

Tesis Doctoral

Forzantes antropogénicos y naturales de la variabilidad climática en el sudeste de Sudamérica

Díaz, Leandro Baltasar

2018-03-06

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Díaz, Leandro Baltasar. (2018-03-06). Forzantes antropogénicos y naturales de la variabilidad climática en el sudeste de Sudamérica. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:

Díaz, Leandro Baltasar. "Forzantes antropogénicos y naturales de la variabilidad climática en el sudeste de Sudamérica". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2018-03-06.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Forzantes antropogénicos y naturales de la variabilidad climática en el sudeste de Sudamérica

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

Lic. Leandro Baltasar Díaz

Directores: Dra. Carolina S. Vera

Dr. Ramiro I. Saurral

Consejera de estudios: Dra. Andrea C. Saulo

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

BUENOS AIRES, 2018

Resumen

Forzantes antropogénicos y naturales de la variabilidad climática en el sudeste de Sudamérica

Este trabajo de tesis tiene como objetivo avanzar en la descripción y entendimiento de los procesos asociados con la variabilidad climática de baja frecuencia (escalas interanuales a más largas) en la precipitación de verano del sudeste de Sudamérica (SESA) bajo la influencia de los forzantes antropogénicos y naturales del clima. Para alcanzar este objetivo se utilizaron diversos conjuntos de simulaciones climáticas que se realizaron con modelos de circulación general en la quinta Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5) del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas.

Se estudiaron las tendencias lineales de la precipitación de verano en Sudamérica para el período 1902-2005. Tanto las observaciones como los modelos muestran tendencias positivas en SESA, que se asocian, al menos en parte, al forzante antropogénico. Se encontró que los cambios en la actividad del principal modo de variabilidad interanual juegan un rol en explicar las tendencias positivas de la región.

Teniendo en cuenta estudios anteriores que muestran la influencia de la variabilidad oceánica sobre la precipitación de SESA, se estudió, a través del método de descomposición en valores singulares (SVD), el patrón principal de covariabilidad entre las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica. Se puso especial énfasis en estudiar el efecto de la tendencia asociada al calentamiento global. El patrón dominante de covariabilidad refleja la influencia mayormente de los Océanos Pacífico e Índico sobre la precipitación en SESA, explicando el 71 % (47 %) de la covariabilidad cuando se mantiene (cuando se remueve) la tendencia. En ambos casos, las series temporales asociadas a este patrón muestran variabilidad en distintas escalas desde interanuales a multi-decadales. Se encontró que esta covariabilidad logra ser representada de manera razonable por los modelos.

Se evaluó también el desempeño de un conjunto de predicciones decadales de modelos del CMIP5 en escalas multi-anales, con el fin de evaluar si las condiciones iniciales del océano junto con la tendencia del calentamiento global permiten ciertos niveles de predictibilidad en escalas de años, tanto en la circulación del Hemisferio Sur como en el clima del sur de Sudamérica. La calidad de las predicciones de TSM es alta, y se debe mayormente a las tendencias. En cambio, las predicciones de la precipitación en Sudamérica muestran un desempeño bajo. Sin embargo, las predicciones decadales son capaces de representar las estructuras espaciales asociadas al patrón de covariabilidad sin tendencia en escalas interanuales, mostrando un desempeño significativo para los primeros dos años de predicción. Al repetir el análisis con las tendencias, se observa que aumenta el desempeño para los sucesivos años de predicción, lo que indica un valor agregado de considerar el efecto del calentamiento global sobre la variabilidad climática.

Palabras Claves: Tendencias, Variabilidad Interanual y decadal, Forzante Antropogénico, Patrón de Covariabilidad, Predicciones decadales, Sudeste de Sudamérica

Abstract

Anthropogenic and natural forcings in Southeastern South America climate variability

This thesis aims to advance the description and understanding of processes related with low frequency variability (interannual and longer scales) in Southeastern South America (SESA) summer rainfall under anthropogenic and natural climate forcings. To achieve this goal, sets of coordinated climate model experiments from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) of the World Climate Research Programme were used.

Austral summer rainfall trends were analysed over South America between 1902 and 2005. Positive trends in SESA were found in both observations and simulations. The anthropogenic forcing has at least a partial contribution in explaining these changes. Changes of the leading pattern of precipitation interannual variability activity play a role in explaining regional positive trends.

As previous studies show how ocean variability influences SESA rainfall, the leading observed covariability pattern of sea surface temperatures (SST) and austral summer SESA rainfall was assessed using the Singular Value Decomposition (SVD) Methodology, with special emphasis on trends associated with global warming. The leading observed co-variability pattern evidences Pacific and Indian Ocean influence on SESA rainfall, explaining 71 % (47 %) of covariability with (without) trends. In both cases, temporal series related with these pattern show variability ranging from interannual to multidecadal scales. Models are able to reproduce reasonably well the leading pattern of covariability.

Also, the skill of a set of CMIP5 models decadal predictions was assessed in multiannual scales, with the aim of evaluate if initializing ocean conditions along with global warming trends give any predictability level in annual scales for Southern Hemisphere circulation and Southern South America climate. SST prediction skill is high, mostly due to trends. However, rainfall prediction skill is low in South America. On the other hand, decadal prediction are able to represent spatial structures related with the leading covariability pattern without trends in interannual scales, showing skill in the first two prediction years. When trends are also considered, skill increase for successive prediction years, indicating additional value from global warming effect over climate variability.

Keywords: Trends, Interannual and decadal variability, Anthropogenic forcing, Covariability pattern, Decadal predictions, Southeastern South America

Agradecimientos

A mi mamá Alicia y a mi hermana Laura, por su apoyo incondicional en todo momento.

A mi papá Baltasar, a mis abuelas Felisa y Alcira, y a todos los que me apoyaron en diversos momentos de mi vida, pero que ya no tienen la oportunidad de acompañarme.

Al pueblo argentino que posee instituciones como la Universidad de Buenos Aires o el CONICET, que permiten el desarrollo y perfeccionamiento de innumerables vocaciones científicas.

A la Universidad de Buenos Aires, la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, y al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, por educarme en esta disciplina que tanto disfruto.

A las distintas organizaciones (OMM, WCRP, CLIVAR, SPARC, ICTP) que me financiaron en diversos cursos y congresos a los que pude asistir para exponer y discutir mis resultados, así como también entrar en contacto con estudiantes e investigadores de todo el mundo.

A Carolina, que ya desde que me incorporé al grupo como estudiante de grado, me fue ayudando a dar los primeros pasos y a entusiasmarme en el campo de la investigación.

A Ramiro, que tanto como docente como director, estimulo mi crecimiento.

A los docentes que tuve a lo largo de la carrera (Celeste, Carolina, Alberto, Paola, etc.) que me fueron mostrando lo interesante que puede ser la disciplina.

Al grupo de trabajo (Mariano, Marisol, etc.) por la buena onda siempre para compartir y ayudar en lo que uno necesita.

A Inés, Lucía, Hernán, Lucila y todos los compañeros que tuve a lo largo de la carrera, con los que fuimos creciendo y compartimos muchas experiencias.

A los compañeros de oficina que tuve a lo largo de estos años, de los que pude aprender muchas cosas y también compartí divertidos momentos.

A los compañeros de La Rolando, con los que reafirmamos juntos nuestro compromiso con una ciencia que sirva para nuestro pueblo.

A Bibiana y a Daniel por transitar juntos el camino de la indagación histórica de nuestra disciplina.

A los alumnos que tuve, que con sus preguntas y su motivación para aprender, también me permitieron aprender a mí un poco más.

A los amigos del colegio y del barrio, que sin conocer demasiado lo que hago o lo que es esta disciplina, siempre depositaron su confianza y sus palabras de aliento en mí.

Acrónimos

ACC (ing.) Coeficiente de correlación de anomalías.

AMO (ing.) Oscilación Multidecadal del Atlántico.

AMV (ing.) Variabilidad Multidecadal del Atlántico.

CMAF Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation.

CMIP3 (ing.) Tercera Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados.

CMIP5 (ing.) Quinta Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados.

CPC Climate Prediction Center.

CRU Climate Research Unit.

DEF Diciembre, enero y febrero.

ENOS El Niño-Oscilación del Sur.

EOF (ing.) Funciones ortogonales empíricas.

ERSST Extended Reconstructed Sea Surface Temperature.

GEI Gases de efecto invernadero.

GPCC Global Precipitation Climatology Centre.

H “Historical”.

HGHG “HistoricalGHG”.

HNat “HistoricalNat”.

HS (ing.) Hemisferio Sur.

IPCC (ing.) Panel Intergubernamental del Cambio Climático.

IPO (ing.) Oscilación Interdecadal del Pacífico.

ITCZ (ing.) Zona de Convergencia Intertropical.

JJA Junio, julio y agosto.

LASP Laboratory for Atmospheric and Space Physics.

MEI Multivariate ENSO Index.

MEM (ing.) Ensamble multi-modelo.

MSSS “Mean-squared Skill Score”.

MTM (ing.) Análisis espectral de Multitaper.

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration.

NPGO (ing.) Giro del Pacífico Norte.

ONI Oceanic Niño Index.

past1000 “Last Millenium”.

PC1 (ing.) Componente principal.

PCG Período de calentamiento global.

PDO (ing.) Oscilación decadal del Pacífico.

PEH Pequeña Edad de Hielo.

PI Pre-industrial.

PMIP3 (ing.) Tercera Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Paleoclimáticos.

SACZ (ing.) Zona de Convergencia del Atlántico Sur.

SALLJ (ing.) Corriente en chorro de capas bajas de Sudamérica.

SAM (ing.) Modo Anular del Sur.

SAMS (ing.) Sistema monzónico de Sudamérica.

SAn (ing.) Andes del Sur.

SESA Sudeste de Sudamérica.

SVD (ing.) Descomposición de valores singulares.

TSM Temperatura de la superficie del mar.

WCRP (ing.) Programa Mundial de Investigaciones Climáticas.

Índice general

Resumen	I
Abstract	III
Agradecimientos	V
Acrónimos	VII
Índice de Figuras	XI
Índice de Tablas	XV
1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Motivaciones, aportes originales y objetivos de la tesis	6
2. Tendencias observadas y simuladas de la precipitación en Sudamérica	9
2.1. Datos y Metodología	9
2.2. Tendencia lineal de la precipitación estival	15
2.3. Patrón dominante de variabilidad interanual de la precipitación estival	22
2.4. Cambios de la precipitación entre la Pequeña Edad de Hielo y el clima presente	32
2.4.1. Evidencia paleoclimáticas	32
2.4.2. Cambios en la Precipitación	34
2.4.3. Mecanismos relacionados con los cambios registrados	36
	IX

2.5. Puntos destacables del Capítulo 2	43
3. Covariabilidad de la temperatura superficial del mar y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica	47
3.1. Datos y Metodología	47
3.2. Patrones de covariabilidad observados	49
3.2.1. Características principales	49
3.2.2. Periodicidades dominantes en la actividad del modo SVD1	56
3.2.3. Variaciones decadales asociadas con el modo SVD1	64
3.3. Patrones de covariabilidad simulados	67
3.4. Puntos destacables del Capítulo 3	72
4. Desempeño de las predicciones decadales en el verano	73
4.1. Antecedentes	73
4.2. Datos y Metodología	75
4.3. Desempeño de las predicciones decadales	79
4.4. Puntos destacables del Capítulo 4	99
5. Patrones de covariabilidad en las predicciones climáticas decadales	103
5.1. Antecedentes	103
5.2. Datos y Metodología	106
5.3. Evaluación del desempeño de las predicciones del modo SVD1	108
5.4. Puntos destacables del Capítulo 5	141
6. Conclusiones	145
Bibliografía	153

Índice de figuras

2.1. Tendencias de la precipitación de DEF observadas.	16
2.2. Tendencias de la precipitación de DEF en las simulaciones H, HNat y HGHG del CMIP5.	17
2.3. Box-plots de las tendencias simuladas de la precipitación en las regiones de SESA y SAn.	19
2.4. Tendencia de la precipitación simulada para las regiones de SESA y SAn en las simulaciones H, HNat y HGHG del CMIP5.	21
2.5. EOF1 observado y simulado.	23
2.6. Cambios de la actividad del EOF1	25
2.7. Tendencias de la precipitación de DEF para modelos del MEM_A y aquellos que no	27
2.8. Tendencias de la precipitación de DEF para modelos del MEM_B y aquellos que no	29
2.9. Tendencias de la precipitación de DEF para todos los miembros de los modelos del CMIP5.	30
2.10. Tendencia de la precipitación simulada para las regiones de SESA en las simulaciones H, HNat y HGHG del CMIP5 para modelos del MEM_A y aquellos que no.	31
2.11. Precipitación de DEF simulada en PI y diferencias para PEH y PCG.	35
2.12. Precipitación de JJA simulada en PI y diferencias para PEH y PCG.	37
2.13. Desplazamiento del borde sur de la Celda de Hadley.	39
2.14. Viento zonal de 200 hPa de DEF simulado en PI y diferencias para PEH y PCG.	41
2.15. Viento zonal de 850 hPa de JJA simulado en PI y diferencias para PEH y PCG.	42
2.16. Viento zonal de 850 hPa de JJA en HS simulado en PI y diferencias para PEH y PCG.	43
3.1. Modo 1 SVD entre las anomalías de la TSM y de precipitación sobre SESA para el período 1902-2010.	50

3.2. Serie temporal del SVD1 de la TSM y anomalía de precipitación en SESA	51
3.3. Modo 2 SVD entre las anomalías de la TSM y de precipitación sobre SESA para el período 1902-2010.	53
3.4. Modo 1 SVD entre las anomalías de la TSM y de precipitación sobre SESA para el período 1962-2013.	55
3.5. Regresión para modo SVD1 con anomalías de altura geopotencial en 200 hPa para el período 1962-2013.	56
3.6. MTM de la serie temporal SVD1 de la TSM para el período 1902-2010.	57
3.7. Regresión de las anomalías de la TSM con la serie temporal SVD1 de la TSM observada y reconstruida para el período 1902-2010.	58
3.8. Contribución parcial de las series correspondientes a cada una de las periodicidades significativas en la regresión total para serie temporal SVD1 de la TSM reconstruida. .	60
3.9. MTM de la serie temporal SVD1 de TSM sin tendencia para el período 1902-2010. . .	61
3.10. Regresión de las anomalías de la TSM con la serie temporal SVD1 de TSM sin tendencia observada y reconstruida para el período 1902-2010.	62
3.11. Contribución parcial de las series correspondientes a cada una de las periodicidades significativas en la regresión total para serie temporal SVD1 de la TSM sin tendencia reconstruida.	63
3.12. Correlación móvil de 19 años entre las series temporales del SVD1 de la TSM y de la precipitación.	65
3.13. Composiciones de eventos positivos/negativos para acople alto/bajo.	66
3.14. Modo 1 SVD entre las anomalías de la TSM y de precipitación sobre SESA simulado para el período 1902-2004.	68
3.15. Índice M para las simulaciones H.	70
3.16. MTM de la serie temporal SVD1 de TSM de los modelos para el período 1902-2010. .	71
3.17. MTM de la serie temporal SVD1 de TSM sin tendencia de los modelos para el período 1902-2010.	71
4.1. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la TSM de DEF con tendencia.	81
4.2. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la TSM de DEF sin tendencia.	83

4.3. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la altura geopotencial de 200 hPa de DEF con tendencia.	85
4.4. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la altura geopotencial de 200 hPa de DEF sin tendencia.	87
4.5. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la precipitación de DEF con tendencia.	90
4.6. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la precipitación de DEF sin tendencia.	93
4.7. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Pacífico Tropical Este.	95
4.8. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Pacífico Tropical Oeste.	96
4.9. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Índico.	96
4.10. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Pacífico Norte.	97
4.11. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Pacífico Sur.	98
4.12. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la precipitación de DEF en SESA_SVD.	99
4.13. Evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la precipitación de DEF en SAn.	100
5.1. Correlación, para cada año de predicción, entre la serie temporal SVD1 de la TSM sin tendencia obtenida a partir de las observaciones y las obtenidas a partir de las predicciones decadales.	109
5.2. Modo 1 SVD TSM sin tendencia Año 1 de predicción.	110
5.3. Modo 1 SVD TSM sin tendencia Año 2 de predicción.	111
5.4. Modo 1 SVD TSM sin tendencia Año 4 de predicción.	112
5.5. Serie temporal del SVD1 TSM sin tendencia Año 1 de predicción.	113
5.6. Serie temporal del SVD1 TSM sin tendencia Año 2 de predicción.	116

