



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Dinámica de la circulación zonalmente asimétrica del hemisferio sur

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en
el Área de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Lic. Elio Campitelli

Directora: **Dra. Carolina Vera**

Director Adjunto: **Dr. Leandro Diaz**

Consejero de estudios: **Dr. Claudio Menendez**

Lugar de trabajo: Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera. CONICET-UBA

BUENOS AIRES, 2023

Resumen

Dinámica de la circulación zonalmente asimétrica del hemisferio sur

El objetivo de este trabajo es comprender mejor la circulación zonalmente asimétrica en el Hemisferio Sur en escalas estacionales y más largas. Para ello, utilizamos datos de reanálisis de ERA5 y simulaciones históricas de CMIP6. Computamos Funciones Empíricas Ortogonales Complejas (cEOF) a las anomalías zonales de altura geopotencial en 200 hPa y 50 hPa, lo que permitió caracterizar patrones de variabilidad con fase y amplitud.

Identificamos dos modos principales: cEOF1, que representa la variabilidad de la onda zonal 1 en la estratosfera y se relaciona con anomalías de ozono, y cEOF2, que describe un patrón de onda 3 con magnitud máxima en el Pacífico, relacionado con los modos PSA. Solo el cEOF2 tiene impactos temperatura de la superficie y precipitación.

Separamos la variabilidad del SAM en su parte zonalmente simétrica (S-SAM) y asimétrica (A-SAM). La fase de 90° del cEOF2 está altamente correlacionada con el A-SAM, lo que sugiere que pueden describir el mismo fenómeno o que el A-SAM podría ser una contaminación estadística del modo PSA en un SAM más zonalmente simétrico.

Finalmente, analizamos estos modos en simulaciones históricas de CMIP6 y se encontramos que la capacidad de los modelos de representar estos los modos varía entre los modelos, pero la media multimodelo representa los modos de manera adecuada. Sin embargo, la mayoría de los modelos exageran la relación entre los modos y la temperatura de la superficie del mar.

Abstract

Dynamics of the Southern Hemisphere zonally asymmetric circulation

The goal of this work is to better understand the asymmetric zonal circulation in the Southern Hemisphere on seasonal and longer time scales. To do this, we used data from ERA5 reanalysis and historical simulations from CMIP6. We calculated Complex Empirical Orthogonal Functions (cEOFs) of geopotential height zonal anomalies at 200 hPa and 50 hPa, which allowed us to describe variability patterns with phase and amplitude.

We identified two main modes: cEOF1, which represents the variability of zonal wave 1 in the stratosphere and is related to ozone anomalies, and cEOF2, which describes a wave pattern of 3 with maximum magnitude in the Pacific, related to the PSA modes. Only cEOF2 has impacts on surface temperature and precipitation.

We separated the variability of the SAM into its zonally symmetric (S-SAM) and asymmetric (A-SAM) parts. The 90° phase of cEOF2 is highly correlated with A-SAM, suggesting that they may describe the same phenomenon or that A-SAM could be a statistical contamination of the PSA mode in a more zonally symmetric SAM.

Finally, we analyzed these modes in historical simulations from CMIP6 and found that the models' ability to represent these modes varies greatly among the models, but the multi-model average represents the modes adequately. However, most models exaggerate the relationship between the modes and sea surface temperature.

Agradecimientos

I want to thank a few people.

Índice general

Capítulo 1: Introducción	1
Capítulo 2: Exploración de índice de onda 3	5
2.1. Métodos	5
2.1.1. Datos	5
2.1.2. Índice R04	5
2.1.3. Envolvente	6
2.1.4. Software	6
2.2. Resultados	7
2.3. Conclusiones	15
Capítulo 3: Modos de variabilidad de la circulación zonalmente asimétrica en primavera	16
3.1. Introducción	16
3.2. Métodos	17
3.2.1. Datos	17
3.2.2. Regresiones	17
3.3. EOF	18
3.3.1. Funciones ortogonales complejas (cEOF)	19
3.4. Resultados	24
3.4.1. Caracterización espacio-temporal de los modos	24
3.4.2. Mapas de regresión con los modos cEOF	26
3.4.3. PSA	34
3.4.4. Fuentes de variabilidad tropicales	36
3.4.5. Impactos en superficie	43
3.5. Conclusión	45
Capítulo 4: Estructura simétrica y asimétrica del Modo Anular del Sur	47

4.1. Introducción	47
4.2. Métodos	49
4.2.1. Datos	49
4.2.2. Regresión segmentada	49
4.2.3. Definición de los índices	50
4.3. Resultados	56
4.3.1. Evolución temporal	56
4.3.2. Patrones espaciales	63
4.4. Impactos	70
4.5. Relación con el cEOF	78
4.6. Conclusiones	79
Capítulo 5: Análisis de los modos de variabilidad de la circulación zonalmente asimétrica en los modelos del CMIP6	80
5.1. Métodos	81
5.1.1. Datos	81
5.2. Comparación con los modos observados	83
5.2.1. Relación con la variabilidad tropical	88
5.2.2. Relación con el SAM	95
5.3. Tendencias	96
5.4. Conclusiones	100
Capítulo 6: Conclusiones	101
Referencias	102

Índice de tablas

2.1. Correlación entre la anomalía zonal de geopotential en los tres puntos considerados por Raphael.	9
3.1. Coeficiente de determinación (r^2) entre la magnitud de las series temporales de los cEOF computados de forma separada en 50 y 200 hPa (p-valores menores a 0.01 en negrita).	22
3.2. Coeficiente de correlación entre las fases del cEOF2 y los modos PSA1 y PSA2 para el período 1 979–2 020. Los intervalos de confianza de 95 % se muestran en paréntesis. Estimaciones con p-valor menor a 0.01 en negrita.	34
4.1. Correlación entere los índices del SAM y el ONI. En negrita, las correlaciones con p-valor ajustado por FDR menores a 0.01.	67
5.1. Modelos analizados y la cantidad de miembros para cada experimento.	81

Índice de figuras

2.1. Anomalías zonales de altura geopotencial en 500 hPa en septiembre de 1989 (contornos, líneas sólidas indican valores positivos y líneas punteadas indican valores negativos) y envolvente de ondas zonales (sombreado).	6
2.2. Mapa de regresión entre R04 y la anomalía zonal de altura geopotencial en 500 hPa (sombreado) y onda 3 del campo medio de altura geopotencial en 500 hPa (contornos; valores positivos en línea llena y negativos en línea punteada). En azul se indican la ubicación de los puntos usado para calcular R04.	7
2.3. Relación entre la anomalía zonal de altura geopotencial en los tres puntos utilizados por R04 y la amplitud de la proyección de la geopotencial en 50°S, 500 hPa con la onda 3 climatológica.	8
2.4. Regresión entre la anomalía zonal de altura geopotencial en 500 hPa e índices R04 usando combinaciones de 1 y 2 puntos. En cada panel, los puntos azules son los puntos usados para calcular el índice y los negros, los excluidos.	9
2.5. Anomalía zonal de altura geopotencial (sombreado) y anomalía mensual de la anomalía zonal de altura geopotencial (contornos, valores positivos en línea sólida y valores negativos en línea punteada) en 500 hPa para los 8 meses con mayor y menor valor del índice R04. Los puntos azules indican las ubicaciones usadas en el índice R04.	11
2.6. Histograma de la fase de la onda 3 de altura geopotencial en 500 hPa.	12
2.7. Igual que la Figura 2.5, pero para los 8 meses con mayor amplitud de la onda 3 de la anomalía mensual de altura geopotencial en 500 hPa.	13
2.8. Regresión entre la amplitud de las ondas 1 a 4 y la envolvente de todas las ondas zonales de las anomalías de altura geopotencial.	14

3.1. Patrones espaciales de los primeros EOFs de las anomalías zonales de altura geopotencial en 50 hPa al sur de 20°S. Para el período 1 979–2 020 (unidades arbitrarias).	19
3.2. Ejemplo de cálculo de la función analítica de la señal de anomalías zonales de altura geopotencial. Los primeros cuatro paneles muestran las cuatro primeras ondas zonales y el último la señal completa. En verde se muestra la señal original y en naranja la transformada de Hilbert.	21
3.3. Patrones espaciales de los dos primeros cEOF de las anomalías zonales de altura geopotencial de SON en 50 y 200 hPa para el período 1 979–2 020. El sombreado corresponde a la fase 0° y los contornos, a la fase 90°. La proporción de varianza explicada por cada modo con respecto a la media zonal está indicada entre paréntesis. Las unidades son arbitrarias.	24
3.4. Series temporales de los dos primeros cEOF de las anomalías zonales de altura geopotencial de SON en 50 y 200 hPa para el período 1 940–2 020. El cEOF1 (fila a) y cEOF2 (fila b) separados en la fase 0° (columna 1) y la fase 90° (columna 2). Las líneas oscuras muestran la tendencia lineal mediante un suavizado de regresión local. Las líneas negras horizontales y verticales muestran el valor medio y el rango de cada serie, respectivamente. La proporción de varianza explicada por cada modo con respecto a la media zonal está indicada entre paréntesis. Las unidades son arbitrarias.	25
3.5. Regresión de anomalías de temperatura geopotencial en SON ($m^2 s^{-1}$) con la fase de 0° (columna 1) y de 90° (columna 2) del cEOF1 en 50 hPa (fila a) y 200 hPa (fila b) para el período 1 979–2 020. Estos coeficientes fueron obtenidos a partir de una regresión múltiple incluyendo ambas fases. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR.	27
3.6. Igual que la Figura 3.5 pero para el cEOF2.	29
3.7. Igual que la Figura 3.5 pero para la temperatura del aire (K).	31
3.8. Regresión de anomalías zonales de temperatura (sombreado, Kelvin) y razón de mezcla de ozono (contornos, valores negativos en línea punteada, etiquetas en partes por mil millón en masa) promediados entre 75°S y 45°S en SON con la fase de 0° (a) y de 90° (b) del cEOF1 para el período 1 979–2 020.	32

3.9. Regresión de las anomalías de Columna Total de Ozono (CTO, sombreado, unidades Dobson) con la fase de 0° (a) y de 90° (b) del cEOF1 para el período 1 979–2 020. En contornos, la anomalía zonal media de CTO (contornos negativos en líneas punteadas, unidades Dobson). Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR.	33
3.10. Histograma de la distribución de fases del cEOF2 para el período 1 979–2 020. Los intervalos están centrados en 90°, 0°, -90°, -180° con un ancho del intervalo de 90°. Las pequeñas líneas verticales cerca del eje horizontal marcan las observaciones.	35
3.11. Varianza de las anomalías de TSM (fila a) y de las anomalías zonales de función corriente (fila b) explicada por el cEOF1 (columna 1) el cEOF2 (columna 2).	36
3.12. Regresión de (columna 1) TSM (K) y (columna 2) anomalías zonales de función corriente ($m^2/s \times 10^{-7}$) y sus vectores de acción de onda con diferentes fases del cEOF2 (indicado con la flecha) en el período 1 979–2 020. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR.	37
3.13. Diagrama de Euler mostrando la proporción de la varianza de cada serie (DMI, ONI y la fase de 90° del cEOF2) explicada por las demás (p.e. la región común entre DMI y ONI es la varianza del DMI explicada por el ONI y viceversa).	38
3.14. Valores del ONI en SON y la fase del cEOF2 en el período 1 979–2 020. Los años en los cuales la magnitud del cEOF2 es mayor o menor que la mediana se muestran como diamantes naranja o círculos verdes respectivamente. La línea negra representa el ajuste $ONI \sim \text{sen}(\text{fase})$ computado por cuadrados mínimos pesados por la magnitud del cEOF2.	40
3.15. Espectro de Fourier para cada fase del cEOF2 y del ONI.	41
3.16. Igual que la Figura 3.12 pero para el cEOF1.	42
3.17. Igual que la Figura 3.11 pero para Temperatura a 2 metros y precipitación.	43
3.18. Regresión de la temperatura de 2 metros (K, sombreado) y la altura geopotencial de 850 hPa (m, contornos) (columna 1), y la precipitación (correlación, columna 2) sobre diferentes fases de cEOF2. Para el trimestre SON del período 1 979–2 020. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR.	44

4.1. Ejemplo de regresión segmentada. La relación entre X e Y es lineal pero con distinta pendiente para valores de X positivos y negativos.	50
4.2. Patrones espaciales del primer EOF de la altura geopotencial en 700 hPa para el período 1 979–2 020. (a) Campo completo, (b) componente zonalmente asimétrica y (c) componente zonalmente simétrica. Unidades arbitrarias con valores negativos en azul y negativos en azul.	51
4.3. Regresión segmentada de la anomalía zonal de altura geopotencial en 50 hPa con el índice SAM para cada signo para el período 1 979–2 020. La correlación espacial al cuadrado entre cada campo en cada estación se detalla debajo de la estación. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor de la diferencia entre el signo positivo y el negativo es menor que 0,01 ajustado por FDR (no hay áreas).	52
4.4. Igual que la Figura 4.3 pero para 700 hPa.	53
4.5. Regresión múltiple de las anomalías zonales de altura geopotencial para cada estación. El sombreado muestra la regresión de cada estación y los contornos grises, la diferencia de cada estación con respecto a SON (valores negativos en línea punteada y positivos en línea sólida). La correlación espacial al cuadrado entre cada campo y el campo de SON se detalla debajo de la estación. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR, donde para estaciones distintas a SON, marca el p-valor de la diferencia respecto a SON.	54
4.6. Patrón espacial del primer EOF computado para el período 1979 – 1998 (columna 1) y 1999 – 2020 (columna 2) para 50 hPa (fila a) y 700 hPa (fila b). Unidades arbitrarias con valores negativos en azul y negativos en azul.	55
4.7. Serie temporal de A-SAM y S-SAM en 50 hPa (panel a) y 700 hPa (panel b). A la derecha, la densidad de probabilidad de cada índice. Las series están estandarizadas por el desvío estándar del SAM en cada nivel.	56
4.8. Espectro de cada serie temporal suavizada. El sombreado indica el intervalo de confianza del 95 % del espectro nulo calculado usando bootstrap tomando 5000 simulaciones de un modelo autoregresivo ajustado a los datos. La línea gris indica la amplitud promedio teórica del modelo autoregresivo. Para el período 1 979–2 020.	57
4.9. Correlación instantánea y con un defasaje de 1 mes entre S-SAM y A-SAM para el período 1 979–2 020.	58

4.10. Correlación cruzada entre niveles para el índice SAM (a), A-SAM (b) y S-SAM (c) para el período 1 979–2 020.	59
4.11. Tendencias lineales (en desvio estandard por década) del SAM (columna a), A-SAM (columna b) y S-SAM (columna c) para cada nivel usando datos del todo el año (fila 1) y promedios estacionales (filas 2 a 5) para el período 1 979–2 020. El sombreado indica el intervalo de confianza de 95 %.	60
4.12. Tendencias lineales (en porcentaje por década) de la varianza explicada por el A-SAM y el S-SAM en cada nivel para cada trimestre en el período 1 979–2 020. El sombreado indica el intervalo de confianza del 95 %.	61
4.13. Regresión de altura geopotencial (metros) en 50 hPa (fila a) y 700 hPa (fila b) con el SAM (columna 1), A-SAM (columna 2) y S-SAM (columna 3) para el período 1 979–2 020. Los puntos en panel b.2 indican la posición de los puntos de referencia usados por Raphael (2004) para calcular su índice de la onda zonal 3.	63
4.14. Amplitud (metros) de las ondas zonales de los patrones de regresión de altura geopotencial de la Figura 4.13 para ondas zonales con número de onda 0, 1, 2 y 3, donde el número de onda 0 representa la amplitud de la media zonal.	65
4.15. Regresión de las anomalías mensuales de altura geopotencial promediada entre 65°S y 45°S (metros) y el índice A-SAM de 50 hPa (a) y 700 hPa (b) (niveles indicados en línea punteada) para el período 1 979–2 020.	66
4.16. Regresión de las anomalías de temperatura a dos metros (Kelvin) con el índice SAM (columna a), A-SAM (columna b) y S-SAM (columna c) en cada trimestre para el período 1 979–2 020. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR. La escala de colores se corta en $\pm 0,6\text{K}$ para resaltar valores de regresión en los trópicos y latitudes medias a expensas de los valores en las regiones polares.	70
4.17. Regresión de anomalías de precipitación (mm por día) con el SAM (a), A-SAM (b) y S-SAM (c) para el período 1 979–2 020. En gris, las zonas con valores faltantes. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR. La escala de colores se corta en $\pm 0,25\text{K}$ para resaltar valores de regresión en los trópicos y latitudes medias a expensas de los valores en las regiones polares.	72

4.18. Regresión de anomalías de precipitación (mm por día, sombrado) y anomalías de altura geopotencial (líneas finas, valores positivos en líneas llenas y negativos en líneas punteadas) para todo el año (fila a) y medias estacionales (filas b a e) con el SAM (columna 1), A-SAM (columna 2) y S-SAM (columna 3) para el período 1 979–2 020. Nueva Zelanda e islas aledañas. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR.	74
4.19. Igual que la Figura 4.18 pero para Sudamérica.	76
4.20. Coeficiente de determinación (r^2) entre la fase de 0° (fila a) y 90° (fila b) de los cEOFs con el SAM, A-SAM y S-SAM para cada nivel durante el período 1 979–2 020. Las líneas gruesas representan valores con p-valor menor a 0.01 ajustado por FDR.	78
 5.1. r^2 de los patrones espaciales de cada modelo con ERA5 para cada cEOF.	83
5.2. Fase de 0° del cEOF1 en 50 hPa (sombreado, valores positivos en rojo, negativos en azul) de las corridas históricas de los modelos de CMIP6 analizados. Los contornos marcan el patrón de ERA5 (valores positivos en líneas llenas, valores negativos en línea punteada)	85
5.3. Igual que la Figura 5.2 pero para el cEOF2 en 200 hPa.	86
5.4. Media multimodelo (sombreado, valores positivos en rojo, negativos en azul) de los campos espaciales de cada cEOF, fase y nivel. Los contornos marcan los patrones de ERA5 (valores positivos en líneas llenas, valores negativos en línea punteada). El r^2 entre ERA5 y la media multimodelo está entre paréntesis.	88
5.5. r^2 entre el índice ONI y el cEOF2 para cada modelo del CMIP6 y ERA5.	89
5.6. Igual que la Figura 3.14 pero para los modelos del CMIP6. El ajuste sinusoidal para cada modelo se realiza utilizando todos los miembros.	90
5.7. Estimación de densidad por núcleos de la fase del cEOF2 para primaveras con ONI menor a -0.5, entre -0.5 y 0.5, y mayor a 0.5.	91
5.8. Espectros de Fourier para las fases del cEOF2 y del ONI de cada modelo. En línea obscura es el espectro promedio de todos los miembros, que se muestran en líneas translúcidas. El espectro del ONI es el espectro promedio de todos los miembros de cada modelo. Los paneles están ordenados de mayor a menor según el r^2 entre la fase de 90° del cEOF2 y el ONI, el cual se muestra entre paréntesis en el título de cada panel.	92

5.9. Media multimodelo de regresión de TSM con los cEOFs. El área sombreada muestra las zonas donde más de la mitad de los modelos tienen p-valor menor a 0.01. Los contornos negros muestran la regresión de TSM observada en ERA5.	93
5.10. R^2 entre los patrones de regresión de TSM cada modelo y el patrón de regresión de TSM en ERA5.	94
5.11. Igual que la Figura 4.20 pero para los modelos del CMIP6.	95
5.12. Series temporales de anomalías estandarizadas de los cEOFs computados usando el período 1850 – 2014. Las anomalías están computadas sobre el período 1850 – 1900. En líneas translúcidas, las series promedio de cada modelo. En línea oscura, la media multimodelo.	96
5.13. Tendencias lineales de cada fase del cEOF1 desde 1950. Cada punto representa un miembro, donde los miembros con tendencias significativas ($p\text{-valor} < 0.01$) se marcan con una cruz. La línea vertical punteada representa la tendencia media de todos los modelos.	97
5.14. (ref:ceof-damip-cap)	98
5.15. Media multimodelo de las dos fases del cEOF1 para las corridas históricas y para la suma de las corridas hist-GHG, hist-stratO3 e hist-aer. .	99

Dedicatoria

You can have a dedication here if you wish.

Capítulo 1

Introducción

intro

La circulación general del hemisferio sur es más zonalmente simétrica que la del hemisferio norte, pero las anomalías zonales de la circulación tienen impactos regionales importantes (p.e. Hoskins y Hodges 2005). Modulan fuertemente los sistemas meteorológicos y el clima regional al influenciar el transporte meridional de calor, humedad y momento (Trenberth 1980; Raphael 2007) e incluso podrían estar relacionados con la ocurrencia de extremos climáticos de alto impacto (Pezza, Rashid y Simmonds 2012).

A pesar de estos impactos, las anomalías zonales de circulación están poco estudiadas en el hemisferio sur. Por ejemplo, el principal patrón de circulación en latitudes medias – el Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas en inglés) – es entendido como un patrón zonalmente simétrico (Fogt y Marshall 2020) a pesar de estar asoaciado a significativas anomalías zonales de altura geopotencial. Estas asimetrías zonales no han sido ampliamente estudiadas, pero trabajos previos sugieren que tienen un rol importante en modular los impactos regionales del SAM (Fan 2007; Silvestri y Vera 2009; Fogt, Jones y Renwick 2012; Rosso et al. 2018).

La circulación zonalmente asimétrica suele describirse en base a la amplitud y la fase de las ondas zonales obtenidas por descomposición de Fourier de la altura geopotencial o la presión a nivel del mar en cada latitud (p.e., van Loon y Jenne 1972; Trenberth 1980; Turner et al. 2017). Bajo este enfoque, las ondas zonales 1 y 3 explican casi el 99 % de la varianza total del campo medio anual de las anomalías zonales de altura geopotencial de 500 hPa en 50°S (van Loon y Jenne 1972). Trenberth y Mo (1985) concluyó que la onda 3 tiene un rol importante en el desarrollo de los fenómenos de bloqueo. Además, trabajos previos identificaron patrones de onda con números de onda dominantes 3-4 en latitudes extratropicales y subpolares con impactos regionales distintivos, como en las anomalías en la concentración de hielo marino antártico (Raphael 2007).

Quintanar y Mechoso (1995) realizaron experimentos de sensibilidad tratando de identificar los factores importantes en el mantenimiento de la onda zonal 1 climatológica. Encontraron que ni la temperatura ni la orografía de la Antártida eran suficientes para explicar la amplitud de esta onda en latitudes subpolares, por lo que concluyeron que los forzantes remotos debían jugar un papel importante. Por otro lado Wang, Kushner y Waugh (2013) encontraron que la destrucción y recuperación de la capa de ozono está asociada a un aumento y disminución de la actividad de las ondas planetarias, respectivamente, pero su análisis no distingue en la actividad de distintos números de onda.

En cuanto a la onda 3, experimentos de sensibilidad sugieren que los forzantes tropicales no son importanets para determinar la amplitud de la onda 3, sino que ayudan a fijarla en una fase preferencial y así se vea reflejada en el campo medio. Campitelli (2018) realizó simulaciones con el modelo SPEEDY eliminando la variabilidad de la temperatura de la superficie del mar (TSM) tropical, encontrando que la amplitud de la onda 3 era similar a la simulación control, pero que su fase era mucho más variable. Estas conclusiones son consistentes con Goyal et al. (2021) quien realizó simulaciones con *aquaplanet* al que le agregó los continentes individualmente, sugiriendo que la distribución de los tres continentes del hemisferio sur no tiene un rol relevante en el establecimiento de la onda 3 ni su importancia en el campo medio. Este trabajo además propone que la onda 3 representa un tren de onda con propagación meridional y amplitud relativamente localizada en vez de una onda planetaria con amplitud constante en todo el hemisferio.

Si la onda 3 es mejor entendida en término de trenes de onda con propagación meridional, el uso de la descomposición de Fourier no es válido, ya que ésta asume que la circulación puede describirse aproximadamente en términos de ondas zonales de amplitud constante a lo largo de un círculo de latitud. Para abordar esta limitación, la técnica de Fourier puede generalizarse para integrar toda la amplitud de las ondas planetarias, independientemente del número de onda, calculando la envolvente de la onda (Irving y Simmonds 2015). La envolvente de onda puede representar ondas planetarias con diferente amplitud en diferentes longitudes, pero carece de información sobre la fase y el número de onda. Utilizando este método, Irving y Simmonds (2015) demostró que la amplitud de las ondas planetarias en general está asociada a anomalías de concentración de hielo marino antártico y temperatura, así como a las anomalías de precipitación en regiones de topografía significativa en latitudes medias del hemisferio sur y en la Antártida.

Otro enfoque ampliamente utilizado para caracterizar las anomalías de la circulación

troposférica del hemisferio sur es el cálculo de las Funciones Ortogonales Empíricas (EOF, también conocidas como Análisis de Componentes Principales). El SAM aparece como el EOF que explica la mayor parte de la varianza la circulación del hemisferio sur (Fogt y Marshall 2020), seguido por los EOF 2 y 3, normalmente conocidos como PSA1 y PSA2, respectivamente. Éstos describen trenes de ondas con propagación meridional que se originan en el Pacífico ecuatorial oriental y en el sector australiano-océano Índico, y viajan hacia el Atlántico Sur siguiendo un arco de gran círculo a lo largo de la costa Antártida (Mo y Paegle 2001). Estos patrones influyen en las anomalías de precipitación en Sudamérica (Mo y Paegle 2001). Aunque estos patrones suelen derivarse aplicando EOF a anomalías temporales, Raphael (2003) también aplicó métodos EOF específicamente a anomalías zonales. Irving y Simmonds (2016) propuso una metodología novedosa para identificar objetivamente el patrón PSA utilizando la descomposición de Fourier. Más recientemente Goyal et al. (2022) creó un índice de amplitud y fase de la variabilidad zonal tipo onda 3 combinando los dos EOF principales de las anomalías del viento meridional.

Los patrones resultantes del análisis EOF son más flexibles que los modos derivados de la descomposición de Fourier, ya que pueden captar patrones de oscilación que no pueden caracterizarse por ondas puramente sinusoidales con amplitud constante. No obstante, se limitan a los modos de oscilación estacionarios y no pueden representar correctamente la propagación meridional o la variación espacial de amplitud y fase. Un único EOF también puede representar una mezcla de dos o más modos físicos.

Una tercera metodología comúnmente utilizada para describir anomalías de circulación consiste en identificar características particulares de interés y crear índices utilizando métodos simples como promedios y diferencias. Ejemplos de esta metodología son el índice SAM de Gong y Wang (1999), el índice de actividad de la onda 3 hemisferio sur definido por Raphael (2004) y el índice de circulación zonalmente asimétrica hemisferio sur de Hobbs y Raphael (2010). Estos métodos derivados se fundamentan en otros métodos, como la descomposición de Fourier o las EOF, para identificar los centros de acción de los fenómenos descritos y pueden ser útiles para caracterizar rasgos que no se aprecian fácilmente con estos métodos. Este tipo de índices suelen ser fáciles de calcular, pero no suelen captar patrones no estacionarios.

En conclusión, las metodologías usadas en la literatura para estudiar la circulación atmosférica de gran escala no son apropiadas para el estudio de la onda3, la cual es un patrón ondulatorio no estacionario con propagación meridional y amplitud no constante a lo largo de un círculo de latitud.

Una metodología alternativa que se ha propuesto para estudiar las ondas pro-

pagantes y estacionarias son las funciones ortogonales empíricas complejas (cEOF) (Horel 1984). Este método amplía el análisis EOF para capturar oscilaciones con amplitud y fase variables y se ha aplicado al dominio temporal. Por ejemplo, Krokkin y Luxemburg (2007) aplicó cEOF a las anomalías mensuales de precipitación basadas en estaciones y a las anomalías mensuales de temperatura en la región de Siberia Oriental y Extremo Oriente para caracterizar los principales modos de variabilidad y su relación con los índices de teleconexión. Del mismo modo, Gelbrecht, Boers y Kurths (2018) aplicó cEOF a la precipitación diaria a partir de reanálisis para estudiar las características de propagación del Monzón Sudamericano. Hasta donde sabemos, el análisis cEOF no se ha aplicado en el dominio espacial para capturar la naturaleza variable en fase de las ondas planetarias en la atmósfera.

El objetivo de esta tesis es mejorar la descripción y comprensión de la circulación extratropical hemisferio sur zonalmente asimétrica utilizando cEOF, que puede describir ondas planetarias de fase variable con amplitud variable a lo largo de un círculo de latitud. Dada la falta de estudios sobre las asimetrías zonales del SAM, también proponemos desarrollar una metodología para caracterizar la variabilidad de las componentes simétricas y asimétricas del SAM, sus impactos y sus forzantes. Además, intentamos ampliar el conocimiento del comportamiento simultáneo de la circulación asimétrica hemisferio sur en la troposfera y la estratosfera.

Capítulo 2

Exploración de índice de onda 3

exploracióndelíndice-de-onda-3

La Introducción introdujo conceptualmente algunos aspectos problemáticos de las metodologías e índices normalmente utilizados en la literatura para estudiar la circulación zonalmente asimétrica el hemisferio sur. Este capítulo analiza empíricamente en más detalle el índice propuesto por Raphael (2004) (R04, desde ahora) y la amplitud de la onda calculada a partir de Fourier.

2.1. Métodos

muxe9todox

2.1.1. Datos

datos

Utilizamos datos mensuales de altura geopotencial, del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis versión 5 (ERA5) (Hersbach et al. 2020). Estos datos se utilizaron a una resolución espacial de $2,5^{\circ}$ de longitud por $2,5^{\circ}$ de latitud. Utilizamos datos del período post-satelital (1 979–2 020) para minimizar posibles problemas causados por cambios en la cobertura de datos.

2.1.2. Índice R04

uxedndice-r04

El índice R04 era, hasta hace poco, el único índice establecido en la literatura para cuantificar la actividad de la onda zonal 3 del hemisferio sur. Se calcula como el promedio de las anomalías zonales estandarizadas del promedio móvil de tres meses de altura geopotencial en 49°S y en 500 hPa en tres ubicaciones elegidas para coincidir aproximadamente con los máximos climatológicos de la onda 3 según van Loon y Jenne (1972): 50°E , 166°E y 76°O . El promedio móvil de tres meses se aplica para evitar que el índice sea sensible al ciclo estacional de la localización de la onda 3

climatológica.

2.1.3. Envolvente

envolvente

Para cuantificar la actividad de las ondas zonales, calculamos la envolvente de las ondas siguiendo a Irving y Simmonds (2015). Primero se calcula la transformada de Fourier de las anomalías de geopotencial en un círculo de latitud determinado, luego se le aplica la transformada inversa sólo al espectro positivo y finalmente se toma el doble de la amplitud de este resultado complejo.

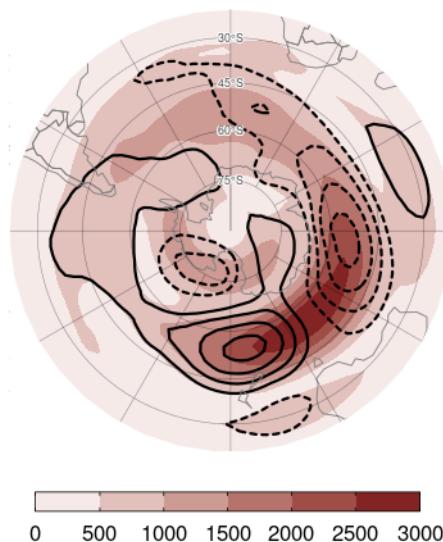


Figura 2.1: Anomalías zonales de altura geopotencial en 500 hPa en septiembre de 1989 (contornos, líneas sólidas indican valores positivos y líneas punteadas indican valores negativos) y envolvente de ondas zonales (sombreado).

fig:envolvente-ejemplo

La Figura 2.1 muestra un ejemplo de la envolvente de la altura geopotencial en 500 hPa en septiembre de 1989. Las anomalías zonales de altura geopotencial son intensas al sur de Australia y Nueva Zelanda. La envolvente captura esa región.

2.1.4. Software

software

El análisis de datos se realizó utilizando el lenguaje de programación R (R Core Team 2020), con los paquetes data.table (Dowle y Srinivasan 2020) y metR (Campitelli 2020). Los gráficos se hicieron con ggplot2 (Wickham 2009).

Los datos de reanálisis fueron descargados con el paquete ecmwf (Hufkens 2020), los datos de CMIP y DAMIP se descargaron con el paquete rcmip6 (Campitelli 2023)

y los índices del ENSO y el dipolo del Índico, con el paquete rsoi (Albers y Campitelli 2020).

La tesis se compiló utilizando knitr y rmarkdown (Xie 2015; Allaire et al. 2020).

2.2. Resultados

`resultados`

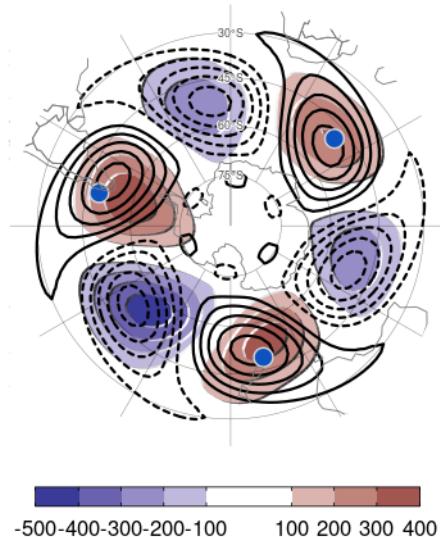


Figura 2.2: Mapa de regresión entre R04 y la anomalía zonal de altura geopotencial en 500 hPa (sombreado) y onda 3 del campo medio de altura geopotencial en 500 hPa (contornos; valores positivos en línea llena y negativos en línea punteada). En azul se indican la ubicación de los puntos usado para calcular R04.

`fig:raphael-regr`

La Figura 2.2 muestra las ubicaciones definidas por Raphael (2004) para calcular el índice y el mapa de regresión entre R04 y el campo de anomalías zonales de altura geopotencial en 500 hPa. Se observa que representa una onda 3 relativamente pura con una amplitud ligeramente más alta en la región del Pacífico. Sin embargo, se puede notar que los máximos al sur de Nueva Zelanda y sobre el pasaje de Drake se encuentran más al sur que los puntos usados de referencia.

La onda 3 descrita por R04 coincide bien con la onda 3 climatológica (contornos negros en la Fig 2.2). Esto es por construcción, ya que al usar puntos fijos cercanos a estos máximos climatológicos, R04 busca medir la similitud del campo de anomalías zonales de altura geopotencial con la onda 3 climatológica.

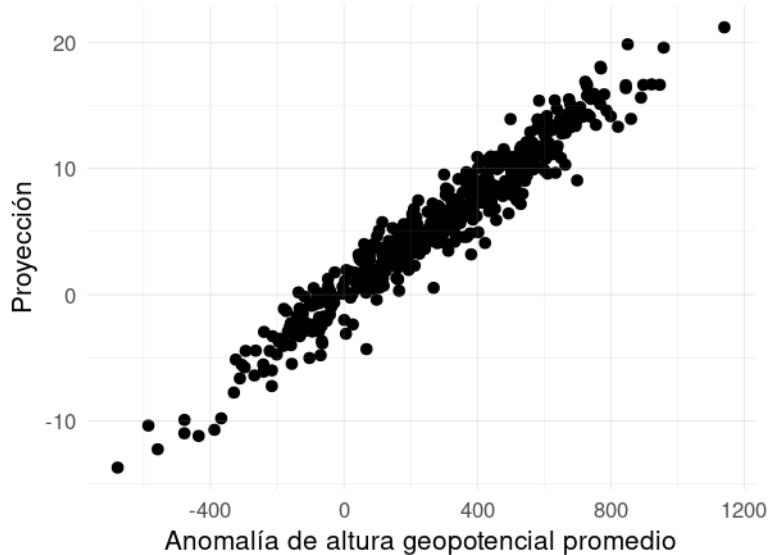


Figura 2.3: Relación entre la anomalía zonal de altura geopotencial en los tres puntos utilizados por R04 y la amplitud de la proyección de la geopotencial en 50°S, 500 hPa con la onda 3 climatológica [fig:pseudo-raphael](#)

La Figura 2.3 muestra la relación entre la proyección de la altura geopotencial en 50°S con la onda 3 climatológica en esa latitud y la anomalía zonal de altura geopotencial promediada en las tres ubicaciones de R04 –esto no es exactamente el índice R04 ya que éste se calcula a partir de un promedio móvil de 3 meses y una estandarización previa al promediado. Ambas series son casi idénticas, con una correlación de 0,97 (CI: 0,96 – 0,97). Esto ilustra que el índice R04 no es un índice de la amplitud de la onda 3, sino un índice de cuánto se parecen la altura geopotencial en 50°S a la onda 3 media en 50°S.

Si bien la Figura 2.2 muestra que R04 está asociado con una onda 3 relativamente pura, no es sorprendente que un índice basado en el promedio de 3 puntos esté altamente correlacionado con regiones cercanas a esos puntos. Esto no demuestra que éste sea un patrón físicamente coherente.

Para investigar la consistencia física de R04 se puede analizar la covariabilidad entre las tres regiones utilizadas para calcularlo.

La Tabla 2.1 muestra la matriz de correlación entre la anomalía zonal de altura geopotencial en las ubicaciones utilizadas para calcular el índice R04, indicadas por su longitud. Las correlaciones son muy cercanas a cero, e incluso la correlación entre el punto de 75°O y 50°E es negativa. Esto indica que los puntos no son covariantes y sugiere que no representan un patrón coherente.

tab:raphael-correlation
 Tabla 2.1: Correlación entre la anomalía zonal de geopotencial en los tres puntos considerados por Raphael.

	50°E	165°E	75°O
50°E	1,00	0,15	-0,13
165°E	0,15	1,00	0,04
75°O	-0,13	0,04	1,00

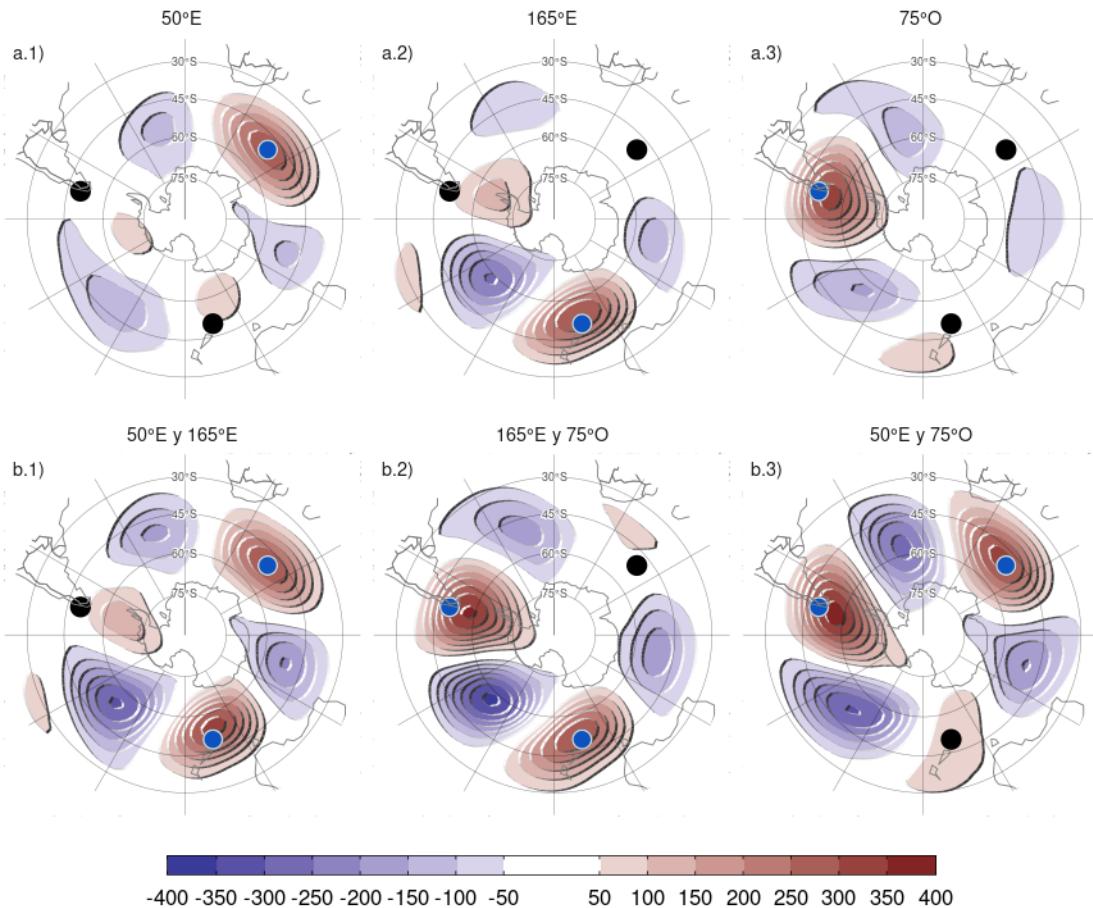
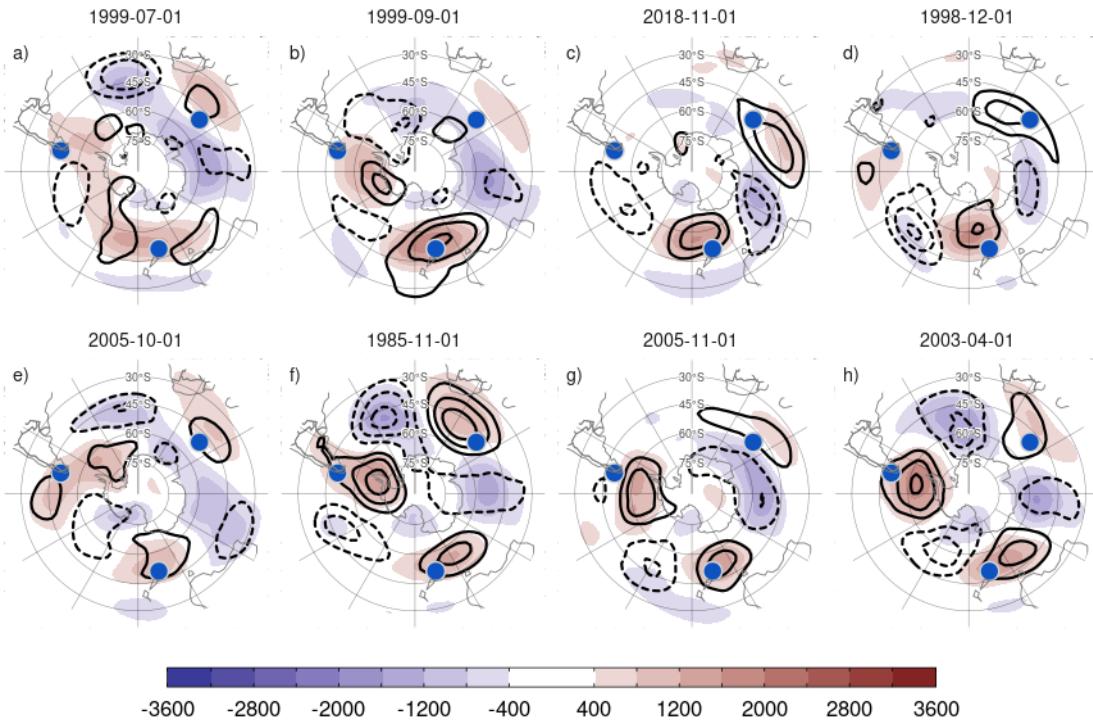


Figura 2.4: Regresión entre la anomalía zonal de altura geopotencial en 500 hPa e índices R04 usando combinaciones de 1 y 2 puntos. En cada panel, los puntos azules son los puntos usados para calcular el índice y los negros, los excluidos.

