



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: Métodos	7
2.1. Datos	7
2.2. EOF	8
2.3. Software	9
Capítulo 3: Exploración de índice de onda 3	10
3.1. Métodos	10
3.2. Resultados	12
3.3. Conclusiones	21
Capítulo 4: Modos de variabilidad de la circulación zonalmente asimétrica en primavera	22
4.1. Introducción	22
4.2. Métodos	23
4.3. Resultados	27
4.4. Conclusión	44
Capítulo 5: Estructura simétrica y asimétrica del Modo Anular del Sur	46
5.1. Introducción	46
5.2. Métodos	46
5.3. Resultados	55
5.4. Impactos	68
5.5. Conclusiones	76
Capítulo 6: Relación entre los modos de variabilidad del hemisferio sur	77
6.1. SAM	78
6.2. PSA	80

6.3. Conclusión	81
Capítulo 7: Análisis de estos modos en los modelos de CMIP6	82
7.1. Métodos	82
7.2. Comparación con los modos observados	84
7.3. Tendencias	94
7.4. Conclusiones	96
Capítulo 8: Conclusiones	97
Referencias	98

Índice de tablas

3.1. Correlación entre la anomalía zonal de geopotential en los tres puntos considerados por Raphael.	14
4.1. 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).	26
5.1. Correlación entere los índices del SAM y el ONI. En negrita, las correlaciones con p-valor ajustado por FDR menores a 0.01.	65
6.1. Coeficiente de correlación entre las fases del cEOF2 y los modos PSA1 y PSA2 para el período 1979 – 2022. Los intervalos de confianza de 95 % se muestran en paréntesis. Estimaciones con p-valor menor a 0.01 en negrita.	79
7.1. Modelos analizados y la cantidad de miembros para cada experimento.	83

Índice de figuras

3.1. 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).	11
3.2. 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.	12
3.3. 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.	13
3.4. 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.	15
3.5. 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.	16
3.6. Histograma de la fase de la onda 3 de altura geopotencial en 500 hPa.	18
3.7. Igual que la Figura 3.5, pero para los 8 meses con mayor amplitud de la onda 3 de la anomalía mensual de altura geopotencial en 500 hPa.	19
3.8. Regresión entre la amplitud de las ondas 1 a 4 y la envolvente de todas las ondas zonales de las anomalías de altura geopotencial.	20

4.1. Spatial patterns of the four leading EOFs of SON geopotential height zonal anomalies at 50 hPa south of 20° S for the 1979 – 2019 period (arbitrary units).	23
4.2. 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.	25
4.3. Patrones espaciales de los dos primeros cEOF de las anomalías zonales de altura geopotencial de SON en 50 y 200 hPa para el período 1979–2019. 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.	27
4.4. Series temporales de los dos primeros cEOF de las anomalías zonales de altura geopotencial de SON en 50 y 200 hPa para el período 1979–2019. 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 de todo el período. 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.	28
4.5. Regresión de anomalías de temperatura geopotencial en SON ($m^2 s^{-1}$) con la fase 0° (columna 1) y 90° (columna 2) del cEOF1 en 50 hPa (fila a) y 200 hPa (fila b) para el período 1979 – 2019. 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.	30
4.6. Igual que la Figura 4.5 pero para el cEOF2.	31
4.7. Igual que la Figura 4.5 pero para la temperatura del aire (K).	32
4.8. 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 1979 – 2019.	33

4.9. Regresión de las anomalías de Columna Total de Ozono (CTO, sombreado, unidades Dobson) con la fase 0° (a) y 90° (b) del cEOF1 para el período 1979 – 2019. 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.	34
4.10. 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).	35
4.11. Regresión de (columnan 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 1979 – 2019. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0.01 ajustado por FDR.	36
4.12. 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 explcada por el ONI y viceversa).	37
4.13. Valores del ONI en SON y la fase del cEOF2 en el período 1979 – 2019. 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.	38
4.14. Espectro de Fourier para cada fase del cEOF2 y del ONI.	39
4.15. Igual que la Figura 4.11 pero para el cEOF1.	41
4.16. Igual que la Figura 4.10 pero para Temperatura a 2 metros y precipitación.	42
4.17. 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 1979 – 2019. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0.01 ajustado por FDR.	43
5.1. Ejemplo de regresión segmentada. La relación entre X e Y es lineal pero con distinta pendiente para valores de X positivos y negativos.	47

5.2. Patrones espaciales del primer EOF de la altura geopotencial en 700 hPa para el período 1979 – 2019. (a) Campo completo, (b) componente zonalmente asimétrica y (c) componente zonalmente simétrica. Unidades arbitrarias con valores negativos en azul y negativos en azul.	49
5.3. Regresión segmentada de la anomalía zonal de altura geopotencial en 50 hPa con el índice SAM para cada signo para el período 1979 – 2019. 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).	50
5.4. Igual que la Figura 5.3 pero para 700 hPa.	51
5.5. 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.	53
5.6. Patrón espacial del primer EOF computado para el período 1979 – 1998 (columna 1) y 1999 – 2019 (columna 2) para 50 hPa (fila a) y 700 hPa (fila b). Unidades arbitrarias con valores negativos en azul y negativos en azul.	54
5.7. 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.	55
5.8. 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 1979 – 2019.	56
5.9. Correlación entre S-SAM y A-SAM en cada nivel instantáneas y con un mes de defasaje para el período 1979 – 2019.	57
5.10. Correlación cruzada entre niveles para el índice SAM (a), A-SAM (b) y S-SAM (c) para el período 1979 – 2019.	58

5.11. Tendencias lineales (en desvío estandar 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 1979 – 2019. El sombreado indica el intervalo de confianza de 95 %.	59
5.12. Tendencias lineales (en) Linear trends (in percent per decade) of the variance explained by A-SAM and S-SAM at each level and for each trimester for the period 1979 – 2019. Shading indicates the 95 confidence interval.	60
5.13. (ref:r-squared-timeseries2-cap)	61
5.14. 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 1979 – 2019. 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.	62
5.15. Amplitud (metros) de las ondas zonales de los patrones de regresión de altura geopotencial de la Figura 5.14 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.	63
5.16. 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 – 2019.	64
5.17. 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 – 2019. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0.01 ajustado por FDR. La escala de colores se corta en $\pm 0.6K$ para resaltar valores de regresión en los trópicos y latitudes medias a expensas de los valores en las regiones polares.	68
5.18. Regresión de anomalías de precipitación (mm por día) con el SAM (a), A-SAM (b) y S-SAM (c) para el período 1979 – 2019. 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 $\pm 0.25K$ para resaltar valores de regresión en los trópicos y latitudes medias a expensas de los valores en las regiones polares. . .	71

5.19. 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 1979 –2019. Nueva Zelanda e islas aledañas. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0.01 ajustado por FDR.	73
5.20. Igual que la Figura 5.19 pero para Sudamérica.	75
6.1. 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 1979 – 2022. Las líneas gruesas representan valores con p-valor menor a 0.01 ajustado por FDR.	78
6.2. Histograma de la distribución de fases del cEOF2 para el periodo 1979 – 2022. 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.	80
7.1. r^2 de los patrones espaciales de cada modelo con ERA5 para cada cEOF.	85
7.2. Media multimodelo (sombreado) de los campos espaciales de cada cEOF, parte y nivel. Los contornos marcan los patrones de ERA5. El r^2 entre ERA5 y la media multimodelo está entre paréntesis.	86
7.3. 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.	87
7.4. 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.	89
7.5. R^2 entre los patrones de regresión de TSM cada modelo y el patrón de regresión de TSM en ERA5.	90
7.6. Igual que la Figura 4.13 pero para los modelos del CMIP6. El ajuste sinusoidal para cada modelo se realiza utilizando todos los miembros.	91

7.7. 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.	92
7.8. Igual que la Figura 6.1 pero para los modelos del CMIP6.	93
7.9. 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.	94
7.10. (ref:ceof-damip-cap)	95
7.11. (ref:suma-cap)	96

Dedicatoria

You can have a dedication here if you wish.

Capítulo 1

Introducción

intro

El principal patrón de circulación en latitudes medias es el Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas en inglés), el cual se describe, en su fase positiva, como un patrón zonalmente simétrico con anomalías negativas de presión sobre la Antártida rodeadas de un anillo de anomalías positivas de presión en latitudes medias (Fogt and Marshall, 2020).

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 et al., 2012). Tanto Gong and 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 and 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.

Aunque estos índices se basan en promedios zonales, están asociados a anomalías espaciales de altura geopotencial con notables desviaciones respecto a la simetría zonal, particularmente en la región del Océano Pacífico, con un número de onda 3-4. 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 and Vera, 2009; Fogt et al., 2012; Rosso et al., 2018). 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).

La variabilidad del SAM está asociada a la variabilidad tropical (Fan, 2007; Fogt et al., 2011; Clem and 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 extratropicos del hemisferio sur a través de trenes de ondas de Rossby

(Mo and 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 and 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 et al., 2005; Arblaster and Meehl, 2006; Gillett et al., 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.

El impacto de la componente asimétrica del SAM a escala regional tampoco se ha estudiado en detalle. 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 et al., 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 and 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.

Uno de los pocos trabajos que estudiaron la variabilidad temporal de la componente asimétrica del SAM es Fogt et al. (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 and Vera, 2009). Además, Fogt et al. (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 and 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.

Las anomalías zonales de la circulación más allá del SAM también están asociadas a impactos regionales (p.e. Hoskins and 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 et al., 2012).

Generalmente la circulación zonalmente asimétrica se describe a partir de 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 and 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 and Jenne, 1972). Trenberth and 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. Raphael (2007) demostró que la variabilidad de la altura geopotencial en 500 hPa proyectada sobre la onda planetaria 3 climatológica está asociada a anomalías en la concentración de hielo marino antártico.

Quintanar and 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. Wang et al. (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.

Campitelli (n.d.) estudió las características climatológicas de la onda 3, mostrando que si bien su fase suele estar cercana a la fase de la onda 3 climatológica, tiene una gran variabilidad. La fase media mensual tiene un ciclo anual con una diferencia de aproximadamente 30° de longitud entre enero y junio y la variabilidad interanual es aún mayor. La variabilidad en la fase en noviembre y diciembre es tan grande que virtualmente no puede decirse que en esos meses la onda 3 tenga una fase climatológica

preferencial. Esta gran variabilidad indica que para entender los impactos de la onda 3 es imprescindible caracterizar su fase además de su amplitud.

Campitelli (n.d.) también mostró que la amplitud de la onda 3 estaría asociada a un tren de onda con propagación meridional, especialmente en enero y febrero.

Resultados preliminares utilizando el modelo SPEEDY además indicaron que la onda 3 está activa aún si se suprime la variabilidad de la temperatura de la superficie del mar (TSM) tropical, pero que su fase es más variable, reduciendo su importancia en la media anual climatológica.

Goyal et al. (2021) realizó simulaciones en un *aquaplanet* al que le agregó los continentes individualmente, confirmando que el forzante tropical hace que la onda 3 se establezca en una fase preferencia y así se vea reflejada en el campo medio. Además, Goyal et al. (2021) sugiere que la distribución de los tres continentes del hemisferio sur no tiene un rol relevante en el establecimiento de la onda 3 y que ésta está compuesta de trenes de onda con propagación meridional.

La descomposición de Fourier se basa en el supuesto de que la circulación puede describirse de forma significativa en términos de ondas zonales de amplitud constante a lo largo de un círculo de latitud. Sin embargo, esto no es válido para las ondas con propagación meridional ni para las ondas zonales con amplitudes localizadas. 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 and 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 and 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 la EOF que explica la mayor parte de la varianza la circulación del hemisferio sur (Fogt and Marshall, 2020), seguido por las EOF 2 y 3, normalmente conocidas como PSA1 y PSA2, respectivamente. Éstas 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 and Paegle, 2001). Estos patrones influyen

en las anomalías de precipitación en Sudamérica (Mo and Paegle, 2001). Aunque estos patrones suelen derivarse aplicando EOF a anomalías temporales, Raphael (2003) también aplicó métodos EOF específicamente a anomalías zonales. Irving and 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 and 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 and 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.

Una metodología alternativa que se ha propuesto para estudiar las ondas viajeras 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, Krokhin and 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 et al. (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. Además, intentamos ampliar el conocimiento del comportamiento simultáneo de la circulación asimétrica hemisferio sur en la troposfera y la estratosfera.

Capítulo 2

Métodos

muxe9todos

2.1. Datos

datos

Utilizamos datos mensuales de altura geopotencial, temperatura del aire, relación de mezcla de ozono y columna total de ozono (CTO) 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 y 37 niveles verticales de presión entre 1000 hPa y 1 hPa. La mayor parte del análisis utiliza datos del período post-satelital (1979 a 2019) para minimizar posibles problemas causados por cambios en la cobertura de datos, 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 et al., 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 and 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 et al., 1997) del Climate Prediction Center de la NOAA y el Índice del Dipolo del Índico (DMI, Saji and Yamagata, 2003) del Global Climate Observing System Working Group on Surface Pressure.

Regresiones

regresiones

Tanto en el Capítulo 4 como en el Capítulo 5 se derivaron índices multivariados. Para cuantificar la asociación entre éstos 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

$$Z(\lambda, \phi, t) = \alpha(\lambda, \phi) X + \beta(\lambda, \phi) Y + X_0(\lambda, \phi) + \epsilon(\lambda, \phi, t) \quad \text{eq:multiple-regression-sam} \quad (2.1)$$

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 las 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 and Hochberg, 1995; Wilks, 2016) para evitar resultados engañosos derivados del elevado número de regresiones (Walker, 1914; Katz and 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 and Jones (1991).

2.2. 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 and Nigam, 1999).

2.3. Software

software

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

Los datos de reanálisis fueron descargados con el paquete `ecmwfr` (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 and Campitelli, 2020).

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

Capítulo 3

Exploración de índice de onda 3

exploraciuxf3n-de-uxedndice-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.

3.1. Métodos

muxe9todos-1

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 and 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.

Envolvente

envolvente

Para cuantificar la actividad de las ondas zonales, calculamos la envolvente de las ondas siguiendo a Irving and 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.

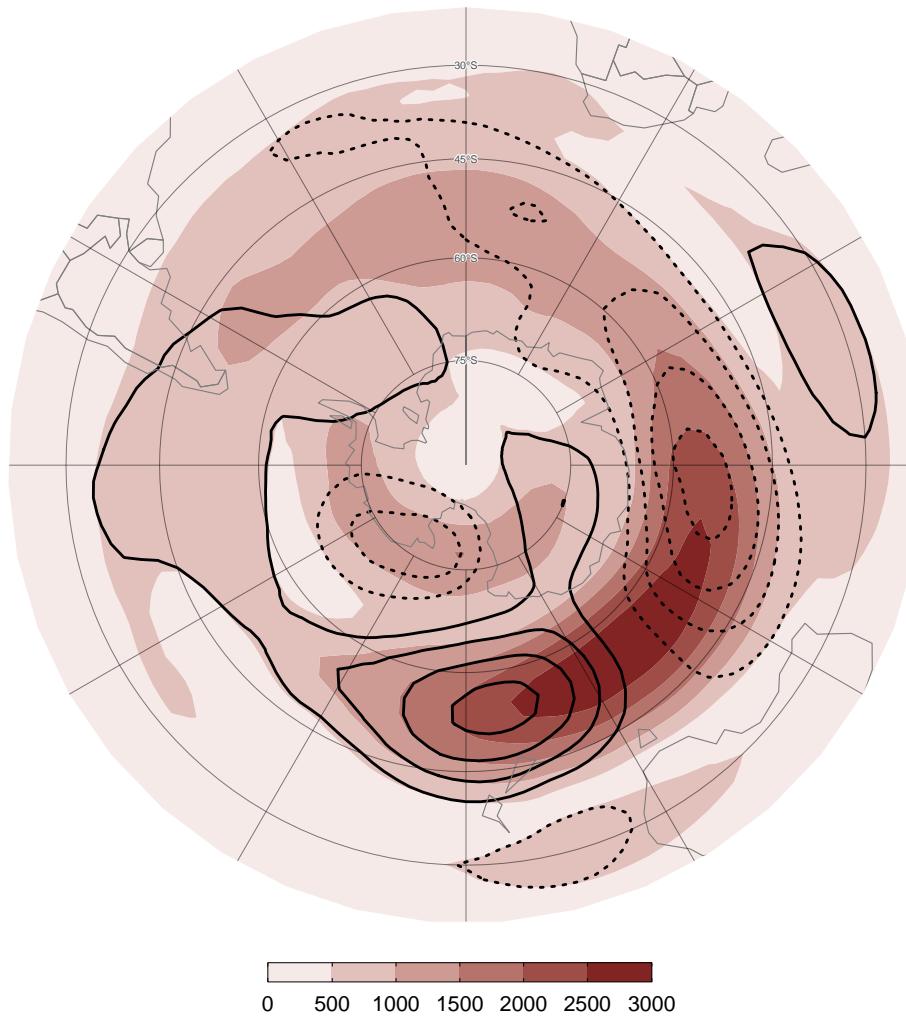


Figura 3.1: Anomalías zonales de altura geopotencial en 500 hPa en septiembre de 1989 (contornos, líneas sólidas indican valores positivos y líneas punteadas indican valores negativos) y envolvente de ondas zonales (sombreado).

`fig:envolvente-ejemplo`

La Figura 3.1 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.

3.2. Resultados

resultados

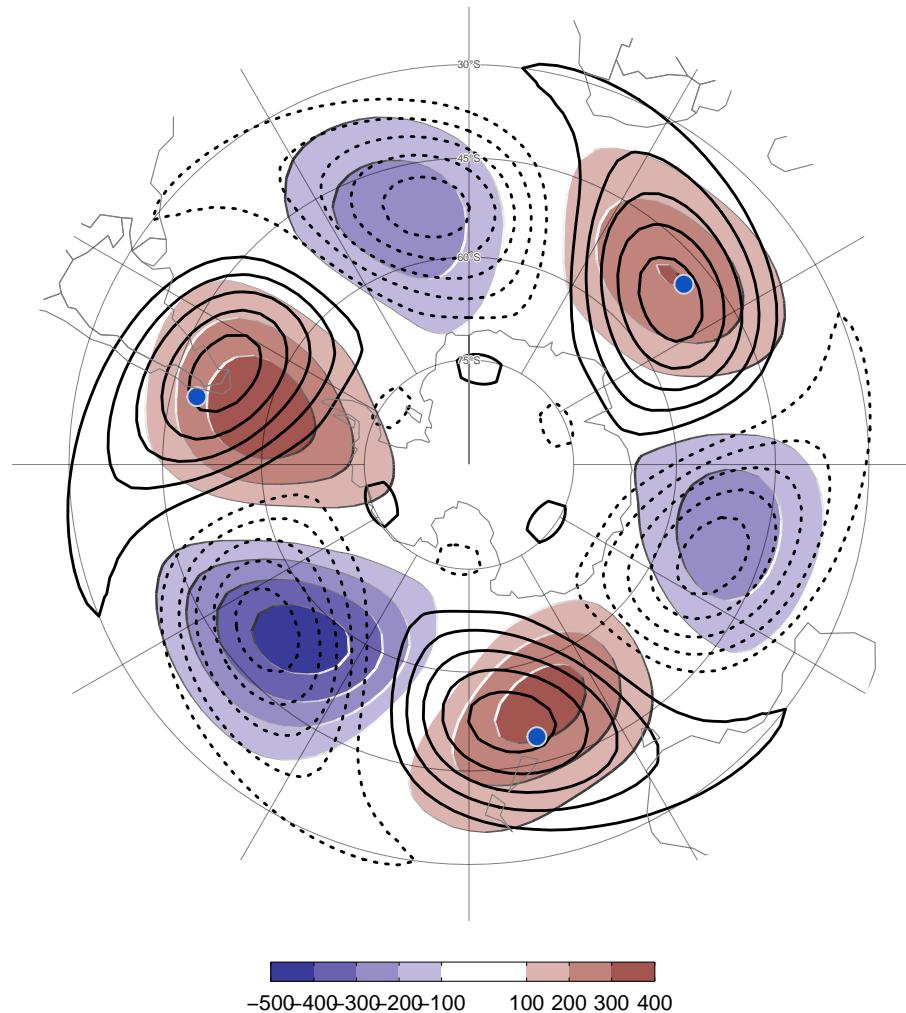


Figura 3.2: Mapa de regresión entre R04 y la anomalía zonal de altura geopotencial en 500 hPa (sombreado) y onda 3 del campo medio de altura geopotencial en 500 hPa (contornos; valores positivos en línea llena y negativos en línea punteada). En azul se indican la ubicación de los puntos usado para calcular R04.

fig:raphael-regr

La Figura 3.2 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 3.2). 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.

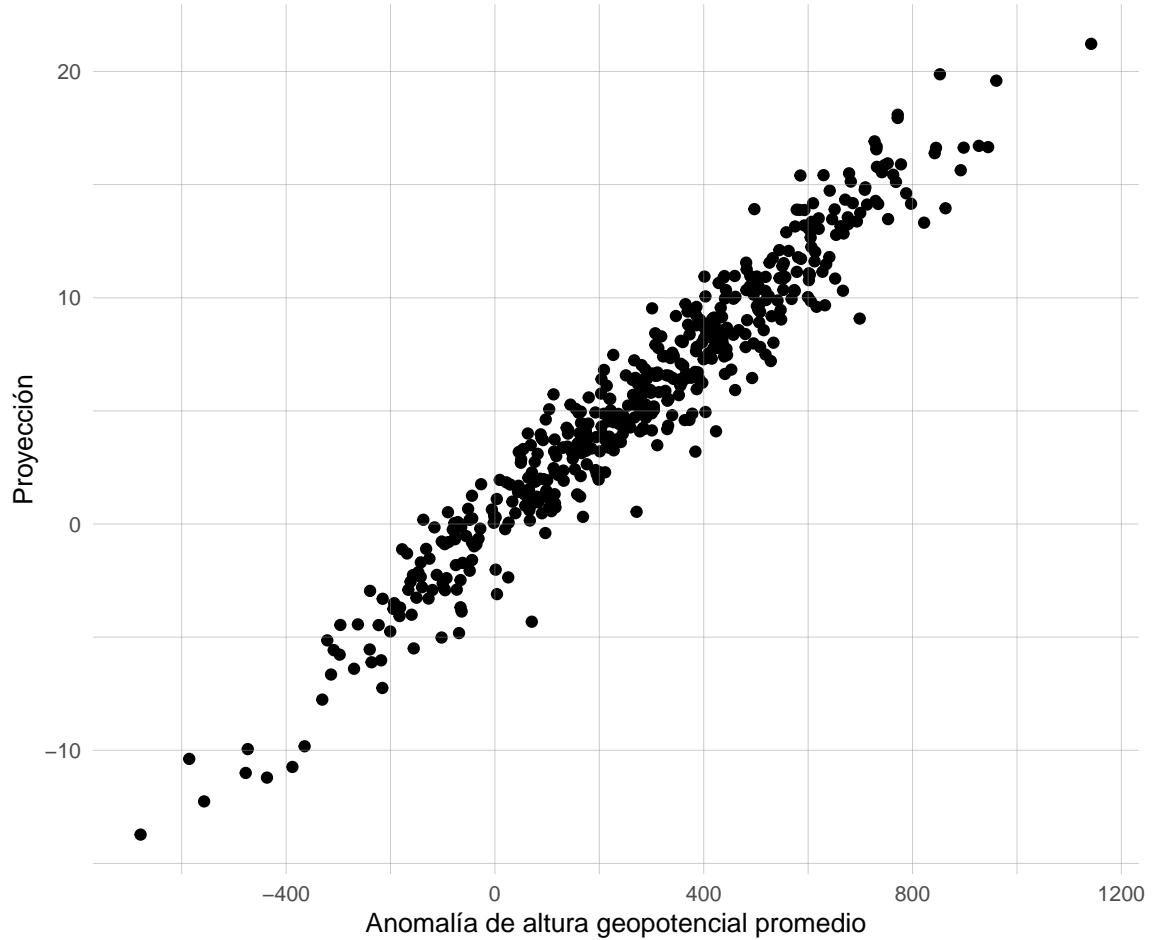


Figura 3.3: Relación entre la anomalía zonal de altura geopotencial en los tres puntos utilizados por R04 y la amplitud de la proyección de la geopotencial en 50°S , 500 hPa con la onda 3 climatológica. fig:pseudoraphael

La Figura 3.3 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

Tabla 3.1: 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

la amplitud de al 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 3.2 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 3.1 muestra la matriz de correlación entre la anomalía zonal de altura geopotencial en las ubicaciones utilizada 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.