5.7. Serie temporal del SVD1 TSM sin tendencia Año 4 de predicción.	117
5.8. Terciles del SVD1 TSM sin tendencia observado y simulado.	118
5.9. Correlación, para cada año de predicción, entre la serie temporal SVD1 de la precipitación sin tendencia obtenida a partir de las observaciones y las obtenidas a partir de las predicciones decadales.	119
5.10. Serie temporal del SVD1 precipitación sin tendencia Año 1 de predicción.	121
5.11. Correlación, para cada año de predicción, entre la serie temporal SVD1 con tendencia obtenida a partir de las observaciones y las obtenidas a partir de las predicciones decadales.	123
5.12. Modo 1 SVD TSM con tendencia Año 1 de predicción.	124
5.13. Modo 1 SVD TSM con tendencia Año 2 de predicción.	125
5.14. Modo 1 SVD TSM con tendencia Año 4 de predicción.	125
5.15. Serie temporal del SVD1 TSM con tendencia Año 1 de predicción.	127
5.16. Serie temporal del SVD1 TSM con tendencia Año 2 de predicción.	129
5.17. Serie temporal del SVD1 TSM con tendencia Año 4 de predicción.	130
5.18. Terciles del SVD1 TSM con tendencia observado y simulado.	132
5.19. Correlación, para cada año de predicción, entre la serie temporal SVD1 de la precipitación con tendencia obtenida a partir de las observaciones y las obtenidas a partir de las predicciones decadales.	132
5.20. Serie temporal del SVD1 precipitación con tendencia Año 1 de predicción.	135

Índice de tablas

2.1. Características de los modelos del CMIP5 utilizados en la tesis.	11
2.2. Regiones utilizadas en la tesis.	19
4.1. Características de los modelos del CMIP5 utilizados para evaluar las predicciones decadales.	76
5.1. Características de los Eventos El Niño más intensos del período estudiado.	136
5.2. Valores del SVD1 de la TSM en las predicciones decadales para los eventos El Niño más intensos.	137
5.3. Valores del SVD1 de la precipitación en las predicciones decadales para los eventos El Niño más intensos.	138
5.4. Anomalía de precipitación promedio en SESA obtenida a partir de la regresión con valor del SVD1 observado y de las predicciones decadales.	140

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

La investigación de la variabilidad y los cambios en el clima a escalas regionales es altamente relevante no solo desde el punto de vista científico sino también por su impacto en los diferentes sectores socio-económicos. En ese sentido, la región del Sudeste de Sudamérica (SESA) es de gran interés, debido a que allí se han detectado tendencias positivas significativas en la precipitación media y en los extremos diarios de precipitación estivales durante el siglo XX (ej. Liebmann y otros (2004); Re y Barros (2009); Penalba y Robledo (2010)) que han favorecido, entre otros factores, la expansión de las actividades agrícolas. Asimismo, la mayoría de los modelos climáticos globales incluidos en el conjunto de simulaciones de la tercera Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (sigla en inglés CMIP3, Meehl y otros (2007)) del Programa Mundial de Investigaciones Climáticas (sigla en inglés WCRP) y utilizados en el Cuarto Informe del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (sigla en inglés IPCC) han proyectado tendencias positivas de la precipitación estival a lo largo del siglo XXI (ej. Vera y otros (2006b)).

Durante el verano, la precipitación en SESA está fuertemente ligada a la actividad del sistema monzónico de Sudamérica (sigla en inglés SAMS, Vera y otros (2006a)). Uno de los patrones más distintivos del SAMS es la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (sigla en inglés SACZ), caracterizada por una banda de nubosidad y precipitación extendida desde la región sur del Amazonas hacia el sudeste de Brasil y el Atlántico Sudoeste (ej. Kodama (1992)). Una considerable porción de la humedad presente en SESA proviene de la región amazónica, siendo transportada por la corriente en chorro de capas bajas de Sudamérica (sigla en inglés

SALLJ) que se ubica hacia el este de los Andes y es una componente crucial del ciclo hidrológico atmosférico en la región (ej. Berbery y Barros (2002)). La SALLJ está ligada al giro anticiclónico de escala continental que se extiende sobre la porción tropical y subtropical de Sudamérica, en asociación con los estes tropicales, los oestes extratropicales y el anticiclón del Atlántico Sur (ej. Rodwell y Hoskins (2001)).

La variabilidad de la precipitación estival en SESA está influenciada, entre otros factores, por la actividad de la SACZ en un amplio rango de escalas temporales (ej. Vera y otros (2006a)). En particular, el patrón principal de la variabilidad de la precipitación estival tanto en escalas intraestacionales como interanuales está caracterizado por una estructura dipolar con centros de anomalías de precipitación de signos opuestos ubicados sobre las regiones de SESA y SACZ (ej. Doyle y Barros (2002)). La fase positiva (negativa) del patrón se asocia con un aumento (decrecimiento) del transporte de humedad y la actividad convectiva en SESA y a una SACZ debilitada (intensificada), en asociación con eventos de SALLJ intensos (débiles) (ej. Junquas y otros (2012)). Estos cambios regionales son favorecidos por cambios en la componente divergente de la circulación, asociada con el SAMS, y en la componente rotacional, principalmente promovidos por la actividad de ondas de Rossby extendidas a lo largo del Pacífico Sur y Sudamérica.

En escalas interanuales, la precipitación sobre SESA es remotamente influenciada por las anomalías de la temperatura de la superficie del mar (TSM) en la región tropical del Océano Pacífico, en gran parte asociadas al fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) (ej. Ropelewski y Halpert (1987); Kiladis y Diaz (1989)). Esta influencia se da a través de trenes de ondas de Rossby que se extienden a lo largo del Pacífico Sur hasta Sudamérica. Durante la fase cálida del ENOS, estas teleconexiones inducen anomalías ciclónicas en la región extratropical de Sudamérica, mientras que en la zona tropical las anomalías son anticiclónicas (ej. Grimm y otros (2000)). Esas circulaciones promueven la convergencia anómala del transporte de humedad e incremento anómalo de la precipitación en SESA.

En escalas decadales, la variabilidad de la precipitación sobre SESA ha sido menos explorada. Sin embargo, se ha identificado la influencia de modos de variabilidad de menor frecuencia, que modulan por ejemplo la influencia del ENOS sobre SESA. En particular, en la estación cálida, se ha encontrado que la oscilación decadal del Pacífico (sigla en inglés PDO) intensifica la señal del ENOS cuando ambos modos coinciden en el signo de sus fases (Kayano y Andreoli (2007)). De este modo, durante las fases positivas de la PDO, se identificaron anomalías positivas de precipitación de mayor magnitud durante eventos El Niño asociadas con la intensificación

de la convergencia del flujo de humedad sobre la región (da Silva y otros (2011)). En escalas interdecadales, luego de filtrar la señal interanual asociada al ENOS, Barreiro y otros (2014) identificaron que la fase negativa de la PDO se asocia con anomalías negativas sobre SESA. Mientras que la influencia del Pacífico se muestra como la dominante sobre la precipitación en SESA, algunos trabajos sugieren que la variabilidad en el Atlántico puede también tener un rol en los cambios de menor frecuencia. Entre ellos, Seager y otros (2010) hallaron que la TSM en el Atlántico Tropical, que a su vez pueden ser relacionadas con la Oscilación Multidecadal del Atlántico (sigla en inglés AMO), modulan también las variaciones de precipitación en SESA en escalas multi-decadales. Estos autores sugieren que anomalías más frías en ese sector del Atlántico se asocian con condiciones más húmedas en SESA. Barreiro y otros (2014) también identificaron la influencia del Atlántico en la transición hacia condiciones más húmedas en SESA durante la década de 1970. Kayano y Capistrano (2014) encontraron que cuando la AMO y el ENOS están en fases opuestas los patrones de anomalías son más organizados y ocupan una extensión mayor, mientras que lo contrario ocurre cuando las fases son las mismas. Por otra parte, una variabilidad de alrededor de quince años en la actividad de la SACZ fue identificada en asociación con variaciones de la TSM del sudoeste del Océano Atlántico, con influencia a su vez en las variaciones de los caudales de los grandes ríos de la Cuenca del Plata (Robertson y Mechoso (2000)).

Las causas de la tendencia positiva de la precipitación estival, que ha sido identificada en SESA a lo largo del siglo XX y en lo que va del siglo XXI, no han sido muy estudiadas todavía, lo que genera incertidumbre en lo que pueda suceder durante el resto del presente siglo. A partir del análisis de diversos modelos numéricos, se ha identificado la importancia del aumento de los gases de efecto invernadero (GEI) así como de la disminución del ozono (Gonzalez y otros (2014); Zhang y otros (2016)) en explicar al menos en parte esa tendencia. SESA es una de las pocas regiones subtropicales en la cual las proyecciones para el siglo XXI muestran un aumento significativo de la precipitación estival (ej. IPCC (2013)). Recientemente, Junquas y otros (2012) encontraron que las tendencias positivas proyectadas para la precipitación estival en SESA a lo largo del siglo XXI, están ligadas significativamente a un aumento en la frecuencia de la fase positiva del patrón principal de variabilidad interanual de la precipitación estival que favorece la precipitación en SESA. A través de simulaciones numéricas, Junquas y otros (2013) identificaron que en la influencia sobre el clima de Sudamérica del calentamiento de la TSM tropical asociada a los GEI se pueden identificar dos mecanismos que actúan de manera opuesta sobre la precipitación en SESA. Por un lado, el calentamiento zonal simétrico de la TSM tropical induce una intensificación de la Celda de Hadley, que promueve un decrecimiento

de la precipitación en SESA. Por otro lado, la parte zonalmente asimétrica del calentamiento de la TSM tropical, relacionado con un calentamiento diferenciado del océano superficial del Pacífico e Índico ecuatorial con respecto al Atlántico, promueve el desarrollo de trenes de ondas de Rossby estacionarias que favorecen un aumento en la frecuencia de la fase positiva del patrón principal de variabilidad interanual, incrementando la precipitación en SESA.

Trabajos previos han mostrado que la precipitación en SESA durante el siglo XX presentó tendencias de carácter no lineal, que se ven moduladas por variabilidad en escalas interanuales y decadales, que pueden ser relacionadas en cierta medida con los modos de variabilidad previamente descritos (ej. Gonzalez y otros (2013); Saurral y otros (2017)). Por ese motivo, una mayor comprensión de estas escalas es necesaria para poder entender los cambios futuros que puedan ocurrir en la región. Además, las evaluaciones de las necesidades de información climática por parte de diferentes usuarios han concluido que las escalas decadales son relevantes para planeamiento de infraestructura, manejo de recursos hídricos, planeamiento del sistema de provisión de energía, entre otros (ej. Vera y otros (2010)).

Los forzantes del sistema climático como ser las actividades humanas, la variabilidad climática intrínseca y los forzantes naturales externos (como erupciones volcánicas, o cambios en la radiación solar entrante) modulan la evolución temporal del clima. Mientras que no se puede anticipar la evolución futura de las erupciones volcánicas, existen características de la variabilidad de la radiación solar, como los cambios asociados al ciclo solar de 11 años, que pueden ser anticipados (ej. Gray y otros (2010)). En cambio, los dos primeros forzantes pueden ser estimados utilizando modelos numéricos de manera de poder determinar las variaciones climáticas esperables en las próximas décadas (Meehl y otros (2009)). Sin embargo, todavía no se ha abordado con suficiente profundidad por parte de la comunidad científica de qué manera los forzantes antropogénicos sobre el clima regional se combinan con la variabilidad natural del clima en menor frecuencia (decadal y multi-decadal tal como fuera mencionada previamente) e impactan en la variabilidad y cambio de la lluvia en SESA.

El estado del clima futuro en el corto plazo (en un rango entre 1 y 30 años) puede considerarse como el resultado combinado de una componente externamente forzada, como la producida, por ejemplo, por los cambios en la composición atmosférica (es decir, en la concentración de GEI y de aerosoles) y una componente generada internamente. Por lo tanto, la predictibilidad en estas escalas se puede considerar como la combinación de un problema de valores iniciales con uno de condiciones de borde forzadas. Para avanzar en el conocimiento de este problema, en la quinta Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (sigla

en inglés CMIP5, Taylor y otros (2012)) del WCRP se incluyeron un conjunto de experimentos conocidos como “decadales” (Meehl y otros (2009)). Los experimentos decadales incluyeron simulaciones de 10 y 30 años de duración, donde se inicializa el estado del clima usando la mejor aproximación posible a las condiciones reales y se prescribe la evolución de los forzantes externos (actividad solar, actividad volcánica y concentración de GEI, entre otros).

Los análisis de predictibilidad de las simulaciones decadales del CMIP5 realizados hasta el momento por la comunidad científica internacional fueron pocos comparados a los que se hacen utilizando las simulaciones no inicializadas, tanto del clima presente como futuro. Los mismos se han concentrado principalmente en la predictibilidad asociada con las cuencas oceánicas y en especial de la evolución de sus principales modos de variabilidad. Se ha encontrado que la inicialización de los modelos mejora la calidad de las predicciones de la TSM sobre el Índico y en el Atlántico Norte así como también de la AMO en horizontes temporales de hasta una década (ej. García-Serrano y otros (2015)). En cambio, en el Pacífico Norte la predictibilidad es considerablemente menor, y la predictibilidad para la PDO no es significativa (ej. Doblas-Reyes y otros (2013); Meehl y otros (2014)). Recientemente, Gonzalez y Goddard (2016) encontraron que ensambles multi-modelo tienen habilidad para capturar la variabilidad interanual del ENOS con hasta 3 años de anticipación.

El desempeño de las predicciones decadales sobre áreas continentales ha merecido menos atención inclusive, debido a que los resultados sobre estas regiones son menos robustos que para las zonas oceánicas. Sin embargo, existen regiones donde la calidad de las predicciones de la temperatura y la precipitación parece mejorar significativamente al inicializar los modelos. Hasta el momento, salvo escasas excepciones, como por ejemplo la región del Mediterráneo (Guemas y otros (2015)), Australia (Mehrotra y otros (2014)), la región de Sahel (Sheen y otros (2017)) o China (Xin y otros (2017)), no existen estudios focalizados en regiones continentales particulares. Estos estudios sugieren que existe una ganancia en las predicciones a través de una adecuada inicialización de los océanos, debido a la influencia que tienen sobre el clima continental. Por lo tanto, como la región de SESA cuenta con una importante influencia oceánica, muestra condiciones promisorias para abordar el estudio de la predictibilidad en dichas escalas.

1.2. Motivaciones, aportes originales y objetivos de la tesis

A pesar de la existencia de trabajos exploratorios sobre la variabilidad de baja frecuencia de la lluvia en SESA, la comunidad científica todavía no ha abordado con suficiente profundidad el estudio de la manera en que los forzantes antropogénicos sobre el clima regional se combinan con la variabilidad natural del clima en menor frecuencia e impactan sobre la región. Esta información, de considerable importancia para diversos sectores socio-económicos (agrícola y energético, entre otros), es imprescindible tanto para poder explicar los cambios de la lluvia ocurridos, como para poder proyectar sus cambios en el futuro. Tampoco ha sido explorada extensivamente la capacidad de los modelos climáticos globales más recientes en reproducir la variabilidad observada sobre la región, ni han sido aprovechados extensivamente los experimentos del conjunto CMIP5 para elucidar de qué modo los distintos forzantes contribuyen en explicar las tendencias y variabilidad observada.

Esta tesis tiene entonces como objetivo avanzar en la descripción y entendimiento de los procesos asociados con la variabilidad de baja frecuencia (escalas interanuales y más largas) y la tendencia de la lluvia en el SESA bajo la influencia de los forzantes antropogénicos y naturales del clima. Se considera como hipótesis que la variabilidad climática regional en SESA ha evolucionado en las últimas décadas y va a evolucionar en las próximos años-décadas mayormente influenciada por: i) La variabilidad natural interna, mayormente asociada con la evolución oceánica tropical; ii) El forzante externo climático asociado con fuentes tanto naturales como antrópicas.

La predictibilidad climática en escalas decadales no ha sido todavía explorada en SESA. Por lo tanto, esta tesis se propone también realizar la primera evaluación de las predicciones decadales del conjunto CMIP5 en un modo de variabilidad que influye directamente sobre esta región.

Para alcanzar el objetivo propuesto, se proponen los siguientes objetivos específicos:

- (I) Describir y analizar las tendencias observadas de la precipitación estival en SESA y su representación por los modelos del CMIP5.
- (II) Caracterizar los patrones principales de covariabilidad de la precipitación estival en SESA y la TSM global observados y simulados por los modelos del CMIP5 durante los siglos XX y XXI.

- (III) Evaluar el desempeño de las predicciones de los modos identificados en (II) en escalas interanuales a partir de las predicciones decadales o proyecciones de corto plazo del conjunto CMIP5.

Capítulo 2

Tendencias observadas y simuladas de la precipitación en Sudamérica

En este capítulo se analizan las tendencias lineales de la precipitación estival en Sudamérica en el período 1902-2005 para las simulaciones históricas del CMIP5 y se comparan los resultados con bases de datos observacionales. Asimismo, se comparan los cambios simulados y observados en el patrón dominante de la variabilidad interanual para SESA. Además, se estudian las diferencias en la precipitación y en diversas variables de la circulación para Sudamérica entre la Pequeña Edad de Hielo y el período de calentamiento global observado durante el Siglo XX, y se comparan con registros paleoclimáticos y observacionales.

