La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C.).
La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).
Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de lo Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos Autor.
CICESE © 2022, Todos los Derechos Reservados, CICESE

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California

Doctorado en Ciencias en Oceanografía Física

Influencia de la disminución de hielo marino del Ártico en la variabilidad invernal de la corriente de chorro

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Doctor en Ciencias

Presenta:

José Luis Rodríguez Solis

Ensenada, Baja California, México
2022

Tesis defendida por:

José Luis Rodríguez Solis

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson
Codirector de tesis

Dr. Markus Sebastian Gross
Codirector de tesis

Dr. Julio Sheinbaum Pardo

Dr. Christopher Lawrence Castro

Dr. Ramón Fuentes Franco

Dr. Edgar Gerardo Pavía López

Dra. María Tereza Cavazos Pérez
Coordinadora del Posgrado en Oceanografía Física

Dr. Pedro Negrete Regagnon
Director de Estudios de Posgrado

Copyright © 2022, Todos los Derechos Reservados, CICESE

Prohibida su reproducción parcial o total sin la autorización por escrito del CICESE

Resumen de la tesis que presenta José Luis Rodríguez Solis como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Oceanografía Física.

Influencia de la disminución de hielo marino del Ártico en la variabilidad invernal de la corriente de chorro

Resumen aprobado por:

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson Codirector de tesis	Dr. Markus Sebastian Gross Codirector de tesis

En este trabajo se estudió el efecto de la reducción de la extensión de hielo marino del Océano Ártico sobre la circulación atmosférica de latitudes medias del Hemisferio Norte. Se realizaron diferentes simulaciones numéricas con un modelo de circulación general (GCM, por sus siglas en inglés) en el que la extensión de hielo marino Ártico se redujo para provocar a largo plazo un incremento en la temperatura superficial de las latitudes altas similar al que se observa en el registro instrumental. Se realizaron dos experimentos de simulaciones globales con reducción de la extensión del hielo marino del Ártico: 1) simulaciones que, al sur de 70N, utilizan un ciclo anual climatológico de la temperatura de la superficie del mar (SST) y 2) el segundo utiliza la variabilidad total de la SST. El análisis se realizó para la estación invernal y los resultados se dividieron en dos secciones. En la primera parte se propusieron dos métricas para identificar las señales de calentamiento del Ártico enmascaradas por la variabilidad climática interna (VCI). Se usaron métricas basadas en el *Earth Mover's Distance* (EMD) para evaluar las diferencias entre los experimentos numéricos, y la estructura espacial de la respuesta atmosférica al calentamiento del Ártico se analizó con el Índice de Similitud Estructural (SSIM, por sus siglas en inglés). Se encontró que el método estadístico estándar utilizado en estudios anteriores para probar la significancia estadística (la prueba t de Student) es propenso a resultados falsos positivos que podrían conducir a la atribución errónea de señales en la respuesta atmosférica al calentamiento del Ártico. Las dos métricas mostraron que pueden identificar diferencias persistentes en el nivel de 500hPa en la altura geopotencial de latitudes altas y de los campos de viento zonal que se pudieron atribuir al calentamiento del Ártico. Sin embargo, en contraste con algunos resultados publicados en la literatura que se basan en pruebas de significancia estadística como la prueba de t de Student, en latitudes medias no se encontraron señales en estas dos variables atmosféricas en ese nivel que fueran atribuibles a la reducción del hielo Ártico. En la segunda parte, se analizan las diferencias regionales de la respuesta de la corriente de chorro subtropical (STJ) del Hemisferio Norte a la reducción del hielo Ártico. Los resultados numéricos de esa respuesta mostraron que la STJ se desplazó hacia el sur de la posición climatológica que tiene en las simulaciones de control sobre Norte América, el Océano Atlántico y Europa. Pero sobre el Océano Pacífico la variabilidad de la temperatura superficial del mar tropical modula a la posición e intensidad de la STJ, por encima de los efectos de la reducción del hielo Ártico.

Palabras clave: Calentamiento del Ártico, variabilidad climática interna, modelación numérica, corriente de chorro

Abstract of the thesis presented by José Luis Rodríguez Solis as a partial requirement to obtain the Doctor of Sciences degree in Physical Oceanography.

Influence of Arctic sea ice loss on the winter variability of the jet stream

Abstract approved by:

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson
Codirector de tesis

Dr. Markus Sebastian Gross
Codirector de tesis

In this work, the effect of the sea ice extent reduction of the Arctic Ocean on the mid-latitudes atmospheric circulation of the Northern Hemisphere was studied. Different numerical simulations were performed with a general circulation model (GCM) in which the Arctic sea ice extent was reduced to cause a long-term increase in high latitudes surface temperature similar to that in the instrumental records. Two sets of global simulation experiments with reduced Arctic sea ice extent were made: 1) simulations that, south of 70N, use an annual climatological cycle of sea surface temperature (SST), and 2) the second uses the full SST variability. The analysis focused on the winter season, and the results were divided into two sections. In the first part, two metrics were proposed to identify signals of Arctic warming masked by the internal climate variability (ICV). Metrics based on the Earth Mover's Distance (EMD) were used to assess the differences between the numerical experiments, and the spatial structure of the atmospheric response to Arctic warming was analyzed with the Structural Similarity Index (SSIM). The standard statistical method used in previous studies to test for significance (the two-tailed Student's t-test) was found to be prone to false-positive results, which could lead to the erroneous attribution of signals in the modeled response to Arctic warming. The two metrics identified persistent differences at 500hPa in the geopotential height and zonal wind fields attributed to Arctic warming in high latitudes. However, in contrast to some results published in the literature based on statistical significance tests such as the Student's t-test, at mid-latitudes, no signals were found in these two atmospheric variables at mid-troposphere levels that were attributable to the Arctic sea ice extent reduction. In the second part, regional responses of the subtropical jet stream (STJ) in the Northern Hemisphere to the reduction of Arctic sea ice were analyzed. The numerical results showed that the STJ shifted equatorward from its climatological position in the control simulations over North America, the Atlantic Ocean and Europe, and over the Pacific basin the STJ is driven by the tropical SST above the effects of the Arctic warming.

Palabras clave: Arctic warming, internal climate variability, atmospheric modelling, jet stream

Dedicatorias

A mi madre
Te recordamos con mucho cariño y amor

A el Dr. Markus Gross
Tu legado perdurará por siempre

Agradecimientos

Agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California por brindarme la oportunidad y el espacio para continuar aprendiendo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico para realizar mis estudios de doctorado. No. de becario: 414615.

Al Laboratorio Nacional de Supercómputo del Sureste de México perteneciente a la red de laboratorios nacionales CONACYT, por los recursos computacionales, el apoyo y la asistencia técnica. Al igual que al Dr. Julio Sheinbaum por darnos la oportunidad de tener acceso al cluster Kanik.

A mis directores el Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson y el Dr. Markus Gross por su labor incansable, orientación y apoyo en todo momento.

Al Dr. Julio Sheinbaum, el Dr. Christopher L. Castro y al Dr. Ramón Fuentes por sus valiosos comentarios y retroalimentación. Al igual que el Dr. José Luis Ochoa que también realizó sugerencias al inicio de este trabajo y al Dr. Edgar Pavía por su disposición y apoyo para formar parte este comité.

A los investigadores de CICESE, por su profesionalismo y por compartir su conocimiento con los estudiantes.

A todo el personal técnico, en especial a Lupita y Alina, quienes siempre están presentes para apoyarnos a todos.

A todos los compañeros del DOF, que hicieron de mi estancia en CICESE una experiencia única. Espero que el compañerismo y fraternidad nunca se acaben.

El agradecimiento especial a Marilina, mi compañera de vida. A mi papá y a mi hermano que nunca dejan de creer en mí.

Tabla de contenido

Página

Resumen en español . . . ii

Resumen en inglés . . . iii

Dedicatoria . . . iv

Agradecimientos . . . v

Lista de figuras . . . viii

Lista de tablas . . . xii

Lista de acrónimos . . . xiii

Capítulo 1: Introducción . . . 1
- 1.1 Amplificación del Ártico . . . 1
- 1.2 Debate sobre influencia atmosférica en latitudes medias . . . 3
- 1.3 Detección de los impactos del calentamiento del Ártico en la atmósfera . . . 4
- 1.4 Objetivos . . . 5
  - 1.4.1 Objetivo general . . . 5
  - 1.4.2 Objetivos específicos . . . 5
- 1.5 Alcance y organización de la tesis . . . 6

Capítulo 2: Modelos y diseños experimentales . . . 8
- 2.1 Modelos numéricos . . . 8
- 2.2 Diseños experimentales . . . 9
  - 2.2.1 Simulaciones en modo perpetuo *SSTperpetual* . . . 11
  - 2.2.2 Simulaciones con variabilidad estacional *SSTclim* y *SSTreal* . . . 11
- 2.3 Ensambles y variabilidad climática . . . 12
  - 2.3.1 Tamaño del ensamble . . . 12
  - 2.3.2 Perturbaciones en condiciones iniciales . . . 14

Capítulo 3: Respuesta atmosférica invernal: Separación de la variabilidad climática natural . . . 17
- 3.1 Introducción . . . 17
- 3.2 Metodología . . . 18
  - 3.2.1 Análisis estadísticos para separación de señales . . . 19
    - 3.2.1.1 The Earth Mover's Distance (EMD) . . . 19
    - 3.2.1.2 Índice de similitud estructural (SSIM) . . . 23
    - 3.2.1.3 Significancia estadística . . . 26
- 3.3 Resultados . . . 26
  - 3.3.1 Respuesta en superficie . . . 26
  - 3.3.2 Respuesta en la troposfera media: separación de señales con EMD . . . 28
  - 3.3.3 Análisis con *weSSIM* . . . 30
- 3.4 Discusiones y conclusiones . . . 32

Capítulo 4: Respuestas regionales de la corriente de chorro subtropical del Hemisferio Norte a la reducción de la extensión del hielo marino en el Ártico 34
4.1 Introducción 34
4.2 Metodología 36
4.2.1 Regionalización e índices descriptivos de la STJ 37
4.2.2 Otras estadísticas e índices climáticos 40
4.3 Resultados 41
4.3.1 Respuesta climática de gran escala al calentamiento del Ártico 41
4.3.2 Respuesta regional del viento zonal 45
4.3.3 Intensidad y posición de la STJ 46
4.3.4 Índices de la STJ 49
4.3.4.1 Caso *SSTclim* 50
4.3.4.2 Caso *SSTreal* 51
4.3.5 Correlaciones entre la STJ y oscilaciones climáticas océano-atmosféricas 52
4.3.6 Discusiones y conclusiones 54

Capítulo 5: Conclusiones generales 58
5.1 Resumen y discusiones 58
5.2 Conclusiones 59
5.3 Trabajo futuro y reflexión sobre procesos climáticos 59

Literatura citada 61

Anexo 71

Lista de figuras

Figura **Página**

1 **a)** Extensión promedio anual de cobertura de hielo marino en millones de km^2 en el Ártico (63N-90N) y Antártico (63S-90S) con datos del Centro Nacional de Datos de Nieve y Hielo (NSIDC). **b)** Comparación de extensión de hielo marino entre septiembre de 1979 y septiembre del 2012. Datos del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF). **c)** Anomalía anual de temperatura a nivel de 2 metros (t2m) (base climatológica de referencia 1981-2010) para el Ártico (63N-90N), Antártico (63S-90S), latitudes medias en el Hemisferio Norte (23N-63N), región tropical (23S-23N) y global. **d)** anomalía anual de t2m en el año 2020. Base de datos: NCEP/NCAR Reanalysis Project. 2

2 **a)** Ciclos anuales de extensión de hielo marino en millones de km^2 en el Ártico. Datos del NSIDC. **b)** Anomalía de SST (color) de septiembre del año 2012 en comparación con la climatología 1981-2010 (^{o}C) y la extensión de hielo marino (blanco) del mismo año. Datos del reanálisis HadISST1.1. 10

3 Ejemplo de RMSE global entre el primer miembro del ensamble de control de *SSTclim* y los demás miembros del ensamble. **a)** Para la temperatura global y **b)** para el geopotencial. 15

4 Series de geopotencial en latitudes altas (>70N) en 500hPa de los miembros del ensamble de control de *SSTclim*. La línea de color negra corresponde al primer miembro del ensamble el cual no tiene perturbaciones en las condiciones iniciales y en color gris los demás miembros del ensamble. 16

5 Ejemplo del uso del EMD. **a)** Serie aleatoria f y la serie aleatoria g con una perturbación, **b)** función de densidad de probabilidad de las series, y **c)** las funciones de densidad acumulativa. 20

6 Series de tiempo de Z500 en invierno en los dos puntos del ensamble *SSTclim*; P1: 80°N, 70 ^{o}E; P2: 67°N, 70°E. **a)** y **b)** Serie de tiempo para el promedio del ensamble de control (negro) y con baja extensión de hielo (rojo); Los zonas sombreadas delimitan 1.5 veces la desviación estándar. **c)** Los valores de EMD_{exp} (experimental) y EMD_C (control) para cada miembro del ensamble en los puntos dados. 22

7 Valores de EMD de las series de tiempo de Z500 en invierno para los dos puntos elegidos. Los cálculos son a partir de la comparación del ensamble *SSTclim* con tamaño de m miembros. Ensamble de control en color negro y ensamble experimental en color rojo. **a)** P1:80°N, 70°E; **b)** P2: 67°N, 70°E. 23

8 Ejemplo de SSIM en la comparación de dos campos y sus respectivas ventanas móviles. En el esquema se muestran los dos campos $\mathbf{x}$ y $\mathbf{y}$. Las ventanas móviles están representadas por cuadros color negro y en el centro un punto en el mismo color indicando el nodo que se está evaluando. 24

9 Respuesta superficial en el Hemisferio Norte a condiciones de un Ártico más cálido en los tres diseños experimentales. Las anomalías fueron calculadas para la estación de invierno, de diciembre a febrero (solo para enero en *SSTperpetual*) restando la media del ensamble experimental menos la media del ensamble de control. **a)** Anomalías de T2m [^{o}C]. **b)** Anomalías de SLP [hPa]. Los contornos en color negro encierran las regiones donde se cumplió la condición EMD. Las áreas punteadas muestran diferencias estadísticamente significativas al nivel de confianza del 95 %. 27

10 Diferencias de altura geopotencial (metros) en 500hPa entre ensamble experimental menos ensamble de control. Los contornos en color negro indican regiones donde se cumplió la condición de EMD. Las áreas punteadas indican regiones con significancia estadística con un nivel de confianza de 95 %. 29

11 Diferencias de viento zonal (m/s) en 500hPa entre la media del ensamble de control y experimental de cada caso. Los contornos en color negro indican regiones donde las diferencias exceden la condición de EMD. Las áreas punteadas indican regiones con significancia estadística con un nivel de confianza de 95 %. 30

12 $weSSIM$ obtenido para anomalías de Z500 de los ensambles experimentales con baja extensión de hielo marino en el Ártico. Valores altos (bajos) representan alta (baja) similaridad, interpretado como alta (baja) respuesta atmosférica a la AA. Los contornos en color negro son el máximo valor encontrado de $weSSIM$ en el ensamble de control y delimita las regiones donde el valor experimental de $weSSIM$ es más grande que su respectivo control. 31

13 Igual que la Figura 12 pero para U500. 32

14 Velocidad y tendencia de la velocidad del viento en el nivel de 200hPa para el periodo de 1981-2012 siguiendo la metodología de Archer y Caldeira (2008) con datos del reanálisis del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (Kalnay et al., 1996). **a)** Velocidad del viento. **b)** Tendencias de la velocidad del viento. Los dominios para el cálculo de los índices de la STJ se encuentran encerrados en cuadros negros y etiquetados con la abreviación de su nombre. **Eu**: Europa (10W-40W), **As**: Asia (70W-100W), **wP**: Pacífico oeste (120W-180), **eP**: Pacífico este (180 -130E), **NA**: Norte América (120E-80E) y **At**: Atlántico (70E-30E). Las áreas punteadas muestran tendencias con significancia estadística con un nivel de confianza del 95 %. 37

15 Respuesta invernal (experimento menos control) en la atmósfera inferior. Temperatura del aire a dos metros (T2m) en **a)** y **c)**; Presión a nivel del mar (SLP) **b)** y **d)**. Los resultados están dados para los casos de *SSTclim* y *SSTreal*. Los contornos en negro en las gráficas de SLP corresponden a los valores climatológicos del ensamble de control (La línea negra gruesa es la isobara de 1015hPa; los valores mayores/menores que 1015hPa están mostrados por una línea continua/punteada con un intervalo de 5hPa). Las zonas sombreadas con puntos o líneas indican regiones donde las diferencias fueron estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 %. 43

16 Como en la Figura 15, pero para el campo de altura geopotencial invernal en el nivel de 200hPa. 44

17 Respuesta regional del viento zonal promediado zonalmente ($\overline{u}$, *m/s*, donde la barra superior indica promedio zonal), graficada como función de la latitud y la altura (hPa) para los caso *SSTclim* (arriba) y *SSTreal* (abajo). Los contornos en negro muestran las climatologías de los ensambles de control correspondientes (el intervalo entre contornos están cada 10m/s con líneas punteadas para los valores negativos). Las áreas punteadas indican regiones donde las diferencias entre el ensamble experimental y el de control son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 %. 46

18 Respuesta invernal en los análisis de compuestos de velocidad y posición de la STJ con oscilaciones climáticas, graficadas en función de la longitud. **a)** Diferencias de la velocidad del viento (experimento - control) para los casos de *SSTclim* y *SSTreal*, **b)** Análisis de compuestos de velocidad del viento en años NAO con el ensamble *SSTreal*, **c)** análisis correspondiente con PNA, y **d)** análisis para ENOS. La fila inferior **e)**, **f)**, **g)** y **h)** es igual que los anteriores pero para la posición latitudinal de la STJ. Las líneas más gruesas indican regiones donde las diferencias fueron estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 %. 47

19 Estadísticas descriptivas de intensidad y posición de la STJ. **a)** Intensidad para *SSTclim*. **b)** Intensidad para *SSTreal*. **c)** Posición latitudinal para *SSTclim*. **d)** Posición latitudinal *SSTreal*. La marca central indica la mediana y los bordes superior e inferior de la caja corresponden a los valores del percentil 75th y 25th respectivamente. Los valores atípicos son graficados individualmente usando el símbolo de "punto". El color gris es usado para el ensamble de control y el naranja para el ensamble con calentamiento en el Ártico. Notar que las escalas del eje y son diferentes. 49

20 Series de tiempo invernal de los índices de la STJ para el caso *SSTclim*. **a)** Intensidad y **b)** posición. **c)** El NGI y **d)** el iE. Las áreas sombreadas muestran $\pm$1.5 veces la desviación estándar ($\pm 1.5\sigma$) entre miembros del ensamble: las áreas sombreadas en gris corresponden al ensamble de control y las color naranja a los experimentos con calentamiento en el Ártico. Las líneas continuas indican el promedio del ensamble y las líneas rectas corresponden a la regresión lineal. Los valores de las tendencias (por década) estimadas de la regresión lineal se pueden observar en la parte inferior de cada subplot y las diferencias entre las medias de los ensambles en la parte superior derecha. Los valores están marcados con '*' cuando son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 %. Notar que el eje y es diferentes en algunos casos. 50

21 Igual que la Figura 20, pero para el caso *SSTreal*. 52

22 Correlaciones de Pearson de los índices de intensidad y posición (ϕ) invernal de la STJ y oscilaciones climáticas océano-atmosféricas. **a)** para la intensidad de la STJ del ensamble de control, **c)** la intensidad de la STJ del ensamble experimental, **b)** ϕ del ensamble de control, y **d)** ϕ del ensamble experimental. Los números en negrito indican significancia estadística con un nivel de confianza del 95 %. 53

23 **a)** Tendencias de SST con datos del HadISST1.1 y **b)** tendencias de la altura geopotencial en el nivel de 200hPa con datos del promedio del ensamble de *SSTreal*. Las tendencias fueron calculadas para el periodo de 1980-2012. Las líneas continuas corresponden a la climatología del periodo (La línea más gruesa es la isolínea de 1.15 $\times 10^4$) con intervalos de 250m. Las áreas punteadas indican significancia estadística con un nivel de confianza del 95 %. 55

24 Correlación de Pearson de la intensidad de la corriente de chorro con la SST para invierno (DEF). Las áreas punteadas muestran significancia estadística con un nivel de confianza de 95 % usando la prueba t de Student. 71

25 Igual que la Figura 24 pero para la posición de la STJ. 71

Lista de tablas

Tabla **Página**

1 Configuraciones y características de los diseños experimentales 12

Lista de acrónimos

AA	Amplificación del Ártico
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
AO	Oscilación del Ártico (Por sus siglas en inglés)
CAM	Community Atmosphere Model
CDF	Función de Distribución Acumulada (Por sus siglas en inglés)
CESM	Community Earth System Mode
CLM	Community Land Model
CMIP6	Coupled Model Intercomparison Project Phase 6
CPC	Climte Prediction Center
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EMD	Earth Mover's Distance
ENOS	El Niño - Oscilación del Sur
EOF	Funciones Empíricas Ortogonales (Por sus siglas en inglés)
GCM	General Circulation Model (Por sus siglas en inglés)
GI	Índice de Gradiente
NAO	Oscilación del Atlántico Norte (Por sus siglas en inglés)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NGI	Índice de Gradiente Normalizado
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
ONI	The Oceanic Niño Index
PDF	Función de Densidad de Probabilidad (Por sus siglas en inglés)
PDO	Oscilación Decadal del Pacífico (Por sus siglas en inglés)
PNA	Patrón Pacífico Norte América (Por sus siglas en inglés)
RSME	Error cuadrático medio (Por sus siglas en inglés)
SLP	Presión a Nivel del Mar
SSIM	Structural Similarity Index Measure
SST	Sea Surface Temperature
STJ	Corriente de chorro subtropical (Por sus siglas en inglés)
T	Temperatura
TSM	Temperatura de la Superficie del Mar
U	Viento zonal
VCI	Variabilidad Climática Interna
WACC	Ártico cálido - Continentes fríos (Por sus siglas en inglés)
Z	Geopotencial

Capítulo 1. Introducción

1.1. Amplificación del Ártico

En las últimas décadas se ha presentado una reducción persistente de la extensión del hielo marino del Ártico que se asocia con el calentamiento acelerado de la superficie en latitudes altas en relación con el resto del Hemisferio Norte (Cohen et al., 2014; IPCC, 2021; Screen y Simmonds, 2010; Serreze y Francis, 2006). Este fenómeno ha sido denominado Amplificación del Ártico (AA; e.g., Holland y Bitz, 2003). En la Figura 1a se muestran los promedios anuales de la extensión de hielo marino del Ártico de las últimas décadas donde se puede observar una reducción drástica. A inicios de la década de 1980s el hielo marino en el Ártico cubría una extensión aproximada de 12.5$\times 10^6$km^2, mientras que en el año 2020 la extensión fue solo de $\sim$10$\times 10^6$ km^2, dando un decrecimiento aproximado de 55000km^2 anualmente, generando que en los últimos años grandes extensiones de superficie marina Ártica queden expuestas (Figura 1b). Al mismo tiempo, la temperatura al nivel de 2m de las regiones polares incrementó más que en otras latitudes, con un valor por arriba de la media cercano a los 3°C (Figura. 1c y d), principalmente en las últimas dos décadas.

Con el uso de modelos numéricos globales se ha encontrado que éstos dos indicadores de la Amplificación del Ártico continuarán su tendencia (e.g., IPCC, 2021; Stroeve et al., 2012). Por ejemplo, los resultados del Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6) muestran que incluso bajo un escenario de bajas emisiones de gases de efecto invernadero el decrecimiento de la extensión de hielo marino podría continuar hasta el año 2060, donde se estabiliza en 2.5 $\times 10^6$km^2 y la temperatura media anual continúa incrementando hasta 4.7^{o}C en comparación con la media de las observaciones actuales (Davy y Outten, 2020).

Los efectos de la reducción de extensión de hielo marino en el sistema climático inician con un cambio de albedo en la superficie. Las regiones que inicialmente se encontraban cubiertas por nieve y hielo mantenían un valor de albedo alto (tonos claros en superficie), que reflejaban la mayor parte de radiación de onda corta incidente. Después, al perder hielo en la superficie marina, esas mismas regiones han sido sustituidas por grandes extensiones de océano abierto con un albedo muy bajo (tonos obscuros en superficie) que

absorben gran cantidad de la radiación solar (Screen y Simmonds, 2010; Serreze y Francis, 2006; Vihma, 2014) e incrementan los flujos de calor (latente y sensible) hacia la atmósfera (Deser et al., 2000; Lee et al., 2017; Screen y Simmonds, 2010). Estos flujos de calor son más fuertes en otoño e invierno, que es cuando el océano transfiere a la atmósfera el calor ganado en verano (Serreze et al., 2009), y es una de las explicaciones del porqué la temperatura en el Ártico ha incrementado más rápidamente que en otros puntos de la tierra en las últimas décadas (Huang et al., 2017; Markus et al., 2009), además de ser uno de los procesos de retroalimentación positiva que inhibe la formación del hielo en invierno (Markus et al., 2009).

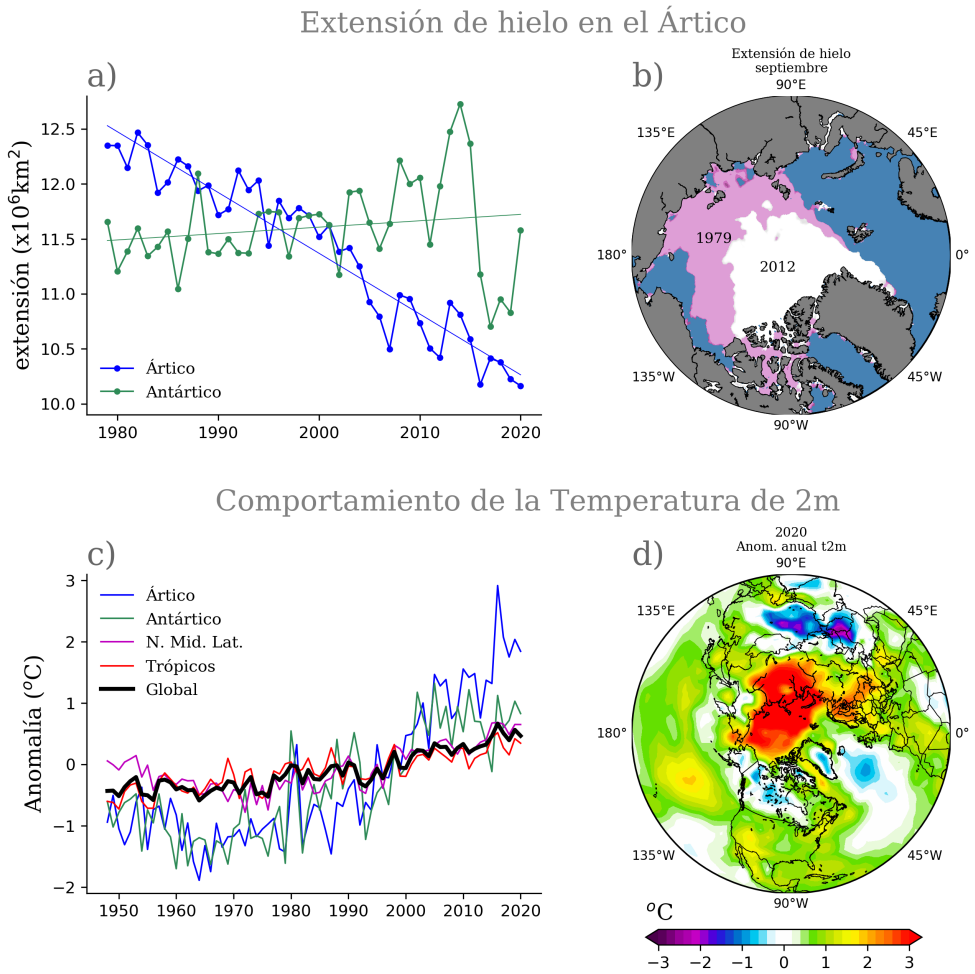

Figura 1. a) Extensión promedio anual de cobertura de hielo marino en millones de km^2 en el Ártico (63N-90N) y Antártico (63S-90S) con datos del Centro Nacional de Datos de Nieve y Hielo (NSIDC). **b)** Comparación de extensión de hielo marino entre septiembre de 1979 y septiembre del 2012. Datos del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF). **c)** Anomalía anual de temperatura a nivel de 2 metros (t2m) (base climatológica de referencia 1981-2010) para el Ártico (63N-90N), Antártico (63S-90S), latitudes medias en el Hemisferio Norte (23N-63N), región tropical (23S-23N) y global. **d)** anomalía anual de t2m en el año 2020. Base de datos: NCEP/NCAR Reanalysis Project.