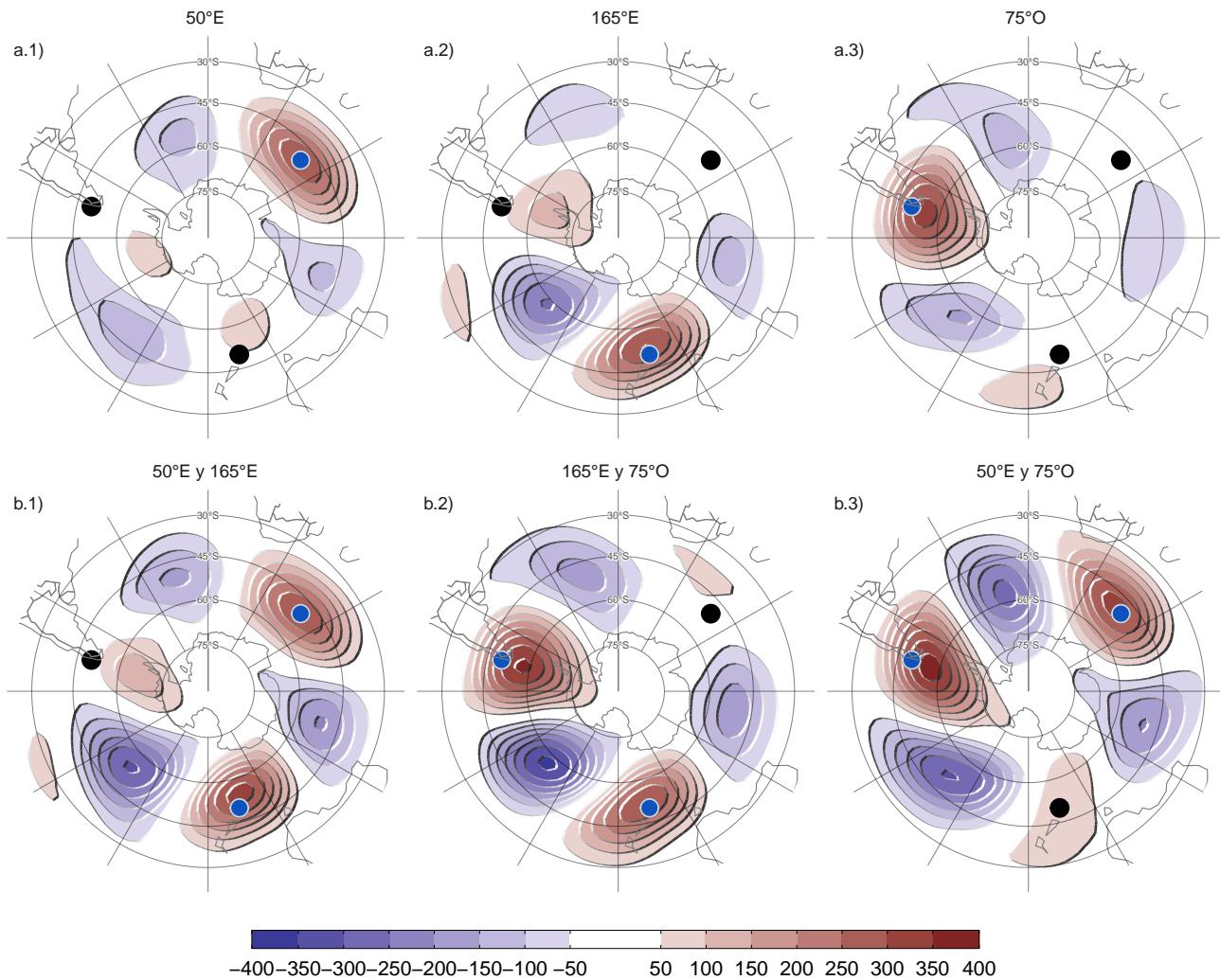
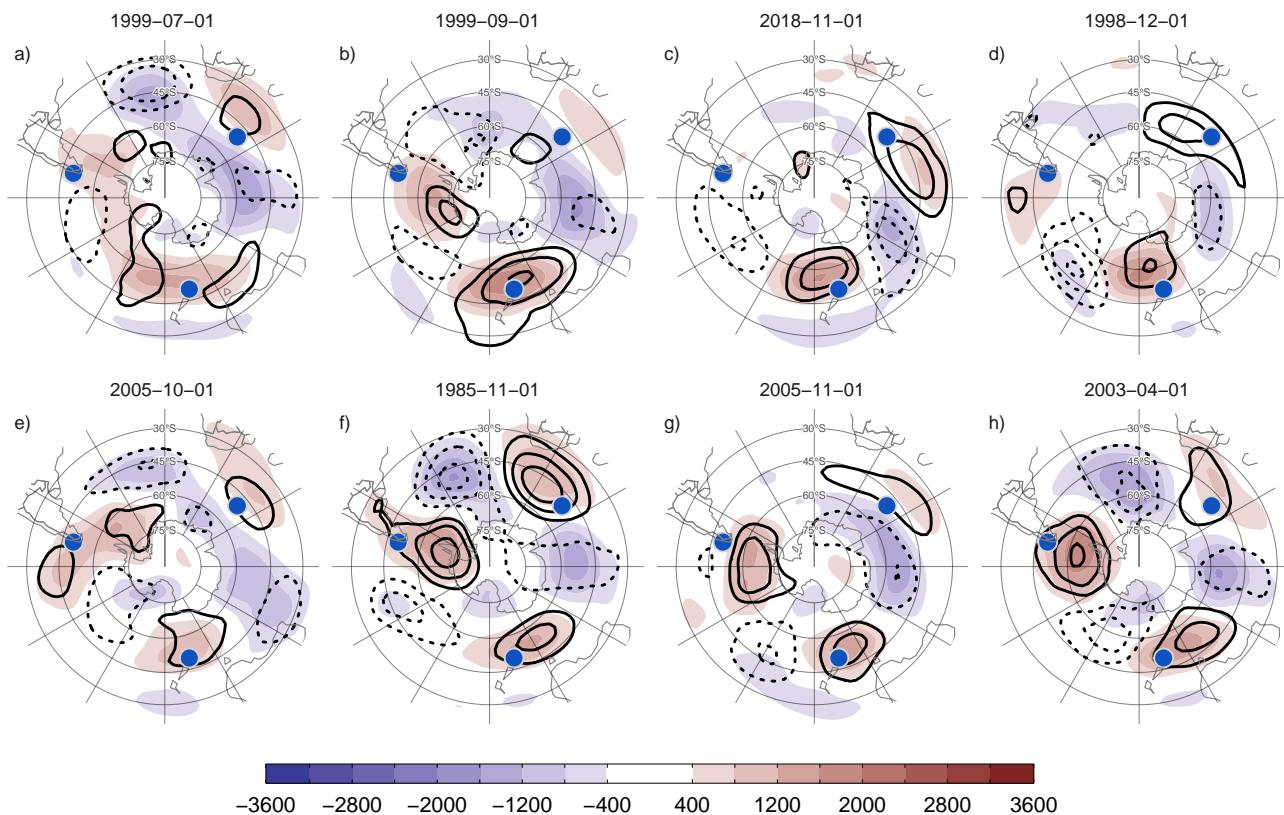


Figura 3.4: Regresión entre la anomalía zonal de altura geopotencial en 500 hPa e índices R04 usando combinaciones de 1 y 2 puntos. En cada panel, los puntos azules son los puntos usados para calcular el índice y los negros, los excluidos.

`fig:cor-puntos`

La Figura 3.4 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

Figura 3.5: 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 3.5a y 3.5b 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 3.6, donde se observa que la localización de la onda 3 varía considerablemente.

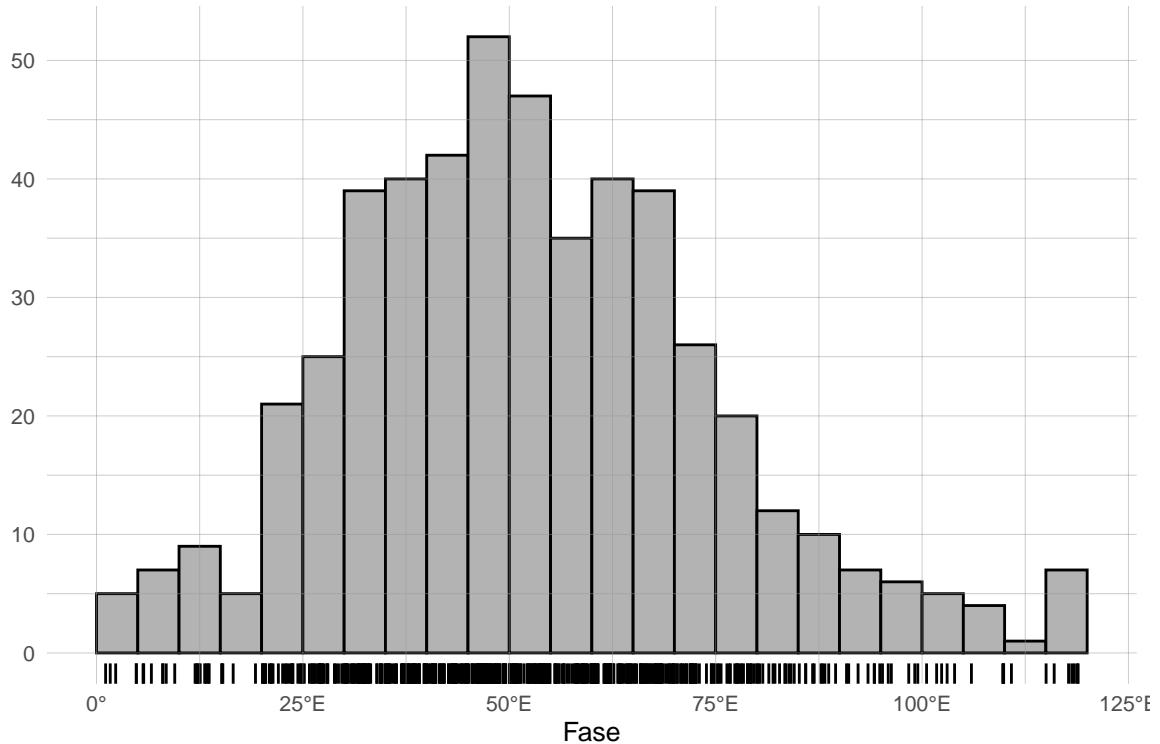


Figura 3.6: Histograma de la fase de la onda 3 de altura geopotencial en 500 hPa.

`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.

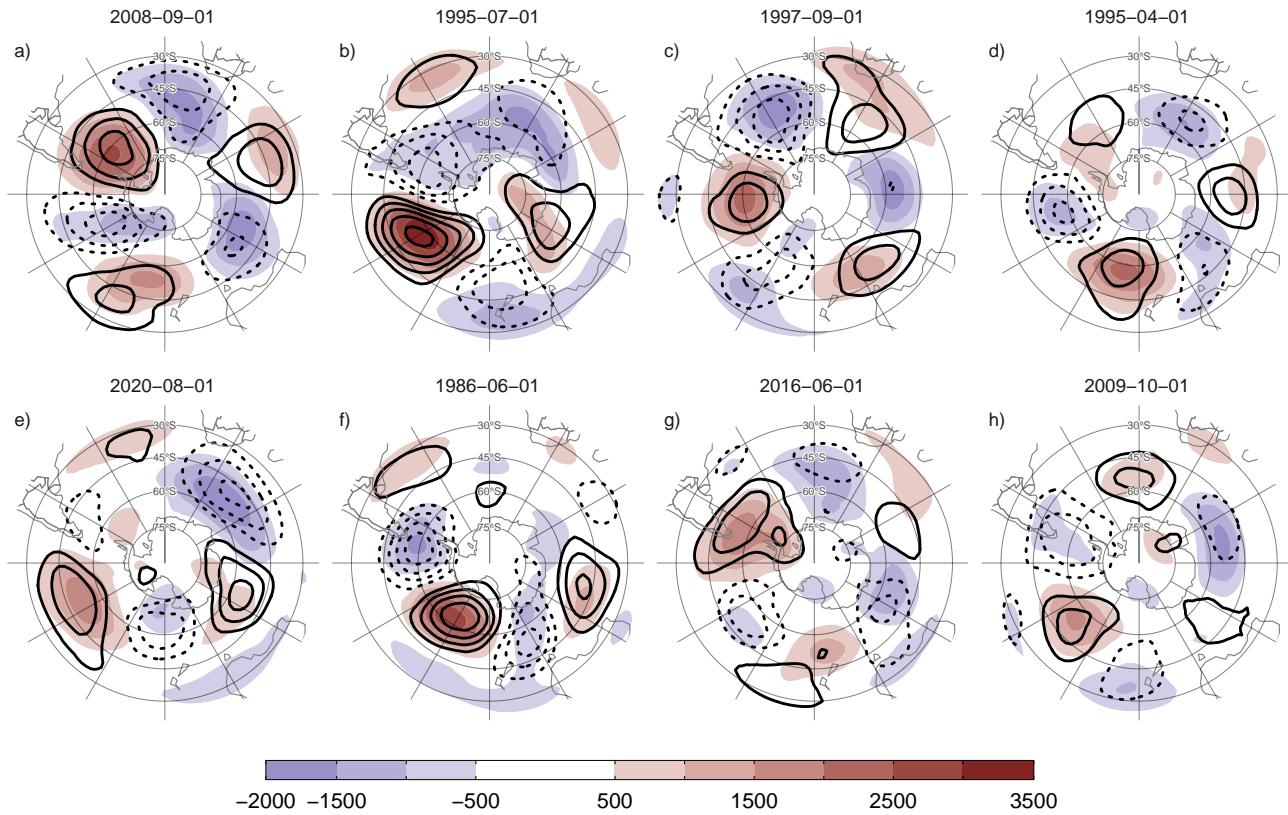


Figura 3.7: Igual que la Figura 3.5, pero para los 8 meses con mayor amplitud de la onda 3 de la anomalía mensual de altura geopotencial en 500 hPa.

`fig:zw3-top8`

La Figura 3.7 es equivalente a la Figura 3.5 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.

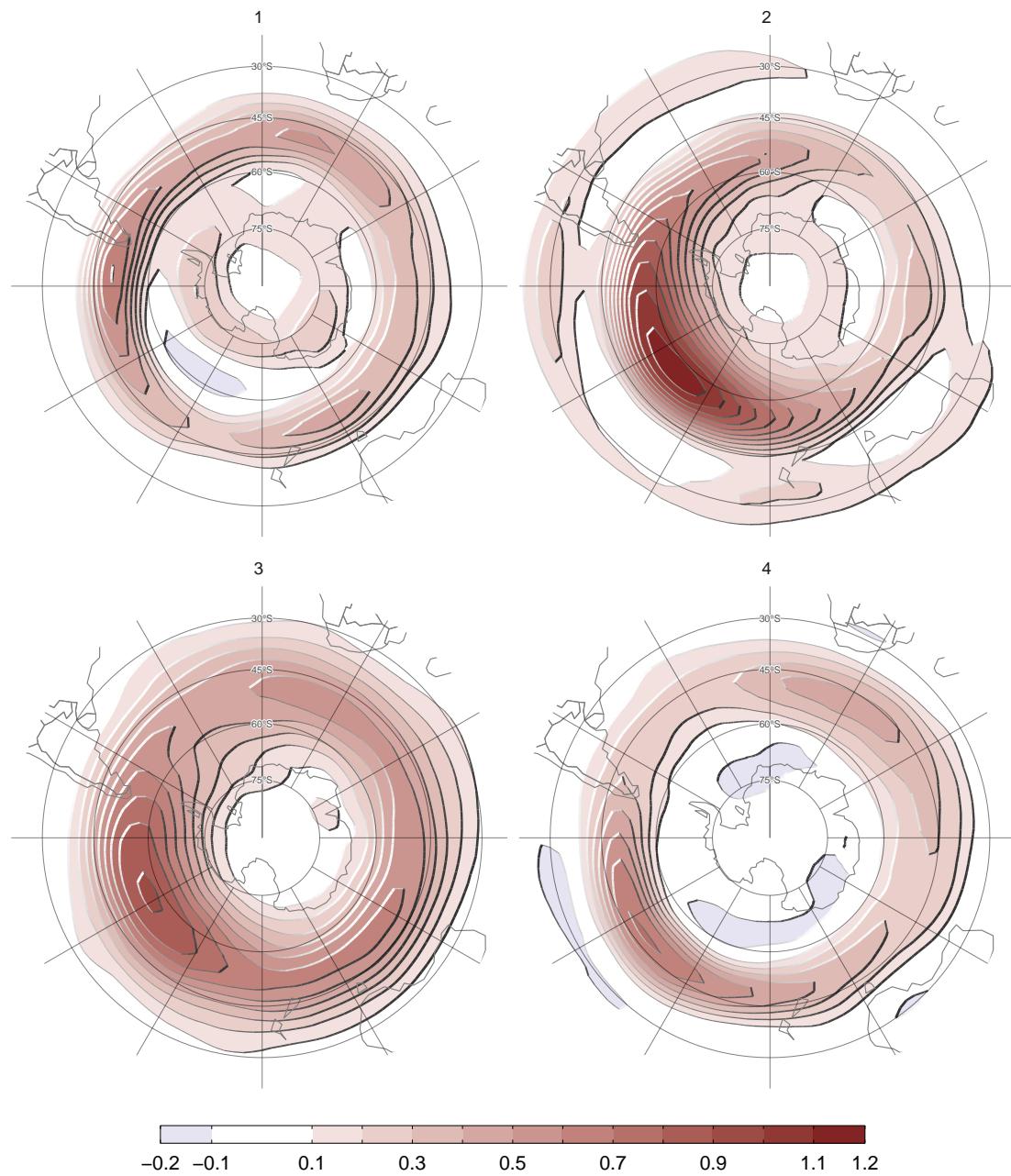


Figura 3.8: Regresión entre la amplitud de las ondas 1 a 4 y la envolvente de todas las ondas zonales de las anomalías de altura geopotencial
`fig.envelope-regr`

Esta diferencia longitudinal en la amplitud de las ondas puede capturarse a partir de la envolvente de las ondas. La Figura 3.8 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 3.7 y sugiere que la onda 3 es más localizada que un modelo sinusoidal puro.

3.3. 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 4

Modos de variabilidad de la circulación zonalmente asimétrica en primavera

ceofs

4.1. 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), 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 et al., 2003). Muchas de las características de los cEOF son similares en los otros trimestres a excepción de diciembre-enero-febrero, 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, n.d.). Dada la importancia de la variabilidad estratosférica en modular la propagación de las ondas, también incluimos el nivel de 50 hPa.

4.2. Métodos

muxe9todos-2

Funciones ortogonales complejas (cEOF)

ceof-metodo

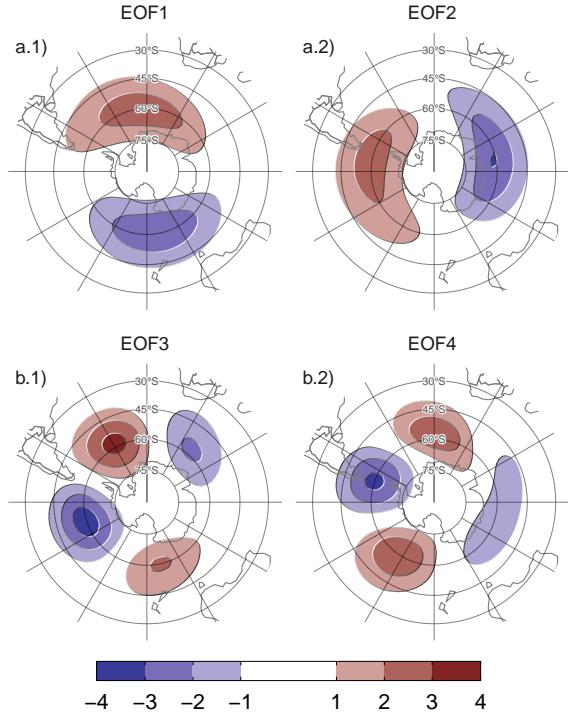


Figura 4.1: Spatial patterns of the four leading EOFs of SON geopotential height zonal anomalies at 50 hPa south of 20° S for the 1979 – 2019 period (arbitrary units).

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 4.1 muestra las cuatro EOFs principales de las anomalías zonales de altura geopotencial 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 $\sqrt{PC1^2 + PC2^2}$ y su fase como $\tan^{-1} \left(\frac{PC2}{PC1} \right)$ (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 por construcción, de forma similar a EOF1 y EOF2 en la Figura 4.1. En este trabajo utilizamos los términos 0° cEOF y 90° cEOF para referirnos a cada componente del cEOF. 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 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 son una onda 1 con los máximos en una localización intermedia, entonces ambas series temporales tienen valores distintos a cero.

El signo de los EOF tradicionales no está determinado, 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.

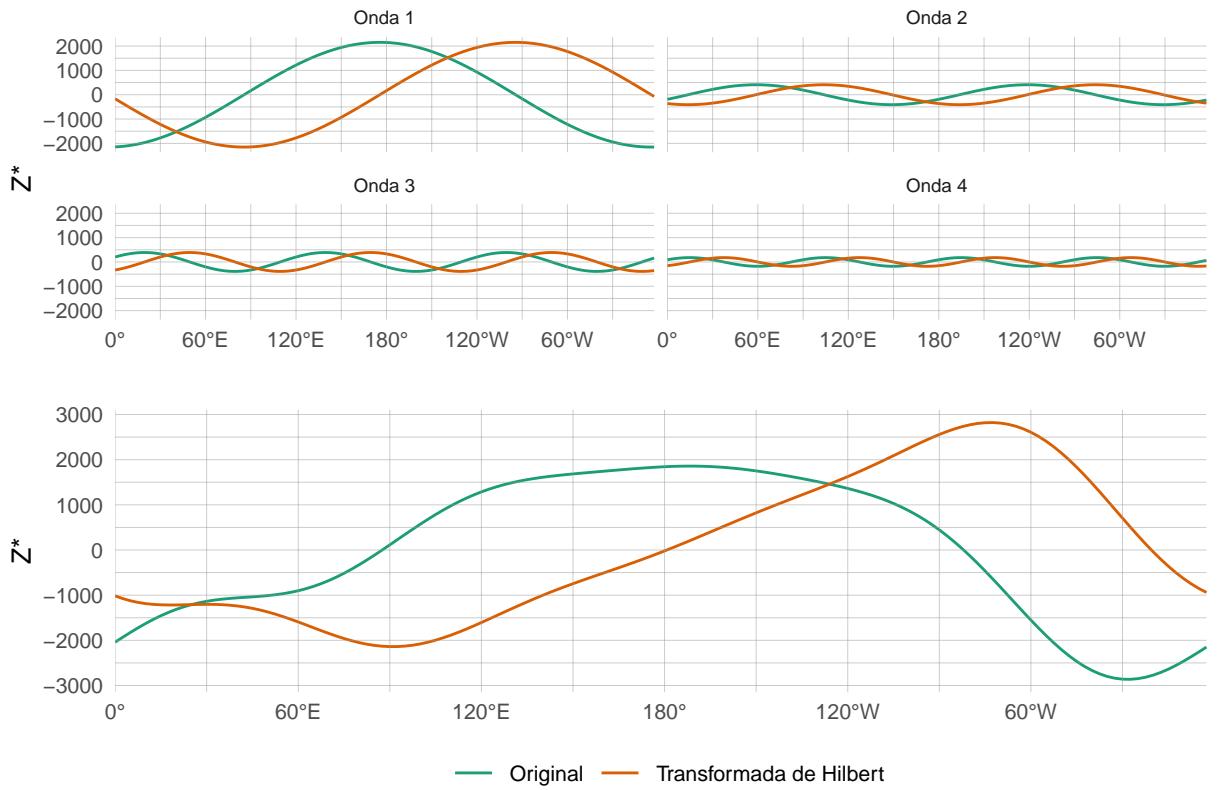


Figura 4.2: Ejemplo de cálculo de la función analítica de la señal de anomalías zonales de altura geopotencial. Los primeros cuatro paneles muestran las cuatro primeras ondas zonales y el último la señal completa. En verde se muestra la señal original y en naranja la transformada de Hilbert.

`fig:hilbert-ejemplo`

La Figura 4.2 ilustra la señal analítica con las anomalías zonales de geopotencial de SON de 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 4.1 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

Tabla 4.1: tab:corr-ceof-splitted 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		
		cEOF1	cEOF2	cEOF3
200 hPa				
cEOF1		0.29	0.01	0.03
cEOF2		0.00	0.59	0.02
cEOF3		0.00	0.00	0.01

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. 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 estándard. 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.

Como mencionamos anteriormente, el argumento de los cEOF no está determinado y se le puede sumar una constante real arbitraria. Para facilitar la interpretación, definimos el argumento de cada cEOF de modo que o bien el cEOF de 0° o bien el cEOF de 90° esté alineado con variables significativas 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 Impactos en superficie 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 1979–2019, extendimos las series temporales complejas hasta el período 1950–1978 proyectando las anomalías zonales mensuales de altura geopotencial normalizadas por nivel al sur de 20°S sobre los patrones espaciales correspondientes.

4.3. Resultados

resultados-1

Caracterización espacio-temporal de los modos

caracterizaciuxf3n-espacio-temporal-de-los-modos

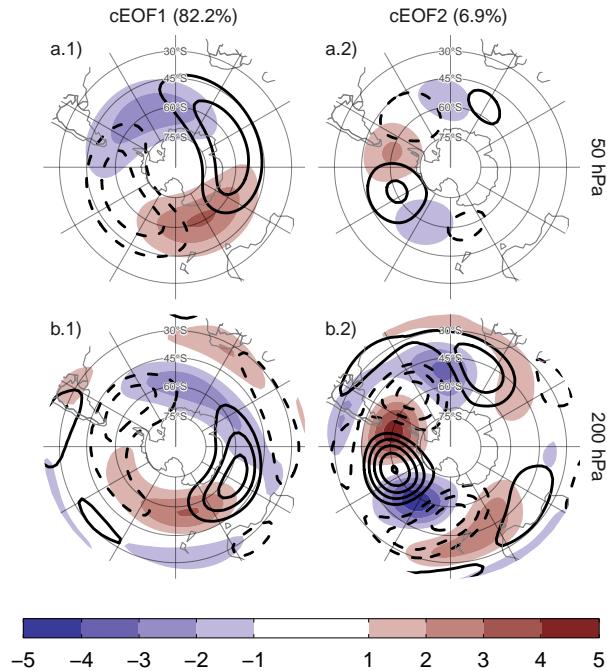


Figura 4.3: Patrones espaciales de los dos primeros cEOF de las anomalías zonales de altura geopotencial de SON en 50 y 200 hPa para el período 1979–2019. El sombreado corresponde a la fase 0° y los contornos, a la fase 90°. La proporción de varianza explicada por cada modo con respecto a la media zonal está indicada entre paréntesis. Las unidades son arbitrarias.

fig:ceofs-1

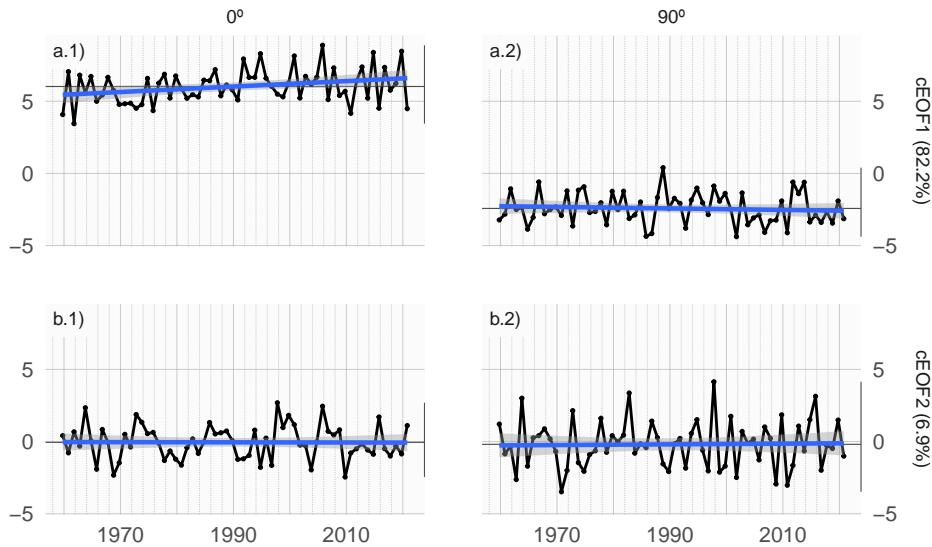


Figura 4.4: Series temporales de los dos primeros cEOF de las anomalías zonales de altura geopotencial de SON en 50 y 200 hPa para el período 1979–2019. El cEOF1 (fila a) y cEOF2 (fila b) separados en la fase 0° (columna 1) y la fase 90° (columna 2). Las líneas oscuras muestran la tendencia lineal de todo el período. 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 4.3 y 4.4 muestran las partes espacial y temporal de los dos primeros modos cEOF 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. 4.3), 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. 4.3 columna 1) es un patrón de onda 1 con amplitud máxima en latitudes altas. En 50 hPa el cEOF1 0° 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. 4.1 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. 4.4). 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 ($r^2 = 0\%$).