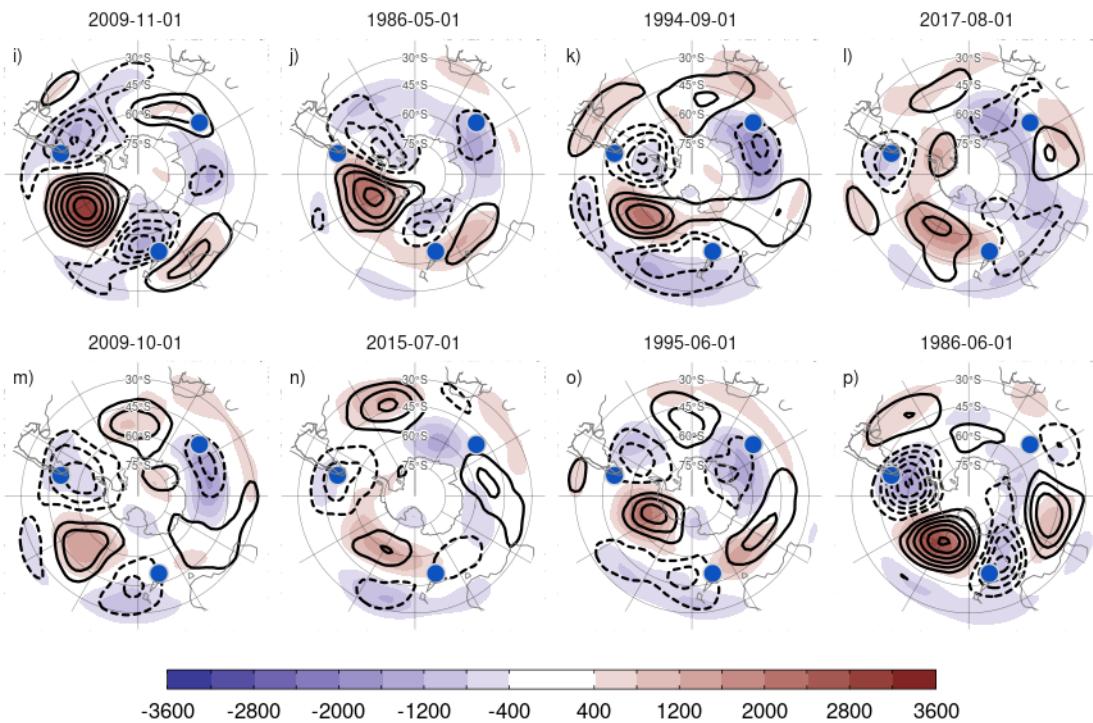
fig:cor-puntos

La Figura 2.4 muestra los campos de regresión de anomalía zonal de altura geopotencial con índices pseudo-R04 computados utilizando sólo un punto (fila a) o promedios de dos puntos (fila b). No hay un patrón coherente asociado a los puntos individuales. Las combinaciones de dos puntos se asocian a anomalías positivas en

los dos puntos relevantes y negativas entre los mismos –esperable ya que se trata de anomalías zonales– pero, crucialmente, no hay una asociación positiva con el tercer punto no incluido en el índice.



(a) Meses con mayor valor de R04 fig:raphael-top8-1



(b) Meses con menor valor de R04 fig:raphael-top8-2

Figura 2.5: Anomalía zonal de altura geopotencial (sombreado) y anomalía mensual de la anomalía zonal de altura geopotencial (contornos, valores positivos en línea sólida y valores negativos en línea punteada) en 500 hPa para los 8 meses con mayor y menor valor del índice R04. Los puntos azules indican las ubicaciones usadas en el índice R04. fig:raphael-top8

Finalmente, las Figuras 2.5a y 2.5b muestran la anomalía zonal y la anomalía mensual de la anomalía zonal de altura geopotencial en los los 8 meses con mayor y menor valor del índice, respectivamente. En pocos casos se observa un patrón de onda 3 bien marcado; por ejemplo, en abril de 2003 y noviembre de 1985 (paneles f y g) se observan tres zonas de anomalías positivas cercanas a las ubicaciones utilizadas para calcular R04 y tres zonas de anomalías negativas entre las mismas. En octubre de 2009 (panel o) se observa lo contrario. En casos para los cuales el índice es positivo no hay siquiera anomalías positivas en los tres puntos, como en noviembre de 2018 (panel b) diciembre de 1998 (panel e). En los casos negativos, parece haber un patrón de onda tipo PSA algo más definido, sin embargo, tampoco en estos casos hay buena consistencia entre los puntos.

De este análisis se desprende que el índice propuesto por Raphael (2004) no parece representar un fenómeno distintivo de onda 3.

Otra forma de medir la onda 3 es computando la amplitud de fourier de esta onda a lo largo de un circulo de latitud. El modelo de fourier también asume que la onda 3 tiene una amplitud constante a lo largo de todo el círculo de latitud y que no presenta propagación meridional. Esta medida no mide exactamente lo mismo que R04, ya que es sensible a la amplitud de la onda 3 sin importar dónde este localizada. Esto puede observarse en la Figura 2.6, donde se observa que la localización de la onda 3 varía considerablemente.

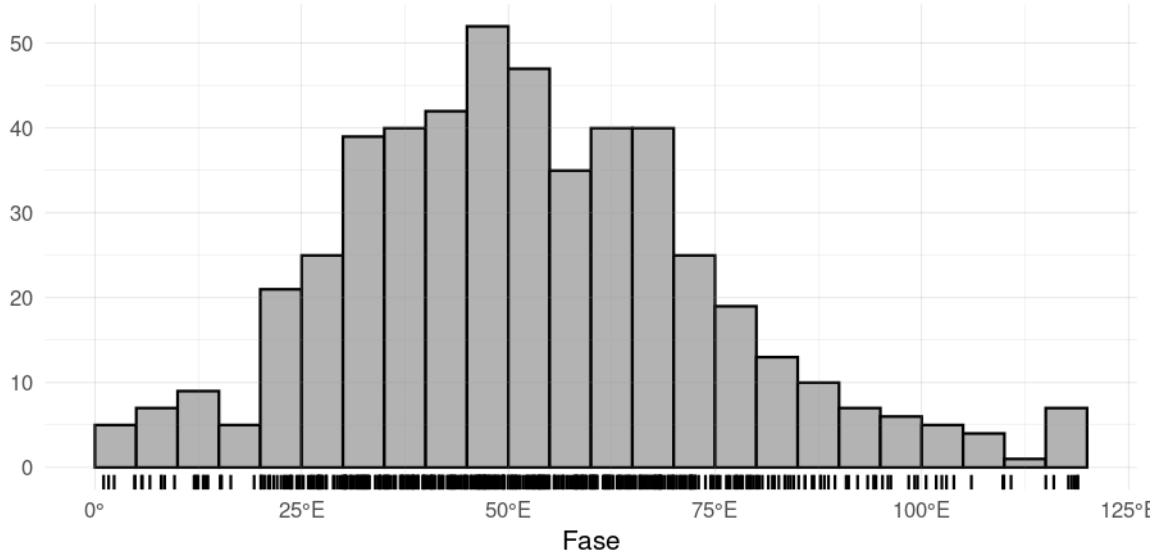


Figura 2.6: Histograma de la fase de la onda 3 de altura geopotencial en 500 hPa.
fig:fase-histogram

Por otro lado, la onda 3 de la altura geopotencial no es idéntica a la onda 3 de

las anomalías mensuales de altura geopotencial. Dado que la variable relevante para estudiar la variabilidad, los impactos, los forzantes y las tendencias son las anomalías con respecto a la media, desde ahora vamos a analizar las anomalías mensuales.

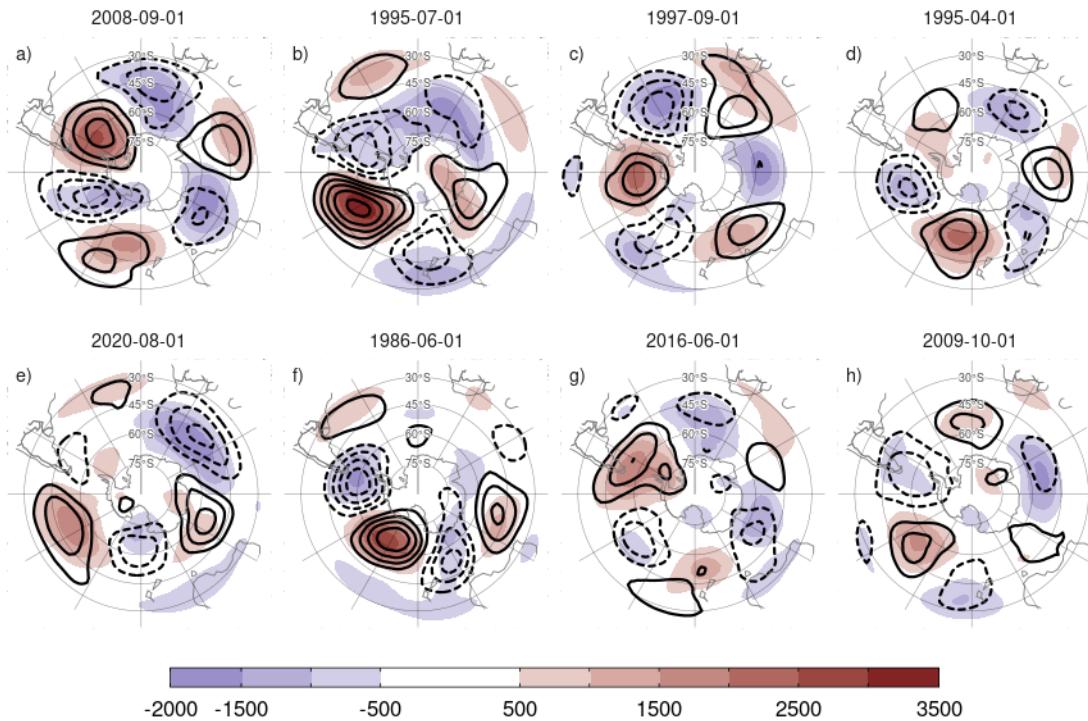


Figura 2.7: Igual que la Figura 2.5, pero para los 8 meses con mayor amplitud de la onda 3 de la anomalía mensual de altura geopotencial en 500 hPa.

`fig:zw3-top8`

La Figura 2.7 es equivalente a la Figura 2.5 pero para los 8 meses con mayor amplitud de la onda 3 de anomalía mensual de altura geopotencial en 500 hPa. Se observa que una amplitud alta se asocia a una onda 3 relativamente clara, pero que su amplitud no es constante en todo el hemisferio. Por ejemplo, la mayor amplitud de la onda 3 se observa en septiembre de 2008 (panel a). Las anomalías zonales tienen mayor intensidad y se encuentran más al sur en la zona del Pacífico y al este de Sudamérica que en el Índico y al sur de Australia.

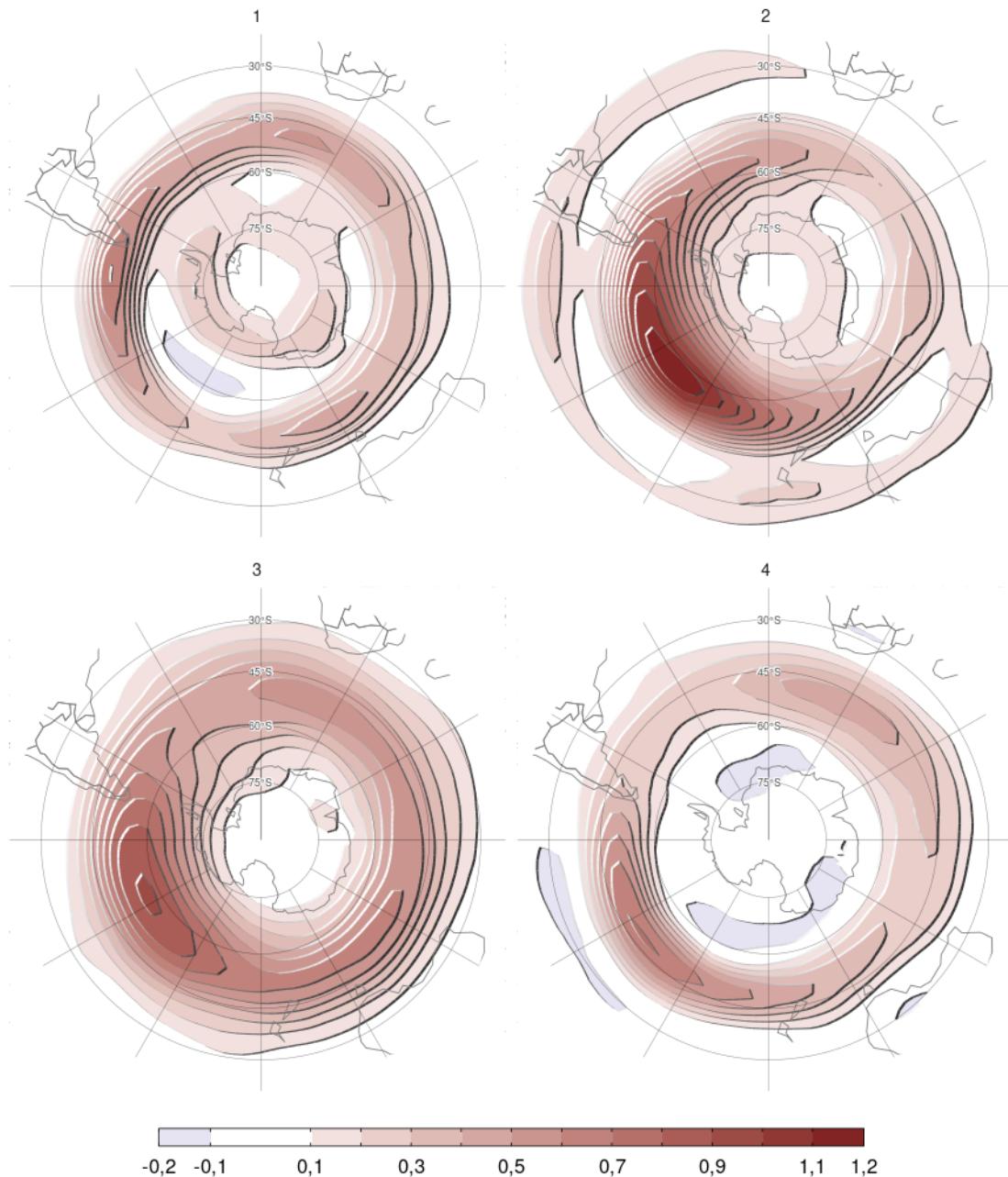


Figura 2.8: Regresión entre la amplitud de las ondas 1 a 4 y la envolvente de todas las ondas zonales de las anomalías de altura geopotencial.
Fig:envelope-regr

Esta diferencia longitudinal en la amplitud de las ondas puede capturarse a partir de la envolvente de las ondas. La Figura 2.8 muestra la regresión entre la amplitud de las ondas 1 a 4 y la envolvente de todas las ondas zonales de las anomalías de altura geopotencial. Se observa que la amplitud de la onda 1 se asocia a mayor actividad de onda en una banda aproximadamente zonalmente simétrica, indicando que la onda 1

contribuye con las anomalías zonales aproximadamente en todas las longitudes. Las ondas 2 y 3, en cambio, contribuyen a las anomalías mensuales de altura geopotencial principalmente en el Pacífico sur. Esto es consistente con lo observado en casos particulares en la Figura 2.7 y sugiere que la onda 3 es más localizada que un modelo sinusoidal puro.

2.3. Conclusiones

conclusiones

De este análisis concluimos que ni el modelo de Raphael (2004) ni el modelo de Fourier son adecuados para estudiar la onda 3 en el hemisferio sur. Es necesario un modelo que permita detectar cambios en la fase, modulación zonal de la amplitud y propagación meridional. En el próximo capítulo presentamos un índice basado en Funciones Empíricas Ortogonales Complejas (cEOF) que resuelve estos problemas.

Capítulo 3

Modos de variabilidad de la circulación zonalmente asimétrica en primavera

ceofs

3.1. Introducción

introducciuxf3n

Dadas las deficiencias de los índices analizados previamente, es necesaria una metodología alternativa para caracterizar la circulación zonalmente asimétrica. Proponemos el uso de Funciones Ortogonales Empíricas Complejas (cEOF) (Horel 1984), ya que éstas permiten caracterizar modos de variabilidad con amplitud y fase variable en el tiempo y con una estructura espacial más compleja que ondas sinusoidales constantes por cada círculo de latitud.

En base a exploraciones preliminares, en este capítulo nos restringimos al trimestre septiembre-octubre-noviembre (SON) ya durante esta estación las teleconexiones sobre Sudamérica son más intensas (Cazes-Boezio, Robertson y Mechoso 2003). Muchas de las características de los cEOF son similares en los otros trimestres a excepción del trimestre diciembre-enero-febrero, el cual tiene características distintas.

Analizamos el nivel de 200 hPa dado que es un nivel cercano al máximo de la amplitud de la onda 3 (Campitelli 2018). Dada la importancia de la variabilidad estratosférica en modular la propagación de las ondas, también incluimos el nivel de 50 hPa.

3.2. Métodos

muxe9todos-1

3.2.1. Datos

datos-1

Utilizamos datos mensuales de ERA5 al igual que en el capítulo anterior. Además de altura geopotencial, utilizamos datos de temperatura del aire, temperatura a 2 metros, relación de mezcla de ozono y columna total de ozono (CTO). La mayor parte del análisis utiliza datos del período post-satelital (1 979–2 020), pero nos extendemos hacia 1940 para examinar las tendencias a largo plazo.

La función de corriente a 200 hPa se derivó a partir de la vorticidad de ERA5 utilizando la subrutina de FORTRAN FISHPACK (Adams, Swartztrauber y Sweet 1999), y los flujos horizontales de actividad de onda se calcularon siguiendo el método descrito por (Plumb 1985).

Utilizamos datos mensuales de Temperatura de la Superficie del Mar (TSM) de Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) v5 (Huang et al. 2017) y precipitación mensual del CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP, Xie y Arkin 1997), con una resolución de 2° y $2,5^{\circ}$, respectivamente. Este conjunto de datos de lluvia integra información de diversas fuentes, incluyendo observaciones de pluviómetros, estimaciones inferidas por satélite y el reanálisis NCEP-NCAR. Cubre el período desde 1979 hasta la actualidad.

Además, incorporamos índices climáticos en nuestro análisis. El Índice del ENSO Oceánico (ONI, Bamston, Chelliah y Goldenberg 1997) del Climate Prediction Center de la NOAA y el Índice del Dipolo del Índico (DMI, Saji y Yamagata 2003) del Global Climate Observing System Working Group on Surface Pressure.

3.2.2. Regresiones

regresiones

Para cuantificar la asociación entre múltiples índices o índices multivariados y otras variables meteorológicas usamos regresión lineal múltiple. Para obtener los coeficientes lineales de una variable Z (altura geopotencial, temperatura, precipitación, etc.) con un índice de variables X e Y ajustamos la ecuación

$$Z(\lambda, \phi, t) = \alpha(\lambda, \phi) X + \beta(\lambda, \phi) Y + X_0(\lambda, \phi) + \epsilon(\lambda, \phi, t) \quad (\text{eq:multiple-regression-sam})$$

donde λ y ϕ son la longitud y la latitud, t es el tiempo, α y β son los coeficientes de regresión lineal, X_0 y ϵ son la constante y los términos de error. A partir de esta ecuación, α representa la asociación (lineal) de Z con la variabilidad de X que no se explica por la variabilidad de Y ; es decir, es proporcional a la correlación parcial de Z

y X , controlando el efecto de Y , y viceversa para β .

Para las regresiones estacionales, promediamos la variables para cada año y trimestre (DJF, MAM, JJA, SON) antes de calcular la regresión.

La significancia estadística de los campos de regresión se evaluó ajustando los p-valores mediante el control de la Tasa de Falso Descubrimiento (Benjamini y Hochberg 1995; Wilks 2016) para evitar resultados engañosos derivados del elevado número de regresiones (Walker 1914; Katz y Brown 1991).

Calculamos las tendencias lineales mediante mínimos cuadrados ordinarios y el intervalo de confianza del 95 % se calculó asumiendo una distribución t con los grados de libertad de los residuos apropiados.

Calculamos las estimaciones de probabilidad de densidad utilizando un kernel gaussiano de anchura óptima según Sheather y Jones (1991).

3.3. EOF

eof

Calculamos los EOFs haciendo la descomposición en valores singulares de la matriz de datos. Ponderamos los valores por la raíz cuadrada del coseno de la latitud para tener en cuenta que el área representada por cada punto de grilla (Chung y Nigam 1999).

3.3.1. Funciones ortogonales complejas (cEOF)

ceof-metodo

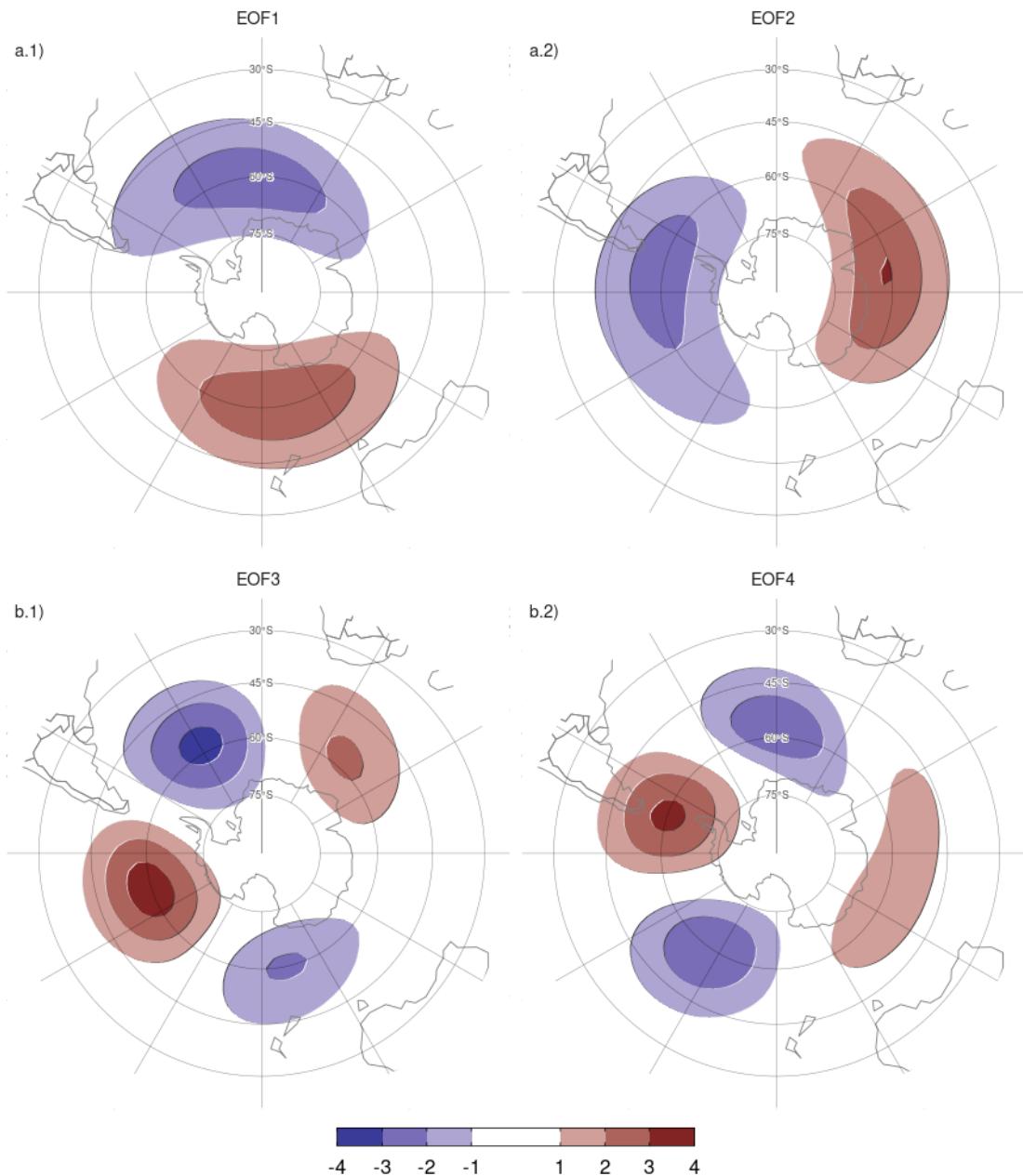


Figura 3.1: Patrones espaciales de los primeros EOFs de las anomalías zonales de altura geopotencial en 50 hPa al sur de 20°S. Para el período 1 979–2 020 (unidades arbitrarias).

fig:eof-naive

Una de las metodologías más extendidas para analizar la variabilidad espaciotemporal de una variable es la de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) o componentes principales. La Figura 3.1 muestra las cuatro primeras EOFs de las anomalías zonales de altura geopotencial de SON en 50 hPa al sur de 20° S. Se puede observar que los dos primeros EOFs representan un único patrón de una onda zonal 1 no estacionario (es decir, un patrón con características espaciales similares donde la localización de los máximos varía). Dado que los EOFs estándar sólo pueden representar patrones estacionarios (Horel 1984), ésta onda aparece como un par de EOFs girados en 1/4 de longitud de onda (90° en el espacio de frecuencias). La amplitud de esta onda 1 podría medirse como $\sqrt{PC_1^2 + PC_2^2}$ y su fase como $\tan^{-1} \left(\frac{PC_2}{PC_1} \right)$ (donde PC1 y PC2 son las series temporales asociadas a cada EOF). Lo mismo sucede con el siguiente par de EOFs (EOF3 y EOF4), los cuales representan un mismo patrón con una escala espacial menor. Pero esto se fundamenta en la inspección visual cualitativa de estos patrones espaciales y sólo funciona correctamente si ambas fases aparecen claramente divididas en estos dos EOFs, lo cual no está garantizado por construcción.

Una mejor alternativa para representar ondas que varían en su fase es utilizando el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas Complejas (cEOF, por sus siglas en inglés) (Horel 1984). Cada cEOF es un conjunto de patrones espaciales y series temporales con números complejos. Las componentes real e imaginaria del patrón espacial complejo son la representación de dos patrones espaciales que están desplazados 1/4 de longitud de onda, similar a EOF1 y EOF2 en la Figura 3.1. En este trabajo no referiremos a cada fase de un cEOF como la fase de 0° y la fase de 90° . El campo real reconstruido por cada cEOF es la combinación lineal de los dos campos espaciales ponderados por sus respectivas series temporales. Esto es análogo a cómo cualquier onda sinusoidal de fase y amplitud arbitraria puede construirse mediante la suma de un seno y un coseno de diferente amplitud pero fase fija. Esto significa que los cEOF representan de forma natural patrones ondulatorios que cambian tanto su ubicación como su amplitud.

Por ejemplo, cuando las anomalías zonales de altura geopotencial se parecen mucho a la fase 0° del cEOF, entonces la serie temporal de esta fase es positiva y la serie temporal de la fase 90° es cercana a cero. Del mismo modo, cuando las anomalías zonales de altura geopotencial se parecen a la fase 90° , la serie temporal de ésta es positiva y la serie temporal de la fase de 0° es cercana a cero. Cuando las anomalías zonales de altura geopotencial tiene los máximos en una localización intermedia, entonces ambas series temporales tienen valores distintos a cero.

El signo de los EOF tradicionales no está determinado únicamente, por lo que se puede multiplicar cada EOF por -1 (tanto su serie temporal como su patrón espacial) y

obtener una descripción igualmente válida. Este cambio de signo en los números reales corresponde a una rotación en el plano complejo de 0 o π . De forma similar, los cEOF no tienen un argumento (entendiendo los números complejos como una magnitud y un argumento) definido, por lo que pueden rotarse en el plano complejo con cualquier ángulo entre 0 y 2π (Horel 1984); esto es una multiplicación por $\cos(\alpha) + i \sin(\alpha)$ con α cualquier número real entre 0 y 2π .

El procedimiento para calcular los cEOF es similar al de computar los EOF con la única diferencia de que los datos de entrada primero se convierten en su señal analítica. Ésta es un número complejo cuya parte real es la serie original y cuya parte imaginaria son los datos originales desplazados 90° en cada frecuencia espectral, es decir, su transformada de Hilbert. La transformada de Hilbert suele entenderse en términos de señal variable en el tiempo, pero las ondas zonales son estructuras con forma de onda en el sentido zonal. Por esto calculamos la transformada de Hilbert de las anomalías zonales de altura geopotencial variable en cada longitud; es decir, calculada para cada nivel, tiempo y latitud. Dado que cada círculo de latitud es un dominio periódico, este procedimiento no sufre efectos de borde.

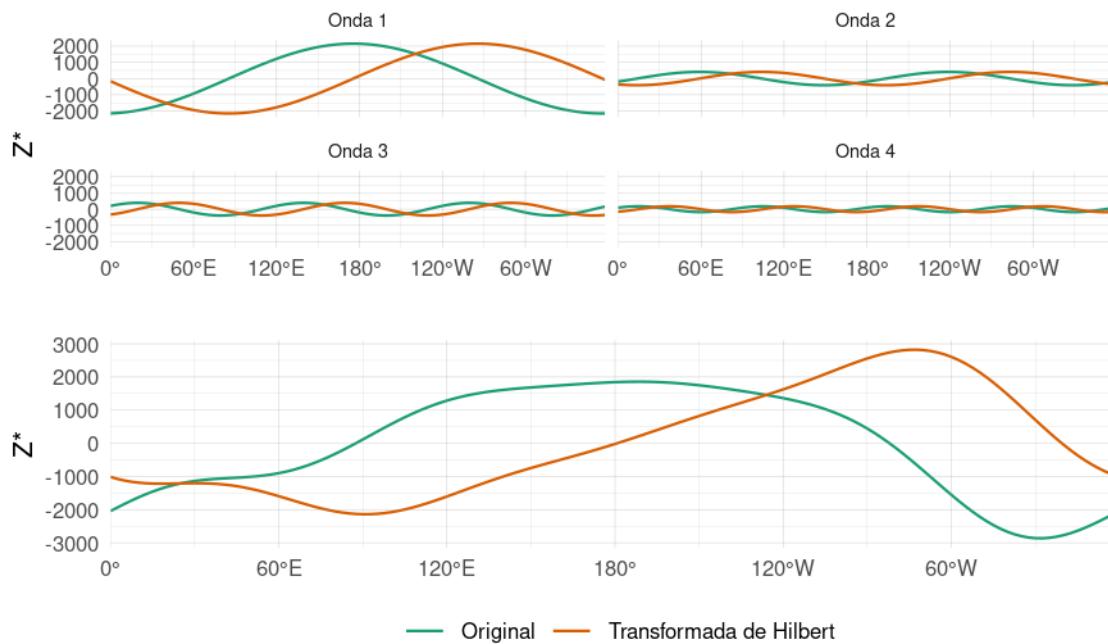


Figura 3.2: Ejemplo de cálculo de la función analítica de la señal de anomalías zonales de altura geopotencial. Los primeros cuatro paneles muestran las cuatro primeras ondas zonales y el último la señal completa. En verde se muestra la señal original y en naranja la transformada de Hilbert.

`fig:hilbert-ejemplo`

Tabla 3.1: Coeficiente de determinación (r^2) entre la magnitud de las series temporales de los cEOF computados de forma separada en 50 y 200 hPa (p-valores menores a 0.01 en negrita).

		50 hPa		
200 hPa	cEOF1	cEOF2	cEOF3	
cEOF1	0,29	0,01	0,03	
cEOF2	0,00	0,59	0,02	
cEOF3	0,00	0,00	0,01	

La Figura 3.2 ilustra la señal analítica con las anomalías zonales de geopotencial de SON en 1982 en 50hPa y 50°S donde la línea verde es la señal original y la línea naranja es la transformada de Hilbert. En los primeros paneles la señal está dividida en las ondas zonales 1 a 4 donde se ve con claridad como la transformada de Hilbert es la misma señal pero desplazada 1/4 de longitud de onda.

La Tabla 3.1 muestra el coeficiente de determinación de la magnitud de las series temporales de los cEOF entre 50 y 200 hPa. Existe un alto grado de correlación entre la magnitud de los respectivos cEOF1 y cEOF2 en cada nivel. Los patrones espaciales de los cEOF de 50 hPa y 200 hPa también son similares (no se muestra).

Tanto la similitud del patrón espacial como la alta correlación temporal de los cEOF calculados a 50 hPa y 200 hPa sugieren que se trata, en gran medida, de modos de variabilidad conjunta. Esto motiva la decisión de calcular los cEOF en ambos niveles conjuntamente. El resultado es que cada cEOF tiene una componente espacial que depende de la longitud, la latitud y el nivel, y una componente temporal que sólo depende del tiempo. Dada las diferencias de magnitud entre la variabilidad de la altura geopotencial en 50 hPa y 200 hPa, se estandarizaron las variables de cada nivel por su desvío estándar.

Como se mencionó anteriormente, el argumento de los cEOF no está determinado únicamente y se le puede sumar una constante real arbitraria. Para facilitar la interpretación y permitir la reproducibilidad, definimos el argumento de cada cEOF de modo que alguna de las dos fases esté alineada con alguna variable significativa de nuestro análisis. Este procedimiento no crea correlaciones espurias, sólo toma una relación existente y la alinea con una fase específica.

Un análisis preliminar mostró que el cEOF1 está estrechamente relacionado con la onda zonal 1 de la Columna Total de Ozono (CTO) y el segundo cEOF está estrechamente relacionado con el ENSO. Por lo tanto, elegimos el argumento del cEOF1 de forma que la serie temporal correspondiente al cEOF1 de 0° tenga la

máxima correlación con la onda zonal 1 del CTO entre 75°S y 45°S. Del mismo modo, elegimos el argumento del cEOF2 de modo que el coeficiente de determinación entre el ONI y el cEOF2 de 0° sea mínimo, lo que también casi maximiza la correlación con el cEOF2 de 90°.

En la Sección 3.4.5 mostramos regresiones de precipitación y temperatura asociadas a fases intermedias entre 0° y 90°. Para esos gráficos, giramos los cEOF en 1/4 de longitud de onda multiplicando las series temporales complejas por $\cos(\pi/4)+i\sin(\pi/4)$ y calculando la regresión sobre esas series temporales rotadas.

Si bien los cEOFs se calcularon para el período 1 979–2 020, extendimos las series temporales complejas hasta el periodo 1950–1978 proyectando las anomalías zonales mensuales de altura geopotencial normalizadas por nivel al sur de 20°S sobre los patrones espaciales correspondientes.

3.4. Resultados

resultados-1

3.4.1. Caracterización espacio-temporal de los modos

caracterizacióñ-espacio-temporal-de-los-modos

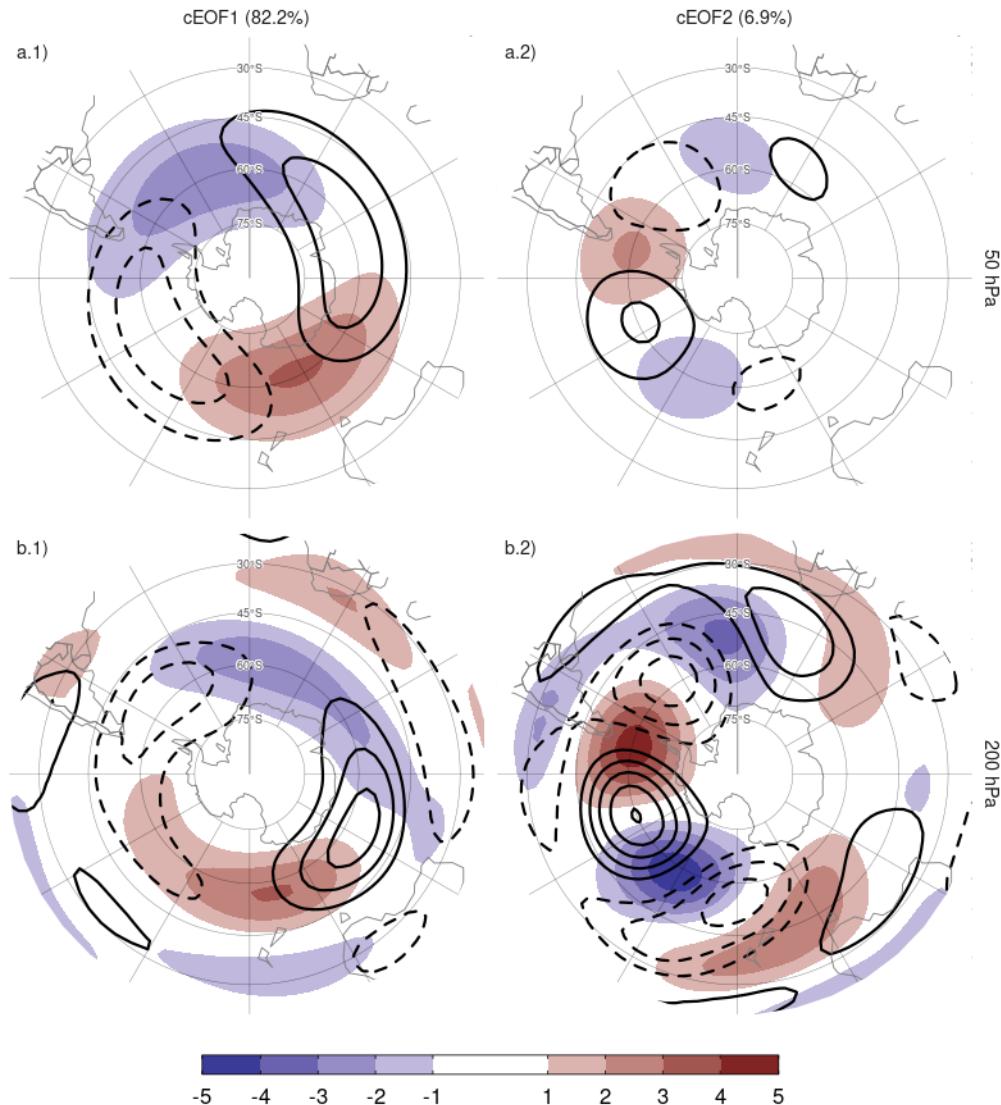


Figura 3.3: Patrones espaciales de los dos primeros cEOF de las anomalías zonales de altura geopotencial de SON en 50 y 200 hPa para el período 1979–2020. El sombreado corresponde a la fase 0° y los contornos, a la fase 90° . La proporción de varianza explicada por cada modo con respecto a la media zonal está indicada entre paréntesis. Las unidades son arbitrarias.

fig:ceofs-1

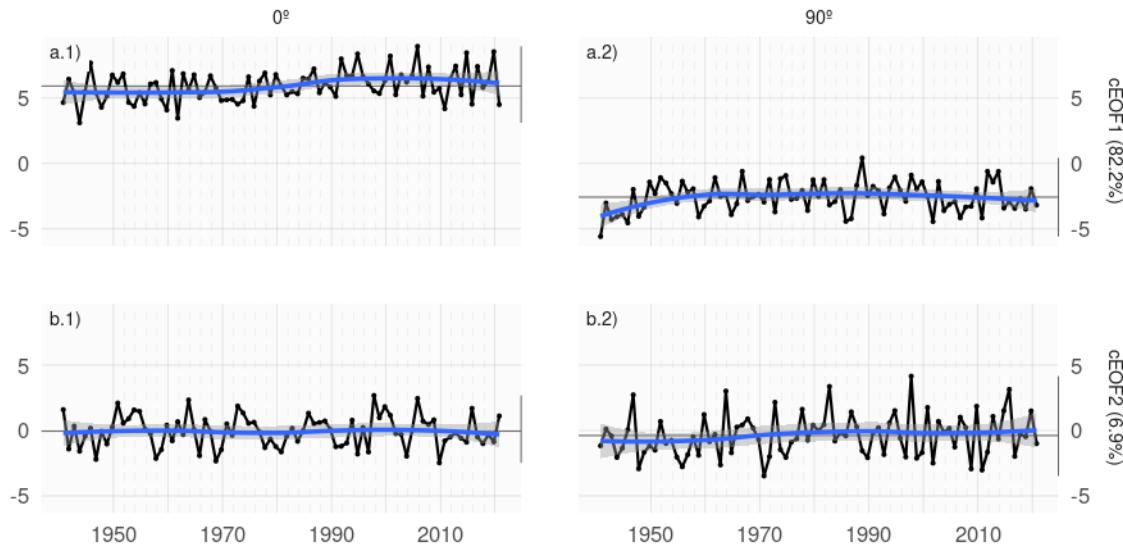


Figura 3.4: Series temporales de los dos primeros cEOF de las anomalías zonales de altura geopotencial de SON en 50 y 200 hPa para el período 1 940–2 020. El cEOF1 (fila a) y cEOF2 (fila b) separados en la fase 0° (columna 1) y la fase 90° (columna 2). Las líneas oscuras muestran la tendencia lineal mediante un suavizado de regresión local. Las líneas negras horizontales y verticales muestran el valor medio y el rango de cada serie, respectivamente. La proporción de varianza explicada por cada modo con respecto a la media zonal está indicada entre paréntesis. Las unidades son arbitrarias.