1.2. Debate sobre influencia atmosférica en latitudes medias

Los efectos atmosféricos que pueden tener la reducción de la concentración y extensión de hielo en el Ártico se pueden dividir en locales y remotos (Cohen et al., 2020; Vihma, 2014). Los efectos locales son inducidos por un aumento de los flujos de calor, incremento de la temperatura superficial y una atmósfera más húmeda (Deser et al., 2000, 2010; Serreze et al., 2009), que en conjunto permiten que el ciclo hidrológico en el Ártico sea más eficiente (Bengtsson et al., 2011; Bintanja, 2018; Box et al., 2019; Porter et al., 2012). Los efectos atmosféricos remotos son aquellos que se encuentran fuera del círculo Ártico y sobre regiones continentales u oceánicas que son libres de hielo durante todo el año (Vihma, 2014). En este tipo de interacciones intervienen mecanismos más complejos, sobre todo en latitudes medias (Barnes, 2013; Screen y Simmonds, 2013).

Francis y Vavrus (2012) sugieren que un incremento en la temperatura superficial del Ártico produce un aumento en los espesores de geopotencial, haciendo que los gradientes meridionales (de geopotencial) sean más débiles. En su trabajo identificaron dos efectos importantes: debilitamiento del viento zonal en el nivel de 500hPa (por la relación de viento térmico con los gradientes meridionales) y un incremento en la amplitud de las ondas de Rossby. Ambos efectos en conjunto contribuyen a que la propagación de las ondas sea más lenta, generando patrones sinópticos más persistentes. Resultados similares también fueron encontrados por otros estudios (Overland et al., 2012; Peings y Magnusdottir, 2014; Zhang et al., 2012). Más adelante Francis y Vavrus (2015) muestran evidencia de una corriente de chorro más ondulada relacionada con el calentamiento del Ártico.

No obstante, estudios posteriores señalan que la relación entre la amplitud de las ondas planetarias y el decrecimiento de la extensión de hielo en el Ártico es sensitivo a la metodología y métricas usadas (Barnes, 2013), además de tener una baja significancia estadística (Blackport y Screen, 2020; Screen y Simmonds, 2013), concluyendo que la relación con el calentamiento del Ártico depende de la conceptualización de las ondas planetarias (Screen y Simmonds, 2013) y que la variabilidad climática interna (VCI) juega un papel importante, ya que puede provocar grandes cambios en los gradientes meridionales de temperatura (Blackport y Screen, 2020). En resumen, diversos trabajos que estudian las implicaciones que puede tener la tendencia de la temperatura en el Ártico en latitudes medias continúan teniendo diferentes conclusiones, haciendo de este tema más controversial (Barnes y Screen, 2015; Cohen et al., 2020; Francis, 2017; Francis et al., 2017).

1.3. Detección de los impactos del calentamiento del Ártico en la atmósfera

Separar las respuestas atmosféricas (señal) producidas por la reducción de hielo marino en el Ártico de aquellas que se presentan de manera natural por la variabilidad interna (ruido) ha implicado un gran reto (Barnes et al., 2019; Deser et al., 2020; Hawkins et al., 2020; Lehner et al., 2020). Debido a la fuerte estabilidad vertical en latitudes altas (Esau et al., 2012) se ha observado que el calentamiento del Ártico se encuentra confinado en las primeras capas de la atmósfera, haciendo que la señales sean más fuertes en superficie (Screen et al., 2012, 2013b), y el sistema climático produce grandes fluctuaciones, sobre todo en latitudes medias, que pueden enmascarar las señales atmosféricas producidas por el cambio de hielo marino (Screen et al., 2013a). Por ejemplo, se ha observado que diferentes tipos de El Niño - Oscilación del Sur (ENOS) pueden producir cambios en la temperatura del aire superficial en las periferias del Ártico (Lee, 2012; Li et al., 2019).

Para aislar los efectos del calentamiento del Ártico diferentes estudios han usado modelos numéricos (e.g., Cassano et al., 2014; Deser et al., 2015; Peings y Magnusdottir, 2014; Porter et al., 2012; Screen et al., 2013a, 2018), con diferentes métodos para alterar las condiciones de hielo marino, como el cambio del albedo (Blackport y Kushner, 2016, 2017; Cvijanovic et al., 2017), agregando flujos de calor adicionales (Deser et al., 2015, 2016; Oudar et al., 2017) o reduciendo los campos de hielo (McCusker et al., 2017; Smith et al., 2017). Para disminuir los efectos de la VCI en los experimentos numéricos típicamente se usan ciclos anuales climatológicos de temperatura superficial del mar (SST) y de extensión de hielo marino como condiciones de frontera superficial. Posteriormente, se aplica una reducción de la extensión o concentración de hielo sobre el Ártico, como simulación experimental (e.g., Cassano et al., 2014). Así, se pueden comparar las dos simulaciones para buscar diferencias, donde una de ellas tiene un Ártico más cálido. Un resumen sobre las diferentes formas de modelación se puede ver en el trabajo de Screen et al. (2018). Para conocer el rango de incertidumbre que induce la VCI en simulaciones numéricas se realizan múltiples integraciones para generar ensambles, donde el número de años simulados, así como el número de miembros dependen en gran medida de la variable analizada (Deser et al., 2012; Screen et al., 2013a). Es importante mencionar que generar este tipo de ensambles requieren grandes cantidades de recursos computacionales.

Aún no hay un método definitivo para separar las señales atmosféricas del VCI (Decremer et al., 2014). Hasta ahora los modelos numéricos son la herramienta más viable para evaluar los impactos del decrecimiento de hielo en el Ártico en latitudes remotas (Barnes y Screen, 2015; Screen et al., 2018), aunque puede haber discrepancias entre los resultados (Barnes y Screen, 2015; Cohen et al., 2014; Screen et al., 2018; Vihma, 2014). Es por eso que es indispensable dar validez y confianza a los resultados obtenidos de modelos numéricos. Es aquí donde debemos recurrir al uso de herramientas estadísticas, y una de las maneras más comunes es realizar pruebas de significancia estadística, y la prueba más común entre todas es la t de $Student$ (Decremer et al., 2014). Sin embargo, se ha observado que la prueba t de Student puede atribuir importancia a resultados que no son necesariamente significativos (Ambaum, 2010; Nicholls, 2001).

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Evaluar los efectos invernales del calentamiento del Ártico en la atmósfera con un modelo numérico global.

1.4.2. Objetivos específicos

- Elaborar diseños experimentales con modelos numéricos globales que permitan estudiar las respuestas atmosféricas al calentamiento del Ártico.
- Proponer alternativas estadísticas para la separación y detección de señales producidas por el calentamiento del Ártico en la atmósfera de aquellas producidas por variabilidad climática natural.
- Analizar hasta qué latitudes se pueden observar efectos atmosféricos provocados por la pérdida de hielo marino en el Ártico.
- Analizar regionalmente si el calentamiento del Ártico influye en la intensidad y posición latitudinal de la corriente de chorro subtropical.

1.5. Alcance y organización de la tesis

La influencia que puede tener el Ártico en latitudes más bajas ha sido de gran interés científico, sobre todo, un tema que ha llevado a un gran debate. Incluso, con los grandes avances, sobre todo en modelos climáticos, no hay un consenso sobre las consecuencias remotas del calentamiento del Ártico. El propósito de este trabajo es contribuir a la comprensión de la relación entre deshielo acelerado de las regiones Árticas y la circulación atmosférica invernal de latitudes medias. A continuación se hace una descripción breve de cada capítulo que compone este trabajo.

En la introducción (Capítulo 1) se describe a grandes rasgos que es la Amplificación del Ártico, cuales son las posibles consecuencias y como se ha abordado el tema desde diferentes perspectivas. En el Capítulo 2, se describe el modelo numérico y los diferentes diseños experimentales que se usaron para este trabajo. Se explica paso por paso como se logró conseguir que el modelo climático pudiera reproducir un calentamiento en el Ártico, alcanzando una firma en la temperatura superficial similar a la observada a los últimos años. Que consiste de manera general en una anomalía positiva de temperatura en el Ártico respecto a su climatología.

Con los datos obtenidos del modelo, se propusieron (Capítulo 3) dos métodos estadísticos para obtener señales producidas por el calentamiento del Ártico que superen el ruido climático (o variabilidad natural). El primero método consiste en buscar señales por medio de la distribución temporal de la variable atmosférica elegida. El segundo, busca patrones espaciales repetitivos en un ensamble. Con estas dos formas, se encontró que el calentamiento del Ártico en el modelo sí produce una anomalía positiva de geopotencial en la troposfera media. Sin embargo, las señales más fuertes están confinadas a latitudes altas, y estas se reducen cuando a los diseños experimentales se agrega variabilidad climática producida por la SST en todo el globo. Además se sugiere que las pruebas de significancia estadística, como la t de Student, son propensas a detectar falsos-positivos que pueden conducir a la atribución errónea de señales.

Una vez identificados los cambios producidos por el calentamiento del Ártico, en el Capítulo 4 se estudió la variabilidad de la corriente de chorro subtropical bajo las condiciones de calentamiento del Ártico. Aquí se detallan diferentes índices que se propusieron para describir la variabilidad del jet. Los resultados se describen para seis regiones diferentes a lo largo del Hemisferio Norte.

Los resultados descritos en el Capítulo 4 se pueden encontrar publicados en la revista *MDPI Climate* como:

> **Rodriguez-Solis, J.L.**, C., Turrent, and M., Gross, (2022) Regional responses of the Northern Hemisphere subtropical jet stream to reduced Arctic sea ice extent, *Climate*, 10(7):108. https://doi.org/10.3390/cli10070108

Por último, en el Capítulo 5, se presenta un resumen y una breve discusión de lo encontrado en este trabajo, así como las conclusiones generales encontradas. Al final del documento se pueden encontrar la lista de referencias y anexos de todo el trabajo.

Capítulo 2. Modelos y diseños experimentales

Resumen: Debido a la naturaleza del problema abordado en este trabajo fue necesario usar modelos numéricos de circulación general con los cuales se diseñaron diferentes experimentos numéricos. En éste capítulo se presenta la descripción de modelos y configuraciones usadas para este estudio. Las simulaciones climáticas constan de dos escenarios: simulaciones de control y experimentales que se caracterizan por tener una reducción de extensión del hielo marino en el Ártico.

2.1. Modelos numéricos

Los modelos usados en este trabajo pertenecen al Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR, por sus siglas en inglés) con los cuales se realizaron diferentes diseños experimentales (descritos en la sección 2.2).

Community Atmosphere Model version 3, CAM3: es un modelo de circulación general atmosférica que incluye un acoplamiento con un modelo de superficie (Community Land Model, CLM3) (Collins et al., 2006). Con este modelo se pueden realizar simulaciones donde la SST y el hielo son prescritos, permitiendo realizar modificaciones a estos dos campos.

Community Earth System Model, CESM: es un modelo completo que consta de componentes acopladas para la atmósfera, océano, suelo y hielo marino (Hurrell et al., 2013). Este conjunto de modelos acoplados tienen la facilidad de poder realizar diferentes tipos de simulaciones, entre ellas el modo *stand-alone* que permite el acoplamiento del modelo atmosférico (CAM5) y el modelo de superficie (CLM4). Al igual que el caso anterior en este tipo de simulaciones se puede hacer uso de SST y hielo de manera prescrita.

2.2. Diseños experimentales

A continuación se describen las características generales de los experimentos, las diferencias entre las simulaciones de control y las simulaciones con cambios en el Ártico, y en las siguientes subsecciones se describirán las características particulares de cada experimento.

Se realizaron tres diseños experimentales, cada uno con un ensamble de control y un ensamble donde se perturbaron las condiciones de frontera superficial en latitudes altas. Todas las simulaciones numéricas consideraron un dominio global siguiendo el protocolo del Proyecto de Intercomparación de Modelos Atmosféricos (AMIP) (Gates et al., 1999). Los diseños experimentales consistieron en:

1. Simulaciones idealizadas en modo perpetuo con una fecha fija (ensambles con diez miembros). Este conjunto de simulaciones se denomina de aquí en adelante como *SSTperpetual*.
2. Simulaciones con un ciclo climatológico anual de SST (ensambles con quince miembros). Este conjunto de simulaciones se denomina de aquí en adelante como *SSTclim*.
3. Simulaciones que utilizan la variabilidad total de la SST para observar cómo la VCI cubre la señal de la respuesta atmosférica a la pérdida de hielo marino del Ártico (ensambles con quince miembros). Este conjunto de simulaciones se denomina de aquí en adelante como *SSTreal*.

La cobertura de hielo marino prescrita y los datos de SST utilizados para las condiciones de frontera de superficie se basan en el reanálisis de datos de temperatura de la superficie del mar y hielo marino del Centro Hadley (HadISST1.1) (Rayner, 2003). Los datos de las condiciones iniciales son proporcionados por el NCAR, disponibles en `https://svn-ccsm-inputdata.cgd.ucar.edu/trunk/inputdata/` (consultado por última vez en junio 2022), y las concentraciones de gases de efecto invernadero, aerosoles, variabilidad solar, etc., están basadas en estimaciones observacionales (Hurrell et al., 2013; Lamarque et al., 2010). Las simulaciones de miembros individuales de cualquier ensamble dado se diferencian entre sí por perturbaciones aleatorias de las condiciones iniciales en el campo de temperatura atmosférico en todos los niveles verticales (Kay et al., 2015). Las perturbaciones tienen una magnitud de 1×10^{-14}, que, combinado con el tamaño de los ensambles, asegura una distribución razonable sobre los posibles comportamientos que el sistema climático puede tomar (Deser et al., 2012). Se discutirá más sobre la elaboración de los ensambles en la última sección (sec. 2.3) de este capítulo.

La diferencia entre las simulaciones de control y experimentales, (en los tres diseños experimentales) fue el tratamiento de la extensión del hielo marino y la SST en el Ártico. Para los experimentos, los ciclos anuales de los campos de hielo marino (Figura 2a) y SST (Figura 2b) en latitudes superiores a 70°N se fijaron al ciclo del año 2012 para todos los años simulados. Los datos observados para el año 2012 muestran un récord en el mes de septiembre en la extensión más baja de hielo marino del Ártico (informado por el Centro Nacional de Nieve y Hielo, NSIDC). Usando la concentración de hielo del año 2012 garantiza que en las simulaciones se tendrán más aguas oceánicas abiertas y que la SST genera una anomalía positiva de temperatura cerca a la superficie(Figura 2b) año con año.

En la banda de latitud de 60°N a 70°N los datos de hielo marino y SST se interpolaron linealmente entre los valores respectivos de 2012 y sus correspondientes valores de latitudes más bajas, según fuera necesario para evitar discontinuidades en los campos de SST. A continuación se muestra una descripción de cada experimento (resumen en tabla 1).

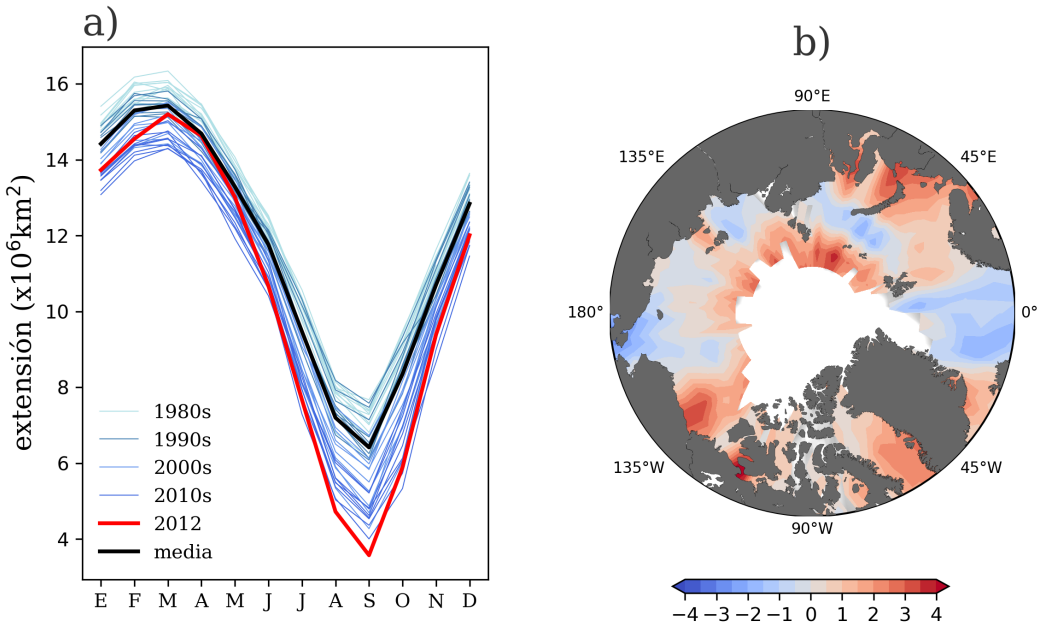

Figura 2. a) Ciclos anuales de extensión de hielo marino en millones de km^2 en el Ártico. Datos del NSIDC. **b)** Anomalía de SST (color) de septiembre del año 2012 en comparación con la climatología 1981-2010 (^{o}C) y la extensión de hielo marino (blanco) del mismo año. Datos del reanálisis HadISST1.1.

A continuación se presentan las características particulares de cada diseño experimental.

2.2.1. Simulaciones en modo perpetuo *SSTperpetual*

Las simulaciones en modo perpetuo se realizaron con el Modelo CAM3. En este tipo de configuración el modelo repite las condiciones de frontera superficiales y un ángulo cenital solar fijo para un fecha dada. En este trabajo se fijó la fecha del 16 de enero como fecha representativa de invierno. La SST y la concentración de hielo marino fueron prescritos, tomados de la climatología de 1981-2000. Para los experimentos con baja extensión de hielo en el Ártico se utilizaron las condiciones de hielo marino y SST del 2012 sobre el Ártico como se describió anteriormente y para la fecha mencionada. La resolución espacial fue de 1.4^o para latitud y longitud con 26 niveles verticales en un sistema híbrido de sigma-presión que se extiende hasta los 3.54hPa de altura. Las simulaciones se integraron durante 36 meses (los primeros seis se descartan para la estabilización del modelo), tanto las de control como experimentales, con diez miembros cada ensamble.

2.2.2. Simulaciones con variabilidad estacional *SSTclim* y *SSTreal*

Las simulaciones climáticas estándar con variabilidad estacional se llevaron a cabo utilizando el Modelo CESM versión 1.2.2, (Hurrell et al., 2013). En este estudio se utilizó la configuración del CESM conocida como F_AMIP_CAM5, que ejecuta el Modelo CAM5 (Conley et al., 2012) en modo independiente (*stand-alone*) acoplado al Modelo de suelo (CLM4) (Lawrence et al., 2011). Las simulaciones tienen una resolución horizontal de 2.5^o (longitud) por 1.9^o (latitud) con 30 niveles verticales que se extienden hasta los 3.6hPa de altura en un sistema híbrido de coordenadas verticales sigma-presión. Las simulaciones se integraron por 34 años (1979-2012) partiendo del 01 de enero de 1979. El primer año se descartó como estabilización del modelo. En total cada ensamble está compuesto por 495 años simulados. A pesar de las diferencias en la física del modelo CAM3 y CAM5 (Hurrell et al., 2013), experimentos similares realizados con ambos modelos dieron esencialmente los mismos resultados (Kim et al., 2014). A continuación se describen las características específicas de los dos experimentos.

Condiciones de frontera superficiales climatológicas

Para este diseño experimental se usó un ciclo anual de SST climatológica (1979-2012) por debajo de los 60^oN (denominado *SSTclim*) durante toda la simulación. Esta configuración elimina la variabilidad de SST y sus modos principales, como el ENSO, como la principal fuente de VCI (e.g., Neelin et al., 1998;

Timmermann et al., 2018; Wallace et al., 1998), hacia el sur de 60°N. Para mantener la contribución de largo plazo de la AA, en el experimento de control se le permitió al modelo que las condiciones de SST del Ártico y del hielo marino por encima de 70°N obtuviera los valores correspondientes al período, con una frecuencia de actualización mensual y anual. Para los experimentos con reducción de hielo, *lowice*, se repitieron los ciclos anuales de SST y hielo marino del año 2012 en regiones polares, desde los 70°N. En la banda latitudinal entre 60°N y 70°N, la SST se interpoló linealmente.

Condiciones de frontera superficiales variables

En estos experimentos, denominadas *SSTreal*, las simulaciones de control utilizaron condiciones reales de SST y hielo marino, actualizadas mensualmente para el dominio global (variabilidad total de SST), teniendo la mayor variabilidad interna posible. Por lo tanto, es más complicado identificar las diferencias sistemáticas entre los experimentos de control y los experimentales con baja extensión de hielo marino. Pero da un escenario menos idealizado. Al igual que los casos anteriores, los experimentos de hielo bajo utilizan las condiciones de frontera de la superficie Ártica del 2012, hacia el norte de 70°N.

Tabla 1. Configuraciones y características de los diseños experimentales

Configuración	Modelo	Componente	Res. hor. (lat,lon)	Res. Ver.	Núm. miembros	Duración años
SSTperpetual	CAM3	N/A	1.4^o x 1.4^o	26	10	3.5
SSTclim	CESM	f_amip_cam5	1.9^o x 2.5^o	30	15	34
SSTreal	CESM	f_amip_cam5	1.9^o x 2.5^o	30	15	34

2.3. Ensambles y variabilidad climática

2.3.1. Tamaño del ensamble

En las simulaciones climáticas el principal origen de incertidumbre es la variabilidad atmosférica interna (o "ruido climático") asociada a diferentes modos de variabilidad (Deser et al., 2012). Para separar las señales obtenidas por un forzamiento, como el presentado en este trabajo, de la VCI, la generación de ensambles se ha vuelto una herramienta común entre los investigadores (Deser et al., 2012, 2020; Kay et al., 2015; Maher et al., 2019; Milinski et al., 2020) para obtener una estimación de todos los

posibles escenarios del comportamiento de una variable atmosférica. La estimación de la distribución de probabilidad de una variable dependerá del tamaño del ensamble, es decir, del número de simulaciones o miembros con el que se cuente. Entre más miembros tenga un ensamble, mejor sera la estimación de la distribución de probabilidad de la variable. Sin embargo, crear varias simulaciones implica usar grandes cantidades de recursos computacionales. Cuando se trata de detectar señales producidas por un forzamiento con cierto nivel de confianza estadística la pregunta es ¿cuál es el tamaño mínimo del ensamble?

Deser et al. (2012) investigó cual era la respuesta de la temperatura y la precipitación global a un forzamiento externo en modelos numéricos. Encontraron que para la temperatura superficial se necesitaron aproximadamente 10 miembros en un ensamble (simulaciones de 10 años) para detectar los cambios producidos por el forzamiento con un nivel de confianza del 95 %, mientras que para la precipitación el número mínimo de miembros fueron 40. Además, encontraron que entre más largas eran las simulaciones (>10 años para temperatura), menos miembros se necesitaron para encontrar las señales.

En nuestro trabajo, el objetivo principal de las simulaciones es generar una señal en el Ártico, en otras palabras, se requiere que se genere una anomalía de temperatura positiva superior al resto del Hemisferio Norte con un nivel de confianza del 95 %. Siguiendo a Deser et al. (2012) y a Screen et al. (2013a) podemos calcular el número mínimo de miembros en el ensamble para alcanzar nuestro objetivo. Partiendo del hecho de que se requieren al menos dos ensambles, uno de control (llamado x) y uno donde se cambiaron las condiciones superficiales en el Ártico (llamado y) y tomando la definición de la prueba de significancia de t de Student,

$$t = \frac{|\overline{y} - \overline{x}|}{S_p\sqrt{2/M}}, \tag{1}$$

donde $\overline{y}$ es la media del ensamble y, $\overline{x}$ es la media del ensamble de control, M es el tamaño del ensamble y S_p la desviación estándar agrupada de los dos ensambles. Entonces la diferencia entre las medias de los ensambles ($|\overline{y} - \overline{x}|$) será estadísticamente significativa cuando $t \geq t_c$, donde t_c es el valor crítico de corte de la distribución de la prueba de t de Student de dos colas (para un nivel de confianza del 95 %). Para calcular el tamaño mínimo del ensamble tenemos que reescribir la ecuación 1 reemplazando t por t_c y M por un número mínimo de miembros, M_{min}, quedando de la siguiente manera,

$$t_c = \frac{|\overline{y} - \overline{x}|}{S_p\sqrt{2/M_{min}}}, \tag{2}$$

despejando M_{min},

$$M_{min} = 2t_c^2 \left(\frac{S_p}{|\overline{y} - \overline{x}|}\right)^2. \tag{3}$$

De la ecuación 3 tenemos definido t_c, el cual tiene un valor crítico de -1.67 para alcanzar un valor de nivel de confianza del 95 % (considerando que una simulación tiene 33 años o 33 grados de libertad). Sabemos que las diferencias entre ensambles deben arrojar valores de al menos de 3°C sobre las regiones Árticas para tener una señal parecida a la característica de la Amplificación del Ártico en la estación invernal, y del ensamble de control *SSTreal*, el cual tiene las simulaciones con mayor variabilidad, tenemos que la desviación estándar agrupada es aproximada a 1.7^{o}C para latitudes mayores a 70N. Con estos datos entonces M_{min} nos da un valor aproximado de 2 miembros para cada ensamble. Con estas consideraciones podemos decir que nuestro ensamble tiene un tamaño apropiado para que las diferencias observadas en el Ártico sean estadísticamente significativas.

2.3.2. Perturbaciones en condiciones iniciales

Otro aspecto importante sobre la generación de los ensambles es como perturbar las condiciones iniciales de cada miembro. Se ha mostrado que pequeños cambios en las condiciones iniciales de un modelo tienen rápida influencia en cuestión de días o semanas (Lorenz, 1963; Rosinski y Williamson, 1997), después cada miembro es afectado por las fluctuaciones debidas a la circulación atmosférica haciendo que pierda la memoria de las condiciones iniciales (Deser et al., 2012; Lorenz, 1963; Rosinski y Williamson, 1997). Cambiar las condiciones iniciales se pueden realizar en diferentes formas, las más comunes, por ejemplo, son cambiar las condiciones iniciales de cada miembro por un campo tomado aleatoriamente de una simulación de control (u otro), o perturbar alguna de las variables del campo atmosférico. En este trabajo se optó en hacer uso del segundo método y se realizaron perturbaciones aleatorias con una magnitud de 1×10^{-14} en los campos de temperatura, para todos los niveles atmosféricos. Si las perturbaciones en las condiciones iniciales funcionan, la atmósfera simulada en el primer miembro (miembro cero, sin

perturbar) debe ser diferente a la atmósfera del segundo miembro (miembro perturbado), de tal manera que si se calcular el error cuadrático medio (RSME, por sus siglas en inglés) entre las dos simulaciones este debe crecer rápidamente en las primeras semanas.

Para analizar si las perturbaciones agregadas en nuestras simulaciones tuvieron el efecto deseado se calculó el RSME siguiendo la idea de Rosinski y Williamson (1997), expresado como:

$$RMSE(\psi) = \left[\frac{\sum_i \sum_j \sum_k \left[\psi_o(i,j,k) - \psi_m(i,j,k)\right]^2 \Delta P(i,j,k) w_j}{\sum_i \sum_j \sum_k \Delta P(i,j,k) w_j} \right]^{1/2}, \tag{4}$$

Donde ψ es la variable para la cual se va a calcular el error, i, j y k son los puntos de malla correspondientes a longitud, latitud y altura, en este caso el cálculo se realiza para el dominio global y en todos los niveles, ψ_o es la variable del primer miembro del ensamble y ψ_m es cualquiera de los otros miembros del ensamble, w_j es el valor de peso del área representativo del punto de malla y ΔP es el valor promedio de la presión en el nivel k.