2.1. Datos y Metodología

Para describir las tendencias observadas entre 1902 y 2005, se utilizaron los campos mensuales de lluvia media de la base de datos mensuales de Global Precipitation Climatology Centre (GPCC, Schneider y otros (2011)) con una resolución espacial horizontal de 2,5°. El producto utiliza registros basados en estaciones y, por lo tanto, sólo tiene cobertura continental. Gonzalez y otros (2013) mostraron que esta base de datos presenta un gran acuerdo con resultados directamente obtenidos con estación pluviométricas en la región de SESA, por lo que resulta adecuada para este estudio. Esta base de datos es también utilizada en los siguientes capítulos para describir los patrones de covariabilidad y validar las predicciones decadales.

Se consideraron los campos mensuales de lluvia del Climate Prediction Center Merged

Analysis of Precipitation (CMAP, Xie y Arkin (1997)), con una resolución de $2,5^\circ$ para describir el patrón dominante de variabilidad interanual (EOF1) en las décadas recientes. Este conjunto de datos se basa en información de diferentes fuentes, tales como observaciones de pluviómetros, estimaciones inferidas por satélite y el reanálisis NCEP-NCAR, y está disponible desde 1979 hasta el presente, pero a diferencia del conjunto GPCC cuenta con cobertura tanto continental como oceánica.

Para cuantificar los cambios observados en la actividad del EOF1 en el período 1902-2005, se consideró el conjunto GPCC, así como también la base de datos TS 3.21 de la Climate Research Unit (CRU, Harris y otros (2014)), que también provee datos mensuales grillados con resolución de $0,5^\circ$ con cobertura únicamente continental, dado que provienen de estaciones pluviométricas.

La precipitación de verano se describe a lo largo de la tesis a partir del promedio estacional para los meses de diciembre, enero y febrero (DEF). Para cada verano, a este promedio estacional se lo designa con el año correspondiente a enero y a febrero.

Con el fin de evaluar la representación de las tendencias y el patrón dominante de variabilidad se consideraron las medias estacionales de precipitación de la simulación “Historical” (H) de 33 modelos correspondientes al CMIP5 (Tabla 2.1). Esta simulación se obtuvo forzando los modelos climáticos acoplados tanto por las fuentes naturales como por las antropogénicas observadas entre 1850 y 2005 (algunos modelos comienzan pocos años después de 1850). Las resoluciones de los modelos son variables en un rango que va entre menos de 1° y 4° en latitud y longitud. Las resoluciones de los modelos del CMIP5 son mayores en promedio con respecto a los modelos del CMIP3 (ej. Junquas y otros (2012)). Estas simulaciones fueron utilizadas también en el Capítulo 3 para explorar los patrones de covariabilidad simulados.

Para evaluar la influencia antropogénica sobre las tendencias y los cambios en el patrón de variabilidad interanual, se utilizaron otros dos experimentos: “HistoricalNat” (HNat) y “HistoricalGHG” (HGHG). En el primer experimento, los modelos fueron forzados por la variación de fuentes naturales (volcanes, variabilidad solar) solamente, dejando constantes los antropogénicos. Por otra parte, en los experimentos de HGHG, se consideró un forzante antropogénico variable (relacionado con los GEI), dejando constante el forzante natural. Ambas simulaciones, HNat y HGHG, permiten comparar por separado el efecto de cada forzante sobre el clima. De los modelos que tienen la simulación H, sólo 14 proporcionan simulaciones para los tres experimentos considerados. En general, la cantidad de miembros para las simulaciones HNat y

Modelo	Institución	Resolución (°lat x °lon)	Miembros					Correlación media entre EOF1 1902- 2005 (modelo) y EOF1 1979- 2005 (CMAP)
			H	Hnat	HGHG	PI	past1000	
BCC-CSM1.1 *	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	≈2,81X2,81	3	1	1	1	1	0,85
BNU-ESM	College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University	≈2,81X2,81	1					0,87
CanESM2 !*	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	≈2,81X2,81	5	5	5			0,88
CCSM4 !*	National Center for Atmospheric Research	≈0,94X1,25	6	4	3	3	1	0,89
CESM1-BGC *	National Science Foundation, Department of Energy, National Center for Atmospheric Research	≈0,94X1,25	1					0,88
CESM1-CAM5 *		≈0,94X1,25	3					0,89
CESM1-FASTCHEM *		≈0,94X1,25	3					0,87
CESM1-WACCM *		≈1,87X2,5	1					0,87
CNRM-CM5 !*	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique	≈1,41X1,41	9	5	6			0,88
EC-EARTH	EC-EARTH consortium	≈1,13X1,13	7					0,79
FGOALS-s2	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences	≈1,66X2,81	3					0,78
GFDL-CM3 !*	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	2X2,5	5	3	3			0,89
GFDL-ESM2G *		2X2,5	1					0,9
GFDL-ESM2M !*		2X2,5	1	1	1			0,88
GISS-E2-H !*	NASA Goddard Institute for Space Studies	2X2,5	5	5	5			0,86
GISS-E2-R !*		2X2,5	6	5	5			0,84
HadCM3 *	Met Office Hadley Centre	≈2,47X3,75	10					0,87
HadGEM2-AO *	National Institute of Meteorological Research/Korea Meteorological Administration	≈1,24X1,88	1					0,89

Tabla 2.1: Características de los modelos del CMIP5 utilizados en la tesis.

2. Tendencias observadas y simuladas de la precipitación en Sudamérica

Modelo	Institución	Resolución (°lat x °lon)	Miembros					Correlación media entre EOF1 1902- 2005 (modelo) y EOF1 1979- 2005 (CMAP)
			H	Hnat	HGHG	PI	past1000	
HadGEM2-CC *	Met Office Hadley Centre	≈1,24X1,88	1					0,88
HadGEM2-ES !*		≈1,24X1,88	4	4	4			0,87
INMCM4 *	Institute for Numerical Mathematics	1,5X2	1					0,74
IPSL-CM5A-LR *	Institut Pierre-Simon Laplace	≈1,88X3,75	5	3	1	1	1	0,84
IPSL-CM5A-MR *		≈1,26X2,5	1					0,88
IPSL-CM5B-LR *		≈1,88X3,75	1					0,86
MIROC5 *	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine- Earth Science and Technology	≈1,41X1,41	5					0,89
MiROC-ESM- CHEM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	≈2,81X2,81	1	1	1			0,79
MiROC-ESM		≈2,81X2,81	3	1	1			0,84
MPI-ESM-LR *	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)	≈1,88X 1,88	3					0,9
MPI-ESM-MR *		≈1,88X 1,88	3					0,86
MPI-ESM-P *		≈1,88X 1,88	2			1	1	0,78
MRI-CGCM3 *	Meteorological Research Institute	≈1,13X1 ,13	3	1	1			0,84
NorESM1-M *	Norwegian Climate Centre	≈1,87X2,5	1					0,76
NorESM1-ME *		≈1,87X2,5	3	1	1			0,65

Tabla 2.1: (Cont.)

HGHG es menor que para la simulación H (Tabla 2.1).

Se estudiaron los cambios en el clima de Sudamérica entre la Pequeña Edad de Hielo (PEH) y el período de calentamiento global (PCG) observado durante el Siglo XX. Para eso, se consideraron otros dos experimentos del conjunto correspondiente a la tercera Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Paleoclimáticos (sigla en inglés PMIP3) /CMIP5: la simulación pre-industrial (PI), que no considera ningún tipo de forzante externo y la simulación “Last Millenium” (past1000) que abarca el período desde 850 a 1850, obtenida de considerar los forzantes naturales que actuaron durante ese período. Los forzantes de esta última simulación incluyen cambios en la órbita terrestre, en la irradiancia solar, en la actividad volcánica, en el uso y la cobertura del suelo y en los GEI. Para representar a esos forzantes, los grupos de modelado utilizaron distintas reconstrucciones que se detallan en Schmidt y otros (2012). Se consideraron cuatro de los modelos previamente descriptos que contaban con estos tres experimentos (Tabla 2.1).

El EOF1 se obtuvo como el primer modo resultante de un análisis de funciones ortogonales empíricas (sigla en inglés EOF) aplicado a las precipitaciones medias estacionales observadas y simuladas. El análisis EOF se realiza sobre el dominio comprendido entre 39°S-16°S y 64°O-31°O, abarcando las regiones de SESA y SACZ. Este dominio es el mismo utilizado previamente por Junquas y otros (2012). La actividad del EOF1 se describe a través de la correspondiente serie temporal de la componente principal (PC1).

Las simulaciones climáticas tienen asociadas tres fuentes principales de incertidumbre (Hawkins y Sutton (2009)): (i) Las incertidumbres debido a la variabilidad interna del sistema climático, que están asociadas con las fluctuaciones naturales que se desarrollan en ausencia de forzantes externos; (ii) Las incertidumbres del modelo, que resultan de las limitaciones de los modelos en la simulación del sistema climático; y (iii) Las futuras incertidumbres de los escenarios de emisiones. Dado que en este estudio sólo se utilizan simulaciones del clima pasado, no se considera la tercera fuente de incertidumbre.

Las dos primeras fuentes de incertidumbre se consideran a través de diferentes maneras de explorar el conjunto de simulaciones climáticas provenientes de diferentes modelos y múltiples miembros. Una forma es considerar la media multi-miembro como representativa de cada uno de los modelos. Por consiguiente, para cada modelo, el desvío estándar de todos los miembros con respecto a la media multi-miembro proporciona una medida de la dispersión entre los miembros que puede considerarse a su vez como una estimación de la incertidumbre asociada con la

variabilidad interna del clima. La media del ensamble multi-modelo (MEM) se calcula a partir de los ensambles multi-miembro para aquellos modelos con más de un miembro disponible, y de las simulaciones individuales para aquellos modelos con un solo miembro. En este sentido, el desvío estándar de los ensambles multi-miembro, o simulaciones individuales para modelos de un miembro, calculados con respecto a la media de varios modelos, proporciona una cuantificación de la dispersión entre modelos que puede usarse para evaluar la incertidumbre asociada a los modelos. Además, un segundo enfoque basado en la construcción de un súper ensamble de todas las simulaciones de los miembros del modelo, independientemente del modelo al que pertenezcan, se aplicó también como se describe más adelante.

Para evaluar la significancia estadística de las tendencias lineales, se consideró la significancia de las correlaciones con la prueba t-Student (Wilks (2006)). Por otro lado, se aplicó una prueba t-Student de diferencias de medias para dos muestras para evaluar la significancia de los cambios en la frecuencia de la actividad EOF1 y para evaluar las diferencias climáticas entre la simulación PI y los períodos PEH y PCG.

Díaz y Vera (2017) hicieron un análisis exhaustivo de la capacidad de los modelos del CMIP5 en representar la precipitación estival media y su variabilidad interanual, calculada como su desvío estándar con respecto a la media climatológica. Los modelos del CMIP5 representan en líneas generales las características principales de la precipitación media de verano en Sudamérica (Figura 1 de Díaz y Vera (2017)): el máximo de precipitación en la región central de Brasil, asociado al SAMS; las dos bandas de máxima precipitación asociadas a ese sistema, la Zona de Convergencia Intertropical (sigla en inglés ITCZ) y la SACZ.; y un máximo relativo de precipitación al sur de Chile. Sin embargo, reproducen de manera deficiente la precipitación asociada con la ITCZ sobre el océano Atlántico Ecuatorial, simulando una doble ITCZ. Con respecto al máximo de precipitación en el centro de Brasil, los modelos lo muestran algo desplazado hacia el este. Además, muestran grandes valores de precipitación sobre los Andes tropicales. En relación a la SACZ, el MEM representa razonablemente bien sus características básicas como su extensión NO-SE y su ubicación, aunque los modelos tienden en promedio a subestimar su intensidad. Los modelos en promedio sobrestiman la precipitación en el noreste de Brasil sobre la costa Pacífico y sobre el sur de Chile. Por otro lado, el MEM subestima la precipitación en la zona ecuatorial como consecuencia de una ITCZ mal representada, así como también sobre las regiones del SAMS, la SACZ y el SESA. La dispersión entre los modelos es máxima en general sobre las regiones tropicales donde las diferencias del MEM con respecto a las observaciones son máximas, lo que señala que esas zonas no son representadas de la misma

manera por todos los modelos. Algo similar ocurre para el sur de Chile. En cambio, se destaca que, si bien en la región de la SACZ oceánica y el este de Argentina las diferencias entre el MEM y las observaciones son grandes, la dispersión entre los modelos es relativamente baja.

El análisis de la variabilidad interanual de la precipitación de DEF (Figura 3 de Díaz y Vera (2017)) muestra que el MEM es capaz de representar las principales características observadas, como los máximos sobre la región de la SACZ, de SESA y la costa norte de Sudamérica, ligada con la variabilidad de la precipitación en la ITCZ. Sin embargo, el MEM presenta valores menores que los observados en la costa norte de Sudamérica, y mayores en el noreste de Brasil, lo cual es una consecuencia de la deficiente representación de la ITCZ. En la región del SESA, el MEM muestra valores significativamente menores (alrededor de la mitad) de los observados. Sin embargo, los errores asociados a la variabilidad en la SACZ son menores y alternando en signo. Es interesante destacar que, si bien los modelos tienen limitaciones en representar las características de la SACZ, tienen mejor habilidad en representar su variabilidad. Las zonas donde hay mayor dispersión se hallan en el noreste de Brasil, la región de la SACZ y la Costa Pacífico Ecuatorial. Además, hay un máximo en el sur de Chile, que coincide también con un máximo de variabilidad que es sobrestimado por el MEM. Los resultados presentados en Díaz y Vera (2017), donde se muestra que los modelos del CMIP5 representan de manera razonable las principales características de la precipitación estival media de Sudamérica y su variabilidad interanual, justifica que este conjunto de modelos es adecuado para el análisis que se presenta a continuación.

2.2. Tendencia lineal de la precipitación estival

La magnitud de la tendencia lineal de la precipitación de DEF calculada a partir de los datos de GPCC durante el período 1902-2005 se muestra en la Figura 2.1. Las mayores magnitudes positivas se encuentran en SESA, principalmente en el este de Argentina, el sur de Brasil y el oeste de Uruguay. La comparación entre esta tendencia y la obtenida directamente de los datos de estaciones disponibles en SESA presenta un buen acuerdo (no se muestra). Esto último confirma que los datos de GPCC son confiables para los estudios del cambio climático en esta región, de acuerdo con otras validaciones (ej. Gonzalez y otros (2013)). Además, se observan tendencias positivas significativas en el noreste de Brasil, mientras que son evidentes tendencias negativas significativas en la región de Andes del Sur (sigla en inglés SAn). La evaluación del número de estaciones incluidas en el conjunto de datos de GPCC muestra que

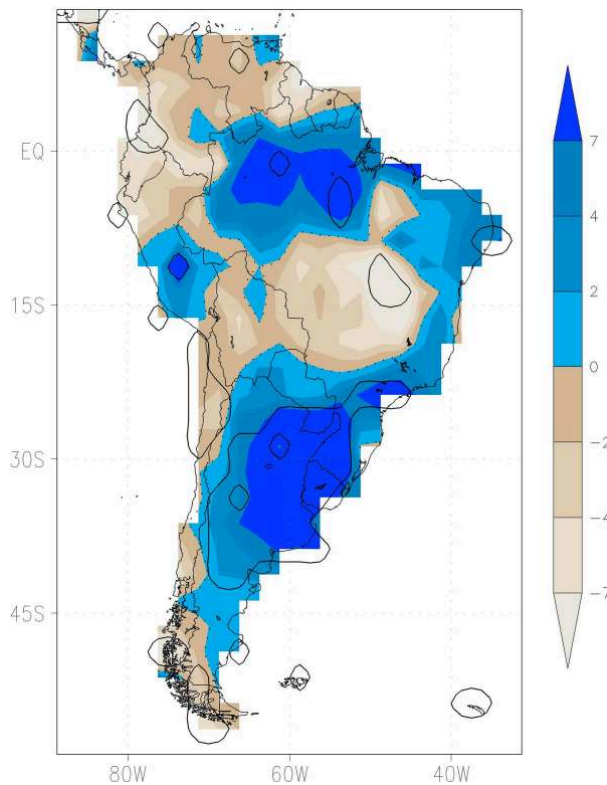


Figura 2.1: Tendencias de la precipitación de DEF (unidades en $\text{mm verano}^{-1} \text{ década}^{-1}$) obtenidas de los datos de GPCC durante el periodo 1902-2005. La línea negra indica valores estadísticamente significativos a un nivel de confianza del 95 %.

ambas regiones cuentan con una cobertura de datos razonable, SAn desde principios del siglo XX y el noreste de Brasil a partir de la década de 1920 (no se muestra). También se observan tendencias positivas sobre el noroeste de Brasil y el sur de Perú, mientras que sobre el centro de Brasil son negativas. Sin embargo, esas tendencias tienen asociada una gran incertidumbre, ya que el conjunto de datos de GPCC incluye muy pocas observaciones sobre esas regiones, particularmente durante las primeras décadas del siglo XX (no se muestra).