`fig:extended-series`

Las Figuras 3.3 y 3.4 muestran las partes espacial y temporal de los dos primeros cEOFs de las anomalías zonales de la altura geopotencial en 50 hPa y 200 hPa, calculados conjuntamente en ambos niveles. El primer modo (cEOF1) explica el 82 % de la varianza de las anomalías zonales, mientras que el segundo modo (cEOF2) explica una fracción menor (7 %). En los patrones espaciales (Fig. 3.3), las fases de 0° y 90° están en cuadratura por construcción, de modo que cada cEOF describe un único patrón ondulatorio cuya amplitud y fase está controlada por la magnitud y fase de su serie temporal.

El cEOF1 (Fig. 3.3 columna 1) es un patrón de onda 1 con amplitud máxima en latitudes altas. En 50 hPa la fase de 0° del cEOF1 tiene el máximo de la onda 1 en 150°E y en 200 hPa el máximo se sitúa en torno a 175°E indicando un desplazamiento hacia el oeste con la altura. El cEOF2 (Fig. 3.1 columna 2) muestra también una estructura de onda zonal con amplitud máxima en latitudes altas, pero con escalas espaciales más cortas. En particular, la estructura dominante a ambos niveles es una onda 3 pero con mayor amplitud en el sector del océano Pacífico. No hay cambio de

fase aparente con la altura, pero la amplitud del patrón se reduce considerablemente en la estratosfera, lo que es coherente con el hecho de que el cEOF2 calculado por separado para 200 hPa explica un porcentaje mayor de la varianza que el cEOF2 calculado por separado para 50 hPa (11 % vs. 3 %, respectivamente). Esto sugiere que este modo barotrópico representa principalmente la variabilidad troposférica.

No existe una correlación significativa entre las series temporales de los cEOFs. Ambos cEOF muestran variabilidad interanual pero no muestran evidencia de variabilidad decadal (Fig. 3.4). Debido a que los campos que entran en el algoritmo de cEOF son anomalías con respecto a la media zonal en lugar de la media temporal, las series temporales de los cEOF tienen media temporal no nula. Sin embargo, la media temporal de cEOF2 es casi cero, lo que indica que sólo cEOF1 incluye variabilidad que se proyecta significativamente sobre el campo anómalo zonal medio. Esto es coherente con el hecho de que el campo medio zonalmente anómalo de la altura geopotencial es muy similar al cEOF1 ($r^2 = 98\%$) y no similar al cEOF2 ($r^2 = 0\%$).

La fase de 0° del cEOF1 evidencia una variación a largo plazo, con valores generalmente negativos al comienzo del período y positivos al final (Fig. 3.4a.1, p-valor de la tendencia lineal = 0,0024). Esta tendencia positiva parece haber desparecido luego de 2000. La tendencia positiva de la fase de 0° del cEOF1 se traduce en una tendencia positiva en la magnitud del cEOF1, pero no en un cambio sistemático en la fase (no se muestra). Este cambio a largo plazo indica un aumento de la magnitud de la onda zonal 1 de latitudes altas. No se observan tendencias significativas en ninguna de las fases de cEOF2.

3.4.2. Mapas de regresión con los modos cEOF

mapas-de-regresiuxf3n-con-los-modos-ceof Geopotencial

geopotencial

En la sección anterior mostramos los patrones espaciales de los cEOF obtenidos a partir de las anomalías zonales de altura geopotencial. En esta sección calculamos campos de regresión de las series temporales de los cEOF con las anomalías temporales de altura geopotencial para describir la influencia de los cEOF en las anomalías temporales.

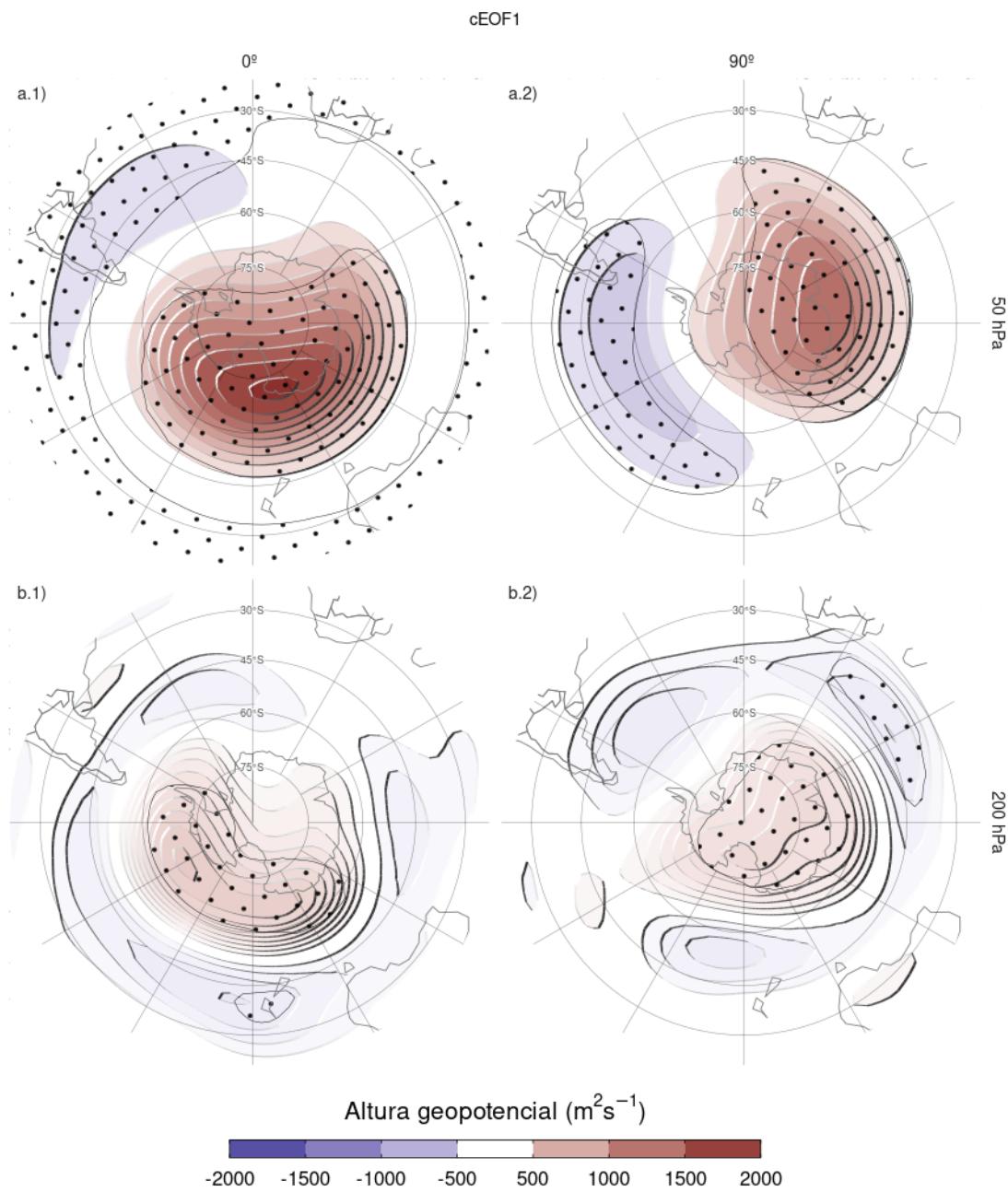


Figura 3.5: Regresión de anomalías de temperatura geopotencial en SON ($m^2 s^{-1}$) con la fase de 0° (columna 1) y de 90° (columna 2) del cEOF1 en 50 hPa (fila a) y 200 hPa (fila b) para el período 1979–2020. Estos coeficientes fueron obtenidos a partir de una regresión múltiple incluyendo ambas fases. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR.

`fig:eof1-regr-gh`

La Figura 3.5 muestra los mapas de regresión de anomalías de altura geopotencial

en SON con respecto al cEOF1. En 50 hPa (Fig. 3.5 fila a), la fase de 0° del cEOF1 está asociada a un centro de anomalías positivas sobre la Antártida con su centro sobre el Mar de Ross. Por otro lado, el centro de anomalías positivas asociado a la fase de 90° está corrido hacia Antártida Oriental y tiene un patrón de onda 1 más evidente.

En 200 hPa (Fig. 3.5 fila b) la fase de 0° del cEOF1 muestra un único centro de anomalías positivas que abarca la Antártida Occidental rodeado de anomalías opuestas en latitudes más bajas, con su centro desplazado ligeramente hacia el este en comparación con las anomalías de niveles superiores. La fase de 90° muestra un patrón mucho más simétrico zonalmente que se asemeja al patrón de anomalías características de la fase negativa del SAM (Fogt y Marshall 2020). En ambas fases las anomalías negativas en latitudes bajas son débiles y no son estadísticamente significativas

Por lo tanto, la magnitud y la fase del cEOF1 están asociadas a la magnitud y la fase de una onda zonal principalmente en la estratosfera.

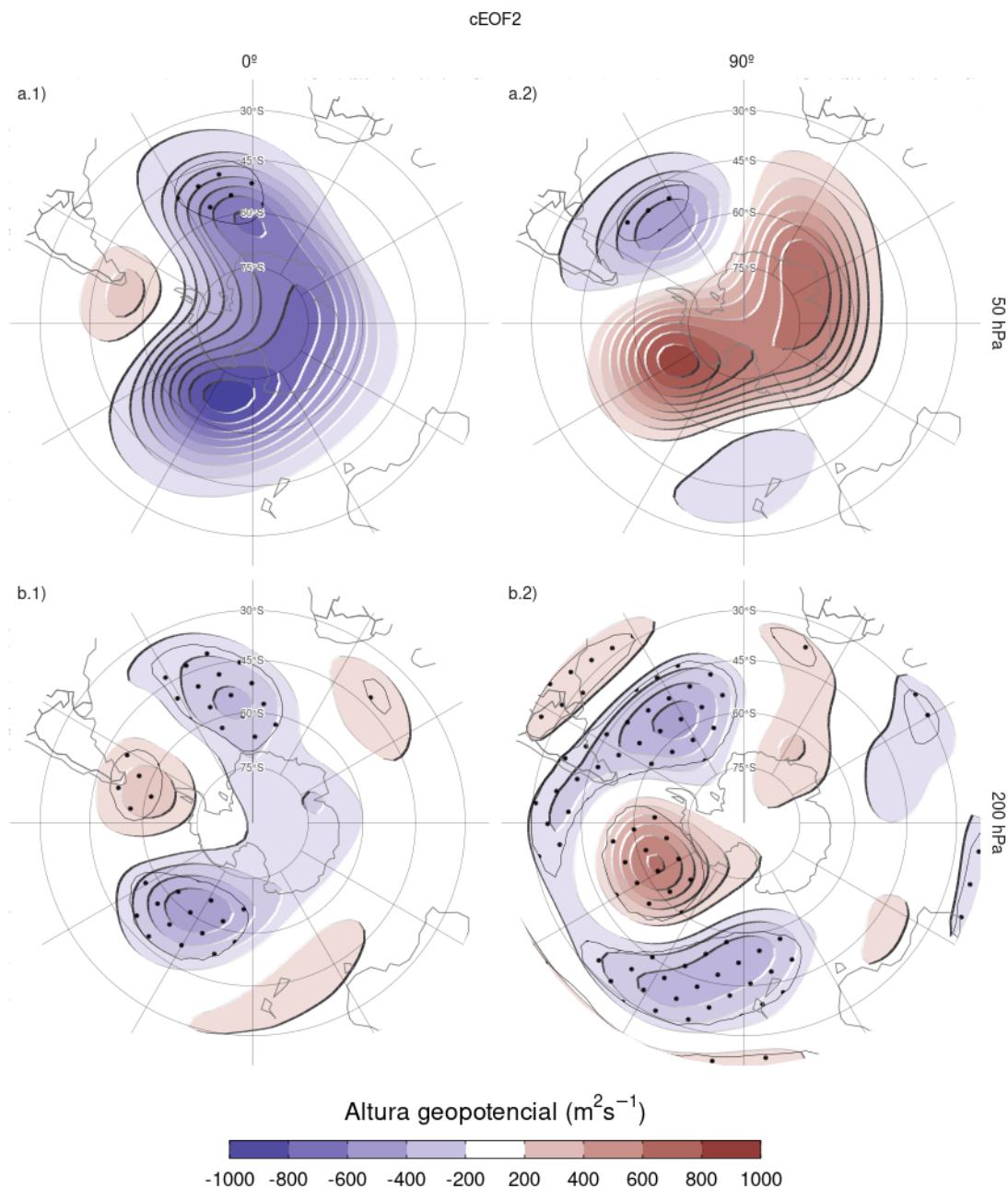


Figura 3.6: Igual que la Figura 3.5 pero para el cEOF2.
fig: eof2-regr-gh

La Figura 3.6 muestra los mapas de regresión de las anomalías de altura geopotencial con el cEOF2. Tanto en 50 como en 200 hPa se observa un patrón de onda 3 similares a los de la Figura 3.3 columna 2. Las anomalías de regresión asociadas con la fase de 0° del cEOF2 están desfasadas 1/4 de longitud de onda con respecto a las asociadas con la fase de 90°. Todos los campos tienen una onda zonal dominante 3 limitada al

hemisferio occidental, sobre los océanos Pacífico y Atlántico.

En 50 hPa (Fig. 3.6 fila a) también se ve un monopolo sobre el polo con signo negativo asociado a la fase de 0° y signo positivo asociado a la fase de 90° . Este monopolo podría indicar fortalecimiento del vórtice polar asociado a valores positivos de la fase de 0° del cEOF2 y debilitamiento asociado a valores negativos de la fase de 0° del cEOF2. Sin embargo, estas anomalías no son estadísticamente significativas, indicando que su magnitud es baja en comparación a la variabilidad estratosférica y que esta característica no debe sobreinterpretarse.

En 200 hPa (Fig. 3.6 fila b) el tren de ondas es robusto ya que los centros son estadísticamente significativos, con anomalías insignificantes por fuera de este patrón. La localización de las anomalías no varía en la vertical, lo cual indica que se trata de un modo barotrópico equivalente.

El cEOF2 representa entonces un tren de ondas barotrópico equivalente muy similar al de los Patrones PSA (Mo y Paegle 2001). Comparando la localización de la anomalía positiva cerca de 90°O en la columna 2 de la Figura 3.6 con las Figuras 1.a y b de Mo y Paegle (2001), el mapa de regresión de la fase de 0° podría identificarse con el PSA2, mientras que la fase 90° se asemeja al PSA1. Por otro lado, ambos modos muestran relación con patrones anulares semejantes al SAM. Estudiaremos la relación entre los cEOF y el PSA y con más detalle en el Capítulo 4.5.

Temperatura y Ozono

temperatura-y-ozono

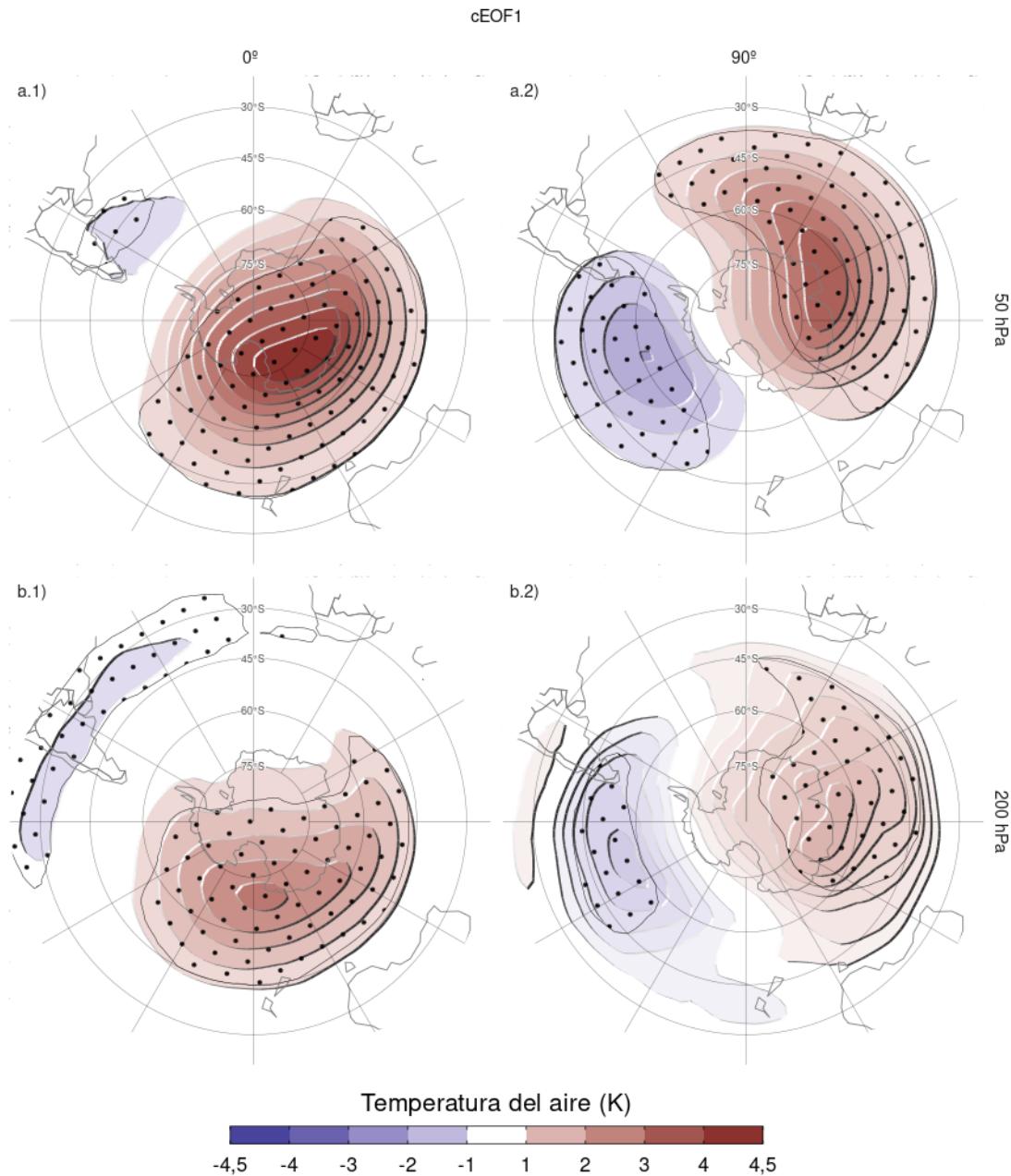


Figura 3.7: Igual que la Figura 3.5 pero para la temperatura del aire (K).

fig:eof1-regr-t

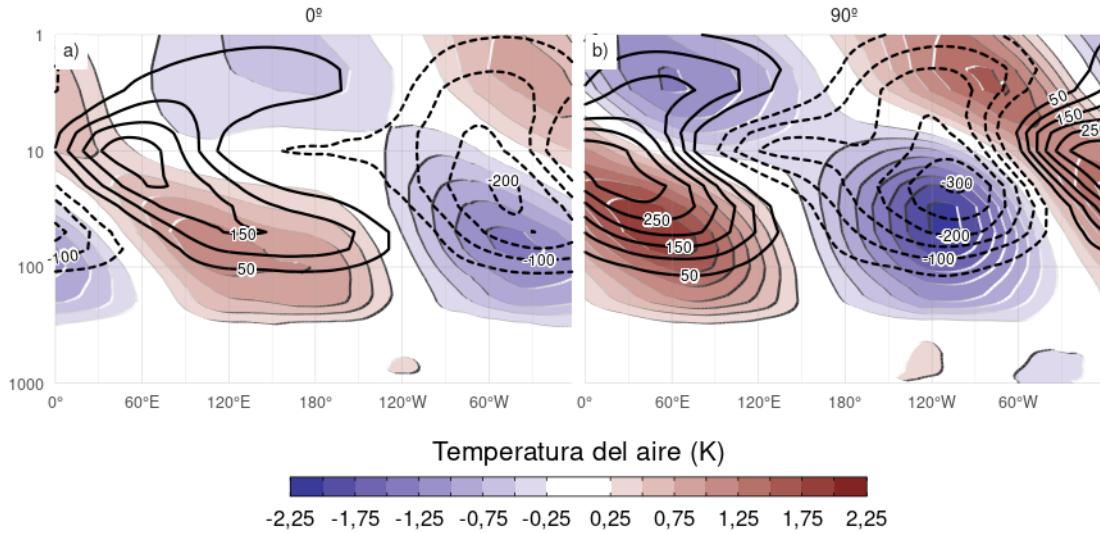


Figura 3.8: Regresión de anomalías zonales de temperatura (sombrado, Kelvin) y razón de mezcla de ozono (contornos, valores negativos en línea punteada, etiquetas en partes por mil millón en masa) promediadas entre 75°S y 45°S en SON con la fase de 0° (a) y de 90° (b) del cEOF1 para el período 1 979–2 020.

`fig:t-vertical`

También evaluamos la señal de la variabilidad de los cEOF en la temperatura del aire. La Figura 3.7 muestra los mapas de regresión de las anomalías de la temperatura del aire en 50 hPa y 200 hPa con el cEOF1. La distribución de los coeficientes de regresión de la temperatura en 50 hPa y en 200 hPa refleja los mapas de regresión de la altura geopotencial en 50 hPa (Fig. 3.5). En ambos niveles, la fase de 0° está asociada a anomalías positivas sobre el Polo Sur con su centro desplazado ligeramente hacia 150°E (Fig. 3.7 columna 1). Por otro lado, los mapas de regresión con la fase de 90° muestran un patrón de onda 1 más claro con su máximo alrededor de los 60°E.

La Figura 3.8 muestra la distribución vertical de los coeficientes de regresión del cEOF1 con las anomalías zonales de la temperatura del aire y de la razón de mezcla de ozono promediadas entre 75°S y 45°S. Las anomalías zonales de temperatura asociadas al cEOF1 muestran un claro patrón de onda 1 tanto para la fase de 0° como para la de 90° en toda la atmósfera por encima de 250 hPa con una inversión de signo por encima de 10 hPa. Como resultado del balance hidrostático, este es el nivel en el que la anomalía geopotencial tiene máxima amplitud (no mostrado).

Los valores máximos de la regresión con el ozono coinciden con los valores mínimos de temperatura por encima de 10 hPa y con los máximos por debajo de 10 hPa (Fig. 3.8). Por tanto, la onda zonal 1 de ozono está correlacionada negativamente

con la onda zonal 1 de temperatura en la estratosfera superior, y positivamente en la estratosfera baja. Este cambio de fase es observado en las anomalías de ozono forzadas por ondas planetarias que alcanzan la estratosfera. En la estratosfera superior, dominada por procesos fotoquímicos, las temperaturas frías inhiben la destrucción de ozono, explicando el comportamiento opuesto para ambas variables, tal y como se dilucidó con modelos químicos dinámicos (Hartmann y Garcia 1979; Wirth 1993; Smith 1995). Por otro lado, en la estratosfera baja, dominada por la advección, las anomalías de ozono están desfasadas 1/4 de longitud de onda con el transporte horizontal y vertical, que a su vez están desfasados 1/4 de longitud de onda con las anomalías de temperatura, resultando anomalías del mismo signo para la respuesta de ambas variables (Hartmann y Garcia 1979; Wirth 1993; Smith 1995).

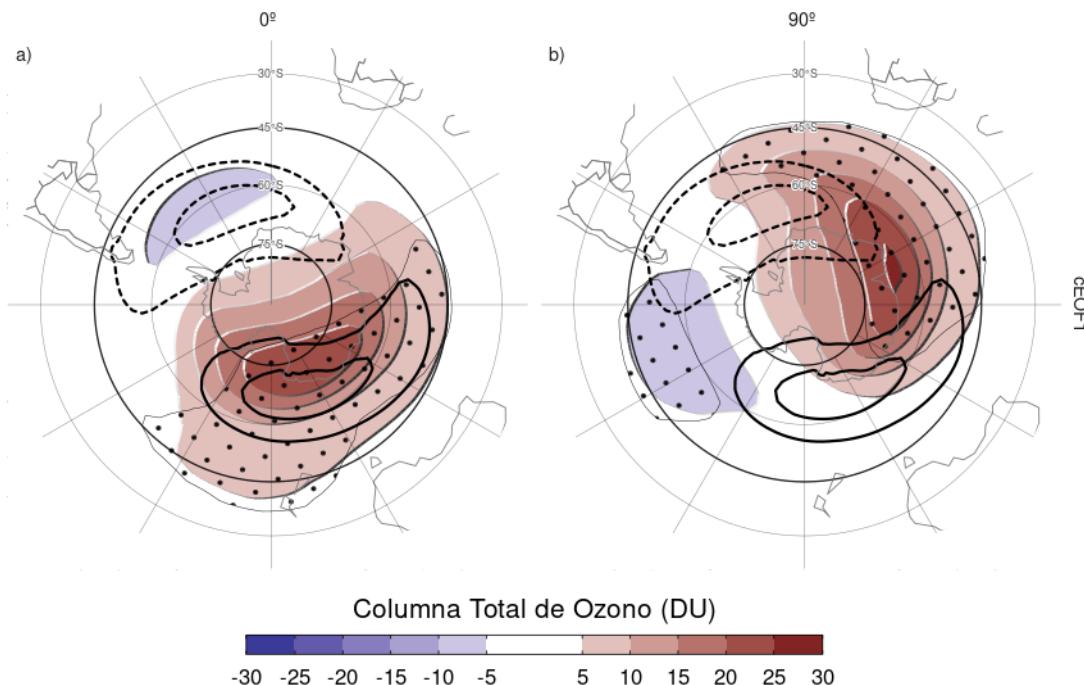


Figura 3.9: Regresión de las anomalías de Columna Total de Ozono (CTO, sombreado, unidades Dobson) con la fase de 0° (a) y de 90° (b) del cEOF1 para el período 1 979–2 020. En contornos, la anomalía zonal media de CTO (contornos negativos en líneas punteadas, unidades Dobson). Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR.

`fig:o3-regr`

Los mapas de regresión de las anomalías de CTO con el cEOF1 (Fig. 3.9) muestran patrones de onda zonal 1 asociados a ambas fases del cEOF1. La posición climatológica

Tabla 3.2: Coeficiente de correlación entre las fases del cEOF2 y los modos PSA1 y PSA2 para el período 1979–2020. Los intervalos de confianza de 95 % se muestran en paréntesis. Estimaciones con p-valor menor a 0.01 en negrita.

PC	0°	90°
PSA1	0,15 (CI: -0,16 – 0,44)	0,74 (CI: 0,56 – 0,85)
PSA2	0,77 (CI: 0,61 – 0,87)	0,25 (CI: -0,06 – 0,52)

del mínimo de ozono durante la primavera (agujero de la capa de ozono) no está centrada sobre el Polo Sur, sino que está desplazada hacia el mar de Weddell (ej, Grytsai 2011); este desplazamiento se traduce en una onda 1 de la CTO. Así, el campo de regresión de la fase de 0° del cEOF1 (Fig. 3.9a) coincide con la posición climatológica de esta onda 1 del agujero de ozono, mientras que el campo para la fase de 90° está defasado en 90° cEOF1. La correlación temporal entre la amplitud de la onda 1 de CTO y la amplitud del cEOF1 es 0,79 (CI: 0,63 – 0,88), mientras que la correlación entre sus fases es -0,85 (CI: -0,92 – -0,74). La correlación entre las dos ondas es -0,87 (CI: -0,93 – -0,77). En consecuencia, el cEOF1 está fuertemente relacionado con la variabilidad del ozono del hemisferio sur.

3.4.3. PSA

psa

Dada la similitud entre las estructuras asociadas al cEOF2 (Fig. 3.6) y los patrones del PSA, estudiamos la relación entre ellos. La tabla 3.2 muestra las correlaciones entre los dos índices del PSA y las series temporales para las fases de 0° y 90° del cEOF2. Como se anticipaba visualmente la figura 3.6, existe una gran correlación positiva entre el PSA1 y la fase de 90° y entre el PSA2 y la fase de 0° cEOF2. Por otro lado, no existe una relación significativa entre el PSA1 y la fase de 0° ni entre el PSA2 y la fase de 90° cEOF2. En consecuencia, cEOF2 representa bien tanto la estructura espacial como la evolución temporal de los modos PSA, por lo que es posible establecer una asociación entre sus dos fases y los dos modos del PSA. Es decir, la elección de fase para cEOF2 que maximiza la relación entre ENSO y la fase de 90° del cEOF2, también maximiza la asociación entre los componentes de cEOF2 y los modos PSA (no mostrado).

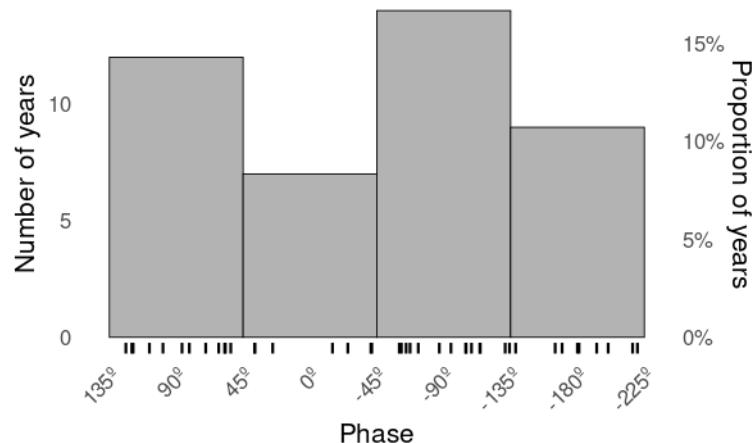


Figura 3.10: Histograma de la distribución de fases del cEOF2 para el periodo 1979–2020. Los intervalos están centrados en 90° , 0° , -90° , -180° con un ancho del intervalo de 90° . Las pequeñas líneas verticales cerca del eje horizontal marcan las observaciones.

`fig:phase-histogram`

La Figura 3.10 muestra un histograma para cada trimestre con la distribución de la fase del cEOF2 con las observaciones marcadas con líneas verticales en el eje horizontal. En SON (panel 4), el cEOF2 tiene una fase similar a $\pm 90^\circ$ un 62 % de los años, indicando que es la fase más común. Esta preferencia de fase está de acuerdo con Irving y Simmonds (2016), que encontró una distribución bimodal a la variabilidad tipo PSA (compare nuestra Figura 3.10 con su Figura 6).

Estos resultados sugieren que el cEOF2 permite caracterizar la variabilidad del PSA de forma alternativa al EOF tradicional propuesto por mo2001. En vez de caracterizar al PSA como dos modos estacionarios separados, permite estudiar el continuo de ubicaciones de este modo de variabilidad.

3.4.4. Fuentes de variabilidad tropicales

fuentes-ceof

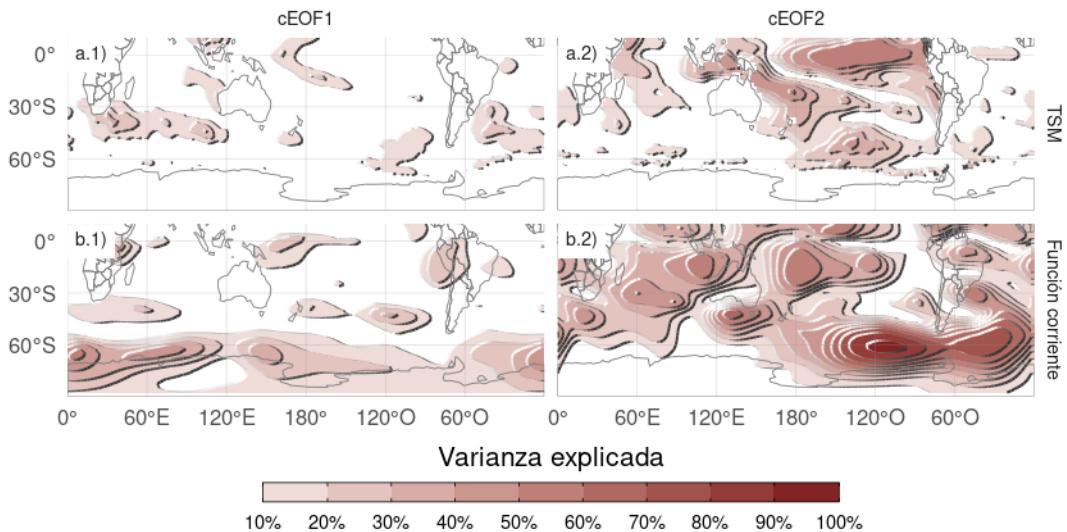


Figura 3.11: Varianza de las anomalías de TSM (fila a) y de las anomalías zonales de función corriente (fila b) explicada por el cEOF1 (columna 1) el cEOF2 (columna 2).

fig:psi-sst-explained-variance

Para evaluar si la variabilidad de los cEOF analizados está relacionada con fuentes de variabilidad tropicales calculamos la regresión de distintas fases de los cEOFs con las anomalías de TSM y con las anomalías zonales de función corriente a 200 hPa. La Figura 3.11 muestra la varianza de cada variable explicada por cada cEOF.

El cEOF1 sólo explica una proporción importante de la varianza de la función corriente al sur de 60°, sugiriendo que no está asociado con la variabilidad tropical (Fig. 3.11 b.1).

El cEOF2, en cambio, explica una gran proporción de la variabilidad tropical tanto de las anomalías de TSM como de las de función corriente. Este modo comparte más de un 50 % de la varianza con las TSM en el Pacífico central (sugiriendo el impacto del ENSO). En cuanto a la función corriente, en el Pacífico explica más del 50 % de la varianza en la región del cambio de fecha y sobre Indonesia. También explica gran parte de la varianza en el oeste y el este de la Península Antártica, llegando a más del 80 % sobre el mar de Amundsen.

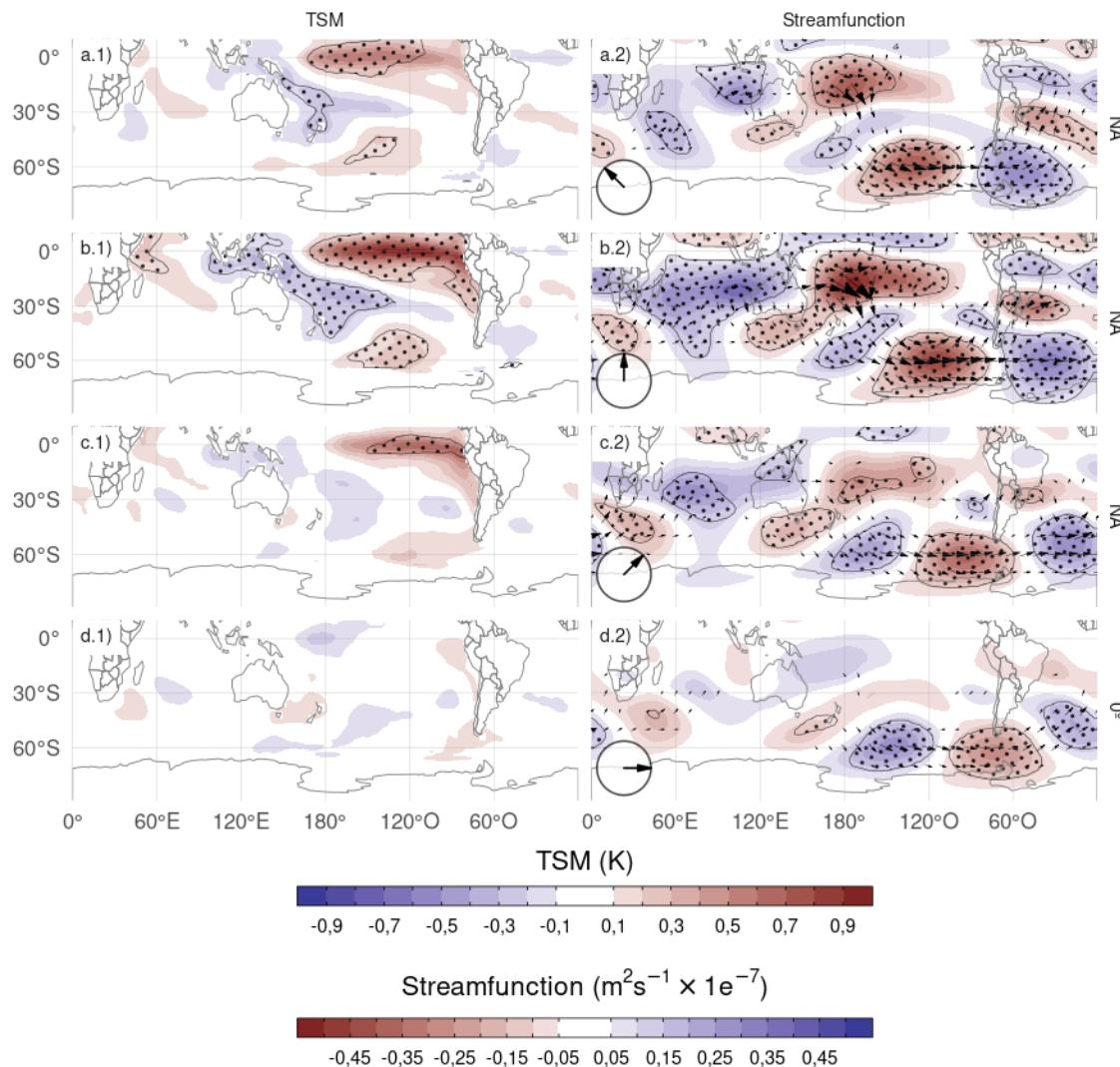


Figura 3.12: Regresión de (columna 1) TSM (K) y (columna 2) anomalías zonales de función corriente ($m^2/s \times 10^{-7}$) y sus vectores de acción de onda con diferentes fases del cEOF2 (indicado con la flecha) en el período 1 979–2 020. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR.

`fig:sst-psi-2`

La Figura 3.12 muestra los mapas de regresión de las anomalías de la temperatura de la superficie del mar (TSM) y de la función de corriente a 200 hPa sobre los cEOF2 normalizados. Además de los mapas de regresión para las fases de 0° y 90° , incluimos las regresiones correspondientes para dos direcciones intermedias (correspondientes a 45° y 135°).

La fase de 90° (fila b) está asociada a fuertes anomalías positivas de la TSM en el

Pacífico central y oriental y a anomalías negativas en una zona que atraviesa el norte de Australia, Nueva Zelanda y la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (SPCZ) (Fig. 3.12.b1). Este patrón es muy similar al patrón del ENSO positivo canónico (Bamston, Chelliah y Goldenberg 1997). De hecho, existe una correlación significativa y muy alta entre el ONI y la serie temporal de la fase de 90° del cEOF2 (0,76 (CI: 0,6 – 0,87)). Además del patrón similar al ENSO del Pacífico, también hay anomalías positivas en el océano Índico occidental y valores negativos en el océano Índico oriental, lo que se asemeja a un dipolo del índico en su fase positiva (Saji et al. 1999). Consistentemente, la correlación entre la fase de 90° del cEOF2 y el DMI es 0,62 (CI: 0,38 – 0,77). Sin embargo, la correlación parcial es de 0,33 (p -valor = 0,036), indicando que el DMI explica poca varianza de la fase de 90° del cEOF2 por sí mismo. Esto puede observarse en la Figura 3.13, donde se ilustra la partición de la varianza de la fase de 90° del cEOF2, el DMI y el ONI. El DMI aporta, independientemente, sólo un 4,3 % de la varianza mientras que el ONI aporta un 23,9 % por sí mismo.

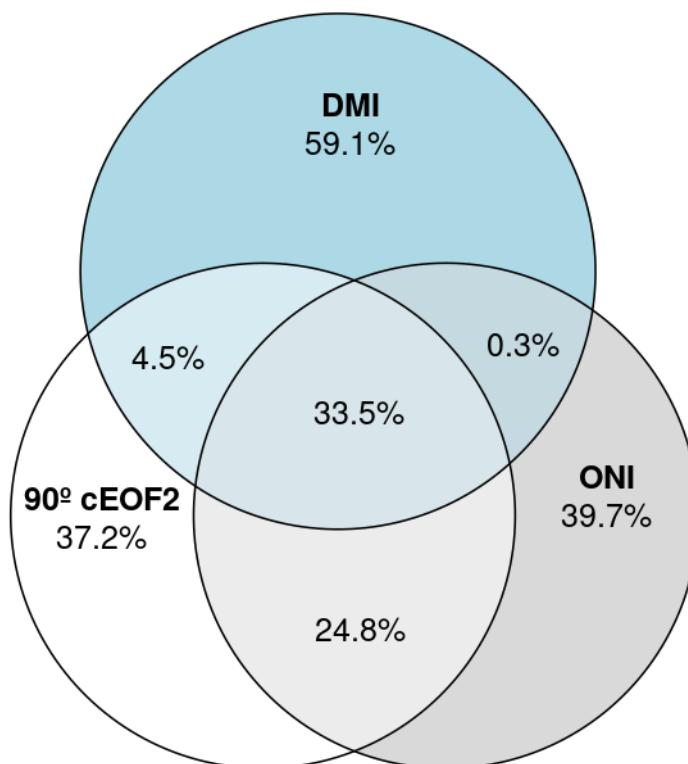


Figura 3.13: Diagrama de Euler mostrando la proporción de la varianza de cada serie (DMI, ONI y la fase de 90° del cEOF2) explicada por las demás (p.e. la región común entre DMI y ONI es la varianza del DMI explicada por el ONI y viceversa).

`fig:euler`

La fase de 90° del cEOF2 está asociado a fuertes anomalías de la función corriente

que emanan de los trópicos (Fig. 3.12.b2), tanto del sector del Pacífico Central como del Océano Índico. Esta respuesta atmosférica es consistente con el efecto combinado del ENSO y el DMI sobre los extratropicos: con anomalías de la TSM que inducen convección tropical anómala que a su vez excita ondas de Rossby que se propagan meridionalmente hacia latitudes más altas (Mo 2000; Cai et al. 2011; Nuncio y Yuan 2015).