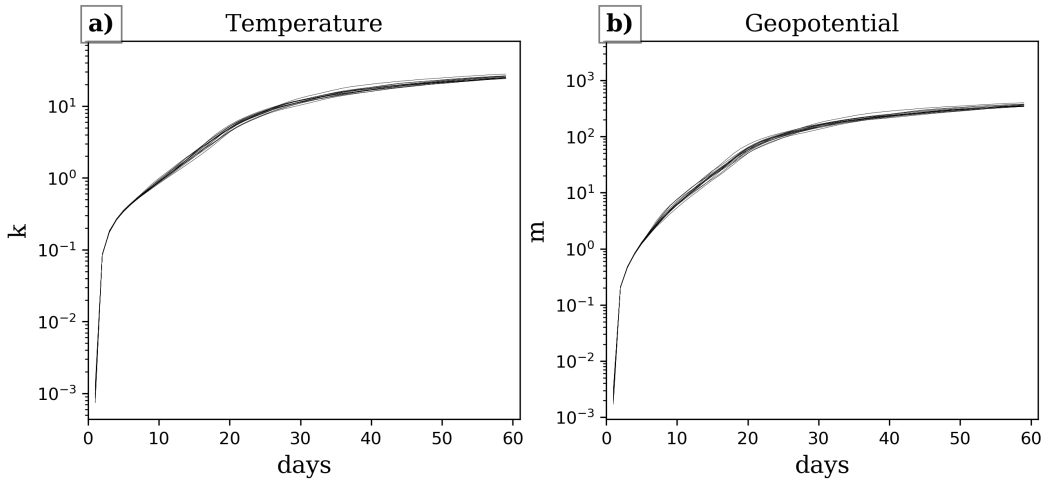

Figura 3. Ejemplo de RMSE global entre el primer miembro del ensamble de control de *SSTclim* y los demás miembros del ensamble. **a)** Para la temperatura global y **b)** para el geopotencial.

En la Figura 3 se puede ver el cálculo de la RMSE para la temperatura (Figura 3a) y el geopotencial (Figura 3b) del experimento de control *SSTclim* en los primeros 60 días. Al igual que en los cálculos de Rosinski y Williamson (1997), en ambos casos se observa que el RMSE incrementa en tres fases. En los

primeros cinco o seis días de cada simulación el error se propaga rápidamente. La segunda fase muestra un crecimiento más lento hasta los primeros 20 días, y por último el crecimiento del error comienza a ser casi nulo, principalmente después de 30 días de simulación.

También, el efecto de las perturbaciones en las condiciones iniciales se pueden ver en la Figura 4. En color negro se puede observar el primer miembro del ensamble de control del experimento *SSTclim* que representa la variabilidad del geopotencial en 500hPa para las regiones Árticas, mientras que en color gris se pueden observar los miembros del mismo ensamble que se les aplicó de manera aleatoria una perturbación en todos los campos de temperatura. Se puede observar que cada miembro tiene su propia variabilidad, además ninguno de ellos tiene un gran parecido entre sí. Otra forma de interpretar lo anterior es que cada miembro tiene su propia variabilidad interna, con una trayectoria climática única.

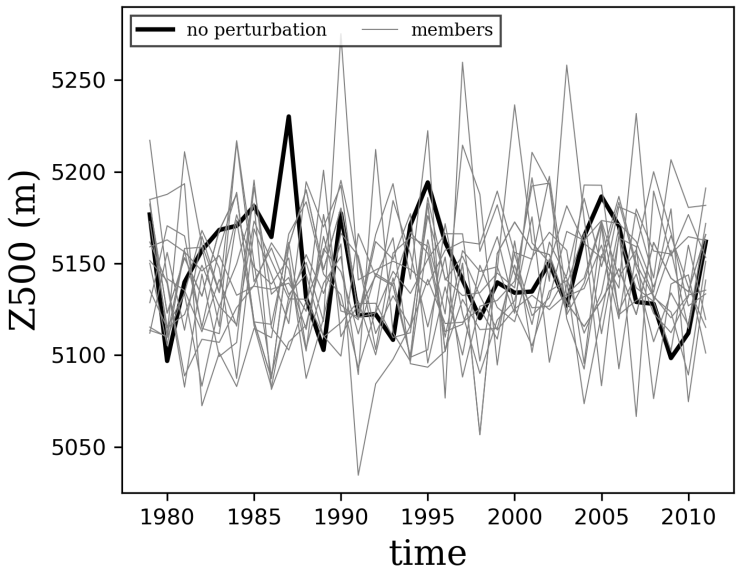

Figura 4. Series de geopotencial en latitudes altas (>70N) en 500hPa de los miembros del ensamble de control de *SSTclim*. La línea de color negra corresponde al primer miembro del ensamble el cual no tiene perturbaciones en las condiciones iniciales y en color gris los demás miembros del ensamble.

Capítulo 3. Respuesta atmosférica invernal: Separación de la variabilidad climática natural

Resumen: Un problema al explorar los efectos a largo plazo del calentamiento del Ártico en la atmósfera es cómo separarlos de los debidos a la variabilidad climática natural, especialmente en la troposfera superior. En este capítulo se examinan dos enfoques para identificar las señales del calentamiento del Ártico enmascaradas por la variabilidad climática interna (VCI). En primer lugar, se usó la métrica de *Earth Mover's Distance* (EMD) para evaluar las diferencias entre las medias de ensambles de simulaciones numéricas de un modelo de circulación global. En segundo lugar, se evaluó la estructura espacial de la respuesta de la atmósfera al forzamiento en el Ártico utilizando el Índice de Similitud Estructural (SSIM). Aplicamos estas dos métricas a los tres ensambles descritos en el capítulo anterior. Se encontró que el método estadístico estándar usado en estudios anteriores para calcular la significancia estadística (la prueba t de Student) es propenso a mostrar resultados falsos positivos que pueden conducir a la atribución errónea de señales en la respuesta atmosférica al calentamiento del Ártico. Las dos métricas identificaron diferencias persistentes a 500 hPa en la altura geopotencial y en los campos de viento zonales que se atribuyen al calentamiento del Ártico, incluso en el ensamble que utilizó la variabilidad total de la SST.

3.1. Introducción

La reducción persistente de la extensión del hielo marino del Ártico se asocia con un calentamiento acelerado de la superficie en latitudes altas en relación con el resto del hemisferio norte (Cohen et al., 2014; Screen y Simmonds, 2010; Serreze y Francis, 2006). Los efectos atmosféricos que resultan de la variabilidad de la capa de hielo marino del Ártico están relacionados con grandes anomalías en los flujos de calor superficiales (Alexander et al., 2004; Magnusdottir et al., 2004) que mejoran el ciclo hidrológico (Bengtsson et al., 2011; Bintanja, 2018; Box et al., 2019; Porter et al., 2012). Los estudios de los efectos de la AA en la circulación atmosférica en latitudes más bajas han arrojado conclusiones diferentes debido a los complicados mecanismos de interacción (Barnes y Screen, 2015; Cohen et al., 2020; Screen, 2017).

Se ha sugerido que el calentamiento acelerado del Ártico está relacionado con un mayor número de fenómenos meteorológicos extremos en latitudes medias (Screen et al., 2015; Vihma, 2014). Uno de los mecanismos propuestos es el debilitamiento del gradiente de temperatura meridional, lo que conduce a una corriente de chorro más lenta y débil que favorece a la presencia de más patrones de bloqueo (Francis y Vavrus, 2012, 2015). Sin embargo, estas conclusiones han sido cuestionadas, apuntando a la sensibilidad de las metodologías utilizadas para identificar los efectos de AA en latitudes medias y la forma en que se evalúa e interpreta la significancia estadística (Barnes, 2013; Barnes et al., 2014; Screen y Simmonds, 2013).

Una complicación importante al estudiar las implicaciones del calentamiento del Ártico en la circulación atmosférica es que la VCI produce grandes fluctuaciones en la circulación en latitudes medias y altas (Blackport y Screen, 2020; Screen et al., 2013a). Así, si las señales debidas a la reducción de hielo marino son débiles, es posible que los análisis estadísticos no sean lo suficientemente robustos para atribuir los cambios en la circulación atmosférica al calentamiento del Ártico, distinguiéndolos de la variabilidad natural (Dai y Song, 2020).

El contenido de este capítulo se centra en separar las señales atmosféricas del calentamiento del Ártico en el invierno boreal de la VCI, analizando la distribución de probabilidad y la estructura espacial de variables atmosféricas entre los miembros de un ensamble. Extendemos la métrica de EMD (Rubner et al., 2000) para analizar la distribución de probabilidad de las variables seleccionadas. Se ha demostrado que la métrica EMD es adecuada al comparar resultados probabilísticos (Düsterhus, 2020; Hahmann et al., 2020). Para examinar la estructura espacial de las respuestas atmosféricas a la pérdida de hielo marino en el Ártico, se realizó una prueba basada en el índice SSIM (Wang et al., 2004).

3.2. Metodología

En las siguientes subsecciones presentamos los análisis estadísticos utilizados en este estudio. Los resultados se centran en la circulación atmosférica de la temporada del invierno boreal, diciembre-febrero (DJF). Para el caso de las simulaciones en modo perpetuo se usó una fecha fija en el mes de enero como el mes representativo del invierno. Los datos analizados son obtenidos de las simulaciones descritas en el Capítulo 2.

3.2.1. Análisis estadísticos para separación de señales

Partiendo del hecho de que las señales en la troposfera superior debidas a la AA son débiles en comparación con las fluctuaciones causadas por el VCI, entonces la comparación de medias no es suficiente para la detección y atribución de señales. Bajo la suposición de que las señales de la respuesta de la atmósfera al calentamiento del Ártico, expresadas en términos de funciones de densidad de probabilidad, son detectables por encima de la variabilidad climática natural, la métrica EMD se propone como una opción para fortalecer la atribución de la señal que generalmente se deduce mediante pruebas de significancia estadística. Además, se usó el SSIM para buscar señales en los campos de la troposfera superior que sean persistentes entre los miembros de los ensambles experimentales. La descripción se presenta a continuación.

3.2.1.1. The Earth Mover's Distance (EMD)

El EMD, basado en la Distancia de Wasserstein, fue propuesto inicialmente por Rubner et al. (2000) como una métrica para medir la diferencia entre dos distribuciones de probabilidad (o formalmente definido como la integral de la diferencia entre las funciones de densidad acumulativa). En este trabajo se definió el EMD para una dimensión siguiendo a Rabin et al. (2008) y Düsterhus y Hense (2012):

$$EMD(f,g) = \frac{1}{N}\sum_{k=1}^{N} |F(f)_k - G(g)_k|, \tag{5}$$

donde f y g son dos series de tiempo compuestas por $f = \{f_1, f_2, ..., f_t\}$ y $g = \{g_1, g_2, ..., g_t\}$, y $F(f)$ y $G(g)$ son sus correspondientes Funciones de Densidad Acumulada (CDF, por sus siglas en inglés), calculadas usando N particiones (ejemplo en Figura 5). En este caso g tiene una perturbación cualquiera, de tal manera que es diferente de f.

Para nuestro trabajo, la ecuación 5 se aplica a dos series obtenidas de dos puntos de malla cualquiera de dos de nuestros ensambles. Por ejemplo, se puede aplicar la ecuación 5 a la temperatura superficial del ensamble *SSTclim*, primero entre el miembro 1 (m_1) del experimento de control y el miembro 1 (m_1) del experimento con perturbación en el Ártico en el mismo punto de malla para ambos, de tal manera que $EMD(CTL_1(longitud, latitud), EXP_1(longitud, latitud))$.

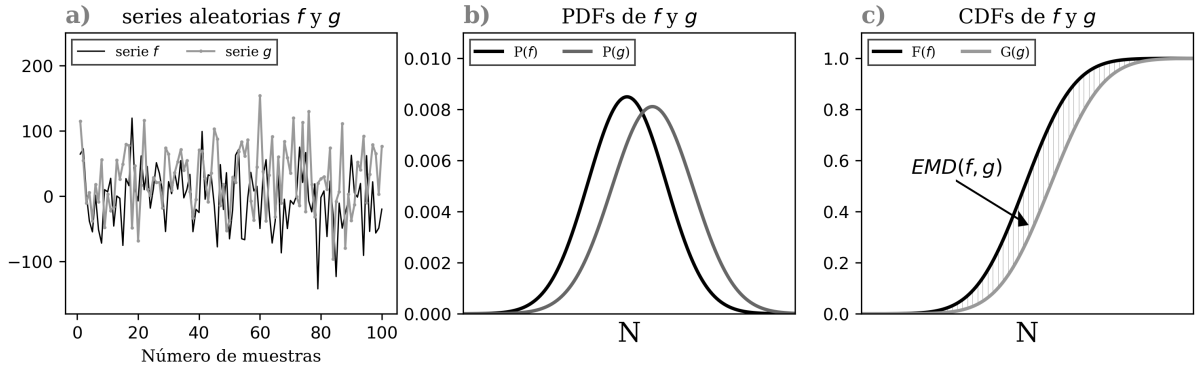

Figura 5. Ejemplo del uso del EMD. **a)** Serie aleatoria f y la serie aleatoria g con una perturbación, **b)** función de densidad de probabilidad de las series, y **c)** las funciones de densidad acumulativa.

Para cualquier variable de estudio elegida en nuestro trabajo, es necesario capturar toda la variabilidada generada por el ensamble de control de cada diseño experimental, por lo tanto hacemos que la $F(f)$ para un punto de malla cualquiera sea calculada a partir de todos los miembros del ensamble (para el punto de malla mismo), es por eso que concatenamos todas las series de tiempo de cada miembro m del ensamble de control (para ese punto), $\mathbf{c}$ (dimensiones de [1,t]), en una sola serie $\mathbf{C}$, de tal forma que tenga dimensiones de [1,$m \times t$], como se muestra a continuación,

$$\mathbf{C} = \{\mathbf{c}_1, \mathbf{c}_2, ..., \mathbf{c}_m\}. \tag{6}$$

A partir de $\mathbf{C}$, calculamos $F(f)$. Ahora, para el mismo punto de malla estudiado obtenemos $G(g)$, el cual se calcula a partir de uno de los miembros del ensamble donde se perturbaron las condiciones superficiales del Ártico, el cual llamamos $\mathbf{s}_i$. de tal manera que $EMD_{exp}(i) = EMD(\mathbf{C}, \mathbf{s}_i)$ o visto de otra manera

$$EMD_{exp}(\mathbf{C}, \mathbf{s}_i) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^{N} |F(\mathbf{C})_k - G(\mathbf{s}_i)_k|. \tag{7}$$

La ecuación 7 se puede aplicar a todos los puntos de malla de las salidas del modelo. Si se desea analizar el efecto del tamaño de un ensamble, se puede cuantificar usando solo un subconjunto de los miembros al construir $\mathbf{C}$, $EMD_C(i) = EMD(\mathbf{C^i}, \mathbf{c_i})$.

$$EMD_C(\mathbf{C^i}, \mathbf{c}_i) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^{N} |F(\mathbf{C^i})_k - G(\mathbf{c}_i)_k|. \tag{8}$$

Las ecuaciones 7 y 8 definen los conjuntos EMD de los ensambles experimental y de control, respectivamente. La serie $\mathbf{C^i}$ indica que en la concatenación de todas las series de tiempo individuales c_i, no incluye la i-ésima serie de tiempo que se está evaluando, excluyendo el efecto de $\mathbf{c_i}$.

De la ecuación 7 podemos obtener al menos m valores de EMD para cada diseño experimental para un punto de malla dado. Si hay una señal persistente en las simulaciones con un Ártico más cálido, se espera que la mayoría de los valores de EMD_{exp} sean más altos que los valores de EMD_C, debido a que las formas de las CDFs deben ser distintas derivado del incremento de temperatura en latitudes altas. Es decir, habrá más diferencias en las formas de las PDFs al comparar ensamble de control contra el ensamble con un forzamiento extra en superficie, que si comparamos entre miembros del mismo ensamble (de control).

Para probar la afirmación anterior se comparan el percentil 50th ($P50_{EMDc}$) del conjunto EMD_C y el percentil 10 ($P10_{EMDexp}$) de los valores EMD_{exp}. El percentil, P, se determina como el i-ésimo elemento más cercano, $i = (m \times P)/100$, de los valores ordenados de los respectivos conjuntos de EMD. El $P50_{EMDc}$ indica el valor del conjunto de EMD que separa la mitad superior de la mitad inferior de los datos de EMD_C, mientras que el $P10_{EMDexp}$ indicará el valor en el cual el 90 % de los datos del conjunto EMD_{exp} están por encima. El criterio para identificar si la serie temporal del experimento tiene una señal atribuible al forzamiento del hielo marino del Ártico es cuando se cumple la siguiente condición:

$$(P10_{EMD_{exp}} - P50_{EMD_c}) > 0. \tag{9}$$

Ejemplo. Para ilustrar el criterio de la ec. 9 se seleccionaron series de tiempo de la anomalía de altura geopotencial en el nivel de 500hPa de la media estacional de DJF (Z500) en dos coordenadas geográficas (P1: 80°N, 70°E y P2: 67°N, 70°E). Los datos provienen del ensamble de control y experimental de *SSTclim* y solo, en este caso, servirán para ejemplificar el uso del EMD. La diferencia entre las medias de ambas series de tiempo son significativas utilizando la prueba t de Student (p=0.001 en P1 y p=0.01 en P2).

Las Figuras 6a y 6b muestran las series de tiempo para el ensamble de control y experimental en los puntos P1 y P2. Los valores de EMD_{exp} y EMD_C para los dos puntos elegidos se muestran en la

Figura 6c. En el punto P1 (Figura 6c) el valor de $P10_{EMDexp}$ es mayor que el obtenido para $P50_{EMDc}$. Por lo tanto, la mayoría de los valores de EMD obtenidos de los miembros del ensamble experimental son mayores que los del ensamble de control, satisfaciendo la condición señalada en la ecuación 9. Con este resultado se puede decir que la diferencia entre las medias del ensambles de control y experimental puede atribuirse al forzamiento producido por el cambio de hielo marino del Ártico, ya que es la única diferencia entre ambos ensambles. Ahora, en el punto P2, la condición propuesta en este trabajo no se cumple. Los valores de EMD_{exp} y EMD_C son similares y no pueden separarse. Entonces, a pesar del alto nivel de significancia estadística obtenido con la prueba t de Student en éste punto (p<0.1), la diferencia entre ensambles puede interpretarse como un resultado falso positivo.

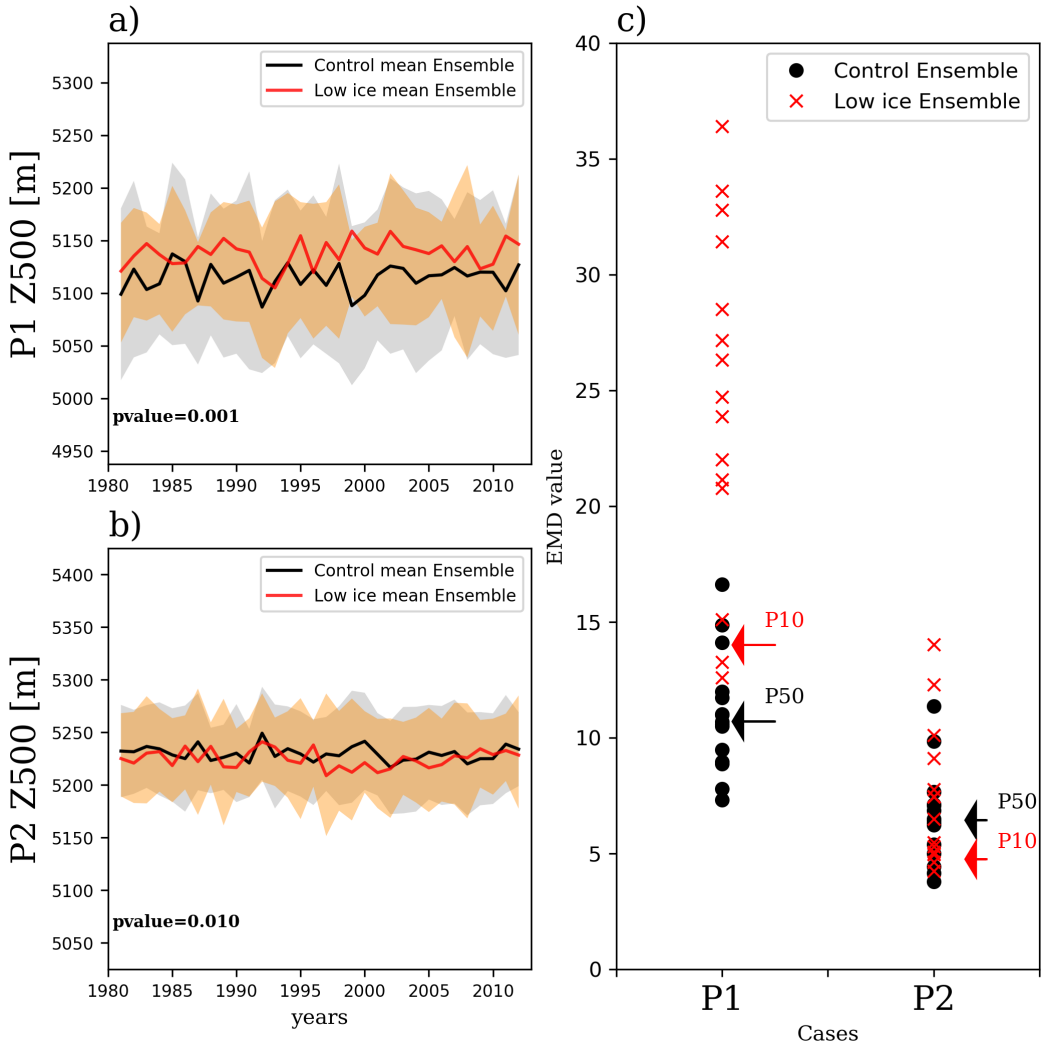

Figura 6. Series de tiempo de Z500 en invierno en los dos puntos del ensamble *SSTclim*; P1: 80°N, 70 ^{o}E; P2: 67°N, 70°E. **a)** y **b)** Serie de tiempo para el promedio del ensamble de control (negro) y con baja extensión de hielo (rojo); Los zonas sombreadas delimitan 1.5 veces la desviación estándar. **c)** Los valores de EMD_{exp} (experimental) y EMD_C (control) para cada miembro del ensamble en los puntos dados.

Para evaluar el impacto del tamaño de un ensamble en la prueba EMD se realizó una evaluación de la métrica considerando menos miembros. Con los mismos datos de P1 y P2, Se calculó el valor del EMD haciendo la concatenación de $\mathbf{C}$ de la ecuación 6 usando menos miembros, comenzando con 1, y posteriormente se fue incrementando el número de miembros concatenados hasta m. El objetivo de este calculo es observar si con menos miembros en un ensamble se puede cumplir el criterio de la ecuación 9, y de ser así cual es el mínimo de miembros en un ensamble para concluir que las diferencias que vemos entre simulación de control y experimental se puede atribuir a los cambios hechos en la superficie Ártica. Los resultados son consistentes para ambos puntos. Para P1 (Figuras 7a) se observó que a partir de 6 miembros aproximadamente el criterio de EMD se cumple, mientras que en P2 (Figuras 7b) también continúa el mismo resultado, independientemente del número de miembros en la prueba.

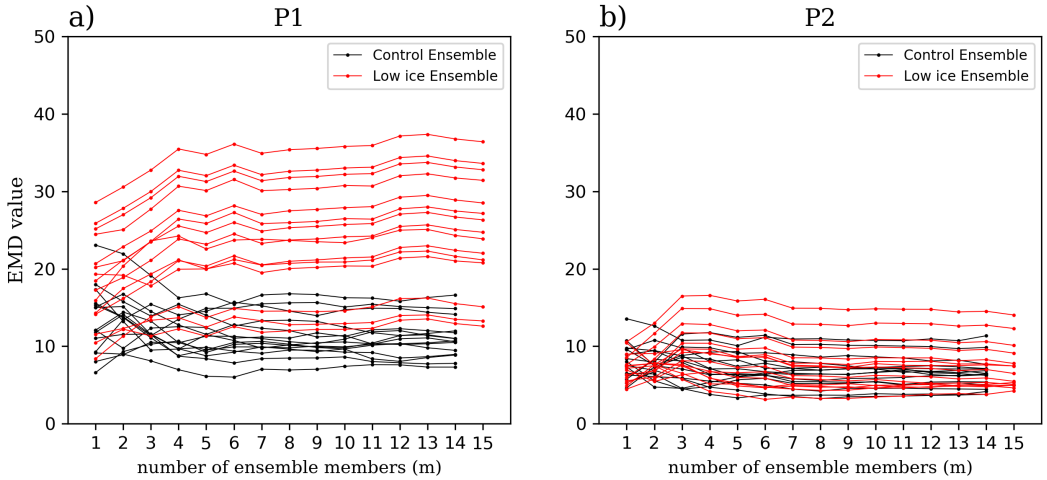

Figura 7. Valores de EMD de las series de tiempo de Z500 en invierno para los dos puntos elegidos. Los cálculos son a partir de la comparación del ensamble *SSTclim* con tamaño de m miembros. Ensamble de control en color negro y ensamble experimental en color rojo. **a)** P1:80°N, 70°E; **b)** P2: 67°N, 70°E.

3.2.1.2. Índice de similitud estructural (SSIM)

Siguiendo la definición dada por Wang et al. (2004), el $SSIM$ es:

$$SSIM(\mathbf{x},\mathbf{y}) = \frac{(2\mu_x\mu_y + C_1)(2\sigma_{xy} + C_2)}{(\mu_x^2 + \mu_y^2 + C_1)(\sigma_x^2 + \sigma_y^2 + C_2)}. \tag{10}$$

Donde $\mathbf{x}$ y $\mathbf{y}$ son dos campos, y las variables a la derecha de la ecuación 10 son para una ventana local que rodea un punto de la malla (campo) que esta siendo evaluado (Figura 8). Entonces, para la ventana evaluada μ_x y μ_y son promedios, σ_x y σ_y son desviaciones estándar, y σ_{xy} es la covarianza. C_1 y C_2 son

pequeñas constantes positivas para evitar problemas de estabilidad cuando $(\mu_x^2 + \mu_y^2)$ o $(\sigma_x^2 + \sigma_y^2)$ son muy cercanas a cero (Wang et al., 2004). Los valores del índice encuentran entre -1, cuando no hay ninguna similitud estructural espacial, y 1 cuando los valores del punto evaluado son idénticos. El índice se calcula para todos los puntos del campo dado.

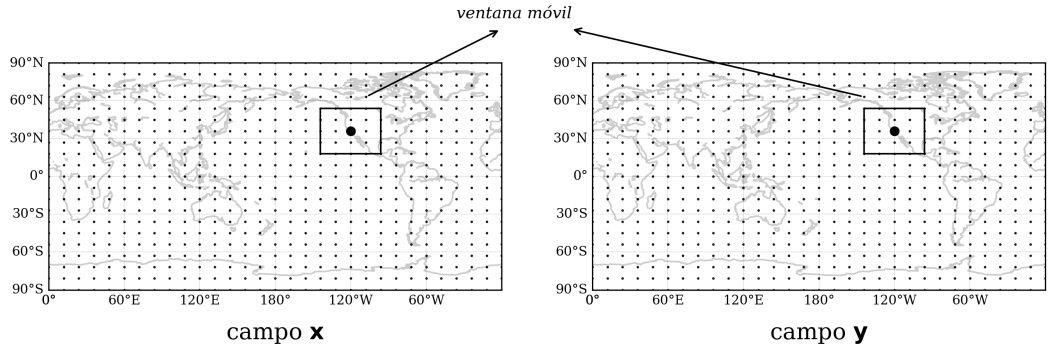

Figura 8. Ejemplo de SSIM en la comparación de dos campos y sus respectivas ventanas móviles. En el esquema se muestran los dos campos $\mathbf{x}$ y $\mathbf{y}$. Las ventanas móviles están representadas por cuadros color negro y en el centro un punto en el mismo color indicando el nodo que se está evaluando.

Del conjunto de climas de cada miembro del ensamble de control $\{\mathbf{X} = \mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2, ..., \mathbf{x}_m\}$, se calcula el promedio expresado como $\overline{\mathbf{X}}$. Entonces, para cualquier conjunto de climas individuales $\mathbf{Y}$, ya sea del ensamble de control o experimental, con $\mathbf{Y} = \{\mathbf{y}_1, \mathbf{y}_2, ..., \mathbf{y}_m\}$, el conjunto de campos de anomalías correspondiente, $\mathbf{A} = \{\mathbf{a}_1, \mathbf{a}_2, ..., \mathbf{a}_m\}$, es definido como $\mathbf{A} = \mathbf{Y} - \overline{\mathbf{X}}$.