Las tendencias de la precipitación del MEM para el experimento H de los 14 modelos que además contaban con miembros de los experimentos HNat y HGHG, son positivas y significativas en SESA, pero maximizando al oeste de las tendencias observadas (Fig. 2.2a). Por otra parte, el MEM presenta tendencias positivas significativas en Perú y el noreste de Brasil, y tendencias negativas en el centro y sudeste de Brasil donde se localiza la SACZ, así como a lo largo del SAn. Sin embargo, la magnitud de las tendencias simuladas en América del Sur es menor que la observada.

La Figura 2.2b muestra que las incertidumbres del modelo son mayores en las latitudes tropicales, particularmente en las regiones asociadas con la ITCZ, la SACZ y los Andes tropicales. El cálculo del cociente entre la tendencia del MEM y la dispersión de tendencias entre los

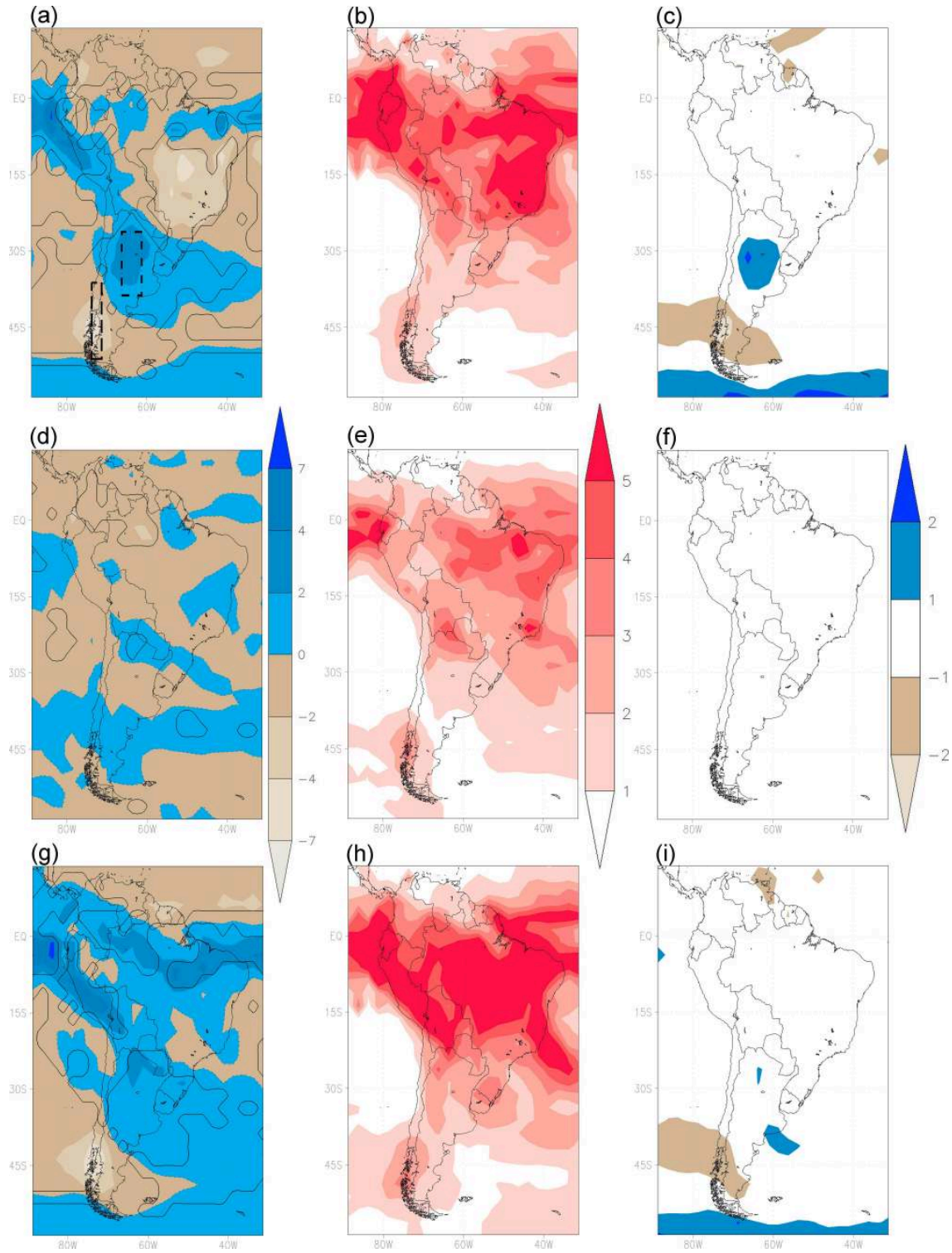


Figura 2.2: (a) Tendencias de la precipitación del MEM (unidades en mm verano⁻¹ década⁻¹), la línea negra indica valores estadísticamente significativos al 95 % de nivel de confianza; (b) dispersión de la tendencia entre los modelos (unidades en mm verano⁻¹ década⁻¹); (c) cociente entre la tendencia de la precipitación del MEM y la dispersión entre los modelos, calculada para el experimento H (1902-2005); (d-f) idem, pero para el experimento HNat; (g-i) idem, pero para el experimento HGHG. Las Cajas en (a) determinan las regiones consideradas como SESA y SAN (definidas en la Tabla 2.2).

modelos permite identificar las regiones donde la magnitud de la tendencia del MEM es mayor que la incertidumbre entre los modelos. Se encontró que las tendencias del MEM son de una mayor magnitud que las incertidumbres asociadas a los modelos sólo en SESA y en SAn (Fig. 2.2c).

Se realizó también un estudio más profundo de las tendencias en las regiones de SESA y SAn, que se encuentran señaladas en la Figura 2.2a y cuyos rangos de latitudes y longitudes se indican en la Tabla 2.2. La región de SESA definida aquí se ubica más al oeste de la que generalmente se describe en la literatura como SESA, debido a que el MEM localiza allí la tendencia máxima observada para la región. Siguiendo la metodología sugerida por Pan y otros (2013), las tendencias resultantes de los 59 miembros disponibles de los 14 modelos considerados para el experimento H, que además contaban con miembros de los experimentos HNat y HGHG (Tabla 2.1) se analizaron en base a miembros individuales (no basado en modelos) para ambas regiones. De esta manera, se puede describir toda la gama de valores de tendencia representada por ese conjunto, evitando al mismo tiempo la posible cancelación mutua de tendencias de la precipitación entre los miembros del conjunto dentro de un modelo. La dispersión entre miembros completa se caracteriza mediante box-plots de los valores individuales de tendencias, calculados sobre las dos regiones estudiadas (Fig. 2.3). En SESA, la mediana es positiva, así como el rango central de 50 % entre los miembros. Solamente los valores más bajos de la tendencia son negativos, aunque muy pequeños. En SAn, tanto la mediana como el percentil central del 50 % son negativos, y sólo los valores de tendencia más altos son positivos. De hecho, sólo uno de los 59 miembros explica el rango límite máximo de incertidumbre, mientras que el resto de los asociados con tendencias positivas exhiben valores menores a 1mm por verano por década (no se muestra). La Figura 2.3 también muestra que el valor de tendencia observado para ambas regiones está dentro del rango de valores de tendencia simulada. La magnitud de la tendencia observada para SESA es similar a la asociada con el valor extremo superior positivo descrito por el conjunto de simulaciones. Por otro lado, el valor de la tendencia observada para SAn es similar al asociado con el percentil del 25 % del intervalo entre los miembros.

Se evaluó también la influencia de los forzantes naturales y antropogénicos en la tendencia de la precipitación a partir de las simulaciones que consideraban estos forzantes por separado. Para ello, se calcularon las tendencias para ambas simulaciones por separado. Las tendencias del MEM obtenidas del experimento HNat son en general muy pequeñas y no son significativas a lo largo de todo el continente (Fig. 2.2d). La dispersión entre los modelos (Fig. 2.2e) es menor que la obtenida cuando se consideran ambos factores naturales y antropogénicos juntos (Fig.

Región	Rango	
	Latitudes	Longitudes
SESA	38,75°S-26,25°S	66,25°O-61,25°O
San	51,25°S-36,75°S	73,75°O-71,25°O
SESA_EOF	38,75°S-26,25°S	66,25°O-56,25°O
SESA_SVD	36°S-26°S	66°O-52°O
Pacífico Tropical Este	10°S-8°N	180°O-90°O
Pacífico Tropical Oeste	0°S-15°N	130°E-160°E
Índico	12°S-12°N	45°E-100°E
Pacífico Norte	20°N-45°N	180°O-145°O
Pacífico Sur	34°S-22°S	180°O-100°O

Tabla 2.2: Regiones utilizadas a lo largo de la tesis con el correspondiente rango de latitudes y longitudes que abarcan.

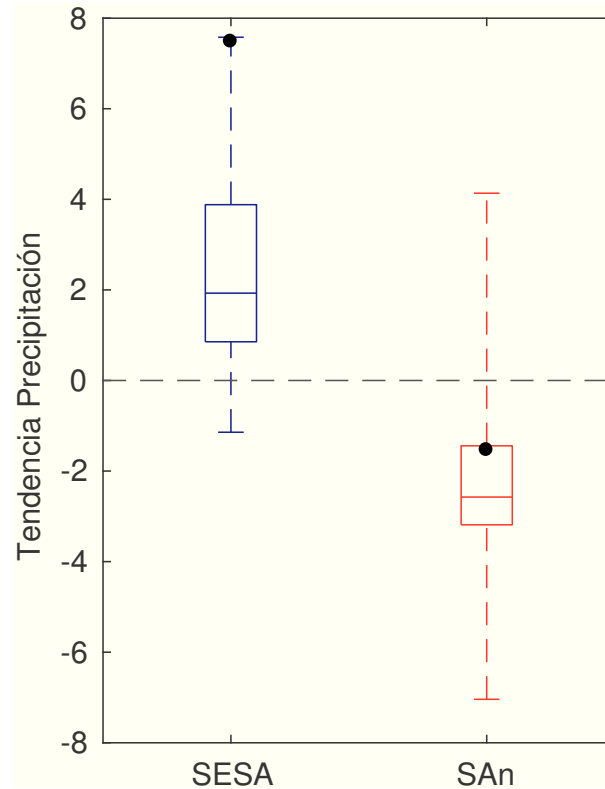


Figura 2.3: Box-plots de las tendencias simuladas de la precipitación (unidades en $\text{mm verano}^{-1} \text{ década}^{-1}$) de los 59 miembros en las regiones de SESA y SAn para los experimentos H de 14 modelos diferentes. Los puntos negros representan el valor de tendencia observado para cada una de las regiones.

2.2b). Sin embargo, el cociente entre la tendencia del MEM y la dispersión entre los modelos para el experimento HNat es en magnitud menor a 1 en todas partes (Fig. 2.2f). Por lo tanto, el efecto de los factores naturales en las tendencias de la precipitación en Sudamérica parece insignificante.

Las tendencias del MEM resultantes del experimento HGHG son grandes y positivas en las regiones tropicales (principalmente en Perú, el noroeste y el noreste de Brasil) y también en los subtrópicos, incluyendo la región de SESA (Fig. 2.2g). Por otro lado, se pueden observar tendencias negativas estadísticamente significativas en SAn. La región situada al sur de la posición climatológica de SACZ también muestra tendencias negativas, aunque no son estadísticamente significativas. La dispersión entre modelos en el experimento HGHG (Fig. 2.2h) es mayor que la que se encuentra en el experimento H en los trópicos y subtrópicos. En consecuencia, el cociente entre la tendencia del MEM y la dispersión entre los modelos (Fig. 2.2i) es en magnitud menor a 1 casi en todas partes, excepto en el SAn y en una pequeña región de la costa de Argentina. Es evidente que el patrón de tendencias positivas (negativas) en SESA (SAn) identificado cuando todos los forzantes son considerados en las simulaciones, también es detectable de alguna manera en el experimento HGHG, mientras que no es identificable cuando solo se considera el forzante natural.

Las tendencias del MEM en ambas regiones y las incertidumbres asociadas resultantes de la dispersión de los modelos y de la variabilidad interna del clima se muestran en la Figura 2.4 para los tres experimentos considerados. Para estimar las incertidumbres asociadas con la variabilidad interna, sólo se consideran los modelos con al menos tres miembros disponibles para cada uno de los experimentos (se indican con un signo de exclamación en la Tabla 2.1).

La Figura 2.4a muestra que la tendencia del MEM en SESA para el experimento H es positiva y que los dos rangos de incertidumbres considerados, que son de magnitud similar, también abarcan solamente valores positivos. Por otro lado, la magnitud de la tendencia del MEM para el experimento HNat es casi insignificante, y las incertidumbres asociadas incluyen valores negativos y positivos. Cuando se consideran solo las incertidumbres asociados a los modelos, la tendencia del MEM para el experimento H es estadísticamente diferente de la del experimento HNat, aunque estas tendencias no son significativamente diferentes cuando se consideran los rangos de incertidumbre de la variabilidad interna. Por otro lado, para el experimento HGHG, la tendencia del MEM es ligeramente menor y la incertidumbre correspondiente es mayor en comparación con los resultados del experimento H. Sin embargo, las magnitudes de ambas tendencias no son estadísticamente diferentes (Fig. 2.4a). No es evidente a partir del análisis una

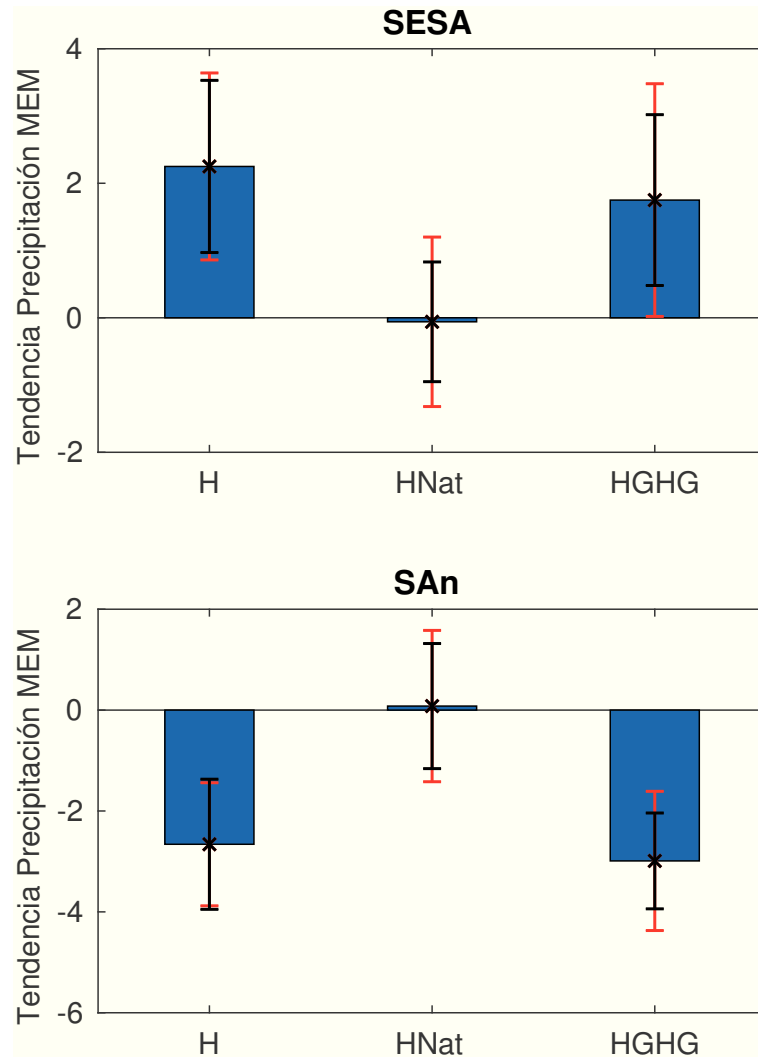


Figura 2.4: Tendencia de la precipitación del MEM (unidades en mm verano⁻¹ década⁻¹), la incertidumbre del modelo (barra negra) y la incertidumbre asociada a la variabilidad interna del clima (barra roja), calculadas para los tres experimentos para las regiones de (a) SESA y (b) SAn.

explicación clara de por qué la tendencia media descrita por el experimento H podría ser mayor que la resultante de los experimentos HGHG. Se especula que una relación sinérgica entre el cambio a largo plazo forzado por el aumento de GEI y la variabilidad natural multi-decadal podría explicar eso.