Sin embargo, el cEOF2 no está asociado a los mismos patrones de anomalía de las TSM tropicales en todas sus fases. Los paneles d1 y d2 de la Figura 3.12 muestran que la fase de 0° del cEOF2 no está asociada a ninguna anomalía significativa de las TSM ni de la función corriente en los trópicos. Tampoco la correlación entre la fase de 0° del cEOF2 y el ENSO es significativa (0 (CI: -0,3 – 0,31)). Las filas a y c de la Fig.3.12 muestran que las fases intermedias siguen asociadas con anomalías significativas de la TSM sobre el Océano Pacífico, pero en lugares ligeramente diferentes. La fase de 135° está asociada a anomalías de la TSM en el Pacífico central (Fig.3.12a.1), mientras que la fase de 45° está asociada a anomalías de la TSM que corresponden aproximadamente a los “sabores” de ENSO del Pacífico central y del Pacífico oriental, respectivamente (Fig.3.12c.1) (Kao y Yu 2009). Ambas fases también están asociadas a trenes de onda que se generan cerca de Australia y se propagan hacia los extratropicos, aunque menos intensos que los asociados a la fase de 90°.

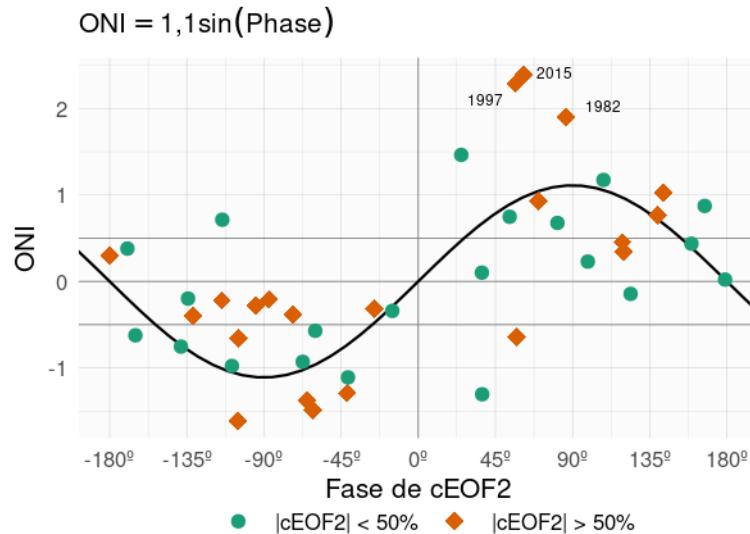


Figura 3.14: Valores del ONI en SON y la fase del cEOF2 en el período 1 979–2 020. Los años en los cuales la magnitud del cEOF2 es mayor o menor que la mediana se muestran como diamantes naranja o círculos verdes respectivamente. La línea negra representa el ajuste $\text{ONI} \sim \text{sen}(\text{fase})$ computado por cuadrados mínimos pesados por la magnitud del cEOF2.

`fig:enso-phase`

Para explorar la relación entre el forzante tropical y las fases del cEOF2 con más profundidad, la Figura 3.14 muestra la relación entre el ONI y la fase del cEOF2 para cada SON entre 1 979 y 2 020, destacando los años en los que la magnitud del cEOF2 está por encima de la mediana. En los años con ONI positivo, la fase cEOF2 se sitúa mayoritariamente en torno a la fase de 90° ; en los años con ONI negativo, en torno a la fase de -90° . En las estaciones con ENSO neutro, la fase del cEOF2 es mucho más variable. La línea negra de la Figura 3.14 es un ajuste sinusoidal de la relación entre el ONI y la fase del cEOF2. El r^2 correspondiente al ajuste es 0,57, estadísticamente significativo con $p\text{-valor} < 0.001$, lo que indica una relación aproximadamente sinusoidal entre estas dos variables.

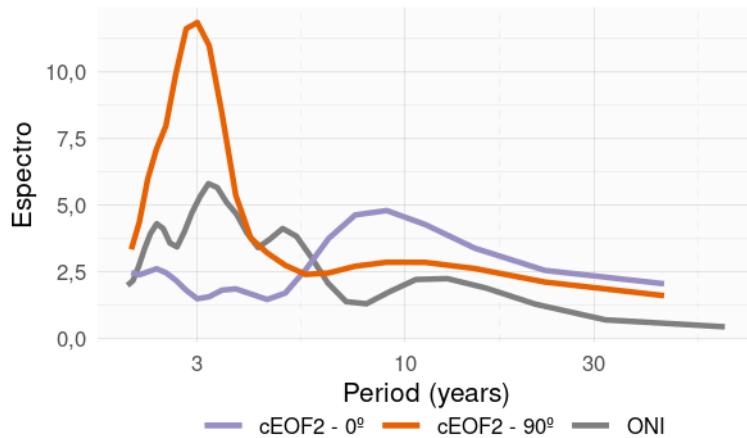


Figura 3.15: Espectro de Fourier para cada fase del cEOF2 y del ONI
fig:fft_ceof-era5

Otra evidencia de la relación entre el ENSO y la fase del cEOF2 es que tanto el ONI como la fase de 90° del cEOF2 tienen un pico de periodicidad alrededor de 3 años (Fig. 3.15). Esto muestra que la principal escala de variabilidad de esta fase está íntimamente relacionada con el ENSO.

La correlación entre la magnitud absoluta del ONI y la amplitud del cEOF2 es 0,45 (CI: 0,17 – 0,66). Sin embargo, esta relación está determinada principalmente por los tres años con los eventos ENSO más intensos del periodo (2 015, 1 997, y 1982), los cuales coinciden con los tres años con la magnitud CEOF2 más intensa (no se muestra). Si se eliminan esos años, la correlación deja de ser significativa (0,04 (CI: -0,28 – 0,35)). Además, incluso cuando utilizando todos los años, la correlación de Spearman -que es robusta frente a los valores atípicos- tampoco es significativa (0,2, p-valor = 0,21). Por lo tanto, aunque la localización de las anomalías tropicales de la TSM parece tener un efecto en la definición de la fase del cEOF2, la relación entre la magnitud del cEOF2 y el ONI sigue siendo incierta y podría ser sólo evidente en eventos ENSO muy fuertes, que son escasos en el registro observacional histórico.

Concluimos que el tren de ondas representado por el cEOF2 es tanto parte de la variabilidad interna de la atmósfera extratropical como forzado por las TSM tropicales. En el primer caso, el tren de ondas tiene poca preferencia de fase. Sin embargo, cuando el cEOF2 es excitado por la variabilidad de la TSM tropical, tiende a permanecer fijo en la fase de 90°.

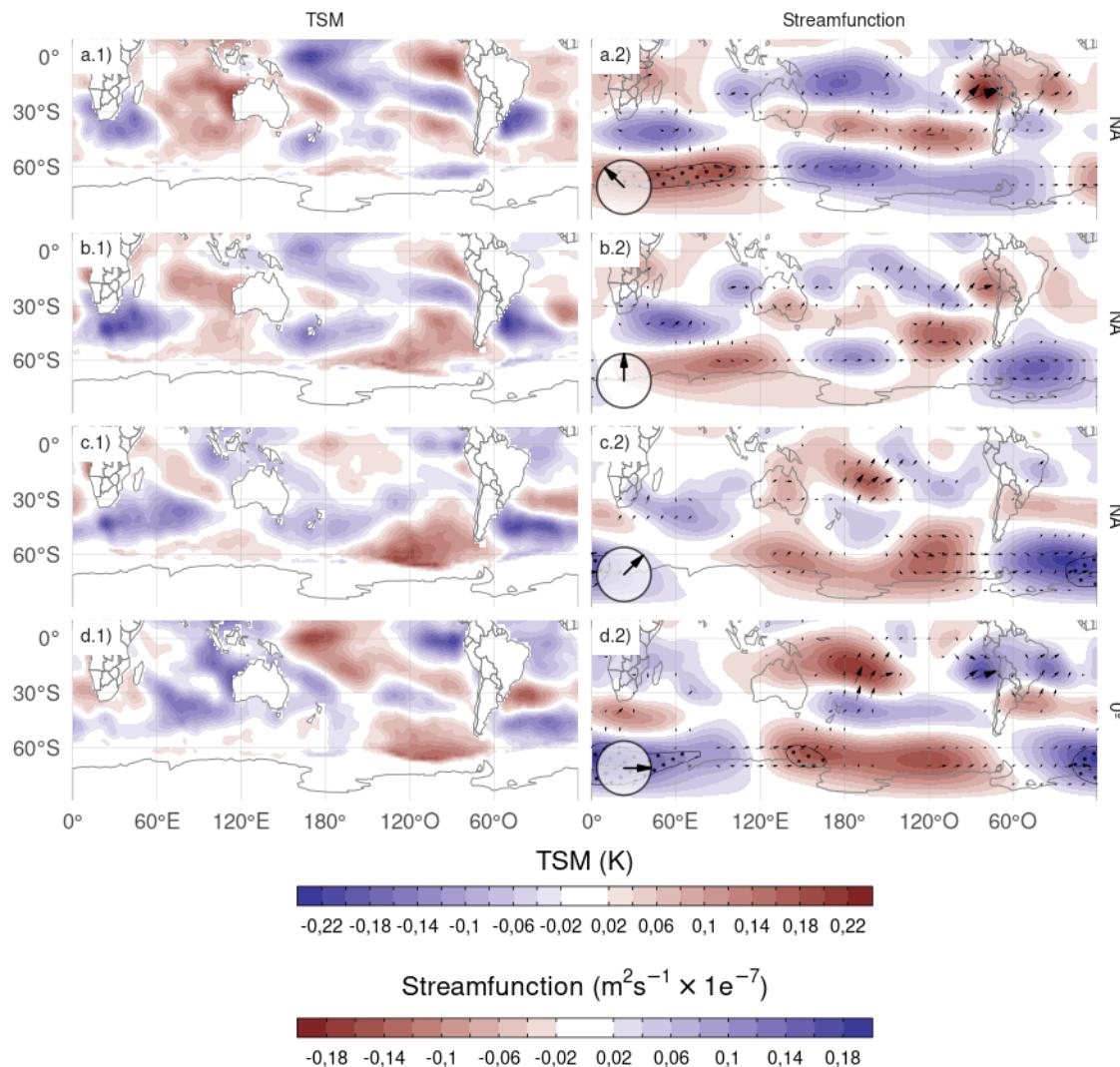


Figura 3.16: Igual que la Figura 3.12 pero para el cEOF1 [fig:sst-psi-1](#)

La Figura 3.16 muestra las mismas regresiones que la Figura 3.12 pero para el cEOF1. Como anticipó la Figura 3.11, el cEOF1 no está asociado a anomalías significativas de TSM ni de función corriente en los trópicos. En vez de eso, las fases de 0° y 90° están asociadas a flujos de actividad de onda que se propagan zonalmente en los extratropicos cerca de $60^\circ S$, excepto por un flujo hacia el ecuador desde la costa de la Antártida alrededor de $150^\circ E$ en la fase de 0° . Esto sugiere que la variabilidad de cEOF1 está impulsada principalmente por la variabilidad interna de los extratropicos.

3.4.5. Impactos en superficie

impactos

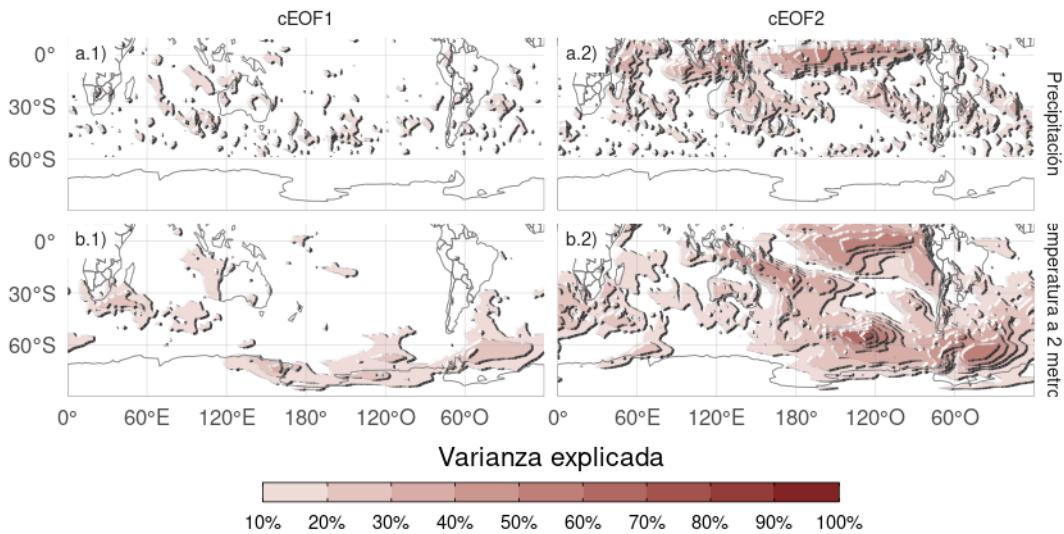


Figura 3.17: Igual que la Figura 3.11 pero para Temperatura a 2 metros y precipitación.

`fig:pp-t2m-r2`

La Figura 3.17 muestra la varianza de la temperatura a 2 metros y de la precipitación explicada por cada cEOF.

La varianza explicada por el cEOF1 para ambas variables es muy baja en la mayoría de las regiones, excepto para el extremo norte de la Península Antártica, el norte del Mar de Weddell y la costa del Mar de Ross (Fig. 3.17a.1).

Por otro lado, la varianza explicada cEOF2 es superior al 50 % en algunas regiones para ambas variables (Fig. 3.17 columna 2). Para la temperatura de 2 metros, hay valores altos en el Pacífico tropical y en la región que forma un arco entre Nueva Zelanda y el Atlántico Sur. Sobre los continentes, hay valores moderados de alrededor del 30 % de varianza explicada en el sur de Australia, el sur de Sudamérica y la Península Antártica. En cuanto a las precipitaciones, los valores son elevados en los trópicos. En latitudes más altas, se observan valores moderados sobre el este de Australia y algunas regiones del sur de Sudamérica.

Dado que el cEOF1 tiene una señal relativamente débil en las variables de superficie exploradas, sólo nos centraremos en la influencia del cEOF2. En la Figura 3.18 se muestran mapas de regresión de las anomalías de temperatura a 2 metros (columna 1) y precipitación (columna 2) sobre diferentes fases del cEOF2 normalizado.

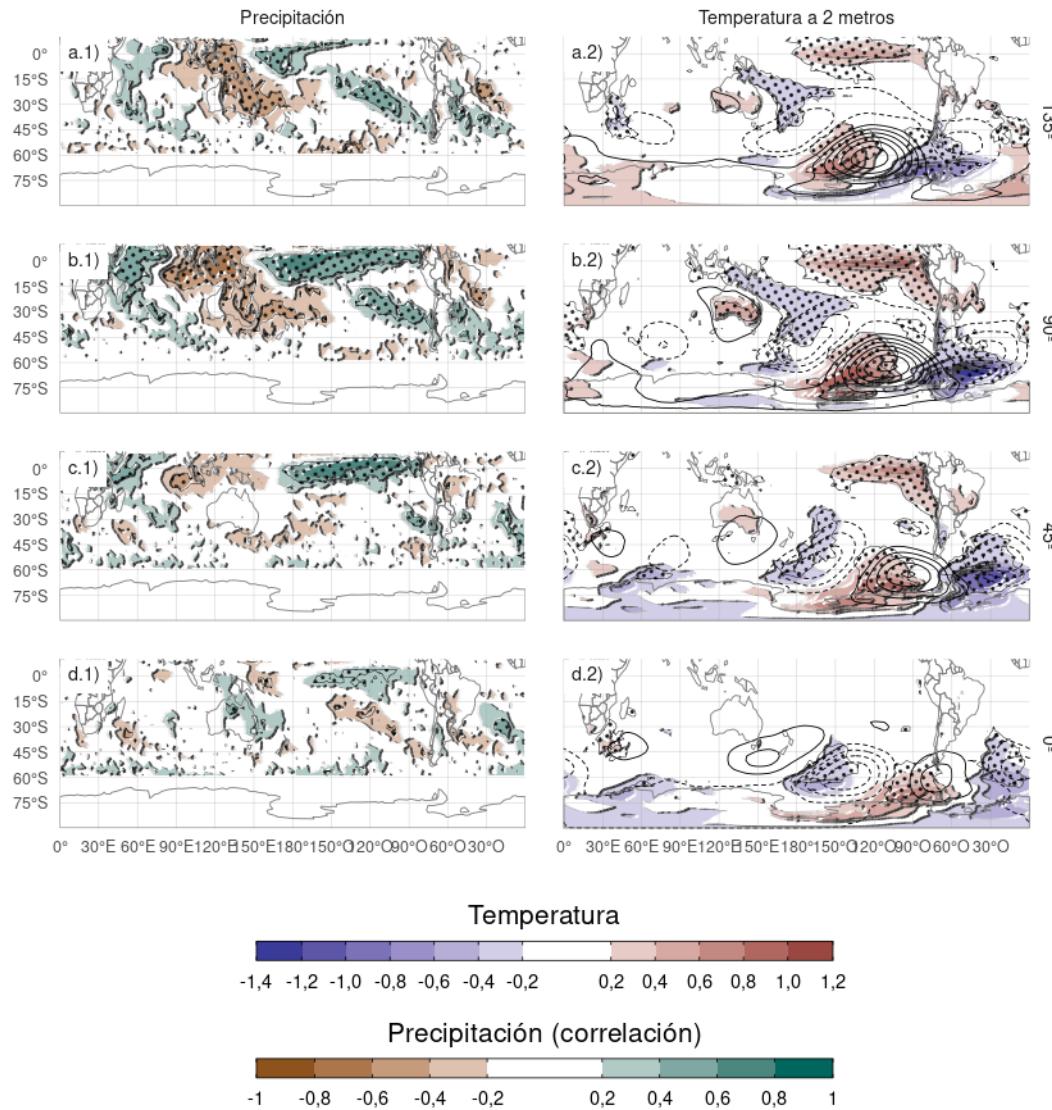


Figura 3.18: Regresión de la temperatura de 2 metros (K, sombreado) y la altura geopotencial de 850 hPa (m, contornos) (columna 1), y la precipitación (correlación, columna 2) sobre diferentes fases de cEOF2. Para el trimestre SON del periodo 1 979–2 020. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR. [fig:pp-temp-2](#)

Las anomalías de temperatura asociadas a la fase de 90° del cEOF2 (Fig. 3.18.b1) muestran valores positivos en el Pacífico tropical, coherentes con las anomalías de TSM asociadas a esta misma fase (Fig. 3.12.b1). En latitudes más altas existe un patrón ondulatorio de valores positivos y negativos que coincide con los nodos de los patrones de regresión de la altura geopotencial de 850 hPa. Esto es coherente con las anomalías de temperatura producidas por la advección meridional de temperatura por

los vientos meridionales derivados del equilibrio geostrófico. Sobre los continentes, la fase de 90° (Fig.3.18b.1) está asociada a anomalías de temperatura positiva en el sur de Australia y anomalías de regresión negativa en el sur de Sudamérica y la Península Antártica, que son resultado del tren de ondas descrito anteriormente.

Las anomalías de temperatura asociadas a la fase de 0° (Fig.3.18d.1) son menos extensas y se limitan a latitudes medias y altas. Sobre los continentes, las regresiones de las anomalías de temperatura no son significativas, excepto las anomalías positivas cerca de la Península Antártica.

Las anomalías de precipitación tropicales asociadas con el 90° cEOF2 son fuertes, con anomalías positivas en el Pacífico central y el Índico occidental, y anomalías negativas en el Pacífico oriental (Fig.3.18b.2). Este campo es consistente con el mapa de regresión de la TSM (Fig.3.18b.1) ya que las anomalías positivas de la TSM potencian la convección tropical y las anomalías negativas de la TSM la inhiben.

En los extratropicos, la fase de 90° del cEOF2 se asocia a condiciones más secas sobre el este de Australia y el océano circundante, que es una señal similar a la asociada al ENSO (Cai et al. 2011). Sin embargo, esta es la fase más fuertemente correlacionada con la precipitación en esa zona. La fase de 135° (una intermedia 90° y 180°) está correlacionada más intensa y extensamente con la precipitación sobre Australia y Nueva Zelanda. La influencia del cEOF2 en la precipitación australiana podría estar relacionada más con los impactos directos de las anomalías de la TSM en los océanos circundantes que en el patrón de teleconexión representado por el cEOF2.

Sobre Sudamérica, la fase de 90° del cEOF2 está correlacionada positivamente con la precipitación en el sudeste de Sudamérica (SESA) y el centro de Chile, y negativamente en el este de Brasil. Este campo de correlación coincide con la señal de ENSO la precipitación de primavera (p.e. Cai et al. 2020).

Los coeficientes de correlación entre las anomalías de precipitación y la fase de 0° del cEOF2 (Fig. 3.18d.2) son más débiles que para la fase de 90° . Hay una correlación positiva residual en el Pacífico oriental ecuatorial y pequeñas correlaciones positivas, no estadísticamente significativas, sobre el este de Australia y negativas sobre Nueva Zelanda.

3.5. Conclusión

conclusiuxf3n

Los cEOF identificados en este capítulo logran representar características importantes de la circulación zonalmente asimétrica del hemisferio sur. El cEOF1 captura principalmente la onda 1 en la estratosfera mientras que el cEOF2 representa la onda

3 con un máximo de amplitud en el Pacífico sur.

El cEOF2 está asociado a forzantes tropicales y el tren de ondas que representa se asemeja a los modos PSA y la circulación asociada a ambos cEOF tiene características similares al SAM. Antes de estudiar estas relaciones en más detalle, es necesario estudiar el SAM y entender sus características zonalmente simétricas y asimétricas.

Capítulo 4

Estructura simétrica y asimétrica del Modo Anular del Sur

asymsam

4.1. Introducción

introducciuxf3n-1

Como se explicó en la introducción, el patrón espacial del Modo Anular del Sur (SAM) suele describirse en términos de la circulación zonalmente simétrica, sin embargo este patrón tiene asimetrías zonales significativas.

Gran parte de los índices presentados en la literatura para describir el SAM se basan en medias zonales de la presión a nivel del mar o de la altura geopotencial (Ho, Kiem y Verdon-Kidd 2012). Tanto Gong y Wang (1999) como Marshall (2003) definen el índice SAM como la diferencia de la media zonal de la presión a nivel del mar entre 40°S y 65°S. Baldwin y Thompson (2009) propuso definir modos anulares del norte y el sur como el primer EOF de la altura geopotencial promediada zonalmente en cada nivel en cada hemisferio. Sin embargo, las asimetrías zonales del SAM son significativas y poco estudiadas.

La fase positiva del SAM está asociada a temperaturas más frías de lo normal sobre la Antártida y más cálidas de lo normal en latitudes más bajas y viceversa para la fase negativa (Jones et al. 2019). Pero hay desviaciones significativas de esta respuesta media zonal, especialmente en la Península Antártica y el Atlántico sur (Fogt, Jones y Renwick 2012). La señal relacionada con el SAM en las anomalías de precipitación sigue un comportamiento similar, aunque con aún mayores desviaciones respecto de la simetría zonal (Lim et al. 2016). La relación entre el SAM y la precipitación en el Sudeste de Sudamérica (SESA) puede explicarse por la circulación zonalmente asimétrica asociada al SAM, que es similar al Patrón del Pacífico-Sudamérica (PSA) (Silvestri y

Vera 2009; Rosso et al. 2018). Fan (2007) también mostró que las precipitaciones en Asia oriental se veían afectadas por la variabilidad de la parte occidental del SAM. Estos impactos de la componente asimétrica del SAM a escala regional no se han estudiado en detalle.

La variabilidad del SAM está asociada a la variabilidad tropical (Fan 2007; Fogt, Bromwich y Hines 2011; Clem y Fogt 2013). El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) o la variabilidad de la temperatura de la superficie del mar (TSM) similar afecta a los extratrópicos del hemisferio sur a través de trenes de ondas de Rossby (Mo y Ghil 1987; Kidson 1988; Karoly 1989) que se proyectan fuertemente sobre las anomalías zonales asociadas al SAM en el sector del Pacífico. Fan (2007) calculó los índices de SAM de los hemisferios occidental y oriental por separado y encontró que la correlación entre ellos aumentaba si se eliminaba la señal (lineal) del ENSO, sugiriendo que la influencia del ENSO en el SAM no es zonalmente homogéneo.

Investigaciones previas han documentado tendencias positivas en el SAM utilizando diferentes índices, sobre todo en verano y otoño austral (p.e., Fogt y Marshall 2020 y sus referencias). Se cree que estas tendencias están impulsadas principalmente por la reducción del ozono estratosférico y el aumento de los gases de efecto invernadero, y son analizadas en el contexto de las variables medias zonales (Marshall et al. 2004; Gillett, Allan y Ansell 2005; Arblaster y Meehl 2006; Gillett, Fyfe y Parker 2013). Sin embargo, aún no está claro si la componente asimétrica del SAM responde a estos forzantes de la misma forma o cómo su variabilidad altera las tendencias observadas.

Finalmente, el hecho de que el SAM no sea totalmente zonalmente simétrico reduce nuestra capacidad para reconstruir su variabilidad histórica antes de la disponibilidad de observaciones densas en el hemisferio sur (Jones et al. 2009).

Uno de los pocos trabajos que estudiaron la variabilidad temporal de la componente asimétrica del SAM es Fogt, Jones y Renwick (2012). Sin embargo, sus conclusiones se basan en composiciones de eventos SAM positivos y negativos basados en un número de casos reducido y distribuidos inhomogéneamente entre años con y sin información satelital. Esto es especialmente relevante debido a las inhomogeneidades en los productos de reanálisis anteriores a la era satelital y al posible cambio en la estructura asimétrica del SAM (Silvestri y Vera 2009). Además, Fogt, Jones y Renwick (2012) estudió la componente asimétrica zonal del SAM sólo en la presión a nivel del mar. Si bien las asimetrías zonales en el patrón espacial del SAM son barotrópicas equivalentes en toda la troposfera, su estructura cambia drásticamente en la estratosfera (Baldwin y Thompson 2009).

En resumen, las investigaciones previas sugieren fuertemente que la componente

zonalmente asimétrica del SAM puede tener un comportamiento potencialmente muy distinto al de la componente zonalmente simétrica, por ejemplo, podría tener diferentes fuentes de variabilidad, impactos y respuesta a largo plazo al forzamiento radiativo.

En el capítulo anterior se observó que algunas fases de los cEOFs están asociadas con patrones tipo SAM en distintos niveles. El objetivo de este capítulo es, por tanto, describir los componentes zonalmente asimétricos y simétricos de la variabilidad del SAM y su relación con los cEOFs. En primer lugar, se propone una metodología que proporciona, para cada nivel, sendos índices que pretenden captar de forma independiente la variabilidad de la componente del SAM simétrica y asimétrica, respectivamente. Luego se evaluó su estructura vertical y su coherencia, así como su variabilidad temporal y sus tendencias. A continuación se estudiaron los patrones espaciales asociados a la variabilidad exclusiva de cada índice centrándose en 50 hPa como nivel estratosférico y 700 hPa como nivel troposférico. Por último, se investigaron las relaciones del SAM a 700 hPa con las anomalías de temperatura y precipitación.

4.2. Métodos

muxe9todos-2

4.2.1. Datos

datos-2

Utilizamos las mismas fuentes de datos que en capítulos anteriores. En este capítulo usamos datos de altura geopotencial, temperatura a 2 metros y precipitación.

4.2.2. Regresión segmentada

regresiuxf3n-segmentada

En la literatura suelen usarse composiciones de eventos positivos y negativos definidos a partir de un determinado límite para estimar campos la asociación de una variable con la parte positiva y negativa de un índice. Esta metodología no utiliza todos los datos eficientemente y los resultados son difíciles de interpretar si el valor absoluto típico del índice es mayor para casos positivos que negativos o viceversa. En vez de eso, en este capítulo calculamos los campos asociados al SAM positivo y negativo utilizando regresión lineal segmentada. Ésta consiste en ajustar un modelo lineal a tramos con continuidad en cada segmento como se ilustra en la Figura 4.1 con datos sintéticos.

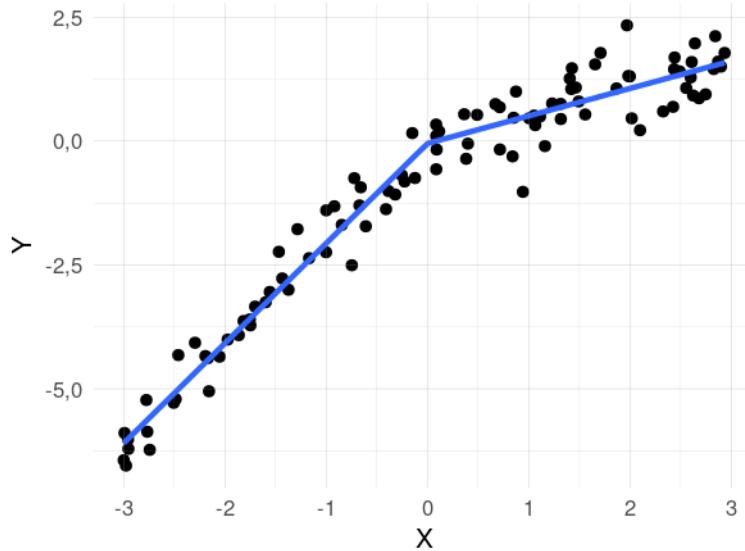


Figura 4.1: Ejemplo de regresión segmentada. La relación entre X e Y es lineal pero con distinta pendiente para valores de X positivos y negativos.

`fig:segmentada-ejemplo`

Para obtener las pendientes asociadas a la relación lineal para cada signo, ajustamos la ecuación

$$Y_i = \alpha X_i + \beta X_i I_{X \leq 0} + X_0 + \epsilon_i$$

donde Y e X son las variables dependiente e independiente respectivamente, α es la pendiente asociada a los valores positivos de X , β es la diferencia entre la pendiente asociada a valores positivos y negativos de X , $I_{X \leq 0}$ es la función indicador que es 1 cuando $X \leq 0$ y 0 cuando $X > 0$, y X_0 y ϵ_i son la constante y los términos de error. El coeficiente asociado a valores negativos de X es $\beta - \alpha$.

Esta metodología utiliza todos los datos disponibles. Además, dado que β es la diferencia en la pendiente entre valores positivos y negativos, es posible calcular la insignificancia estadística de la misma.

4.2.3. Definición de los índices

`definition-of-indices`

El SAM suele definirse como el primer EOF de las anomalías de la presión al nivel del mar o de la altura geopotencial en niveles bajos (Ho, Kiem y Verdon-Kidd 2012). Siguiendo a Baldwin (2001), ampliamos esa definición verticalmente y utilizamos el término SAM para referirnos al primer EOF de las anomalías mensuales de altura geopotencial al sur de 20° S en cada nivel.

Para separar la componente zonalmente simétrica y asimétrica del SAM, calculamos la media zonal y las anomalías del patrón espacial completo del SAM, como muestra en la Figura 4.2 en 700 hPa. La señal espacial completa ($\text{EOF}_1(\lambda, \phi)$) es la suma de la componente zonalmente asimétrica ($\text{EOF}_1^*(\lambda, \phi)$) y la simétrica ($[\text{EOF}_1](\lambda, \phi)$). A continuación, calculamos el índice SAM, el índice SAM asimétrico (A-SAM) y el índice SAM simétrico (S-SAM) como los coeficientes de la regresión de cada campo de altura geopotencial mensual sobre los respectivos patrones (ponderando por el coseno de la latitud). Finalmente, normalizamos los tres índices dividiéndolos por la desviación estándar del índice SAM en cada nivel. Como resultado, las magnitudes entre los índices son comparables. Sin embargo, sólo el índice SAM tiene desviación estándar unitaria por definición. La varianza explicada por cada patrón se utiliza como indicador del grado de simetría o asimetría zonal de cada campo mensual. Para cuantificar la coherencia entre las series temporales correspondientes a distintos índices o al mismo índice en distintos niveles, calculamos la correlación temporal entre ellas.

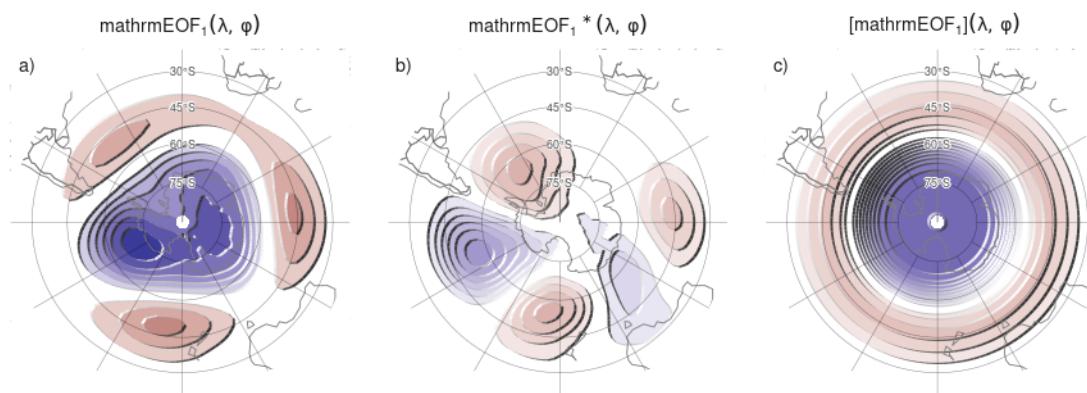


Figura 4.2: Patrones espaciales del primer EOF de la altura geopotencial en 700 hPa para el período 1979–2020. (a) Campo completo, (b) componente zonalmente asimétrica y (c) componente zonalmente simétrica. Unidades arbitrarias con valores negativos en azul y negativos en azul. Fig:method

Limitaciones

limitaciones

El método supone linealidad en las componentes del SAM. Es decir, supone que los patrones de anomalías asociadas a valores positivos de cada componente del SAM son similares pero de signo opuesto a las asociadas a la fase valores negativos y de magnitud proporcional a la magnitud del índice. Las composiciones de Fogt, Jones y Renwick (2012) (su Figura 4) sugieren que esto podría no ser del todo válido, aunque

gran parte de esa aparente no linealidad podría deberse a la naturaleza heterogénea de los años seleccionados para construir las composiciones y a incertidumbre muestral.

Para poner esta suposición a prueba, calculamos la regresión segmentada de las anomalías zonales de altura geopotencial con el índice SAM para cada signo del SAM. Las Figuras 4.3 y 4.4 muestran los campos de regresión en 50 y 700 hPa divididos por trimestres. Se puede observar que en casi todas las estaciones y ambos niveles, los campos de regresión de SAM positivo y negativo son similares entre ellos. Este análisis cualitativo se confirma por el análisis cuantitativo de al observar que el r^2 (representando la correlación espacial al cuadrado) tienen valores entre 0.7 y 0.9, indicando alta similaridad. A su vez, también es similar la intensidad de los coeficientes de correlación, indicando un buen cumplimiento de la hipótesis de linealidad.

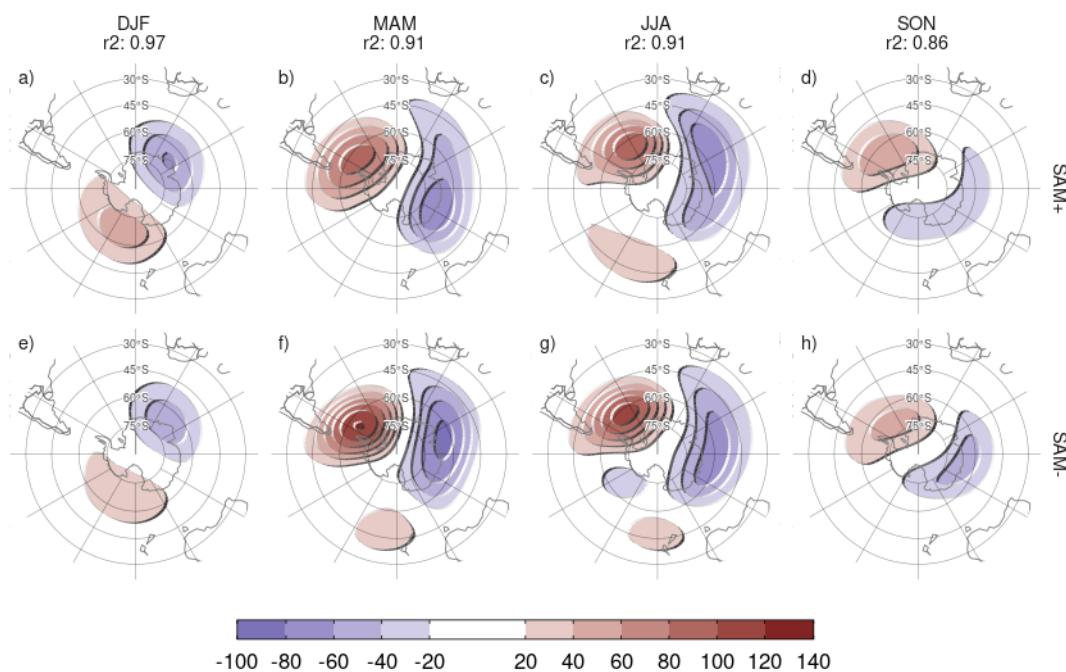


Figura 4.3: Regresión segmentada de la anomalía zonal de altura geopotencial en 50 hPa con el índice SAM para cada signo para el período 1979–2020. La correlación espacial al cuadrado entre cada campo en cada estación se detalla debajo de la estación. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor de la diferencia entre el signo positivo y el negativo es menor que 0,01 ajustado por FDR (no hay áreas). [Fig:sign-regression-50](#)

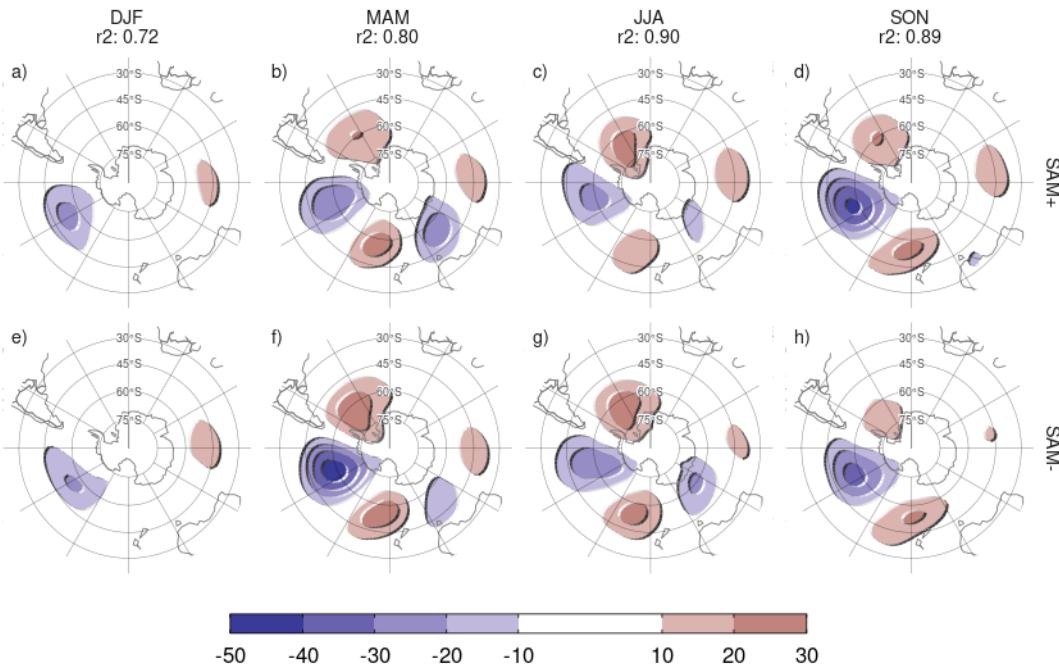


Figura 4.4: Igual que la Figura 4.3 pero para `fig$sign_regression_700`

Al realizar el análisis EOF utilizando los datos de todos los meses también estamos asumiendo que la estructura del SAM es la misma en todas las estaciones. La Figura 4.5 muestra la regresión del SAM para cada trimestre del año y la significancia estadística de la diferencia entre cada estación y SON.

En 50 hPa (Fig. 4.5 fila a), los patrones del SAM para MAM y JJA son muy similares a SON, con correlación espacial cuadrada mayor a 0.75. En estas tres estaciones, el SAM en 50 hPa se asocia a una onda planetaria 1 con su centro negativo en 60°O. El patrón de JJA tiene algunas diferencias significativas con respecto a SON, principalmente un corrimiento e intensificación de la anomalía negativa de la onda. El patrón de DJF, en cambio, es muy distinto; la onda 1 tiene su mínimo cerca de 180°O y está más retraída a latitudes altas. Además, su correlación espacial es esencialmente nula.

En 700 hPa (Fig. 4.5 fila b), las cuatro estaciones tienen patrones bastante similares, prácticamente sin diferencias estadísticamente significativas con respecto a SON y con correlaciones cuadradas mayores a 0.6. El patrón de DJF es más distinto, siendo similar a SON pero menos intenso. Esto es consistente con los resultados de Fogt y Marshall (2020).

Estos resultados sugieren que la suposición de estabilidad estacional se cumple excepto por DJF en la estratosfera. Esto indica que hay que tener cuidado en la

interpretación del SAM asimétrico en DJF en la estratosfera ya que el patrón de SAM asimétrico impuesto por la metodología no coincide con el patrón de SAM asimétrico que se obtendría considerando únicamente este trimestre.