Es evidente una tendencia positiva significativa en la fase 0° de cEOF1 (Fig. 4.4a.1, valor $p = 0.023$), mientras que no hay tendencia significativa en ninguna de las fases de cEOF2. La tendencia positiva del cEOF1 de 0° 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.

Mapas de regresión 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.

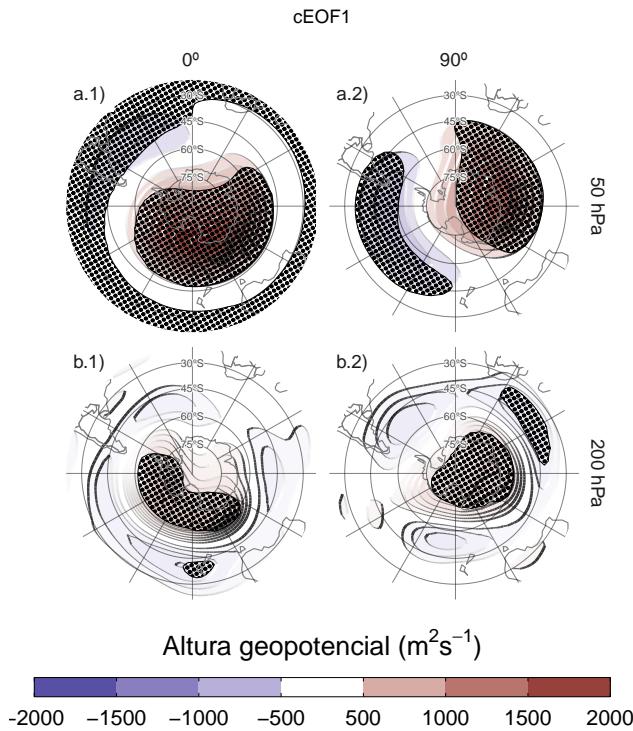


Figura 4.5: Regresión de anomalías de temperatura geopotencial en SON ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) con la fase 0° (columna 1) y 90° (columna 2) del cEOF1 en 50 hPa (fila a) y 200 hPa (fila b) para el período 1979 – 2019. Estos coeficientes fueron obtenidos a partir de una regresión múltiple incluyendo 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 4.5 muestra los mapas de regresión de anomalías de altura geopotencial en SON con respecto al cEOF1. En 50 hPa (Fig. 4.5 fila a), la fase 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 90° está corrido hacia Antártida Oriental y tiene un patrón de onda 1 más evidente.

En 200 hPa (Fig. 4.5 fila b) la fase 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 and 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.

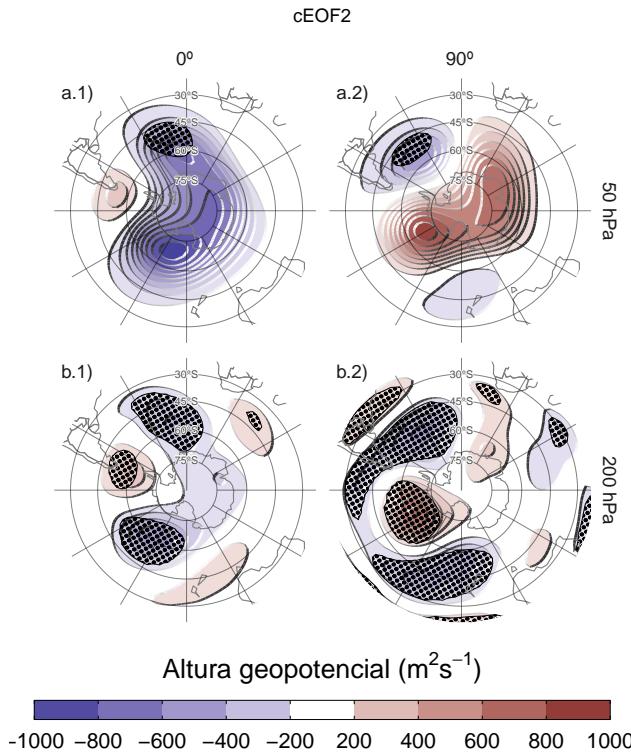


Figura 4.6: Igual que la Figura 4.5 pero para el cEOF2.
`fig: eof2-regr-gh`

La Figura 4.6 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 4.3 columna 2. Las anomalías de regresión asociadas con la fase 0° del cEOF2 están desfasadas 1/4 de longitud de onda con respecto a las asociadas con la fase 90°. Todos los campos tienen una onda zonal dominante 3 limitada al hemisferio occidental, sobre los océanos Pacífico y Atlántico.

En 50 hPa (Fig. 4.6 fila a) también se ve un monopolio sobre el polo con signo negativo asociado a la fase 0° y signo positivo asociado a la fase 90°. Este monopolio podría indicar fortalecimiento del vórtice polar asociado a valores positivos del 0° cEOF2 y debilitamiento asociado a valores negativos del 0° 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. 4.6 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 and Paegle, 2001). Comparando la localización de la anomalía positiva cerca de 90°O en la columna 2 de la Figura 4.6 con las Figuras 1.a y b de Mo and Paegle (2001), el mapa de regresión de la fase 0° podría identificarse con el PSA2, mientras que la fase 90° se asemeja al PSA1. Estudiaremos la relación entre el cEOF2 y el PSA con más detalle en la Sección 6.2.

TODO: Mencionar simil SAM también

Temperatura y Ozono

`temperatura-y-ozono`

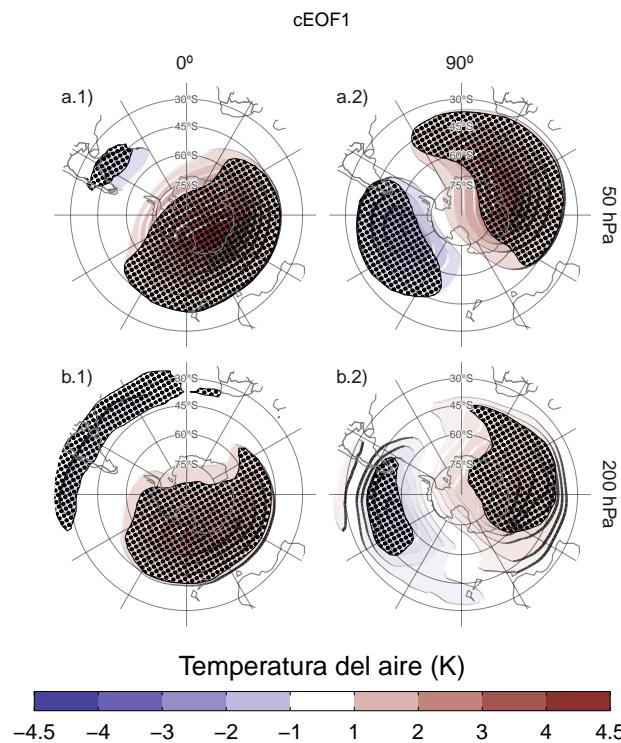


Figura 4.7: Igual que la Figura 4.5 pero para la temperatura del aire (K).

`fig:eof1-regr-t`

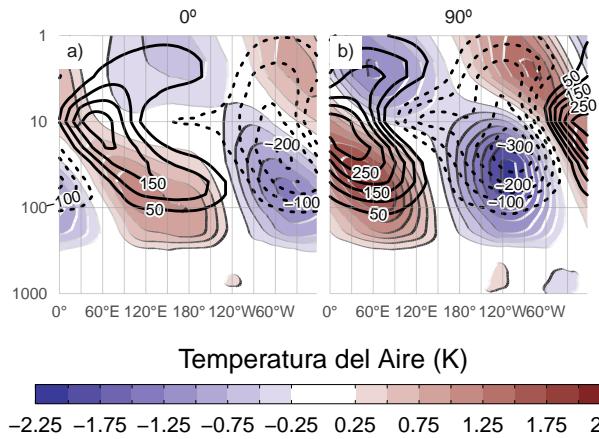


Figura 4.8: Regresión de anomalías zonales de temperatura (sombreado, Kelvin) y razón de mezcla de ozono (contornos, valores negativos en línea punteada, etiquetas en partes por mil millón en masa) promediados entre 75°S y 45°S en SON con la fase de 0° (a) y de 90° (b) del cEOF1 para el período 1979 – 2019.

fig:t-vertical

También se evaluó la señal de la variabilidad de los cEOF en la temperatura del aire. La Figura 4.7 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. 4.5). 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. 4.7 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 4.8 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. 4.8). 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 and 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 and Garcia, 1979; Wirth, 1993; Smith, 1995).

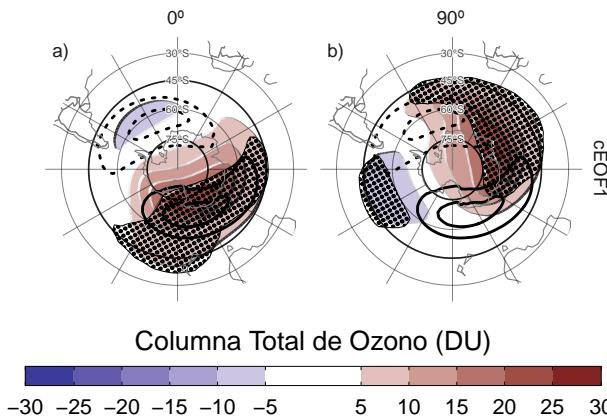


Figura 4.9: Regresión de las anomalías de Columna Total de Ozono (CTO, sombreado, unidades Dobson) con la fase 0° (a) y 90° (b) del cEOF1 para el período 1979 – 2019. En contornos, la anomalía zonal media de CTO (contornos negativos en líneas punteadas, unidades Dobson). Áreas con puntos marcan regiones 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. 4.9) muestran patrones de onda zonal 1 asociados a ambas fases del cEOF1. La posición climatológica 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 0° del cEOF1 (Fig. 4.9a) coincide con la posición climatológica de esta onda 1 del agujero de ozono, mientras que el campo para la fase 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 HS.

Fuentes de variabilidad tropicales

fuentes-ceof

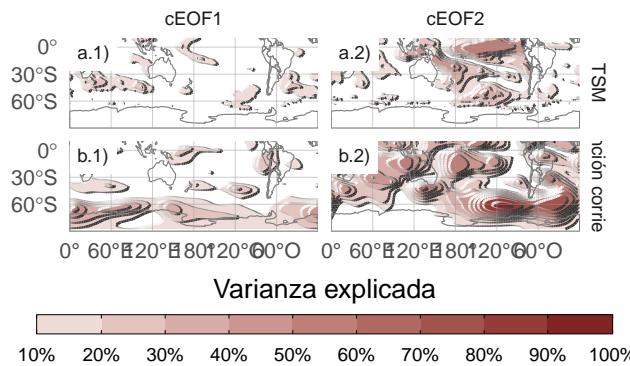


Figura 4.10: Varianza de las anomalías de TSM (fila a) y de las anomalías zonales de función corriente (fila b) explicada por el cEOF1 (columna 1) el cEOF2 (columna 2).

`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 4.10 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. 4.10 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 al este de la Península Antártica, llegando a más del 80 % sobre el mar de Amundsen.

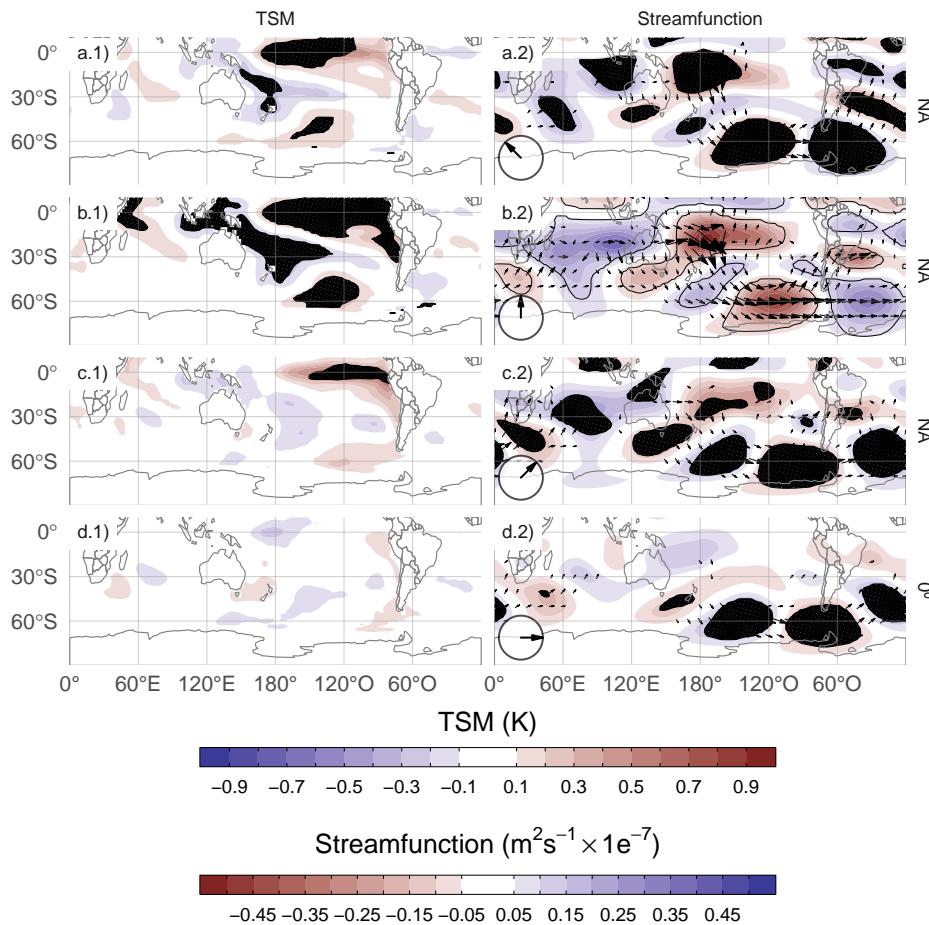


Figura 4.11: Regresión de (columna 1) TSM (K) y (columna 2) anomalías zonales de función corriente ($m^2/s \times 10^{-7}$) y sus vectores de acción de onda con diferentes fases del cEOF2 (indicado con la flecha) en el período 1979 – 2019. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0.01 ajustado por FDR.

`fig:sst-psi-2`

La Figura 4.11 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. 4.11.b1). Este patrón es muy similar al patrón del ENSO positivo canónico (Bamston et al., 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 = 0.037), indicando que el DMI explica poca varianza de la fase de 90° del cEOF2 por sí mismo. Esto puede observarse en la Figura 4.12, 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.

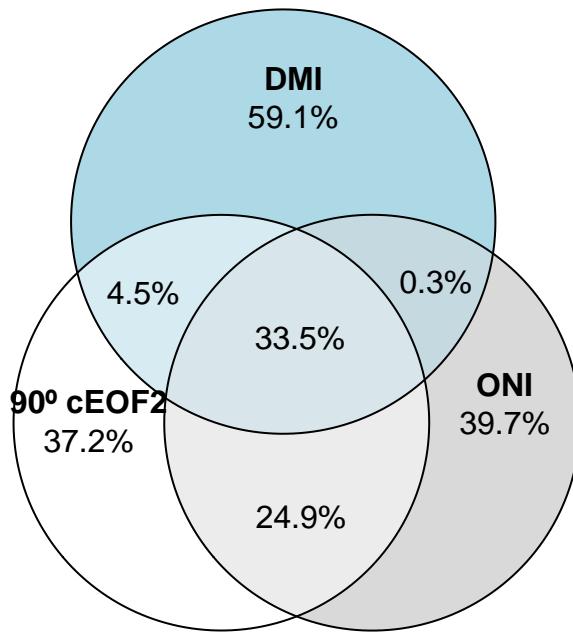


Figura 4.12: Diagrama de Euler mostrando la proporción de la varianza de cada serie (DMI, ONI y la fase de 90° del cEOF2) explicada por las demás (p.e. la región común entre DMI y ONI es la varianza del DMI explicada por el ONI y viceversa).

`fig:euler`

La fase de 90° del cEOF2 está asociado a fuertes anomalías de la función corriente que emanan de los trópicos (Fig. 4.11.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 and 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 4.11 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 el 0° cEOF2 y ENSO es significativa (0 (CI: -0.3 – 0.31)). Las filas a y c de la Fig.4.11 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.4.11a.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.4.11c.1) (Kao and 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° .

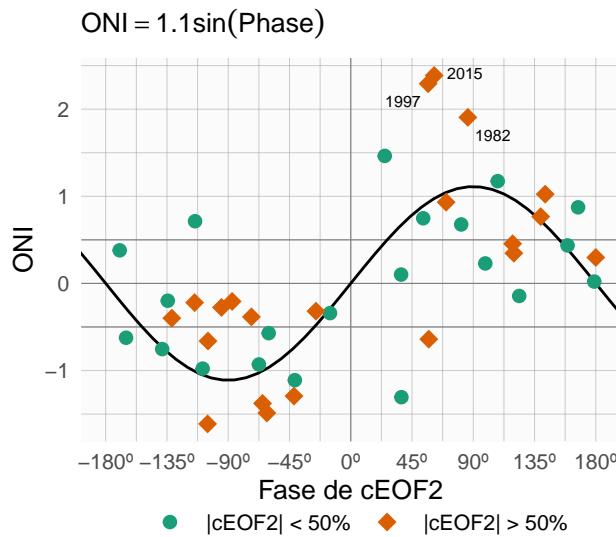


Figura 4.13: Valores del ONI en SON y la fase del cEOF2 en el período 1979 – 2019. Los años en los cuales la magnitud del cEOF2 es mayor o menor que la mediana se muestran como diamantes naranja o círculos verdes respectivamente. La línea negra representa el ajuste $\text{ONI} \sim \text{sen}(\text{fase})$ 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 4.13 muestra la relación entre el ONI y la fase del cEOF2 para cada SON entre 1979 y 2019, 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 4.13 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 casi sinusoidal entre estas dos variables.

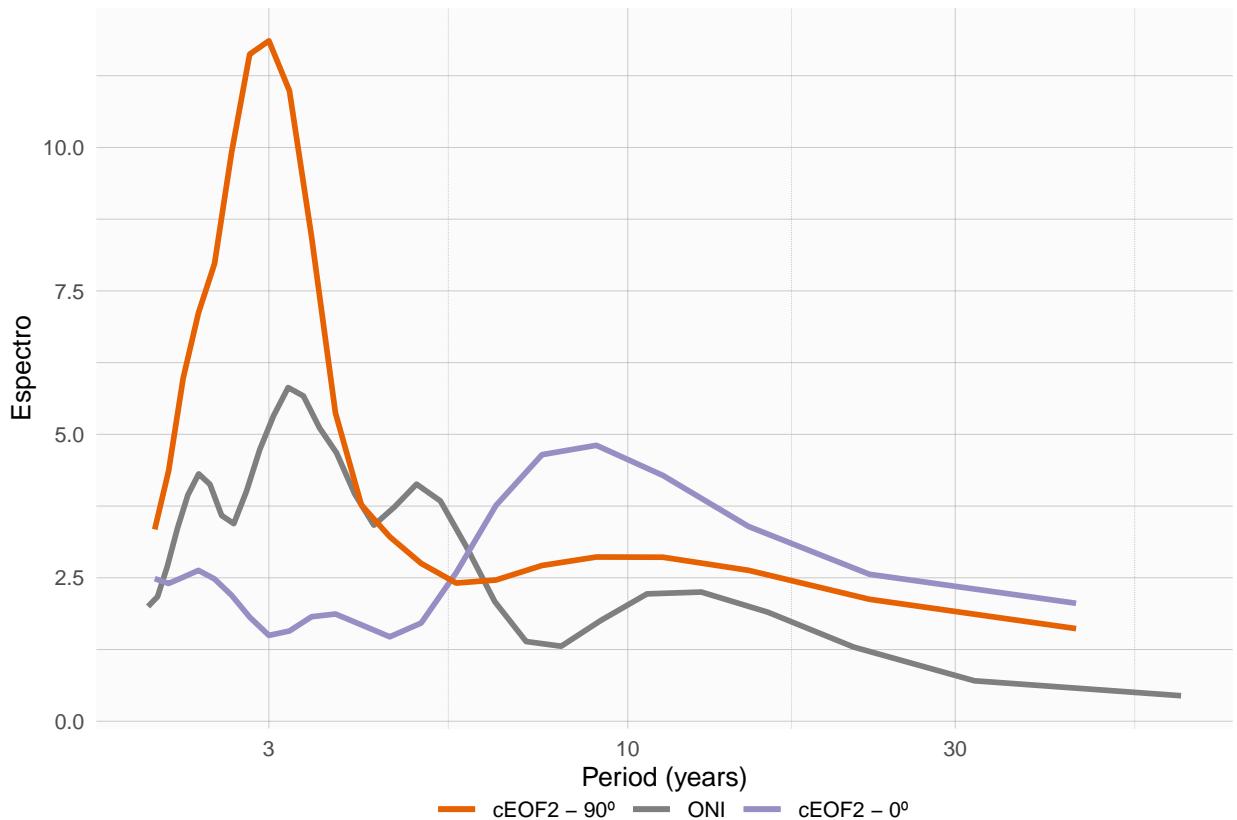


Figura 4.14: Espectro de Fourier para cada fase del cEOF2 y del ONI. fig:fft_ceof-era5

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 al rededor de ~ 3 años (Figura 4.14). 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 (2015, 1997, 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°.

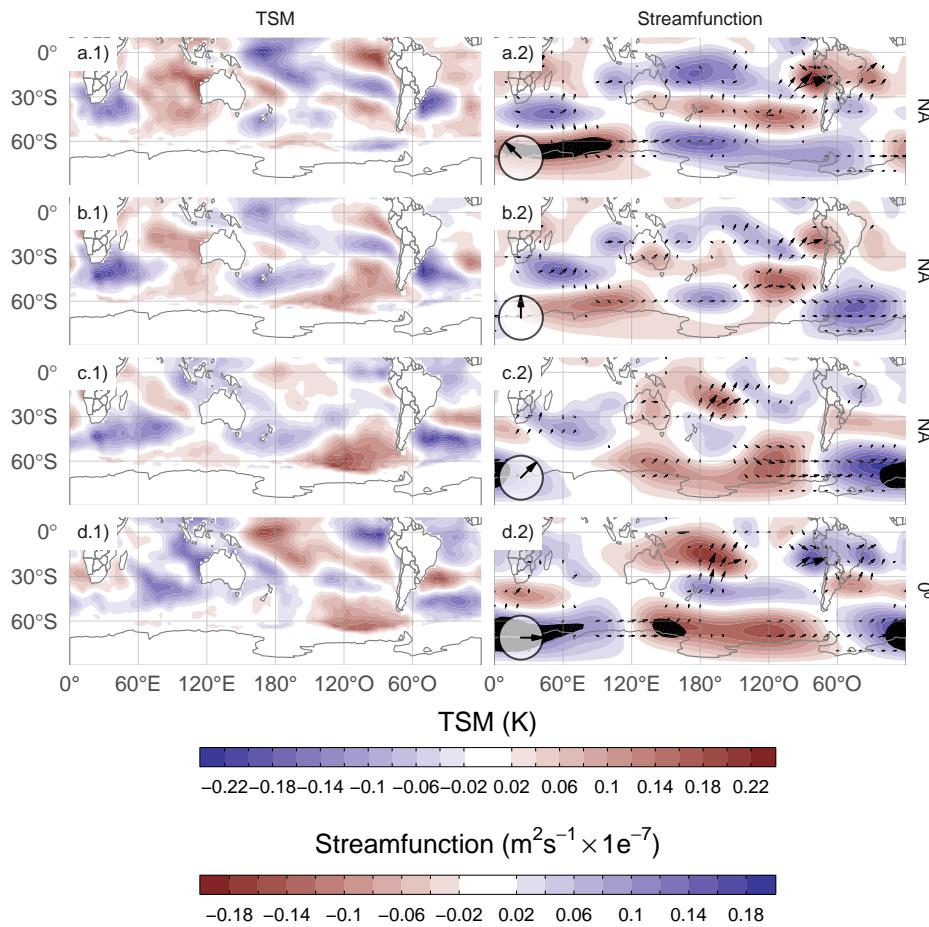


Figura 4.15: Igual que la Figura 4.11 pero para el cEOF1 [fig:sst-psi-1](#)

La Figura 4.15 muestra las mismas regresiones que la Figura 4.11 pero para el cEOF1. Como anticipó la Figura 4.10, 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 extratrópicos cerca de 60°S , excepto por un flujo hacia el ecuador desde la costa de la Antártida alrededor de 150°E en la fase de 0° . Esto sugiere que la variabilidad de cEOF1 está impulsada principalmente por la variabilidad interna de los extratrópicos.

Impactos en superficie

[impactos-en-superficie](#)

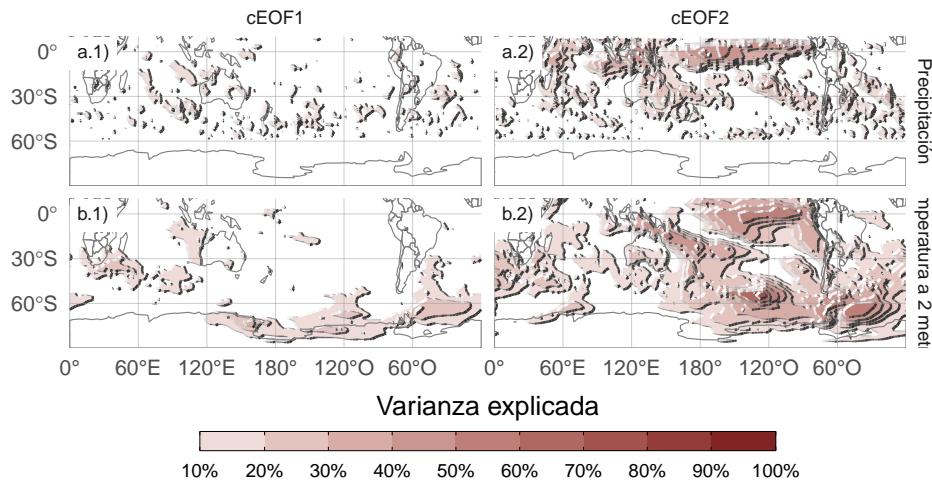


Figura 4.16: Igual que la Figura 4.10 pero para Temperatura a 2 metros y precipitación.