Una vez calculado el conjunto de campos de anomalías del ensamble a evaluar, el valor de $SSIM$ del ensamble total, $eSSIM$, es calculado como:

$$eSSIM(\mathbf{A}) = \frac{2}{m(m+1)} \sum_{i=1}^{m-1} \sum_{j=i+1}^{m} \mathcal{T}(SSIM(\mathbf{a_i}, \mathbf{a_j})), \tag{11}$$

Donde $\mathcal{T}$ es una función de umbral que se enfoca en el análisis de valores de $SSIM$ altos, haciendo cero todo aquel valor de $SSIM$ bajo, y asignando el valor de 1 a aquellos que se consideren altos. En la escala de -1 a 1, se eligió el valor de 0.4, así solo se considera como "valor alto" a todo aquel SSIM superior al 70 % de similaridad.

$$\mathcal{T}(z) = \begin{cases} 0 \ \forall \ z < 0.4 \\ 1 \ \forall \ z \geq 0.4. \end{cases} . \tag{12}$$

Para este trabajo las anomalías muy pequeñas (o cero) son consideradas como no significativas. Entonces, el $eSSIM$ es ponderado por el valor máximo normalizado de las anomalías de cada elemento (punto de malla).

$$\mathbf{a}_{i,j}^{max} = \text{máx}(|\mathbf{a}_i|, |\mathbf{a}_j|). \tag{13}$$

Finalmente, el SSIM ponderado, $weSSIM$, es:

$$weSSIM = \frac{2}{m(m+1)} \sum_{i=1}^{m-1} \sum_{j=i+1}^{m} \frac{\mathbf{a}_{i,j}^{max}}{\text{máx}(\mathbf{a}_{i,j}^{max})} \mathcal{T}(SSIM(\mathbf{a}_i, \mathbf{a}_j)). \tag{14}$$

Un manera de identificar las señales producidas por la AA en la atmósfera puede ser definida obteniendo el valor máximo del $weSSIM$ de las simulaciones de control multiplicado por un factor constante α más grande que uno. La constante α es usada para diferenciar claramente las señales de la AA de la VCI.

$$weSSIM_{exp} > \alpha \, \text{máx}(weSSIM_c), \tag{15}$$

Donde los subíndices *exp* y *c* indican experimento (baja extensión de hielo marino) y control, respectivamente. Cualquier valor de $weSSIM$ obtenido de las simulaciones experimentales que supere el umbral del valor máximo encontrado en el ensamble de control multiplicado por α puede ser atribuido a un forzamiento en las condiciones de frontera superficiales del Ártico. Ahora, anomalías grandes en cualquier campo atmosférico con $weSSIM < \alpha \, \text{máx}(weSSIM_c)$ implica que son producidas por VCI. Anomalías grandes combinadas con un $weSSIM > \alpha \, \text{máx}(weSSIM_c)$ indican que la señal es debido a diferencias sistemáticas entre el ensamble de control y el experimental.

3.2.1.3. Significancia estadística

Para determinar la significancia estadística de las diferencias entre simulaciones, y tener un marco de referencia para comparar la prueba de EMD, se calculó la prueba de t de Student de dos colas con nivel de significancia del 95 %. La prueba y el nivel de significancia se seleccionaron debido a que son comúnmente utilizados en otros estudios (e.g., Cassano et al., 2014; Decremer et al., 2014; Deser et al., 2015, 2016; Peings y Magnusdottir, 2014; Screen et al., 2013a).

3.3. Resultados

Nuestro análisis se enfoca en el inverno boreal (Diciembre-Febrero), meses donde los efectos del calentamiento del Ártico son especialmente más pronunciados (Cohen et al., 2020; Screen y Simmonds, 2010; Serreze et al., 2009, 2011). Comenzamos analizando la respuesta al forzamiento impuesto en superficie y la troposfera media. Para analizar las anomalías resultantes al comparar las medias entre ensambles de control y experimentales se agregó la prueba de t de Student y la prueba de EMD. La sección concluye con el análisis del análisis de $weSSIM$ aplicado a los campos de geopotencial y viento zonal en 500hPa.

3.3.1. Respuesta en superficie

A continuación se muestra la respuesta superficial en la temperatura del aire a 2 metros (T2m) y la presión al nivel del mar (SLP). Para ambas variables se evaluó la prueba de t de Student y de EMD (ecuación 9). Las diferencias entre ensambles, calculadas comparando la media total del ensamble experimental menos la media total del ensamble de control, se pueden ver en la Figura 9 para los tres diseños experimentales: *SSTperpetual*, *SSTclim* y *SSTreal*. Las respuestas de la T2m para los tres casos, Figura 9a, tienen patrones de anomalías y magnitudes similares en las regiones del Ártico. Las anomalías son en su mayoría positivas y la prueba de t de Student muestra que las diferencias son significativas. También la condición de EMD se cumplió, aunque solo en regiones más confinadas a latitudes altas. El ensamble *SSTperpetual* muestra las anomalías más pequeñas en comparación con los otros dos casos, y anomalías negativas en el sur de Groenlandia y norte de Asia. Las respuestas más fuertes ocurrieron en los casos *SSTclim* y *SSTreal* sobre el mar de Kara y Barents, con diferencias cercanas a 10^oC.

En el caso *SSTperpetual* se observaron anomalías negativas sobre Eurasia, que en conjunto con diferencias positivas sobre regiones Árticas generan un patrón similar al llamado "Ártico cálido - Continentes fríos"(WACC, por sus siglas en inglés) que ha sido reconocido como un efecto de la reducción del hielo marino del Ártico (Chen et al., 2018; Cohen et al., 2014; Kug et al., 2015; Mori et al., 2014; Overland et al., 2011). Algunos estudios han sugerido que este patrón es el resultado de condiciones árticas más cálidas que favorecen la ocurrencia de eventos de fase negativa de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y principalmente de la Oscilación del Ártico (AO), que a su vez están asociadas con inviernos más severos y fríos en Eurasia (Cohen et al., 2014; Honda et al., 2009; Mori et al., 2014; Nakamura et al., 2015; Overland et al., 2011; Smith et al., 2022).

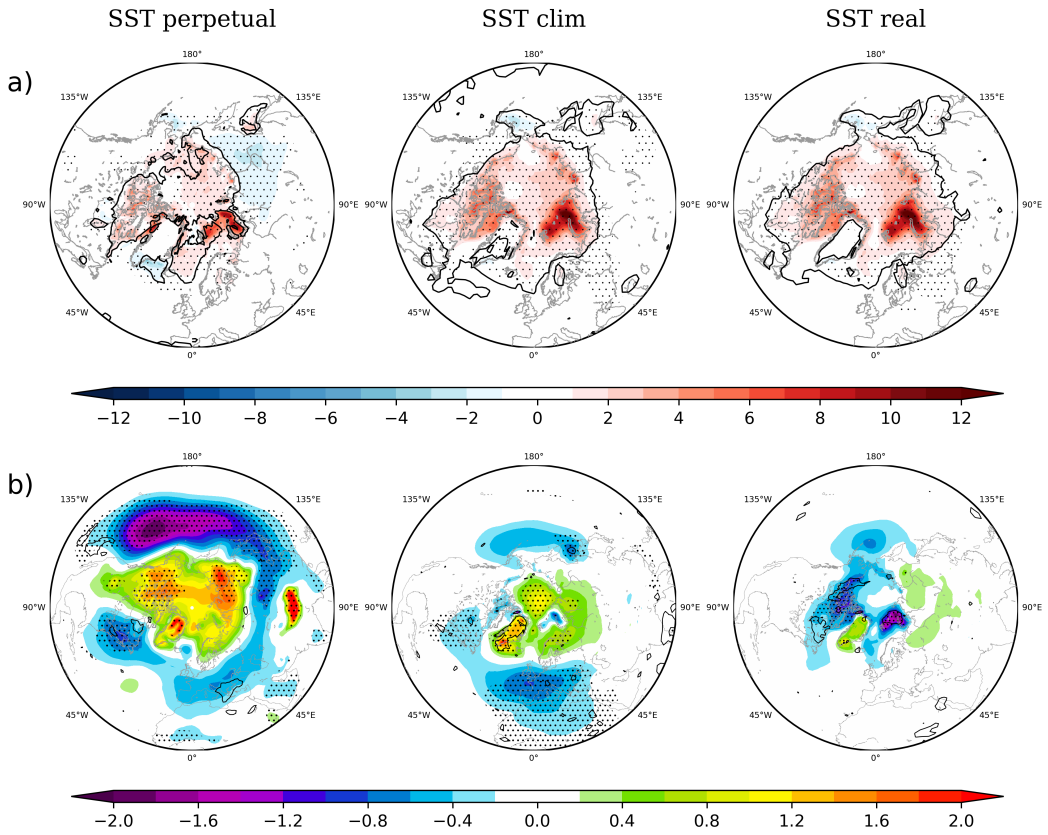

Figura 9. Respuesta superficial en el Hemisferio Norte a condiciones de un Ártico más cálido en los tres diseños experimentales. Las anomalías fueron calculadas para la estación de invierno, de diciembre a febrero (solo para enero en *SSTperpetual*) restando la media del ensamble experimental menos la media del ensamble de control. **a)** Anomalías de T2m [^{o}C]. **b)** Anomalías de SLP [hPa]. Los contornos en color negro encierran las regiones donde se cumplió la condición EMD. Las áreas punteadas muestran diferencias estadísticamente significativas al nivel de confianza del 95 %.

La Figura 9b muestra las respuestas de la SLP. El caso de *SSTperpetual* mostró anomalías más fuertes y regiones más amplias donde se observó una respuesta a los cambios en el hielo Ártico. Se observaron anomalías positivas en el Ártico y negativas sobre la región asociada a la Baja de las Aleutianas, así como en el norte de Europa y Asia, entre 50°N-70°N. Las diferencias encontradas en *SSTclim* tiene patrones similares, aunque más débiles en comparación con *SSTperpetual*. Por otro lado, el experimento *SSTreal* mostró fuertes anomalías negativas en el mar de Kara y Barents, y las regiones que fueron estadísticamente significativas se limitaron solo a latitudes más altas, en comparación con los otros dos casos. En los tres casos el patrón de anomalías negativas sobre el Pacífico Norte fue consistente, aunque fue el caso de *SSTperpetual* donde se presentó más fuerte, a pesar de tener diferencias de T2m más débiles que los otros dos experimentos. En contraste con T2m las áreas que cumplieron con prueba de EMD, en las respuestas de SLP, son notablemente más pequeñas, incluso donde la prueba de t de Student indica significancia estadística. El caso *SSTreal* tiene anomalías significativas y están delimitadas por EMD sobre el mar de Kara, Barents y Beaufort. Sin embargo, en regiones de la Bahía de Hudson, donde las anomalías son más fuertes, las pruebas estadísticas no concuerdan.

3.3.2. Respuesta en la troposfera media: separación de señales con EMD

A continuación se muestra la respuesta atmosférica en altura. Los tres experimentos mostraron anomalías positivas de altura geopotencial en el nivel de 500hPa (Z500) sobre regiones del Ártico (Figure 10), pero los casos *SSTperpetual* y *SSTclim* tuvieron respuestas más fuertes. En el experimento *SSTperpetual* se pueden observar anomalías que oscilan entre -20m hasta 20m aproximadamente, en *SSTclim* de -6m a 22m, y en *SSTreal* de -4m a 16m. En los tres experimentos, tanto en altura geopotencial como en SLP, parecen estar relacionados con un fortalecimiento de la baja de las Aleutianas (principalmente en *SSTperpetual*), lo cual ha sido reportado en estudios anteriores (e.g., Blackport y Kushner, 2016; Cassano et al., 2014; Screen et al., 2018). Además, en *SSTperpetual* y en *SSTclim* se observan anomalías negativas al este de Norte América y el Atlántico norte.

El experimento más idealizado, *SSTperpetual*, presentó el porcentaje más alto de puntos de malla que pasaron la prueba de t de Student (Figura 10), seguido de *SSTclim* y *SSTreal*. Además, *SSTperpetual* y *SSTclim* tienen grandes áreas con anomalías significativas en el Hemisferio Sur (Figure 10). Este resultado es un ejemplo de como las pruebas estándar de significancia estadística no son necesariamente una prueba

robusta para la atribución de señales en simulaciones climáticas globales, ya que estas anomalías pueden ser solo efecto del ruido climático y no necesariamente un resultado directo del calentamiento en el Ártico. En *SSTreal* las anomalías más grandes está confinadas a latitudes más altas del Hemisferio Norte y con significancia sobre el norte de Siberia y norte de Groenlandia.

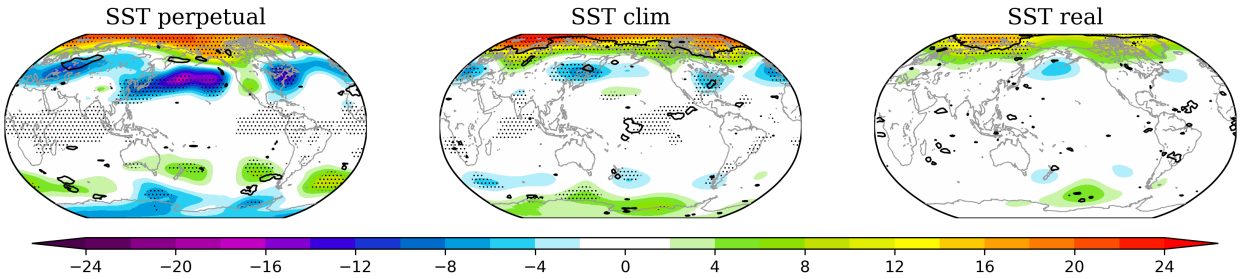

Figura 10. Diferencias de altura geopotencial (metros) en 500hPa entre ensamble experimental menos ensamble de control. Los contornos en color negro indican regiones donde se cumplió la condición de EMD. Las áreas punteadas indican regiones con significancia estadística con un nivel de confianza de 95 %.

En los casos de *SSTclim* y *SSTreal* la prueba EMD indica que las respuestas climáticas de Z500 al calentamiento del Ártico están principalmente confinadas en latitudes altas del Hemisferio Norte. A diferencia de la prueba de t de Student, las anomalías presentes en latitudes más bajas en el Hemisferio Norte, o incluso en el Hemisferio Sur, no cumplieron con la condición de EMD, con la excepción de pequeñas regiones dispersas en ambos experimentos. Es importante señalar que la prueba de EMD solo detecta una porción pequeña en el centro de las anomalías negativas al oeste de Asia y oeste de Norte América, sin embargo estas pueden tener efectos en niveles más altos, donde se encuentra la corriente de chorro, al modificar los gradientes meridionales de geopotencial (éste tema se abordará más a detalle en el Capítulo 4). En las simulaciones de *SSTperpetual* también la condición de EMD solo se cumplió en algunas áreas, siendo la de mayor extensión en latitudes medias, sobre el oeste de Asia. Así, en el caso más idealizado, incluso cuando las anomalías de Z500 son grandes y la prueba de t de Student indica significancia estadística con un $p<0.05$ en varías regiones de todo el mundo (incluso más grandes que en los otros casos) la prueba de EMD no identifica grandes respuestas atmosféricas al calentamiento del Ártico. Inicialmente se esperaba que en el caso *SSTperpetual* las anomalías sobre el Ártico fueran detectadas por la prueba EMD, ya que no cuenta con un ciclo anual y la atmósfera fue continuamente sujeta a la influencia de la baja extensión de hielo marino en el Ártico en las condiciones superficiales

del modelo. Sin embargo, la condición de EMD no se cumplió, incluso cuando en el criterio de EMD propuesto se cambia al percentil 05 (i.e., usando $P05_{EMDexp}$ en la ecuación 9, no mostrado). Este resultado implica que los efectos producidos por un Ártico más cálido en el experimento *SSTperpetual* fueron más débiles en niveles más altos de la atmósfera.

El análisis del viento zonal a 500 hPa (U500) se muestra en la Figura11. El resultado para *SSTperpetual* tiene diferencias más grandes, con un mínimo aproximado de -1,5m/s y un máximo de 1,5m/s, en comparación con los otros dos casos. La respuesta más fuerte en este campo ocurre sobre el Pacífico Norte y el Atlántico Norte, en latitudes donde se encuentra ubicada climatológicamente la corriente en chorro subtropical, para los tres experimentos. Las respuestas U500 en los casos *SSTclim* y *SSTreal* son similares, pero más débiles en comparación con las del ensamble *SSTperpetual*, lo cual es notable dadas las diferencias entre las configuraciones del modelo. A diferencia de Z500, en U500 la condición de EMD solo se cumplió en pequeñas regiones, incluso en el caso *SSTreal* son prácticamente nulas.

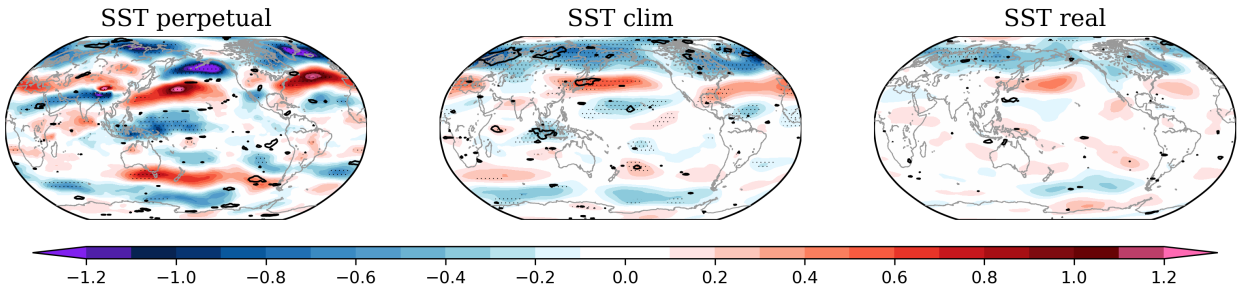

Figura 11. Diferencias de viento zonal (m/s) en 500hPa entre la media del ensamble de control y experimental de cada caso. Los contornos en color negro indican regiones donde las diferencias exceden la condición de EMD. Las áreas punteadas indican regiones con significancia estadística con un nivel de confianza de 95 %.

3.3.3. Análisis con *weSSIM*

La Figura 12 muestra el $weSSIM$ aplicado a Z500. La paleta de colores indica el valor de $weSSIM$ para el ensamble experimental, mientras que los contornos en negro muestran aquellas zonas donde el $weSSIM_{exp}$ fue mayor al $\alpha\,\text{máx}(weSSIM_C)$. El ensamble *SSTperpetual* obtuvo los valores del índice más altos sobre el Pacífico norte, sin embargo, no superan el valor máximo encontrado en $weSSIM_C$, lo cual indica que para este caso la VCI fue más grande que la respuesta producida por el calentamiento del Ártico. En contraste, los altos valores de $weSSIM$ sobre el Ártico en el caso de *SSTclim* superan

a $\alpha\,\text{máx}(weSSIM_C)$, lo que implica que las simulaciones con una baja extensión de hielo marino en el Ártico tienen patrones de respuesta similares en entre los miembros del ensamble. Esta similaridad puede ser atribuida al forzamiento inducido por la reducción de hielo en los experimentos numéricos. En el último caso, *SSTreal*, los valores del índice más altos se observaron sobre el norte de Siberia, donde los valores de $weSSIM$ son altos y exceden el valor máximo de $weSSIM_C$. Mientras que en el Hemisferio Sur, los valores de $weSSIM$ son cercanos a cero, por lo tanto no muestran similaridad estructural en ninguno de los ensambles. Además, hay concordancia entre los resultados encontrados con EMD (Figura 10) y $weSSIM$ (Figura 12), aunque éste último muestra más claramente las señales debidas al calentamiento del Ártico.

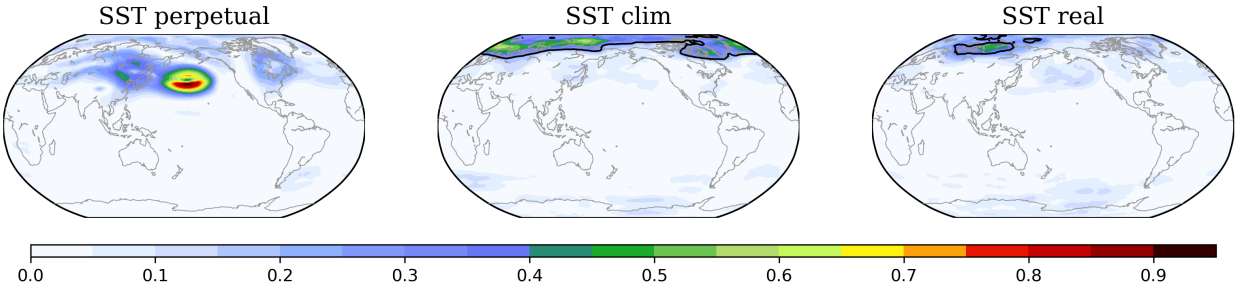

Figura 12. $weSSIM$ obtenido para anomalías de Z500 de los ensambles experimentales con baja extensión de hielo marino en el Ártico. Valores altos (bajos) representan alta (baja) similaridad, interpretado como alta (baja) respuesta atmosférica a la AA. Los contornos en color negro son el máximo valor encontrado de $weSSIM$ en el ensamble de control y delimita las regiones donde el valor experimental de $weSSIM$ es más grande que su respectivo control.

Al igual que con Z500 el índice se aplicó a el viento zonal (Figura 13). Los resultados de $weSSIM$ muestran valores altos en el caso *SSTperpetual* sobre el Pacífico norte y este de Asia, en regiones correspondientes a fuertes anomalías en Z500 vistas en la Figura 10, sin embargo en este caso tampoco se supera el valor máximo de $weSSIM$ para su respectivo ensamble de control. El ensamble *SSTclim* mostró alta similaridad en el norte de Europa, norte de Siberia y Atlántico Norte. En los resultados para el ensamble *SSTreal* se encontró que cuando es incluida mayor variabilidad climática en las simulaciones, no hay señales en el campo de U500 que puedan ser atribuidas al calentamiento del Ártico. A diferencia de Z500, el índice $weSSIM$ para U500 en *SSTclim* y *SSTreal* si muestra algunos valores altos en latitudes más bajas o en el Hemisferio Sur, sin embargo no se cumple con la condición 15. Por último, al igual que los resultados correspondientes de EMD (Figura 11) las señales de U500 debidas al forzamiento externo

son débiles (*SSTclim*) o incluso ausentes (*SSTreal*).

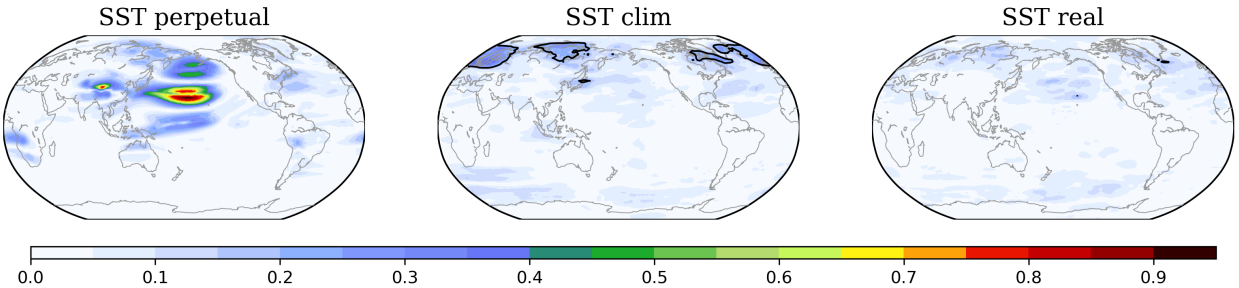

Figura 13. Igual que la Figura 12 pero para U500.

3.4. Discusiones y conclusiones

La respuesta al calentamiento del Ártico en la troposfera media es más débil que en superficie (Screen et al., 2012, 2013b) y una pregunta que aún permanece abierta es como separar las señales producidas por la AA de aquellas que son debidas a la de variabilidad climática natural en niveles medios y superiores de la atmósfera. En este trabajo examinamos dos métodos para distinguir las señales de la AA de la VCI. Las métricas propuestas fueron aplicadas para evaluar las respuestas invernales en la troposfera media debidas a perturbaciones en la extensión del hielo marino en el Ártico en modelos numéricos climáticos.

De acuerdo con la prueba de t de Student (con un nivel de confianza del 95 %), los campos de Z500 y U500 tienen respuestas estadísticamente significativas en el ensamble de *SSTperpetual*, incluso en el Hemisferio Sur. Los cambios de intensidad de la corriente en chorro subtropical, claramente visibles en el resultado de *SSTperpetual* en la Figura 11, sugieren que la configuración del modelo idealizado aumenta la relación señal-ruido en latitudes más bajas aumentando las posibilidades de que la prueba t de Student indique diferencias significativas. En contraste, el caso *SSTreal* solo se encontraron repuestas significativas confinadas a latitudes altas.

Las regiones identificadas como una señal de la AA por la prueba EMD son mucho más pequeñas que las deducidas por la prueba de t de Student. La mayoría de los miembros del ensamble experimental obtuvieron valores de EMD superiores a los del ensamble de control. La prueba de EMD puede ser útil para distinguir los falsos positivos de los resultados estadísticamente relevantes, es decir, para evitar una mala interpretación de las diferencias entre los resultados del modelo numérico.

El índice estructural $weSSIM$ aplicado al campo Z500 mostró que a medida que la configuración del modelo se vuelve más realista, la respuesta atmosférica atribuida a la AA se vuelve más pequeña y se limita a latitudes altas. En las latitudes medias, se encontraron patrones de anomalías similares en los tres ajustes del modelo, pero no cumplieron con las condiciones de detección propuestas en este estudio. En este capítulo se ha demostrado que las señales del calentamiento del Ártico en los niveles de la troposfera superior son detectables y pueden separarse del VCI analizando las diferencias sistemáticas entre ensambles de modelos. Incluso cuando la variabilidad natural aumenta en simulaciones más realistas, como el uso de un esquema completo de SST, las señales fueron detectables. Sin embargo, la prueba de t de Student no es suficiente para llegar a resultados concluyentes al comparar los resultados de modelos de este estudio. En nuestros resultados, la prueba t de Student produjo regiones de significancia estadística sobre el ecuador y el Hemisferio Sur, que posteriormente con el análisis de EMD y $weSSIM$ se demostró que eran falsas, en el sentido de que no pueden atribuirse de manera consistente a los efectos de la AA. Lo anterior muestra que la prueba t de Student es susceptible de etiquetar las respuestas atmosféricas producidas por la VCI como una señal atribuible a la AA.

Capítulo 4. Respuestas regionales de la corriente de chorro subtropical del Hemisferio Norte a la reducción de la extensión del hielo marino en el Ártico

Resumen: En este capítulo se estudia el efecto de la pérdida de hielo marino del Ártico en las tendencias regionales de la velocidad del viento y la posición latitudinal de la corriente de chorro subtropical (STJ) del Hemisferio Norte durante el invierno boreal en el periodo de 1980-2012. Se analizaron dos ensambles de simulaciones globales con una extensión reducida del hielo marino del Ártico: simulaciones que, al sur de 70N, utilizan un ciclo climatológico anual de la temperatura de la superficie del mar (SST) y un segundo ensamble que utiliza la variabilidad total de la SST. Los resultados con la SST climatológica mostraron una respuesta significativa pero débil de la velocidad del viento y la posición latitudinal de la STJ al calentamiento del Ártico: la velocidad del viento generalmente disminuye y el núcleo del jet se desplaza hacia el ecuador. Pero en las simulaciones realistas de SST, el efecto del calentamiento del Ártico es solo ligeramente evidente en un pequeño desplazamiento hacia el ecuador sobre el Atlántico. En el Pacífico, el STJ está modulado principalmente por la variabilidad de la SST tropical y de latitudes medias, con poca influencia de la región ártica. El debilitamiento y desplazamiento hacia el polo del STJ que se observa en las simulaciones realistas de SST en el Pacífico se atribuye a las tendencias negativas de la SST en el Pacífico tropical y al debilitamiento del gradiente meridional de altura geopotencial en latitudes medias en la troposfera superior.