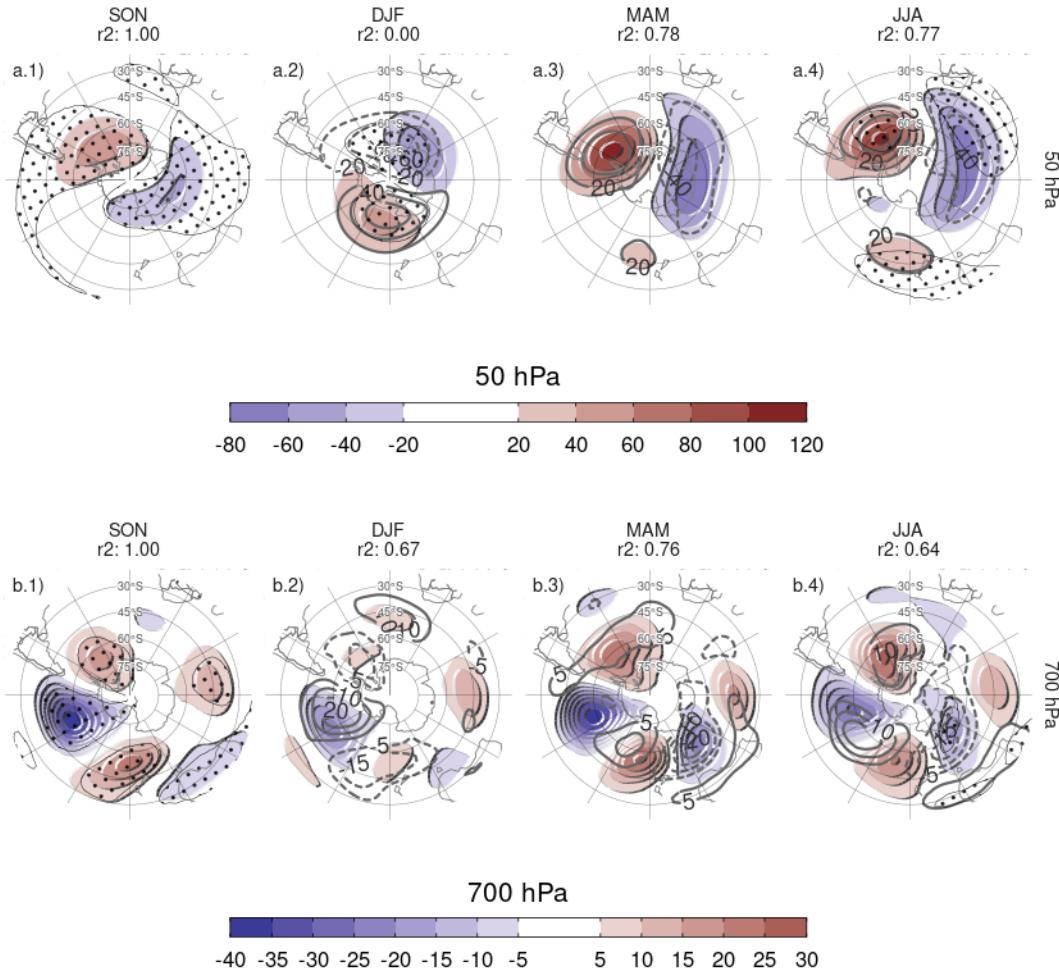


Figura 4.5: Regresión múltiple de las anomalías zonales de altura geopotencial para cada estación. El sombreado muestra la regresión de cada estación y los contornos grises, la diferencia de cada estación con respecto a SON (valores negativos en línea punteada y positivos en línea sólida). La correlación espacial al cuadrado entre cada campo y el campo de SON se detalla debajo de la estación. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR, donde para estaciones distintas a SON, marca el p-valor de la diferencia respecto a SON.

`fig:season-regression`

El método también asume que el patrón zonalmente asimétrico del SAM permanece estacionario a lo largo del periodo considerado. Silvestri y Vera (2009) sugiere que este

podría no ser el caso entre 1958 y 2004. Para probar esta suposición, calculamos el SAM para las dos mitades del periodo (1979 a 1998 y 1999 a 2020), que se muestran en la Figura 4.6. Las diferencias entre los dos periodos parecen ser relativamente pequeñas, tanto en la troposfera como en la estratosfera.

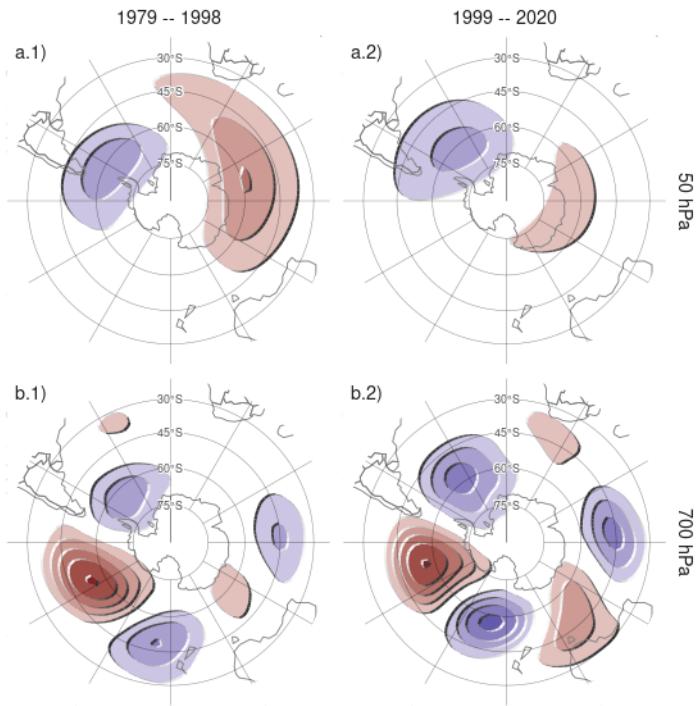


Figura 4.6: Patrón espacial del primer EOF computado para el período 1979 – 1998 (columna 1) y 1999 – 2020 (columna 2) para 50 hPa (fila a) y 700 hPa (fila b). Unidades arbitrarias con valores negativos en azul y negativos en azul.

`fig:sam-period`

4.3. Resultados

resultados-2

4.3.1. Evolución temporal

temporal



Figura 4.7: Serie temporal de A-SAM y S-SAM en 50 hPa (panel a) y 700 hPa (panel b). A la derecha, la densidad de probabilidad de cada índice. Las series están estandarizadas por el desvío estándar del SAM en cada nivel.

fig:asymsam-timeseries

Primero evaluamos la evolución temporal del A-SAM y S-SAM. La Figura 4.7 muestra las series temporales en 700 hPa y 50 hPa y sus correspondientes estimaciones de densidad. Seleccionamos estos dos niveles como representativos de la variabilidad troposférica y estratosférica respectivamente. Como se muestra a continuación, las variabilidades de ambos índices son muy coherentes dentro de cada región de la atmósfera, por lo que es razonable tomar un nivel como representativo de cada capa.

La variabilidad mes a mes es evidente para ambos índices, con variaciones ruidosas en las frecuencias bajas.

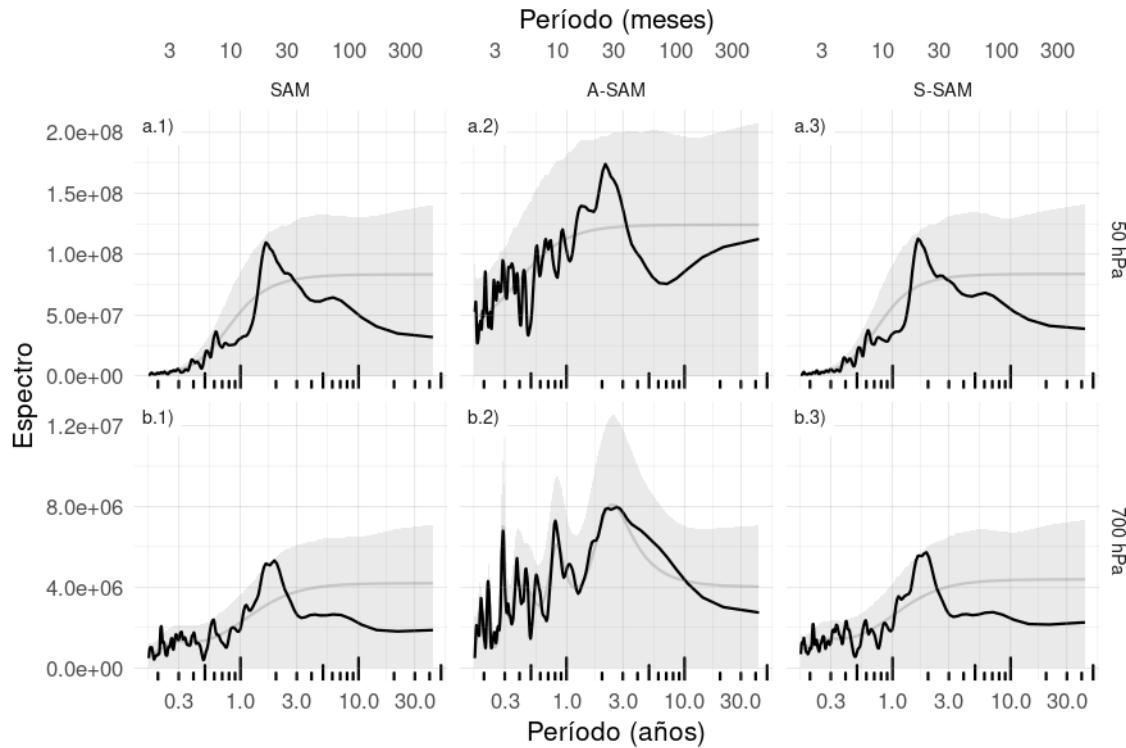


Figura 4.8: Espectro de cada serie temporal suavizada. El sombreado indica el intervalo de confianza del 95 % del espectro nulo calculado usando bootstrap tomando 5000 simulaciones de un modelo autoregresivo ajustado a los datos. La línea gris indica la amplitud promedio teórica del modelo autoregresivo. Para el período 1 979–2 020. [fig:spectrum](#)

Los espectros de estas series temporales se muestran en la Figura 4.8. El S-SAM estratosférico varía fuertemente con un periodo entre 10 y 30 meses (Fig. 4.8 a.3). En el periodograma del S-SAM troposférico (Fig.4.8 b.3) se aprecia un pico local en un rango de frecuencias similar, aunque no es estadísticamente significativo. Esta banda de periodicidad está alrededor del rango de periodicidad de la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO, por sus siglas en inglés, Baldwin et al. (2001)) y es consistente con (Vasconcellos, Mattos-Gava y Sansigolo 2022), quien encontró que el SAM y la QBO comparten una alta potencia común significativa alrededor de la banda de 2 años. El hecho de que esta periodicidad no sea evidente en el índice A-SAM, también es consistente con sus composiciones de anomalías de altura geopotencial durante la QBO oriental y occidental, que muestran un monopolio bastante simétrico sobre la Antártida. En la troposfera, el pico de variabilidad más significativo se encuentra en A-SAM en torno a 36 meses.

Las series temporales A-SAM y S-SAM parecen estar correlacionadas. Además,

observando los extremos en la estratosfera, la serie S-SAM parece ir por detrás de la serie A-SAM (véanse, por ejemplo, los eventos positivos de finales de 1987). La Figura 4.9 muestra la correlación entre A-SAM y S-SAM en cada nivel para los retrasos cero y -1. Los valores de las correlaciones instantáneas entre A-SAM y S-SAM son relativamente constantes en toda la troposfera, fluctuando entre 0,38 y 0,44. Las correlaciones con desfase de un mes son igualmente constantes pero muy reducidas. En la estratosfera, las correlaciones instantáneas caen a un mínimo de 0,28 en 20 hPa y luego aumentan nuevamente monotónicamente con la altura hasta el nivel más alto del reanálisis (aunque los resultados cerca de la parte superior de los modelos deben interpretarse con cuidado). Al mismo tiempo, las correlaciones con un mes de defasaje aumentan con la altura. Por lo tanto, el índice A-SAM estratosférico tiende a preceder al índice S-SAM.

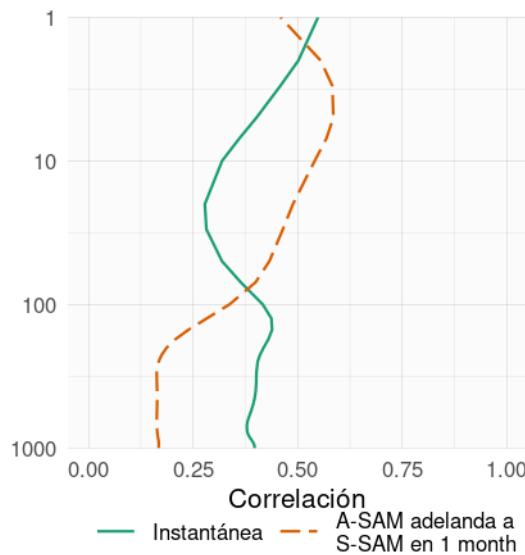


Figura 4.9: Correlación instantánea y con un defasaje de 1 mes entre S-SAM y A-SAM para el período 1979–2020. `fig:cor-lev`

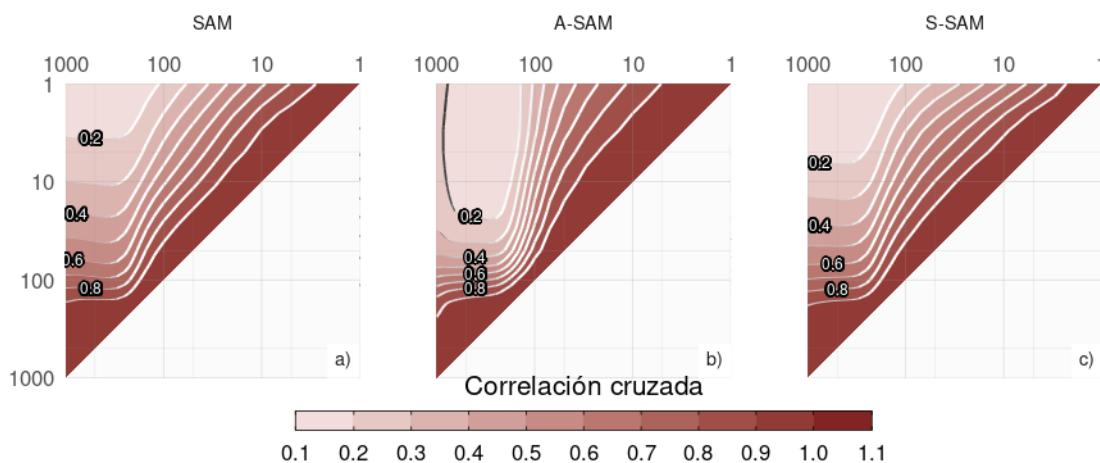


Figura 4.10: Correlación cruzada entre niveles para el índice SAM (a), A-SAM (b) y S-SAM (c) para el período 1979–2020. [fig:cross-correlation](#)

La Figura 4.10 muestra la correlación cruzada (lag cero) entre niveles para los índices SAM, A-SAM y S-SAM. Para el SAM (Fig. 4.10a), los valores altos por debajo de 100 hPa reflejan la coherencia vertical en toda la troposfera. Por encima de 100 hPa, la correlación entre niveles disminuye más rápidamente, lo que indica una variabilidad menos coherente. Sin embargo, las correlaciones entre los niveles troposféricos y los niveles estratosféricos bajos y medios siguen siendo relativamente altas (por ejemplo, más de 0,4 entre los niveles troposféricos y los niveles por debajo de 30 hPa). A-SAM y S-SAM (Fig. 4.10b y c, respectivamente) comparten un alto nivel de coherencia similar en la troposfera, pero difieren en su comportamiento estratosférico. La coherencia estratosférica es mayor para el A-SAM que para el S-SAM. El S-SAM estratosférico tiene una conexión con el S-SAM troposférico algo más intensa que el A-SAM estratosférico con el A-SAM troposférico.

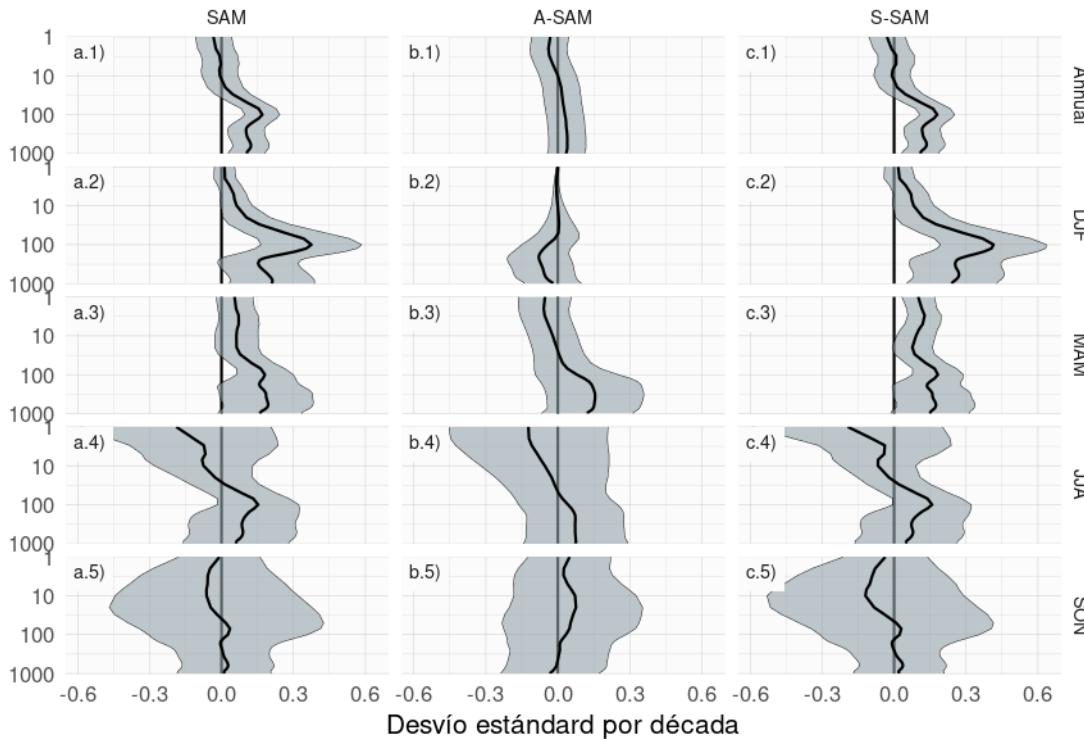


Figura 4.11: Tendencias lineales (en desvío estandard por década) del SAM (columna a), A-SAM (columna b) y S-SAM (columna c) para cada nivel usando datos del todo el año (fila 1) y promedios estacionales (filas 2 a 5) para el período 1 979–2 020. El sombreado indica el intervalo de confianza de 95 %.

`fig:trends`

Evaluamos las tendencias lineales para cada uno de los índices para el periodo 1 979–2 020 en cada nivel para el año completo y separado por trimestres (Fig. 4.11). El índice SAM presenta una tendencia positiva estadísticamente significativa (Fig. 4.11a.1) en todos los niveles entre 1000 hPa y aproximadamente 50 hPa, con un máximo en 100 hPa. Las tendencias estacionales (Fig. 4.11 columna a) indican que las tendencias son significativas sólo en verano y marginalmente en otoño. Esto es consistente con los resultados de estudios previos, los cuales documentaron tendencias positivas en verano, menores en otoño y ninguna tendencia en las demás estaciones (por ejemplo, Fogt y Marshall (2020) y sus referencias) utilizando índices del SAM basados en la circulación en o cerca de superficie.

Al separar la señal SAM en sus partes asimétrica y simétrica, no sólo podemos ver que estas tendencias se deben casi por completo al componente simétrico (comparar columnas b y c Figura 4.11), sino que en algunos casos las tendencias se vuelven más claras. En verano, A-SAM tiene una tendencia negativa estadísticamente no

significativa en la troposfera media que oculta la tendencia en el índice SAM; como resultado, las tendencias calculadas utilizando sólo la componente simétrica son más intensas (comparar la región sombreada en la Figura 4.11a.2 y c.2). En otoño, el índice S-SAM revela una tendencia positiva estadísticamente significativa en la estratosfera que no es significativa utilizando el índice SAM.

Una tendencia positiva en el índice S-SAM y ninguna tendencia en el índice A-SAM podría sugerir en un primer momento una tendencia hacia un SAM más simétrico. Sin embargo, un S-SAM muy negativo con tendencia a un S-SAM menos negativo se traduciría en una tendencia positiva del S-SAM pero en una SAM más asimétrica.

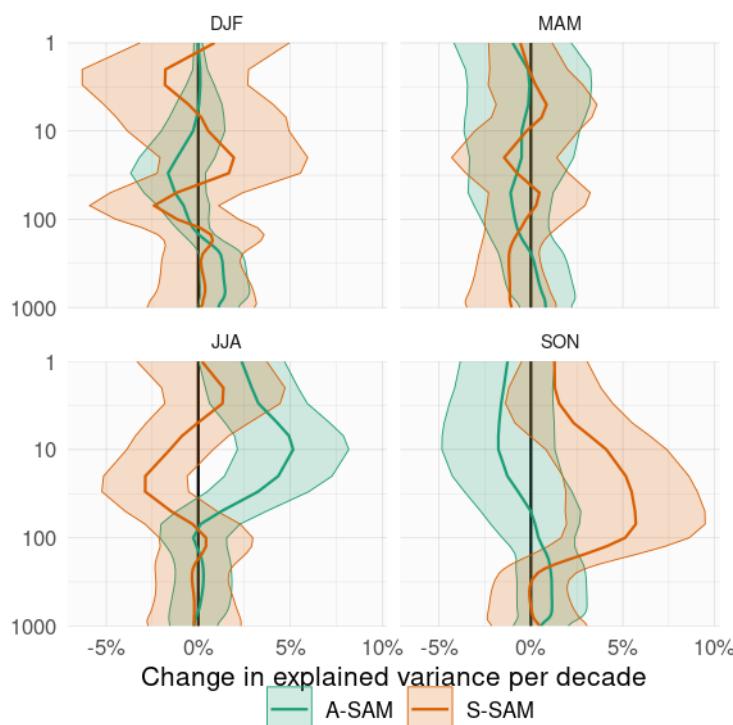


Figura 4.12: Tendencias lineales (en porcentaje por década) de la varianza explicada por el A-SAM y el S-SAM en cada nivel para cada trimestre en el período 1 979–2 020. El sombreado indica el intervalo de confianza del 95 %.

`fig:r-squared-trend`

Para estudiar la cuestión de si el SAM se está volviendo más o menos asimétrica, mostramos las tendencias de la varianza explicada de cada índice para cada trimestre en la Figura 4.12. En la troposfera, la única tendencia significativa es la de DJF, en la que el A-SAM tiene una tendencia positiva de alrededor del 2 % por década, lo que sugiere que el DJF SAM se ha vuelto más asimétrico en el período de 1 979 a 2 020 Fogt, Jones y Renwick (2012) observó un cambio de una SAM más asimétrica antes

de 1980 a una SAM más simétrica después de 1980, pero nuestro periodo de estudio (1 979–2 020) nos impide detectar ese cambio. Sin embargo, debido a la naturaleza atípica de la componente asimétrico del SAM durante la DJF (Sección 4.2.3), esto debe tomarse sólo como una evidencia preliminar. La otra tendencia significativa se da en la estratosfera durante SON, donde hay una tendencia positiva en la varianza explicada por la S-SAM de aproximadamente un 4% por década. Este cambio podría ser el resultado del forzamiento provocado por el agotamiento del ozono.

4.3.2. Patrones espaciales

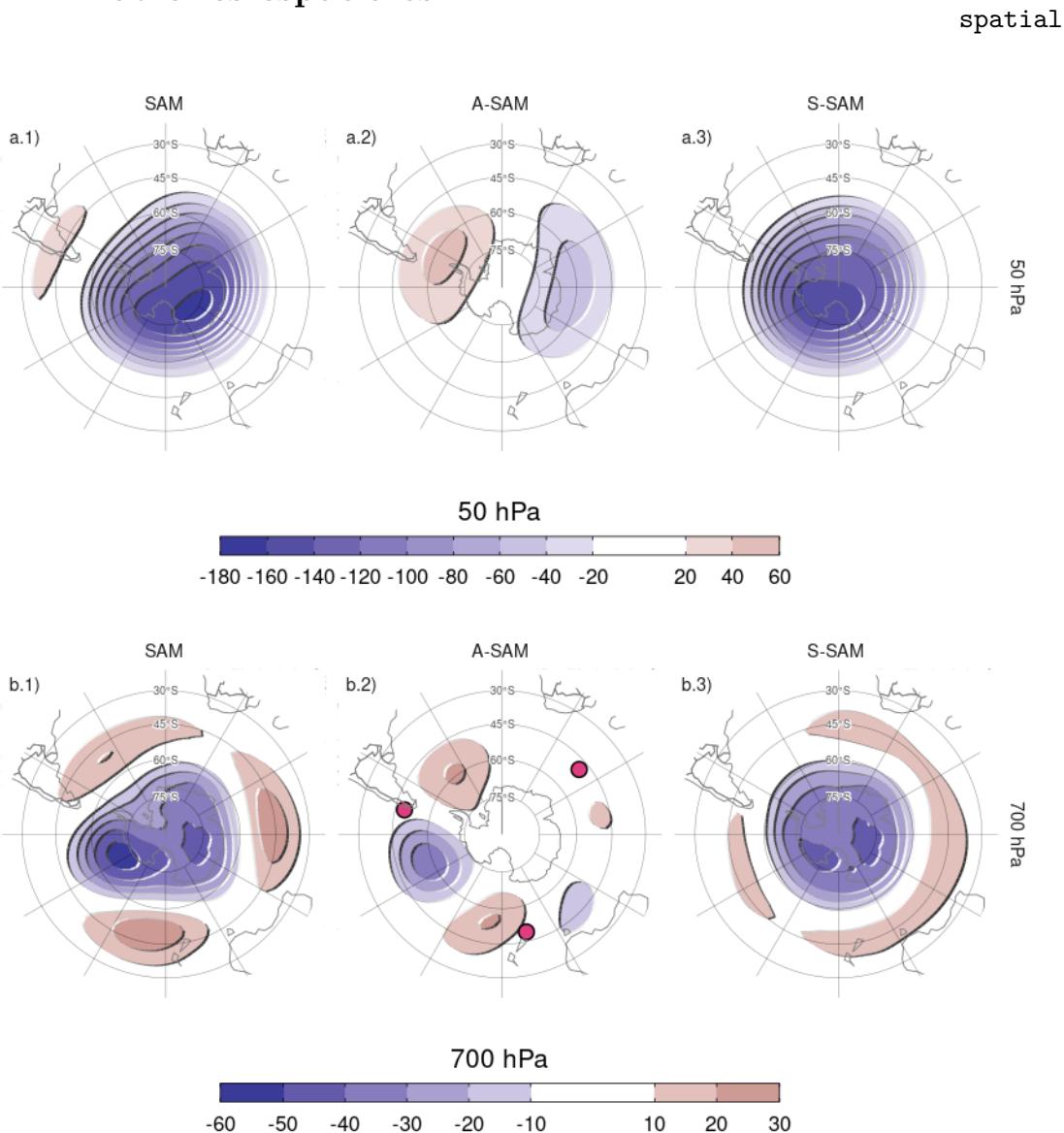


Figura 4.13: Regresión de altura geopotencial (metros) en 50 hPa (fila a) y 700 hPa (fila b) con el SAM (columna 1), A-SAM (columna 2) y S-SAM (columna 3) para el período 1 979–2 020. Los puntos en panel b.2 indican la posición de los puntos de referencia usados por Raphael (2004) para calcular su índice de la onda zonal 3.

`fig:2d-regr`

A continuación calculamos la regresión espacial de las anomalías de altura geopotencial sobre los índices SAM, A-SAM y S-SAM en los niveles de 50 hPa y 700 hPa (Fig. 4.13). Los coeficientes de regresión de la columna 1 de la Figura 4.13 se calcularon utilizando el índice del SAM. Los coeficientes de regresión de las columnas 2 y 3 se calcularon mediante regresión múltiple utilizando los índices A-SAM y S-SAM

al mismo tiempo, de manera que deben interpretarse como los patrones asociados a cada índice, eliminando la variabilidad (linealmente) explicada por el otro.

En la estratosfera, el patrón espacial asociado al SAM está claramente dominado por un monopolio que no está centrada en el Polo Sur (Fig. 4.13a.1). El patrón asociado a la parte asimétrica se caracteriza por una estructura de onda-1 con centros sobre el Pasaje de Drake en el Hemisferio Occidental y el Mar de Davis en el Hemisferio Oriental. Este eje se alinea con el desfase del monopolio del SAM. Finalmente, el patrón asociado al S-SAM, es un monopolio más simétrico aunque todavía no perfectamente centrado en el Polo Sur.

En la troposfera, el patrón de regresión asociado al SAM muestra la ya conocida combinación de modo anular zonalmente simétrico con asimetrías zonales en forma de onda-3 (Fig. 4.13b.1, (Fogt, Jones y Renwick 2012)). Los patrones de regresión asociados a los índices A-SAM y S-SAM separan ambas estructuras correctamente. El A-SAM se ve asociado a un patrón de onda 3 zonalmente asimétrico y de amplitud modulada; con mayor amplitud en hemisferio occidental y casi nula amplitud en el oriental. El S-SAM, por su parte, se asocia a una estructura anular mucho más zonalmente simétrica que el SAM. El patrón de onda-3 observado en la Figura 4.13b.2 está girado media longitud de onda respecto a la posición media del patrón de onda-3 medio descrito por Raphael (2004), cuyas posiciones de referencia están marcadas con puntos en la figura. De hecho, no existe correlación entre el índice de Raphael (2004) y el A-SAM ($\text{cor} = 0.04$ (CI: -0.05 – 0.13)). Así, el índice A-SAM troposférico representa un desplazamiento zonal en la posición de la onda 3 climatológica.

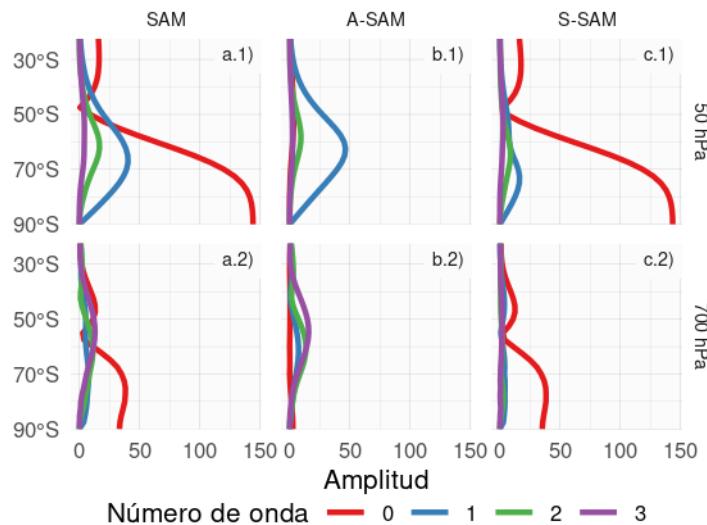


Figura 4.14: Amplitud (metros) de las ondas zonales de los patrones de regresión de altura geopotencial de la Figura 4.13 para ondas zonales con número de onda 0, 1, 2 y 3, donde el número de onda 0 representa la amplitud de la media zonal.

`fig:wave-amplitude`

La amplitud de las ondas zonales con números de onda 0 a 3 en cada latitud a 50 hPa y 700 hPa se muestran en la Figura 4.14, donde el número de onda cero representa la amplitud de la media zonal. Las amplitudes de las ondas zonales del patrón espacial descrito por el índice SAM (Fig. 4.14 columna a) están dominadas por la media zonal (número de onda 0) en ambos niveles. Sin embargo, las ondas zonales son importantes, sobre todo al sur de 50°S, con un número de onda 1 claramente dominante en 50 hPa (Fig. 4.14a.1) y una mezcla de ondas de amplitud similar en 700 hPa (Fig. 4.14a.2). La Figura 4.14 columna b muestra que el A-SAM está dominado principalmente por la onda 1 en la estratosfera (Fig. 4.14b.1), mientras que en la troposfera se explica por una combinación de ondas zonales 3 a 1 en nivel decreciente de importancia (Fig. 4.14b.2) con una amplitud despreciable de la media zonal. Por otra parte, el S-SAM se explica casi en su totalidad por la media zonal en ambos niveles (Fig. 4.14 columna c), con poca o ninguna contribución de las ondas zonales con números de onda de 1 a 3.

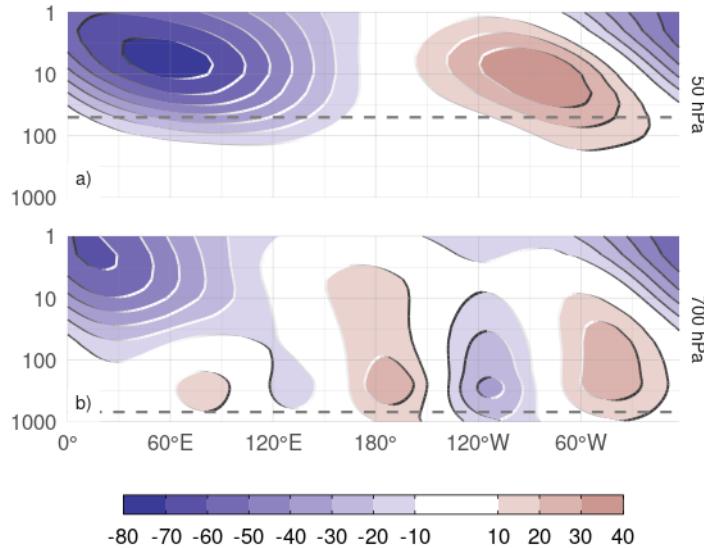


Figura 4.15: Regresión de las anomalías mensuales de altura geopotencial promediada entre 65°S y 45°S (metros) y el índice A-SAM de 50 hPa (a) y 700 hPa (b) (niveles indicados en línea punteada) para el período 1979–2020.

`fig:vertical-regression`

Para analizar la estructura vertical de las anomalías de altura geopotencial asociadas al índice A-SAM, mostramos una sección transversal vertical de regresiones de anomalías de altura geopotencial promediadas entre 65°S y 40°S con el índice A-SAM de 50 hPa (Fig. 4.15a) y con el índice A-SAM de 700 hPa (Fig. 4.15b). Las anomalías de altura geopotencial asociadas a el A-SAM estratosférico (Fig. 4.15a) están claramente limitadas a la estratosfera, lo que subraya el desacoplamiento entre el A-SAM estratosférico y el troposférico. La estructura vertical de esta señal se inclina unos 60 grados hacia el oeste entre 100 hPa y 1 hPa, lo que sugiere procesos baroclínicos. La señal en la estratosfera se maximiza cerca de 10 hPa a pesar de utilizar el índice de 50 hPa para la regresión.

El A-SAM troposférico (Fig. 4.15b) presenta señales significativas que se extienden hacia arriba hasta los niveles más altos del reanálisis. En la troposfera, la estructura de la onda 3 es barotrópica equivalente, con una amplitud máxima en torno a los 250 hPa. Las anomalías son mayores en el hemisferio occidental, donde se extienden hasta la estratosfera. En el hemisferio oriental, la señal de la onda 3 es menor y se limita a la troposfera, mientras que las anomalías negativas dominan en la estratosfera. Aunque el índice A-SAM troposférico está asociado a anomalías geopotenciales estratosféricas, éstas no se proyectan fuertemente sobre el A-SAM estratosférico. Las estructuras mostradas en la Figura 4.15 son robustas a la elección del nivel del índice. Para

Tabla 4.1: Correlación entre los índices del SAM y el ONI. En negrita, las correlaciones con p-valor ajustado por FDR menores a 0.01.

	Correlación		Correlación parcial
	SAM	A-SAM	S-SAM
Year	-0.17 (<0.001)	-0.25 (<0.001)	0.00 (0.993)
DJF	-0.32 (<0.001)	-0.31 (0.002)	-0.19 (0.068)
MAM	-0.05 (0.678)	-0.25 (0.009)	0.15 (0.156)
JJA	0.02 (0.948)	-0.13 (0.218)	0.11 (0.300)
SON	-0.26 (0.008)	-0.40 (<0.001)	0.00 (0.993)

cualquier índice estratosférico (por encima de 100 hPa), las anomalías resultantes son muy similares a la estructura de onda-1 con máximo cerca de 10 hPa en la Figura 4.15a. Por el contrario, para cualquier índice troposférico (por debajo de 100 hPa), el resultado es muy similar al de la Figura 4.15b. Los patrones cambian principalmente en amplitud (no se muestra).

El patrón de la onda 3 de la Figura 4.13b.2 es muy similar al PSA (Mo y Ghil 1987; Kidson 1988), que es un patrón de teleconexión asociado al ENSO (Karoly 1989). De hecho, Fogt, Bromwich y Hines (2011) demostró que existe una relación significativa entre el SAM y el ENSO. La correlación entre el SAM y el ENSO (medido por el Índice del Niño Oceánico (ONI, Bamston, Chelliah y Goldenberg 1997)) se muestra en la Tabla 4.1 para cada índice SAM y para cada trimestre y para todo el año. Existe una correlación significativa entre SAM y ENSO que, cuando se divide en trimestres, sólo es importante en DJF y SON. Esta relación es captada principalmente por el A-SAM, ya que este índice presenta correlaciones parciales significativas con el ENSO, mientras que las correlaciones con el S-SAM son todas menores y no significativas. Incluso en los trimestres donde la correlación entre SAM y ENSO es esencialmente nula (MAM y JJA), la correlación parcial entre el A-SAM es mucho más alta; en MAM incluso es significativa al nivel del 95 %. El mismo análisis se realizó utilizando el Índice ENSO Multivariado (Wolter y Timlin 2011) y el Índice de Oscilación del Sur

(Ropelewski y Jones 1987), obteniendo resultados similares. Esto último nos permite concluir que estos resultados no dependen del índice ENSO utilizado.

4.4. Impactos

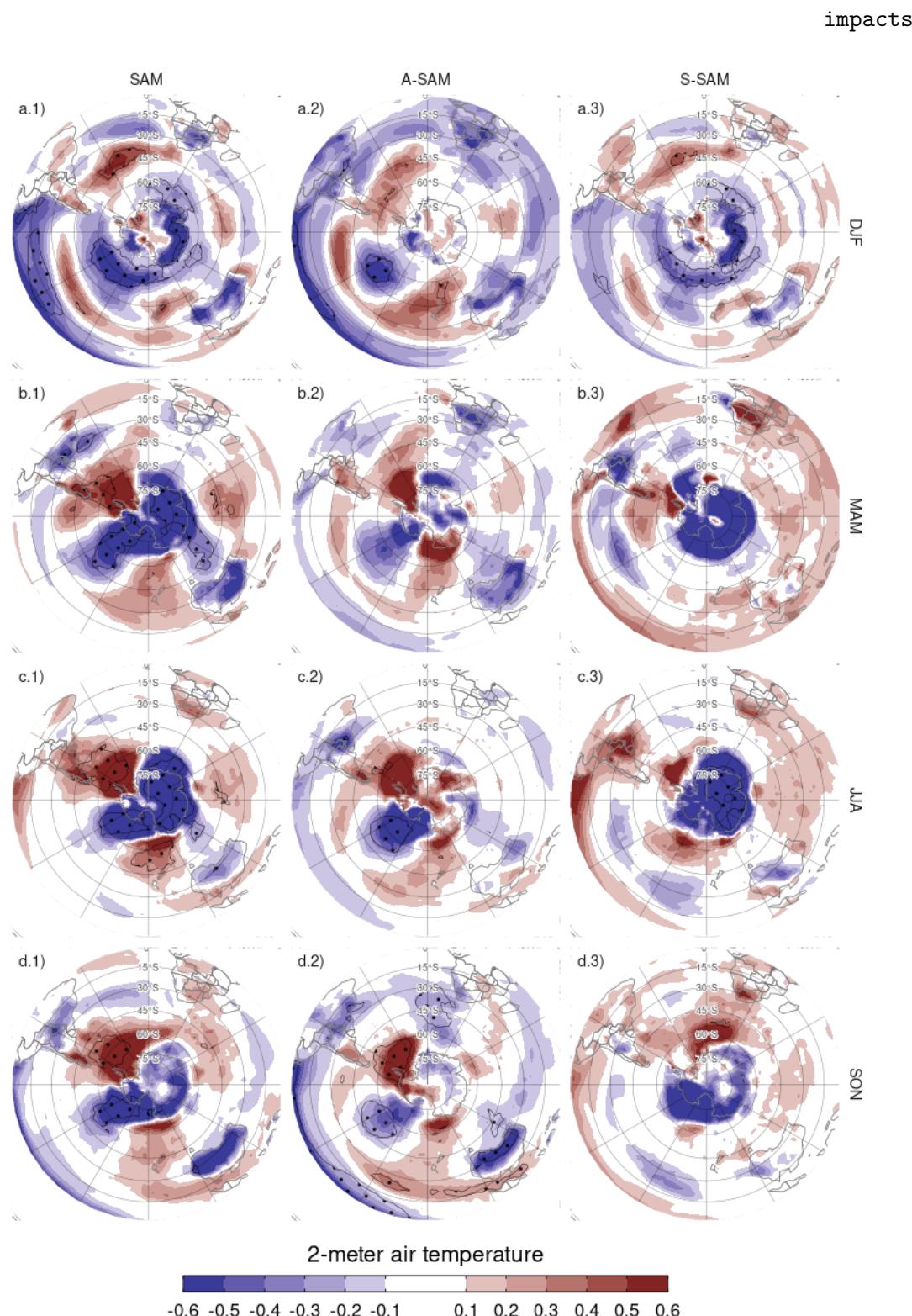


Figura 4.16: Regresión de las anomalías de temperatura a dos metros (Kelvin) con el índice SAM (columna a), A-SAM (columna b) y S-SAM (columna c) en cada trimestre para el período 1979–2020. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR. La escala de colores se corta en $\pm 0,6\text{K}$ para resaltar valores de regresión en los trópicos y latitudes medias a expensas de los valores en las regiones polares.