[fig:pp-t2m-r2](#)

La Figura 4.16 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.4.16a.1).

Por otro lado, la varianza explicada cEOF2 es superior al 50 % en algunas regiones para ambas variables (Fig. 4.16 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 4.17 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.

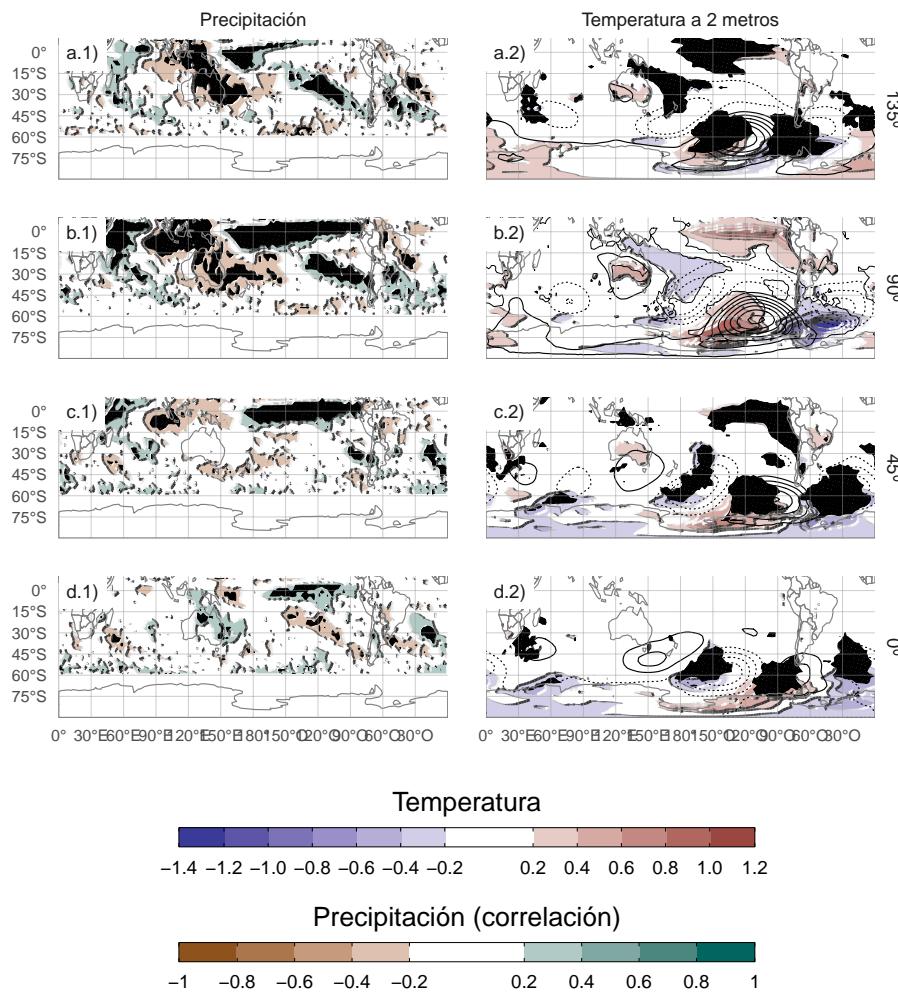


Figura 4.17: Regresión de la temperatura de 2 metros (K, sombreado) y la altura geopotencial de 850 hPa (m, contornos) (columna 1), y la precipitación (correlación, columna 2) sobre diferentes fases de cEOF2. Para el trimestre SON del periodo 1979 – 2019. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor 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. 4.17.b1) muestran valores positivos en el Pacífico tropical, coherentes con las anomalías de TSM asociadas a esta misma fase (Fig. 4.11.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.4.17b.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.4.17d.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.4.17b.2). Este campo es consistente con el mapa de regresión de la TSM (Fig.4.17b.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 correlacionado 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 (e.g. Cai et al., 2020).

Los coeficientes de correlación entre las anomalías de precipitación y la fase de 0° del cEOF2 (Fig. 4.17d.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.

4.4. 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 5

Estructura simétrica y asimétrica del Modo Anular del Sur

asymsam

5.1. 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. Por otro lado, en el capítulo anterior se observó que algunas fases de los cEOFs están asociadas con patrones tipo SAM en algunos niveles.

El objetivo de este capítulo es, por tanto, describir los componentes zonalmente asimétricos y simétricos de la variabilidad del SAM. 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.

5.2. Métodos

muxe9todos-3

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 5.1 con datos sintéticos.

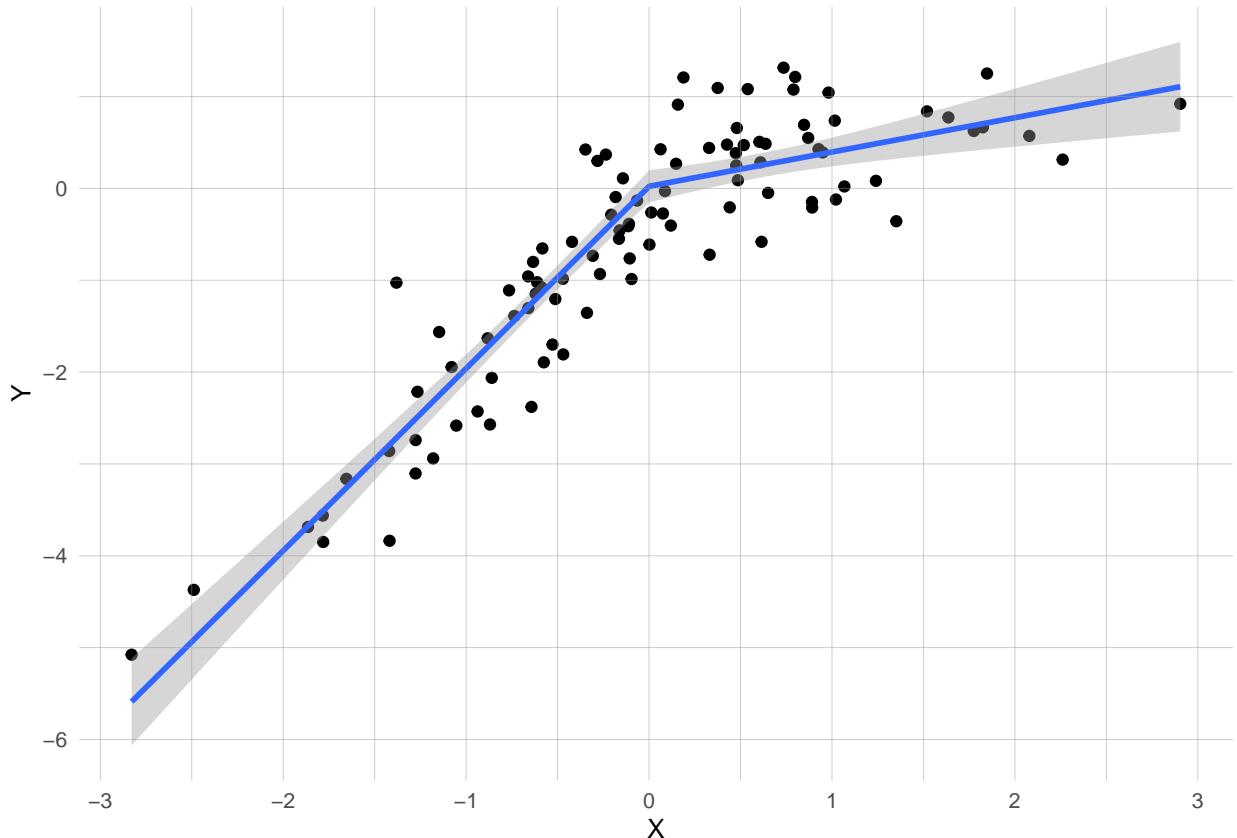


Figura 5.1: Ejemplo de regresión segmentada. La relación entre X e Y es lineal pero con distinta pendiente para valores de X positivos y negativos.

`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 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.

Definición de los índices

[definition-of-indices](#)

El SAM suele definirse como el primer EOF principal de las anomalías de la presión al nivel del mar o de la altura geopotencial en niveles bajos (Ho et al., 2012). Siguiendo a Baldwin (2001), ampliamos esa definición verticalmente y utilizamos el término SAM para referirnos al EOF principal 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 5.2 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.

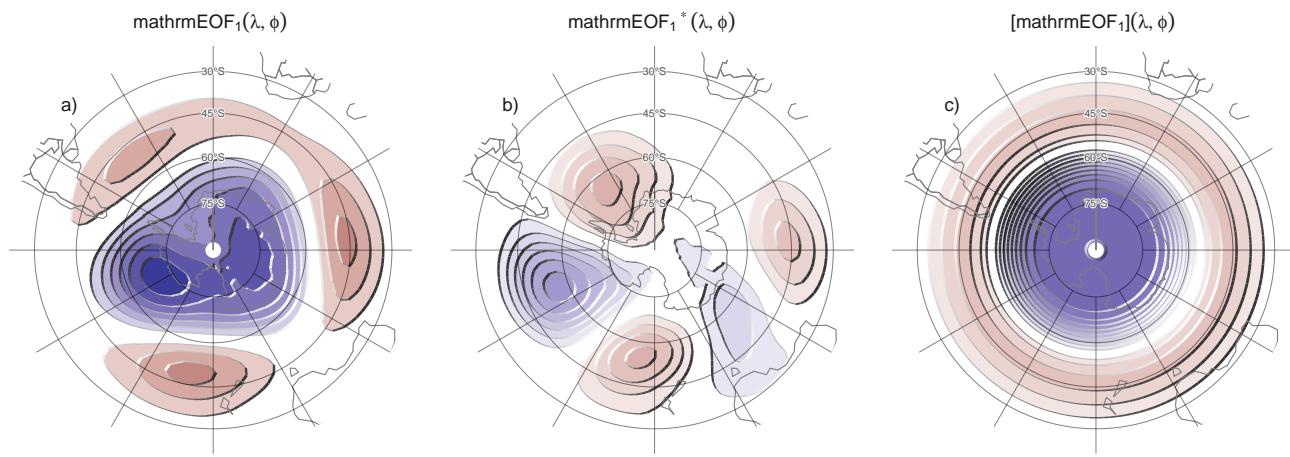


Figura 5.2: Patrones espaciales del primer EOF de la altura geopotencial en 700 hPa para el período 1979 – 2019. (a) Campo completo, (b) componente zonalmente asimétrica y (c) componente zonalmente simétrica. Unidades arbitrarias con valores negativos en azul y negativos en `method`

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 similar 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 et al. (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.

Para probar esta suposición, calculamos la regresión segmentada de las anomalías zonales de altura geopotencial con el índice SAM para cada signo del SAM. Las Figuras 5.3 y 5.4 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.

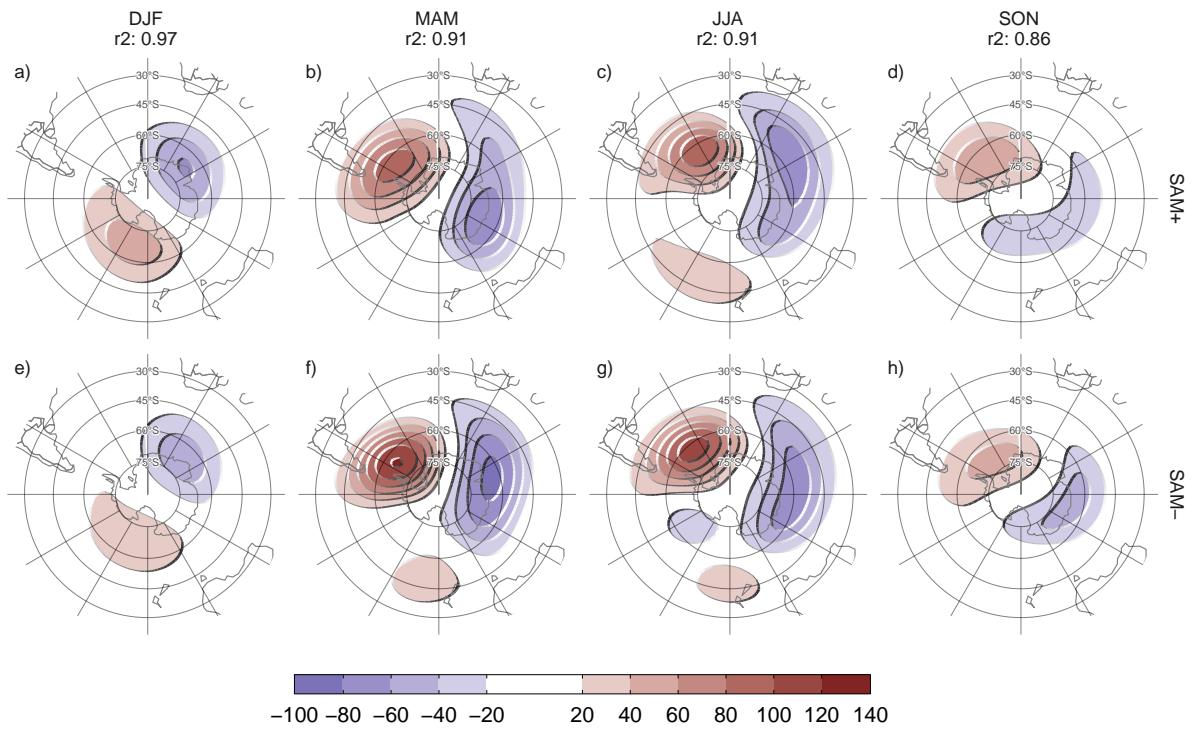


Figura 5.3: Regresión segmentada de la anomalía zonal de altura geopotencial en 50 hPa con el índice SAM para cada signo para el período 1979 – 2019. La correlación espacial al cuadrado entre cada campo en cada estación se detalla debajo de la estación. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor 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](#)

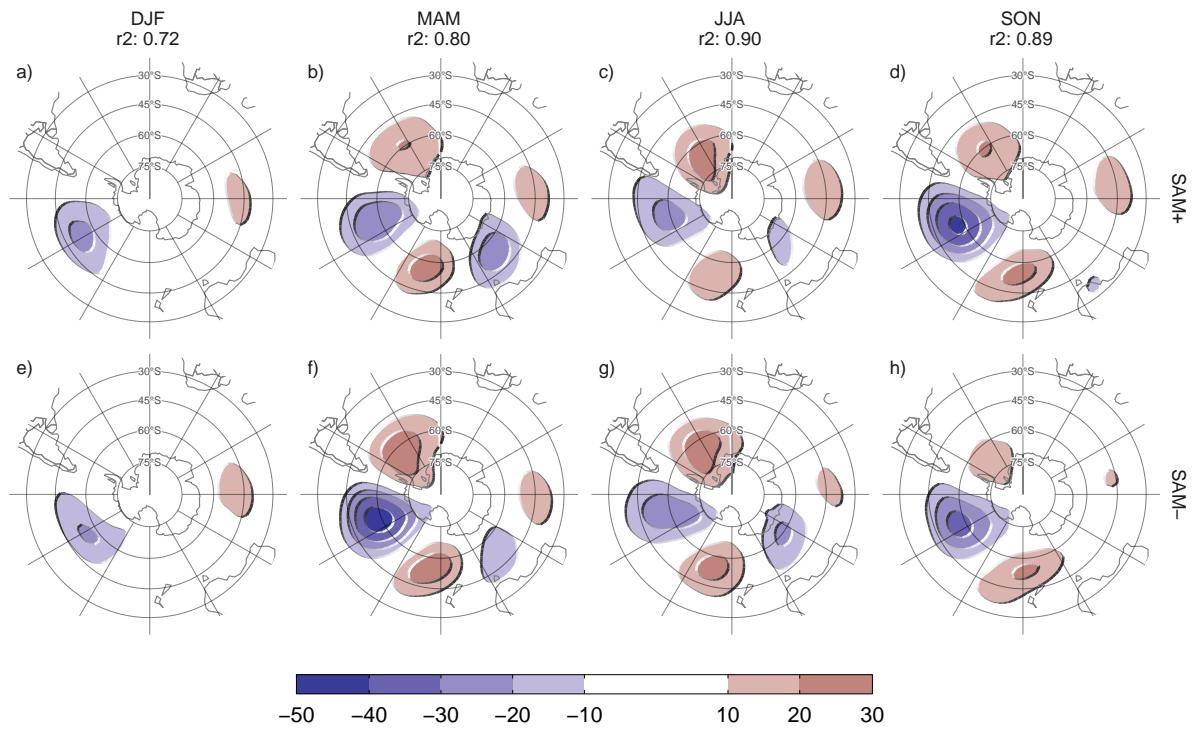


Figura 5.4: Igual que la Figura 5.3 pero para 700 hPa. [Fig.5.3](#)

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 5.5 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. 5.5 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. 5.5 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 el más distinto, siendo similar a SON pero menos intenso. Esto es consistente con los resultados de Fogt and

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.

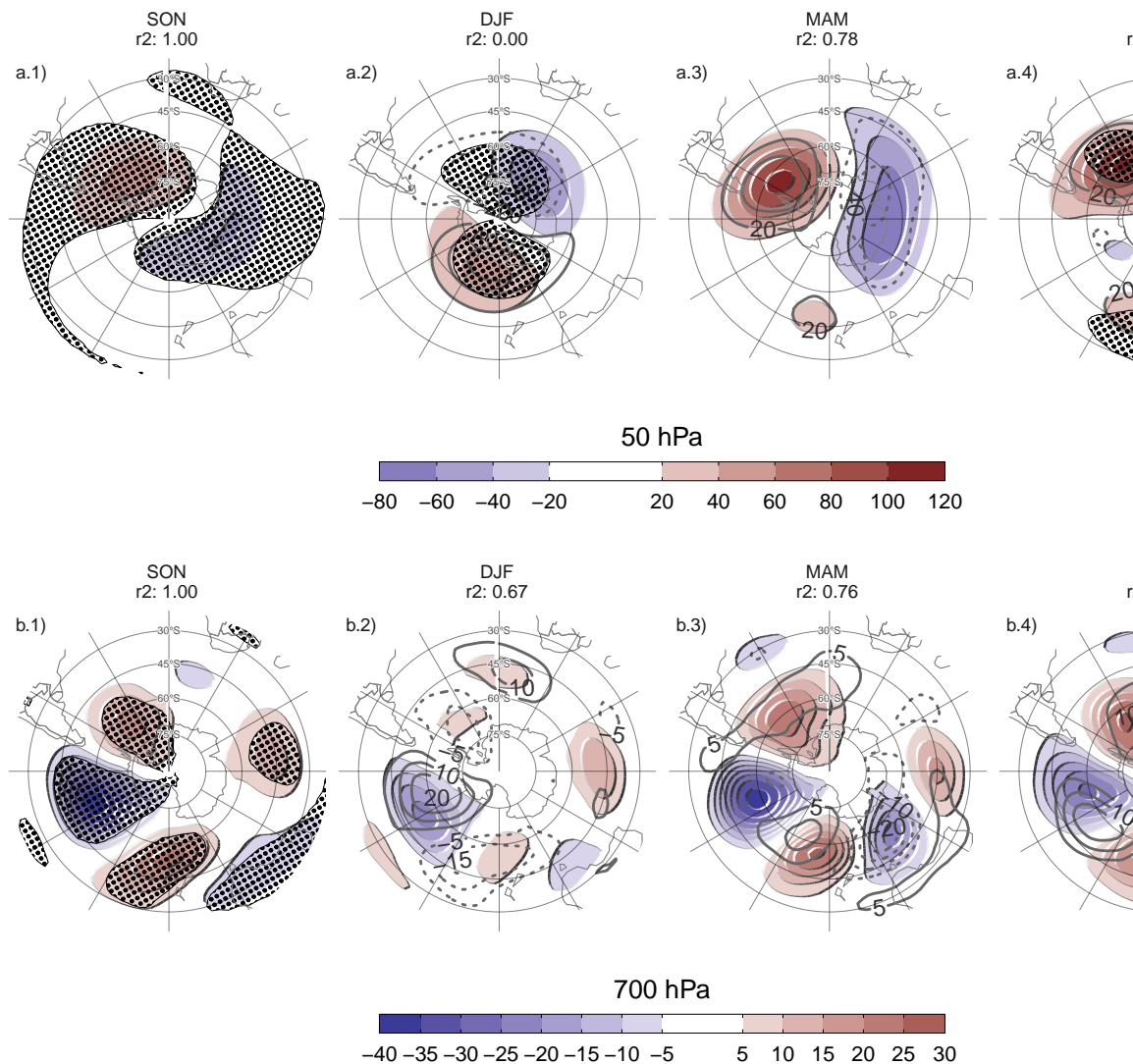


Figura 5.5: Regresión múltiple de las anomalías zonales de altura geopotencial para cada estación. El sombreado muestra la regresión de cada estación y los contornos grises, la diferencia de cada estación con respecto a SON (valores negativos en línea punteada y positivos en línea sólida). La correlación 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 and 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 2019), que se muestran en la Figura 5.6. Las diferencias entre los dos periodos parecen ser relativamente pequeñas, tanto en la troposfera como en la estratosfera.

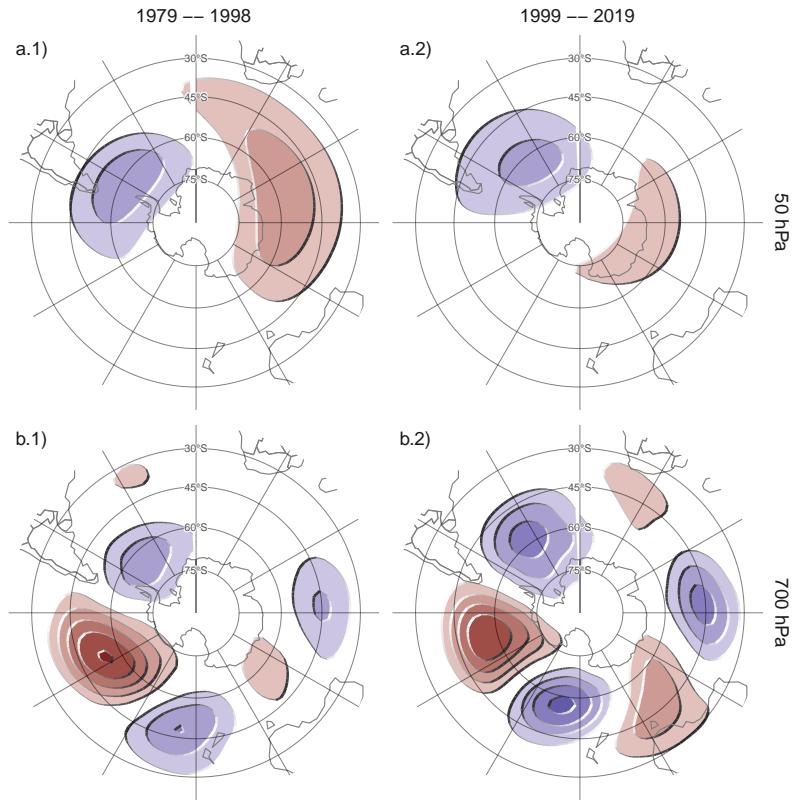


Figura 5.6: Patrón espacial del primer EOF computado para el período 1979 – 1998 (columna 1) y 1999 – 2019 (columna 2) para 50 hPa (fila a) y 700 hPa (fila b). Unidades arbitrarias con valores negativos en azul y negativos en azul.

`fig:sam-period`

5.3. Resultados

Evolución temporal

resultados-2

temporal

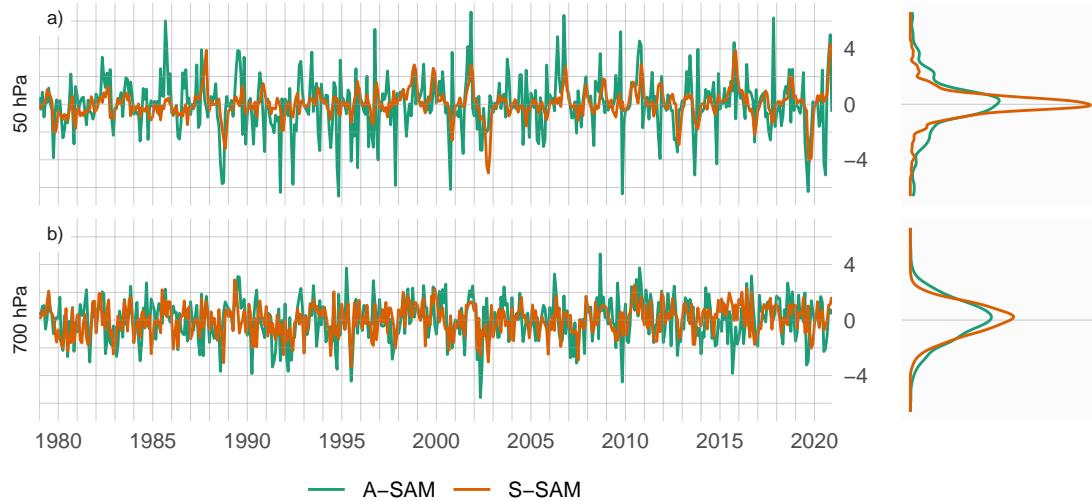


Figura 5.7: Serie temporal de A-SAM y S-SAM en 50 hPa (panel a) y 700 hPa (panel b). A la derecha, la densidad de probabilidad de cada índice. Las series están estandarizadas por el desvío estándar del SAM en cada nivel.

fig:asymsam-timeseries

Primero evaluamos la evolución temporal del A-SAM y S-SAM. La Figura 5.7 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.