4.1. Introducción

El contraste de temperatura entre los trópicos y las regiones polares es la causa de la formación de las corrientes en chorro subtropicales (Bluestein, 1992; Holton, 1992). En el Hemisferio Norte, el rápido calentamiento de las regiones Árticas (Cohen et al., 2014; IPCC, 2021; Screen y Simmonds, 2010; Serreze y Francis, 2006) ha debilitado el gradiente de temperatura meridional de latitudes medias en la atmósfera inferior (Cohen et al., 2014; Francis y Vavrus, 2012). Mientras que, estudios recientes han encontrado que el calentamiento de los océanos subtropicales, observado desde 1979, ha inducido un expansión de

la Celda de Hadley (Yang et al., 2020, 2022). Estos dos elementos en competencia han llevado a un "tira y afloja"por la posición latitudinal y la velocidad del viento de la STJ (Barnes y Screen, 2015; Blackport y Kushner, 2017; Harvey et al., 2014; Vavrus, 2018). Los estudios observacionales indican que en las últimas décadas el STJ se ha desplazado hacia el polo (Maher et al., 2020; Manney et al., 2021; Pena-Ortiz et al., 2013; Strong y Davis, 2007) y se ha debilitado (Archer y Caldeira, 2008). Estas tendencias han sido atribuidas al ensanchamiento de los trópicos, consecuencia del desplazamiento hacia los polos de las regiones donde se observa el máximo gradiente meridional de temperatura en superficie (Yang et al., 2020, 2022). Se ha encontrado que las respuestas del STJ a los forzamientos climáticos difieren regionalmente debido a patrones específicos de teleconexiones de gran escala (Maher et al., 2020; Manney et al., 2021; Strong y Davis, 2007; Thapa et al., 2020).

Se ha propuesto que el calentamiento de latitudes altas causa un aumento de la altura geopotencial en la troposfera polar, debilitando los gradientes meridionales de temperatura de superficie y espesores. Esto favorece que el viento zonal en los niveles superiores de las latitudes medias se debilite a través de la relación del viento térmico, y que la STJ sea más ondulada y lenta (Cohen et al., 2014; Francis y Vavrus, 2012, 2015). A diferencia de los estudios observacionales, los experimentos numéricos con modelos climáticos globales, en los que se induce un incremento de temperatura en la superficie del Ártico a través de la reducción de la extensión del hielo marino han producido un desplazamiento hacia el ecuador de la corriente en chorro (Baker et al., 2017; Butler et al., 2010; Deser et al., 2010; Peings y Magnusdottir, 2014; Petrie et al., 2015; Screen, 2013; Smith et al., 2022; Zappa et al., 2018) y la sensibilidad de su respuesta al calentamiento del Ártico también difieren regionalmente (Barnes y Simpson, 2017; McKenna et al., 2018). El vínculo entre el STJ y el Ártico no está bien establecido y continúa siendo objeto de investigación científica debido a la baja significancia estadística encontrada en las observaciones correspondientes (Barnes, 2013; Barnes y Screen, 2015; Blackport y Screen, 2020; Screen y Simmonds, 2013).

Al igual que todos las demás componentes de la circulación atmosférica, la STJ está sujeta a la variabilidad natural y está ligada a diferentes patrones de teleconexión que tienen efectos en la posición y la velocidad del jet (Hall et al., 2015). Por ejemplo, en la escala de tiempo interanual del océano Pacífico, el El Niño - Oscilación del Sur (ENOS) modula el contenido de calor del océano superior en los trópicos, y está asociado con la contracción (El Niño) y expansión (La Niña) de la HC, que a su vez desplaza la STJ de su posición climatológica hacia el ecuador o hacia los polos (e.g., Chen et al., 2008;

Lu et al., 2008; Staten et al., 2018; Yang et al., 2022). De manera similar a ENOS, la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) tiene una fuerte influencia en el tamaño del HC (Allen et al., 2014; Mantsis et al., 2017). Durante el invierno boreal, la velocidad y, en cierta medida, la posición latitudinal de la STJ del Atlántico Norte se ve afectado por la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Woollings et al., 2010a, 2014). A latitudes altas, el modo dominante de variabilidad de la presión a nivel del mar (SPL) es la Oscilación Ártica (AO) (Thompson y Wallace, 1998), que tiene efectos regionalmente diferentes en la STJ y en la actividad sinóptica de latitudes medias (Thompson y Wallace, 2000). Por ejemplo, cuando la AO está en su fase positiva, la STJ se fortalece en el noroeste de Europa, pero se debilita sobre el Pacífico (Ambaum et al., 2001). En el este de Asia y el Océano Pacífico, un importante modo de variabilidad de baja frecuencia es el Patrón Pacífico Norte América (PNA). La fase positiva se asocia con un aumento en la velocidad de la STJ sobre Asia y se extiende sobre el Pacífico occidental, mientras que la fase negativa está relacionada con una contracción hacia el oeste sobre Asia (Barnston y Livezey, 1987).

En este trabajo se estudia las tendencias de la intensidad y la posición latitudinal de la STJ invernal del Hemisferio Norte. Para esto se usa un modelo climático global forzado por dos estados oceánicos. El primero usa un ciclo anual climatológico de la SST para establecer la respuesta de la STJ al forzamiento del calentamiento del Ártico, mientras que un segundo ensamble de experimentos utiliza la variabilidad total de la SST para examinar las tendencias de la STJ en el contexto de la variabilidad climática natural. La altura geopotencial de 200hPa y la actividad sinóptica de latitudes medias se usan para evaluar la influencia del calentamiento del Ártico en la posición latitudinal y la intensidad del STJ durante un período de 33 años.

4.2. Metodología

A continuación se describen los índices, métricas y regiones de estudio usados para describir la variabilidad de la STJ y observar que cambios hay con un Ártico más cálido. Los datos usados en esta sección son los correspondientes a los ensambles *SSTclim* y *SSTreal* descritos en el Capítulo 2.

4.2.1. Regionalización e índices descriptivos de la STJ

Las corrientes de chorro no son continuas alrededor del globo. Para distinguir la variabilidad de la STJ regionalmente se definieron seis sectores *a priori* en latitudes medias del Hemisferio Norte, basadas en los cálculos de la velocidad del viento y de las tendencias de la velocidad del viento que se muestran en la Figura 14. Los primeros dos sectores cubren las regiones continentales de Europa (Eu) y Asia (As). El Océano Pacífico se dividió en dos secciones: el Pacífico oeste (wP), que incluye la región de la STJ con las velocidades de viento más fuerte (Figura 14a), y el Pacífico este (eP), donde el jet es más débil. Estas dos regiones se caracterizan por tener tendencias muy claras en la intensidad del STJ (Archer y Caldeira, 2008) (Figura 14b). Otra región continental esta ubicada sobre América del Norte y la sexta cubre parte del Atlántico Norte.

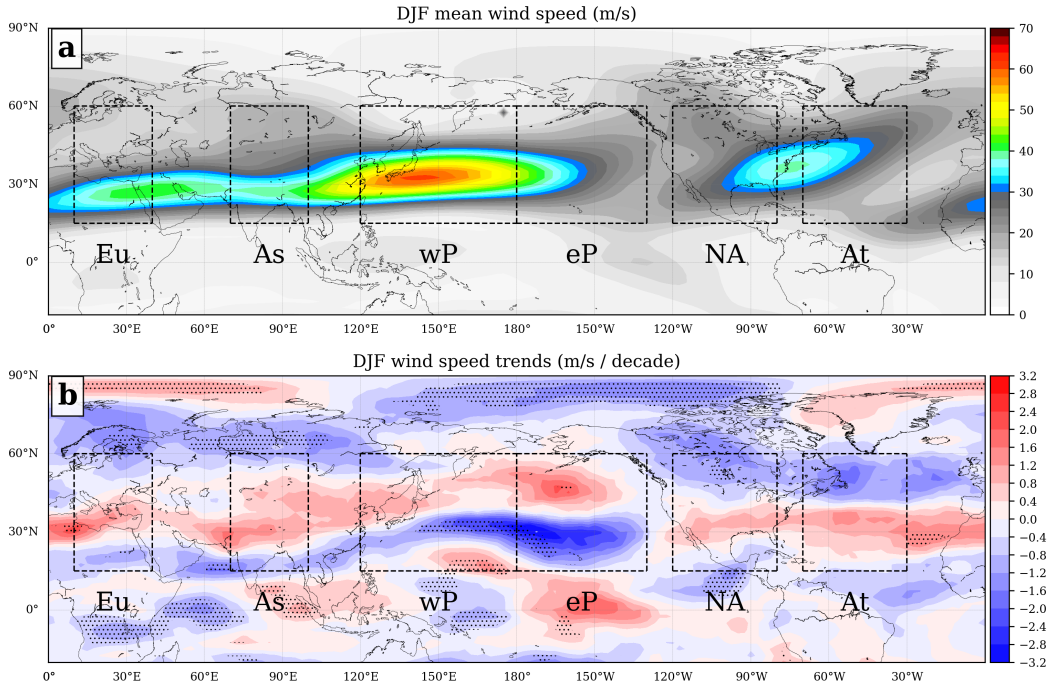

Figura 14. Velocidad y tendencia de la velocidad del viento en el nivel de 200hPa para el periodo de 1981-2012 siguiendo la metodología de Archer y Caldeira (2008) con datos del reanálisis del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (Kalnay et al., 1996). **a)** Velocidad del viento. **b)** Tendencias de la velocidad del viento. Los dominios para el cálculo de los índices de la STJ se encuentran encerrados en cuadros negros y etiquetados con la abreviación de su nombre. **Eu**: Europa (10W-40W), **As**: Asia (70W-100W), **wP**: Pacífico oeste (120W-180), **eP**: Pacífico este (180 -130E), **NA**: Norte América (120E-80E) y **At**: Atlántico (70E-30E). Las áreas punteadas muestran tendencias con significancia estadística con un nivel de confianza del 95 %.

Para cada una de las regiones se calcularon índices de posición e intensidad de la STJ, un índice que describe la variabilidad del gradiente meridional de geopotencial, y uno más que describe la actividad en la escala sinóptica de latitudes medias. La descripción de los índices se abordan a continuación.

Intensidad y posición de la STJ. La posición latitudinal y la velocidad del viento de la STJ se calcularon usando promedios ponderados por la masa entre los niveles de 400hPa y 100hPa y la banda latitudinal de 15N–60N, siguiendo las métricas propuestas por Archer y Caldeira (2008). El enfoque usado para estimar la posición latitudinal y la intensidad de STJ es pesar valores por el transporte de masa. La idea de Archer y Caldeira (2008) es que las corrientes de chorro son regiones caracterizadas por velocidades de viento muy altas al igual que de transporte de masa. Así, la contribución de regiones con viento débil a los valores del índice serán minimizadas. Estos niveles verticales y banda latitudinal fueron seleccionados para enfocar los índices en las latitudes y altura climatológica de la STJ, y evitar en la mayor medida posible la influencia del chorro polar de latitudes altas. También se aplicó un promedio ponderado por área para cada región individual de la Figura 14. A continuación se describen los índices de intensidad y posición de la STJ.

Intensidad:

$$WS_{i,j} = \frac{\sum_{p_1}^{p_2} m_k \times \sqrt{u^2{}_{i,j,k} + v^2{}_{i,j,k}}}{\sum_{p_1}^{p_2} m_k}. \tag{16}$$

Posición:

$$\phi_i = \frac{\sum_{l_1}^{l_2} \left[\sum_{p_1}^{p_2} m_k \times \sqrt{u^2{}_{i,j,k} + v^2{}_{i,j,k}} \right] \times \theta_{i,j}}{\sum_{l_1}^{l_2} \sum_{p_1}^{p_2} m_k \times \sqrt{u^2{}_{i,j,k} + v^2{}_{i,j,k}}}. \tag{17}$$

Donde S y ϕ representan la intensidad y la posición de la STJ respectivamente, m_k es la masa en el nivel k, $u_{i,j,k}$ y $v_{i,j,k}$ son las componentes horizontales del viento en un punto de malla (*i,j,k*), $\theta_{i,j}$ es la latitud del punto de malla, $p1$ y $p2$ son los niveles en los que se encuentra la corriente de chorro, definidos entre 400hPa y 100hPa, y por último $l1$ y $l2$ representan la franja latitudinal donde se realizan los cálculos (entre 15N y 60N).

Índice de Gradiente Meridional de Geopotencial. Partiendo de la definición de gradiente meridional en coordenadas esféricas, dado como $r^{-1}\partial\phi/\partial\theta$, se puede calcular el promedio (ponderado por área) de

cada región de la siguiente manera.

$$GI = -\frac{\sum_{j=1}^{m}\sum_{i=1}^{n}\frac{1}{r}\frac{\partial\Phi_{i,j}}{\partial\theta}a_{i,j}}{A}. \tag{18}$$

Donde, Φ es la altura geopotencial del nivel de 200hPa, $a_{i,j}$ es el área representativa del punto de malla i, j, A indica el área total de la región dada, r es el radio de la Tierra, i y j indican la posición de latitud y longitud de los puntos de la malla, θ es la latitud, y n y m son el número de nodos en longitud y latitud dentro del dominio dado. Esta expresión se normaliza con la desviación estándar (S) para obtener un índice de gradiente normalizado (NGI, por sus siglas en inglés):

$$NGI = -\frac{GI - \mu_{ctl}}{S_{ctl}}, \tag{19}$$

donde μ_{ctl} es el promedio temporal y S_{ctl} es la desviación estándar de GI. Ambos obtenidos del ensamble de control. El índice tiene valores entre -3 y 3. Los valores positivos (negativos) implican fuertes (débiles) gradientes meridionales del campo de geopotencial.

Índice de intercambio de momento meridional. Para cuantificar la turbulenta en latitudes medias por actividad de ondas y tormentas extra-tropicales se siguió la idea principal del índice iE propuesto por Li y Wettstein (2012). Aquí lo definimos como: el promedio ponderado por masa y área de la convergencia del flujo de momento turbulento meridional (EMFC por sus siglas en inglés). En coordenadas esféricas, y para un punto de malla, el EMFC puede ser expresado de la siguiente manera:

$$E = \frac{1}{rcos^2\theta}\frac{\partial(u'v'cos^2\theta)}{\partial\theta}, \tag{20}$$

donde los valores de u' y v' se obtuvieron con un filtro pasa banda tipo Butterworth de orden diez (Hamming, 1998) con un período de corte de 2 a 8 días, que es apropiado para las escalas de tiempo sinópticas de latitudes medias, como las de los ciclones extratropicales o las ondas de Rossby por ejemplo (Afargan y Kaspi, 2017; Afargan-Gerstman y Domeisen, 2020; Wallace et al., 1988; Yuval et al., 2018). Usando coordenadas esféricas, el índice (iE) también se define como un promedio ponderado de masa y área:

$$iE = \frac{\sum_{k=p_1}^{p_2} \sum_{j=1}^{m} \sum_{i=1}^{n} E_{i,j,k} \Delta p_{i,j,k} a_{i,j,k}}{P \cdot A}. \tag{21}$$

Donde $\Delta p_{i,j,k}$ es la diferencia de presión entre los niveles k y $k-1$, y $P = p_1$ - p_2. Los valores de p_1 y p_2 son 400hPa y 100hPa, respectivamente. Al igual que en NGI, el índice iE fue normalizado con la desviación estándar. Todos los índices antes descritos fueron temporalmente promediados para la estación invernal, que comprende los meses de diciembre a febrero (DJF).

4.2.2. Otras estadísticas e índices climáticos

Adicionalmente, a los resultados mostrados en este trabajo se aplicó (donde es aplicable) la prueba de t de Student de dos colas para determinar si la diferencias entre el ensamble experimental y el de control son estadísticamente significativas. Todas las tendencias fueron calculadas usando el método de estimación de pendiente 'Sen' (Sen, 1968), con la prueba no paramétrica de Mann-Kendall para calcular significancia estadística (Kendall, 1975).

Se usaron diferentes índices climáticos para la estación invernal para explorar su relación con la intensidad y la posición de la STJ en los diferentes ensambles. Los índices para la AO, NAO, y PNA fueron calculados usando las definiciones encontradas en el Centro de Predicción Climática (CPC) (disponibles en el sitio web `https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/teleconnections.shtml` y referencias en el mismo sitio) con datos de los ensambles de control y experimental del caso de estudio *SSTreal*.

El índice de la AO fue calculado a partir de las series normalizadas del primer modo de variabilidad del análisis de las Funciones Empíricas Ortogonales (Empirical Orthogonal Functions, EOF) de las anomalías de altura geopotencial del nivel de 700hPa, en el dominio de 20N-90N. Así mismo, el índice de la NAO es calculado del primero modo de EOF de las anomalías estandarizadas de la altura geopotencial del nivel de 500hPa en el dominio de 20N-80N y 90W-40E. El índice del PNA fue calculado usando el método de Pointwise modificado, usado en Wallace y Gutzler (1981), con datos de anomalías de la altura geopotencial del nivel de 500hPa. Las anomalías usadas en el cálculo de los índices climáticos tienen como referencia el periodo climatológico de 1981-2000.

El índice oceánico de El Niño (Oceanic Niño Index, ONI) fue usado para representar la variabilidad tropical del océano Pacífico. Los datos del ONI fueron obtenidos del sitio web `https://www.cpc.ncep.noaa.gov`. La Oscilación Decadal del Pacífico (Pacific Decadal Oscillation, PDO) fue obtenido del sitio web `https://www.ncdc.noaa.gov`, el cual se calculó a partir de los datos del HadISST1.1.

Para los compuestos de la NAO y PNA mostrados más adelante en este trabajo, solo fueron tomados en cuenta los inviernos que tuvieron un índice muy fuerte (|índice|>0.5). Los compuestos para la fase positiva del ENOS fueron calculados con los siguientes años: 80, 83, 87, 88, 92, 95, 98, 03, 05, 07, 10 y 11, y los compuestos para la fase positiva se usaron: 84, 85, 89, 96, 99, 00, 01, 06, 08, 09 y 12. El ONI fue considerado para el periodo invernal (DJF) y los años aquí mencionados están referidos al mes de Febrero de la estación seleccionada.

4.3. Resultados

Los resultados se organizan de la siguiente manera. Primero, en la sección 4.3.1, se examina la respuesta atmosférica invernal de gran escala a los cambios hechos en el hielo marino y los campos de SST sobre la región del Ártico. La respuesta es estudiada a través de las diferencias de la temperatura del aire cerca de la superficie (T2m), la presión al nivel del mar (SLP) y la altura geopotencial de la troposfera superior (en el nivel de 200 hPa). Los vientos zonales se analizan en la sección 4.3.2. Las estadísticas de la posición y la velocidad del viento de la STJ se presentan en la sección 4.3.3. Las series temporales regionales de los índices de la STJ se analizan en la sección 4.3.4. Finalmente, en la sección 4.3.5, usando las simulaciones del caso *SSTreal*, se estudian los cambios en la relación entre la STJ y las diferentes oscilaciones climáticas bajo condiciones de calentamiento del Ártico.

4.3.1. Respuesta climática de gran escala al calentamiento del Ártico

Ambos ensambles experimentales con reducción de extensión de hielo marino en el Ártico produjeron condiciones más cálidas en la atmósfera inferior en latitudes altas (Figuras 15a y 15c). Las respuestas de temperatura cerca de la superficie en ambos casos tienen patrones espaciales similares. El calentamiento más fuerte se produjo en los mares de Barents y Kara, con diferencias de temperatura superiores a 10°C entre el ensambles de control y el experimentales. Las condiciones experimentales produjeron un

calentamiento superior a 5°C sobre el Archipiélago Canadiense. Se observaron anomalías negativas, de hasta -3°C, en la región de la Baja de las Aleutianas e Islandia. También se observaron anomalías más débiles de ∼-0.5°C en Asia y Europa del Este, aunque solo fueron estadísticamente significativas en el caso de *SSTclim*. Si bien las anomalías negativas sobre Eurasia son pequeñas, esta característica es similar al patrón "Ártico cálido - Continentes fríos"(WACC, por sus siglas en inglés) que ha sido reconocido como un efecto de la reducción del hielo marino del Ártico (Chen et al., 2018; Cohen et al., 2014; Kug et al., 2015; Mori et al., 2014; Overland et al., 2011). Algunos estudios han sugerido que este patrón es el resultado de condiciones árticas más cálidas, que favorecen a la ocurrencia de más eventos de NAO/AO negativos, que a su vez están asociados con inviernos más severos en Eurasia (Cohen et al., 2014; Honda et al., 2009; Mori et al., 2014; Nakamura et al., 2015; Overland et al., 2011; Smith et al., 2022). El patrón WACC también se ha identificado en modelos de circulación general (GCM) que utilizaron una extensión de hielo marino del Ártico más reducida (e.g., Mori et al., 2014; Smith et al., 2022; Wu et al., 2007).

En el caso de *SSTclim*, la respuesta de la SLP mostró anomalías positivas en la mayor parte del Océano Ártico (Figura 15b). Se observaron respuestas positivas superiores a 1hPa desde el este del mar de Siberia hasta el mar de Kara, como se ha descrito en estudios anteriores (Deser et al., 2016; Mori et al., 2014; Screen et al., 2018; Smith et al., 2022; Tomas et al., 2016). Estas anomalías están relacionadas con el fortalecimiento y la elongación hacia el norte del sistema de alta presión Siberiano, que a su vez, está relacionado con las pequeñas anomalías negativas de temperatura que se observaron en esa región. El ligero desplazamiento hacia el norte de la alta Siberiana produce que la baja presión de Islandia se desplace hacia el sur y se debilite, y de ahí la presencia de anomalías positivas sobre Groenlandia y negativas sobre el Atlántico norte.

En *SSTreal* se observaron pequeñas anomalías negativas, ∼-0,5 hPa, en la región de la Baja Aleutiana. Aunque en nuestros resultados las anomalías no son significativas, corresponden a una intensificación de este sistema de baja presión Blackport y Kushner (2017); Deser et al. (2016); McCusker et al. (2017); Oudar et al. (2017); Screen et al. (2018). En el caso *SSTreal*, también se observaron anomalías negativas en la región de la baja de las Aleutianas. Esta respuesta de SLP ha sido observada frecuentemente en estudios con modelos numéricos donde se reduce la extensión de hielo marino del Ártico y se usa SST climatológica Screen et al. (2018), similar al caso *SSTclim* presentado en este trabajo. Cabe señalar que la intensificación de la baja de las Aleutianas como respuesta a la pérdida de hielo marino del Ártico fue

persistente incluso cuando se usó la variabilidad total de la SST (Figura 15d).

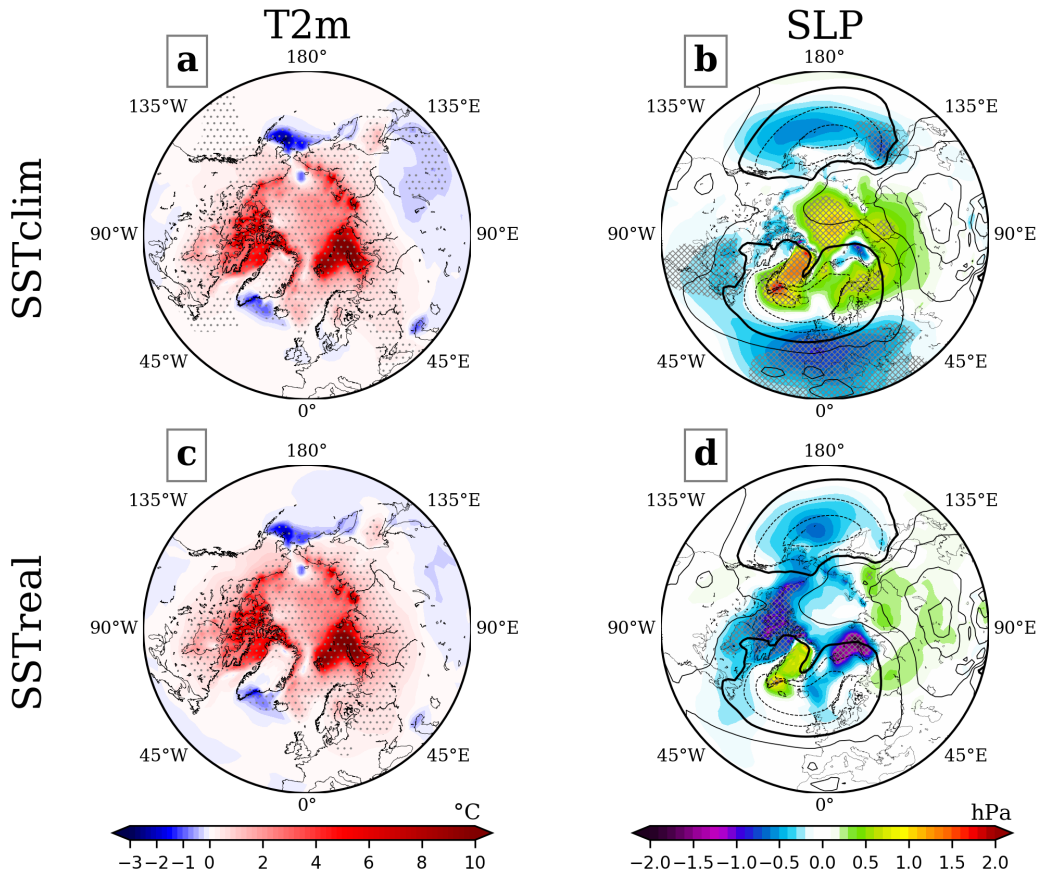

Figura 15. Respuesta invernal (experimento menos control) en la atmósfera inferior. Temperatura del aire a dos metros (T2m) en **a)** y **c)**; Presión a nivel del mar (SLP) **b)** y **d)**. Los resultados están dados para los casos de *SSTclim* y *SSTreal*. Los contornos en negro en las gráficas de SLP corresponden a los valores climatológicos del ensamble de control (La línea negra gruesa es la isobara de 1015hPa; los valores mayores/menores que 1015hPa están mostrados por una línea continua/punteada con un intervalo de 5hPa). Las zonas sombreadas con puntos o líneas indican regiones donde las diferencias fueron estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 %.

La respuesta de SLP fue positiva sobre Siberia en el caso *SSTreal*, aunque con una magnitud menor en comparación del caso *SSTclim*, y no es significativa. En este caso de estudio, la alta presión de Siberia no se extendió hacia el norte, como lo hizo en *SSTclim*. Entonces, la respuesta de la SLP sobre el Ártico estuvo mayormente influenciada por los efectos de la reducción del hielo marino. Esto último explica las diferentes respuestas de la SLP en los dos experimentos, a pesar de que la respuesta de la T2m fue similar.

La respuesta de la troposfera superior a las condiciones experimentales se examinó en el campo de altura geopotencial del nivel de 200hPa (Z200). En la Figura 16a se observan anomalías positivas sobre el Ártico, que se extienden hasta los 60N, e incluso hasta latitudes más bajas sobre Eurasia y el Atlántico Norte. Las diferencias más grandes se observan en el caso *SSTclim*, con anomalías mayores a 20m, coincidiendo con las regiones donde las anomalías T2m son más fuertes. En el caso *SSTreal* la respuesta de Z200 fue menor (Figura 16b). Lo anterior debido a que la varianza de Z200 es mayor en este caso, resultado de una mayor interacción entre latitudes altas y medias en comparación con *SSTclim*.

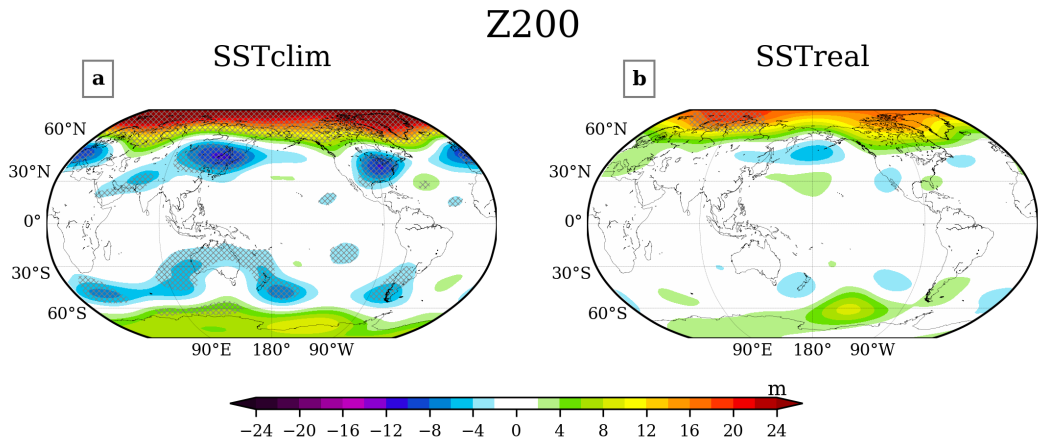

Figura 16. Como en la Figura 15, pero para el campo de altura geopotencial invernal en el nivel de 200hPa.