La tendencia del MEM en SAn para el experimento H es negativa, y los dos rangos de incertidumbre asociados también cubren valores negativos (Fig. 2.4b). Por otro lado, la tendencia del MEM para el experimento HNat es insignificante, con rangos de incertidumbre que incluyen tanto valores negativos como positivos. La tendencia del MEM para el experimento HGHG es negativa y ligeramente mayor que la del experimento H. Es evidente que las tendencias para los experimentos H y HGHG son estadísticamente diferentes de las obtenidas para el experimento HNat. Esto último permite concluir que el forzante antropogénico debido al aumento de GEI también tuvo una influencia significativa en el cambio de la precipitación en la región SAn.

2.3. Patrón dominante de variabilidad interanual de la precipitación estival

Se evaluó la capacidad de los modelos del CMIP5 para representar las características espacio-temporales del EOF1. La estructura espacial del EOF1 representado a partir de los datos de CMAP (Fig. 2.5a) muestra el dipolo típico identificado en trabajos anteriores (ej. Doyle y Barros (2002); Grimm (2011)), con centros de acción de signo opuesto en SESA y SACZ. La estimación del EOF1 del MEM para el experimento H, se obtuvo calculando primero el EOF1 para cada miembro y para cada modelo. A continuación, para cada modelo se promediaron los miembros, de manera que cada modelo se representa por el EOF1 medio de sus miembros correspondientes. El EOF1 del MEM se obtuvo promediando los EOF1 de todos los modelos. El EOF1 del MEM se calculó para el período 1980-2005 (no se muestra) y para el período 1902-2005 (Fig. 2.5b). Ambos son muy similares entre sí, así como también con el obtenido a partir de datos CMAP (Fig. 2.5a). Los centros del dipolo y la zona de transición entre ellos asociados con el EOF1 del MEM se localizan en aproximadamente los mismos lugares que los del patrón observado.

Los EOF1 correspondientes a las simulaciones de todos los modelos considerados exhiben un patrón dipolar con centros de acción en las regiones de SESA y SACZ (no se muestra). Sin embargo, algunos modelos representan el centro de SACZ más fuerte y/u ocupan un área

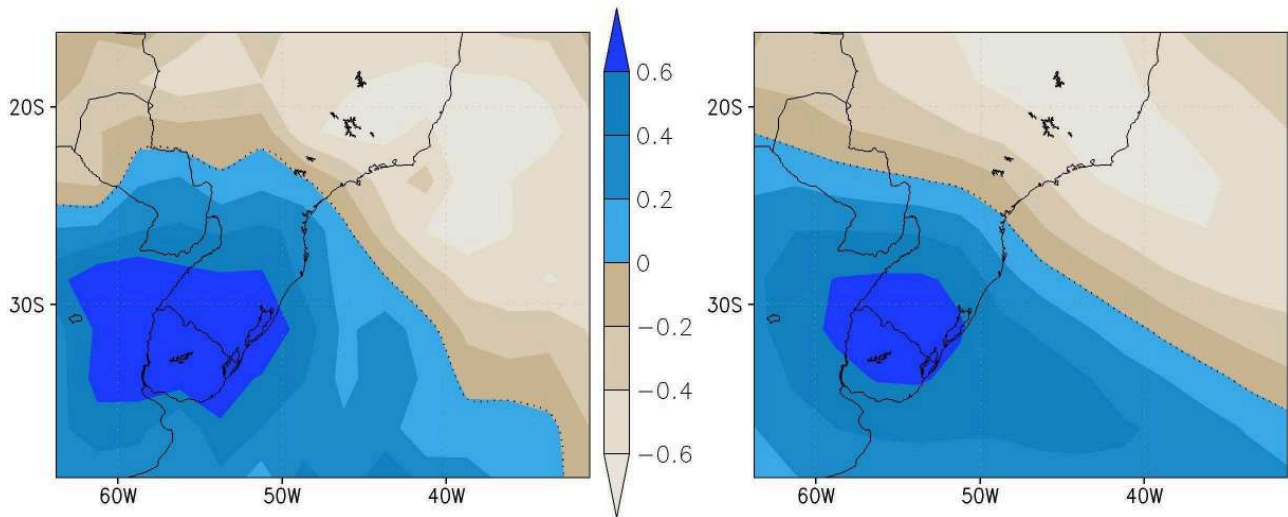


Figura 2.5: (a) EOF1 de las anomalías de precipitación de DEF para el período 1980-2005 computado a partir de la base de datos CMAP. (b) EOF1 medio resultante del MEM para el período 1902-2005.

mayor. Las correlaciones espaciales entre el EOF1 resultante de las simulaciones y el EOF1 del CMAP se muestran en la Tabla 2.1. Para la mayoría de los modelos, el valor de correlación está entre 0,8 y 0,9, con MIROC5 y MPI-ESM-LR exhibiendo la correlación máxima (0,91) y NorESM1-ME la mínima (0,65). Además, la correlación entre el EOF1 del MEM y el de CMAP es de 0,93. Se concluye que los modelos son capaces de simular el patrón dominante de variabilidad interanual en la región. Este resultado representa una mejora en comparación con el rendimiento de la generación previa de modelos del CMIP3, ya que algunos de ellos ni siquiera representan una estructura espacial dipolar (Junquas y otros (2012)).

El EOF1 obtenido de los datos de CMAP explica el 19 % de la variabilidad interanual de DEF. Por otro lado, los patrones obtenidos a partir de las simulaciones del CMIP5 durante el período 1902-2005, explican en promedio el 22,5 % de la varianza, oscilando entre el 15 % y el 31,4 %. En el período considerado para los datos de CMAP (1980-2005), los modelos del CMIP5 explican en promedio el 25,9 % de la varianza con valores entre 16 % y 36,8 %. Aunque hay una sobrestimación en la varianza explicada por las simulaciones, es menor que la que muestran los modelos del CMIP3 que en promedio explican el 27,2 % de la varianza en un rango entre 20 % y 40 % (Tabla 2 de Junquas y otros (2012)).

La actividad del EOF1 se describe por su correspondiente PC1. Siguiendo la metodología propuesta por Junquas y otros (2012), los eventos EOF1 negativos y positivos se identifican como aquellos en los que los valores de PC1 estandarizados superan en magnitud el valor absoluto de 1. Un evento EOF1 positivo se caracteriza por anomalías de precipitación positivas (negativas) en SESA, mientras que un evento EOF1 negativo corresponde al caso opuesto.

Los cambios en la actividad del EOF1 entre 1902 y 2005 se analizaron en las simulaciones y las observaciones. Para ello, se consideraron dos períodos con la misma longitud (1902-1953 y 1954-2005) y se calculó, para cada uno de ellos, el número de eventos EOF1 positivos y negativos. Las frecuencias se calcularon primero para cada miembro de cada modelo (en caso de que el modelo tenga más de un miembro) y, a continuación, se promediaron para obtener valores de frecuencia representativos de cada modelo. La dispersión entre los miembros para cada modelo se obtuvo calculando el desvío estándar entre las frecuencias de eventos EOF1 para cada miembro con respecto a la media multi-miembro del modelo. En consecuencia, se calculó el número de eventos del MEM calculando el promedio de las frecuencias de eventos EOF1 para todos los modelos, mientras que la dispersión asociada se calculó a través del desvío estándar entre los modelos correspondiente. Los cambios en el número de eventos EOF1 también se calcularon para las bases de datos observacionales de GPCC y CRU (aunque solo considerando la región continental).

La Figura 2.6 muestra el número de eventos EOF1 obtenidos para cada uno de los modelos, para el MEM y para los dos conjuntos de datos de lluvia (GPCC y CRU), en los dos períodos considerados. El MEM exhibe un aumento en el número de eventos positivos de 7,38 en el primer período a 9,43 en el segundo, mientras que los eventos negativos disminuyen de 8,83 a 8,42. Sin embargo, estos cambios no son significativamente diferentes de la dispersión entre los modelos. La prueba t-Student de diferencias de medias muestra que el aumento de los eventos positivos del MEM es estadísticamente significativo a un nivel de confianza del 95 %, mientras que la disminución de los eventos negativos no lo es. En el mismo sentido, se encontró que la dispersión entre los miembros es mayor que el cambio de frecuencia del EOF1 entre los dos períodos para aquellos modelos con más de un miembro. De los 33 modelos disponibles, 13 (identificados con puntos rojos en la Figura 2.6) presentan el mismo comportamiento que el promedio, lo que significa un aumento de los eventos positivos y una disminución de los eventos negativos. Un análisis de los cambios de los eventos EOF1 representados por los conjuntos de datos observados de CRU y GPCC muestra un gran aumento de los eventos positivos y una disminución de los eventos negativos. Sin embargo, estos cambios deben tomarse con precaución debido a la baja fiabilidad de esos conjuntos de datos a principios del siglo XX.

Este primer conjunto de resultados sobre los cambios de la actividad del EOF1 permiten concluir que el comportamiento del EOF1 encontrado en Junquas y otros (2012) para las proyecciones del siglo XXI, caracterizadas por un aumento de los eventos positivos y una disminución de los eventos negativos, parece estar presente también en las simulaciones climáticas

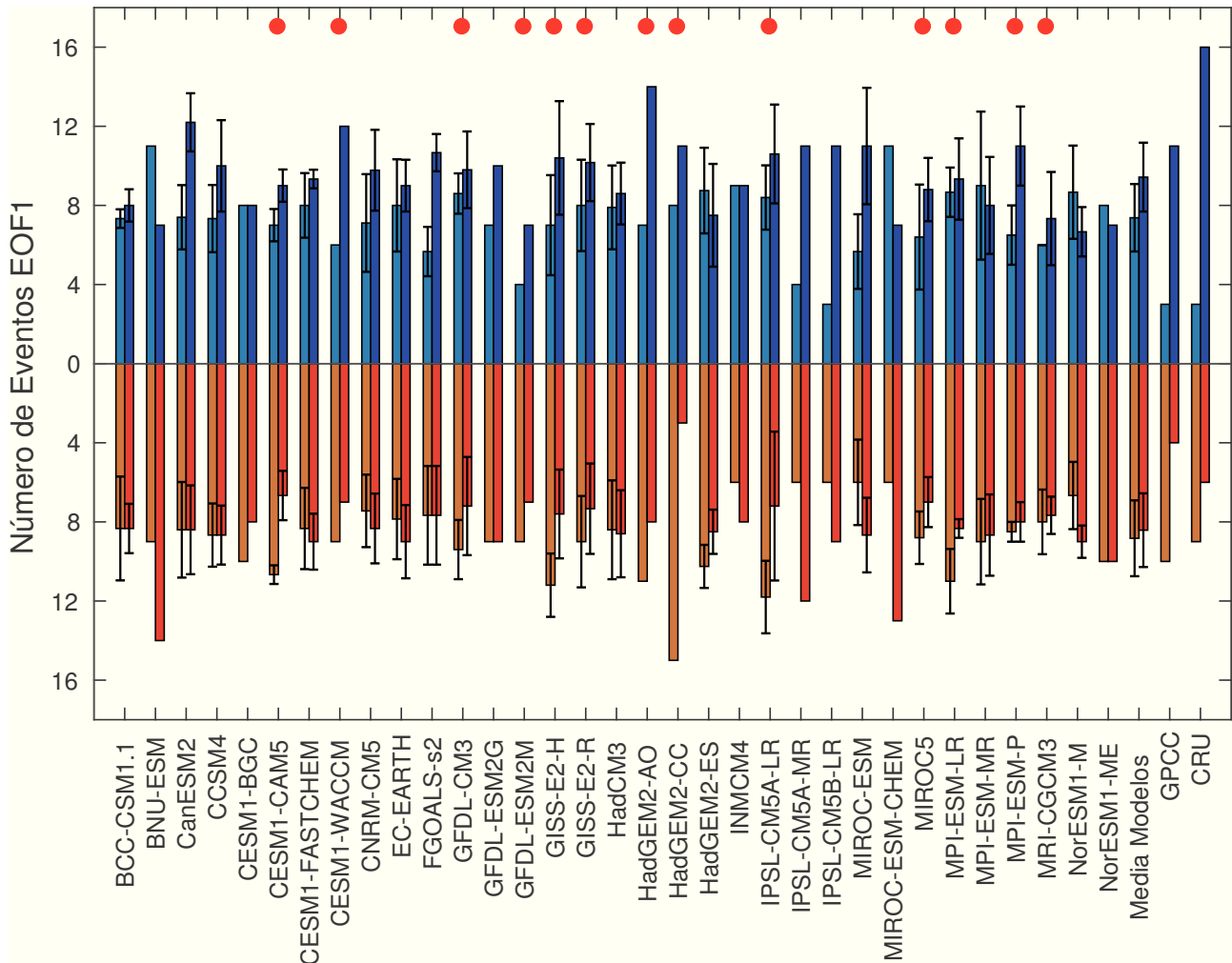


Figura 2.6: Número de eventos EOF1 positivos (panel superior en celeste para 1902-1953 y en azul oscuro para 1954-2005) y eventos EOF1 negativos (panel inferior en naranja para 1902-1953 y en rojo para 1954-2005). La barra de error indica la dispersión entre los miembros para cada modelo y la dispersión entre los modelos para el MEM. También se incluyen los resultados de los conjuntos de datos CRU y GPCC . Los 13 modelos indicados con puntos rojos son los seleccionados para MEM.A.

actuales de los modelos CMIP5. Sin embargo, de acuerdo con Junquas y otros (2012), la dispersión entre los modelos es grande. Aunque estos cambios deben tomarse con precaución debido al pequeño cambio en la frecuencia entre ambos períodos y la superposición de la dispersión entre modelos, el aumento de los eventos positivos es estadísticamente significativo.

A pesar de las recientes mejoras en los modelos, sigue siendo un desafío la extracción de información relevante sobre el cambio climático regional a partir de un gran conjunto de simulaciones de modelos climáticos. Para algunas regiones, la eliminación de los modelos que representan peor el clima actual permite una reducción de la dispersión entre los modelos y una mejor habilidad del MEM (Knutti (2010)). En consecuencia, Junquas y otros (2012) identificaron a partir de los 18 modelos CMIP3 utilizados para su análisis de la relación entre los cambios de actividad del EOF1 y las tendencias de la precipitación de verano de SESA proyectadas hacia fines del siglo XXI, nueve de ellos como aquellos que proporcionaron un resultado más coherente con un nivel menor de incertidumbre. Tal selección de simulaciones se realizó requiriendo el cumplimiento de tres criterios específicos basados en la representación del EOF1, la tendencia de la precipitación y los cambios en la actividad del EOF1, respectivamente. Se evaluó la aplicación de la estrategia de selección de modelos definida por Junquas y otros (2012) al estudio del EOF1 en el clima actual, y se encontró que: (i) Los 33 modelos tienen una buena representación del EOF1; (ii) De los 33 modelos, 32 presentan una tendencia positiva en SESA; (iii) 13 de los 33 modelos muestran un aumento (disminución) en el número de eventos positivos (negativos) a lo largo del período de estudio (identificados con puntos rojos en la Figura 2.6). Como todos los modelos tienen una buena representación del EOF1 y casi todos ellos presentan una tendencia positiva en SESA, sólo se aplica el criterio de selección relacionado con los cambios en la actividad del EOF1. Por lo tanto, se realizó un ensamble considerando los modelos que cumplieran con este criterio (MEM_A) para explorar la tendencia lineal de la precipitación asociada.