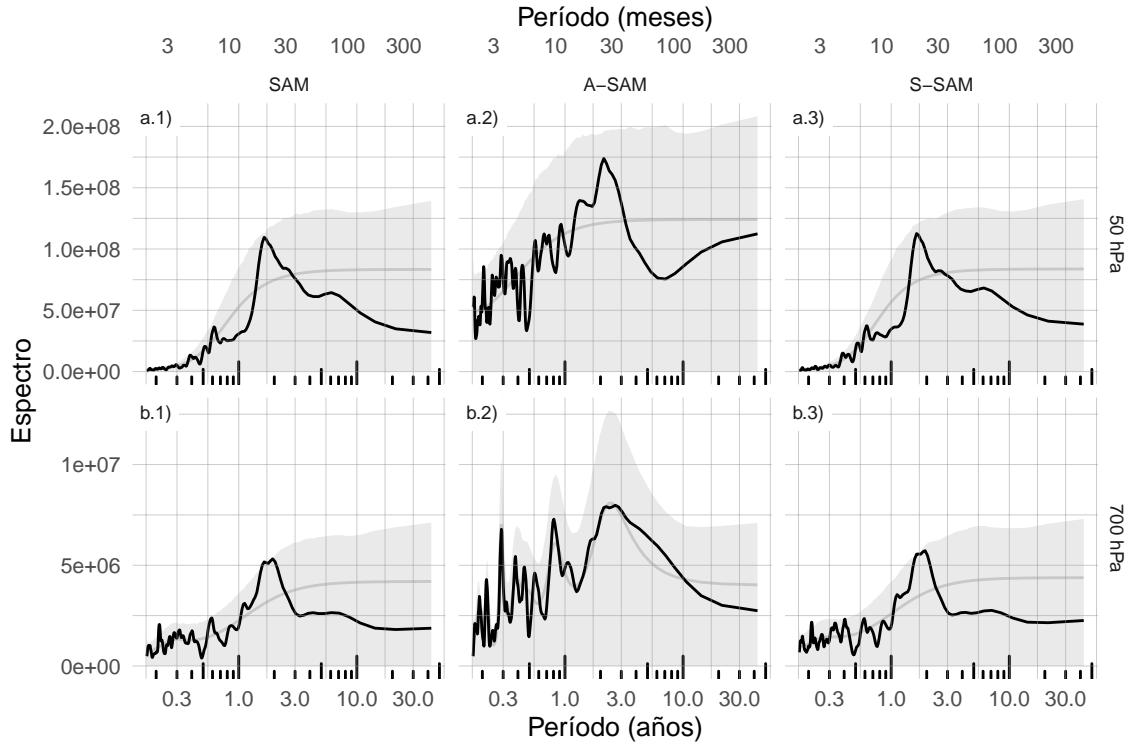


Figura 5.8: Espectro de cada serie temporal suavizada. El sombreado indica el intervalo de confianza del 95 % del espectro nulo calculado usando bootstrap tomando 5000 simulaciones de un modelo autoregresivo ajustado a los datos. La línea gris indica la amplitud promedio teórica del modelo autoregresivo. Para el período 1979 – 2019. [fig:spectrum](#)

Los espectros de estas series temporales se muestran en la Figura 5.8. El S-SAM estratosférico varía fuertemente con un periodo entre 10 y 30 meses (Fig. 5.8 a.3). En el periodograma del S-SAM troposférico (Fig. 5.8 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 et al., 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 5.9 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.

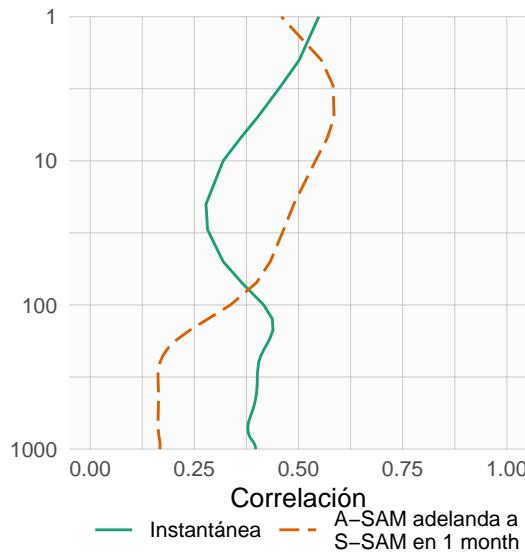


Figura 5.9: Correlación entre S-SAM y A-SAM en cada nivel instantáneas y con un mes de defasaje para el período 1979 – 2019.

`fig:cor-lev`

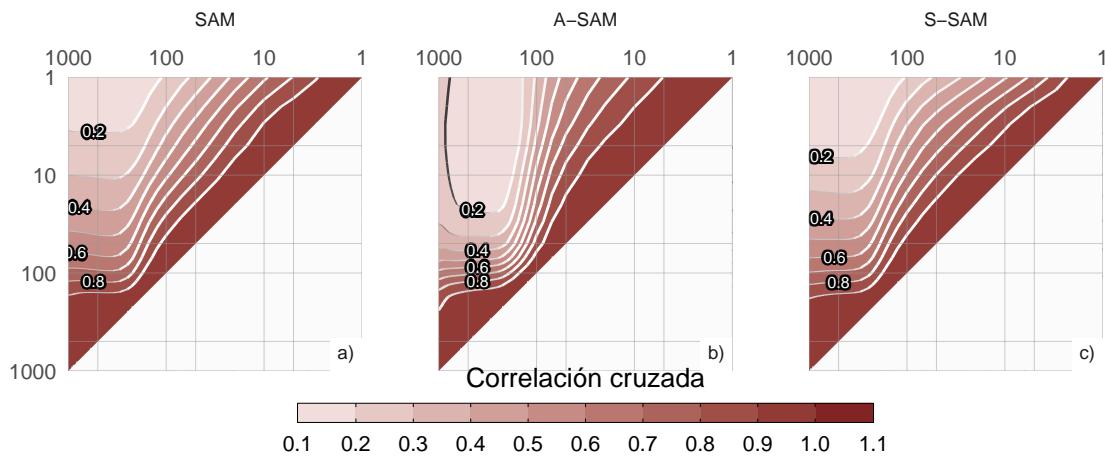


Figura 5.10: Correlación cruzada entre niveles para el índice SAM (a), A-SAM (b) y S-SAM (c) para el período 1979 – 2019. [fig:cross-correlation](#)

La Figura 5.10 muestra la correlación cruzada (lag cero) entre niveles para los índices SAM, A-SAM y S-SAM. Para el SAM (Fig. 5.10a), 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. 5.10b 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.

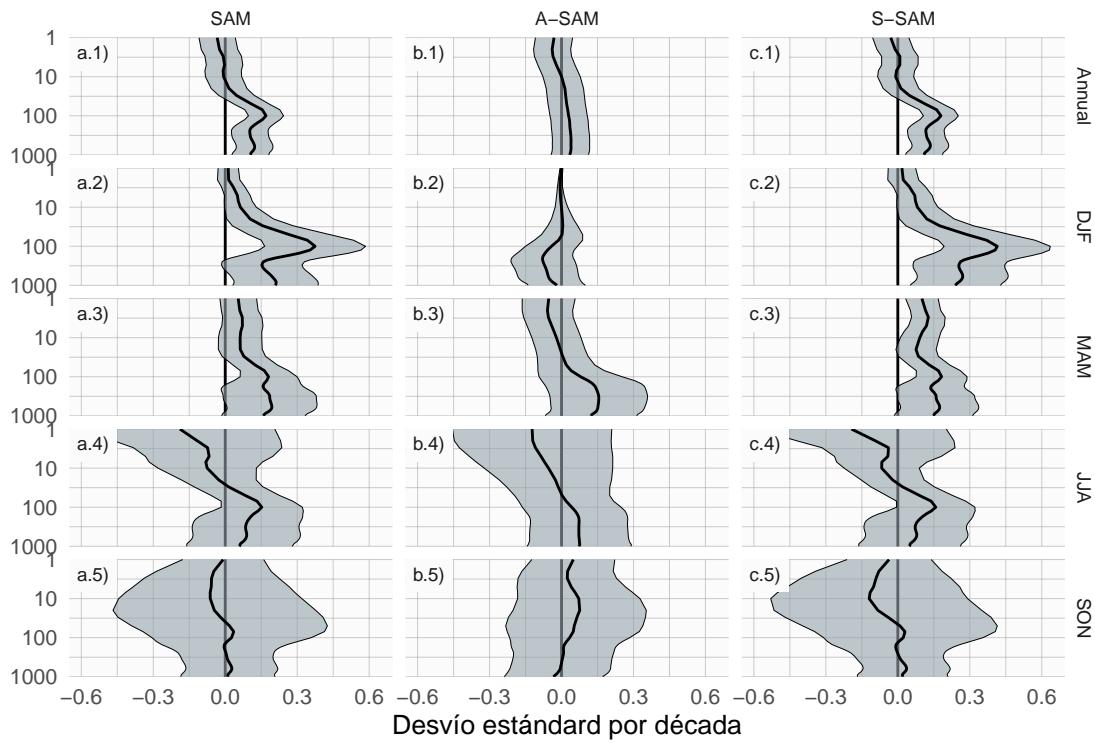


Figura 5.11: Tendencias lineales (en desvío estandar por década) del SAM (columna a), A-SAM (columna b) y S-SAM (columna c) para cada nivel usando datos del todo el año (fila 1) y promedios estacionales (filas 2 a 5) para el período 1979 – 2019. El sombreado indica el intervalo de confianza de 95 %.

`fig:trends`

Acá hay algunos cambios al extender los índices hasta 2019. Hay que cambiar un poco el texto.

Evaluamos las tendencias lineales para cada uno de los índices para el periodo 1979 – 2019 en cada nivel para el año completo y separado por trimestres (Fig. 5.11). El índice SAM presenta una tendencia positiva estadísticamente significativa (Fig. 5.11a.1) en todos los niveles entre 1000 hPa y aproximadamente 50 hPa, con un máximo en 100 hPa. Las tendencias estacionales (Fig. 5.11 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 and 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 5.11), 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 5.11a.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.

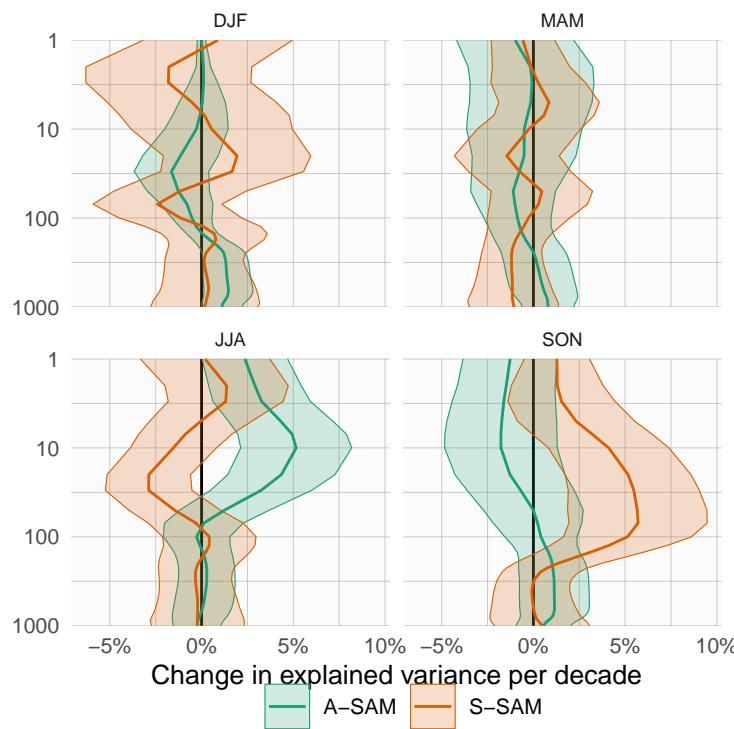


Figura 5.12: Tendencias lineales (en) Linear trends (in percent per decade) of the variance explained by A-SAM and S-SAM at each level and for each trimester for the period 1979 – 2019. Shading indicates the 95 confidence interval.

`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 5.12. 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 1979 a 2019. Fogt et al. (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 (1979 – 2019) nos impide detectar ese cambio. Sin embargo, debido a la naturaleza atípica de la componente asimétrico del SAM durante la DJF (Sección 5.2), 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.

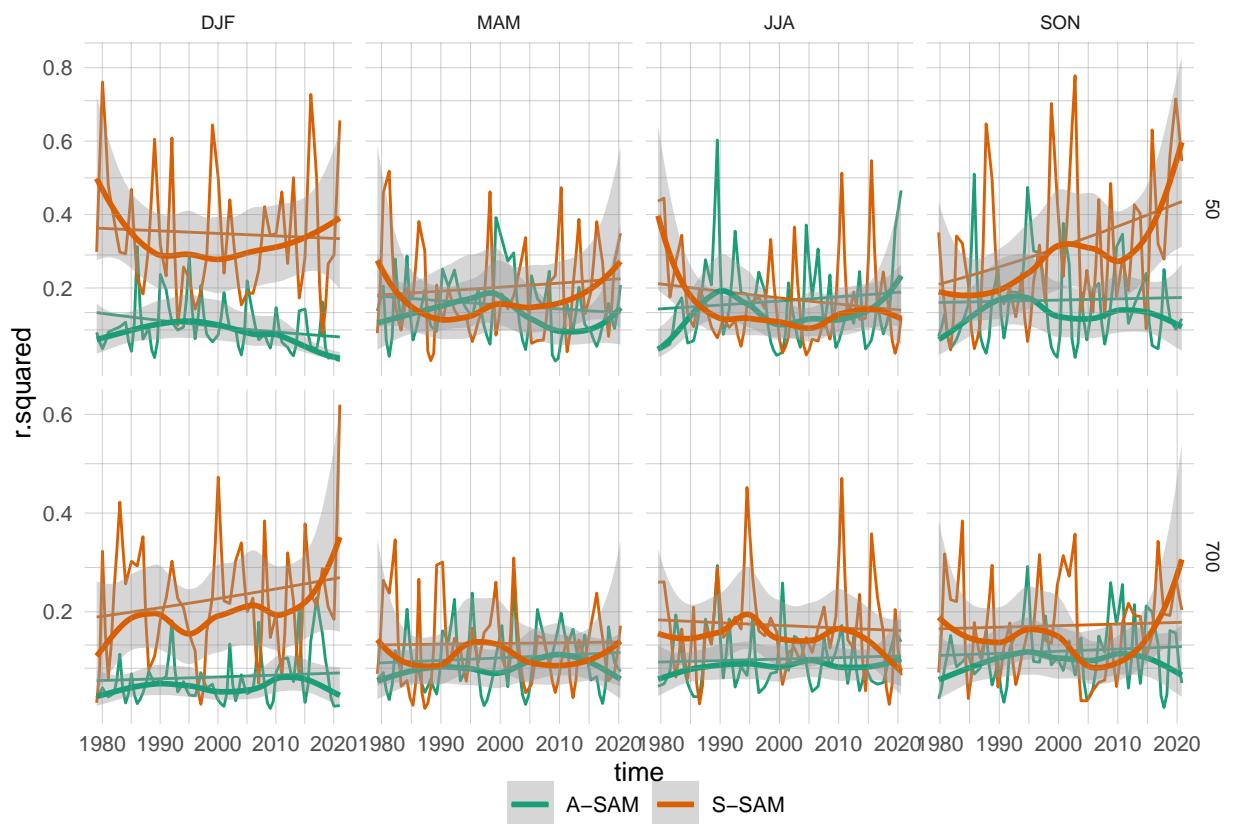


Figura 5.13: (ref:r-squared-timeseries2-cap)
Fig: r-squared-timeseries2

Patrones espaciales

spatial

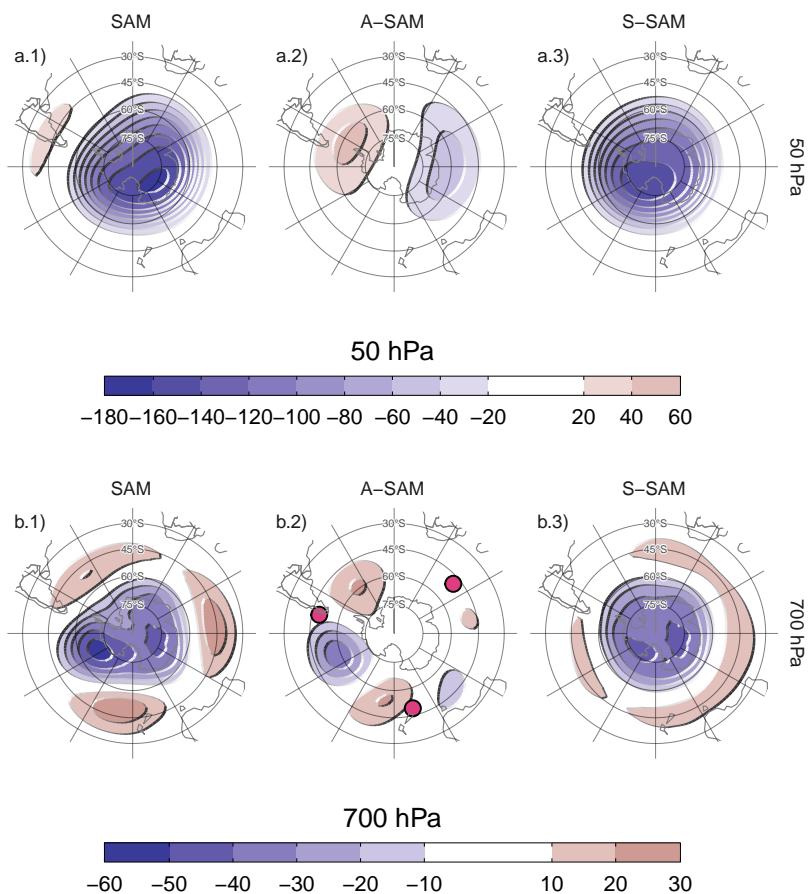


Figura 5.14: Regresión de altura geopotencial (metros) en 50 hPa (fila a) y 700 hPa (fila b) con el SAM (columna 1), A-SAM (columna 2) y S-SAM (columna 3) para el período 1979 – 2019. Los puntos en panel b.2 indican la posición de los puntos de referencia usados por Raphael (2004) para calcular su índice 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. 5.14). Los coeficientes de regresión de la columna 1 de la Figura 5.14 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. 5.14a.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 defasaje 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. 5.14b.1, (Fogt et al., 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 5.14b.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 ($\text{cor} = 0.04$ ($\text{CI}: -0.05 - 0.12$)). Así, el índice A-SAM troposférico representa un desplazamiento zonal en la posición de la onda 3 climatológica.

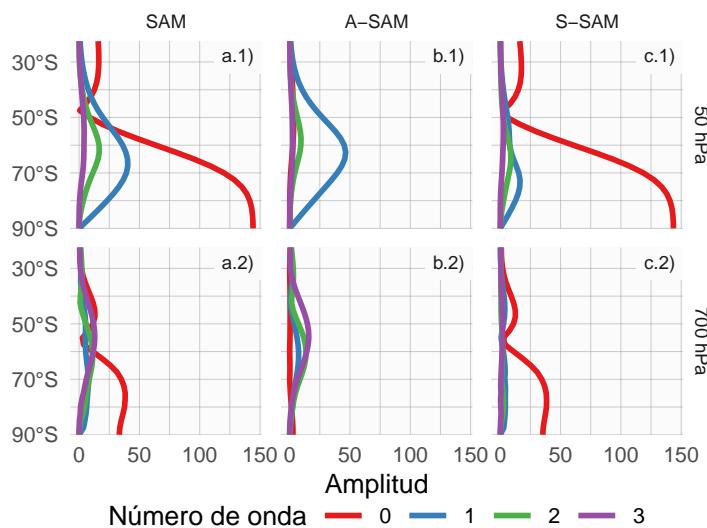


Figura 5.15: Amplitud (metros) de las ondas zonales de los patrones de regresión de altura geopotencial de la Figura 5.14 para ondas zonales con número de onda 0, 1, 2 y 3, donde el número de onda 0 representa la amplitud de la media zonal.

`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 5.15, 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. 5.15 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. 5.15a.1) y una mezcla de ondas de amplitud similar en 700 hPa (Fig. 5.15a.2). La Figura 5.15 columna b muestra que el A-SAM está dominado principalmente por la onda 1 en la estratosfera (Fig. @ref(fig:wave-amplitudeb.1), mientras que en la troposfera se explica por una combinación de ondas zonales 3 a 1 en nivel decreciente de importancia (Fig. 5.15b.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. 5.15 columna c), con poca o ninguna contribución de las ondas zonales con números de onda de 1 a 3.

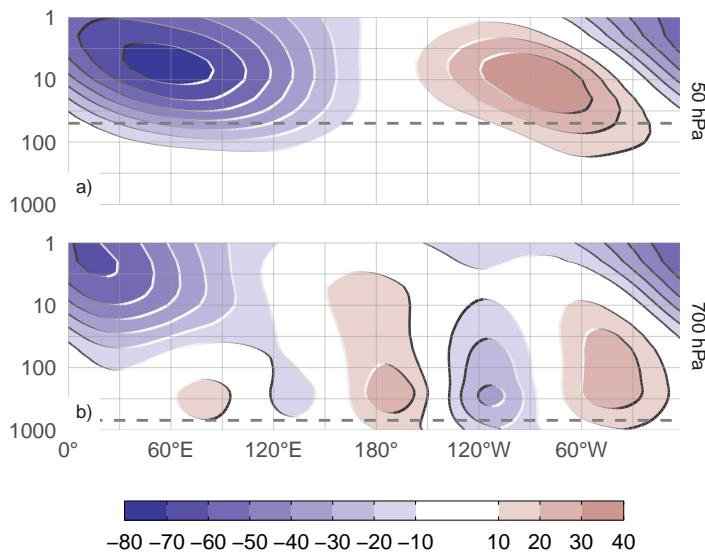


Figura 5.16: Regresión de las anomalías mensuales de altura geopotencial promediada entre 65°S y 45°S (metros) y el índice A-SAM de 50 hPa (a) y 700 hPa (b) (niveles indicados en línea punteada) para el período 1979 – 2019.

`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. 5.16a) y para el índice A-SAM de 700 hPa (Fig. 5.16b). Las anomalías de altura geopotencial asociadas a el A-SAM estratosférico (Fig. 5.16a) están claramente limitadas a la estratosfera, lo que subraya el desacoplamiento entre

Tabla 5.1: 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)

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 barocínicos. 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. 5.16b) 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 5.16 son robustas a la elección del nivel del índice. Para 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 5.16a. Por el contrario, para cualquier índice troposférico (por debajo de 100 hPa), el resultado es muy similar al de la Figura 5.16b. Los patrones cambian principalmente en amplitud (no se muestra).

El patrón de la onda 3 de la Figura 5.14b.2 es muy similar al PSA (Mo and Ghil,

1987; Kidson, 1988), que es un patrón de teleconexión asociado al ENSO (Karoly, 1989). De hecho, Fogt et al. (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 et al., 1997)) se muestra en la Tabla 5.1 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 and Timlin, 2011) y el Índice de Oscilación del Sur (Ropelewski and Jones, 1987), obteniendo resultados similares. Esto último nos permite concluir que estos resultados no dependen del índice ENSO utilizado.

5.4. Impactos

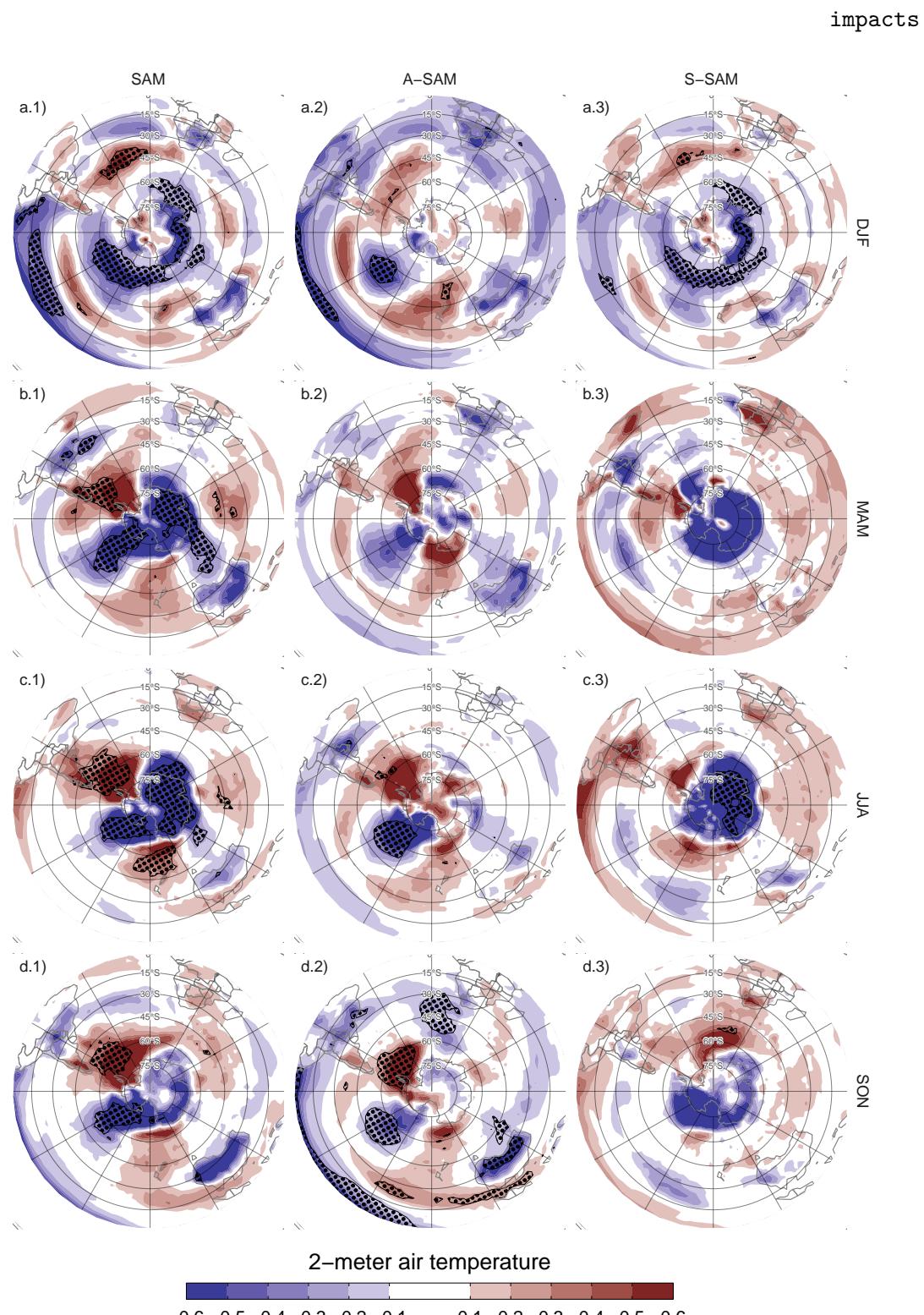


Figura 5.17: Regresión de las anomalías de temperatura a dos metros (Kelvin) con el índice SAM (columna a), A-SAM (columna b) y S-SAM (columna c) en cada trimestre para el período 1979 – 2019. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0.01 ajustado por FDR. La escala de colores se 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.