La respuesta de Z200 en latitudes medias fue marcadamente diferente en los dos casos experimentales. En el caso *SSTclim* se observaron fuertes anomalías negativas de Z200 en latitudes medias sobre el este de Asia, el este de Norte América y el oeste de Europa. Estudios anteriores han encontrado una respuesta atmosférica similar a la reducción del hielo marino del Ártico, y encontraron que este tipo de respuesta está relacionada con la fase negativa de la AO, una expansión troposférica y al debilitamiento del vórtice polar (Kim et al., 2014; McKenna et al., 2018; Overland et al., 2011; Sun et al., 2015; Wu y Smith, 2016). También se ha observado que puede estar relacionadas con patrones de bloqueo sobre esas regiones (Bao y Wallace, 2015; Kim y Ha, 2015; Messori et al., 2016; Park y Ahn, 2016). En el caso *SSTreal* (Figura 16b), los patrones de anomalías negativas de latitudes medias solo se observan sobre el sur del Mar de Bering. Sin embargo, éstos son débiles y no significativas. Además, las anomalías negativas observadas en Europa en *SSTclim* cambiaron a una débil respuesta positiva en *SSTreal*.

Es evidente que las respuestas atmosféricas son diferentes entre el caso idealizado *SSTclim* y el más realista *SSTreal*. Estas diferencias ilustran que la respuesta en latitudes medias al calentamiento del Ártico es disminuido por la variabilidad natural. Los efectos del calentamiento de la troposfera inferior Ártica en la expansión atmosférica es significativamente diferente cuando se usa la variabilidad completa de la SST, como se muestra en los resultados a continuación.

4.3.2. Respuesta regional del viento zonal

La respuesta media del viento zonal para cada región se muestra en la Figura 17. Una característica robusta de la respuesta del viento zonal a la reducción del hielo marino en modelos numéricos ha sido el debilitamiento de los vientos del oeste, al norte de los 50N, en el flanco polar de la corriente de chorro (Screen et al., 2018; Smith et al., 2022). Respuestas similares fueron observadas en este trabajo. Ambos casos de estudio mostraron vientos zonales más débiles en latitudes altas (aproximadamente entre 50N a 80N), que se extienden desde la superficie hasta la troposfera superior y la estratosfera inferior. Este debilitamiento del viento zonal fue mayor en la atmósfera superior y está relacionado con el patrón de anomalías de Z200 que se observó en la Figura 16. Por lo tanto, es la respuesta de la circulación a la expansión térmica de la troposfera sobre la región Ártica, como se esperaba de la relación de viento térmico. Al igual que con Z200, la magnitud de la respuesta también fue más débil en el caso *SSTreal*.

En latitudes medias, la respuesta del viento zonal fue en gran medida positivo, especialmente cerca del núcleo de la STJ (entre 500hPa y 100hPa). Con esto, la respuesta del viento zonal muestra entonces un patrón de anomalías negativas en latitudes altas y positivas en latitudes medias. Se han reportado resultados similares en otros estudios, y este tipo de respuesta se ha atribuido a un desplazamiento hacia el ecuador de la STJ (Deser et al., 2016; Screen et al., 2018; Smith et al., 2022; Tomas et al., 2016). De nuevo, en el caso *SSTreal*, las diferencias obtenidas fueron menores en magnitud, como en figuras anteriores.

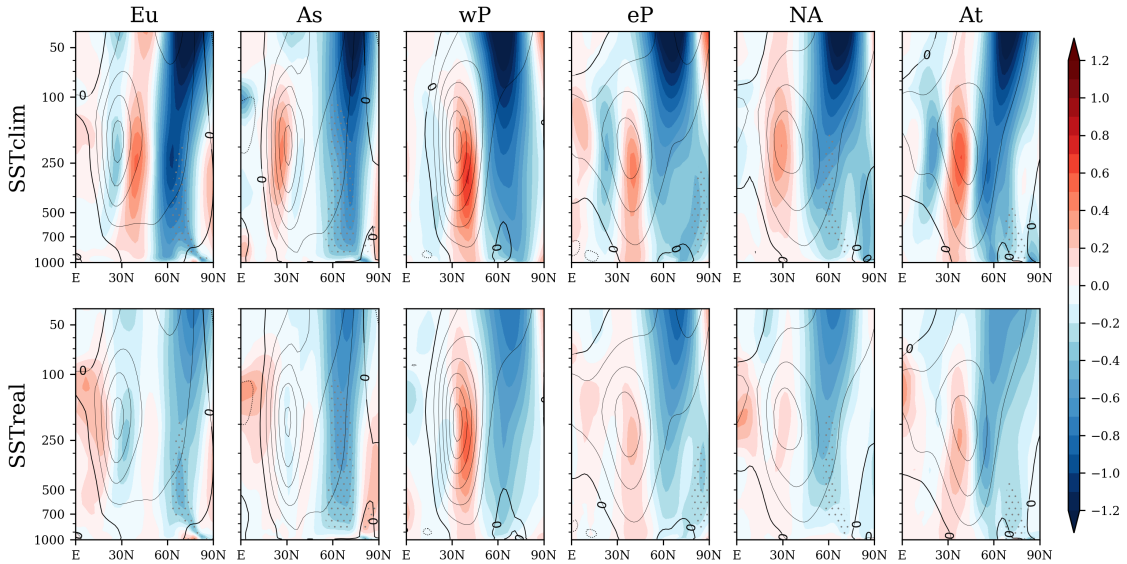

Figura 17. Respuesta regional del viento zonal promediado zonalmente ($\overline{u}$, *m/s*, donde la barra superior indica promedio zonal), graficada como función de la latitud y la altura (hPa) para los caso *SSTclim* (arriba) y *SSTreal* (abajo). Los contornos en negro muestran las climatologías de los ensambles de control correspondientes (el intervalo entre contornos están cada 10m/s con líneas punteadas para los valores negativos). Las áreas punteadas indican regiones donde las diferencias entre el ensamble experimental y el de control son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 %.

4.3.3. Intensidad y posición de la STJ

En la Figura 18 se muestra la respuesta de la velocidad del viento y la posición de la STJ longitudinalmente, calculadas a partir de las métricas descritas en la Sección 4.2.1. Este cálculo se realizó para determinar qué regiones tenían respuestas de la STJ más grandes al calentamiento del Ártico y cómo es la comparación con diferentes medidas de variabilidad climática interna. En el caso *SSTclim* (línea roja, Figura 18a) la STJ invernal fue significativamente más débil en comparación al ensamble de control en la región **Eu**, con una diferencia media en intensidad de -0.20m/s. Respuestas similares se observaron en los sectores de **NA** y **At**. En el caso *SSTreal*, la STJ se debilitó en el ensamble experimental en la mayor parte del Hemisferio Norte excepto en la región **eP**, aunque las respuestas no fueron significativas. Una respuesta positiva de la intensidad de la STJ se observa en la región **As** y en la mayor parte de la cuenca del Pacífico en el caso *SSTclim*, y en la región **eP** en *SSTreal*.

La STJ generalmente respondió a la baja extensión de hielo marino del Ártico con un desplazamiento del núcleo jet hacia el ecuador (Figura 18e). Este resultado concuerda muy bien con resultados estudios recientes (e.g., Screen et al., 2018; Smith et al., 2022; Zappa et al., 2018). El desplazamiento fue mayor y estadísticamente significativo en el caso de *SSTclim* (>0.2 grados de latitud en las regiones de

Eu, **NA** y **At**). De manera notable, la STJ no tuvo ningún desplazamiento en las regiones del centro (en el caso *SSTclim*) y este del Pacífico (para *SSTreal*).

Usando metodologías bien establecidas (ver Sección 4.2.2), se calcularon índices climáticos para NAO, PNA y ENOS a partir de las simulaciones del ensamble *SSTreal*. Luego se calcularon compuestos de la velocidad del viento y la posición latitudinal de la STJ para cada oscilación climática (Figuras 18b, c, d, f, g y h). La media del ensamble de control de *SSTreal* se sustrajo de los valores promedio de invierno de los años correspondientes a fases positivas y negativas de la NAO, PNA y ENOS, tanto para los resultados de control como experimentales de *SSTreal*.

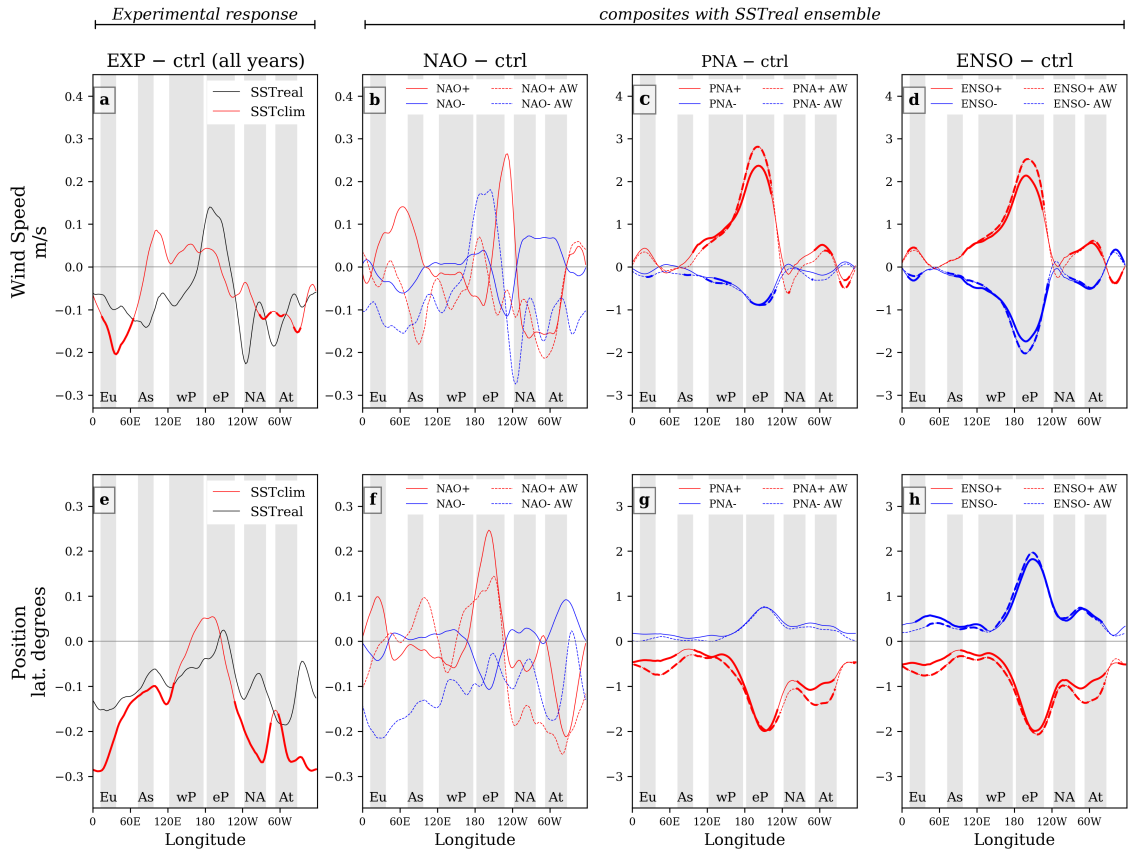

Figura 18. Respuesta invernal en los análisis de compuestos de velocidad y posición de la STJ con oscilaciones climáticas, graficadas en función de la longitud. **a)** Diferencias de la velocidad del viento (experimento - control) para los casos de *SSTclim* y *SSTreal*, **b)** Análisis de compuestos de velocidad del viento en años NAO con el ensamble *SSTreal*, **c)** análisis correspondiente con PNA, y **d)** análisis para ENOS. La fila inferior **e)**, **f)**, **g)** y **h)** es igual que los anteriores pero para la posición latitudinal de la STJ. Las líneas más gruesas indican regiones donde las diferencias fueron estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 %.

El compuesto para las fases positivas de la NAO en el ensamble de control (línea roja continua en la Figura 18b) presentó una STJ más fuerte sobre Eurasia y el Pacífico este en comparación con la media

climatológica. Durante los eventos de fase negativa, la STJ fue más débil sobre Eurasia y el Pacífico este, y más fuerte en las regiones de **NA** y **At**, mostrando un reflejo del comportamiento de la fase positiva NAO. A pesar del hecho de que el efecto de la NAO en la velocidad del viento STJ y la posición latitudinal no fue significativo en ninguno de los ensambles de *SSTreal*, los compuestos de las fases positivas y negativas del ensamble de control tienen una respuesta de signo contrario en cada región. Esta relación se pierde en el ensamble con un Ártico más cálido. En comparación con los resultados del ensamble de control, los eventos de NAO tanto positivos como negativos, en el ensamble con reducción de hielo marino produjeron una STJ más débil en todas las regiones, excepto en **eP**.

En el análisis de la NAO (Figura 18f) se observó que con un Ártico más cálido el jet se posicionó más al sur de su posición media durante las fases negativas de la NAO (nuevamente con la excepción de la región **eP**). Este resultado puede estar relacionado con la ocurrencia de más patrones de bloqueo sobre Groenlandia, como lo han sugerido estudios previos (e.g., Bao y Wallace, 2015; Blackport y Screen, 2021; Woollings et al., 2010a,b) que han vinculado condiciones más cálidas en el Ártico con un aumento en la intensidad de la fase negativa de la NAO (Blackport y Screen, 2021; Nakamura et al., 2015; Seierstad y Bader, 2009).

A diferencia de los compuestos de la NAO, que muestran una respuesta de la STJ similar en magnitud a las encontradas en los ensambles experimentales con calentamiento del Ártico (compare la Figura 18a vs la Figura 18b y la Figura 18e vs la figura 18f), las oscilaciones de ENOS y PNA produjeron respuestas de intensidad y posición latitudinal que son un orden de magnitud mayor. Los compuestos para fases positivas de ENOS y PNA tuvieron un aumento en la intensidad de la STJ superior a 2m/s en la región **eP** en el ensamble de control de *SSTreal* (Figuras 18c y 18d). Las respuestas a las fases negativas de estas dos oscilaciones asemejan a las encontradas para las fases positivas, pero con signo contrario. El cambio más notable en las simulaciones con Ártico más cálido se observó durante las fases positivas, donde la intensidad de la STJ aumentó ligeramente (líneas rojas continuas y discontinuas en las Figuras 18c y d). Sin embargo, las condiciones experimentales no tuvieron efecto en la respuesta de la posición de la STJ (Figura 18g y 18h).

Algunos aspectos de la distribución de la velocidad del viento y la posición latitudinal de la STJ se muestran en la Figura 19. Las distribución de velocidad del viento de la STJ (Figuras 19a y 19b) son similares en los ensambles de control y experimental de ambos casos de estudio. Sin embargo, la mayor

variabilidad de la intensidad del jet se observó en los ensambles de *SSTreal*, especialmente sobre las regiones oceánicas. En particular, el rango intercuartílico aumentó en un factor de aproximadamente diez veces sobre el Océano Pacífico en los ensambles más realistas de SST. La respuesta observada de la intensidad del jet a la reducción de extensión de hielo marino (Figura 18a) en *SSTreal* se reduce en mayor medida por la variabilidad de la STJ (en comparación con *SSTclim*). Lo anterior puede ser una explicación probable del por qué no fue estadísticamente significativa. El efecto más claro del calentamiento del Ártico en la STJ es un desplazamiento hacia el ecuador, y es claro en la Figura 19c. Una vez más, en los ensambles *SSTreal*, que cuentan con una variabilidad climática mayor, la respuesta fue menor. Pero es interesante notar hasta qué punto la posición latitudinal de la STJ (Figura 19d) está modulada por procesos tropicales, en lugar de polares, especialmente sobre la cuenca del Pacífico.

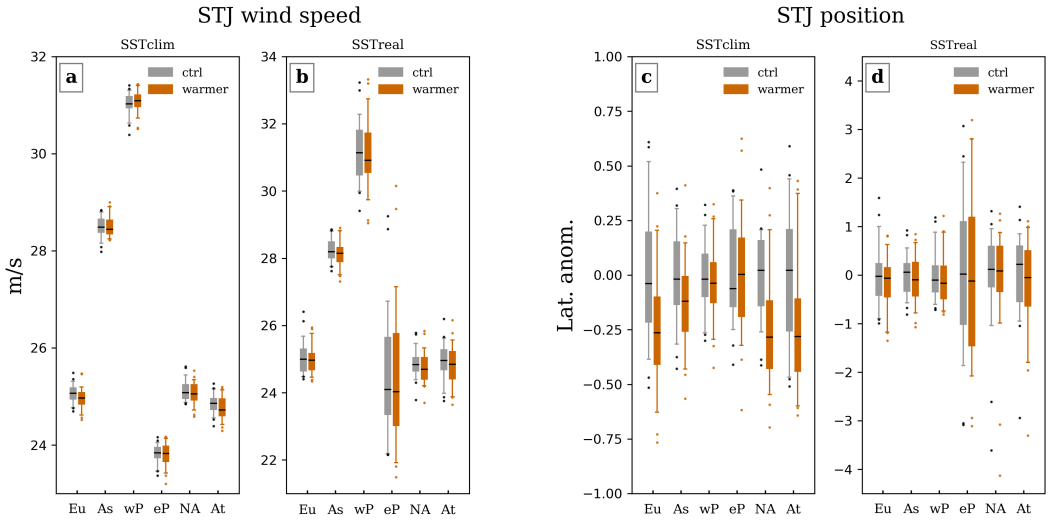

Figura 19. Estadísticas descriptivas de intensidad y posición de la STJ. **a)** Intensidad para *SSTclim*. **b)** Intensidad para *SSTreal*. **c)** Posición latitudinal para *SSTclim*. **d)** Posición latitudinal *SSTreal*. La marca central indica la mediana y los bordes superior e inferior de la caja corresponden a los valores del percentil 75th y 25th respectivamente. Los valores atípicos son graficados individualmente usando el símbolo de "punto". El color gris es usado para el ensamble de control y el naranja para el ensamble con calentamiento en el Ártico. Notar que las escalas del eje y son diferentes.

4.3.4. Índices de la STJ

Las siguientes dos secciones incluyen resultados que muestran el comportamiento temporal de la velocidad del viento y posición de la STJ, los índices de NGI, y iE para ambos casos de estudio.

4.3.4.1. Caso *SSTclim*

Las figuras 20a y 20b muestran la variabilidad de la velocidad del viento y la posición latitudinal de la STJ para el caso de *SSTclim*. No se observan tendencias significativas durante el período de estudio que sean atribuibles al calentamiento del Ártico, o a las tendencias de disminución de extensión de hielo marino en las simulaciones de control. Aunque, como se mencionó anteriormente, se observó un desplazamiento hacia el ecuador de la STJ de ∼0,25 grados lat. en las regiones de **Eu**, **NA** y **At** (Figura 20b).

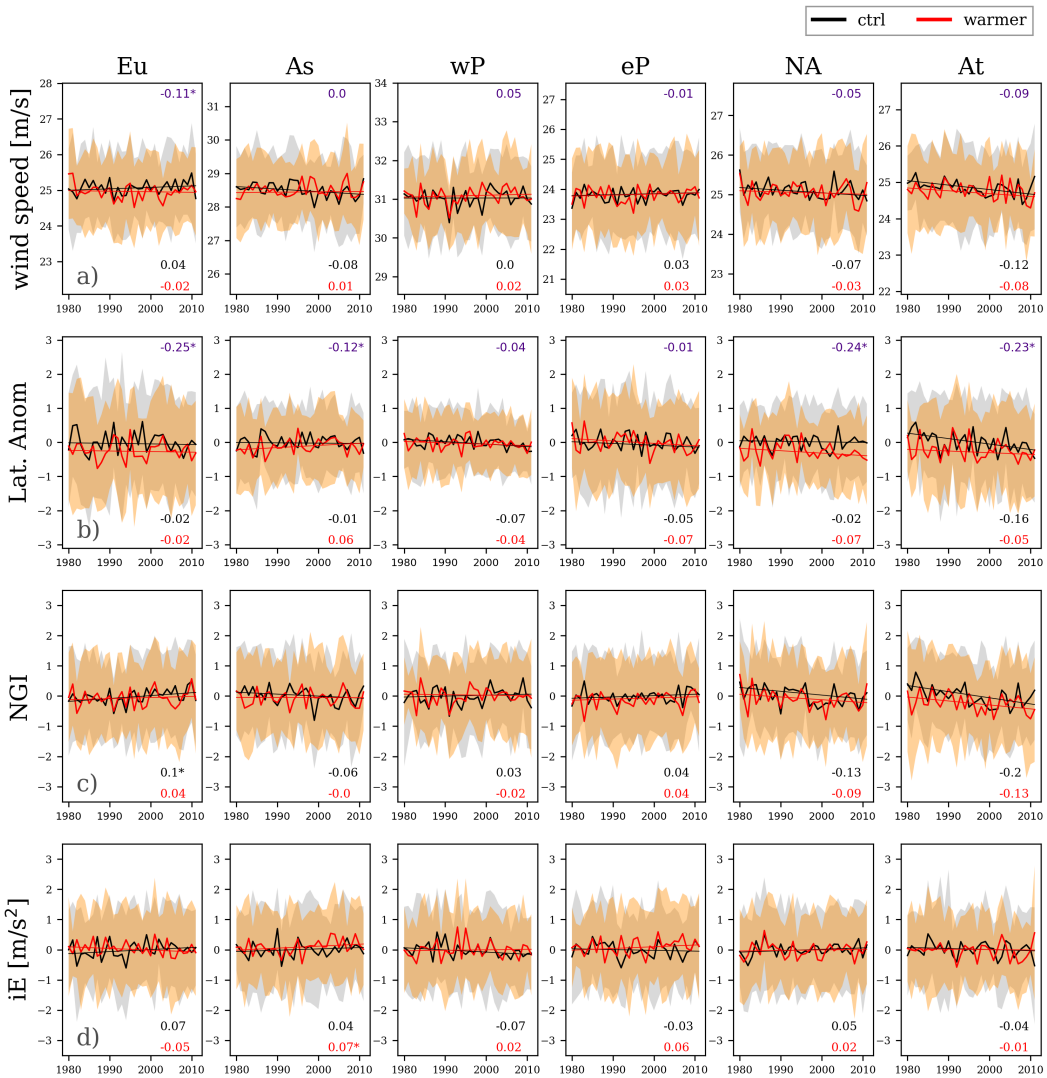

Figura 20. Series de tiempo invernal de los índices de la STJ para el caso *SSTclim*. **a)** Intensidad y **b)** posición. **c)** El NGI y **d)** el iE. Las áreas sombreadas muestran ± 1.5 veces la desviación estándar ($\pm 1.5\sigma$) entre miembros del ensamble: las áreas sombreadas en gris corresponden al ensamble de control y las color naranja a los experimentos con calentamiento en el Ártico. Las líneas continuas indican el promedio del ensamble y las líneas rectas corresponden a la regresión lineal. Los valores de las tendencias (por década) estimadas de la regresión lineal se pueden observar en la parte inferior de cada subplot y las diferencias entre las medias de los ensambles en la parte superior derecha. Los valores están marcados con '*' cuando son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 95 %. Notar que el eje y es diferentes en algunos casos.

El índice de gradiente, mostrado en la Figura 20c, indica que no hubo cambios significativos durante el período de estudio en los gradientes meridionales de geopotencial, excepto en las regiones **NA** y **At**, donde se observó un ligero debilitamiento de los gradientes.

El índice *iE* no cambió bajo las condiciones más cálidas del Ártico, lo que indica que la actividad atmosférica de latitudes medias permaneció igual que en el ensamble de control.

4.3.4.2. Caso *SSTreal*

En este caso, que conservó la variabilidad total de la SST, no se observaron cambios significativos entre los ensambles de control y experimental. La variabilidad climática inducida por la SST oculta los desplazamientos hacia el sur de la STJ que se observaron en el caso *SSTclim*. Sin embargo, se pueden hacer las siguientes observaciones de los resultados de este caso de estudio. Hay fuertes tendencias negativas de la intensidad de la STJ sobre el Océano Pacífico, principalmente en la región del **eP** (Figura 21a), tanto en el ensamble de control como el experimental. Resultados similares fueron encontrados con datos observados (Archer y Caldeira, 2008; Francis y Vavrus, 2012; Strong y Davis, 2007).

En estos resultados se observa que cuando se usa la SST más realista, la reducción del hielo marino del Ártico no influye en la intensidad de la STJ (Figuras 19b y 21a). Sin embargo, hay otro factor climático que influye tanto en el ensamble experimental como el de control, que debilitó la velocidad del viento de la STJ sobre la cuenca del Pacífico. Esta característica se aborda a continuación.

Al igual que con la intensidad de la STJ, no se observaron cambios significativos para la posición latitudinal (Figura 21b), con la excepción de la región **At**, donde la STJ se desplazó hacia el sur por $\sim$0.18 grados lat. en el ensamble experimental. Este desplazamiento hacia el ecuador estuvo acompañado de un debilitamiento de los gradientes meridionales (Figura 21c) de geopotencial en altura y un aumento de la actividad sinóptica de latitudes medias (Figura 21d). Además, en la región **eP**, se observó una tendencia positiva y significativa, de tal manera que en esta región la STJ se desplazó hacia el polo en ambos ensambles en el periodo de estudio.

La variabilidad de la intensidad y posición del jet en la cuenca del Pacífico se pueden describir por medio del NGI. Cuando el NGI es positivo (negativo), la STJ se intensifica (debilita) y se desplaza hacia el ecuador (hacia el polo). Un jet intenso (y más zonal) permite menos elongaciones y eventos sinópticos

en latitudes medias. Por lo tanto, el *iE* disminuye (aumenta). Esta relación es más fuerte en la región **eP** que en **wP**. Se puede observar más claramente en años con fuertes eventos de El Niño, en la Figura 21a y b (1983 y 1998). Este resultado sugiere que la variabilidad de la STJ sobre la cuenca del Pacífico es principalmente modulada por las variaciones de temperatura en el Pacífico (Hallam et al., 2022; Li y Wettstein, 2012).

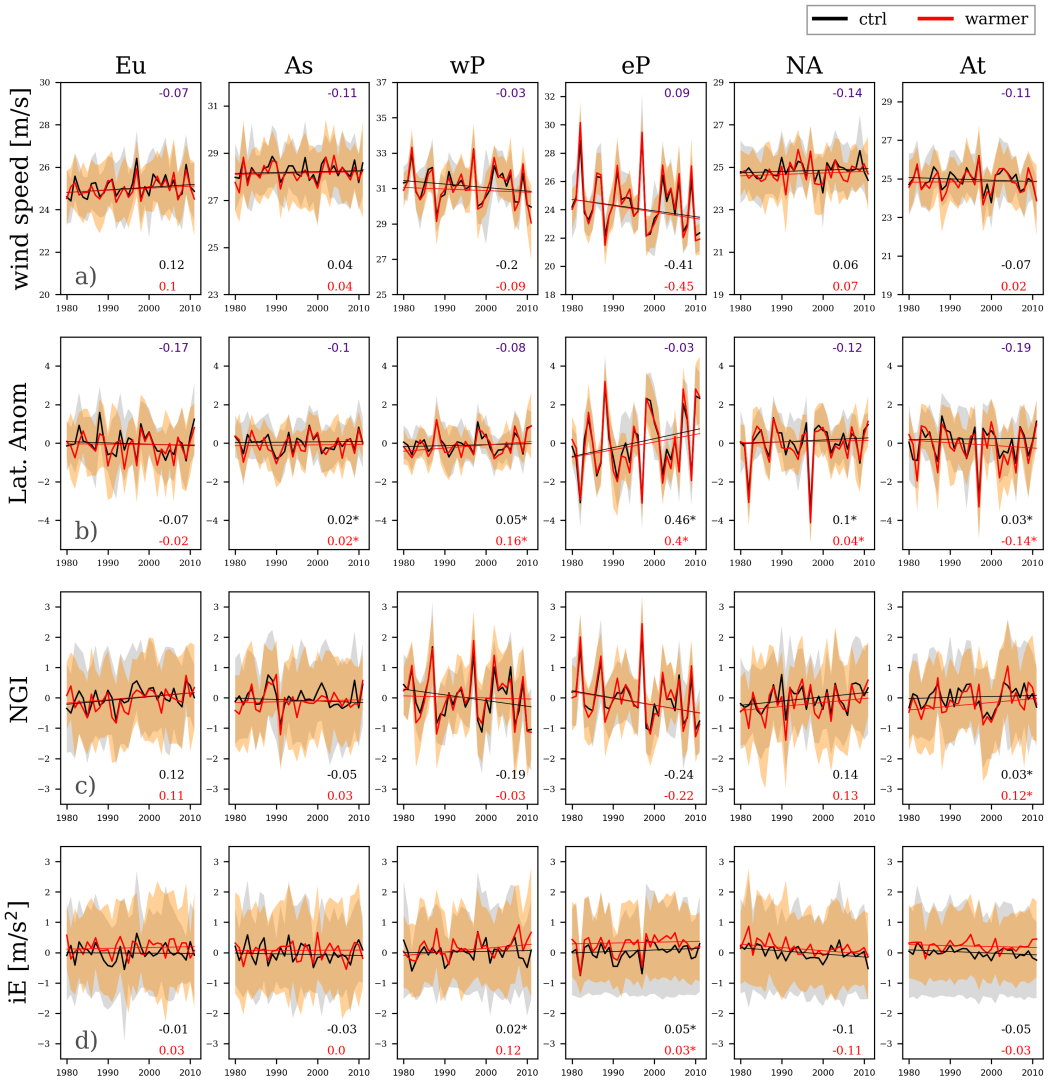

Figura 21. Igual que la Figura 20, pero para el caso *SSTreal*.