La tendencia lineal de lluvia resultante del MEM_A (Fig. 2.7a) muestra valores significativos extendidos sobre el centro-norte de la Argentina, el sur de Brasil y Uruguay. El patrón es muy similar al obtenido para el MEM completo (Fig. 2.2a). La dispersión entre modelos asociada (Fig. 2.7b) es mayor en los trópicos. El cociente entre la tendencia lineal y el desvío estándar muestra que las tendencias positivas son mayores que la dispersión entre los modelos sobre SESA (Fig. 2.7c). También se observan tendencias negativas significativas en la región de SACZ, de modo que el patrón de tendencia regional se asemeja a la estructura espacial dipolar del EOF1. Un análisis similar se hizo para el conjunto de modelos no incluidos en el MEM_A

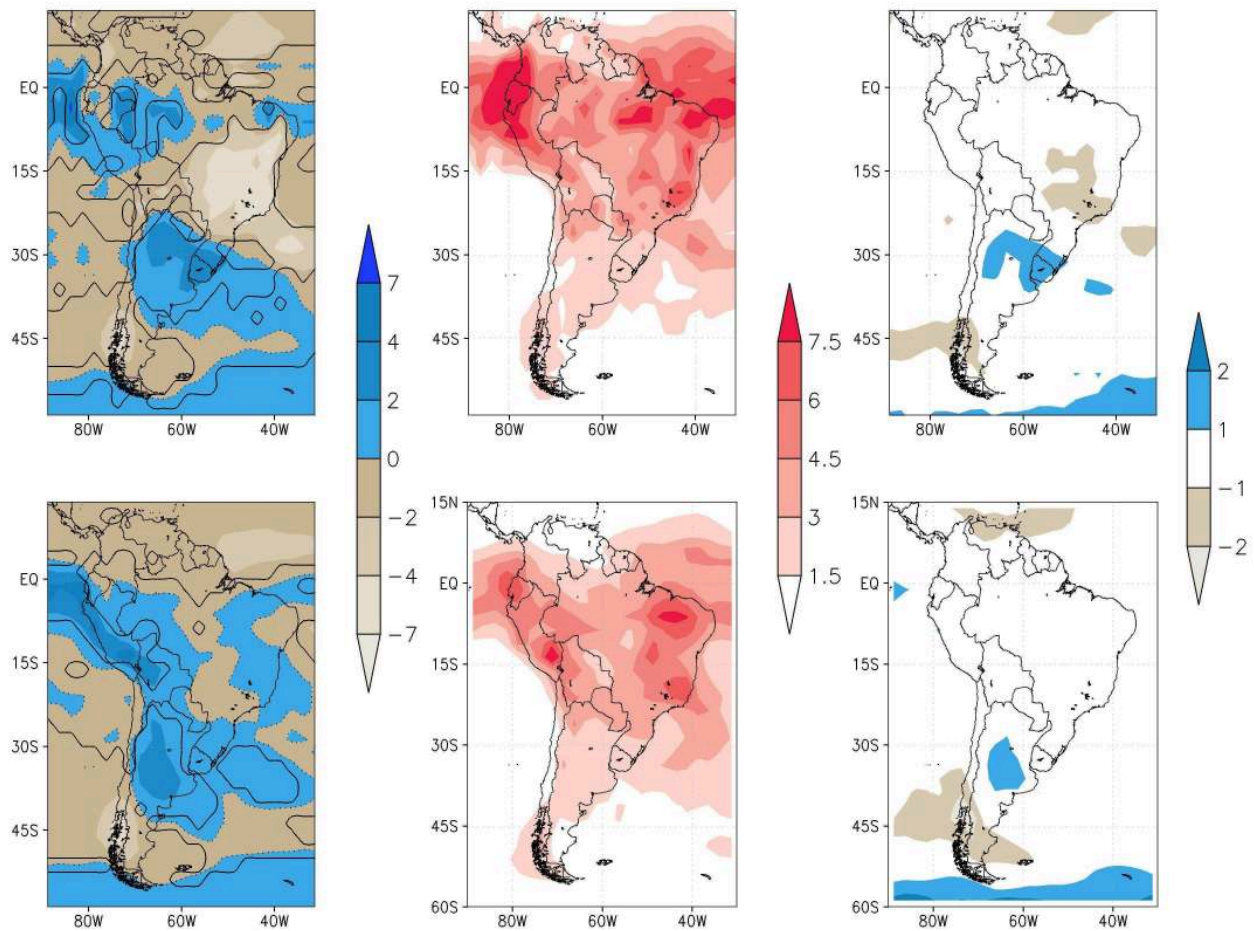


Figura 2.7: (a) Tendencias de la precipitación (unidades en $\text{mm verano}^{-1} \text{ década}^{-1}$) para el MEM_A, basado en experimentos H durante el período 1902-2005. La línea negra indica valores estadísticamente significativos al 95 % de nivel de confianza; (b) dispersión de la tendencia entre los modelos para MEM_A (unidades en $\text{mm verano}^{-1} \text{ década}^{-1}$); (c) cociente entre la tendencia de la precipitación y la dispersión de las tendencias entre los modelos para MEM_A; (d-f) ídem, pero para los modelos no incluidos en el MEM_A.

(los modelos que no están identificados por un punto rojo en la Figura 2.6). Este conjunto de modelos es capaz de representar una tendencia de la precipitación positiva sobre SESA (Fig. 2.7d), pero algo más débil en magnitud que la obtenida a través del MEM_A. La dispersión entre los modelos asociada es algo menor (Fig. 2.7e), y la región con tendencias positivas en SESA significativamente diferente de la incertidumbre de los modelos (Fig. 2.7f) es similar a la obtenida para el MEM_A.

Un análisis de la metodología considerada hasta aquí para manejar el conjunto multi-miembro y multi-modelo muestra que el promedio de los resultados obtenidos de los miembros de un determinado modelo limita la evaluación integral de todas las simulaciones climáticas disponibles y no permite una cuantificación de la incertidumbre asociada con la variabilidad interna del sistema climático. Por lo tanto, se siguió una estrategia alternativa para construir el conjunto de simulaciones climáticas basado en la aplicación del criterio de selección con respecto a los cambios de actividad del EOF1 a todos los miembros disponibles independientemente del modelo que correspondan. De este modo, 38 miembros de 24 modelos satisfacen los criterios de selección y se consideran en un nuevo conjunto denominado MEM_B, dejando fuera 70 miembros de 29 modelos.

La tendencia media de la precipitación resultante del MEM_B (Fig. 2.8a) muestra grandes valores positivos sobre SESA que son significativamente diferentes de la dispersión entre los miembros (Fig. 2.8c). Por otro lado, la tendencia media representada por el conjunto de las simulaciones no incluidas en MEM_B tiene valores positivos más débiles e incluso insignificantes en SESA (Fig. 2.8d), que no son significativamente mayores que la dispersión entre los miembros (Fig. 2.8f).

Se realizó un análisis adicional de las incertidumbres asociadas con la relación entre los cambios de actividad del EOF1 y las tendencias de la precipitación en SESA explorando los valores de tendencia lineal por separado para cada simulación climática disponible (Fig. 2.9). Para ello, se definió la caja SESA_EOF, considerando la región donde es activo el dipolo, cuyo rango de latitudes y longitudes se indica en la Tabla 2.2. Casi todos los miembros pertenecientes al MEM_B muestran tendencias lineales positivas y todos ellos muestran en promedio los mayores valores de tendencia lineal positiva y la menor dispersión entre los miembros, en comparación con los no seleccionados. Sin embargo, todos los modelos, excepto el NorESM1-M que tiene una de las correlaciones más bajas con el patrón observado (0,77), tienen tanto miembros seleccionados para el MEM_B como miembros no seleccionados, lo que confirma el nivel relativamente alto de incertidumbre asociado con la variabilidad interna del sistema climático.

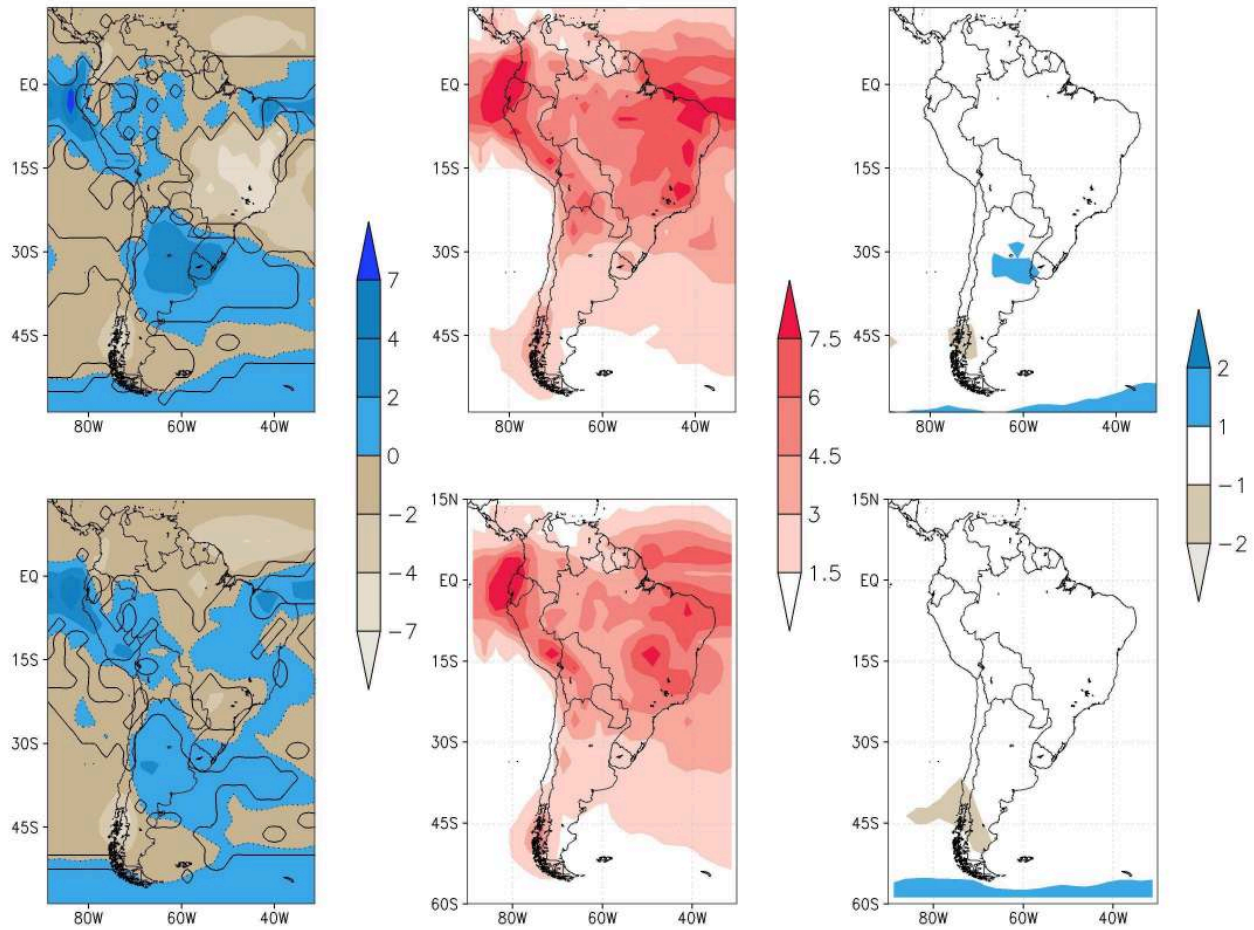


Figura 2.8: (a) Tendencias de la precipitación (unidades en $\text{mm verano}^{-1} \text{ década}^{-1}$) para el MEM_B, basado en experimentos H durante el período 1902-2005. La línea negra indica valores estadísticamente significativos al 95% de nivel de confianza; (b) dispersión de la tendencia entre los modelos para MEM_B (unidades en $\text{mm verano}^{-1} \text{ década}^{-1}$); (c) cociente entre la tendencia de la precipitación y la dispersión de las tendencias entre los modelos para MEM_B; (d-f) ídem, pero para los modelos no incluidos en el MEM_B.

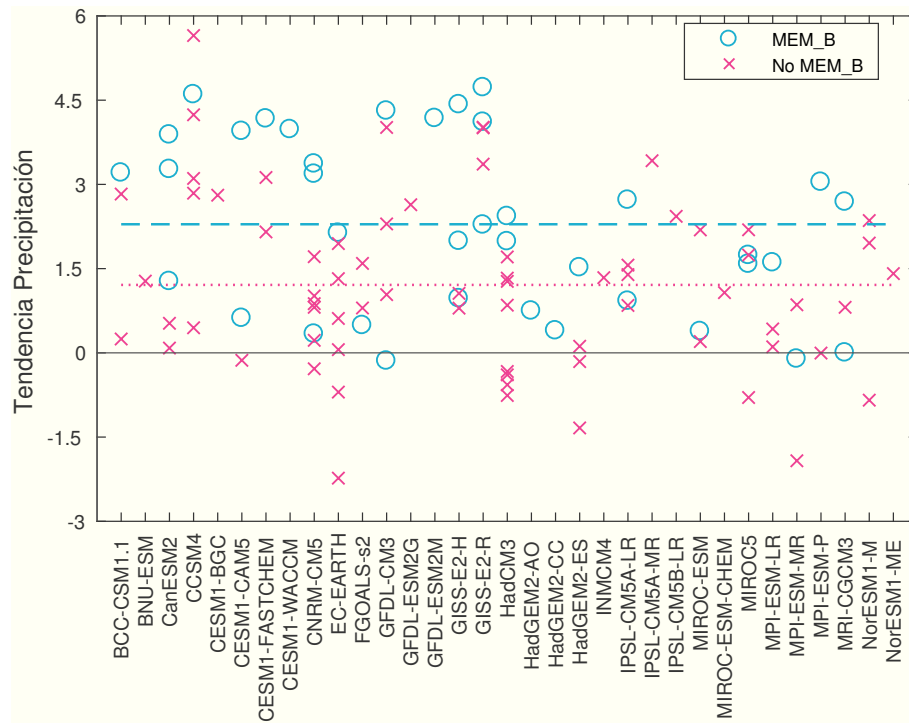


Figura 2.9: Tendencias de la precipitación en SESA.EOF (unidades en $\text{mm verano}^{-1} \text{ década}^{-1}$) para todos los miembros de los modelos de las simulaciones consideradas. Los círculos cian denotan los miembros incluidos en MEM.B mientras que las cruces magenta denotan los no incluidos. La línea punteada cian indica la tendencia media de la precipitación calculada a partir de las simulaciones MEM.B y la línea punteada magenta indica que se calcula con el resto.

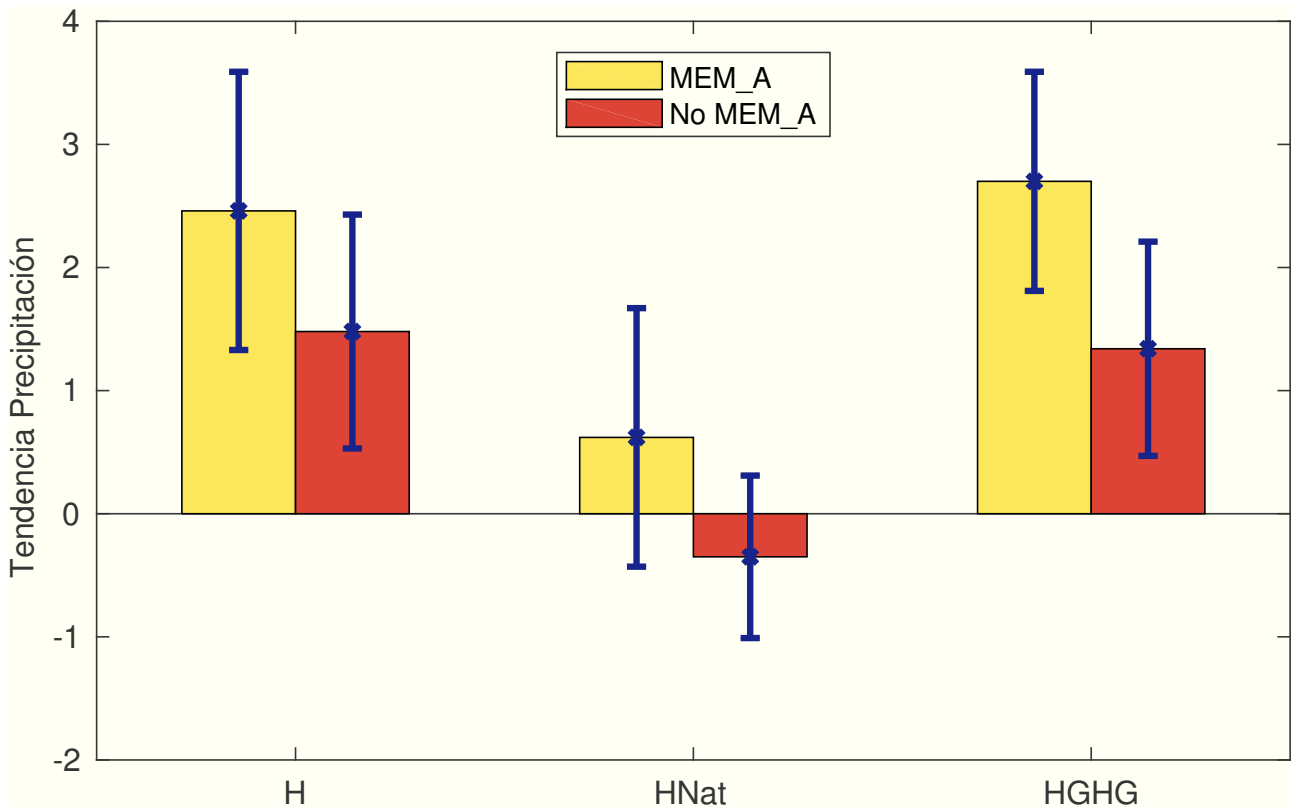


Figura 2.10: Tendencia de la precipitación media en SESA.EOF (unidades en $\text{mm verano}^{-1} \text{ década}^{-1}$) calculada a partir de modelos incluidos en MEM_A (barras amarillas a la izquierda) y de aquellos no incluidas (barras rojas a la derecha), para los experimentos H, HNat y HGHG. Las barras de error indican la dispersión entre los modelos.