`fig:regr-air-season`

Para evaluar las diferencias en los impactos asociados a los índices SAM, A-SAM y S-SAM, realizamos una regresión de la temperatura del aire y la precipitación a 2 metros sobre cada uno de los tres índices del SAM de 700 hPa. Como se mostró en secciones anteriores, los tres índices son muy coherentes en la troposfera, por lo que seleccionamos este nivel para representar la circulación troposférica por compatibilidad con la literatura previa. Las regresiones se realizaron sin quitarle la tendencia ni a las variables ni a los índices, pero calcular las regresiones con valores sin tendencias no cambia los resultados considerablemente (no se muestra).

La Figura 4.16 muestra las regresiones con la temperatura a 2 metros. En verano, los valores positivos del índice SAM (Fig. 4.16a.1) se asocian a anomalías negativas de temperatura cerca de la Antártida rodeadas por un anillo de anomalías positivas en las latitudes medias. El anillo no es zonalmente simétrico, ya que hay cuatro máximos locales distintivos en torno a 30°W, 120°W, 150°E y 90°E respectivamente. En los trópicos, las anomalías son negativas en el Pacífico ecuatorial, lo que concuerda con la correlación negativa entre SAM y ENSO observada en la Tabla 4.1. Los paneles a.2 y a.3 de la Figura 4.16 muestran que tanto las anomalías zonales de este patrón como los altos valores en los trópicos están asociados principalmente al A-SAM y que el S-SAM está asociado a anomalías de temperatura más zonalmente simétricas en latitudes altas. Sobre la Antártida, los valores positivos del índice SAM están asociados a anomalías negativas de temperatura, en particular sobre la costa oriental. Estas anomalías están asociadas únicamente con el S-SAM. Por otro lado, las anomalías de temperatura en el océano Índico, el sur de África y Australia están fuertemente relacionadas con A-SAM y no están presentes en el patrón de regresión con el SAM.

En otoño, invierno y primavera (filas b, c y d en la Figura 4.16) el SAM está asociado a un patrón de anomalías de temperatura zonalmente asimétrico en latitudes altas, con valores negativos sobre la Antártida y el Mar de Amundsen y positivos al sur de Nueva Zelanda y centradas en el pasaje de Drake que se extienden hasta la Patagonia. Esto refleja la naturaleza más asimétrica del SAM durante estas estaciones en comparación al verano. Jones et al. (2019) observó características similares en las mediciones de estaciones, aunque utilizando datos de 1957 a 2016. En general se observa que la señal sobre la Antártida está asociada al S-SAM (aunque estadísticamente significativa sólo en invierno), mientras que las anomalías sobre el Océano Antártico y latitudes más bajas se asocian al A-SAM. En primavera, la señal tropical de A-SAM es similar a la del verano, revelando de nuevo la importancia del vínculo ENSO--A-SAM.

El patrón de anomalías negativas en el polo rodeadas de anomalías positivas que se observa aproximadamente en todas las estaciones -aunque con intensidad variable

y detalles a pequeña escala- se traduce en un gradiente de temperatura meridional aumentado maximizado en la línea cero, lo que es coherente con la intensificación y migración hacia el polo de los vientos del oeste comúnmente vinculados a el SAM a través del balance térmico del viento. Por tanto, no es sorprendente verlo más claramente asociado al S-SAM. Las temperaturas sobre la Antártida Oriental se ven más afectadas por el S-SAM, mientras que en la Antártida Occidental son más sensibles al A-SAM. Dado que el índice S-SAM está negativamente correlacionado con la temperatura sobre la Antártida Oriental, es posible que la tendencia positiva en el índice S-SAM pueda ayudar a explicar la falta de tendencia positiva de la temperatura en la Antártida Oriental en comparación con la Antártida Occidental en el contexto del calentamiento global (Nicolas y Bromwich 2014).

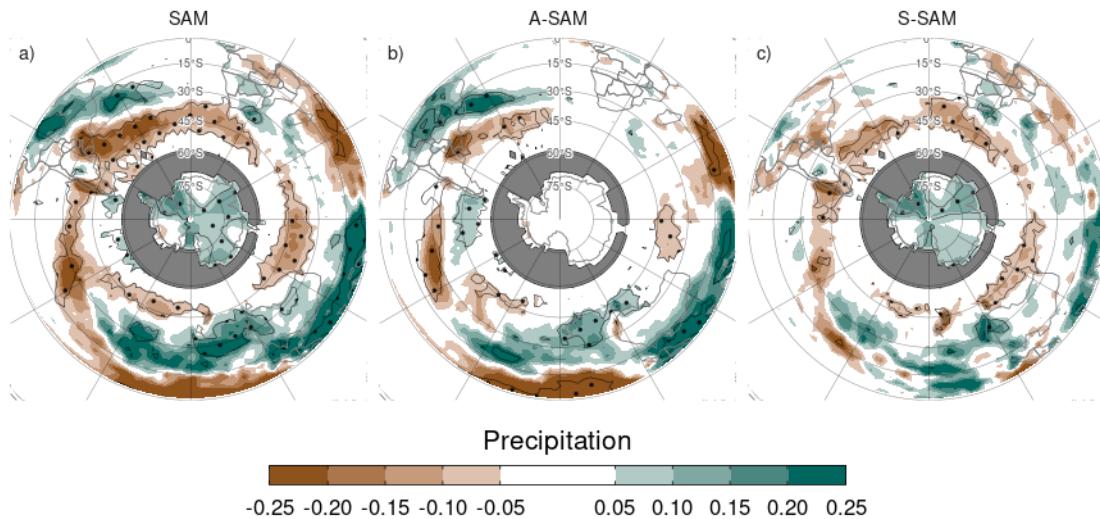


Figura 4.17: Regresión de anomalías de precipitación (mm por día) con el SAM (a), A-SAM (b) y S-SAM (c) para el período 1979–2020. En gris, las zonas con valores faltantes. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR. La escala de colores se corta en $\pm 0,25\text{K}$ para resaltar valores de regresión en los trópicos y latitudes medias a expensas de los valores en las regiones polares.

`fig:global-pp`

La Figura 4.17 muestra la regresión de los índices SAM con la precipitación para el hemisferio sur. La señal de precipitación asociada a SAM (Fig. 4.17a) muestra en general una disminución de la precipitación en torno a los 45°S , un ligero aumento de la precipitación en torno a los 30°S y un aumento de la precipitación sobre la

Antártida, un patrón descrito por otros estudios (p. ej. Hendon, Lim y Nguyen 2014). Este patrón se mantiene prácticamente sin cambios entre estaciones, aunque varía en intensidad (no se muestra). Los paneles b y c de la Figura 4.17 muestran que la señal A-SAM sólo se da en los trópicos y latitudes medias, mientras que la señal S-SAM es fuerte en las latitudes altas. En particular, los valores positivos de S-SAM se asocian con el aumento de las precipitaciones sobre la Antártida y la disminución de las precipitaciones alrededor del Océano Austral.

Para estudiar con más detalle los impactos locales, las Figuras 4.18 y 4.19 muestran la regresión de los índices SAM con la precipitación media estacional y la altura geopotencial de 700 hPa para Nueva Zelanda e islas aledañas, y Sudamérica respectivamente. No se muestra Sudáfrica porque allí no se detectó ninguna señal significativa.

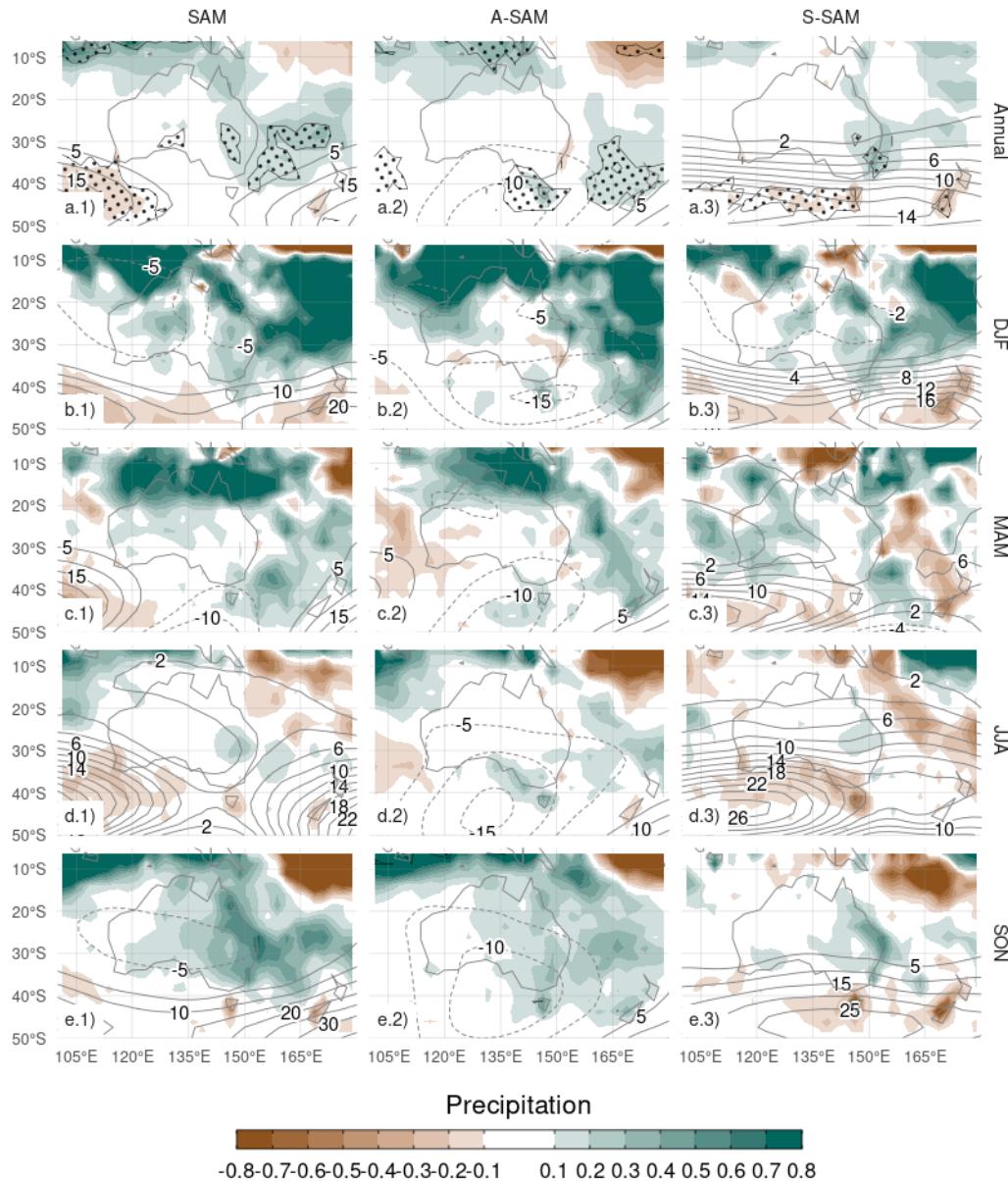


Figura 4.18: Regresión de anomalías de precipitación (mm por día, sombreado) y anomalías de altura geopotencial (líneas finas, valores positivos en líneas llenas y negativos en líneas punteadas) para todo el año (fila a) y medias estacionales (filas b a e) con el SAM (columna 1), A-SAM (columna 2) y S-SAM (columna 3) para el período 1979–2020. Nueva Zelanda e islas aledañas. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0,01 ajustado por FDR. [fig:pp-regr-oceania](#)

En Australia, la regresión anual muestra que el índice SAM está asociado con anomalías positivas de precipitación en la región sudeste (Fig. 4.18a.1), en acuerdo con Gillett, Kell y Jones (2006). La separación entre A-SAM y S-SAM sugiere que

esta anomalía positiva se explica por el S-SAM sólo en la costa este (Fig. 4.18c.1). Las anomalías de altura geopotencial asociadas a este índice (contornos negros) son indicativas de un flujo hacia el este procedente del mar de Tasmania, lo que podría explicar las anomalías positivas en las precipitaciones encontradas por Hendon, Thompson y Wheeler (2007). El A-SAM parece estar relacionado con anomalías positivas de precipitación en la costa oeste del sureste de Australia (Fig. 4.18b.2), que podrían explicarse de forma similar por la circulación anómala del oeste que transporta aire húmedo al continente desde el océano Índico.

Las regresiones estacionales muestran anomalías estadísticamente significativas sólo en primavera, cuando un SAM positivo se asocia con anomalías positivas de precipitación en el este y centro de Australia (Fig. 4.18a.5). En este trimestre, el S-SAM parece estar asociado con anomalías positivas de precipitación en un área relativamente reducida de la costa oriental (Fig. 4.18c.5) mientras que las anomalías positivas de precipitación relacionadas con A-SAM positivo afectan a todo el este de Australia (Fig. 4.18b.5).

En verano, un índice SAM positivo se asocia con anomalías de precipitación positivas en Australia occidental y oriental, sobre todo en la región noreste (Fig. 4.18a.2). La parte oriental está dominada por la relación con el S-SAM y la occidental, por el A-SAM. En otoño, la regresión con el SAM muestra anomalías positivas en el norte, similares a las de verano, que se asocian con el A-SAM. En invierno los coeficientes de regresión son mucho más débiles que durante el resto del año. Ninguno de estos coeficientes de regresión es estadísticamente significativo al nivel del 95 %. La señal de la primavera coincide en líneas generales con Hendon, Thompson y Wheeler (2007), pero mientras que ellos también detectaron una fuerte señal en verano, la Figura 4.18a.2 no muestra ninguna asociación estadísticamente significativa (aunque los coeficientes tienen un signo coherente).

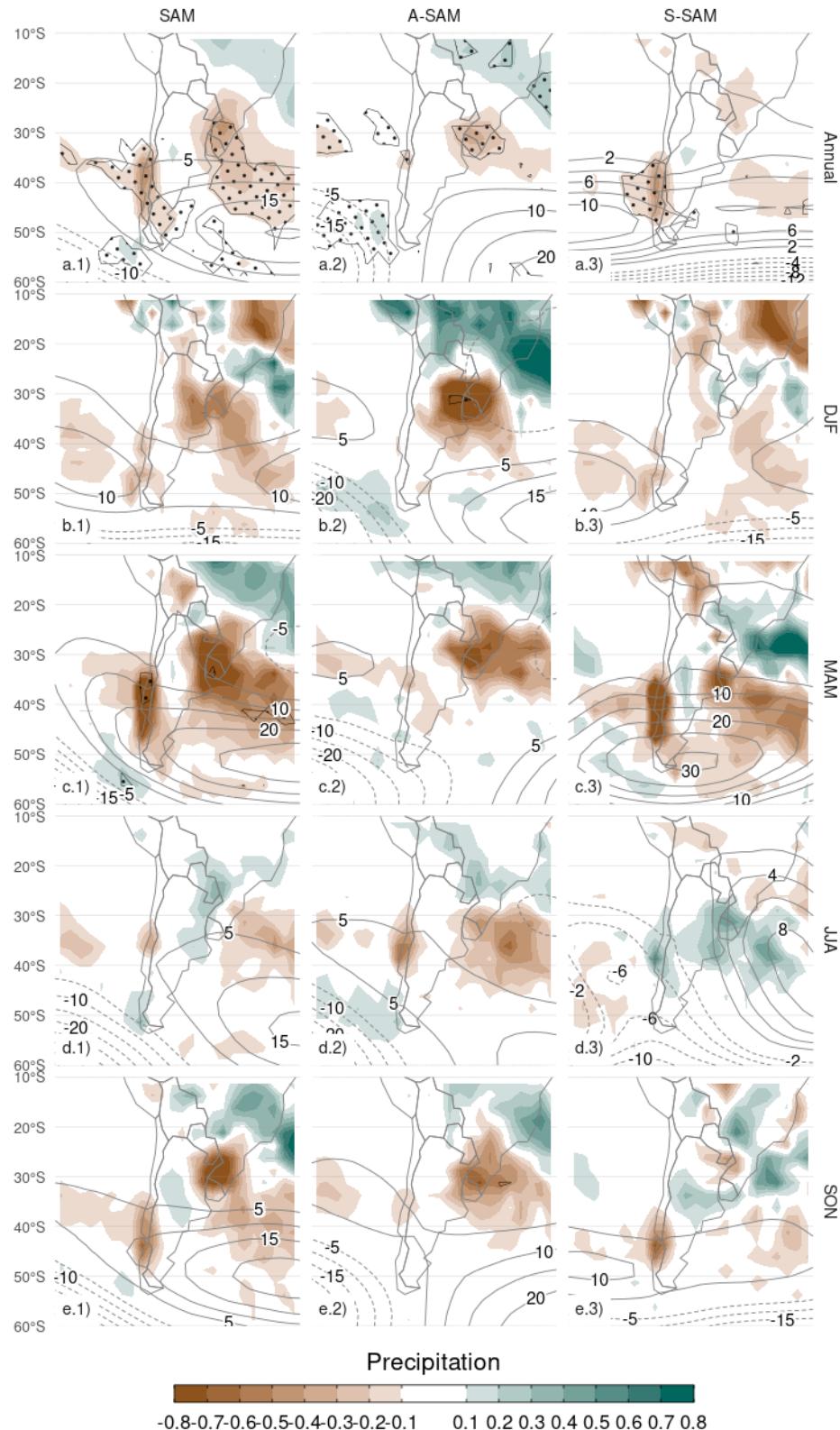


Figura 4.19: Igual que la Figura 4.18 pero para Sudamérica
Fig:pp_regr-americana

En Sudamérica (Fig. 4.19), la regresión anual muestra que el SAM positivo está asociado a anomalías de precipitación negativas en el Sudeste de Sudamérica (SESA) y el sur de Chile, y anomalías positivas en el sur de Brasil, cerca de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) (Fig. 4.19a.1). Las figuras 4.19b.1 y c.1 muestran que mientras la señal sobre SESA y el sur de Brasil está asociada con A-SAM, la del sur de Chile está relacionada con S-SAM.

Excepto en invierno, las regresiones estacionales reflejan este mismo patrón. Aunque no sean estadísticamente significativas, todas muestran valores negativos en SESA y el sur de Chile junto con valores positivos en el sur de Brasil en relación con el SAM. La separación de estas características entre los mapas de regresión A-SAM y S-SAM es también bastante consistente.

La circulación anómala a 700 hPa asociada a S-SAM (Fig. 4.19c.1) indica un flujo anómalo del este sobre el sur de Chile. Esto conduce a una menor advección de aire húmedo desde el Océano Pacífico, que es la principal fuente de agua precipitable en esa región (Garreaud 2007). Por otro lado, la circulación anómala asociada a valores positivos del A-SAM (Fig. 4.19b.1) en el Atlántico es anticiclónica al este y ciclónica al oeste de Sudamérica. Esto promueve un flujo anómalo del sudeste sobre el SESA que inhibe el flujo del chorro de baja altura desde Sudamérica hacia la región (Silvestri y Vera 2009; Zamboni, Mechoso y Kucharski 2010). Se encontró que este mismo patrón está asociado con el aumento de las precipitaciones en el sur de Brasil durante los eventos de SACZ (Rosso et al. 2018). Hay una pequeña área de anomalías positivas significativas de precipitación con el SAM cerca del centro de Argentina, también observado en el análisis basado en estaciones de Gillett, Kell y Jones (2006), que se explica por el A-SAM.

4.5. Relación con el cEOF

sam-ceof

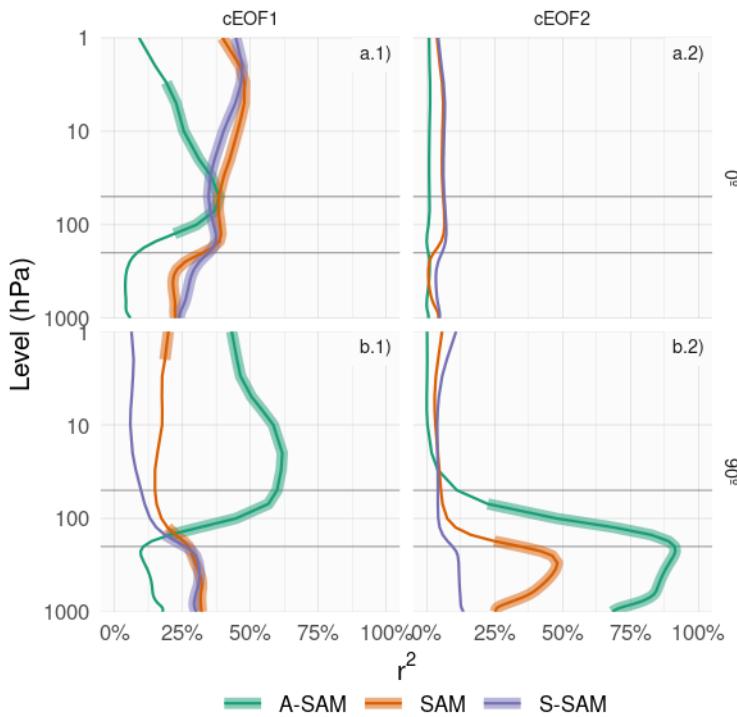


Figura 4.20: Coeficiente de determinación (r^2) entre la fase de 0° (fila a) y 90° (fila b) de los cEOFs con el SAM, A-SAM y S-SAM para cada nivel durante el período 1 979–2 020. Las líneas gruesas representan valores con p-valor menor a 0.01 ajustado por FDR. [fig:sam-eof-vertical](#)

Calculamos el coeficiente de determinación entre las series temporales de los cEOFs y los tres índices SAM (SAM, A-SAM y S-SAM) definidos en cada nivel vertical (Fig. 4.20). El índice SAM está correlacionado de forma estadísticamente significativa con la fase de 0° del cEOF1 en todos los niveles, y con la fase de 90° del cEOF1 y la fase de 90° del cEOF2 en la tropósfera. Por otro lado, las correlaciones entre SAM y la fase de 0° del cEOF2 son prácticamente nulas.

En la tropósfera la correlación de ambas fases del cEOF1 y el SAM es igual a su correlación con el S-SAM, y su correlación con el A-SAM es mucho más baja y no significativa. Esto indica que la relación entre el SAM y el cEOF1 en la tropósfera se explica en su totalidad por la componente zonalmente simétrica del SAM. En la estratosfera, la fase de 0° del cEOF1 está correlacionada tanto con la A-SAM como con la S-SAM, mientras que la fase de 90° está altamente correlacionada sólo con la A-SAM. Estas correlaciones son consistentes con los mapas de regresión de la altura

geopotencial en la Figura 3.5 y su comparación con los obtenidos para SAM, A-SAM y S-SAM (Fig. 4.13).

La falta de relación fuerte entre el cEOF1 y la TSM, la temperatura y la precipitación observada en la Sección 3.4.4 podría ser sorprendente teniendo en cuenta la correlación entre el cEOF1 y el SAM (Fig. 4.20 columna 1) y la correlación entre el SAM y la TSM del Pacífico Central, la temperatura al este y oeste de la Península Antártica, y con la precipitación en el oeste de Australia (Fogt y Marshall 2020). Esto se debe principalmente a dos razones. En primer lugar, la correlación entre cEOF1 y el SAM en la troposfera es modesta, con menos del 50 % de varianza compartida (Fig. 4.20 columna 1), por lo que no se espera que estos índices sean equivalentes. En segundo lugar, como se demostró en la Sección 4.4, la fuerte relación entre el SAM y las TSM del Pacífico y las anomalías de temperatura alrededor de la Península Antártica se debe principalmente a la parte asimétrica de el SAM. Mientras tanto, el cEOF1 está significativamente correlacionado sólo con la parte simétrica de el SAM (Fig. 4.20 columna 1), que por sí misma no está significativamente correlacionada con las temperaturas superficiales en esa zona.

El cEOF2 sólo tiene relación con el SAM en su fase de 90°, asociada a la parte asimétrica y únicamente en la tropósfera. La correlación entre ambos índices es muy alta, con valores superiores al 75 % de la varianza compartida en toda la tropósfera y un máximo de 92 % en 225 hPa. Esta altísima correlación es comparable a la correlación observada entre distintos índices del SAM (Ho, Kiem y Verdon-Kidd (2012)) y sugiere que esta fase es capaz de caracterizar la componente zonalmente asimétrica de el SAM en su totalidad.

4.6. Conclusiones

conclusiones-1

La división del SAM entre su parte zonalmente asimétrica y simétrica muestra que estos dos aspectos del SAM tienen variabilidad, tendencias e impactos distintivos

A su vez, la relación entre el cEOF2 y el SAM se explica por que la fase de 90° del cEOF2 describe la variabilidad de la parte asimétrica del SAM en la tropósfera.

Esto sugiere una partición alternativa de la variabilidad de la circulación del hemisferio sur. En vez de separar al SAM por un lado y al PSA1 y al PSA2 por el otro, se puede separar la variabilidad entre el S-SAM, representando la variabilidad zonalmente simétrica, y el cEOF2, representando variabilidad asimétrica y dónde el A-SAM sería entendido como una fase del cEOF2.

Capítulo 5

Análisis de los modos de variabilidad de la circulación zonalmente asimétrica en los modelos del CMIP6

modos-de-variabilidad-de-la-circulaciuxf3n-zonalmente-asimuxedrica-en-los-modelos-del-cmip6

El análisis previo estudió la circulación zonalmente asimétrica en los datos de reanálisis. Sin embargo, el estudio de tendencias y variabilidad de estos modelos se ve limitada por la corta longitud de los datos observacionales y la posible inhomogeneidad del reanálisis al cambiar la densidad y tipo de observaciones; un problema que afecta particularmente al hemisferio sur. Además, es imposible abordar la atribución de las tendencias observadas utilizando únicamente observaciones.

Estas limitaciones motivan la inclusión de datos de modelos climáticos. En este capítulo se analiza la habilidad de los modelos del sexto Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP6) y del Proyecto de Intercomparación de Modelos de Detección y Atribución (DAMIP) de capturar estos modos y sus principales características. Al contar con corridas mucho más largas y múltiples miembros por modelo, es posible evaluar las tendencias a largo plazo con mayor robustez. Utilizando los modelos incluidos en DAMPI, además podemos avanzar en la atribución de las tendencias observadas.

5.1. Métodos

muxe9todos-3

5.1.1. Datos

datos-3

El CMIP6 es un proyecto que organiza numerosos centros de modelado climático para establecer protocolos comunes para realizar experimentos de modelado. DAMIP es una componente del CMIP6 que cuenta con experimentos particularmente diseñados para realizar estudios de atribución.

Tabla 5.1: ^{tab:modelos} Modelos analizados y la cantidad de miembros para cada experimento.

Modelo	hist-historica	hist-GHG	hist-nat	hist-aer	hist-stratO3
AWI-CM-1-1-MR (Semmler et al. 2018)	10	0	0	0	0
FGOALS-g3 (Li 2019, 2020)	12	3	3	0	0
CanESM5 (Swart et al. 2019a, 2019b)	50	50	50	10	10
CNRM-CM6-1 (Volodire 2018, 2019)	60	10	10	10	0
CNRM-ESM2-1 (Seferian 2018)	21	0	0	0	0
ACCESS-ESM1-5 (Ziehn et al. 2019, 2020)	80	3	3	0	0
ACCESS-CM2 (Dix et al. 2019, 2020)	10	3	3	0	0
IPSL-CM6A-LR (Boucher, Denvil, Levavasseur, Cozic, Caubel, Foujols, Meurdesoif, Cadule, et al. 2018; Boucher, Denvil, Levavasseur, Cozic, Caubel, Foujols, Meurdesoif y Gastineau 2018)	66	10	10	10	10
MIROC6 (Tatebe y Watanabe 2018; Shiogama 2019)	100	50	50	3	10
HadGEM3-GC31-LL (Ridley et al. 2018; Jones 2019)	10	5	10	4	0
UKESM1-0-LL (Tang et al. 2019; Shim et al. 2020)	30	0	0	0	0
MPI-ESM1-2-HR (Jungclaus et al. 2019)	20	0	0	0	0
MPI-ESM1-2-LR (Wieners et al. 2019)	60	0	0	0	0
GISS-E2-1-G (Space Studies (NASA/GISS) 2018a, 2018b)	24	10	20	0	5
CESM2 (Danabasoglu 2019a, 2019b)	22	3	3	0	0
NorCPM1 (Bethke et al. 2019)	60	0	0	0	0

Modelo	hist-historica	hist-GHG	hist-nat	hist-aer	hist-stratO3
NESM3 (Cao y Wang 2019)	10	0	0	0	0
E3SM-1-0 (Bader et al. 2019; «E3SM-Project E3SM1.0 model output prepared for CMIP6 DAMIP» 2022)	10	3	0	0	0
INM-CM5-0 (Volodin et al. 2019)	20	0	0	0	0
BCC-CSM2-MR (Xin et al. 2019)	0	3	3	3	0
MRI-ESM2-0 (Yukimoto et al. 2019)	20	5	5	2	3
NorESM2-LM (Seland et al. 2019)	0	3	3	0	0
GFDL-CM4 (Ploshay et al. 2018)	0	0	3	0	0
GFDL-ESM4 (Horowitz et al. 2018)	0	1	3	0	0

Los modelos usados se listan en la Tabla 5.1 se listan todos los modelos y la cantidad de miembros de cada uno. Usamos todos los modelos del CMIP6 con 5 o más miembros en las corridas históricas (“historical”) y todos los modelos en los experimentos que contienen únicamente el efecto de los gases de efecto invernadero (“hist-GHG”), variabilidad natural sin forzantes antropogénicos (“hist-nat”), forzantes de aerosoles antropogénicos (“hist-aer”) o sólo el efecto de el ozono estratosférico (“hist-stratO3”).

Para calcular los cEOFs y evaluar su desempeño, concatenamos todos los miembros para computar un único set de cEOFs para cada modelo y experimento. Este método trata k simulaciones de n años como una única simulación de $k \times n$ años. Luego, calculamos los cEOFs siguiendo la metodología de la Sección 3.3.1. El resultado es que cada modelo y experimento tiene un único patrón espacial (complejo) por cEOF pero una serie temporal (compleja) por miembro.

Para que sea comparable al ERA5, computamos los cEOFs para el período moderno, entre 1979 y 2014 (el último año disponible para todos los miembros).

Como se explicó anteriormente, los cEOFs no están definidos únicamente ya que aceptan cualquier rotación en el plano complejo análogamente a como los EOFs aceptan cambios de signo. Los cEOFs computados en ERA5 fueron rotados para maximizar la correlación con el ozono estatosférico o el ENSO como se describe en la Sección 3.3.1. Para los modelos de CMIP, rotamos los cEOFs para maximizar la correlación espacial de los patrones con el correspondiente cEOF de ERA5. Esto busca que la localización del patrón sea parecido al observado.

5.2. Comparación con los modos observados

comparaciuxf3n-con-los-modos-observados

Previo a otros análisis, es necesario evaluar la capacidad de los modelos de capturar las propiedades de los cEOFs observados. Para esto estudiamos los modelos de las corridas históricas.

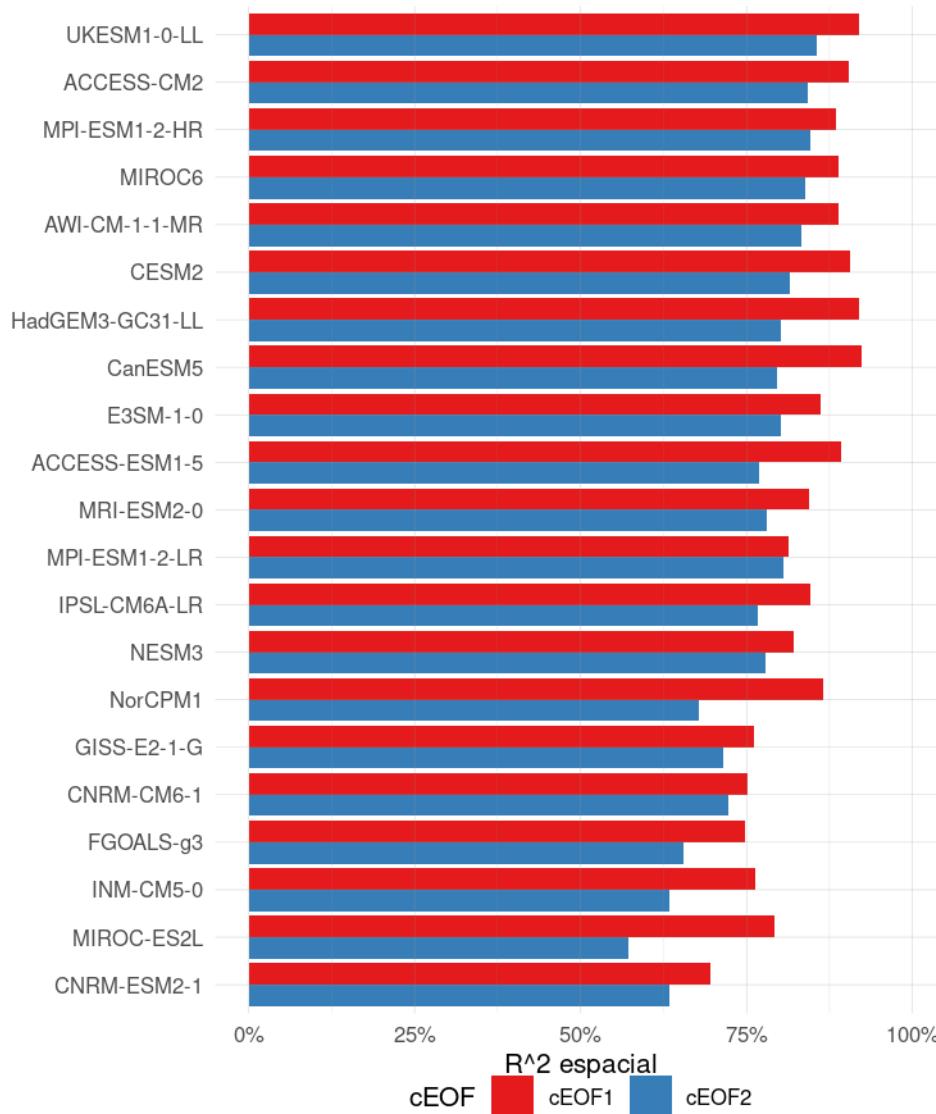


Figura 5.1: r^2 de los patrones espaciales de cada modelo con ERA5 para cada cEOF.

fig:comparacion-r2

La Figura 5.1 muestra el r^2 de los modelos para los dos cEOFs. Los modelos individuales tienen un r^2 entre 57 % y 92 %. En todos los casos, la correlación con el cEOF1 observado es mayor que con el cEOF2 observado. Aunque se pueden identificar modelos con menor correlación con los modos observados, como CNRM-ESM2-1 y

MIROC-ES2L, aún éstos tienen similitudes mayores al 50 %.

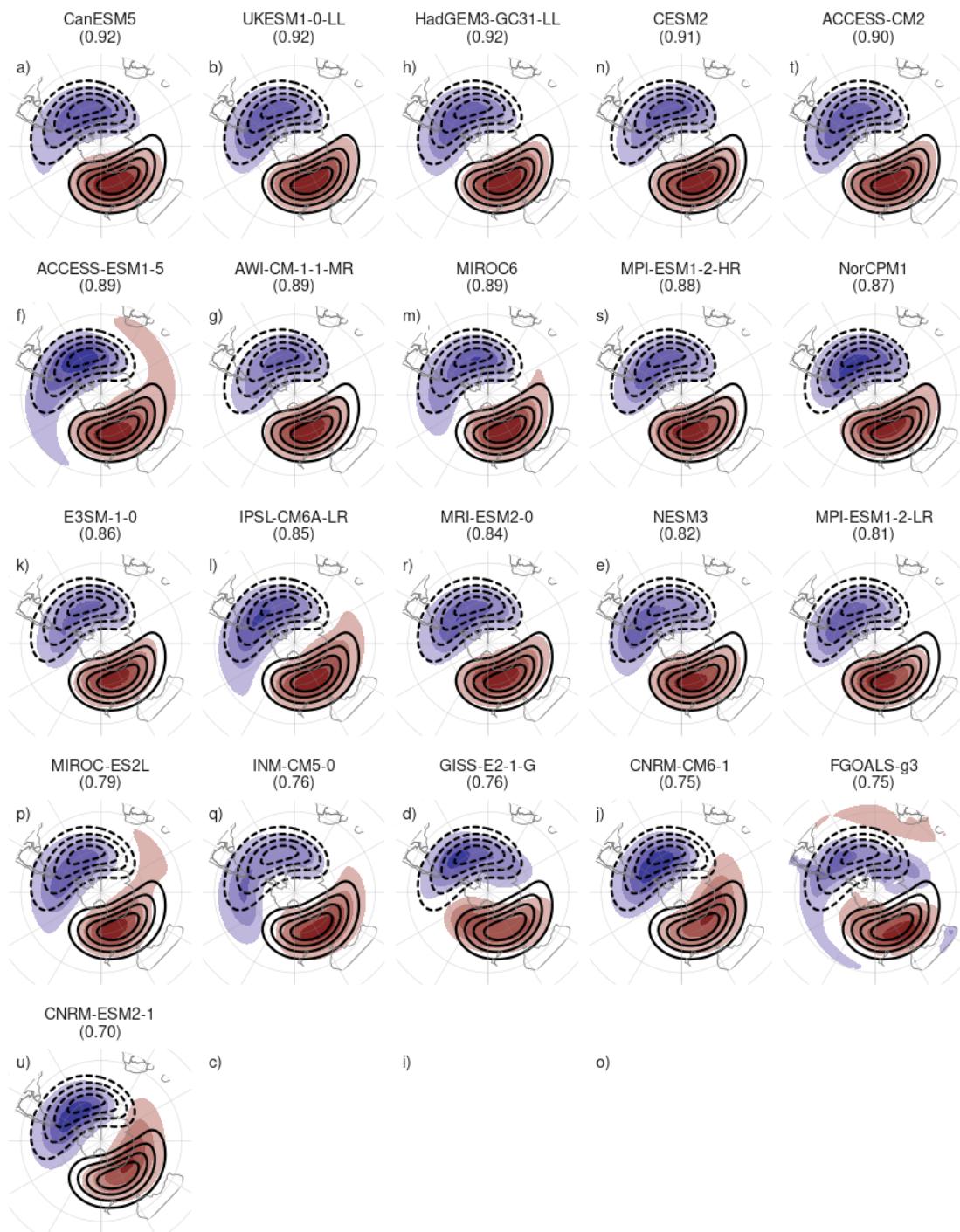


Figura 5.2: Fase de 0° del cEOF1 en 50 hPa (sombreado, valores positivos en rojo, negativos en azul) de las corridas históricas de los modelos de CMIP6 analizados. Los contornos marcan el patrón de ERA5 (valores positivos en líneas llenas, valores negativos en línea punteada).
fig:todos-ceof1

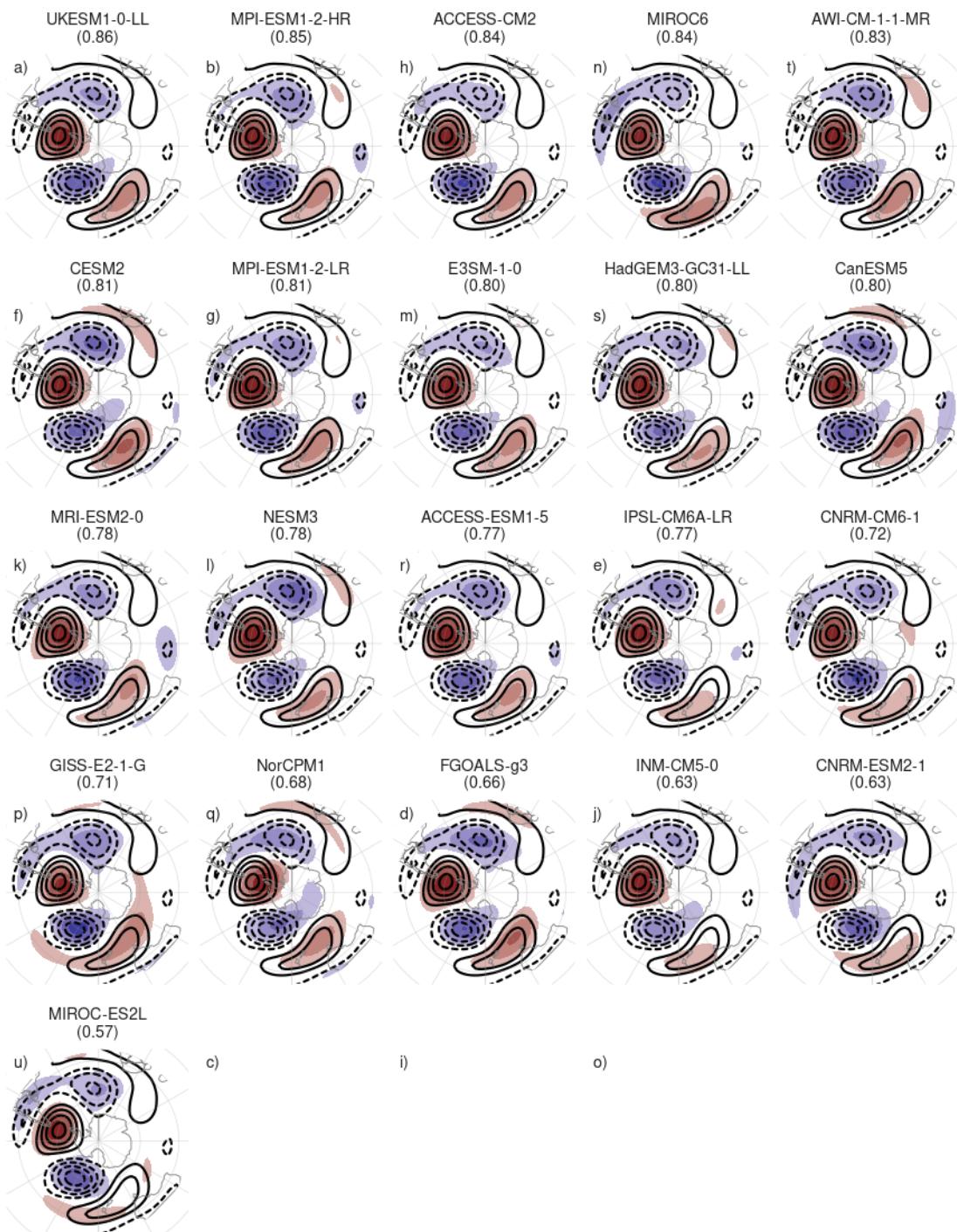


Figura 5.3: Igual que la Figura 5.2 pero para el cEOF2 en 200 hPa. [Fig.todos-ceof2](#)

Para entender tener mejor los patrones de los modelos individuales, las Figuras 5.2 y 5.3 muestran la fase de 0° del cEOF1 y cEOF2, respectivamente, con los modelos

ordenados de acuerdo al r^2 del respectivo cEOF. Para el cEOF1 (Fig. 5.2) todo los modelos excepto FGOALS-g3 (panel t) capturan correctamente el patrón de onda 1 observado. Las diferencias con ERA5 es mínima, como es de esperarse por la alta correlación espacial de estos patrones. Para el cEOF2 (Fig. 5.3), todos los modelos capturan el patrón de onda 3 localizado en el sector Pacífico-Atlántico. En particular, el centro positivo al sur de Sudamérica y los centros negativos a los lados del mismo coinciden en todos los modelos con los centros de ERA5. La principal característica de los modelos con baja correlación es la menor intensidad y mala localización del máximo localizado al sur de Nueva Zelanda.