4.3.5. Correlaciones entre la STJ y oscilaciones climáticas océano-atmosféricas

En esta sección se muestran las correlaciones entre las series de intensidad y posición de la STJ del caso *SSTreal* (que se muestran en las Figuras 21a y 21b) y los índices de oscilaciones océano-atmosféricas

(PDO, ENOS , PNA, NAO y AO). Los resultados muestran que ENOS, PNA y PDO son los principales moduladores de la variabilidad invernal de la intensidad y la posición latitudinal de la STJ. La STJ se fortalece (debilita) cuando la SST del Pacífico tropical aumenta (disminuye) (Figura 22a).

Simultáneamente se observa un desplazamiento hacia el ecuador (hacia el polo) (Figura 22b). Además, también se observó que la relación entre la STJ y las oscilaciones climáticas puede verse afectada por el calentamiento de las regiones polares (comparar las Figuras 22a a 22c y Figuras 22b a 22d).

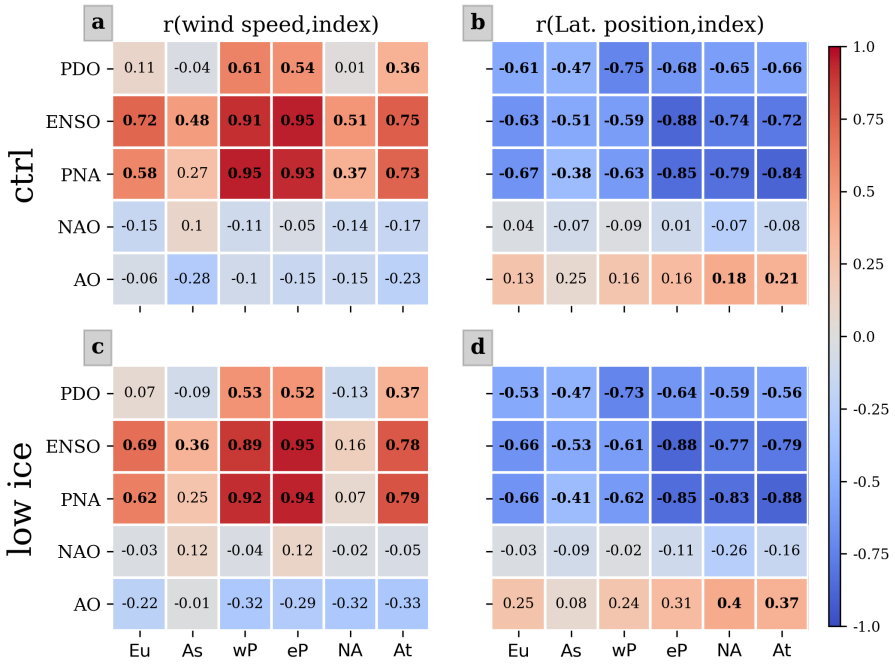

Figura 22. Correlaciones de Pearson de los índices de intensidad y posición (ϕ) invernal de la STJ y oscilaciones climáticas océano-atmosféricas. **a)** para la intensidad de la STJ del ensamble de control, **c)** la intensidad de la STJ del ensamble experimental, **b)** ϕ del ensamble de control, y **d)** ϕ del ensamble experimental. Los números en negrito indican significancia estadística con un nivel de confianza del 95 %.

La correlación entre la intensidad de la STJ y los índices ENOS y PNA disminuyó considerablemente sobre la región continental de **NA** en las simulaciones con Ártico más cálido (Figura 22c). La correlación de ENOS con la intensidad de la STJ también disminuyó a un valor no significativo sobre la región continental de **As**. Esta pérdida de correlación con ENOS y PNA sobre las regiones continentales no se observó con la variable de posición de la STJ (Figura 22d). Los resultados para el índice de la NAO no presentaron correlaciones significativas con ninguna de las variables de la STJ. Y por último, los resultados correspondientes para la AO mostraron un interesante incremento del doble en los coeficientes

de correlación con la posición de la STJ en **NA** y **At** cuando el Ártico está más cálido, que se discutirá más adelante.

4.3.6. Discusiones y conclusiones

En el experimento numérico de *SSTclim*, donde predominan condiciones de un Ártico más cálido, se observó que la STJ es más débil en las regiones de Norte América, el Atlántico y sobre Europa. En estas regiones la STJ también se ubicó más hacia el sur en comparación con la posición media encontrada en las simulaciones de control. El desplazamiento de la STJ en las simulaciones con un Ártico más cálido está relacionado con la respuesta de la troposfera superior, que se caracterizó por presentar patrones de anomalías de altura geopotencial positiva en latitudes altas, las cuales a su vez están asociadas (según la literatura citada en este trabajo) a un aumento en la frecuencia de patrones de bloqueo sobre las regiones mencionadas, principalmente en Norte América y el Atlántico. Además, en las regiones de Norte América y el Atlántico, el NGI mostró que los gradientes meridionales de altura geopotencial se debilitaron cuando se redujo la extensión del hielo marino del Ártico. El debilitamiento de éstos gradientes implica que la STJ sea más débil, por medio de la relación del viento térmico.

En el caso de estudio *SSTreal*, también se observó un desplazamiento hacia el ecuador de la posición latitudinal de la STJ en la región **At**. Usando datos observacionales, Woollings et al. (2010a) y Woollings et al. (2010b) sugieren que el régimen de la fase negativa de la NAO favorece a un desplazamiento hacia el sur de la posición del jet en el Atlántico. Este régimen se caracteriza por presentar patrones de anomalías de altura geopotencial positivas sobre Groenlandia, y negativas en el Atlántico. Patrones similares a los resultados observados en este trabajo, aunque las anomalías negativas de altura geopotencial sobre el Atlántico fueron débiles y no significativas en el caso *SSTreal*.

En los experimentos con un Ártico más cálido los coeficientes de correlación entre la posición de la STJ y la AO se duplicaron en las regiones de **NA**, **At** y **Eu**. También aumentaron para la NAO en las regiones de **eP**, **NA** y **At**, aunque no al nivel de ser estadísticamente significativos. El incremento en la relación entre posición de la STJ y la AO en las simulaciones experimentales es consistente con resultados anteriores basados en observaciones y modelos climáticos. Estos trabajos sugieren que la reducción del hielo marino del Ártico es favorable para la presencia de patrones de circulación invernal que se asemejan a las fases negativas de la NAO/AO (Deser et al., 2010; Kim et al., 2014; Nakamura et al., 2015; Sun et al.,

2015; Wu y Zhang, 2010). En este trabajo se encontraron respuestas atmosféricas similares en latitudes altas (Sección 4.3.1). Los durante las fases negativas de la AO el vórtice polar se debilita, desplazándose hacia el sur (Kim et al., 2014; McKenna et al., 2018; Sun et al., 2015; Wu y Smith, 2016), que a su vez, empuja la STJ hacia el ecuador.

El ensamble de *SSTreal* mostró que la STJ se está debilitando y desplazando hacia el norte en el Pacífico, especialmente en la región **eP**. Los resultados del modelo sugieren que estas tendencias no son una consecuencia de la pérdida de hielo marino del Ártico, dado que ambos ensambles, experimental y de control, presentan tendencias similares durante el período de estudio.

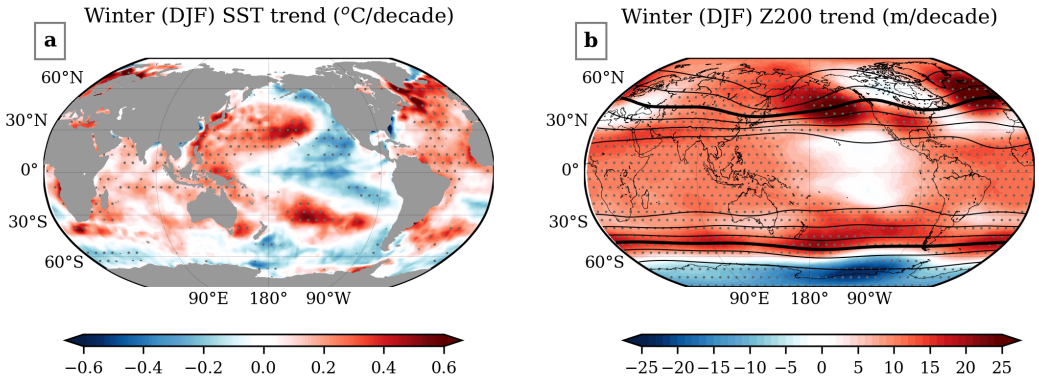

Figura 23. a) Tendencias de SST con datos del HadISST1.1 y **b)** tendencias de la altura geopotencial en el nivel de 200hPa con datos del promedio del ensamble de *SSTreal*. Las tendencias fueron calculadas para el periodo de 1980-2012. Las líneas continuas corresponden a la climatología del periodo (La línea más gruesa es la isolínea de 1.15 $\times 10^4$) con intervalos de 250m. Las áreas punteadas indican significancia estadística con un nivel de confianza del 95 %.

La Figura 23a muestra la tendencia de la SST para el período de 1980-2012 estimada a partir de los datos de reanálisis de HadSST1.1 (Rayner, 2003). A diferencia de la mayor parte del océano global, se observa una tendencia de enfriamiento en el centro y oeste del Océano Pacífico tropical y que se ha abordado en estudios anteriores (e.g., Grassi et al., 2012; Grise et al., 2019; Kosaka y Xie, 2013; McGregor et al., 2014; Zhang et al., 2010). Se extiende hacia los polos a lo largo de las Américas y está relacionado con el cambio de fase (de positivo a negativo) de la Oscilación Decadal del Pacífico que ocurrió durante el período de estudio (Grassi et al., 2012; Henley et al., 2015; Mantsis et al., 2017; Newman et al., 2016). El efecto en la atmósfera de estas tendencias son visibles en la troposfera superior tropical, donde la tendencia de la altura geopotencial es cercana a cero, mientras que, por ejemplo, en el Pacífico norte

la tendencia de Z200 es positiva (Figura 23b), región donde la SST también tiene la misma tendencia. El efecto neto de este patrón de tendencias de SST se ve reflejado en el gradiente meridional de altura geopotencial el cual mostró un debilitamiento durante el mismo periodo, como se mostró en la Figura 21c. Como consecuencia, la corriente de chorro se debilita y se desplaza hacia el norte, al mismo tiempo que hay un aumento de la actividad sinóptica de latitudes medias (Figura 21d) debido a que la STJ puede presentar mayor ondulación (Feng et al., 2021; Sun et al., 2022). El cambio de fase de la PDO también está relacionado con una expansión hacia el polo de la celda de Hadley (Grassi et al., 2012; Mantsis et al., 2017), que empuja la STJ en la misma dirección. Este argumento está respaldado por estudios que han demostrado que la STJ del Pacífico en el Hemisferio Norte es modulada principalmente por la variabilidad de la SST del Pacífico central (Athanasiadis et al., 2010; Barton y Ellis, 2009; Hallam et al., 2022; Li y Wettstein, 2012; Liu et al., 2021; Strong y Davis, 2008).

En resumen, los experimentos numéricos en los que la reducción de extensión de hielo marino en el Ártico produjo temperaturas más altas en latitudes altas tienen una influencia constante, pero limitada, en la posición latitudinal de la STJ sobre Europa, Norte América y en el Atlántico Norte. También se observó un ligero efecto en la intensidad de la STJ en esas regiones, pero la señal disminuye por debajo de niveles estadísticamente significativos cuando se usa en las simulaciones numéricas una variabilidad climática interna realista. Los experimentos con la variabilidad total de la SST mostraron que la tendencia de debilitamiento y el desplazamiento hacia los polos de la STJ en el Pacífico durante el durante el período de 1980-2012, y que son abordados por otros estudios (Archer y Caldeira, 2008; Strong y Davis, 2007), no son consecuencia de la pérdida de hielo marino del Ártico, sino más bien fueron forzados por el cambio de fase de la Oscilación Decadal del Pacífico. La variabilidad de la STJ en las regiones de **NA** y **At** está estrechamente relacionada con la AO, y los resultados de las simulaciones numéricas presentadas aquí sugieren que bajo condiciones de calentamiento del Ártico pueden tener una mayor influencia de esta oscilación.

Como comentario final, en este trabajo se analizaron las tendencias de la intensidad y la posición latitudinal de la STJ durante treinta años. El estudio se realizó bajo condiciones de un incremento en de la temperatura superficial del Ártico usando simulaciones numéricas que son similares a las presentadas en estudios anteriores (e.g., Cassano et al., 2014; Deser et al., 2010; Kim et al., 2014; Peings y Magnusdottir, 2014). Pero, aquí también hemos incluido experimentos en los que se utilizó la variabilidad total observada de la SST durante el período de 1979-2012. Estos tipos de simulaciones realistas no

se han usado ampliamente para analizar la sensibilidad de las teleconexiones climáticas a los efectos de la pérdida de hielo marino en el Ártico, que nuestro trabajo apenas comienza a abordar. Se requiere más trabajo a futuro que analice los mecanismos involucrados en la variabilidad de la STJ modulada por la SST, al igual que estudios que se centren en las oscilaciones climáticas individuales (e.g., simulaciones con ENOS en modo perpetuo y con condiciones experimentales para el Ártico similares a las presentadas aquí). Además, los resultados de los modelos climáticos que usan un acoplamiento activo océano-atmósfera-hielo marino pueden diferir de los presentados aquí, debido a la importancia de los diferentes mecanismos de retroalimentación.

Capítulo 5. Conclusiones generales

5.1. Resumen y discusiones

En este trabajo se abordan dos temas abiertos alrededor de los efectos que puede tener el calentamiento acelerado de las regiones Árticas sobre latitudes medias en invierno. En el primero, se proponen nuevas métricas y formas de ver el problema de cuantificar las señales producidas por el calentamiento del Ártico, separándolas de aquellas que son producidas por la variabilidad climática interna. Así, podemos observar hasta que latitudes puede tener influencia el calentamiento de las regiones polares de manera significativa. Como segundo tema, una vez definido si existe una señal clara de la Amplificación del Ártico, se estudia cual es la influencia en la variabilidad de la corriente de chorro subtropical.

En el Capítulo 3 se mostró que se pueden separar las señales de la AA de la VCI, por medio de las respuestas sistemáticas entre ensambles de modelos numéricos. Además, se encontró que las pruebas de significancia estadística, como la prueba de t de Student, no son necesariamente apropiadas para fortalecer los resultados de comparaciones de modelos, ya que puede fácilmente mostrar falsos-positivos. Los resultados de los modelos numéricos mostraron que las simulaciones, donde se agregó más temperatura a la superficie del Ártico, produjeron sistemáticamente anomalías positivas de geopotencial confinadas a latitudes altas. Y entre más "realista" es el diseño experimental, son menores los efectos en latitudes medias.

Las anomalías encontradas en el Capítulo 3 concuerdan en parte con una de las hipótesis sobre los efectos del calentamiento del Ártico. El incremento de espesores en latitudes altas. La hipótesis sugerida por Francis y Vavrus (2012) y complementada por Francis y Vavrus (2015) sugiere que el incremento de espesores en el Ártico genera un debilitamiento de gradientes meridionales, que hacen que la corriente de chorro sea más lenta y ondulada. Así, en el Capítulo 4 se estudió la variabilidad de la corriente de chorro subtropical en simulaciones con mayor calentamiento en el Ártico. Se observó que los efectos de la reducción de hielo marino tienen mayor influencia en la posición que en la intensidad de la STJ, y que las señales del calentamiento del Ártico es más clara sobre Norte América, el Atlántico y en menor grado en Europa. Incluso, en el Atlántico, persistió el efecto del calentamiento del Ártico cuando se realizaron

simulaciones menos idealizadas. También se observó que en el Pacífico el calentamiento del Ártico tiene efectos mínimos, ya que en estas longitudes la variabilidad tropical de la SST tiene gran influencia en el comportamiento de la STJ.

5.2. Conclusiones

En conclusión, los resultados mostraron que en simulaciones numéricas atmosféricas, con un calentamiento en el Ártico prolongado, se presentó consistentemente una anomalía positiva de geopotencial en latitudes altas. Dicha anomalía se confina más a regiones polares cuando a los experimentos se les agrega la variabilidad global de la SST. Se encontró que esta respuesta atmosférica influyó en la corriente de chorro subtropical, principalmente en su posición latitudinal en Norte América, el Atlántico y Europa. Hay regiones, principalmente sobre el Pacífico, donde el jet presentó una tendencia de debilitamiento y un desplazamiento hacia el polo, como lo muestran otros trabajos. Sin embargo, son tendencias que están relacionadas de manera directa a la variabilidad de la SST del Pacífico tropical y no al calentamiento del Ártico.

5.3. Trabajo futuro y reflexión sobre procesos climáticos

La motivación de este trabajo fue aportar conocimiento al entendimiento de los impactos que el calentamiento del Ártico puede tener en latitudes más bajas. Sin embargo, en la relación entre la variabilidad de la extensión de hielo en el Ártico y la dinámica atmosférica en latitudes medias intervienen procesos complejos. Existen varios moduladores climáticos como El Niño - Oscilación del Sur (Lee, 2012; Li et al., 2019) que pueden estar en interacción con las regiones polares, o que pueden cubrir las señales de la Amplificación del Ártico. O sistemas como la Baja presión de las Aleutianas, Islandia y la Alta presión de Siberia, que está en estrecha relación con la variabilidad natural de las latitudes polares (Screen et al., 2018). Falta mucho por explorar y entender sobre los efectos del rápido incremento de temperatura superficial del Ártico.

El sistema climático se encuentra en constante cambio. Es un hecho indiscutible que la extensión de hielo marino en el Ártico (parte de la criósfera) se reduce constantemente, y que esa tendencia continuará en

las siguientes décadas (IPCC, 2021). Las consecuencias de estos cambios deben ser estudiados a fondo, con el fin de mejorar los sistemas de prevención y adaptación a los nuevos retos que nos enfrentaremos.

Literatura citada

Afargan, H. y Kaspi, Y.. 2017. A midwinter minimum in north atlantic storm track intensity in years of a strong jet. Geophysical Research Letters, 44(24), pp. 12–511.

Afargan-Gerstman, H. y Domeisen, D. I.. 2020. Pacific modulation of the north atlantic storm track response to sudden stratospheric warming events. Geophysical Research Letters, 47(2), pp. e2019GL085007.

Alexander, M. A., Bhatt, U. S., Walsh, J. E., Timlin, M. S., Miller, J. S., y Scott, J. D.. 2004. The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter. Journal of Climate, 17(5), pp. 890–905. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<0890:TARTRA>2.0.CO;2.

Allen, R. J., Norris, J. R., y Kovilakam, M.. 2014. Influence of anthropogenic aerosols and the pacific decadal oscillation on tropical belt width. Nature Geoscience, 7(4), pp. 270–274.

Ambaum, M. H.. 2010. Significance tests in climate science. Journal of Climate, 23(22), pp. 5927–5932. doi: 10.1175/2010JCLI3746.1.

Ambaum, M. H., Hoskins, B. J., y Stephenson, D. B.. 2001. Arctic oscillation or north atlantic oscillation? Journal of Climate, 14(16), pp. 3495–3507.

Archer, C. L. y Caldeira, K.. 2008. Historical trends in the jet streams. Geophysical Research Letters, 35(8).

Athanasiadis, P. J., Wallace, J. M., y Wettstein, J. J.. 2010. Patterns of wintertime jet stream variability and their relation to the storm tracks. Journal of the Atmospheric Sciences, 67(5), pp. 1361–1381.

Baker, H. S., Woollings, T., y Mbengue, C.. 2017. Eddy-driven jet sensitivity to diabatic heating in an idealized gcm. Journal of Climate, 30(16), pp. 6413–6431.

Bao, M. y Wallace, J. M.. 2015. Cluster analysis of northern hemisphere wintertime 500-hpa flow regimes during 1920–2014. Journal of the Atmospheric Sciences, 72(9), pp. 3597–3608.

Barnes, E. A.. 2013. Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. Geophysical Research Letters, 40(17), pp. 4734–4739. doi: 10.1002/grl.50880.

Barnes, E. A. y Screen, J. A.. 2015. The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it? Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 6(3), pp. 277–286. doi: 10.1002/wcc.337.

Barnes, E. A. y Simpson, I. R.. 2017. Seasonal sensitivity of the northern hemisphere jet streams to arctic temperatures on subseasonal time scales. Journal of climate, 30(24), pp. 10117–10137.

Barnes, E. A., Dunn-Sigouin, E., Masato, G., y Woollings, T.. 2014. Exploring recent trends in northern hemisphere blocking. Geophysical Research Letters, 41(2), pp. 638–644.

Barnes, E. A., Hurrell, J. W., Ebert-Uphoff, I., Anderson, C., y Anderson, D.. 2019. Viewing forced climate patterns through an ai lens. Geophysical Research Letters, 46(22), pp. 13389–13398.

Barnston, A. G. y Livezey, R. E.. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. Monthly weather review, 115(6), pp. 1083–1126.

Barton, N. P. y Ellis, A. W.. 2009. Variability in wintertime position and strength of the north pacific jet stream as represented by re-analysis data. International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 29(6), pp. 851–862.

Bengtsson, L., Hodges, K. I., Koumoutsaris, S., Zahn, M., y Keenlyside, N.. 2011. The changing atmospheric water cycle in polar regions in a warmer climate. Tellus A: Dynamic meteorology and oceanography, 63(5), pp. 907–920.

Bintanja, R.. 2018. The impact of arctic warming on increased rainfall. Scientific reports, 8(1), pp. 1–6.

Blackport, R. y Kushner, P. J.. 2016. The transient and equilibrium climate response to rapid summertime sea ice loss in ccsm4. Journal of Climate, 29(2), pp. 401 – 417. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0284.1.

Blackport, R. y Kushner, P. J.. 2017. Isolating the atmospheric circulation response to arctic sea ice loss in the coupled climate system. Journal of Climate, 30(6), pp. 2163–2185.

Blackport, R. y Screen, J. A.. 2020. Insignificant effect of Arctic amplification on the amplitude of midlatitude atmospheric waves. Science Advances, 6(8), pp. 1–10. doi: 10.1126/sciadv.aay2880.

Blackport, R. y Screen, J. A.. 2021. Observed statistical connections overestimate the causal effects of arctic sea ice changes on midlatitude winter climate. Journal of Climate, 34(8), pp. 3021–3038.

Bluestein, H. B.. 1992. Synoptic-dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and theory of weather systems, Vol. 2. Taylor & Francis.

Box, J. E., Colgan, W. T., Christensen, T. R., Schmidt, N. M., Lund, M., Parmentier, F.-J. W., Brown, R., Bhatt, U. S., Euskirchen, E. S., Romanovsky, V. E., Walsh, J. E., Overland, J. E., Wang, M., Corell, R. W., Meier, W. N., Wouters, B., Mernild, S., Mård, J., Pawlak, J., y Olsen, M. S.. 2019. Key indicators of Arctic climate change: 1971–2017. Environmental Research Letters, 14(4), pp. 045010. doi: 10.1088/1748-9326/aafc1b.

Butler, A. H., Thompson, D. W., y Heikes, R.. 2010. The steady-state atmospheric circulation response to climate change–like thermal forcings in a simple general circulation model. Journal of Climate, 23(13), pp. 3474–3496.

Cassano, E. N., Cassano, J. J., Higgins, M. E., y Serreze, M. C.. 2014. Atmospheric impacts of an Arctic sea ice minimum as seen in the Community Atmosphere Model. International Journal of Climatology, 34(3), pp. 766–779. doi: 10.1002/joc.3723.

Chen, G., Lu, J., y Frierson, D. M.. 2008. Phase speed spectra and the latitude of surface westerlies: Interannual variability and global warming trend. Journal of Climate, 21(22), pp. 5942–5959.

Chen, L., Francis, J., y Hanna, E.. 2018. The "warm-arctic/cold-continents" pattern during 1901–2010. International Journal of Climatology, 38(14), pp. 5245–5254.

Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., y Jones, J.. 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. Nature Geoscience, 7(9), pp. 627–637. doi: 10.1038/ngeo2234.

Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., Ballinger, T. J., Bhatt, U. S., Chen, H. W., Coumou, D., Feldstein, S., Gu, H., Handorf, D., Henderson, G., Ionita, M., Kretschmer, M., Laliberte, F., Lee, S., Linderholm, H. W., Maslowski, W., Peings, Y., Pfeiffer, K., Rigor, I., Semmler, T., Stroeve, J., Taylor, P. C., Vavrus, S., Vihma, T., Wang, S., Wendisch, M., Wu, Y., y Yoon, J.. 2020. Divergent consensuses on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. Nature Climate Change, 10(1), pp. 20–29. doi: 10.1038/s41558-019-0662-y.

Collins, W. D., Rasch, P. J., Boville, B. A., Hack, J. J., McCaa, J. R., Williamson, D. L., Briegleb, B. P., Bitz, C. M., Lin, S.-J., y Zhang, M.. 2006. The formulation and atmospheric simulation of the community atmosphere model version 3 (cam3). Journal of Climate, 19(11), pp. 2144–2161.

Conley, A. J., Garcia, R., Kinnison, D., Lamarque, J.-F., Marsh, D., Mills, M., Smith, A. K., Tilmes, S., Vitt, F., Morrison, H., et al.. 2012. Description of the ncar community atmosphere model (cam 5.0). NCAR technical note.

Cvijanovic, I., Santer, B. D., Bonfils, C., Lucas, D. D., Chiang, J. C., y Zimmerman, S.. 2017. Future loss of arctic sea-ice cover could drive a substantial decrease in california's rainfall. Nature communications, 8(1), pp. 1–10.

Dai, A. y Song, M.. 2020. Little influence of Arctic amplification on mid-latitude climate. Nature Climate Change, 10(3), pp. 231–237. doi: 10.1038/s41558-020-0694-3.

Davy, R. y Outten, S.. 2020. The arctic surface climate in cmip6: status and developments since cmip5. Journal of Climate, 33(18), pp. 8047–8068.

Decremer, D., Chung, C. E., Ekman, A. M., y Brandefelt, J.. 2014. Which significance test performs the best in climate simulations? Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 66(1), pp. 23139.

Deser, C., Walsh, J. E., y Timlin, M. S.. 2000. Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. Journal of Climate, 13(3), pp. 617–633.

Deser, C., Tomas, R., Alexander, M., Lawrence, D., Deser, C., Tomas, R., Alexander, M., y Lawrence, D.. 2010. The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century. Journal of Climate, 23(2), pp. 333–351. doi: 10.1175/2009JCLI3053.1.

Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., y Teng, H.. 2012. Uncertainty in climate change projections: The role of internal variability. Climate Dynamics, 38(3-4), pp. 527–546. doi: 10.1007/s00382-010-0977-x.

Deser, C., Tomas, R. A., y Sun, L.. 2015. The role of ocean-atmosphere coupling in the zonal-mean atmospheric response to Arctic sea ice loss. Journal of Climate, 28(6), pp. 2168–2186. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00325.1.

Deser, C., Sun, L., Tomas, R. A., y Screen, J.. 2016. Does ocean coupling matter for the northern extratropical response to projected Arctic sea ice loss? Geophysical Research Letters, 43(5), pp. 2149–2157. doi: 10.1002/2016GL067792.

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.. 2020. Insights from earth system model initial-condition large ensembles and future prospects. Nature Climate Change, 10(4), pp. 277–286.

