al., 2003] Visbeck, M., Chassignet, E. P., Curry, R. G., Delworth, T. L., Dickson, R. R., and Krahmann, G. (2003). The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability. pages 113–145.

[Voldoire et al., 2019] Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J. F., Michou, M., Moine, M. P., Nabat, P., Roehrig, R., Salas y Mélia, D., Séférian, R., Valcke, S., Beau, I., Belamari, S., Berthet, S., Cassou, C., Cattiaux, J., Deshayes, J., Douville, H., Ethé, C., Franchistéguy, L., Geoffroy, O., Lévy, C., Madec, G., Meurdesoif, Y., Msadek, R., Ribes, A., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., and Waldman, R. (2019). Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7).

[Wang, 2018] Wang, C. (2018). A review of ENSO theories.

[Wigley and Jones, 1981] Wigley, T. M. and Jones, P. D. (1981). Detecting CO2-induced climatic change. *Nature*, 292(5820).

[Woollings et al., 2010] Woollings, T., Hannachi, A., and Hoskins, B. (2010). Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649) :856–868.

[World Meteorological Organization (WMO), 2022] World Meteorological Organization (WMO) (2022). State of the Climate in Europe 2021. Technical report.

[Yip et al., 2011] Yip, S., Ferro, C. A., Stephenson, D. B., and Hawkins, E. (2011). A Simple, coherent framework for partitioning uncertainty in climate predictions. *Journal of Climate*, 24(17).

[Zampieri and Lionello, 2011] Zampieri, M. and Lionello, P. (2011). Anthropic land use causes summer cooling in Central Europe. *Climate Research*, 46(3) :255–268.

[Zappa and Shepherd, 2017] Zappa, G. and Shepherd, T. G. (2017). Storylines of atmospheric circulation change for European regional climate impact assessment. *Journal of Climate*, 30(16).

[Zhang et al., 2019] Zhang, R., Sutton, R., Danabasoglu, G., Kwon, Y., Marsh, R., Yeager, S. G., Amrhein, D. E., and Little, C. M. (2019). A Review of the Role of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in Atlantic Multidecadal Variability and Associated Climate Impacts. *Reviews of Geophysics*, 57(2) :316–375.