El patrón medio multimodelo de la fase de cada cEOF en cada nivel, calculada promediando el patrón espacial correspondiente de todos los modelos se muestra en la Figura 5.4, junto con el r^2 de estos patrones con respecto a los observados. Los patrones son extremadamente similares a los observados en ERA5 y tienen r^2 de 94 % y 89 % para el cEOF1 y el cEOF2 respectivamente. La media multimodelo es más similar a los patrones observados que cualquier modelo individual, indicando que las deficiencias de cada modelo se compensan al promediar.

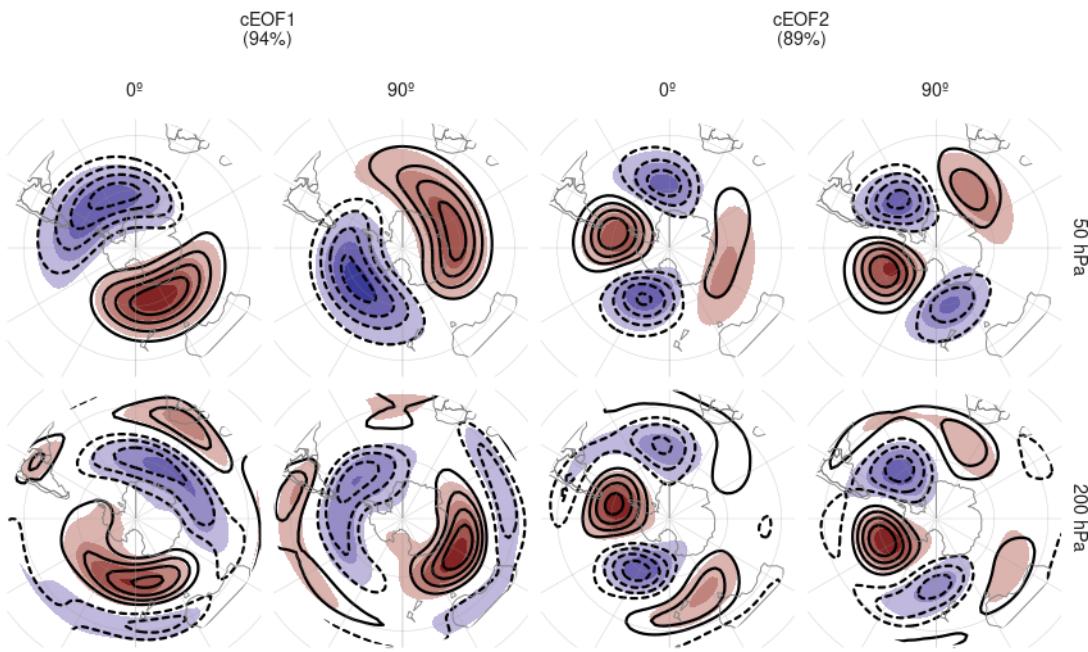


Figura 5.4: Media multimodelo (sombreado, valores positivos en rojo, negativos en azul) de los campos espaciales de cada cEOF, fase y nivel. Los contornos marcan los patrones de ERA5 (valores positivos en líneas llenas, valores negativos en línea punteada). El r^2 entre ERA5 y la media multimodelo está entre paréntesis.

`fig:mmm`

Los modelos del CMIP6 capturan satisfactoriamente los patrones espaciales de los cEOFs, tanto en la media multimodelo como los modelos individuales. Lo siguiente es explorar si los modelos logran capturar características de segundo orden, como su variabilidad y relación con otras partes del sistema climático.

5.2.1. Relación con la variabilidad tropical

[relaciuxf3n-con-la-variabilidad-tropical](#)

Como se mostró en la Sección 3.4.4, el cEOF2 está relacionado con la variabilidad tropical. Una primera aproximación para explorar esta relación en los modelos del CMIP6 es calcular la correlación el cEOF2 y el ONI de cada modelo (Figura 5.5). Casi todos los modelos tienen una correlación alta entre el ONI y la fase de 90° del cEOF2 y casi nula correlación entre el ONI y la fase de 0° del cEOF2, lo cual es consistente con las observaciones. Sin embargo, existe una gran variabilidad en la capacidad de los modelos de capturar esta relación. Algunos, como MIROC6 y CESM2 tienen una correlación cercana a la observada, pero en la mayoría es mucho menor.

IPSL-CM6A-LR y INM-CM5-0 virtualmente no muestran relación entre el cEOF2 y el ONI.

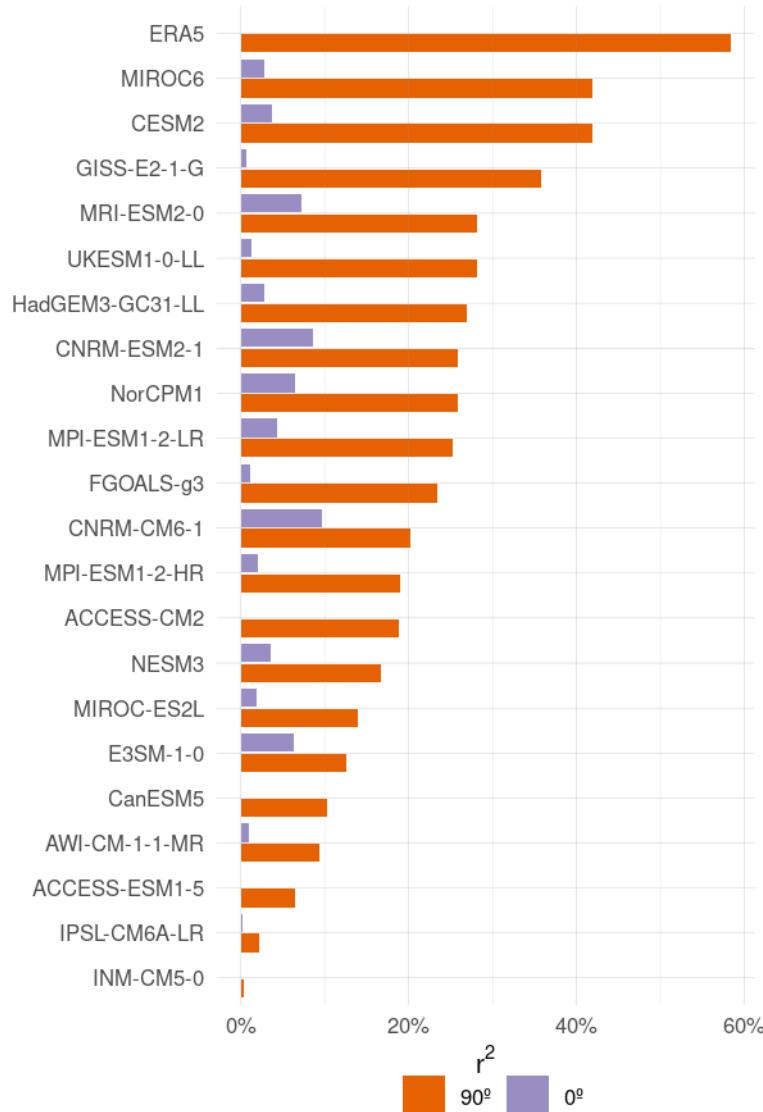


Figura 5.5: r^2 entre el índice ONI y el cEOF2 para cada modelo del CMIP6 y ERA5.

`fig:cor-enso-plot`

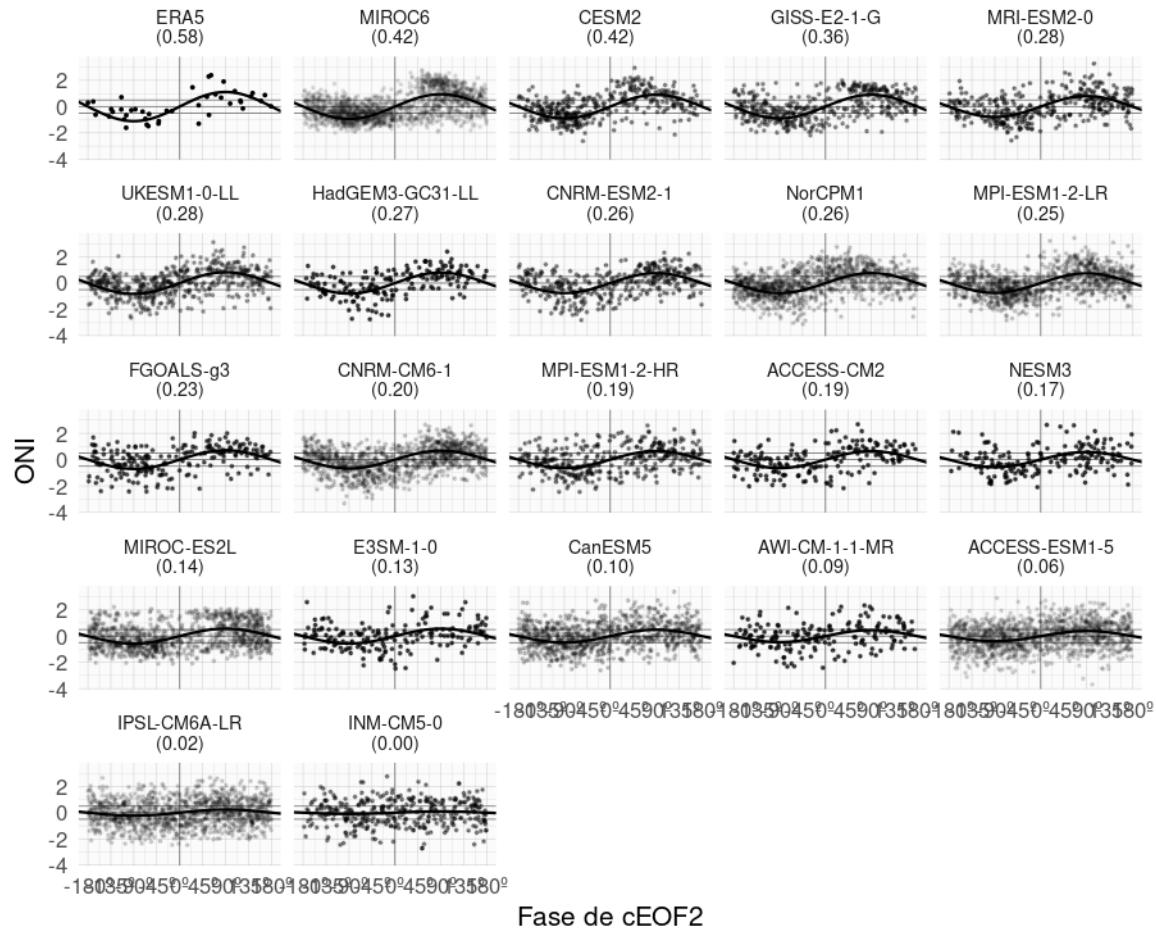


Figura 5.6: Igual que la Figura 3.14 pero para los modelos del CMIP6. El ajuste sinusoidal para cada modelo se realiza utilizando todos los miembros.

`fig:enso-phase-cmip`

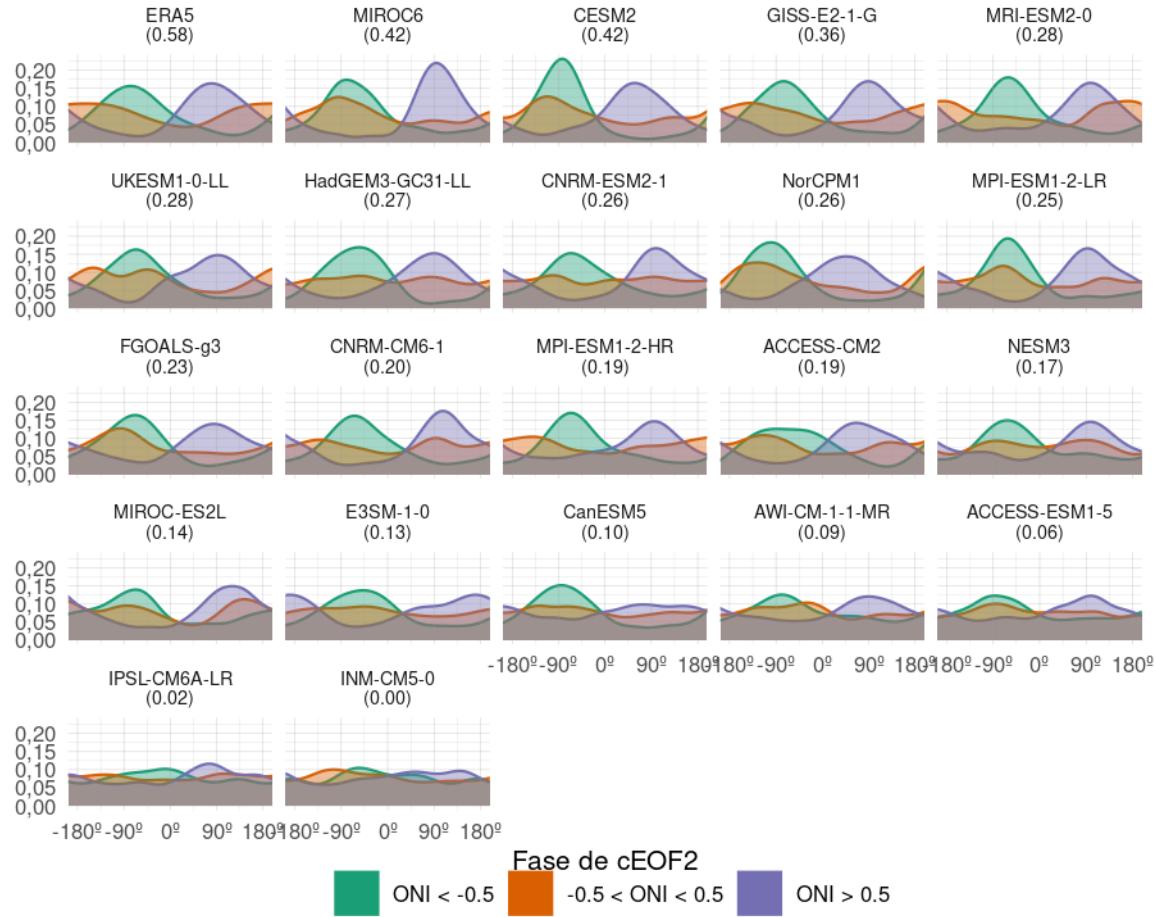


Figura 5.7: Estimación de densidad por núcleos de la fase del cEOF2 para primaveras con ONI menor a -0.5, entre -0.5 y 0.5 y mayor a 0.5.

La relación entre el cEOF2 y el ENSO se explica por una preferencia de fase cuando el forzante tropical está activo. Para evaluar esto en los modelos del CMIP6, las Figuras 5.6 muestra la relación entre el ENSO y la fase del cEOF2 para los modelos del CMIP6 y la Figura 5.7 la distribución de fases del cEOF2 para primaveras con ONI menor a -0.5, mayor a 0.5 y valores intermedios. Los modelos con una correlación alta entre el cEOF2 y el ENSO muestran una relación sinusoidal fuerte, mientras que en los modelos con baja correlación la relación es más chata. La distribución de las fases según categorías de índice ONI (Fig. 5.7) se ven bien separadas en las observaciones y en los modelos con alta correlación entre el cEOF2 y el ONI. En estos modelos (p.e. MIROC6, CESM2), cuando el ENSO está activo (definido como ONI > 0.5 o ONI < -0.5), la fase del cEOF2 se concentra cerca de $\pm 90^\circ$ (dependiendo del signo del ONI) mientras que cuando el ENSO no está tan activo (definido como ONI entre -0.5 y 0.5), la distribución de la fase es más uniforme. En los modelos con baja correlación entre

cEOF2 y ONI (p.e. IPSL-CM6A-LR, INM-CM5-0) la distribución de fase es uniforme independientemente de la actividad del ENSO.

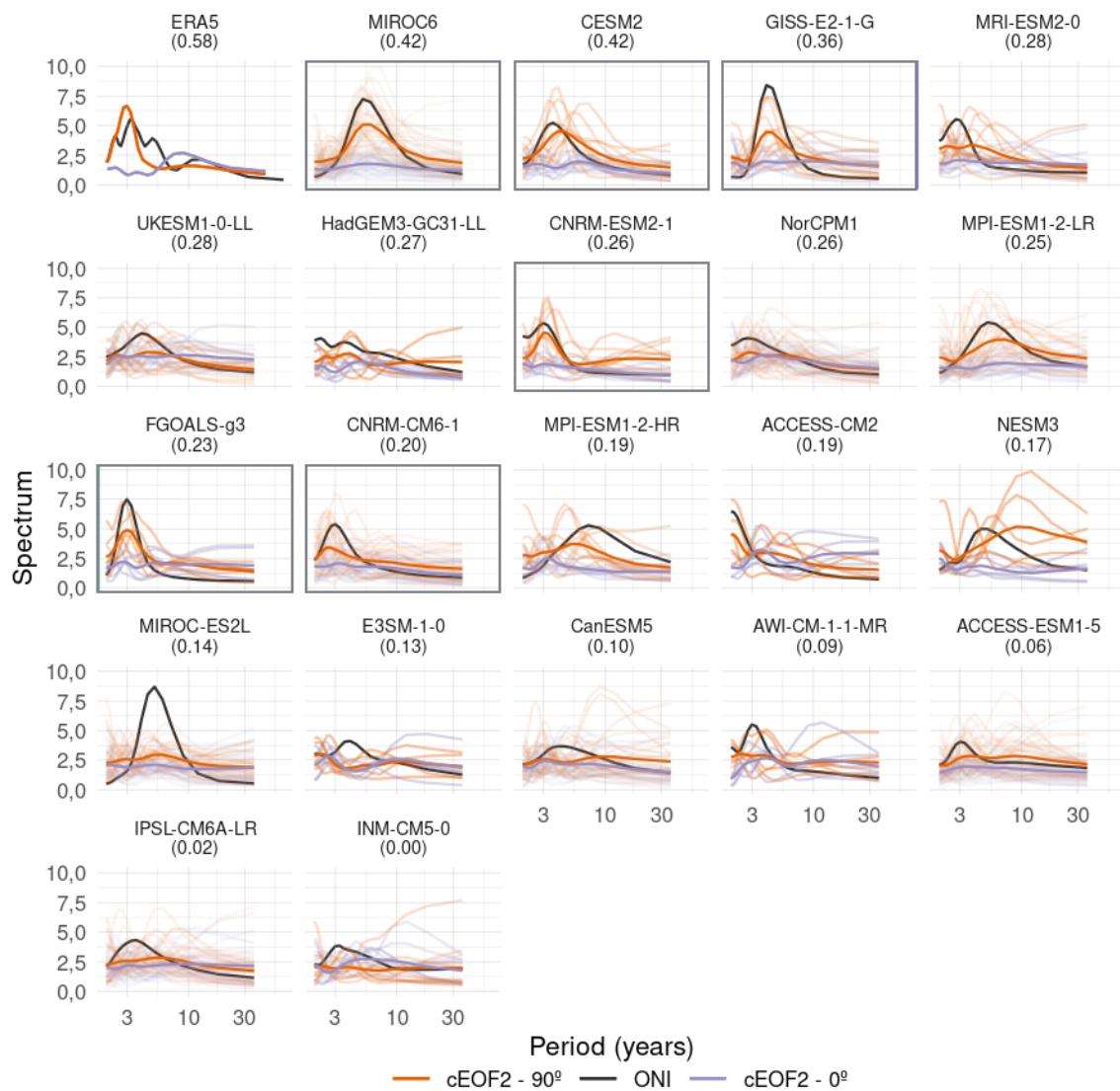


Figura 5.8: Espectros de Fourier para las fases del cEOF2 y del ONI de cada modelo. En línea obscura es el espectro promedio de todos los miembros, que se muestran en líneas translúcidas. El espectro del ONI es el espectro promedio de todos los miembros de cada modelo. Los paneles están ordenados de mayor a menor según el r^2 entre la fase de 90° del cEOF2 y el ONI, el cual se muestra entre paréntesis en el título de cada panel.

`fig:fft-ceof2`

La relación entre el cEOF2 y el ENSO también se evidencia en la similitud del periodograma de las series. La Figura 5.8 muestra el periodograma para el cEOF2 con

una línea por miembro y una línea gruesa marcando el periodograma promedio, así como el periódograma promedio del ONI de cada modelo. La mayoría de los modelos tiene una periodicidad del ONI de ~ 3 años similar a la observada en ERA5, aunque la intensidad y período máximo varía significativamente.

Todos los modelos que tienen una periodicidad clara en ~ 3 años en la fase de 90° del cEOF2 también tienen una periodicidad del ENSO muy clara y además tienden a tener una correlación entre la fase de 90° del cEOF2 y el ENSO más alta. Por otro lado, ninguno de los modelos con muy baja correlación con el ENSO pero periodicidad del ENSO clara presenta periodicidad clara en el cEOF2.

Sin embargo existen modelos con periodicidad del ENSO clara y correlación relativamente alta que no tienen periodicidad del cEOF2 clara. MRI-ENSM2-0, UKESM1-0-LL, MPI-ESM1-2-LR son algunos ejemplos.

Estas observaciones sugieren que el ENSO es la fuente de periodicidad del cEOF2 en los modelos del CMIP6 pero que su capacidad para representar la periodicidad observada no sólo depende de la periodicidad del ENSO y del grado de correlación entre los índices.

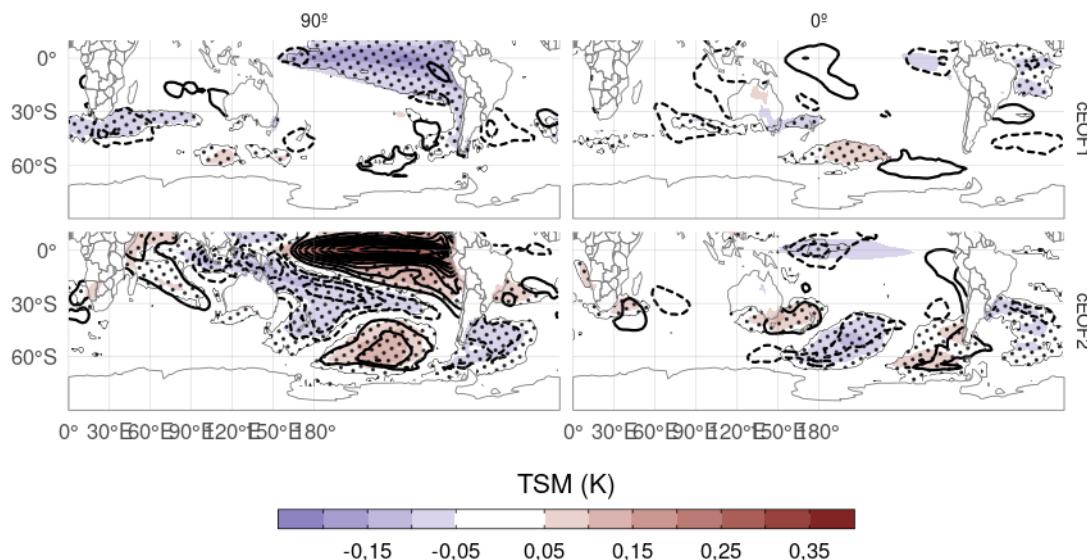


Figura 5.9: Media multimodelo de regresión de TSM con los cEOFs. El área sombreada muestra las zonas donde más de la mitad de los modelos tienen p -valor menor a 0.01. Los contornos negros muestran la regresión de TSM observada en ERA5.

`fig:sst-mmm`

Para estudiar más en detalle esa relación, evaluamos la relación entre los cEOF y las anomalías de TSM. La Figura 5.9 muestra la media multimodelo de la regresión

entre TSM y las dos fases de cada cEOF, marcando las zonas donde más de la mitad de los modelos tienen p-valores menores a 0.01. La señal Los modelos del CMIP6 reproducen los patrones de regresión de la fase de 90° del cEOF2 relativamente bien. Se observa un exceso de señal en el Pacífico ecuatorial en la fase de 0° del cEOF2 que probablemente se deba a que estos modos no están alineados para minimizar esta relación. Por otro lado, la señal asociada a la fase de 90° del cEOF1 sí muestra valores excesivamente altos no observados en ERA5.

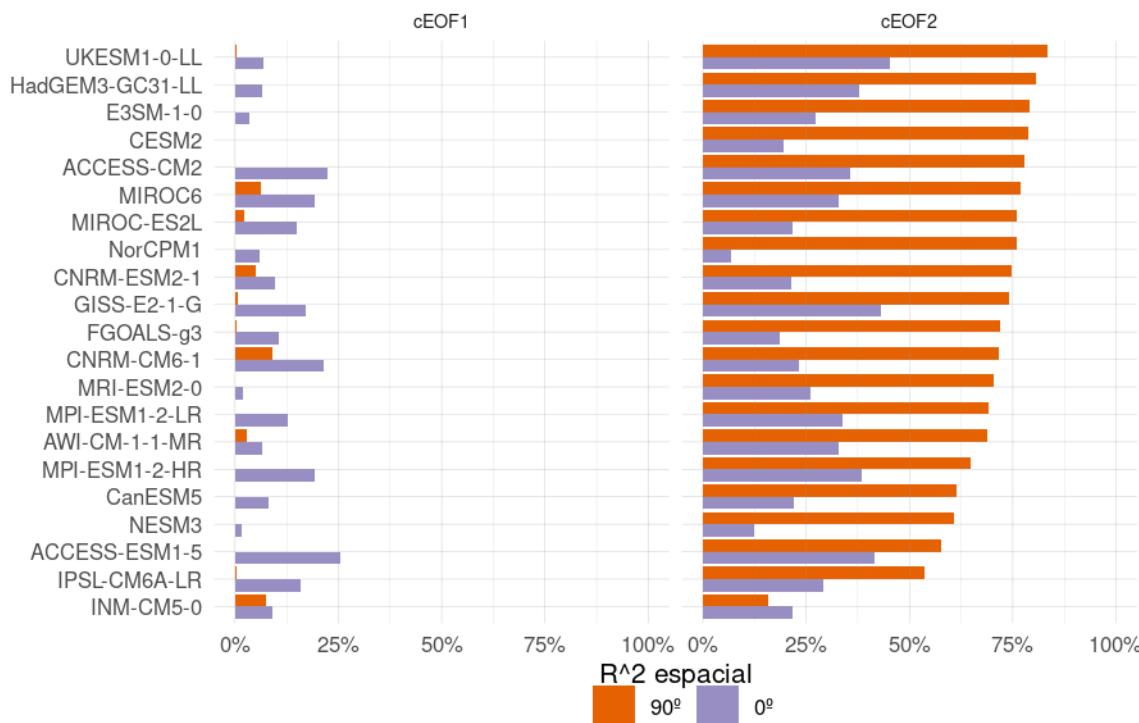


Figura 5.10: R^2 entre los patrones de regresión de TSM cada modelo y el patrón de regresión de TSM en ERA5.

`fig:cor-sst-regr`

Para una visión global y quantitativa de esta comparación, la Figura 5.10 muestra el r^2 los campos de regresión de cada modelo y el campo de regresión de ERA5. En la mayoría de los modelos el patrón de regresión de la fase de 90° del cEOF2 es similar al observado, excepto por INM-CM5-0. El patrón de regresión de la fase de 0°, en cambio, tiene baja similitud con el observado en casi todos los modelos. Posiblemente esto se deba a el exceso de señal presente en la región del ENSO. Para ambas fases del cEOF1, las similitudes con el patrón de regresión observado son muy bajas. Esto es esperable dado la falta de señal en las observaciones y el exceso de señal en los modelos.

5.2.2. Relación con el SAM

relaciuxf3n-con-el-sam

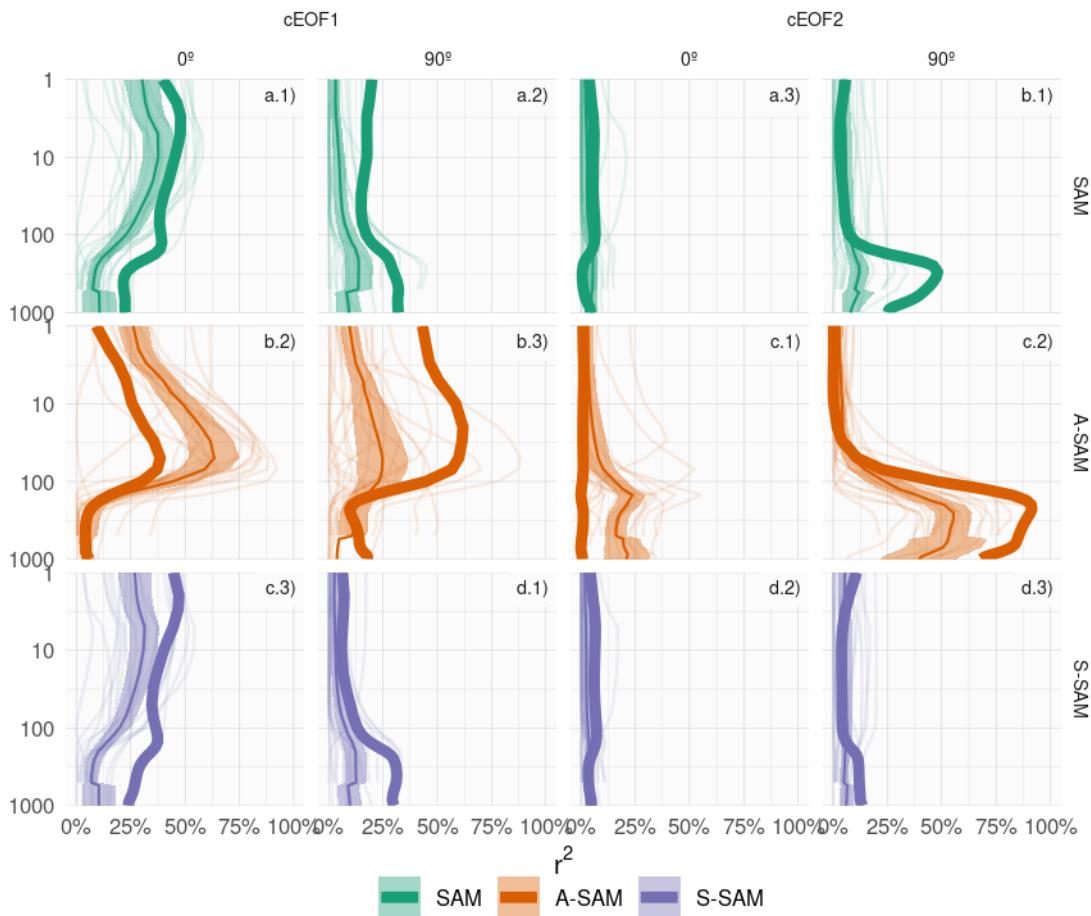


Figura 5.11: Igual que la Figura 4.20 pero para los modelos del CMIP6. [fig:cor_sam_cmip6](#)

En la Sección 4.5 se mostró que existía una relación importante entre las distintas fase de los cEOFs y las distintas componentes del SAM. La Figura 5.11 muestra el r^2 entre las componentes del SAM y las fases de los cEOFs para los modelos del CMIP6. Las líneas translúcidas son los valores promedio de cada modelo y las áreas llenas representan el promedio multimodelo y su intervalo de confianza del 95 %; la línea gruesa es el valor de ERA5.

La relación entre el cEOF1 y el SAM en los modelos del CMIP6 es similar a la observada, aunque con diferencias en la magnitud.

En cuanto al cEOF2, los modelos del CMIP6 capturan correctamente la falta de correlación entre fase de 0° del cEOF2 y el SAM y el S-SAM (paneles XX y XX), pero tienen un nivel de correlación más alto de lo esperado con el A-SAM en la tropósfera (panel XX). La fase de 90° , en cambio, no muestra la relación observada con el SAM

en la tropósfera (panel XX). A pesar de esto, sí tiene una relación alta con el A-SAM (panel XX). Esto sugiere que los modelos CMIP6 no capturan correctamente la relación entre el PSA2 el SAM, pero esta relación sí aparece si se filtra sólo la variabilidad de la parte asimétrica del SAM.

5.3. Tendencias

tendencias

De la sección anterior surge que los modelos del CMIP6 logran capturar la estructura espacial de los cEOFs correctamente y que algunos modelos capturan también su variabilidad y relación con otras componentes del sistema climático.

En esta sección, aprovechamos las corridas largas de estos modelos y los experimentos de DAMIP para estudiar las tendencias a largo plazo y sus posibles forzantes. Para extender las series temporales para todo el período disponible en CMIP6 y DAMIP, proyectamos los campos espaciales del período moderno en los campos desde 1850 hasta 2014.

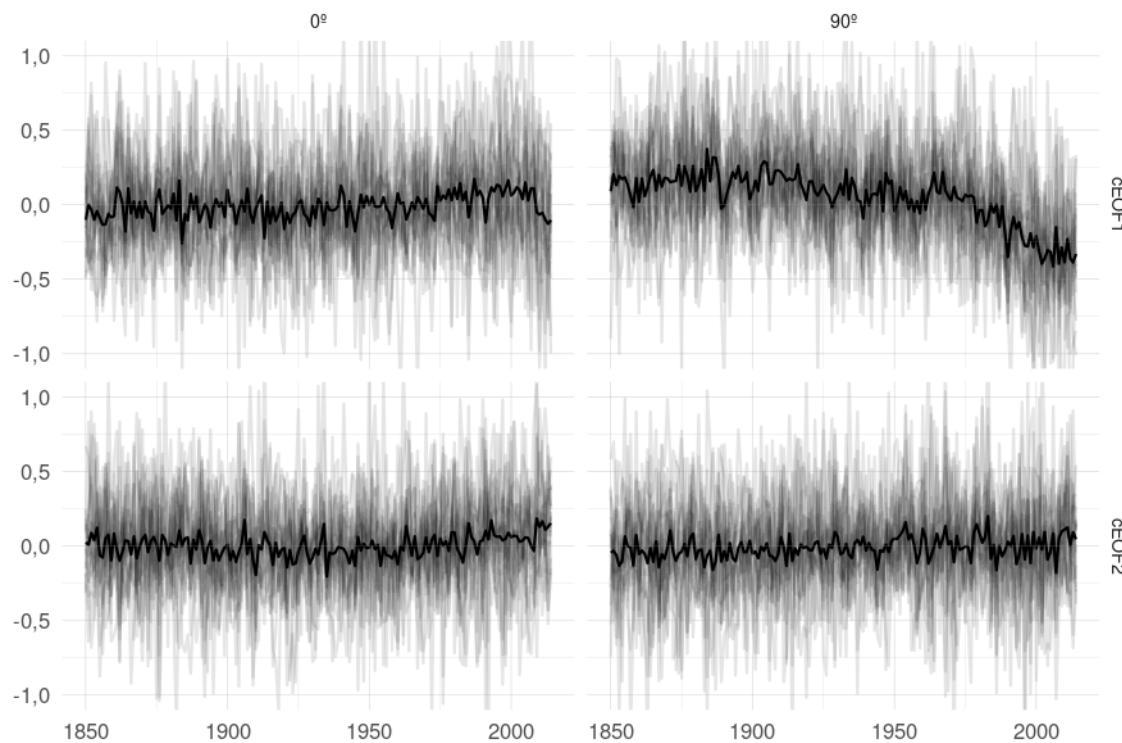


Figura 5.12: Series temporales de anomalías estandarizadas de los cEOFs computados usando el período 1850 – 2014. Las anomalías están computadas sobre el período 1850 – 1900. En líneas translúcidas, las series promedio de cada modelo. En línea oscura, la media multimodelo. fig:series-largas

La Figura 5.12 muestra las series temporales durante todo el período. La fase de 0° del cEOF1 tiene una pequeña tendencia positiva comenzando alrededor de 1950, consistente con la tendencia observada en ERA5 (Fig. 3.4). Sin embargo, la fase de 90° del cEOF1 tiene una tendencia negativa mucho mayor, la cual no está presente en ERA5.

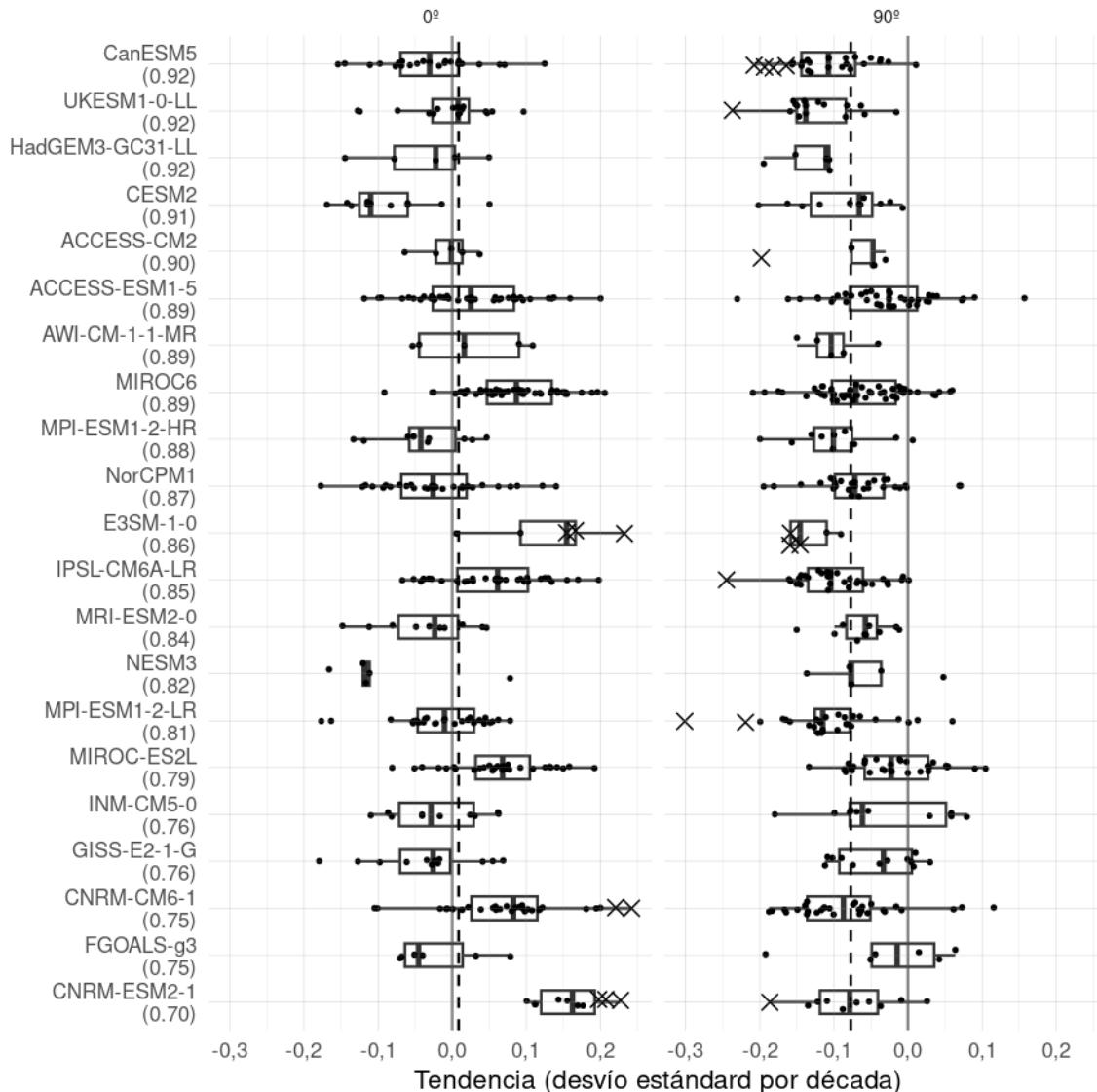


Figura 5.13: Tendencias lineales de cada fase del cEOF1 desde 1950. Cada punto representa un miembro, donde los miembros con tendencias significativas (p -valor < 0.01) se marcan con una cruz. La línea vertical punteada representa la tendencia media de todos los modelos. [fig:trends-ceof1](#)

Las tendencias de cada fase del cEOF1 para cada modelo desde 1950 se muestra en la Figura 5.13 junto con la tendencia promedio de todos los modelos.

media de la fase de 0° es positiva pero muy pequeña. Además, los modelos no son consistentes en sus tendencias y sólo algunos modelos tienen una tendencia promedio positiva. Por otro lado, las tendencias de la fase de 90° son más consistentes.

Estas tendencias son incompatibles con la variabilidad del cEOF1 observado, el cual tiene una tendencia positiva de su fase de 0° y ninguna tendencia en su fase de 90° . Es posible los modelos tengan algún problema fundamental al capturar la variabilidad a largo plazo de este modo, ya sea por falencias en la dinámica interna o por algún problema con el forzante involucrado.

También es posible que la tendencia observada se deba a variabilidad interna de baja frecuencia. En este caso, no sería esperable que los modelos capturen correctamente la fase de esta variabilidad, por lo que no sería observable ni en la media multimodelo ni en las tendencias de cada miembro particularmente en el período 1950–2014.

Finalmente, dado que el cEOF1 captura el campo medio de las anomalías zonales de altura geopotencial y que los distintos modelos de CMIP6 tienen potencialmente un campo medio distinto a ERA5, es posible que la rotación elegida del cEOF1 no sea la ideal para capturar la variabilidad de largo plazo compatible con lo observado en ERA5.