Para evaluar la influencia del forzante antropogénico tanto en los cambios de actividad del EOF1 como en las tendencias de la precipitación en SESA.EOF, se realizó una comparación entre los resultados obtenidos para la estrategia MEM_A basada en experimentos H con los basados en experimentos HNat y HGHG. La Figura 2.10 muestra que, para los tres experimentos, la tendencia lineal media resultante de los modelos seleccionados es mayor que la de los modelos no seleccionados, lo que confirma el papel de los cambios en la actividad del EOF1 al explicar al menos parcialmente las tendencias de la precipitación en SESA. Además, los valores de la tendencia media para los experimentos HGHG y H son muy similares y mayores que los de HNat. En todos los casos, la dispersión entre los modelos es grande. Sin embargo, los resultados para HGHG son significativamente diferentes de los de HNat, tanto para los modelos seleccionados como para los no seleccionados, lo que confirma el papel del forzante antropogénico en influir en la tendencia de la precipitación en SESA.

2.4. Cambios de la precipitación entre la Pequeña Edad de Hielo y el clima presente

2.4.1. Evidencia paleoclimáticas

Con el fin de mejorar la comprensión de los procesos por los cuáles cambio la precipitación en el reciente PCG, se estudiaron también los cambios ocurridos en el período frío más reciente, la PEH, a partir de las simulaciones del CMIP5. Los registros paleoclimáticos muestran que diversas regiones de América del Sur han mostrado un alto grado de variabilidad climática durante los últimos 500 años (Moy y otros (2009)). Entre estas regiones se pueden destacar el Altiplano y la región extratropical de los Andes. El Altiplano Sudamericano es una meseta de alto nivel (alrededor de 3800 m), ubicada en los Andes entre los 15°S y los 21°S. La precipitación allí ocurre mayoritariamente en el verano y está relacionada con el SAMS. Por otra parte, la región extratropical de los Andes abarca Chile central alrededor de los 33°S. La lluvia se concentra principalmente en los meses de invierno y se asocia con actividad frontal y vaguadas de niveles medios que se desarrollan en condiciones baroclínicamente inestables favorecidas por el flujo medio de latitudes medias (Garreaud y otros (2009)). Durante el invierno, la rama descendente de la Celda de Hadley está en promedio ubicada sobre América del Sur alrededor de los 28°S, mientras que en verano se extiende alrededor de los 35°S. En ese sentido, los veranos en los Andes extratropicales son secos mientras que los inviernos son húmedos (Montecinos y otros (2000)).

Durante el último milenio, las reconstrucciones paleoclimáticas permiten reconocer un período planetario frío, la PEH, que se extiende desde 1570 a 1900 en el Hemisferio Norte (Matthews y Briffa (2005)). También se ha detectado en otras regiones del mundo, incluyendo Sudamérica, aunque con diferente extensión temporal (Ahmed y otros (2013)). Neukom y otros (2014) consideran al período entre 1571 y 1722, como el único período frío detectado en ambos hemisferios simultáneamente, durante el último milenio. Este período coincidió con el Mínimo de Maunder, un periodo de baja actividad solar (Lean y otros (1995)). Utilizando un registro de polen del núcleo de hielo de la Capa de Hielo Sajama, Liu y otros (2005) identificaron un período anómalo húmedo en el Altiplano durante el siglo XVII. Este resultado fue también identificado por Morales y otros (2012), que utilizaron la anchura del anillo del árbol de *Polylepis tarapacana* como proxy de la lluvia. Además, Le Quesne y otros (2009) detectaron un período húmedo anómalo en los Andes extratropicales durante la segunda parte del siglo XVII, basado en el ancho del anillo del árbol *Austrocedrus chilensis*. Por lo tanto, estas dos regiones presentaron

un período de precipitación más alta durante la PEH.

En contraste con la PEH, el siglo XX ha sido identificado como un PCG con tendencias de temperatura positiva en la mayor parte del mundo (ej. Hartmann y otros (2013)). Neukom y otros (2014) encontraron que el PCG es el único período del último milenio en el cual ambos hemisferios experimentaron condiciones más cálidas simultáneamente. Además, las temperaturas medias globales superadas en las últimas décadas son las mayores a lo largo de los últimos 800 años (Masson-Delmotte y otros (2013)). Se han identificado condiciones de lluvia por debajo de lo normal en este período tanto en el Altiplano como en los Andes extratropicales, a través de registros instrumentales (ej. Le Quesne y otros (2009); Morales y otros (2012)).

En la región de SESA, el principal registro paleoclimático proviene de los sedimentos de la Laguna de Mar Chiquita (Piovano y otros (2009)), ubicada en el límite entre las provincias de Córdoba y Santiago del Estero. Sin embargo, este registro solamente posee una resolución alta a partir de la mitad del siglo XVIII, por lo que no permite determinar con precisión las condiciones para el siglo XVII (Coianiz y otros (2014)). De todos modos, este registro identifica un nivel bajo de la laguna durante la PEH, que puede ser asociado a menor precipitación, mientras que durante el PCG se registraron niveles altos de la laguna, que pueden ser asociados con mayor precipitación.

Para caracterizar a los períodos PEH y PCG, se consideraron los períodos 1650-1699 y 1951-2000 respectivamente, debido a que cumplían simultáneamente tres condiciones: (i) Presentan condiciones más frías y más cálidas respectivamente para ambos hemisferios en los registros paleoclimáticos e instrumentales (Neukom y otros (2014)); (ii) Presentan condiciones más frías y más cálidas respectivamente en las simulaciones de los modelos del PMIP3/CMIP5 (no se muestra); (iii) Los registros paleoclimáticos de la precipitación en las regiones del Altiplano (Morales y otros (2012)) como en los Andes extratropicales (Le Quesne y otros (2009)) muestran un período húmedo en 1650-1699, mientras que presentan un período más seco en 1951-2000 (ej. Le Quesne y otros (2009) para los Andes extratropicales; Morales y otros (2012) para el Altiplano).

Los cambios de temperatura entre los dos períodos considerados y el experimento control (no se muestra) muestran que en la PEH los distintos modelos coinciden en presentar temperaturas más frías que en la simulación PI en casi todo el continente. Por otra parte, en el PCG, los modelos muestran consistentemente temperaturas más cálidas que en la simulación PI para todo el continente. Este comportamiento coincide con lo evidenciado por distintos re-

gistros paleoclimáticos en el continente durante la PEH (Moy y otros (2009)) y por los registros observacionales instrumentales en el siglo XX (ej. Hartmann y otros (2013)), mostrando que los períodos seleccionados son adecuados para el análisis que se presenta a continuación.

2.4.2. Cambios en la Precipitación

Como se describió en la sección 2.1, la simulación PI del CMIP5 representa el clima en ausencia de variaciones en los forzantes externos. El análisis de la precipitación de DEF simulada por la simulación PI muestra que el correspondiente MEM representa las principales características observadas de la lluvia estival en Sudamérica (ej. Vera y otros (2006a)), como el máximo de precipitación en el centro de la porción tropical del continente, asociado al SAMS, aquel sobre los Andes tropicales y las dos principales zonas de convergencia, la ITCZ y la SACZ (Fig. 2.11a). Sin embargo, son evidentes grandes diferencias entre los modelos (paneles de la izquierda, Fig. 2.11). Algunos de ellos, muestran serias limitaciones en representar las posiciones y las intensidades de la ITCZ, la SACZ, o el máximo de lluvia sobre el centro de América del Sur tropical y los Andes. Estas limitaciones en la representación de la precipitación ya fueron identificadas previamente tanto en los modelos del CMIP3 (ej. Vera y otros (2006b)), como en los modelos del CMIP5 (ej. Gulizia y Camilloni (2015); Díaz y Vera (2017)).

Las diferencias de la precipitación de DEF representadas por el MEM entre la PEH y la simulación PI (Fig. 2.11b) son significativamente negativas en la parte tropical de América, los Andes tropicales, el centro de Argentina y la punta sur del continente, mientras que son significativamente positivas sobre los Andes extratropicales y la Patagonia. Estos cambios son en cierta medida discernibles en algunos de los modelos, aunque en general existe una gran dispersión, y no son significativos en muchas áreas. Por otra parte, los cambios presentados por el MEM entre el PCG y la simulación PI son significativamente positivos en SESA y en las partes noroccidental y nororiental de América del Sur tropical, mientras que son negativos sobre el norte de Sudamérica y el sur de Brasil (Fig. 2.11c). Los cambios de la lluvia de DEF descritos por las simulaciones de los modelos individuales sobre el Altiplano son muy diferentes entre sí. Además, los cambios simulados por el MEM entre la PEH (el PCG) y la simulación PI en esta región son negativos (positivos), lo que es opuesto a lo descrito por los estudios paleoclimáticos (ej. Morales y otros (2012)). Las limitaciones encontradas en el MEM al representar los cambios observados en el Altiplano podrían atribuirse, en parte, a los problemas que presentan los modelos climáticos al representar adecuadamente las precipitaciones en áreas de alta topografía como el Altiplano, debido a la fuerte dependencia de las parametrizaciones (ej. Flato y otros

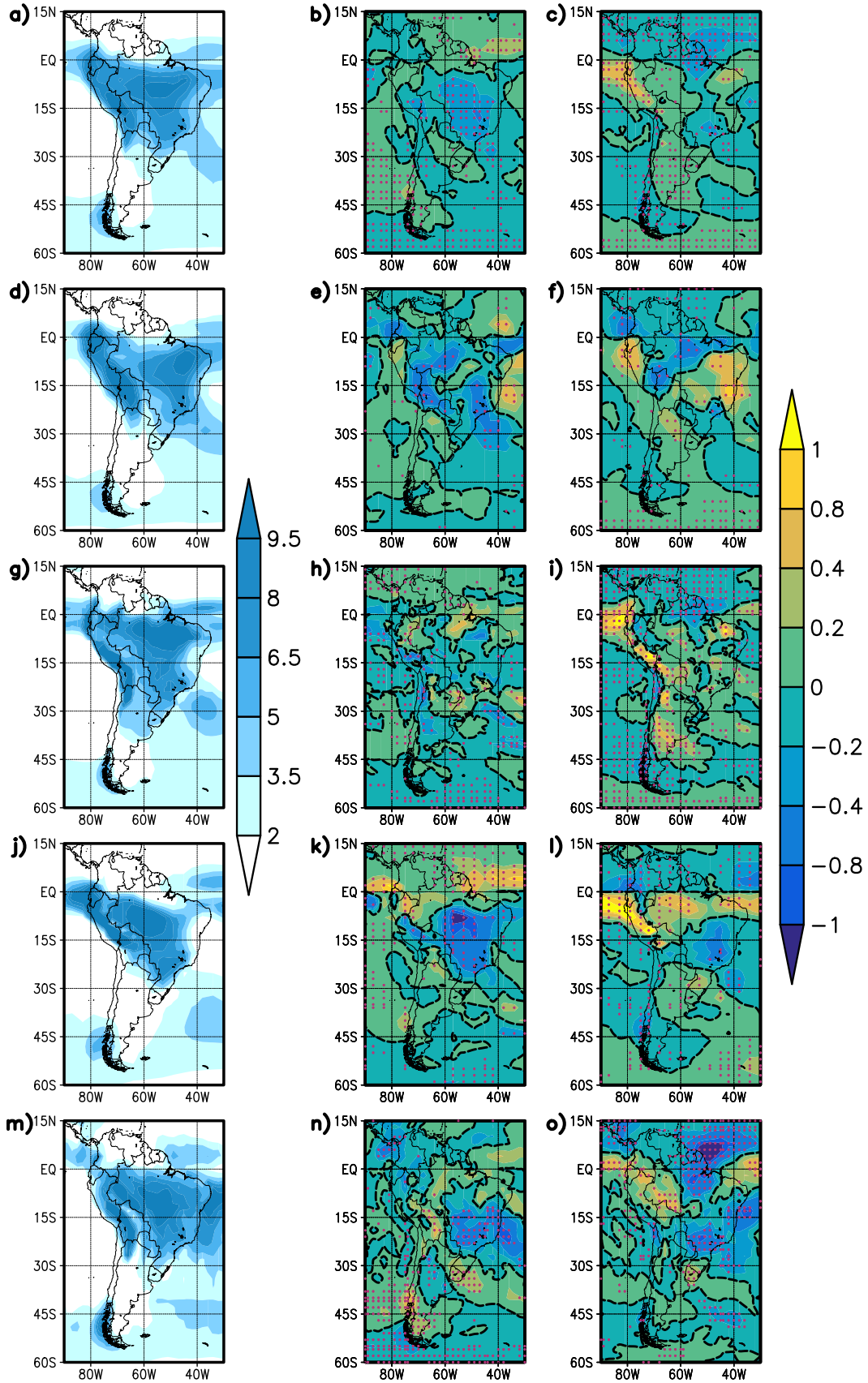


Figura 2.11: Precipitación de DEF para (a) simulación PI, (b) diferencia entre la PEH y la simulación PI, y (c) diferencia entre el PCG y la simulación PI, para el MEM. Unidades en mm mes^{-1} . Los puntos violetas indican que las diferencias son significativas al nivel de confianza del 90 %. (d-f) ídem, pero para BCC-CSM1.1; (g-i) ídem, pero para CCSM4; (j-l) ídem, pero para IPSL-CM5A-LR; (m-o) ídem, pero para MPI-ESM-LR.

(2013)). En la región de SESA, los cambios simulados son positivos para el PCG (Fig. 2.11c), lo que es consistente con las tendencias observadas y descritas previamente en la sección 2.2. Sin embargo, la diferencia entre la PEH y la simulación PI no muestra un patrón claro en la región de SESA, con una incertidumbre considerable entre los distintos modelos. Esta deficiencia se puede relacionar con el hecho de que los modelos tienen limitaciones en representar adecuadamente tanto la lluvia en SESA como los cambios observados que resultarían de la combinación de los forzantes externos con la variabilidad interna.

Como la precipitación en la región extratropical de los Andes se concentra en el invierno, y, como fue descrito previamente, presenta una de las señales de cambio más significativas de Sudamérica, se incluyó también esta estación del año para el análisis. Durante el trimestre de junio, julio y agosto (JJA), la precipitación máxima se concentra en el norte de América del Sur, en asociación con la migración hacia el norte de la ITCZ, mientras que las precipitaciones extratropicales son grandes en los Andes subtropicales y meridionales, así como en SESA (ej. Garreaud y otros (2009)). Estas características son discernibles en las simulaciones PI resultantes del MEM, así como de los modelos individuales (paneles de la izquierda, Fig. 2.12). En esta estación, el MEM registra cambios en la precipitación positivos significativos para la PEH, pero pequeños en los Andes extratropicales y América Central tropical, mientras que los negativos no son significativos en casi ninguna parte (Fig. 2.12). Esto se debe a la heterogeneidad de los cambios descritos por los modelos individuales (paneles centrales, Fig. 2.12). Por otro lado, los cambios de lluvia entre el PCG y la simulación PI descritos por el MEM son significativamente positivos sobre la región central tropical de Sudamérica y el extremo sur del continente, mientras que son negativos en las latitudes subtropicales (paneles de la derecha, Fig. 2.12). El análisis de los cambios de la precipitación de JJA descritos por el MEM sobre los Andes extratropicales muestra que son positivos entre la PEH y la simulación PI, y son negativos entre el PCG y la simulación PI, de acuerdo con estudios observacionales (ej. Le Quesne y otros (2009)).