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 5.17 muestra las regresiones con la temperatura a 2 metros. En verano, los valores positivos del índice SAM (Fig. 5.17a.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 5.1. Los paneles a.2 y a.3 de la Figura 5.17 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. Además, las típicas variaciones longitudinales de las anomalías de temperatura a lo largo de la Península Antártica no son evidentes en las regresiones con el SAM, de acuerdo con trabajos anteriores (por ejemplo Marshall and Thompson, 2016).

¿Qué quisimo decir con esto?

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 5.17) 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 and Bromwich, 2014).

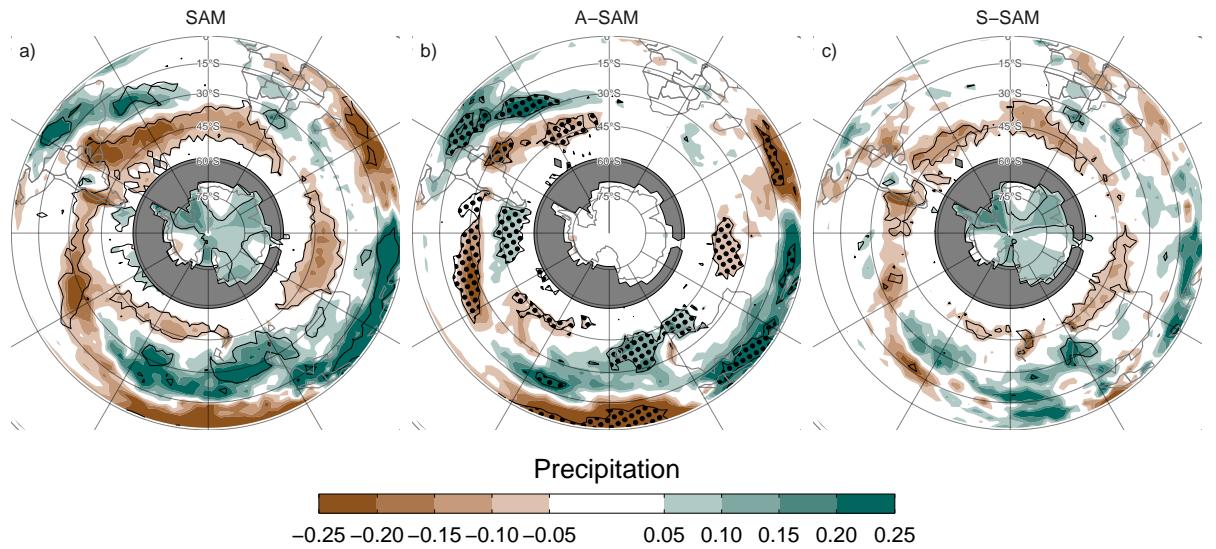


Figura 5.18: Regresión de anomalías de precipitación (mm por día) con el SAM (a), A-SAM (b) y S-SAM (c) para el período 1979 – 2019. En gris, las zonas con valores faltantes. Áreas con puntos marcan regiones donde el p-valor es menor que 0.01 ajustado por FDR. La escala de colores se corta en $\pm 0.25\text{K}$ 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 5.18 muestra la regresión de los índices SAM con la precipitación para el hemisferio sur. La señal de precipitación asociada a SAM (Fig. 5.18a) 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 et al., 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 5.18 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 5.19 y 5.20 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.

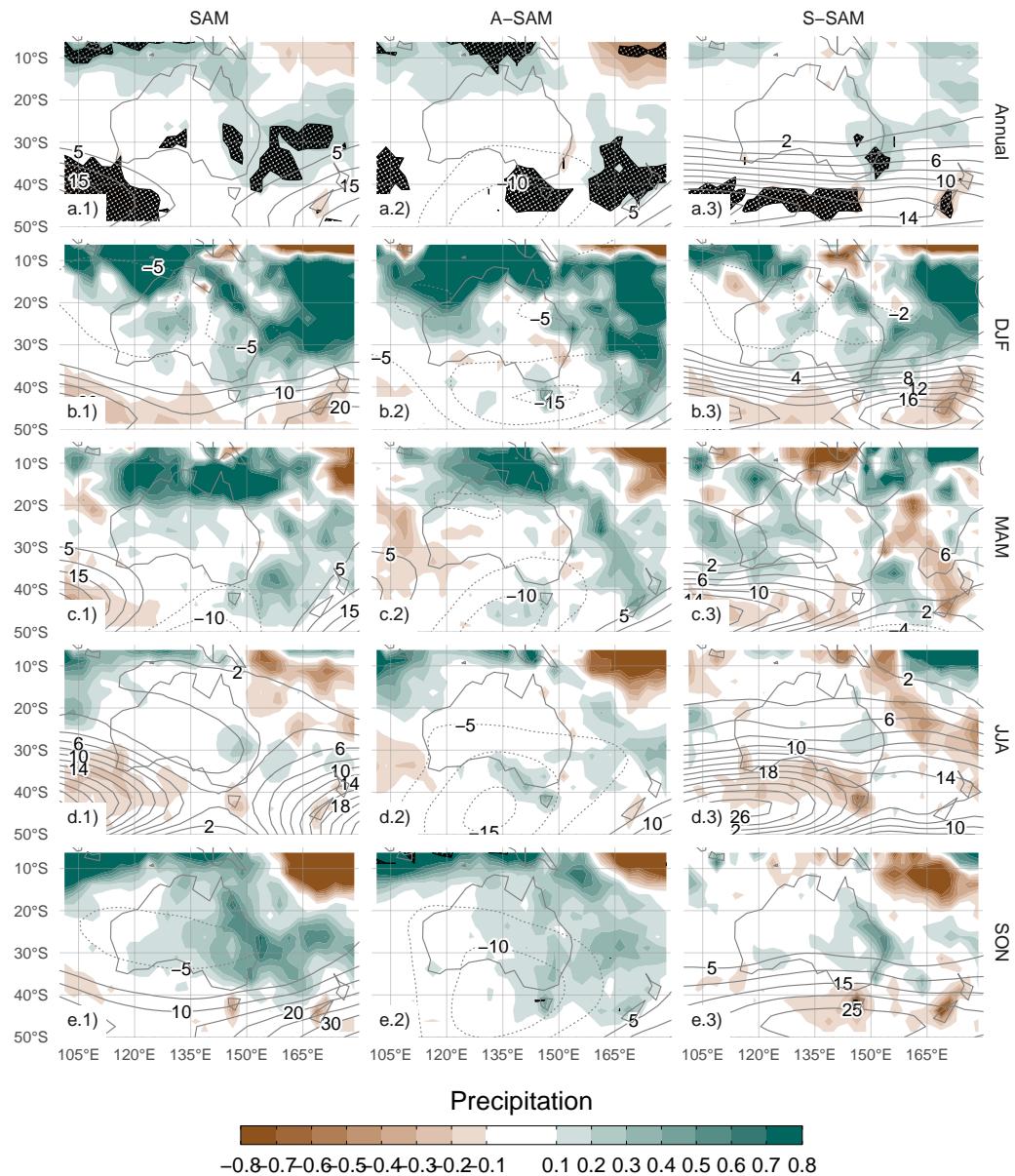


Figura 5.19: Regresión de anomalías de precipitación (mm por día, sombrado) y anomalías de altura geopotencial (líneas finas, valores positivos en líneas llenas y negativos en líneas punteadas) para todo el año (fila a) y medias estacionales (filas b a e) con el SAM (columna 1), A-SAM (columna 2) y S-SAM (columna 3) para el período 1979–2019. 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. 5.19a.1), en acuerdo con Gillett et al. (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. 5.19c.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 et al. (2007). El A-SAM parece estar relacionado con anomalías positivas de precipitación en la costa oeste del sureste de Australia (Fig. 5.19b.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. 5.19a.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. 5.19c.5) mientras que las anomalías positivas de precipitación relacionadas con A-SAM positivo afectan a todo el este de Australia (Fig. 5.19b.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. 5.19a.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 et al. (2007), pero mientras que ellos también detectaron una fuerte señal en verano, la Figura 5.19a.2 no muestra ninguna asociación estadísticamente significativa (aunque los coeficientes tienen un signo coherente).

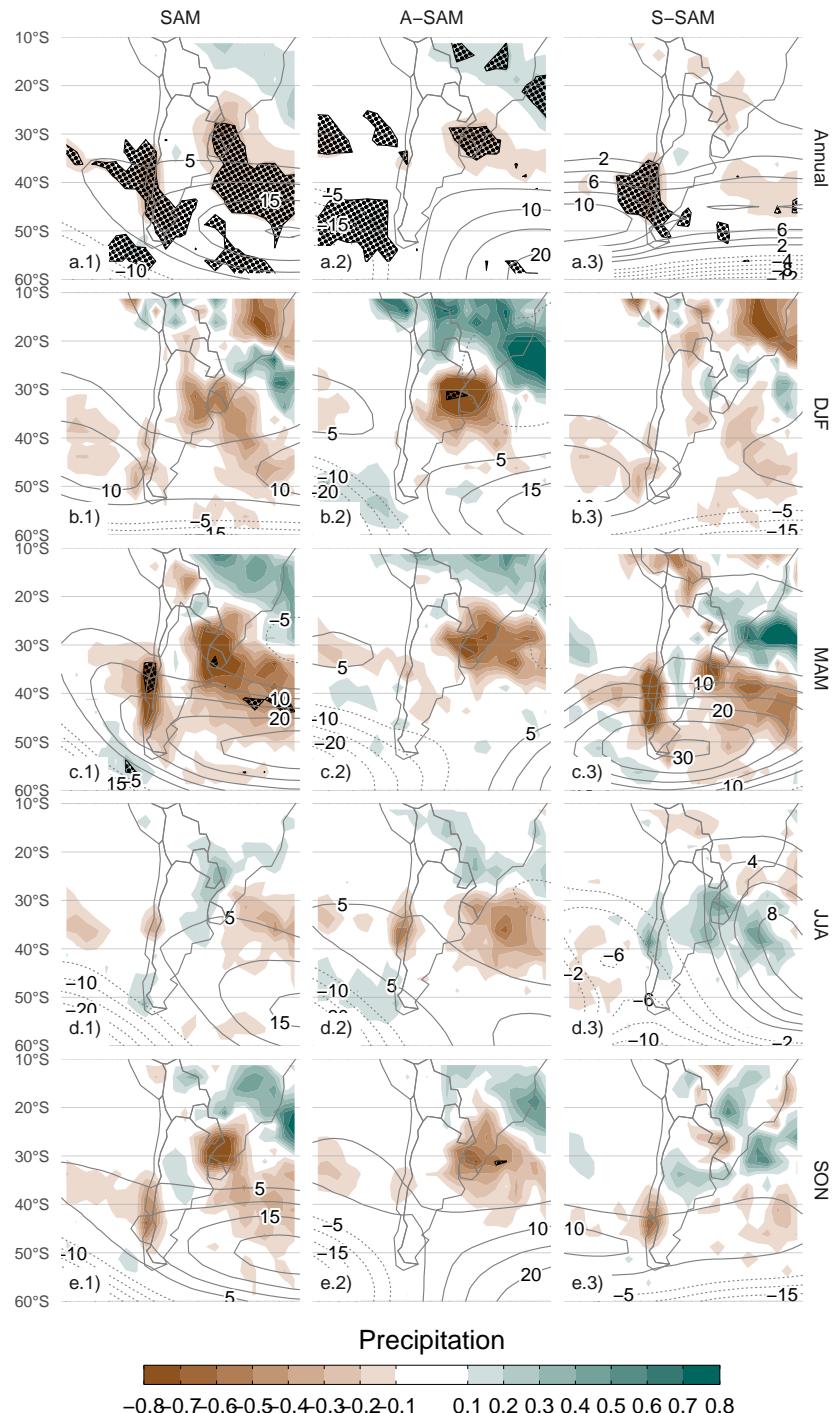


Figura 5.20: Igual que la Figura 5.19 pero para Sudamérica [Fig.pp_regr-america](#)

En Sudamérica (Fig. 5.20), 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. 5.20a.1). Las figuras 5.20b.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. 5.20c.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. 5.20b.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 and Vera, 2009; Zamboni et al., 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 et al. (2006), que se explica por el A-SAM.

5.5. 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.

En el capítulo siguiente estudiará la relación entre los cEOFs y las distintas componentes del SAM.

Capítulo 6

Relación entre los modos de variabilidad del hemisferio sur

relaciuxf3n-entre-los-modos-de-variabilidad-del-hemisferio-sur

En los capítulos anteriores se describieron los modos de circulación del hemisferio sur a través de Funciones Empíricas Complejas (cEOF) y las componentes simétricas y asimétricas del Modo Anular del Sur (SAM). En este capítulo se explora la relación entre estos modos de variabilidad, así como con el Modo del Pacífico-Sudamérica (PSA). Éste último se calcula según Mo and Paegle (2001) como el segundo y tercer EOF de las anomalías trimestrales de altura geopotencial en 500 hPa.

6.1. SAM

sam

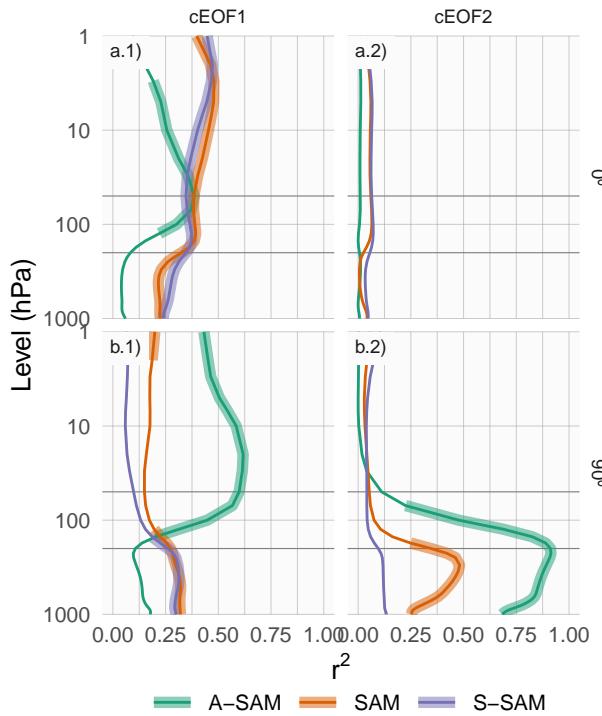


Figura 6.1: Coeficiente de determinación (r^2) entre la fase de 0° (fila a) y 90° (fila b) de los cEOFs con el SAM, A-SAM y S-SAM para cada nivel durante el período 1979 – 2022. Las líneas gruesas representan valores con p-valor menor a 0.01 ajustado por FDR. [fig:sam-eof-vertical](#)

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. 6.1). 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

Tabla 6.1: ^{tab:psa-eof2} Coeficiente de correlación entre las fases del cEOF2 y los modos PSA1 y PSA2 para el período 1979 – 2022. Los intervalos de confianza de 95 % se muestran en paréntesis. Estimaciones con p-valor menor a 0.01 en negrita.

PC	Real	Imaginario
PSA1	0.16 (CI: -0.15 – 0.44)	0.74 (CI: 0.56 – 0.85)
PSA2	0.77 (CI: 0.62 – 0.87)	0.25 (CI: -0.06 – 0.51)

geopotencial en la Figura 4.5 y su comparación con los obtenidos para SAM, A-SAM y S-SAM (Fig. 5.14).

Esta falta de relación fuerte entre el cEOF1 y la SST, la temperatura y la precipitación podría ser sorprendente teniendo en cuenta la correlación entre el cEOF1 y la SAM (Fig. 6.1 columna 1) y la correlación entre la SAM y la SST del Pacífico Central, la temperatura al este y oeste de la Península Antártica, y con la precipitación en el oeste de Australia (Fogt and Marshall, 2020). Esto se debe principalmente a dos razones. En primer lugar, la correlación entre cEOF1 y la SAM en la troposfera es modesta, con menos del 50 % de varianza compartida (Fig. 6.1 columna 1), por lo que no se espera que estos índices sean equivalentes. En segundo lugar, Campitelli et al. (2022) demostró que la fuerte relación entre la SAM y las SST del Pacífico y las anomalías de temperatura alrededor de la Península Antártica se debe principalmente a la parte asimétrica de la SAM. Mientras tanto, el cEOF1 está significativamente correlacionado sólo con la parte simétrica de la SAM (Fig. 6.1 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° y 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 et al. (2012)) y sugiere que esta fase es capaz de caracterizar la componente zonalmente asimétrica de la SAM prácticamente en su totalidad.

6.2. PSA

psa

Dada la similitud entre las estructuras asociadas al cEOF2 (Fig. 4.6) y los patrones del PSA, estudiamos la relación entre ellos. La tabla 6.1 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 4.6, en SON 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. Estas relaciones también se mantienen en DJF, aunque no en los otros trimestres. 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).

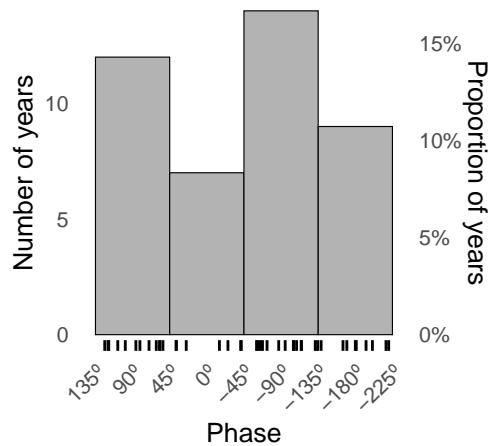


Figura 6.2: Histograma de la distribución de fases del cEOF2 para el periodo 1979 – 2022. Los intervalos están centrados en 90° , 0° , -90° , -180° con un ancho del intervalo de 90° . Las pequeñas líneas verticales cerca del eje horizontal marcan las observaciones.

fig:phase-histogram

La Figura 6.2 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 and Simmonds (2016), que encontró una distribución bimodal a la variabilidad tipo PSA (compare nuestra Figura 6.2 con su Figura 6).

6.3. Conclusión

conclusiuxf3n-1

Cambiar la nomenclatura de real e imaginaria a fase de 0° y 90° .

Capítulo 7

Análisis de estos modos en los modelos de CMIP6

anáisis-de-estos-modos-en-los-modelos-de-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 DAMIP, además podemos avanzar en la atribución de las tendencias observadas.

7.1. Métodos

muxes9todos-4

Datos

datos-1

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 de CMIP6 que cuenta con experimentos particularmente diseñados para realizar estudios de atribución.

Tabla 7.1: 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 et al., 2018a, 2018b)	66	10	10	10	10
MIROC6 (Tatebe and 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
NESM3 (Cao and 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 (Selander 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 7.1 se listan todos los modelos y la cantidad de miembros de cada uno. Usamos todos los modelos de 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”) y 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 4.2. 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 4.2. 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.

7.2. 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.

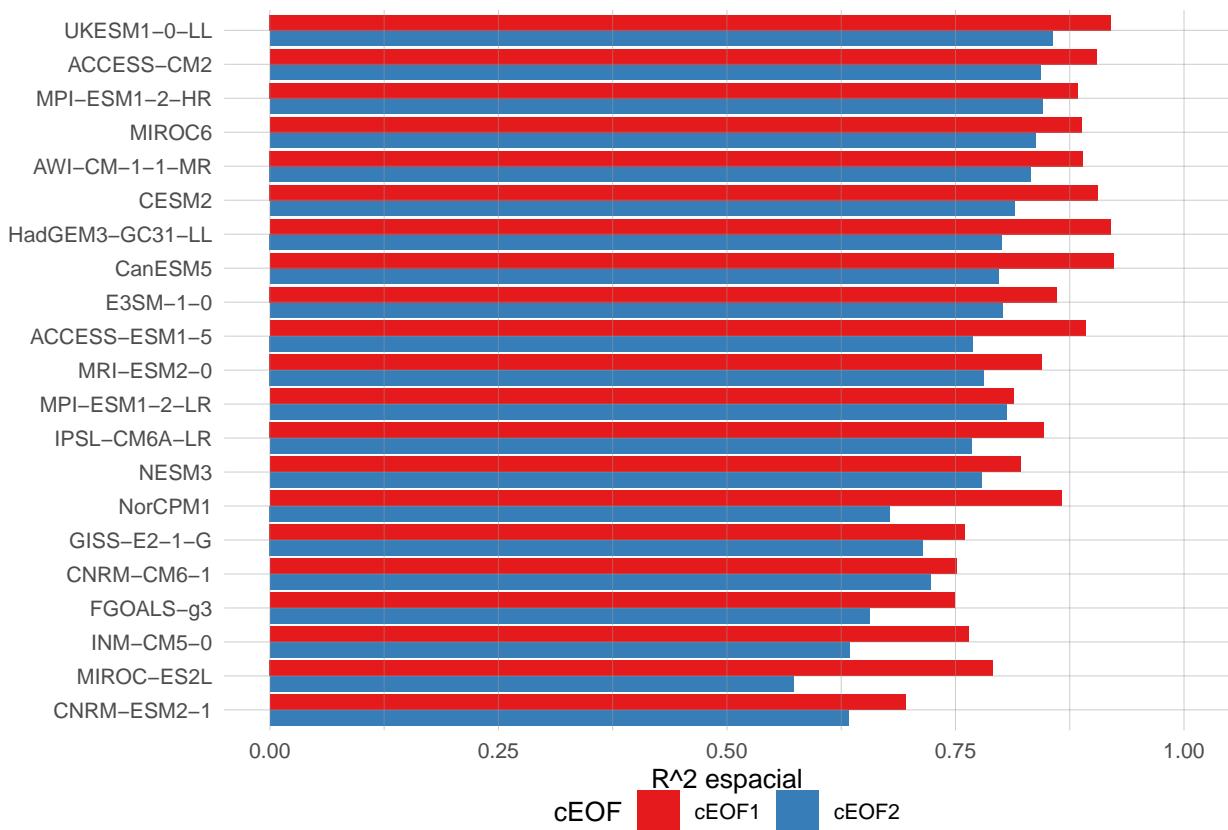


Figura 7.1: r^2 de los patrones espaciales de cada modelo con ERA5 para cada cEOF.

fig:comparacion-r2

La Figura 7.1 muestra el r^2 de los modelos para los dos cEOFs. Casi todos los modelos tienen una r^2 mayor a 0,75, indicando que los modelos logran capturar la estructura espacial de los cEOFs correctamente. Todos los modelos capturan ligeramente mejor el cEOF1 que el cEOF2.

¿Debería agregar la figura gigante con los cEOFs de cada modelo? Creo que es mucho

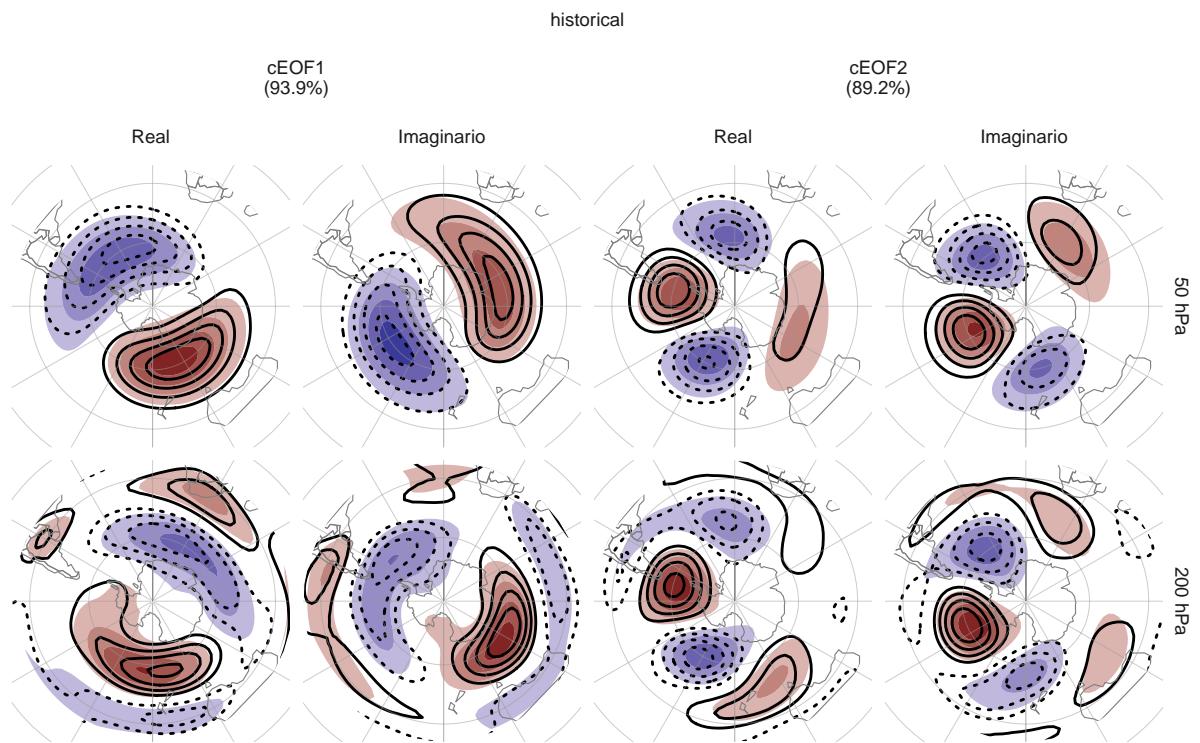


Figura 7.2: Media multimodelo (sombreado) de los campos espaciales de cada cEOF, parte y nivel. Los contornos marcan los patrones de ERA5. El r^2 entre ERA5 y la media multimodelo está entre paréntesis.

`fig:mmm`

La Figura 7.2 muestra los patrones promedio multimodelo para cada cEOF y cada parte (es decir, el promedio de los patrones espaciales de cada modelo). El patrón medio multimodelo es muy similar al patrón de ERA5, con niveles de r^2 del orden del 90 %, lo cual lo demuestra que la media multimodelo es más similar a las observaciones que los modelos individuales.