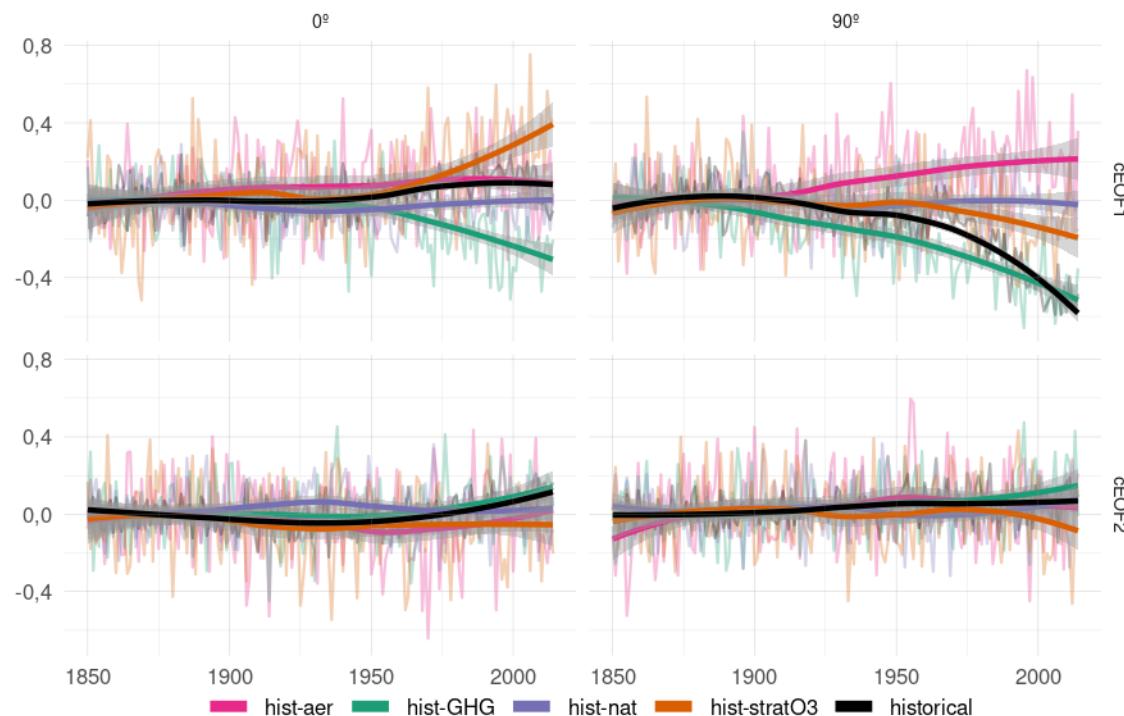


Figura 5.14: (ref:ceof-damip-cap)

`fig:ceof-damip`

Aún considerando estas limitaciones, para tratar de atribuir esta tendencia, computamos los mismos cEOFs para experimentos de DAMIP. La Figura 5.14 muestra las series temporales para los experimentos hist-GHG, hist-nat, hist-stratO3 e hist-aer junto a las corridas históricas.

Para la fase de 0° del cEOF1, ni hist-nat ni hist-aer muestran tendencias significativas, sugiriendo que la tendencia observada no se debe a variabilidad ni al forzante de los aerosoles antropogénicos. Por otro lado, hist-stratO3 muestra una tendencia mucho mayor a la observada e hist-GHG muestra una tendencia negativa de similar magnitud la de hist-stratO3. Esto sugiere que el ozono estatosférico y los gases de efecto invernadero tienen efectos contrarios sobre esta fase del cEOF1.

La fase de 90° del cEOF1, presenta una tendencia positiva en hist-aer y negativa en hist-GHG y, más débil, en hist-stratO3. Al igual que con la fase de 0° , esto sugiere una compensación parcial entre forzantes.

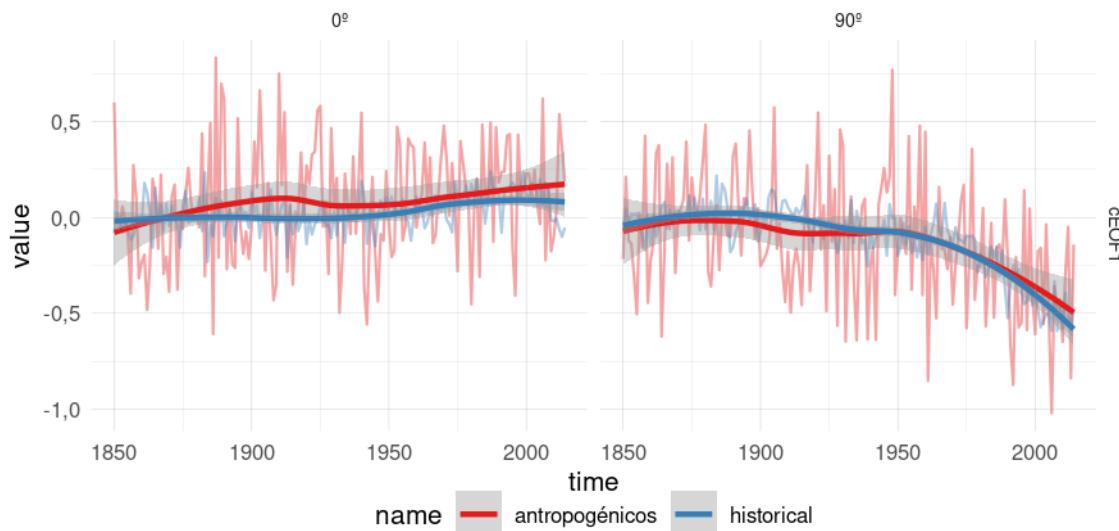


Figura 5.15: Media multimodelo de las dos fases del cEOF1 para las corridas históricas y para la suma de las corridas hist-GHG, hist-stratO3 e hist-aer.

`fig:suma`

Como una primera aproximación al efecto combinado de todos estos forzantes, la Figura 5.15 muestra la media multimodelo de la corrida histórica junto con la suma de las medias multimodelo de las corridas hist-GHG, hist-stratO3 e hist-aer. Sorprendentemente ambas series presentan una variabilidad a largo plazo virtualmente idéntica, sugiriendo que el efecto de los forzantes es aproximadamente lineal.

Esta compensación parcial entre forzantes es otra posible explicación para las diferencias entre las tendencias observadas y las modeladas, ya que pequeñas diferencias

en la respuesta de los modelos a los forzantes pueden hacer que la tendencia resultante cambie de signo o no se anule completamente.

5.4. Conclusiones

conclusiones-2

Los modelos del CMIP6 consiguen caracterizar la estructura espacial de los cEOFs satisfactoriamente, con una buena correlación entre los patrones espaciales, particularmente la media multimodelo. La habilidad de los modelos de capturar sus características de segundo orden, como la relación con el ENSO y el SAM no es tan buena ni homogénea entre modelos. Sólo algunos modelos, como MIROC6 y CESM2 consiguen capturar la influencia del ENSO en la fase del cEOF2 y la relación de la mayoría de los modelos con el SAM es menor a la observada.

La tendencia positiva de la fase de 0° del cEOF1 es capturada por la media multimodelo y el análisis de las corridas de DAMIP indican que ésta es principalmente por el forzante del ozono estratosférico parcialmente compensado por el forzante de los gases de efecto invernadero. Los modelos del CMIP6 también presentan una tendencia negativa en la fase de 90° del cEOF1 no presente en las observaciones que también es influenciada por el forzante antropogénico

Capítulo 6

Conclusiones

conclusiones-3

referencias

- ADAMS, J.C., SWARTZTRAUBER, P.N. y SWEET, R., 1999. *FISHPACK, a Package of Fortran Subprograms for the Solution of Separable Elliptic Partial Differential Equations.* 1999. S.l.: <https://www2.cisl.ucar.edu/resources/legacy/fishpack>.
- ALBERS, S. y CAMPITELLI, E., 2020. *Rsoi: Import Various Northern and Southern Hemisphere Climate Indices.* agosto 2020. S.l.: s.n.
- ALLAIRE, J.J., XIE [AUT, Y., CRE, MCPHERSON, J., LURASCHI, J., USHEY, K., ATKINS, A., WICKHAM, H., CHENG, J., CHANG, W., IANNONE, R., DUNNING, A., FILTER), A.Y.(Number. sections L., SCHLOERKE, B., DERVIEUX, C., AUST, F., ALLEN, J., SEO, J., BARRETT, M., HYNDMAN, R., LESUR, R., STOREY, R., ARSLAN, R., OLLER, S., RSTUDIO, PBC, LIBRARY), jQuery.F.(jQuery., INST/RMD/H/JQUERY-AUTHORS.TXT), jQuery. contributors (jQuery. library; authors listed in, INST/RMD/H/JQUERYUI-AUTHORS.TXT), jQuery.U. contributors (jQuery.U. library; authors listed in, LIBRARY), M.O.(Bootstrap., LIBRARY), J.T.(Bootstrap., LIBRARY), B. contributors (Bootstrap., TWITTER, LIBRARY), I.(Bootstrap., LIBRARY), A.F.(html5shiv., LIBRARY), S.J.(Respond. js, LIBRARY), I.S.(highlight. js, LIBRARY), G.F.(tocify., TEMPLATES), J.M.(Pandoc., GOOGLE, LIBRARY), I.(ioslides., LIBRARY), D.R.(slidy., LIBRARY), W.(slidy., GANDY (FONT-AWESOME), D., SPERRY (IONICONS), B., (IONICONS), D., STICKYTABS), A.L.(jQuery., FILTER), B.P.J.(pagebreak.L. y FILTER), A.K.(pagebreak.L., 2020. *Rmarkdown: Dynamic Documents for R.* septiembre 2020. S.l.: s.n.
- ARBLASTER, J.M. y MEEHL, G.A., 2006. Contributions of External Forcings to Southern Annular Mode Trends. *Journal of Climate*, vol. 19, no. 12, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/JCLI3774.1.
- BADER, D.C., LEUNG, R., TAYLOR, M. y MCCOY, R.B., 2019. *E3SM-Project E3SM1.0 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2294>.

- BALDWIN, M.P., 2001. Annular Modes in Global Daily Surface Pressure. *Geophysical Research Letters*, vol. 28, no. 21, ISSN 1944-8007. DOI 10.1029/2001GL013564.
- BALDWIN, M.P., GRAY, L.J., DUNKERTON, T.J., HAMILTON, K., HAYNES, P.H., RANDEL, W.J., HOLTON, J.R., ALEXANDER, M.J., HIROTA, I., HIRONOUCHI, T., JONES, D.B.A., KINNERSLEY, J.S., MARQUARDT, C., SATO, K. y TAKAHASHI, M., 2001. The Quasi-Biennial Oscillation. *Reviews of Geophysics*, vol. 39, no. 2, ISSN 1944-9208. DOI 10.1029/1999RG000073.
- BALDWIN, M.P. y THOMPSON, D.W.J., 2009. A Critical Comparison of Stratosphere–Troposphere Coupling Indices. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 135, no. 644, ISSN 1477-870X. DOI 10.1002/qj.479.
- BAMSTON, A.G., CHELLIAH, M. y GOLDENBERG, S.B., 1997. Documentation of a Highly ENSO-related Sst Region in the Equatorial Pacific: Research Note. *Atmosphere-Ocean*, vol. 35, no. 3, ISSN 0705-5900. DOI 10.1080/07055900.1997.9649597.
- BENJAMINI, Y. y HOCHBERG, Y., 1995. Controlling the False Discovery Rate: A Practical and Powerful Approach to Multiple Testing. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)*, vol. 57, no. 1, ISSN 2517-6161. DOI 10.1111/j.2517-6161.1995.tb02031.x.
- BETHKE, I., WANG, Y., COUNILLON, F., KIMMRITZ, M., FRANSNER, F., SAMUELSEN, A., LANGEHAUG, H.R., CHIU, P.-G., BENTSEN, M., GUO, C., TJIPUTRA, J., KIRKEVÅG, A., OLIVIÈ, D.J.L., SELAND, ?yvind., FAN, Y., LAWRENCE, P., ELDEVIK, T. y KEENLYSIDE, N., 2019. *NCC NorCPM1 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.10843>.
- BOUCHER, O., DENVIL, S., LEVAVASSEUR, G., COZIC, A., CAUBEL, A., FOUJOLS, M.-A., MEURDESOIF, Y., CADULE, P., DEVILLIERS, M., GHATTAS, J., LEBAS, N., LURTON, T., MELLUL, L., MUSAT, I., MIGNOT, J. y CHERUY, F., 2018. *IPSL IPSL-CM6A-LR model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1534>.
- BOUCHER, O., DENVIL, S., LEVAVASSEUR, G., COZIC, A., CAUBEL, A., FOUJOLS, M.-A., MEURDESOIF, Y. y GASTINEAU, G., 2018. *IPSL IPSL-CM6A-LR model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.13801>.
- CAI, W., MCPHADEN, M.J., GRIMM, A.M., RODRIGUES, R.R., TASCHETTO, A.S., GARREAUD, R.D., DEWITTE, B., POVEDA, G., HAM, Y.-G., SANTOSO,

- A., NG, B., ANDERSON, W., WANG, G., GENG, T., JO, H.-S., MARENGO, J.A., ALVES, L.M., OSMAN, M., LI, S., WU, L., KARAMPERIDOU, C., TAKAHASHI, K. y VERA, C., 2020. Climate Impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nature Reviews Earth & Environment*, vol. 1, no. 4, ISSN 2662-138X. DOI 10.1038/s43017-020-0040-3.
- CAI, W., RENSCH, P. van, COWAN, T. y HENDON, H.H., 2011. Teleconnection Pathways of ENSO and the IOD and the Mechanisms for Impacts on Australian Rainfall. *Journal of Climate*, vol. 24, no. 15, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/2011JCLI4129.1.
- CAMPITELLI, E., 2018. Estudio de los mecanismos físicos asociados con el patrón de onda 3 de la circulación atmosférica del Hemisferio Sur.,
- CAMPITELLI, E., 2020. *metR: Tools for Easier Analysis of Meteorological Fields*. abril 2020. S.l.: s.n.
- CAMPITELLI, E., 2023. *Rcmip6*. noviembre 2023. S.l.: Zenodo.
- CAO, J. y WANG, B., 2019. *NUIST NESMv3 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2021>.
- CAZES-BOEZIO, G., ROBERTSON, A.W. y MECHOSO, C.R., 2003. Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay. *Journal of Climate*, vol. 16, no. 8, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/1520-0442(2003)16<1159:SDOETO>2.0.CO;2.
- CHUNG, C. y NIGAM, S., 1999. Weighting of Geophysical Data in Principal Component Analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 104, no. D14, ISSN 2156-2202. DOI 10.1029/1999JD900234.
- CLEM, K.R. y FOGT, R.L., 2013. Varying Roles of ENSO and SAM on the Antarctic Peninsula Climate in Austral Spring. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 118, no. 20, ISSN 2169-8996. DOI 10.1002/jgrd.50860.
- DANABASOGLU, G., 2019a. *NCAR CESM2 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2185>.
- DANABASOGLU, G., 2019b. *NCAR CESM2 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2187>.
- DIX, M., BI, D., DOBROHOTOFF, P., FIEDLER, R., HARMAN, I., LAW, R., MAC-KALLAH, C., MARSLAND, S., O'FARRELL, S., RASHID, H., SRBINOVSKY, J., SULLIVAN, A., TRENHAM, C., VOHRALIK, P., WATTERSON, I., WILLIAMS,

- G., WOODHOUSE, M., BODMAN, R., DIAS, F.B., DOMINGUES, C.M., HANNAH, N., HEERDEGEN, A., SAVITA, A., WALES, S., ALLEN, C., DRUKEN, K., EVANS, B., RICHARDS, C., RIDZWAN, S.M., ROBERTS, D., SMILLIE, J., SNOW, K., WARD, M. y YANG, R., 2019. *CSIRO-ARCCSS ACCESS-CM2 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2281>.
- DIX, M., MACKALLAH, C., BI, D., BODMAN, R., MARSLAND, S., RASHID, H., WOODHOUSE, M. y DRUKEN, K., 2020. *CSIRO-ARCCSS ACCESS-CM2 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2020. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.14361>.
- DOWLE, M. y SRINIVASAN, A., 2020. *Data.Table: Extension of 'Data.Frame'*. julio 2020. S.l.: s.n.
- E3SM-Project E3SM1.0 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea], 2022. 2022. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <http://cera-www.dkrz.de/Wdcc/meta/CMIP6/CMIP6.DAMIP.E3SM-Project.E3SM-1-0>.
- FAN, K., 2007. Zonal Asymmetry of the Antarctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, vol. 34, no. 2, ISSN 0094-8276. DOI 10.1029/2006GL028045.
- FOGTT, R.L., BROMWICH, D.H. y HINES, K.M., 2011. Understanding the SAM Influence on the South Pacific ENSO Teleconnection. *Climate Dynamics*, vol. 36, no. 7, ISSN 1432-0894. DOI 10.1007/s00382-010-0905-0.
- FOGTT, R.L., JONES, J.M. y RENWICK, J., 2012. Seasonal Zonal Asymmetries in the Southern Annular Mode and Their Impact on Regional Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, vol. 25, no. 18, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/JCLI-D-11-00474.1.
- FOGTT, R.L. y MARSHALL, G.J., 2020. The Southern Annular Mode: Variability, Trends, and Climate Impacts across the Southern Hemisphere. *WIREs Climate Change*, vol. 11, no. 4, ISSN 1757-7799. DOI 10.1002/wcc.652.
- GARREAUD, R., 2007. Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics. *Journal of Climate*, vol. 20, no. 18, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/JCLI4257.1.
- GELBRECHT, M., BOERS, N. y KURTHS, J., 2018. Phase Coherence between Precipitation in South America and Rossby Waves. *Science Advances*, vol. 4, no. 12, DOI 10.1126/sciadv.aau3191.
- GILLETT, N.P., ALLAN, R.J. y ANSELL, T.J., 2005. Detection of External Influence on Sea Level Pressure with a Multi-Model Ensemble. *Geophysical Research Letters*, vol. 32, no. 19, ISSN 1944-8007. DOI 10.1029/2005GL023640.

- GILLETT, N.P., FYFE, J.C. y PARKER, D.E., 2013. Attribution of Observed Sea Level Pressure Trends to Greenhouse Gas, Aerosol, and Ozone Changes. *Geophysical Research Letters*, vol. 40, no. 10, ISSN 1944-8007. DOI 10.1002/grl.50500.
- GILLETT, N.P., KELL, T.D. y JONES, P.D., 2006. Regional Climate Impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, no. 23, ISSN 1944-8007. DOI 10.1029/2006GL027721.
- GONG, D. y WANG, S., 1999. Definition of Antarctic Oscillation Index. *Geophysical Research Letters*, vol. 26, no. 4, ISSN 1944-8007. DOI 10.1029/1999GL900003.
- GOYAL, R., JUCKER, M., GUPTA, A.S. y ENGLAND, M.H., 2022. A New Zonal Wave 3 Index for the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, vol. -1, no. aop, ISSN 0894-8755, 1520-0442.
- GOYAL, R., JUCKER, M., SEN GUPTA, A., HENDON, H.H. y ENGLAND, M.H., 2021. Zonal Wave 3 Pattern in the Southern Hemisphere Generated by Tropical Convection. *Nature Geoscience*, vol. 14, no. 10, ISSN 1752-0908. DOI 10.1038/s41561-021-00811-3.
- GRYTSAYI, A., 2011. Planetary Wave Peculiarities in Antarctic Ozone Distribution during 1979–2008. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 32, no. 11, ISSN 0143-1161, 1366-5901. DOI 10.1080/01431161.2010.541518.
- HARTMANN, D.L. y GARCIA, R.R., 1979. A Mechanistic Model of Ozone Transport by Planetary Waves in the Stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 36, no. 2, ISSN 0022-4928, 1520-0469. DOI 10.1175/1520-0469(1979)036<0350:AMMOOT>2.0.CO;2.
- HENDON, H.H., LIM, E.-P. y NGUYEN, H., 2014. Seasonal Variations of Subtropical Precipitation Associated with the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*, vol. 27, no. 9, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/JCLI-D-13-00550.1.
- HENDON, H.H., THOMPSON, D.W.J. y WHEELER, M.C., 2007. Australian Rainfall and Surface Temperature Variations Associated with the Southern Hemisphere Annular Mode. *Journal of Climate*, vol. 20, no. 11, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/JCLI4134.1.
- HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P., HIRAHARA, S., HORÁNYI, A., MUÑOZ-SABATER, J., NICOLAS, J., PEUBEY, C., RADU, R., SCHEPERS, D., SIMMONS, A., SOCI, C., ABDALLA, S., ABELLAN, X., BALSAMO, G., BECHTOLD, P., BIAVATI, G., BIDLOT, J., BONAVITA, M., CHIARA, G.D., DAHLGREN, P., DEE, D., DIAMANTAKIS, M., DRAGANI, R., FLEMMING, J., FORBES, R., FUENTES, M., GEER, A., HAIMBERGER, L., HEALY, S., HOGAN, R.J., HÓLM, E., JANISKOVÁ, M., KEELEY, S., LALOYAUX, P.,

- LOPEZ, P., LUPU, C., RADNOTI, G., ROSNAY, P. de, ROZUM, I., VAMBORG, F., VILLAUME, S. y THÉPAUT, J.-N., 2020. The ERA5 Global Reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 146, no. 730, ISSN 1477-870X. DOI 10.1002/qj.3803.
- HO, M., KIEM, A.S. y VERDON-KIDD, D.C., 2012. The Southern Annular Mode: A Comparison of Indices. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 16, no. 3, ISSN 1027-5606. DOI 10.5194/hess-16-967-2012.
- HOBBS, W.R. y RAPHAEL, M.N., 2010. Characterizing the Zonally Asymmetric Component of the SH Circulation. *Climate Dynamics*, vol. 35, no. 5, ISSN 1432-0894. DOI 10.1007/s00382-009-0663-z.
- HOREL, J.D., 1984. Complex Principal Component Analysis: Theory and Examples. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 23, no. 12, ISSN 1520-0450. DOI 10.1175/1520-0450(1984)023<1660:CPCATA>2.0.CO;2.
- HOROWITZ, L.W., JOHN, J.G., BLANTON, C., MCHUGH, C., RADHAKRISHNAN, A., RAND, K., VAHLENKAMP, H., ZADEH, N.T., WILSON, C., DUNNE, J.P., PLOSHAY, J., WINTON, M. y ZENG, Y., 2018. *NOAA-GFDL GFDL-ESM4 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1408>.
- HOSKINS, B.J. y HODGES, K.I., 2005. A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. *Journal of Climate*, vol. 18, no. 20, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/JCLI3570.1.
- HUANG, B., THORNE, P.W., BANZON, V.F., BOYER, T., CHEPURIN, G., LAW-RIMORE, J.H., MENNE, M.J., SMITH, T.M., VOSE, R.S. y ZHANG, H.-M., 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons. *Journal of Climate*, vol. 30, no. 20, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/JCLI-D-16-0836.1.
- HUFKENS, K., 2020. *Ecmwfr: Programmatic Interface to the Two European Centre for Medium-Range Weather Forecasts API Services*. julio 2020. S.l.: s.n.
- IRVING, D. y SIMMONDS, I., 2015. A Novel Approach to Diagnosing Southern Hemisphere Planetary Wave Activity and Its Influence on Regional Climate Variability. *Journal of Climate*, vol. 28, no. 23, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/JCLI-D-15-0287.1.
- IRVING, D. y SIMMONDS, I., 2016. A New Method for Identifying the Pacific–South American Pattern and Its Influence on Regional Climate Variability. *Journal of Climate*, vol. 29, no. 17, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/JCLI-D-15-0843.1.

- JONES, G., 2019. *MOHC HadGEM3-GC31-LL model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.471>.
- JONES, J.M., FOGT, R.L., WIDMANN, M., MARSHALL, G.J., JONES, P.D. y VISBECK, M., 2009. Historical SAM Variability. Part I: Century-Length Seasonal Reconstructions. *Journal of Climate*, vol. 22, no. 20, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/2009JCLI2785.1.
- JONES, M.E., BROMWICH, D.H., NICOLAS, J.P., CARRASCO, J., PLAVCOVÁ, E., ZOU, X. y WANG, S.-H., 2019. Sixty Years of Widespread Warming in the Southern Middle and High Latitudes (1957–2016). *Journal of Climate*, vol. 32, no. 20, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/JCLI-D-18-0565.1.
- JUNGCLAUS, J., BITTNER, M., WIENERS, K.-H., WACHSMANN, F., SCHUPFNER, M., LEGUTKE, S., GIORGETTA, M., REICK, C., GAYLER, V., HAAK, H., VRESE, P. de, RADDATZ, T., ESCH, M., MAURITSEN, T., STORCH, J.-S. von, BEHRENS, J., BROVKIN, V., CLAUSSEN, M., CRUEGER, T., FAST, I., FIEDLER, S., HAGEMANN, S., HOHENEGGER, C., JAHNS, T., KLOSTER, S., KINNE, S., LASSLOP, G., KORNBLUEH, L., MAROTZKE, J., MATEI, D., MERANER, K., MIKOLAJEWICZ, U., MODALI, K., MÜLLER, W., NABEL, J., NOTZ, D., PETERS-VON GEHLEN, K., PINCUS, R., POHLMANN, H., PONGRATZ, J., RAST, S., SCHMIDT, H., SCHNUR, R., SCHULZWEIDA, U., SIX, K., STEVENS, B., VOIGT, A. y ROECKNER, E., 2019. *MPI-M MPIESM1.2-HR model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.741>.
- KAO, H.-Y. y YU, J.-Y., 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal of Climate*, vol. 22, no. 3, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/2008JCLI2309.1.
- KAROLY, D.J., 1989. Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation Events. *Journal of Climate*, vol. 2, no. 11, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/1520-0442(1989)002<1239:SHCFAW>2.0.CO;2.
- KATZ, R.W. y BROWN, B.G., 1991. The Problem of Multiplicity in Research on Teleconnections. *International Journal of Climatology*, vol. 11, no. 5, ISSN 1097-0088. DOI 10.1002/joc.3370110504.
- KIDSON, J.W., 1988. Interannual Variations in the Southern Hemisphere Circulation. *Journal of Climate*, vol. 1, no. 12, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/1520-0442(1988)001<1177:IVITSH>2.0.CO;2.

- KROKHIN, V.V. y LUXEMBURG, W.M.J., 2007. Temperatures and Precipitation Totals over the Russian Far East and Eastern Siberia: Long-Term Variability and Its Links to Teleconnection Indices. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 11, no. 6, ISSN 1027-5606. DOI 10.5194/hess-11-1831-2007.
- LI, L., 2019. *CAS FGOALS-g3 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1783>.
- LI, L., 2020. *CAS FGOALS-g3 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2020. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2048>.
- LIM, E.-P., HENDON, H.H., ARBLASTER, J.M., DELAGE, F., NGUYEN, H., MIN, S.-K. y WHEELER, M.C., 2016. The Impact of the Southern Annular Mode on Future Changes in Southern Hemisphere Rainfall. *Geophysical Research Letters*, vol. 43, no. 13, ISSN 1944-8007. DOI 10.1002/2016GL069453.
- MARSHALL, G.J., 2003. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*, vol. 16, no. 24, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2.
- MARSHALL, G.J., STOTT, P.A., TURNER, J., CONNOLLEY, W.M., KING, J.C. y LACHLAN-COPE, T.A., 2004. Causes of Exceptional Atmospheric Circulation Changes in the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, no. 14, ISSN 1944-8007. DOI 10.1029/2004GL019952.
- MO, K.C., 2000. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, vol. 13, no. 20, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/1520-0442(2000)013<3599:RBLFVI>2.0.CO;2.
- MO, K.C. y GHIL, M., 1987. Statistics and Dynamics of Persistent Anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 44, no. 5, ISSN 0022-4928. DOI 10.1175/1520-0469(1987)044<0877:SADOPA>2.0.CO;2.
- MO, K.C. y PAEGLE, J.N., 2001. The Pacific–South American Modes and Their Downstream Effects. *International Journal of Climatology*, vol. 21, no. 10, ISSN 1097-0088. DOI 10.1002/joc.685.
- NICOLAS, J.P. y BROMWICH, D.H., 2014. New Reconstruction of Antarctic Near-Surface Temperatures: Multidecadal Trends and Reliability of Global Reanalyses. *Journal of Climate*, vol. 27, no. 21, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/JCLI-D-13-00733.1.

- NUNCIO, M. y YUAN, X., 2015. The Influence of the Indian Ocean Dipole on Antarctic Sea Ice. *Journal of Climate*, vol. 28, no. 7, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/JCLI-D-14-00390.1.
- PEZZA, A.B., RASHID, H.A. y SIMMONDS, I., 2012. Climate Links and Recent Extremes in Antarctic Sea Ice, High-Latitude Cyclones, Southern Annular Mode and ENSO. *Climate Dynamics*, vol. 38, no. 1, ISSN 1432-0894. DOI 10.1007/s00382-011-1044-y.
- PLOSHAY, J., HURLIN, W., JOHN, J.G., BLANTON, C., MCHUGH, C., RADHA-KRISHNAN, A., RAND, K., VAHLENKAMP, H., ZADEH, N.T., WILSON, C., PAYNTER, D.J., WINTON, M., ZENG, Y. y KNUTSON, T., 2018. *NOAA-GFDL GFDL-CM4 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.11383>.
- PLUMB, R.A., 1985. On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 42, no. 3, ISSN 0022-4928. DOI 10.1175/1520-0469(1985)042<0217:OTTDPO>2.0.CO;2.
- QUINTANAR, A.I. y MECHOSO, C.R., 1995. Quasi-Stationary Waves in the Southern Hemisphere. Part II: Generation Mechanisms. *Journal of Climate*, vol. 8, no. 11, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/1520-0442(1995)008<2673:QSWITS>2.0.CO;2.
- R CORE TEAM, 2020. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. Manual. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing.
- RAPHAEL, M., 2003. Recent, Large-Scale Changes in the Extratropical Southern Hemisphere Atmospheric Circulation. *Journal of Climate*, vol. 16, no. 17, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/1520-0442(2003)016<2915:RLCITE>2.0.CO;2.
- RAPHAEL, M.N., 2004. A Zonal Wave 3 Index for the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, no. 23, ISSN 1944-8007. DOI 10.1029/2004GL020365.
- RAPHAEL, M.N., 2007. The Influence of Atmospheric Zonal Wave Three on Antarctic Sea Ice Variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 112, no. D12, ISSN 2156-2202. DOI 10.1029/2006JD007852.
- RIDLEY, J., MENARY, M., KUHLBRODT, T., ANDREWS, M. y ANDREWS, T., 2018. *MOHC HadGEM3-GC31-LL model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.419>.
- ROPELEWSKI, C.F. y JONES, P.D., 1987. An Extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, vol. 115, no. 9, ISSN 0027-0644. DOI 10.1175/1520-0493(1987)115<2161:AEOTTS>2.0.CO;2.

- ROSSO, F.V., BOIASKI, N.T., FERRAZ, S.E.T. y ROBLES, T.C., 2018. Influence of the Antarctic Oscillation on the South Atlantic Convergence Zone. *Atmosphere*, vol. 9, no. 11, DOI 10.3390/atmos9110431.
- SAJI, N.H., GOSWAMI, B.N., VINAYACHANDRAN, P.N. y YAMAGATA, T., 1999. A Dipole Mode in the Tropical Indian Ocean. *Nature*, vol. 401, no. 6751, ISSN 1476-4687. DOI 10.1038/43854.
- SAJI, N.H. y YAMAGATA, T., 2003. Possible Impacts of Indian Ocean Dipole Mode Events on Global Climate. *Climate Research*, vol. 25, no. 2, ISSN 0936-577X, 1616-1572. DOI 10.3354/cr025151.
- SEFERIAN, R., 2018. *CNRM-CERFACS CNRM-ESM2-1 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1391>.
- SELAND, ?yvind., BENTSEN, M., OLIVIÈ, D.J.L., TONIAZZO, T., GJERMUNDSEN, A., GRAFF, L.S., DEBERNARD, J.B., GUPTA, A.K., HE, Y., KIRKEVÅG, A., SCHWINGER, J., TJIPUTRA, J., AAS, K.S., BETHKE, I., FAN, Y., GRIESFELLER, J., GRINI, A., GUO, C., ILICAK, M., KARSET, I.H.H., LANDGREEN, O.A., LIAKKA, J., MOSEID, K.O., NUMMELIN, A., SPENSBERGER, C., TANG, H., ZHANG, Z., HEINZE, C., IVERSEN, T. y SCHULZ, M., 2019. *NCC NorESM2-LM model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.580>.
- SEMMLER, T., DANILOV, S., RACKOW, T., SIDORENKO, D., BARBI, D., HEGEWALD, J., SEIN, D., WANG, Q. y JUNG, T., 2018. *AWI AWI-CM1.1MR model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.359>.
- SHEATHER, S.J. y JONES, M.C., 1991. A Reliable Data-Based Bandwidth Selection Method for Kernel Density Estimation. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* [en línea], vol. 53, no. 3, [consulta: 30 septiembre 2020]. ISSN 0035-9246. Disponible en: <https://www.jstor.org/stable/2345597>.
- SHIM, S., LIM, Y.-J., BYUN, Y.-H., SEO, J., KWON, S. y KIM, B.-H., 2020. *NIMS-KMA UKESM1.0-LL model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2020. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2245>.
- SHIOGAMA, H., 2019. *MIROC MIROC6 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.894>.

- SILVESTRI, G. y VERA, C., 2009. Nonstationary Impacts of the Southern Annular Mode on Southern Hemisphere Climate. *Journal of Climate*, vol. 22, no. 22, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/2009JCLI3036.1.
- SMITH, A.K., 1995. Numerical Simulation of Global Variations of Temperature, Ozone, and Trace Species in the Stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 100, no. D1, ISSN 2156-2202. DOI 10.1029/94JD02395.
- SPACE STUDIES (NASA/GISS), N.G.I. for, 2018a. *NASA-GISS GISS-E2.1G model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1400>.
- SPACE STUDIES (NASA/GISS), N.G.I. for, 2018b. *NASA-GISS GISS-E2.1G model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2062>.
- SWART, N.C., COLE, J.N.S., KHARIN, V.V., LAZARE, M., SCINOCCA, J.F., GILLETT, N.P., ANSTEY, J., ARORA, V., CHRISTIAN, J.R., JIAO, Y., LEE, W.G., MAJAESS, F., SAENKO, O.A., SEILER, C., SEINEN, C., SHAO, A., SOLHEIM, L., SALZEN, K. von, YANG, D., WINTER, B. y SIGMOND, M., 2019a. *CCCma CanESM5 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1303>.
- SWART, N.C., COLE, J.N.S., KHARIN, V.V., LAZARE, M., SCINOCCA, J.F., GILLETT, N.P., ANSTEY, J., ARORA, V., CHRISTIAN, J.R., JIAO, Y., LEE, W.G., MAJAESS, F., SAENKO, O.A., SEILER, C., SEINEN, C., SHAO, A., SOLHEIM, L., SALZEN, K. von, YANG, D., WINTER, B. y SIGMOND, M., 2019b. *CCCma CanESM5 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1305>.
- TANG, Y., RUMBOLD, S., ELLIS, R., KELLEY, D., MULCAHY, J., SELLAR, A., WALTON, J. y JONES, C., 2019. *MOHC UKESM1.0-LL model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1569>.
- TATEBE, H. y WATANABE, M., 2018. *MIROC MIROC6 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.881>.
- TRENBERTH, K.E., 1980. Planetary Waves at 500 Mb in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, vol. 108, no. 9, ISSN 0027-0644. DOI 10.1175/1520-0493(1980)108<1378:PWAMIT>2.0.CO;2.

- TRENBERTH, K.F. y MO, K.C., 1985. Blocking in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, vol. 113, no. 1, ISSN 0027-0644. DOI 10.1175/1520-0493(1985)113<0003:BITSH>2.0.CO;2.
- TURNER, J., HOSKING, J.S., BRACEGIRDLE, T.J., PHILLIPS, T. y MARSHALL, G.J., 2017. Variability and Trends in the Southern Hemisphere High Latitude, Quasi-Stationary Planetary Waves. *International Journal of Climatology*, vol. 37, no. 5, ISSN 08998418. DOI 10.1002/joc.4848.
- VAN LOON, H. y JENNE, R.L., 1972. The Zonal Harmonic Standing Waves in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, vol. 77, no. 6, ISSN 01480227. DOI 10.1029/JC077i006p00992.
- VASCONCELLOS, F.C., MATTOS-GAVA, M.L.L. y SANSIGOLO, C.A., 2022. Statistical Analysis of the Relationship between Quasi-Biennial Oscillation and Southern Annular Mode. *Atmósfera*, vol. 35, no. 2, ISSN 2395-8812. DOI 10.20937/ATM.52910.
- VOLDOIRE, A., 2018. *CNRM-CERFACS CNRM-CM6-1 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2018. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1375>.
- VOLDOIRE, A., 2019. *CNRM-CERFACS CNRM-CM6-1 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1376>.
- VOLODIN, E., MORTIKOV, E., GRITSUN, A., LYKOSSOV, V., GALIN, V., DIANSKY, N., GUSEV, A., KOSTRYKIN, S., IAKOVLEV, N., SHESTAKOVA, A. y EMELINA, S., 2019. *INM INM-CM5-0 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1423>.
- WALKER, S.G.T., 1914. *Correlation in Seasonal Variations of Weather, III: On the Criterion for the Reality of Relationships Or Periodicities*. S.l.: Meteorological Office.
- WANG, L., KUSHNER, P.J. y WAUGH, D.W., 2013. Southern Hemisphere Stationary Wave Response to Changes of Ozone and Greenhouse Gases. *Journal of Climate*, vol. 26, no. 24, ISSN 0894-8755, 1520-0442. DOI 10.1175/JCLI-D-13-00160.1.
- WICKHAM, H., 2009. *Ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*. New York: Springer-Verlag. Use R!, ISBN 978-0-387-98141-3.
- WIENERS, K.-H., GIORGETTA, M., JUNGCLAUS, J., REICK, C., ESCH, M., BITTNER, M., LEGUTKE, S., SCHUPFNER, M., WACHSMANN, F., GAYLER, V., HAAK, H., VRESE, P. de, RADDATZ, T., MAURITSEN, T., STORCH, J.-S.

- von, BEHRENS, J., BROVKIN, V., CLAUSSEN, M., CRUEGER, T., FAST, I., FIEDLER, S., HAGEMANN, S., HOHENEGGER, C., JAHNS, T., KLOSTER, S., KINNE, S., LASSLOP, G., KORNBLUEH, L., MAROTZKE, J., MATEI, D., MERANER, K., MIKOLAJEWICZ, U., MODALI, K., MÜLLER, W., NABEL, J., NOTZ, D., PETERS-VON GEHLEN, K., PINCUS, R., POHLMANN, H., PONGRATZ, J., RAST, S., SCHMIDT, H., SCHNUR, R., SCHULZWEIDA, U., SIX, K., STEVENS, B., VOIGT, A. y ROECKNER, E., 2019. *MPI-M MPIESM1.2-LR model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.742>.
- WILKS, D.S., 2016. «The Stippling Shows Statistically Significant Grid Points»: How Research Results Are Routinely Overstated and Overinterpreted, and What to Do about It. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 97, no. 12, ISSN 0003-0007. DOI 10.1175/BAMS-D-15-00267.1.
- WIRTH, V., 1993. Quasi-Stationary Planetary Waves in Total Ozone and Their Correlation with Lower Stratospheric Temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 98, no. D5, ISSN 2156-2202. DOI 10.1029/92JD02820.
- WOLTER, K. y TIMLIN, M.S., 2011. El Niño/Southern Oscillation Behaviour since 1871 as Diagnosed in an Extended Multivariate ENSO Index (MEI.Ext). *International Journal of Climatology*, vol. 31, no. 7, ISSN 1097-0088. DOI 10.1002/joc.2336.
- XIE, P. y ARKIN, P.A., 1997. Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 78, no. 11, ISSN 0003-0007. DOI 10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2.
- XIE, Y., 2015. *Dynamic Documents with R and Knitr*. 2. Boca Raton, Florida: Chapman and Hall/CRC.
- XIN, X., WU, T., SHI, X., ZHANG, F., LI, J., CHU, M., LIU, Q., YAN, J., MA, Q. y WEI, M., 2019. *BCC BCC-CSM2MR model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1726>.
- YUKIMOTO, S., KOSHIRO, T., KAWAI, H., OSHIMA, N., YOSHIDA, K., URAKAWA, S., TSUJINO, H., DEUSHI, M., TANAKA, T., HOSAKA, M., YOSHIMURA, H., SHINDO, E., MIZUTA, R., ISHII, M., OBATA, A. y ADACHI, Y., 2019. *MRI MRI-ESM2.0 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.634>.

- ZAMBONI, L., MECHOSO, C.R. y KUCHARSKI, F., 2010. Relationships between Upper-Level Circulation over South America and Rainfall over Southeastern South America: A Physical Base for Seasonal Predictions. *Journal of Climate*, vol. 23, no. 12, ISSN 0894-8755. DOI 10.1175/2009JCLI3129.1.
- ZIEHN, T., CHAMBERLAIN, M., LENTON, A., LAW, R., BODMAN, R., DIX, M., WANG, Y., DOBROHOTOFF, P., SRBINOVSKY, J., STEVENS, L., VOHRALIK, P., MACKALLAH, C., SULLIVAN, A., O'FARRELL, S. y DRUKEN, K., 2019. *CSIRO ACCESS-ESM1.5 model output prepared for CMIP6 CMIP* [en línea]. 2019. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.2288>.
- ZIEHN, T., DIX, M., MACKALLAH, C., CHAMBERLAIN, M., LENTON, A., LAW, R., DRUKEN, K. y RIDZWAN, S.M., 2020. *CSIRO ACCESS-ESM1.5 model output prepared for CMIP6 DAMIP* [en línea]. 2020. S.l.: Earth System Grid Federation. Disponible en: <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.14362>.