Düsterhus, A.. 2020. Seasonal statistical–dynamical prediction of the north atlantic oscillation by probabilistic post-processing and its evaluation. Nonlinear Processes in Geophysics, 27(1), pp. 121–131. doi: 10.5194/npg-27-121-2020.

Düsterhus, A. y Hense, A.. 2012. Advanced information criterion for environmental data quality assurance. Advances in Science and Research, 8(1), pp. 99–104.

Esau, I., Davy, R., y Outten, S.. 2012. Complementary explanation of temperature response in the lower atmosphere. Environmental Research Letters, 7(4), pp. 044026.

Feng, X., Ding, Q., Wu, L., Jones, C., Baxter, I., Tardif, R., Stevenson, S., Emile-Geay, J., Mitchell, J., Carvalho, L. M., et al.. 2021. A multidecadal-scale tropically driven global teleconnection over the past millennium and its recent strengthening. Journal of Climate, 34(7), pp. 2549–2565.

Francis, J. A.. 2017. Why are arctic linkages to extreme weather still up in the air? Bulletin of the American Meteorological Society, 98(12), pp. 2551–2557.

Francis, J. A. y Vavrus, S. J.. 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. Geophysical Research Letters, 39(6), pp. 1–6. doi: 10.1029/2012GL051000.

Francis, J. A. y Vavrus, S. J.. 2015. Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. Environmental Research Letters, 10(1), pp. 014005. doi: 10.1088/1748-9326/10/1/014005.

Francis, J. A., Vavrus, S. J., y Cohen, J.. 2017. Amplified arctic warming and mid-latitude weather: new perspectives on emerging connections. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 8(5), pp. e474.

Gates, W., Boyle, J., Covey, C., Dease, C., Doutriaux, C., Drach, R., Fiorino, M., Gleckler, P., Hnilo, J., Marlais, S. M., Phillips, T., Potter, G., Santer, B., Sperber, K., Taylor, K., y Williams, D. N.. 1999. An overview of the results of the atmospheric model intercomparison project (amip i). Bulletin of the American Meteorological Society, 80, pp. 29–55.

Grassi, B., Redaelli, G., Canziani, P. O., y Visconti, G.. 2012. Effects of the pdo phase on the tropical belt width. Journal of Climate, 25(9), pp. 3282–3290.

Grise, K. M., Davis, S. M., Simpson, I. R., Waugh, D. W., Fu, Q., Allen, R. J., Rosenlof, K. H., Ummenhofer, C. C., Karnauskas, K. B., Maycock, A. C., et al.. 2019. Recent tropical expansion: Natural variability or forced response? Journal of Climate, 32(5), pp. 1551–1571.

Hahmann, A. N., Sīle, T., Witha, B., Davis, N. N., Dörenkämper, M., Ezber, Y., García-Bustamante, E., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Olsen, B. T., et al.. 2020. The making of the new european wind atlas–part 1: model sensitivity. Geoscientific model development, 13(10), pp. 5053–5078.

Hall, R., Erdélyi, R., Hanna, E., Jones, J. M., y Scaife, A. A.. 2015. Drivers of north atlantic polar front jet stream variability. International Journal of Climatology, 35(8), pp. 1697–1720.

Hallam, S., Josey, S. A., McCarthy, G. D., y Hirschi, J. J.-M.. 2022. A regional (land–ocean) comparison of the seasonal to decadal variability of the northern hemisphere jet stream 1871–2011. Climate Dynamics, pp. 1–22.

Hamming, R. W.. 1998. Digital filters. Courier Corporation.

Harvey, B., Shaffrey, L., y Woollings, T.. 2014. Equator-to-pole temperature differences and the extra-tropical storm track responses of the cmip5 climate models. Climate Dynamics, 43(5), pp. 1171–1182.

Hawkins, E., Frame, D., Harrington, L., Joshi, M., King, A., Rojas, M., y Sutton, R.. 2020. Observed emergence of the climate change signal: from the familiar to the unknown. Geophysical Research Letters, 47(6), pp. e2019GL086259.

Henley, B. J., Gergis, J., Karoly, D. J., Power, S., Kennedy, J., y Folland, C. K.. 2015. A tripole index for the interdecadal pacific oscillation. Climate Dynamics, 45(11-12), pp. 3077–3090.

Holland, M. M. y Bitz, C. M.. 2003. Polar amplification of climate change in coupled models. Climate Dynamics, 21(3), pp. 221–232.

Holton, J.. 1992. An introduction to dynamic meteorology (international geophysics series, san diego, new york.

Honda, M., Inoue, J., y Yamane, S.. 2009. Influence of low arctic sea-ice minima on anomalously cold eurasian winters. Geophysical Research Letters, 36(8).

Huang, J., Zhang, X., Zhang, Q., Lin, Y., Hao, M., Luo, Y., Zhao, Z., Yao, Y., Chen, X., Wang, L., et al.. 2017. Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend. Nature Climate Change, 7(12), pp. 875–879.

Hurrell, J. W., Holland, M. M., Gent, P. R., Ghan, S., Kay, J. E., Kushner, P. J., Lamarque, J. F., Large, W. G., Lawrence, D., Lindsay, K., Lipscomb, W. H., Long, M. C., Mahowald, N., Marsh, D. R., Neale, R. B., Rasch, P., Vavrus, S., Vertenstein, M., Bader, D., Collins, W. D., Hack, J. J., Kiehl, J., y Marshall, S.. 2013. The community earth system model: A framework for collaborative research. Bulletin of the American Meteorological Society, 94(9), pp. 1339–1360. doi: 10.1175/BAMS-D-12-00121.1.

IPCC. 2021. Climate Change 2021 - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., et al.. 1996. The ncep/ncar reanalysis 40-year project. Bull. Am. Meteorol. Soc, 77(3), pp. 437–471.

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., y 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), pp. 1333–1349. doi: 10.1175/BAMS-D-13-00255.1.

Kendall, M.. 1975. Rank Correlation Methods. Charles Griffin.

Kim, B. M., Son, S. W., Min, S. K., Jeong, J. H., Kim, S. J., Zhang, X., Shim, T., y Yoon, J. H.. 2014. Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. Nature Communications, 5. doi: 10.1038/ncomms5646.

Kim, S.-H. y Ha, K.-J.. 2015. Two leading modes of northern hemisphere blocking variability in the boreal wintertime and their relationship with teleconnection patterns. Climate Dynamics, 44(9), pp. 2479–2491.

Kosaka, Y. y Xie, S.-P.. 2013. Recent global-warming hiatus tied to equatorial pacific surface cooling. Nature, 501(7467), pp. 403–407.

Kug, J.-S., Jeong, J.-H., Jang, Y.-S., Kim, B.-M., Folland, C. K., Min, S.-K., y Son, S.-W.. 2015. Two distinct influences of arctic warming on cold winters over north america and east asia. Nature Geoscience, 8(10), pp. 759–762.

Lamarque, J.-F., Bond, T. C., Eyring, V., Granier, C., Heil, A., Klimont, Z., Lee, D., Liousse, C., Mieville, A., Owen, B., et al.. 2010. Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application. Atmospheric Chemistry and Physics, 10(15), pp. 7017–7039.

Lawrence, D. M., Oleson, K. W., Flanner, M. G., Thornton, P. E., Swenson, S. C., Lawrence, P. J., Zeng, X., Yang, Z.-L., Levis, S., Sakaguchi, K., et al.. 2011. Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the community land model. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 3(1).

Lee, S.. 2012. Testing of the tropically excited arctic warming mechanism (team) with traditional el niño and la niña. Journal of Climate, 25(12), pp. 4015 – 4022. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00055.1.

Lee, S., Gong, T., Feldstein, S. B., Screen, J. A., y Simmonds, I.. 2017. Revisiting the Cause of the 1989–2009 Arctic Surface Warming Using the Surface Energy Budget: Downward Infrared Radiation Dominates the Surface Fluxes. Geophysical Research Letters, 44(20), pp. 10,654–10,661. doi: 10.1002/2017GL075375.

Lehner, F., Deser, C., Maher, N., Marotzke, J., Fischer, E. M., Brunner, L., Knutti, R., y Hawkins, E.. 2020. Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and cmip5/6. Earth System Dynamics, 11(2), pp. 491–508.

Li, C. y Wettstein, J. J.. 2012. Thermally driven and eddy-driven jet variability in reanalysis. Journal of Climate, 25(5), pp. 1587–1596.

Li, Z., Zhang, W., Stuecker, M. F., Xu, H., Jin, F.-F., y Liu, C.. 2019. Different effects of two enso types on arctic surface temperature in boreal winter. Journal of Climate, 32(16), pp. 4943–4961.

Liu, X., Grise, K. M., Schmidt, D. F., y Davis, R. E.. 2021. Regional characteristics of variability in the northern hemisphere wintertime polar front jet and subtropical jet in observations and cmip6 models. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 126(22), pp. e2021JD034876.

Lorenz, E. N.. 1963. Deterministic nonperiodic flow. Journal of atmospheric sciences, 20(2), pp. 130–141.

Lu, J., Chen, G., y Frierson, D. M.. 2008. Response of the zonal mean atmospheric circulation to el niño versus global warming. Journal of Climate, 21(22), pp. 5835–5851.

Magnusdottir, G., Deser, C., y Saravanan, R.. 2004. The effects of north atlantic sst and sea ice anomalies on the winter circulation in ccm3. part i: Main features and storm track characteristics of the response. Journal of Climate, 17(5), pp. 857–876. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<0857:TEONAS>2.0.CO;2.

Maher, N., Milinski, S., Suarez-Gutierrez, L., Botzet, M., Dobrynin, M., Kornblueh, L., Kröger, J., Takano, Y., Ghosh, R., Hedemann, C., et al.. 2019. The max planck institute grand ensemble: enabling the exploration of climate system variability. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 11(7), pp. 2050–2069.

Maher, P., Kelleher, M. E., Sansom, P. G., y Methven, J.. 2020. Is the subtropical jet shifting poleward? Climate Dynamics, 54(3), pp. 1741–1759.

Manney, G. L., Hegglin, M. I., y Lawrence, Z. D.. 2021. Seasonal and regional signatures of enso in upper tropospheric jet characteristics from reanalyses. Journal of Climate, 34(22), pp. 9181–9200.

Mantsis, D. F., Sherwood, S., Allen, R., y Shi, L.. 2017. Natural variations of tropical width and recent trends. Geophysical Research Letters, 44(8), pp. 3825–3832.

Markus, T., Stroeve, J. C., y Miller, J.. 2009. Recent changes in arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length. Journal of Geophysical Research: Oceans, 114(C12).

McCusker, K. E., Kushner, P. J., Fyfe, J. C., Sigmond, M., Kharin, V. V., y Bitz, C. M.. 2017. Remarkable separability of circulation response to arctic sea ice loss and greenhouse gas forcing. Geophysical Research Letters, 44(15), pp. 7955–7964.

McGregor, S., Timmermann, A., Stuecker, M. F., England, M. H., Merrifield, M., Jin, F.-F., y Chikamoto, Y.. 2014. Recent walker circulation strengthening and pacific cooling amplified by atlantic warming. Nature Climate Change, 4(10), pp. 888–892.

McKenna, C. M., Bracegirdle, T. J., Shuckburgh, E. F., Haynes, P. H., y Joshi, M. M.. 2018. Arctic sea ice loss in different regions leads to contrasting northern hemisphere impacts. Geophysical Research Letters, 45(2), pp. 945–954.

Messori, G., Caballero, R., y Gaetani, M.. 2016. On cold spells in north america and storminess in western europe. Geophysical Research Letters, 43(12), pp. 6620–6628.

Milinski, S., Maher, N., y Olonscheck, D.. 2020. How large does a large ensemble need to be? Earth System Dynamics, 11(4), pp. 885–901.

Mori, M., Watanabe, M., Shiogama, H., Inoue, J., y Kimoto, M.. 2014. Robust arctic sea-ice influence on the frequent eurasian cold winters in past decades. Nature Geoscience, 7(12), pp. 869–873.

Nakamura, T., Yamazaki, K., Iwamoto, K., Honda, M., Miyoshi, Y., Ogawa, Y., y Ukita, J.. 2015. A negative phase shift of the winter ao/nao due to the recent arctic sea-ice reduction in late autumn. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120(8), pp. 3209–3227.

Neelin, J. D., Battisti, D. S., Hirst, A. C., Jin, F.-F., Wakata, Y., Yamagata, T., y Zebiak, S. E.. 1998. Enso theory. Journal of Geophysical Research: Oceans, 103(C7), pp. 14261–14290. doi: 10.1029/97JC03424.

Newman, M., Alexander, M. A., Ault, T. R., Cobb, K. M., Deser, C., Di Lorenzo, E., Mantua, N. J., Miller, A. J., Minobe, S., Nakamura, H., et al.. 2016. The pacific decadal oscillation, revisited. Journal of Climate, 29(12), pp. 4399–4427.

Nicholls, N.. 2001. The insignificance of significance testing. Bulletin of the American Meteorological Society, 82, pp. 981–986.

Oudar, T., Sanchez-Gomez, E., Chauvin, F., Cattiaux, J., Terray, L., y Cassou, C.. 2017. Respective roles of direct ghg radiative forcing and induced arctic sea ice loss on the northern hemisphere atmospheric circulation. Climate Dynamics, 49(11), pp. 3693–3713.

Overland, J. E., Wood, K. R., y Wang, M.. 2011. Warm arctic—cold continents: climate impacts of the newly open arctic sea. Polar Research, 30(1), pp. 15787.

Overland, J. E., Francis, J. A., Hanna, E., y Wang, M.. 2012. The recent shift in early summer arctic atmospheric circulation. Geophysical Research Letters, 39(19).

Park, H.-J. y Ahn, J.-B.. 2016. Combined effect of the arctic oscillation and the western pacific pattern on east asia winter temperature. Climate Dynamics, 46(9), pp. 3205–3221.

Peings, Y. y Magnusdottir, G.. 2014. Response of the wintertime northern hemisphere atmospheric circulation to current and projected arctic sea ice decline: A numerical study with cam5. Journal of Climate, 27(1), pp. 244 – 264. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00272.1.

Pena-Ortiz, C., Gallego, D., Ribera, P., Ordonez, P., y Alvarez-Castro, M. D. C.. 2013. Observed trends in the global jet stream characteristics during the second half of the 20th century. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118(7), pp. 2702–2713.

Petrie, R. E., Shaffrey, L. C., y Sutton, R. T.. 2015. Atmospheric impact of arctic sea ice loss in a coupled ocean–atmosphere simulation. Journal of Climate, 28(24), pp. 9606–9622.

Porter, D. F., Cassano, J. J., y Serreze, M. C.. 2012. Local and large-scale atmospheric responses to reduced arctic sea ice and ocean warming in the wrf model. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117(D11).

Rabin, J., Delon, J., y Gousseau, Y.. 2008. Circular earth mover's distance for the comparison of local features. 2008 19th International Conference on Pattern Recognition, pp. 1–4.

Rayner, N. A.. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. Journal of Geophysical Research, 108(D14), pp. 4407. doi: 10.1029/2002JD002670.

Rosinski, J. M. y Williamson, D. L.. 1997. The accumulation of rounding errors and port validation for global atmospheric models. SIAM Journal on Scientific Computing, 18(2), pp. 552–564.

Rubner, Y., Tomasi, C., y Guibas, L. J.. 2000. The earth mover's distance as a metric for image retrieval. International journal of computer vision, 40(2), pp. 99–121.

Screen, J. A.. 2013. Influence of arctic sea ice on european summer precipitation. Environmental Research Letters, 8(4), pp. 044015.

Screen, J. A.. 2017. Climate science: Far-flung effects of Arctic warming. Nature Geoscience, 10(4), pp. 253–254. doi: 10.1016/j.procir.2017.03.270.

Screen, J. A. y Simmonds, I.. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464, pp. 1334. doi: 10.1038/nature09051.

Screen, J. A. y Simmonds, I.. 2013. Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather. Geophysical Research Letters, 40(5), pp. 959–964. doi: 10.1002/grl.50174.

Screen, J. A., Deser, C., y Simmonds, I.. 2012. Local and remote controls on observed Arctic warming. Geophysical Research Letters, 39(10), pp. 1–5. doi: 10.1029/2012GL051598.

Screen, J. A., Deser, C., Simmonds, I., y Tomas, R.. 2013a. Atmospheric impacts of Arctic sea-ice loss, 1979-2009: Separating forced change from atmospheric internal variability. Climate Dynamics, 43(1-2), pp. 333–344. doi: 10.1007/s00382-013-1830-9.

Screen, J. A., Simmonds, I., Deser, C., y Tomas, R.. 2013b. The atmospheric response to three decades of observed arctic sea ice loss. Journal of Climate, 26(4), pp. 1230 – 1248. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00063.1.

Screen, J. A., Deser, C., y Sun, L.. 2015. Reduced risk of North American cold extremes due to continued arctic sea ice loss. Bulletin of the American Meteorological Society, 96(9), pp. 1489–1503. doi: 10.1175/BAMS-D-14-00185.1.

Screen, J. A., Deser, C., Smith, D. M., Zhang, X., Blackport, R., Kushner, P. J., Oudar, T., McCusker, K. E., y Sun, L.. 2018. Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. Nature Geoscience, 11(3), pp. 155–163. doi: 10.1038/s41561-018-0059-y.

Seierstad, I. A. y Bader, J.. 2009. Impact of a projected future Arctic Sea Ice reduction on extratropical storminess and the NAO. Climate Dynamics, 33(7-8), pp. 937–943. doi: 10.1007/s00382-008-0463-x.

Sen, P. K.. 1968. Estimates of the regression coefficient based on kendall's tau. Journal of the American statistical association, 63(324), pp. 1379–1389.

Serreze, M. C. y Francis, J. A.. 2006. The Arctic Amplification debate. Climatic Change, 76(3-4), pp. 241–264. doi: 10.1007/s10584-005-9017-y.

Serreze, M. C., Barrett, A. P., Stroeve, J. C., Kindig, D. N., y Holland, M. M.. 2009. The emergence of surface-based arctic amplification. The Cryosphere, 3(1), pp. 11–19. doi: 10.5194/tc-3-11-2009.

Serreze, M. C., Barrett, A. P., y Cassano, J. J.. 2011. Circulation and surface controls on the lower tropospheric air temperature field of the arctic. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 116(D7). doi: 10.1029/2010JD015127.

Smith, D. M., Dunstone, N. J., Scaife, A. A., Fiedler, E. K., Copsey, D., y Hardiman, S. C.. 2017. Atmospheric response to arctic and antarctic sea ice: The importance of ocean–atmosphere coupling and the background state. Journal of Climate, 30(12), pp. 4547–4565.

Smith, D. M., Eade, R., Andrews, M., Ayres, H., Clark, A., Chripko, S., Deser, C., Dunstone, N., García-Serrano, J., Gastineau, G., et al.. 2022. Robust but weak winter atmospheric circulation response to future arctic sea ice loss. Nature communications, 13(1), pp. 1–15.

Staten, P. W., Lu, J., Grise, K. M., Davis, S. M., y Birner, T.. 2018. Re-examining tropical expansion. Nature Climate Change, 8(9), pp. 768–775.

Stroeve, J. C., Kattsov, V., Barrett, A., Serreze, M., Pavlova, T., Holland, M., y Meier, W. N.. 2012. Trends in arctic sea ice extent from cmip5, cmip3 and observations. Geophysical Research Letters, 39(16).

Strong, C. y Davis, R. E.. 2007. Winter jet stream trends over the northern hemisphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography, 133(629), pp. 2109–2115.

Strong, C. y Davis, R. E.. 2008. Variability in the position and strength of winter jet stream cores related to northern hemisphere teleconnections. Journal of Climate, 21(3), pp. 584–592.

Sun, L., Deser, C., y Tomas, R. A.. 2015. Mechanisms of stratospheric and tropospheric circulation response to projected arctic sea ice loss. Journal of Climate, 28(19), pp. 7824–7845.

Sun, X., Ding, Q., Wang, S.-Y. S., Topál, D., Li, Q., Castro, C., Teng, H., Luo, R., y Ding, Y.. 2022. Enhanced jet stream waviness induced by suppressed tropical pacific convection during boreal summer. In revision.

Thapa, U. K., St. George, S., y Trouet, V.. 2020. Poleward excursions by the himalayan subtropical jet over the past four centuries. Geophysical Research Letters, 47(22), pp. e2020GL089631.

Thompson, D. W. y Wallace, J. M.. 1998. The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophysical research letters, 25(9), pp. 1297–1300.

Thompson, D. W. y Wallace, J. M.. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. part i: Month-to-month variability. Journal of climate, 13(5), pp. 1000–1016.

Timmermann, A., An, S.-I., Kug, J.-S., Jin, F.-F., Cai, W., Capotondi, A., Cobb, K. M., Lengaigne, M., McPhaden, M. J., Stuecker, M. F., et al.. 2018. El niño–southern oscillation complexity. Nature, 559(7715), pp. 535–545.

Tomas, R. A., Deser, C., y Sun, L.. 2016. The role of ocean heat transport in the global climate response to projected arctic sea ice loss. Journal of Climate, 29(19), pp. 6841–6859.

Vavrus, S. J.. 2018. The influence of arctic amplification on mid-latitude weather and climate. Current Climate Change Reports, 4(3), pp. 238–249.

Vihma, T.. 2014. Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review. Surveys in Geophysics, 35(5), pp. 1175–1214. doi: 10.1007/s10712-014-9284-0.

Wallace, J., Rasmusson, E., Mitchell, T., Kousky, V., Sarachik, E., y Von Storch, H.. 1998. On the structure and evolution of enso-related climate variability in the tropical pacific: Lessons from toga. Journal of Geophysical Research: Oceans, 103(C7), pp. 14241–14259.

Wallace, J. M. y Gutzler, D. S.. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. Monthly weather review, 109(4), pp. 784–812.

Wallace, J. M., Lim, G.-H., y Blackmon, M. L.. 1988. Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides. Journal of the atmospheric sciences, 45(3), pp. 439–462.

Wang, Z., Bovik, A., Sheikh, H., y Simoncelli, E.. 2004. Image quality assessment: from error visibility to structural similarity. IEEE Transactions on Image Processing, 13(4), pp. 600–612. doi: 10.1109/TIP.2003.819861.

Woollings, T., Hannachi, A., y Hoskins, B.. 2010a. Variability of the north atlantic eddy-driven jet stream. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 136(649), pp. 856–868.

Woollings, T., Hannachi, A., Hoskins, B., y Turner, A.. 2010b. A regime view of the north atlantic oscillation and its response to anthropogenic forcing. Journal of Climate, 23(6), pp. 1291–1307.

Woollings, T., Czuchnicki, C., y Franzke, C.. 2014. Twentieth century north atlantic jet variability. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 140(680), pp. 783–791.

Wu, A., Hsieh, W. W., Boer, G. J., y Zwiers, F. W.. 2007. Changes in the arctic oscillation under increased atmospheric greenhouse gases. Geophysical research letters, 34(12).

Wu, Q. y Zhang, X.. 2010. Observed forcing-feedback processes between northern hemisphere atmospheric circulation and arctic sea ice coverage. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 115(D14).

Wu, Y. y Smith, K. L.. 2016. Response of northern hemisphere midlatitude circulation to arctic amplification in a simple atmospheric general circulation model. Journal of Climate, 29(6), pp. 2041–2058.

Yang, H., Lohmann, G., Lu, J., Gowan, E. J., Shi, X., Liu, J., y Wang, Q.. 2020. Tropical expansion driven by poleward advancing midlatitude meridional temperature gradients. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 125(16), pp. e2020JD033158.

Yang, H., Lu, J., Wang, Q., Shi, X., y Lohmann, G.. 2022. Decoding the dynamics of poleward shifting climate zones using aqua-planet model simulations. Climate Dynamics, pp. 1–14.

Yuval, J., Afargan, H., y Kaspi, Y.. 2018. The relation between the seasonal changes in jet characteristics and the pacific midwinter minimum in eddy activity. Geophysical Research Letters, 45(18), pp. 9995–10002.

Zappa, G., Pithan, F., y Shepherd, T. G.. 2018. Multimodel evidence for an atmospheric circulation response to arctic sea ice loss in the cmip5 future projections. Geophysical Research Letters, 45(2), pp. 1011–1019.

Zhang, W., Li, J., y Zhao, X.. 2010. Sea surface temperature cooling mode in the pacific cold tongue. Journal of Geophysical Research: Oceans, 115(C12).

Zhang, X., Lu, C., y Guan, Z.. 2012. Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in eurasia. Environmental Research Letters, 7(4), pp. 044044.

Anexo A: Correlación de la intensidad y la posición de la STJ con la SST

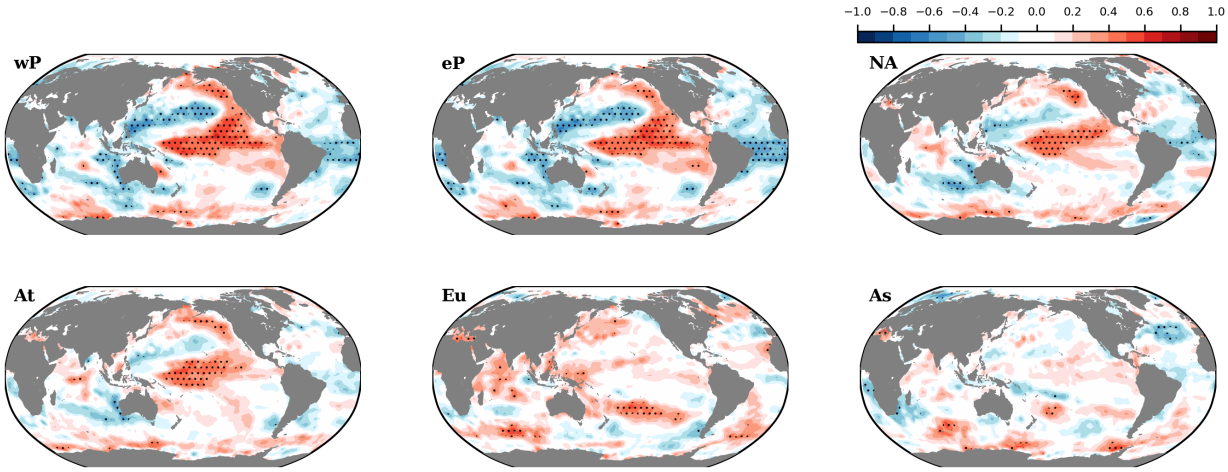

Figura 24. Correlación de Pearson de la intensidad de la corriente de chorro con la SST para invierno (DEF). Las áreas punteadas muestran significancia estadística con un nivel de confianza de 95 % usando la prueba t de Student.

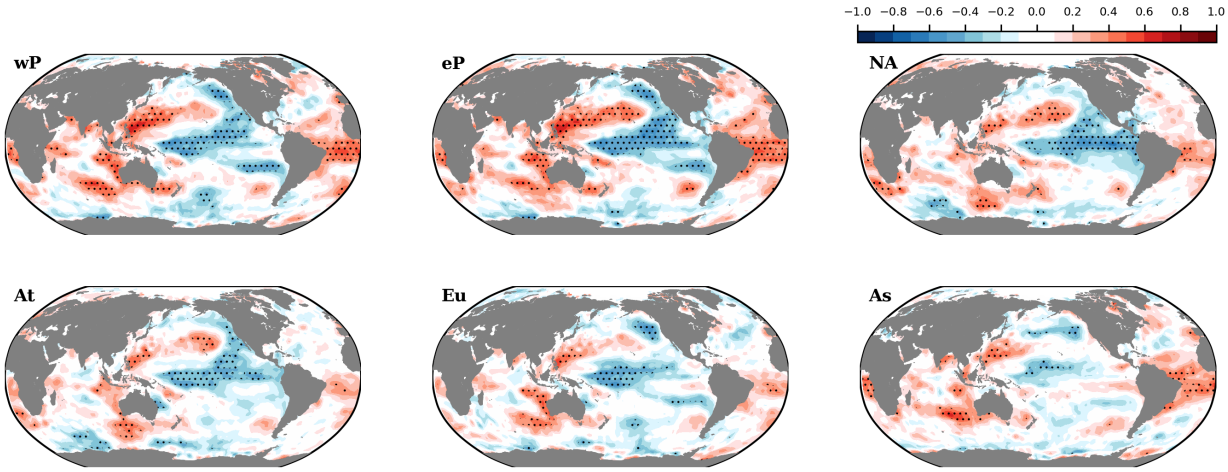

Figura 25. Igual que la Figura 24 pero para la posición de la STJ.