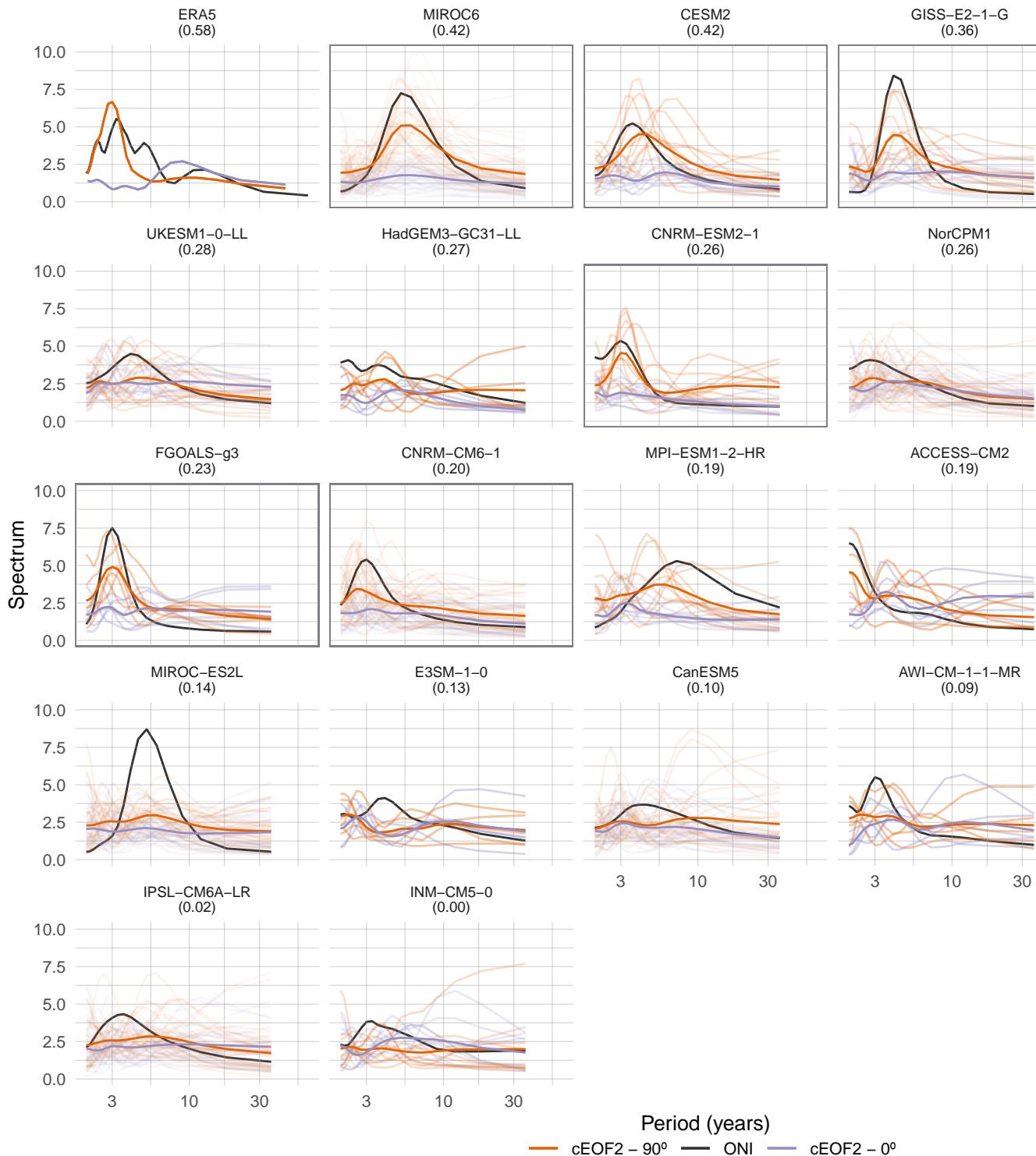


Figura 7.3: Espectros de Fourier para las fases del cEOF2 y del ONI de cada modelo. En línea oscura es el espectro promedio de todos los miembros, que se muestran en líneas translúcidas. El espectro del ONI es el espectro promedio de todos los miembros de cada modelo. Los paneles están ordenados de mayor 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`

Relación con la variabilidad tropical

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

La Figura 7.3 muestra el periodograma para el cEOF2 con una línea por miembro y una línea gruesa marcando el periodograma promedio, así como el peridiograma 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 los modelos que tienen una periodicidad clara en ~3 años en la parte imaginaria del cEOF2 también tienen una periodicidad del ENSO muy clara y además tienden a tener una correlación entre la parte imaginaria 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 periocidad 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 de 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.

De todas formas, todos los modelos tienen una correlación entre el ENSO y la fase de 90° del cEOF2 menor a la observada y en muchos de ellos la correlación es prácticamente nula. Esto indica que si bien los modelos de CMIP6 logran capturar los cEOF, su habilidad para simular la conexión entre éste y el forzante tropical es limitada.

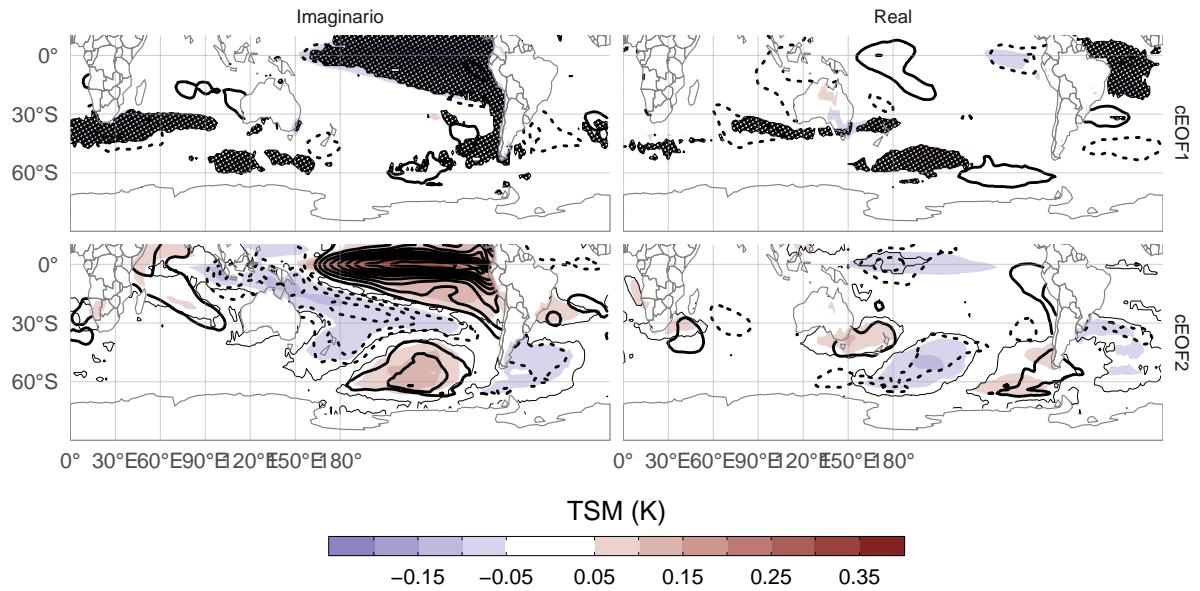


Figura 7.4: Media multimodelo de regresión de TSM con los cEOFs. El área sombreada muestra las zonas donde más de la mitad de los modelos tienen p-valor menor a 0.01. Los contornos negros muestran la regresión de TSM observada en ERA5.

`fig:sst-mmm`

Para estudiar más en detalle esa relación, evaluamos la relación entre los cEOF y las anomalías de TSM. La Figura 7.4 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. Los modelos de 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 parte imaginaria del cEOF1 sí muestra valores excesivamente altos no observados en ERA5.

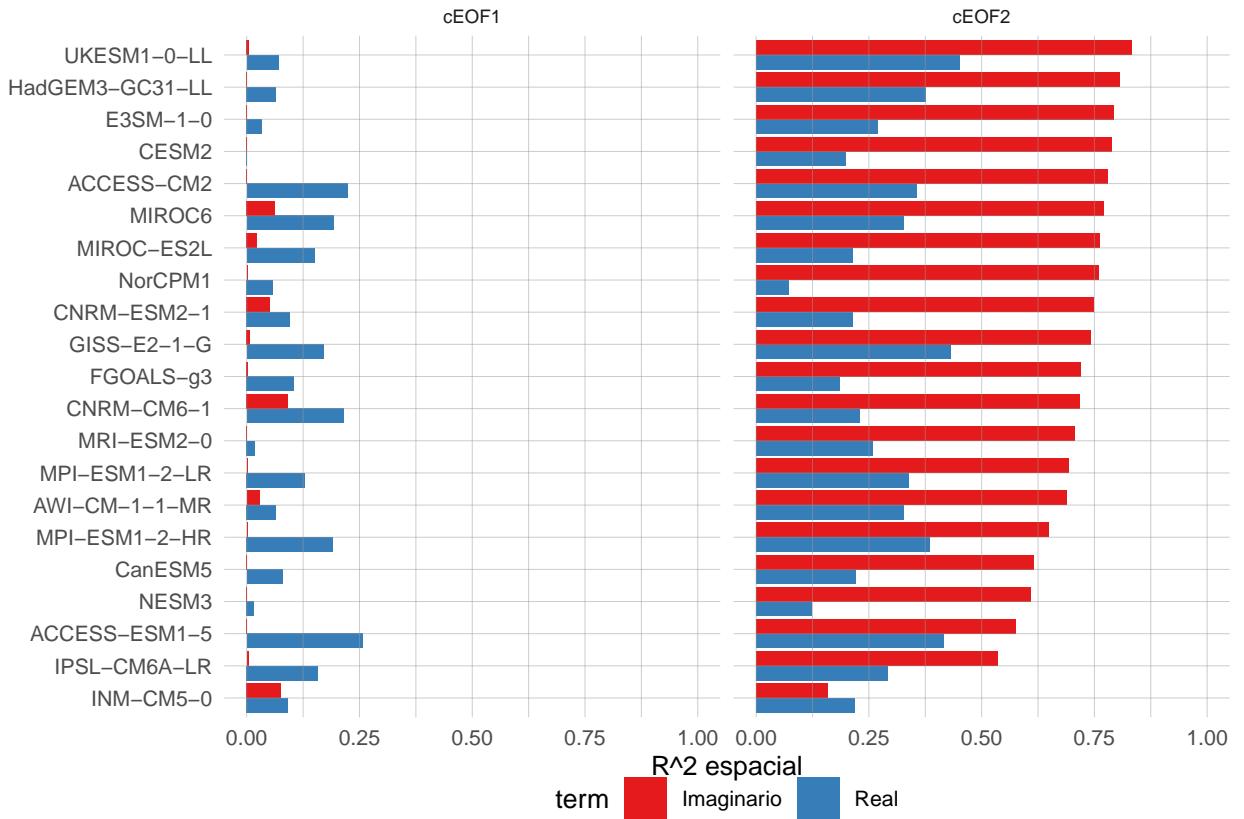


Figura 7.5: R^2 entre los patrones de regresión de TSM cada modelo y el patrón de regresión de TSM en ERA5.

`fig:cor-sst-regr`

La Figura 7.5 muestra el r^2 los campos de regresión de cada modelo y el campo de regresión de ERA5. La figura confirma que lo observado para la media multimodelo se cumple para casi todos los modelos individuales. La mayoría de los modelos tiene un campo de regresión similar a ERA5 para la fase 90° del cEOF2, y una similitud moderada para la fase de 0° . Para ambas fases del cEOF1, las similitudes son muy bajas.

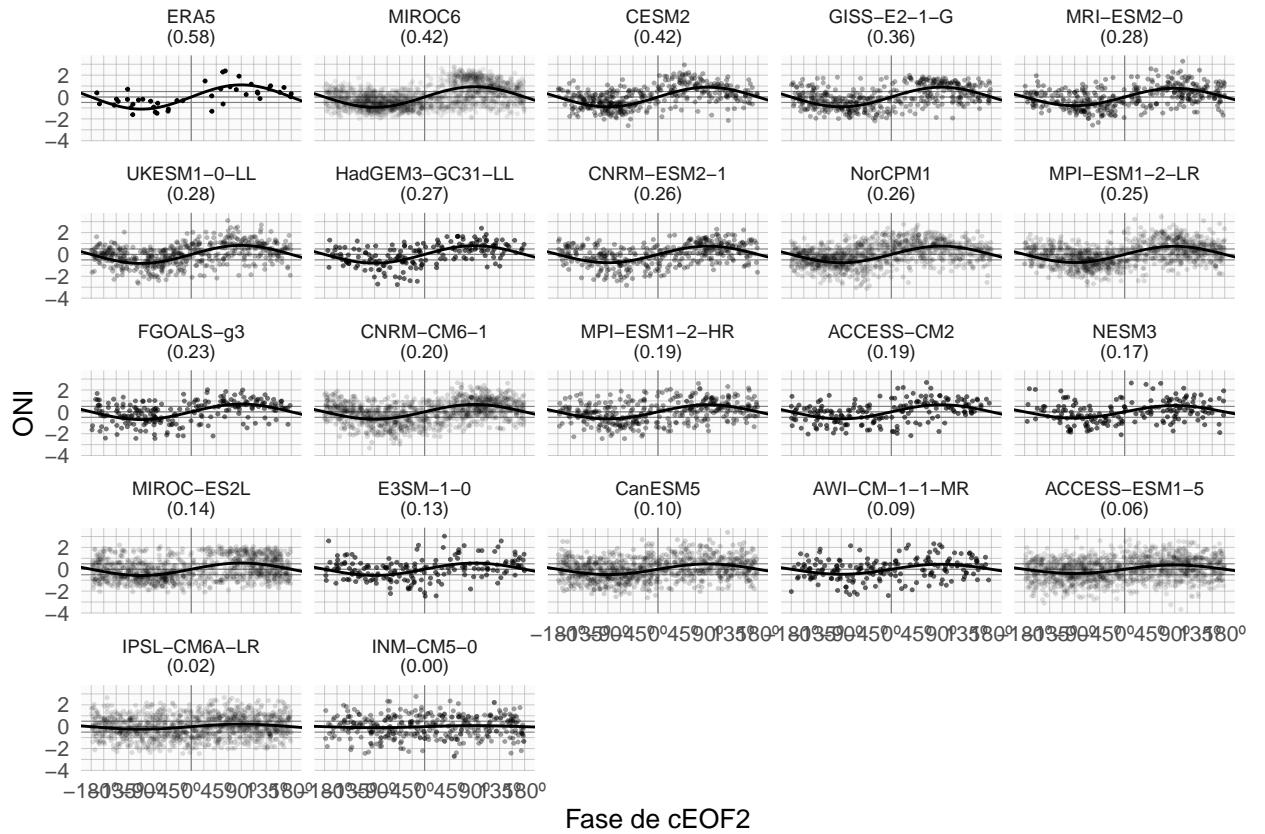


Figura 7.6: Igual que la Figura 4.13 pero para los modelos del CMIP6.
El ajuste sinusoidal para cada modelo se realiza utilizando todos los miembros.

`fig:enso-phase-cmip`

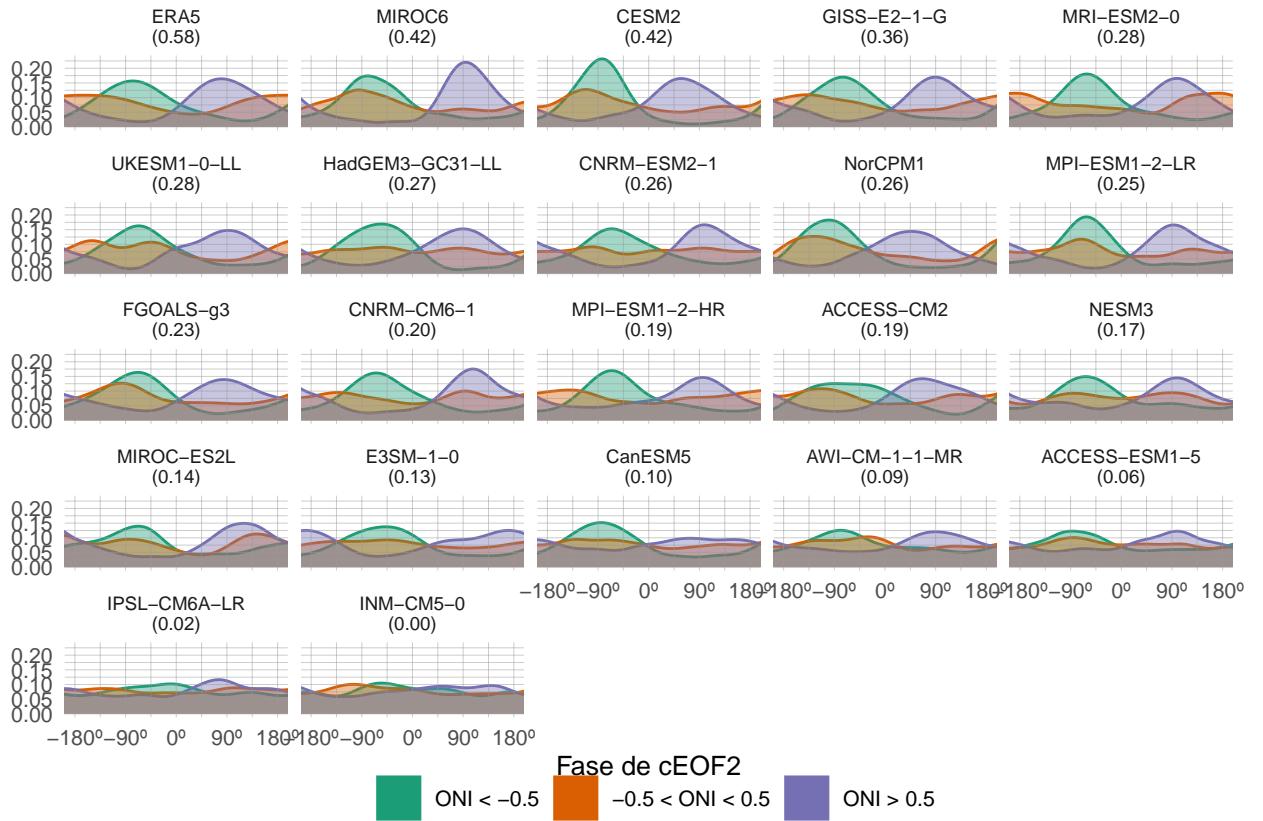


Figura 7.7: Estimación de densidad por núcleos de la fase del cEOF2 para primaveras con ONI menor a -0.5, entre -0.5 y 0.5 y mayor a 0.5. fig_arg_enso_density

En la Sección 4.3 argumentamos que la relación entre el ENSO y el cEOF2 se explica por una preferencia de fase cuando el forzante tropical está activo. Las Figuras 7.6 muestra la relación entre el ENSO y la fase del cEOF2 para los modelos de CMIP. Los modelos con una correlación alta entre el cEOF2 y el ENSO muestran una relación sinusoidal similar a la observada en ERA5 con fases cercanas a $+90^\circ$ están asociadas a ONI positivo y viceversa. La Figura 7.7 muestra la distribución de fases del cEOF2 para primaveras con ONI menor a -0.5, mayor a 0.5 y valores intermedios. Cuando el ONI está más activo, el cEOF2 tiene una preferencia de fase de $\pm 90^\circ$, mientras que cuando se encuentra más neutral, la distribución de la fase del cEOF2 es más uniforme. Esta relación sólo existe en los modelos con mayor relación entre el cEOF2 y el ENSO. En los modelos con baja correlación, como IPSL-CM6A-LR o INM-CM5-0 la fase del cEOFs es aproximadamente uniforme independientemente del valor del ONI.

Relación con el SAM

relaciuxf3n-con-el-sam

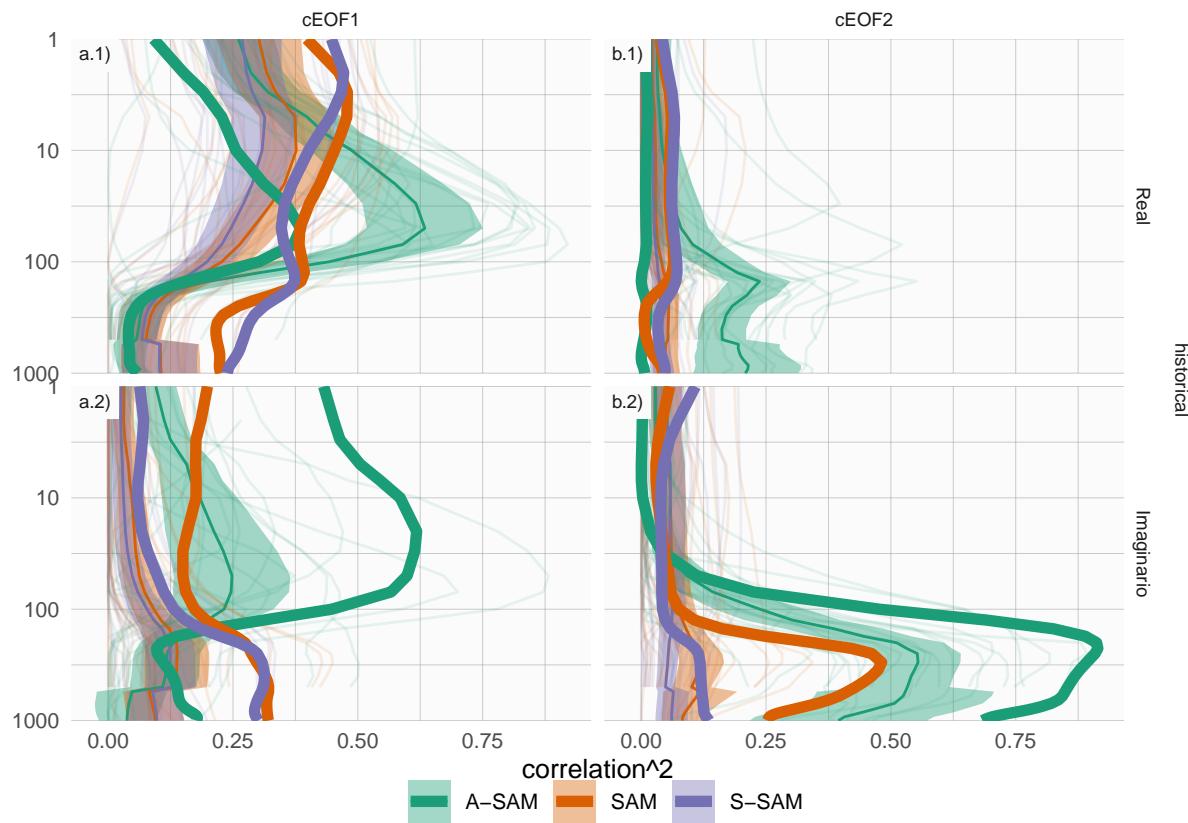


Figura 7.8: Igual que la Figura 6.1 pero para los modelos del CMIP6. [fig:cor_sam_cmip6](#)

En la Figura 7.8 se muestra el r^2 entre las componentes del SAM y las fases de los cEOFs. 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.

Se observa que la relación entre el SAM y el cEOF2 en los modelos del CMIP6 es prácticamente nula en todos los niveles de la atmósfera, sugiriendo que éstos no capturan esta interacción entre el PSA2 y el SAM. Sin embargo, sí logran capturar su relación con el A-SAM en la tropósfera; y aunque esta relación tiene menor magnitud en promedio, se observa que ciertos modelos sí consiguen correlaciones comparables con las observadas.

7.3. Tendencias

tendencias

De la sección anterior surge que los modelos de CMIP6 logran capturar la estructura espacial de los cEOFs así como 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.

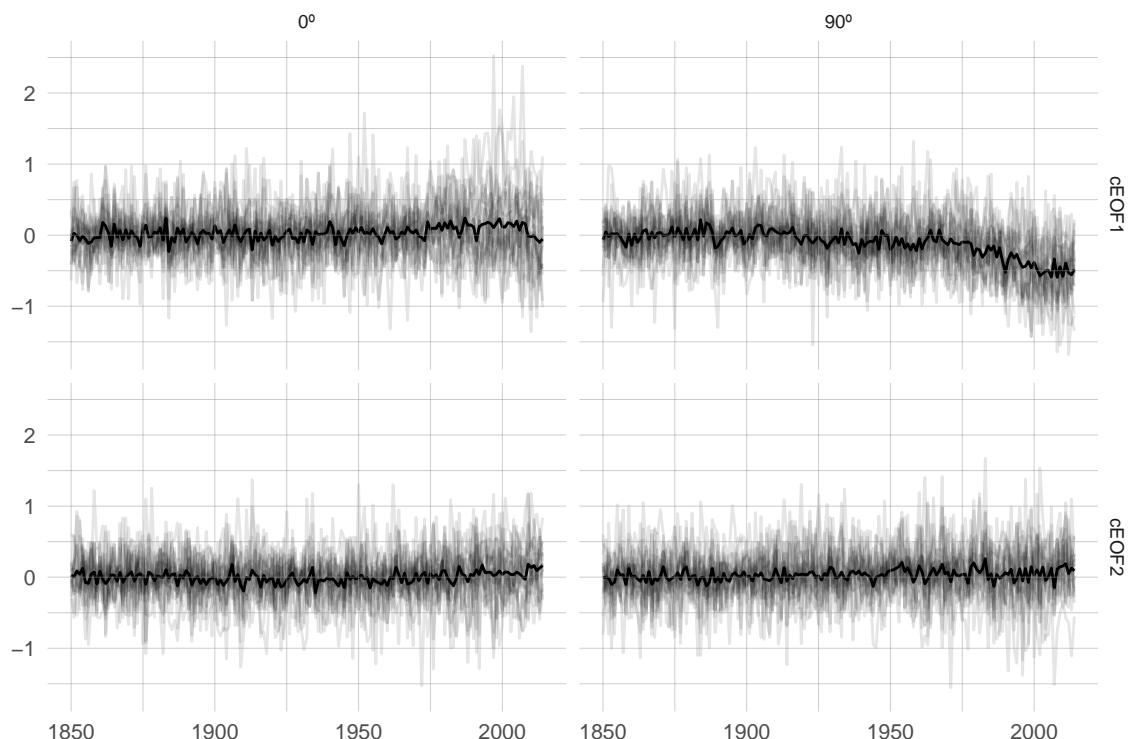


Figura 7.9: Series temporales de anomalías estandarizadas de los cEOFs computados usando el período 1850 – 2014. Las anomalías están computadas sobre el período 1850 – 1900. En líneas translúcidas, las series promedio de cada modelo. En línea oscura, la media multimodelo. Fig. 7.9: series-largas

La Figura 7.9 muestra las series temporales durante todo el período. Se observa que la fase de 0° del cEOF1 tiene una tendencia positiva comenzando al rededor de 1950, consistente con la tendencia observada en ERA5 (Fig. 4.4). También se observa una tendencia negativa para la fase de 90° del cEOF1. Ésta no es detectable en ERA5. El cEOF2 no presenta tendencias.

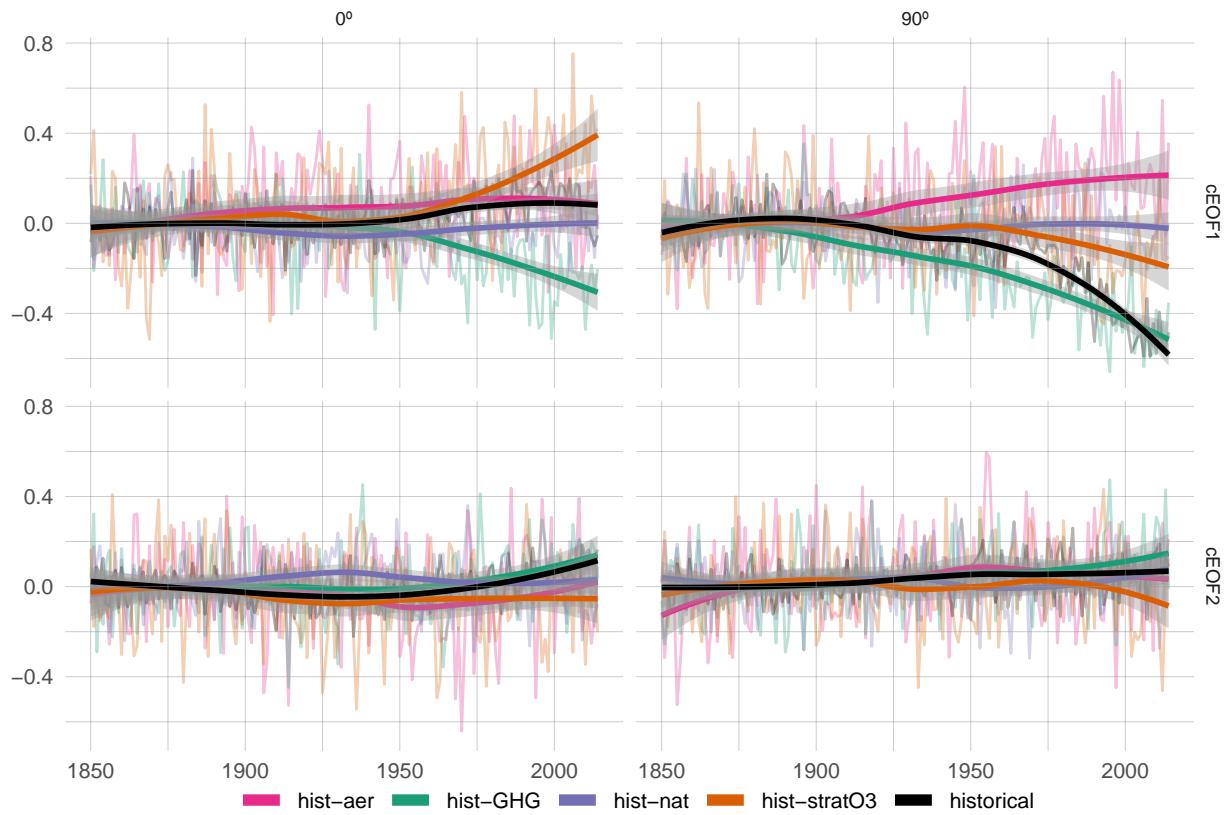


Figura 7.10: (ref:ceof-damip-cap)

fig:ceof-damip

Para tratar de atribuir esta tendencia, computamos los mismos cEOFs para experimentos de DAMIP. La Figura 7.10 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 a la de hist-stratO3. Esto sugiere que el ozono estatosférico y los gases de efecto invernadero tienen efectos contrarios sobre esta fase del cEOF1.

Una compensación parcial similar también se observa en la fase de 90° del cEOF1, la cual presenta una tendencia negativa en hist-GHG y positiva en hist-aer.

(ref:suma-cap)

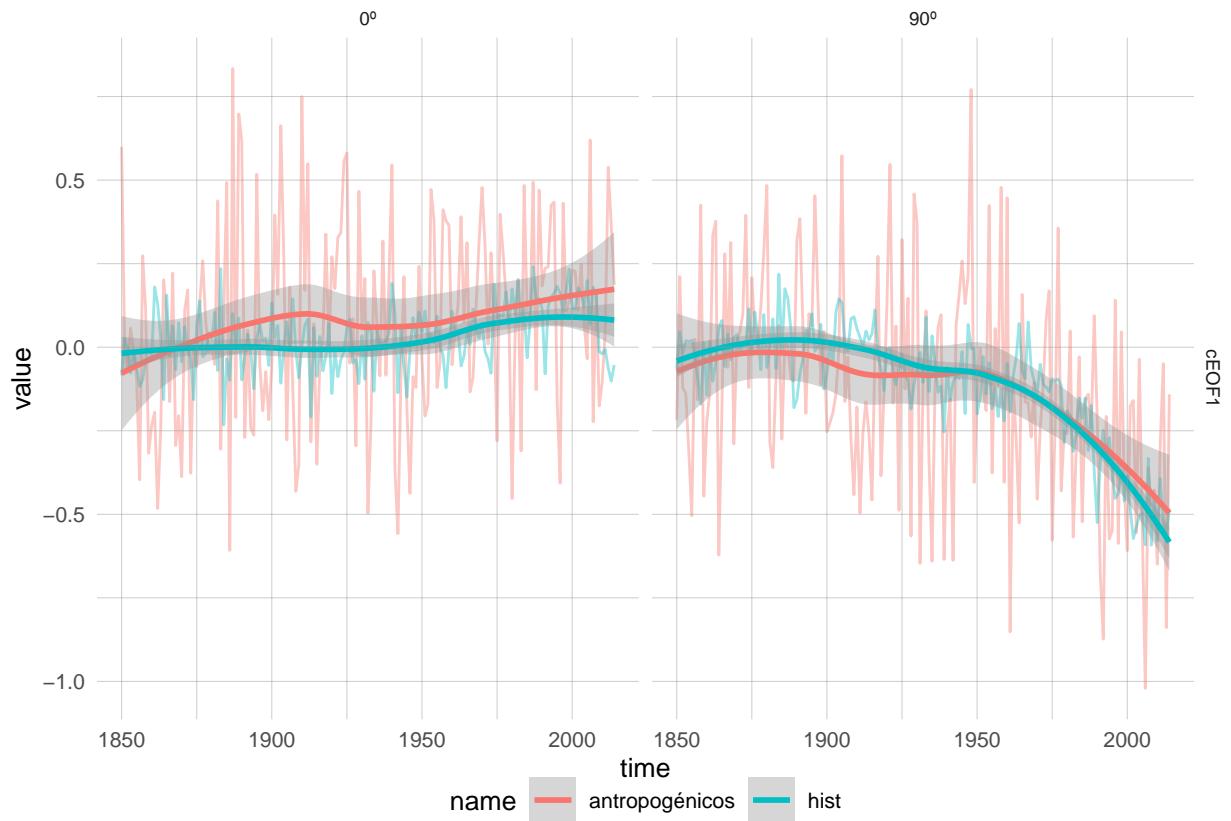


Figura 7.11: (ref:suma-cap)

fig:suma

Como una aproximación, la Figura 7.11 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.

7.4. Conclusiones

conclusiones-2

Capítulo 8

Conclusiones

conclusiones-3

referencias

- Adams, J.C., Swartztrauber, P.N., and Sweet, R., 1999. FISHPACK, a package of Fortran subprograms for the solution of separable elliptic partial differential equations.
- Albers, S., and Campitelli, E., 2020, August. Rsoi: Import Various Northern and Southern Hemisphere Climate Indices.
- Allaire, J.J., Xie [aut, Y., cre, McPherson, J., Luraschi, J., Ushey, K., Atkins, A., Wickham, H., Cheng, J., Chang, W., and others, 2020, September. Rmarkdown: Dynamic Documents for R.
- Arblaster, J.M., and Meehl, G.A., 2006. Contributions of External Forcings to Southern Annular Mode Trends. *Journal of Climate*, 19, 12, 2896–2905.
- Bader, D.C., Leung, R., Taylor, M., and McCoy, R.B., 2019. E3SM-project E3SM1.0 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Baldwin, M.P., 2001. Annular modes in global daily surface pressure. *Geophysical Research Letters*, 28, 21, 4115–4118.
- Baldwin, M.P., and Thompson, D.W.J., 2009. A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 644, 1661–1672.
- 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., Horinouchi, T., and others, 2001. The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics*, 39, 2, 179–229.
- Bamston, A.G., Chelliah, M., and Goldenberg, S.B., 1997. Documentation of a highly ENSO-related sst region in the equatorial pacific: Research note. *Atmosphere-Ocean*, 35, 3, 367–383.
- Benjamini, Y., and 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)*, 57, 1, 289–300.
- Bethke, I., Wang, Y., Counillon, F., Kimmritz, M., Fransner, F., Samuelsen, A., Langehaug, H.R., Chiu, P.-G., Bentsen, M., Guo, C., and others, 2019. NCC

- NorCPM1 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Boucher, O., Denvil, S., Levavasseur, G., Cozic, A., Caubel, A., Foujols, M.-A., Meurdesoif, Y., Cadule, P., Devilliers, M., Ghattas, J., and others, 2018a. IPSL IPSL-CM6A-LR model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Boucher, O., Denvil, S., Levavasseur, G., Cozic, A., Caubel, A., Foujols, M.-A., Meurdesoif, Y., and Gastineau, G., 2018b. IPSL IPSL-CM6A-LR model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Cai, W., Rensch, P. van, Cowan, T., and Hendon, H.H., 2011. Teleconnection Pathways of ENSO and the IOD and the Mechanisms for Impacts on Australian Rainfall. *Journal of Climate*, 24, 15, 3910–3923.
- 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., and others, 2020. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1, 4, 215–231.
- Campitelli, E., 2020, April. metR: Tools for Easier Analysis of Meteorological Fields. ———, 2023, November. Rcmip6.
- , n.d. Estudio de los mecanismos físicos asociados con el patrón de onda 3 de la circulación atmosférica del Hemisferio Sur, 106.
- Campitelli, E., Díaz, L.B., and Vera, C., 2022. Assessment of zonally symmetric and asymmetric components of the Southern Annular Mode using a novel approach. *Climate Dynamics*, 58, 1, 161–178.
- Cao, J., and Wang, B., 2019. NUIST NESMv3 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Cazes-Boezio, G., Robertson, A.W., and Mechoso, C.R., 2003. Seasonal Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationships with Precipitation in Uruguay. *Journal of Climate*, 16, 8, 1159–1176.
- Chung, C., and Nigam, S., 1999. Weighting of geophysical data in Principal Component Analysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104, D14, 16925–16928.
- Clem, K.R., and Fogt, R.L., 2013. Varying roles of ENSO and SAM on the Antarctic Peninsula climate in austral spring. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 20, 11, 481–11, 492.
- Danabasoglu, G., 2019a. NCAR CESM2 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- , 2019b. NCAR CESM2 model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Dix, M., Bi, D., Dobrohotoff, P., Fiedler, R., Harman, I., Law, R., Mackallah, C., Marsland, S., O'Farrell, S., Rashid, H., and others, 2019. CSIRO-ARCCSS ACCESS-CM2 model output prepared for CMIP6 CMIP.

- Dix, M., Mackallah, C., Bi, D., Bodman, R., Marsland, S., Rashid, H., Woodhouse, M., and Druken, K., 2020. CSIRO-ARCCSS ACCESS-CM2 model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Dowle, M., and Srinivasan, A., 2020, July. Data.table: Extension of 'data.frame'. E3SM-project E3SM1.0 model output prepared for CMIP6 DAMIP, 2022.
- Fan, K., 2007. Zonal asymmetry of the Antarctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 34, 2.
- Fogt, R.L., and Marshall, G.J., 2020. The Southern Annular Mode: Variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. *WIREs Climate Change*, 11, 4, e652.
- Fogt, R.L., Bromwich, D.H., and Hines, K.M., 2011. Understanding the SAM influence on the South Pacific ENSO teleconnection. *Climate Dynamics*, 36, 7, 1555–1576.
- Fogt, R.L., Jones, J.M., and Renwick, J., 2012. Seasonal Zonal Asymmetries in the Southern Annular Mode and Their Impact on Regional Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 25, 18, 6253–6270.
- Garreaud, R., 2007. Precipitation and Circulation Covariability in the Extratropics. *Journal of Climate*, 20, 18, 4789–4797.
- Gelbrecht, M., Boers, N., and Kurths, J., 2018. Phase coherence between precipitation in South America and Rossby waves. *Science Advances*, 4, 12, eaau3191.
- Gillett, N.P., Allan, R.J., and Ansell, T.J., 2005. Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophysical Research Letters*, 32, 19.
- Gillett, N.P., Kell, T.D., and Jones, P.D., 2006. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 33, 23.
- Gillett, N.P., Fyfe, J.C., and Parker, D.E., 2013. Attribution of observed sea level pressure trends to greenhouse gas, aerosol, and ozone changes. *Geophysical Research Letters*, 40, 10, 2302–2306.
- Gong, D., and Wang, S., 1999. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophysical Research Letters*, 26, 4, 459–462.
- Goyal, R., Jucker, M., Sen Gupta, A., Hendon, H.H., and England, M.H., 2021. Zonal wave 3 pattern in the Southern Hemisphere generated by tropical convection. *Nature Geoscience*, 14, 10, 732–738.
- Goyal, R., Jucker, M., Gupta, A.S., and England, M.H., 2022. A new zonal wave 3 index for the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, -1, aop, 1–25.
- Grytsai, A., 2011. Planetary wave peculiarities in Antarctic ozone distribution during 1979–2008. *International Journal of Remote Sensing*, 32, 11, 3139–3151.

- Hartmann, D.L., and Garcia, R.R., 1979. A Mechanistic Model of Ozone Transport by Planetary Waves in the Stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36, 2, 350–364.
- Hendon, H.H., Thompson, D.W.J., and Wheeler, M.C., 2007. Australian Rainfall and Surface Temperature Variations Associated with the Southern Hemisphere Annular Mode. *Journal of Climate*, 20, 11, 2452–2467.
- Hendon, H.H., Lim, E.-P., and Nguyen, H., 2014. Seasonal Variations of Subtropical Precipitation Associated with the Southern Annular Mode. *Journal of Climate*, 27, 9, 3446–3460.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., and others, 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 730, 1999–2049.
- Ho, M., Kiem, A.S., and Verdon-Kidd, D.C., 2012. The Southern Annular Mode: A comparison of indices. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 3, 967–982.
- Hobbs, W.R., and Raphael, M.N., 2010. Characterizing the zonally asymmetric component of the SH circulation. *Climate Dynamics*, 35, 5, 859–873.
- Horel, J.D., 1984. Complex Principal Component Analysis: Theory and Examples. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 23, 12, 1660–1673.
- Horowitz, L.W., John, J.G., Blanton, C., McHugh, C., Radhakrishnan, A., Rand, K., Vahlenkamp, H., Zadeh, N.T., Wilson, C., Dunne, J.P., and others, 2018. NOAA-GFDL GFDL-ESM4 model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Hoskins, B.J., and Hodges, K.I., 2005. A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. *Journal of Climate*, 18, 20, 4108–4129.
- Huang, B., Thorne, P.W., Banzon, V.F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J.H., Menne, M.J., Smith, T.M., Vose, R.S., and Zhang, H.-M., 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations, and Intercomparisons. *Journal of Climate*, 30, 20, 8179–8205.
- Hufkens, K., 2020, July. Ecmwfr: Programmatic interface to the two European Centre for Medium-Range Weather Forecasts API services.
- Irving, D., and Simmonds, I., 2015. A Novel Approach to Diagnosing Southern Hemisphere Planetary Wave Activity and Its Influence on Regional Climate Variability. *Journal of Climate*, 28, 23, 9041–9057.
- , 2016. A New Method for Identifying the Pacific–South American Pattern and Its Influence on Regional Climate Variability. *Journal of Climate*, 29, 17, 6109–6125.

- Jones, G., 2019. MOHC HadGEM3-GC31-LL model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Jones, J.M., Fogt, R.L., Widmann, M., Marshall, G.J., Jones, P.D., and Visbeck, M., 2009. Historical SAM Variability. Part I: Century-Length Seasonal Reconstructions. *Journal of Climate*, 22, 20, 5319–5345.
- Jones, M.E., Bromwich, D.H., Nicolas, J.P., Carrasco, J., Plavcová, E., Zou, X., and Wang, S.-H., 2019. Sixty Years of Widespread Warming in the Southern Middle and High Latitudes (1957–2016). *Journal of Climate*, 32, 20, 6875–6898.
- Jungclaus, J., Bittner, M., Wieners, K.-H., Wachsmann, F., Schupfner, M., Legutke, S., Giorgetta, M., Reick, C., Gayler, V., Haak, H., and others, 2019. MPI-m MPIESM1.2-HR model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Kao, H.-Y., and Yu, J.-Y., 2009. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *Journal of Climate*, 22, 3, 615–632.
- Karoly, D.J., 1989. Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation Events. *Journal of Climate*, 2, 11, 1239–1252.
- Katz, R.W., and Brown, B.G., 1991. The problem of multiplicity in research on teleconnections. *International Journal of Climatology*, 11, 5, 505–513.
- Kidson, J.W., 1988. Interannual Variations in the Southern Hemisphere Circulation. *Journal of Climate*, 1, 12, 1177–1198.
- Krokhin, V.V., and 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*, 11, 6, 1831–1841.
- Li, L., 2019. CAS FGOALS-g3 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- , 2020. CAS FGOALS-g3 model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Lim, E.-P., Hendon, H.H., Arblaster, J.M., Delage, F., Nguyen, H., Min, S.-K., and Wheeler, M.C., 2016. The impact of the Southern Annular Mode on future changes in Southern Hemisphere rainfall. *Geophysical Research Letters*, 43, 13, 7160–7167.
- Marshall, G.J., 2003. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*, 16, 24, 4134–4143.
- Marshall, G.J., and Thompson, D.W.J., 2016. The signatures of large-scale patterns of atmospheric variability in Antarctic surface temperatures. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 7, 3276–3289.
- Marshall, G.J., Stott, P.A., Turner, J., Connolley, W.M., King, J.C., and Lachlan-Cope, T.A., 2004. Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 31, 14.

- Mo, K.C., 2000. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 13, 20, 3599–3610.
- Mo, K.C., and Ghil, M., 1987. Statistics and Dynamics of Persistent Anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44, 5, 877–902.
- Mo, K.C., and Paegle, J.N., 2001. The Pacific–South American modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology*, 21, 10, 1211–1229.
- Nicolas, J.P., and Bromwich, D.H., 2014. New Reconstruction of Antarctic Near-Surface Temperatures: Multidecadal Trends and Reliability of Global Reanalyses. *Journal of Climate*, 27, 21, 8070–8093.
- Nuncio, M., and Yuan, X., 2015. The Influence of the Indian Ocean Dipole on Antarctic Sea Ice. *Journal of Climate*, 28, 7, 2682–2690.
- Pezza, A.B., Rashid, H.A., and Simmonds, I., 2012. Climate links and recent extremes in antarctic sea ice, high-latitude cyclones, Southern Annular Mode and ENSO. *Climate Dynamics*, 38, 1, 57–73.
- Ploshay, J., Hurlin, W., John, J.G., Blanton, C., McHugh, C., Radhakrishnan, A., Rand, K., Vahlenkamp, H., Zadeh, N.T., Wilson, C., and others, 2018. NOAA-GFDL GFDL-CM4 model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Plumb, R.A., 1985. On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 3, 217–229.
- Quintanar, A.I., and Mechoso, C.R., 1995. Quasi-Stationary Waves in the Southern Hemisphere. Part II: Generation Mechanisms. *Journal of Climate*, 8, 11, 2673–2690.
- R Core Team, 2020. R: A language and environment for statistical computing, R Foundation for Statistical Computing,.
- Raphael, M., 2003. Recent, Large-Scale Changes in the Extratropical Southern Hemisphere Atmospheric Circulation. *Journal of Climate*, 16, 17, 2915–2924.
- Raphael, M.N., 2004. A zonal wave 3 index for the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 31, 23.
- , 2007. The influence of atmospheric zonal wave three on Antarctic sea ice variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112, D12.
- Ridley, J., Menary, M., Kuhlbrodt, T., Andrews, M., and Andrews, T., 2018. MOHC HadGEM3-GC31-LL model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Ropelewski, C.F., and Jones, P.D., 1987. An Extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review*, 115, 9, 2161–2165.
- Rosso, F.V., Boiaski, N.T., Ferraz, S.E.T., and Robles, T.C., 2018. Influence of the Antarctic Oscillation on the South Atlantic Convergence Zone. *Atmosphere*, 9, 11,

- 431.
- Saji, N.H., and Yamagata, T., 2003. Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. *Climate Research*, 25, 2, 151–169.
- Saji, N.H., Goswami, B.N., Vinayachandran, P.N., and Yamagata, T., 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 6751, 360–363.
- Seferian, R., 2018. CNRM-CERFACS CNRM-ESM2-1 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Seland, ?yvind., Bentsen, M., Oliviè, D.J.L., Tonizzo, T., Gjermundsen, A., Graff, L.S., Debernard, J.B., Gupta, A.K., He, Y., Kirkevåg, A., and others, 2019. NCC NorESM2-LM model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Semmler, T., Danilov, S., Rackow, T., Sidorenko, D., Barbi, D., Hegewald, J., Sein, D., Wang, Q., and Jung, T., 2018. AWI AWI-CM1.1MR model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Sheather, S.J., and Jones, M.C., 1991. A Reliable Data-Based Bandwidth Selection Method for Kernel Density Estimation. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, 53, 3, 683–690.
- Shim, S., Lim, Y.-J., Byun, Y.-H., Seo, J., Kwon, S., and Kim, B.-H., 2020. NIMS-KMA UKESM1.0-LL model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Shiogama, H., 2019. MIROC MIROC6 model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Silvestri, G., and Vera, C., 2009. Nonstationary Impacts of the Southern Annular Mode on Southern Hemisphere Climate. *Journal of Climate*, 22, 22, 6142–6148.
- Smith, A.K., 1995. Numerical simulation of global variations of temperature, ozone, and trace species in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100, D1, 1253–1269.
- Space Studies (NASA/GISS), N.G.I. for, 2018a. NASA-GISS GISS-E2.1G model output prepared for CMIP6 CMIP.
- _____, 2018b. NASA-GISS GISS-E2.1G model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Swart, N.C., Cole, J.N.S., Kharin, V.V., Lazare, M., Scinocca, J.F., Gillett, N.P., Ansley, J., Arora, V., Christian, J.R., Jiao, Y., and others, 2019a. CCCma CanESM5 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- _____, and others, 2019b. CCCma CanESM5 model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Tang, Y., Rumbold, S., Ellis, R., Kelley, D., Mulcahy, J., Sellar, A., Walton, J., and Jones, C., 2019. MOHC UKESM1.0-LL model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Tatebe, H., and Watanabe, M., 2018. MIROC MIROC6 model output prepared for CMIP6 CMIP.

- Trenberth, K.E., 1980. Planetary Waves at 500 mb in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 108, 9, 1378–1389.
- Trenberth, K.F., and Mo, K.C., 1985. Blocking in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 113, 1, 3–21.
- Turner, J., Hosking, J.S., Bracegirdle, T.J., Phillips, T., and Marshall, G.J., 2017. Variability and trends in the Southern Hemisphere high latitude, quasi-stationary planetary waves. *International Journal of Climatology*, 37, 5, 2325–2336.
- van Loon, H., and Jenne, R.L., 1972. The zonal harmonic standing waves in the southern hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, 77, 6, 992–1003.
- Vasconcellos, F.C., Mattos-Gava, M.L.L., and Sansigolo, C.A., 2022. Statistical analysis of the relationship between Quasi-Biennial Oscillation and Southern Annular Mode. *Atmósfera*, 35, 2, 221–235.
- Volodire, A., 2018. CNRM-CERFACS CNRM-CM6-1 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- , 2019. CNRM-CERFACS CNRM-CM6-1 model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Volodin, E., Mortikov, E., Gritsun, A., Lykossov, V., Galin, V., Diansky, N., Gusev, A., Kostrykin, S., Iakovlev, N., Shestakova, A., and others, 2019. INM INM-CM5-0 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Walker, S.G.T., 1914. Correlation in Seasonal Variations of Weather, III: On the Criterion for the Reality of Relationships Or Periodicities, Meteorological Office,.
- Wang, L., Kushner, P.J., and Waugh, D.W., 2013. Southern Hemisphere Stationary Wave Response to Changes of Ozone and Greenhouse Gases. *Journal of Climate*, 26, 24, 10205–10217.
- Wickham, H., 2009. *Ggplot2: Elegant Graphics for Data Analysis*, Springer-Verlag,.
- Wieners, K.-H., Giorgetta, M., Jungclaus, J., Reick, C., Esch, M., Bittner, M., Legutke, S., Schupfner, M., Wachsmann, F., Gayler, V., and others, 2019. MPI-m MPIESM1.2-LR model output prepared for CMIP6 CMIP.
- 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*, 97, 12, 2263–2273.
- Wirth, V., 1993. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98, D5, 8873–8882.
- Wolter, K., and 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, 31, 7, 1074–1087.
- Xie, P., and 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, 78, 11, 2539–2558.
- Xie, Y., 2015. Dynamic documents with R and knitr, 2nd ed., Chapman and Hall/CRC,.
- Xin, X., Wu, T., Shi, X., Zhang, F., Li, J., Chu, M., Liu, Q., Yan, J., Ma, Q., and Wei, M., 2019. BCC BCC-CSM2MR model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Yukimoto, S., Koshiro, T., Kawai, H., Oshima, N., Yoshida, K., Urakawa, S., Tsujino, H., Deushi, M., Tanaka, T., Hosaka, M., and others, 2019. MRI MRI-ESM2.0 model output prepared for CMIP6 DAMIP.
- Zamboni, L., Mechoso, C.R., and 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, 23, 12, 3300–3315.
- Ziehn, T., Chamberlain, M., Lenton, A., Law, R., Bodman, R., Dix, M., Wang, Y., Dobrohotoff, P., Srbinovsky, J., Stevens, L., and others, 2019. CSIRO ACCESS-ESM1.5 model output prepared for CMIP6 CMIP.
- Ziehn, T., Dix, M., Mackallah, C., Chamberlain, M., Lenton, A., Law, R., Druken, K., and Ridzwan, S.M., 2020. CSIRO ACCESS-ESM1.5 model output prepared for CMIP6 DAMIP.