2.4.3. Mecanismos relacionados con los cambios registrados

Los modelos climáticos, como los incluidos en el CMIP5, presentan grandes deficiencias en la reproducción correcta de los patrones de la precipitación sobre América del Sur. Esto aumenta los niveles de incertidumbre asociados con los cambios simulados de la precipitación. Sin embargo, estudios previos han identificado patrones distintivos de circulación anómala de alta correlación con las variaciones de la lluvia. La evaluación entonces de los cambios que estos patrones exhiben permite explicar al menos parcialmente e indirectamente los cambios

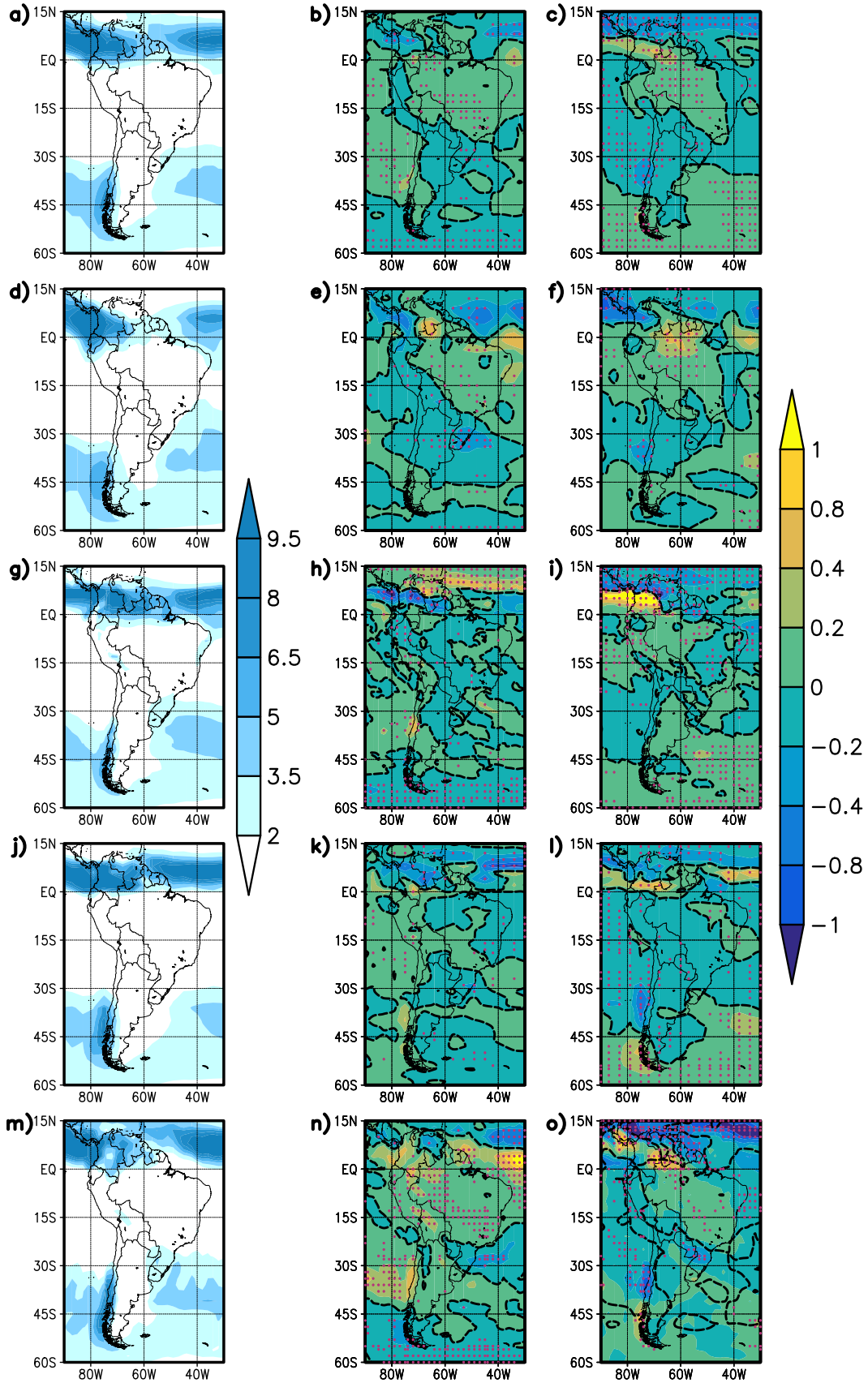


Figura 2.12: Precipitación de JJA para (a) simulación PI, (b) diferencia entre la PEH y la simulación PI, y (c) diferencia entre el PCG y la simulación PI, para el MEM. Unidades en mm mes^{-1} . Los puntos violetas indican las diferencias son significativas al nivel de confianza del 90 %. (d-f) ídem, pero para BCC-CSM1.1; (g-i) ídem, pero para CCSM4; (j-l) ídem, pero para IPSL-CM5A-LR; (m-o) ídem, pero para MPI-ESM-LR.

de la lluvia. Esta estrategia se ha utilizado en Sudamérica, principalmente para evaluar los cambios en la lluvia a lo largo de los Andes. Estos patrones se relacionan principalmente con los cambios en la celda de Hadley y los cambios en los vientos oestes extratropicales. Por lo tanto, se pueden utilizar esos cambios para deducir parcialmente los cambios de la precipitación asociados. En consecuencia, en esta sección se aplica esta metodología para discutir los cambios en los mecanismos físicos asociados con los cambios en la precipitación en la PEH y el PCG en las regiones del Altiplano en verano y en los Andes extratropicales en invierno. En cambio, dada las altas limitaciones que los modelos presentaron para reproducir diferencias significativas en la lluvia para ambos períodos, no se extendió el estudio a la región de SESA.

Existen evidencias de que la celda de Hadley varía debido a la variabilidad natural del clima y al cambio climático. A su vez, estas variaciones pueden inducir cambios de la precipitación, particularmente en las proximidades de las ramas descendentes de las celdas de Hadley, alrededor de los 30° de latitud (ej. Lu y Vecchi (2015)). Por lo tanto, los cambios en la rama sur de la celda de Hadley podrían dar evidencia de condiciones más secas o húmedas en las regiones de interés a lo largo de los Andes.

Para describir la celda de Hadley, se calculó la función corriente de flujo de masa media zonal integrando verticalmente entre 500 hPa y el nivel vertical superior (10 hPa), con el viento meridional medio ponderado por el nivel de presión (Ceppi y Hartmann (2013)). El borde de la celda de Hadley sur fue determinado como la primera latitud donde la función de flujo de masa media zonal en 500 hPa se convierte en cero, en el borde polar de su máximo en el Hemisferio Sur (HS) (Lu y otros (2007)). Además, se estimó el borde de la zona seca subtropical, como otro indicador asociado con la dinámica de la celda de Hadley, identificando la latitud donde la precipitación media zonal menos la evaporación simulada se convierte en cero en el lado polar del mínimo subtropical. Se calcularon desplazamientos latitudinales tanto de la rama sur de la celda de Hadley como de la zona seca subtropical para cada modelo y simulación. Los desplazamientos obtenidos para la PEH y el PCG con respecto a la simulación PI se presentan en la Figura 2.13. Todos los modelos muestran para la PEH un desplazamiento ecuatorial de la rama sur de la celda de Hadley y de la zona seca subtropical de entre 0,04 y 0,27 grados aproximadamente, mientras que en el PCG se evidencia un desplazamiento hacia el polo de entre 0,13 y 0,43 grados aproximadamente. Allen y otros (2014) reportaron, a partir de la combinación de distintas métricas, un desplazamiento hacia el polo de la rama sur de la celda de Hadley de 0,13 grados por década durante el período 1979-2009 para el promedio de un conjunto de 50 modelos del CMIP5, que se encuentra en los órdenes de magnitud presentados

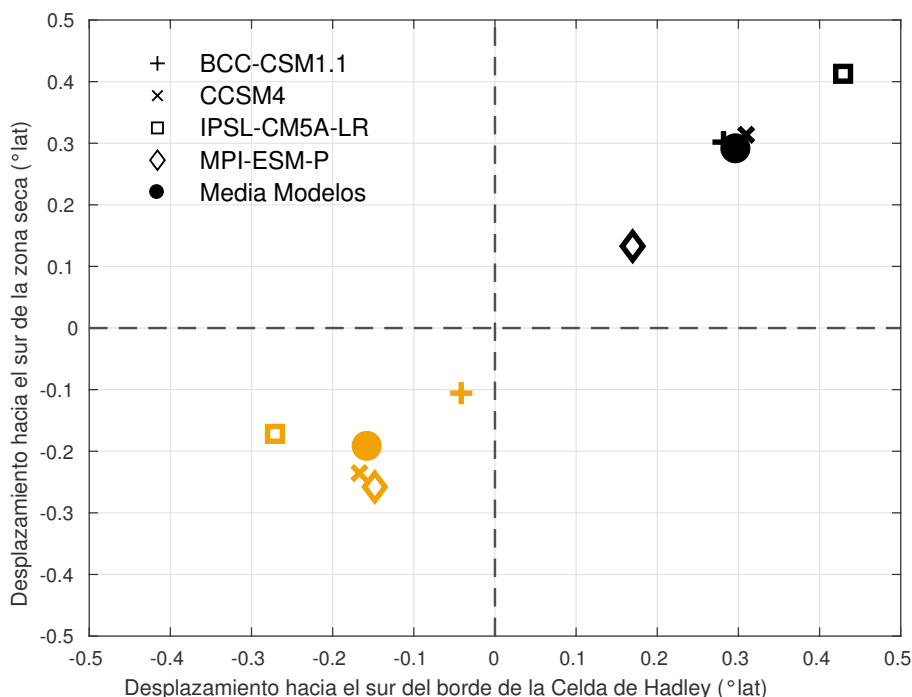


Figura 2.13: Desplazamiento con respecto a la simulación PI del borde sur del promedio anual de la zona seca subtropical (eje y) frente al de la Celda de Hadley (eje x) para la PEH (naranja) y el PCG (negro).

aquí. Sin embargo, estos autores señalan que los resultados simulados subestiman los resultados obtenidos a partir de bases de datos observacionales, que presentan un desplazamiento de 0,17 grados por década para ese período. A partir de un conjunto de 15 modelos del CMIP3, Lu y otros (2007) encontraron desplazamientos promedio hacia el polo de la rama sur de la celda de Hadley y de la zona seca subtropical de entre 0,4 y 1 grados aproximadamente según el escenario de emisiones asociado al calentamiento global, entre finales del siglo XXI (2081-2100) y principios de ese siglo (2001-2020). Estos resultados muestran entonces que períodos globales más cálidos están asociados con desplazamientos hacia el polo de la rama sur de la celda de Hadley. Los desplazamientos de la Celda de Hadley reportados aquí favorecerían entonces condiciones más húmedas en la PEH y condiciones más secas en el PCG sobre la parte subtropical de Sudamérica.

Para la región del Altiplano, estudios previos han demostrado que los vientos zonales medios en 200 hPa de DEF presentan una variabilidad interanual considerable, que a su vez está correlacionada negativamente con la de las anomalías de lluvia (ej. Minvielle y Garreaud (2011)). Minvielle y Garreaud (2011) y Neukom y otros (2015) consideraron esta relación para inferir los cambios futuros simulados de la precipitación de DEF en el Altiplano partir de los cambios en esos vientos para fines del siglo XXI. En consecuencia, se calcularon los vientos zonales medios de 200 hPa para todos los modelos, simulaciones y períodos considerados en este estudio. Las principales características observadas de los vientos zonales medios de 200 hPa

(ej. Garreaud y otros (2009)), como la presencia de una corriente en chorro del oeste cerca de los 40°S se distinguen en la simulación PI de MEM (Fig. 2.14a). Sin embargo, existen grandes diferencias entre los modelos con respecto a la extensión e intensidad de las zonas de viento máximo (paneles de la izquierda, Fig. 2.14). Las diferencias descritas por el MEM entre la PEH y la simulación PI, son negativas sobre el Altiplano (es decir, vientos del este anómalamente más fuertes), lo que se asocia con lluvias por encima de lo normal. Por otro lado, las diferencias entre el PCG y la simulación PI son positivas (es decir, vientos del este, más débiles), lo que se relaciona con precipitaciones inferiores a la normal en el Altiplano. En consecuencia, el signo de los cambios de la precipitación deducidos a partir de los cambios zonales del viento de 200 hPa, coincide con los representados por los registros paleoclimáticos e instrumentales de precipitaciones durante esos períodos (Morales y otros (2012)).

Para la región extratropical de los Andes, estudios previos han mostrado correlaciones altas entre las anomalías mensuales de lluvias y las anomalías mensuales del viento zonal troposférico en el Océano Pacífico suroriental (ej. Garreaud (2007)). Durante JJA, las anomalías pluviométricas sobre los Andes extratropicales muestran correlaciones positivas con anomalías de viento de bajo y medio nivel en las mismas latitudes y correlaciones negativas con aquellas de viento localizadas más al sur (Montecinos y Aceituno (2003)). En consecuencia, los cambios en los vientos zonales en 850 hPa fueron explorados como un proxy de los cambios en la precipitación de los Andes. Las simulaciones PI de todos los modelos individuales, así como el MEM, exhiben, en alguna medida, una banda de vientos máximos del oeste entre 30°S y 60°S, y del este en los trópicos (paneles de la izquierda, Fig. 2.15). Los cambios en el viento representados por el MEM entre la PEH y la simulación PI (Fig. 2.15b) son positivos en los Andes extratropicales y negativos al sur, lo que se asocia con anomalías positivas de precipitaciones de JJA en los Andes extratropicales. Este patrón se distingue, en algún grado, en todos los modelos (paneles centrales, Fig. 2.15), aunque hay pequeñas diferencias latitudinales en la región de transición de valores positivos a negativos. Por el contrario, las diferencias simuladas entre el PCG y la simulación PI, presentan anomalías negativas del viento en los Andes extratropicales y positivas al sur, lo que se relaciona con anomalías negativas de la precipitación de JJA. Es decir que el signo de los cambios de la precipitación en los Andes extratropicales, inferidos indirectamente de aquellos simulados por la circulación, coincide con los registrados por Le Quesne y otros (2009).

El análisis de los cambios de viento zonal de 850 hPa en JJA sobre todo el HS permite una mejor comprensión de las condiciones de gran escala en las que los cambios regionales

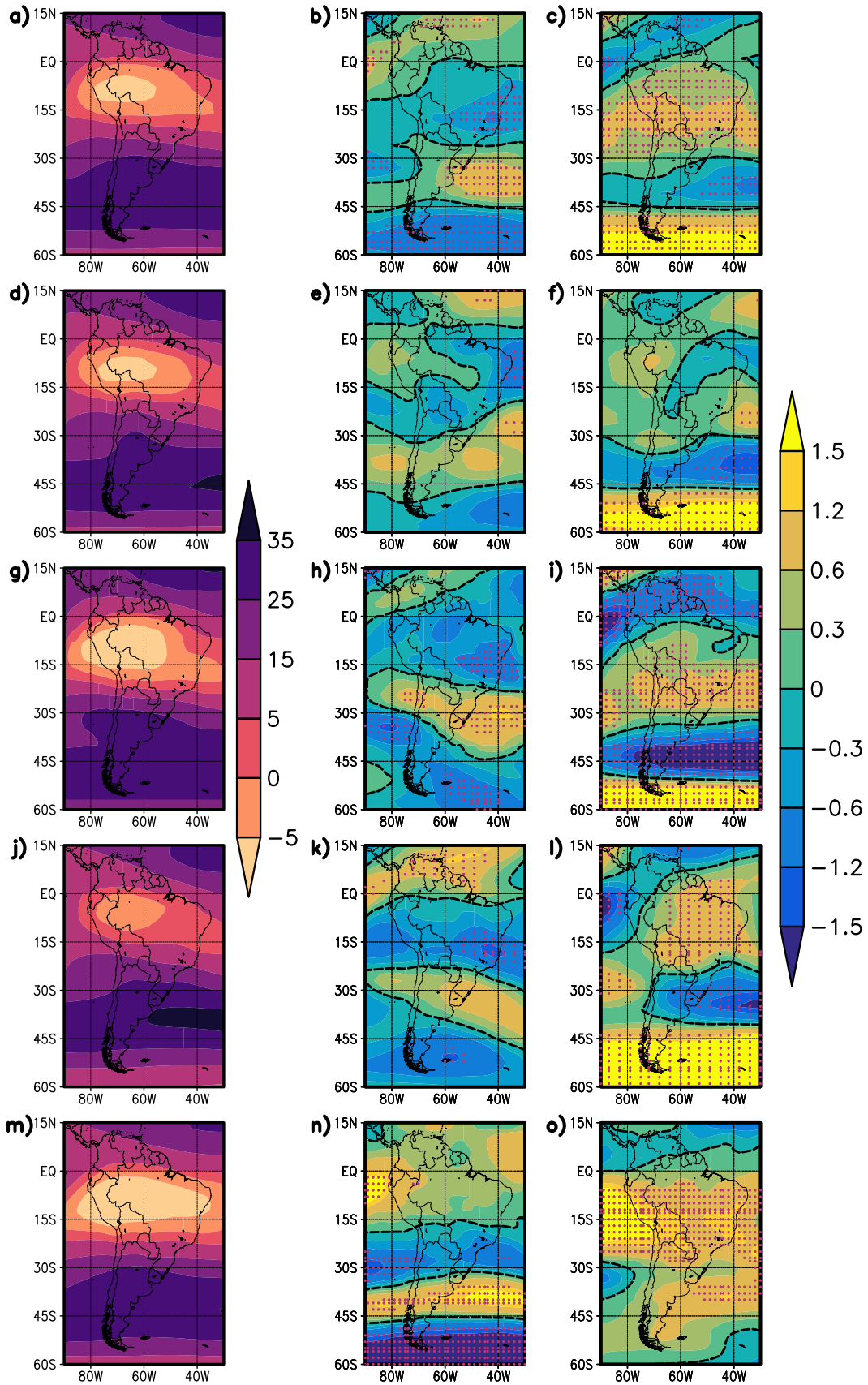


Figura 2.14: Viento zonal en 200 hPa de DEF para (a) simulación PI, (b) diferencia entre la PEH y la simulación PI, y (c) diferencia entre el PCG y la simulación PI, para el MEM. Unidades en m s^{-1} . Los puntos violetas indican las diferencias son significativas al nivel de confianza del 90 %. (d-f) ídem, pero para BCC-CSM1.1; (g - i) ídem, pero para CCSM4; (j-l) ídem, pero para IPSL-CM5A-LR; (m-o) ídem, pero para MPI-ESM-LR.

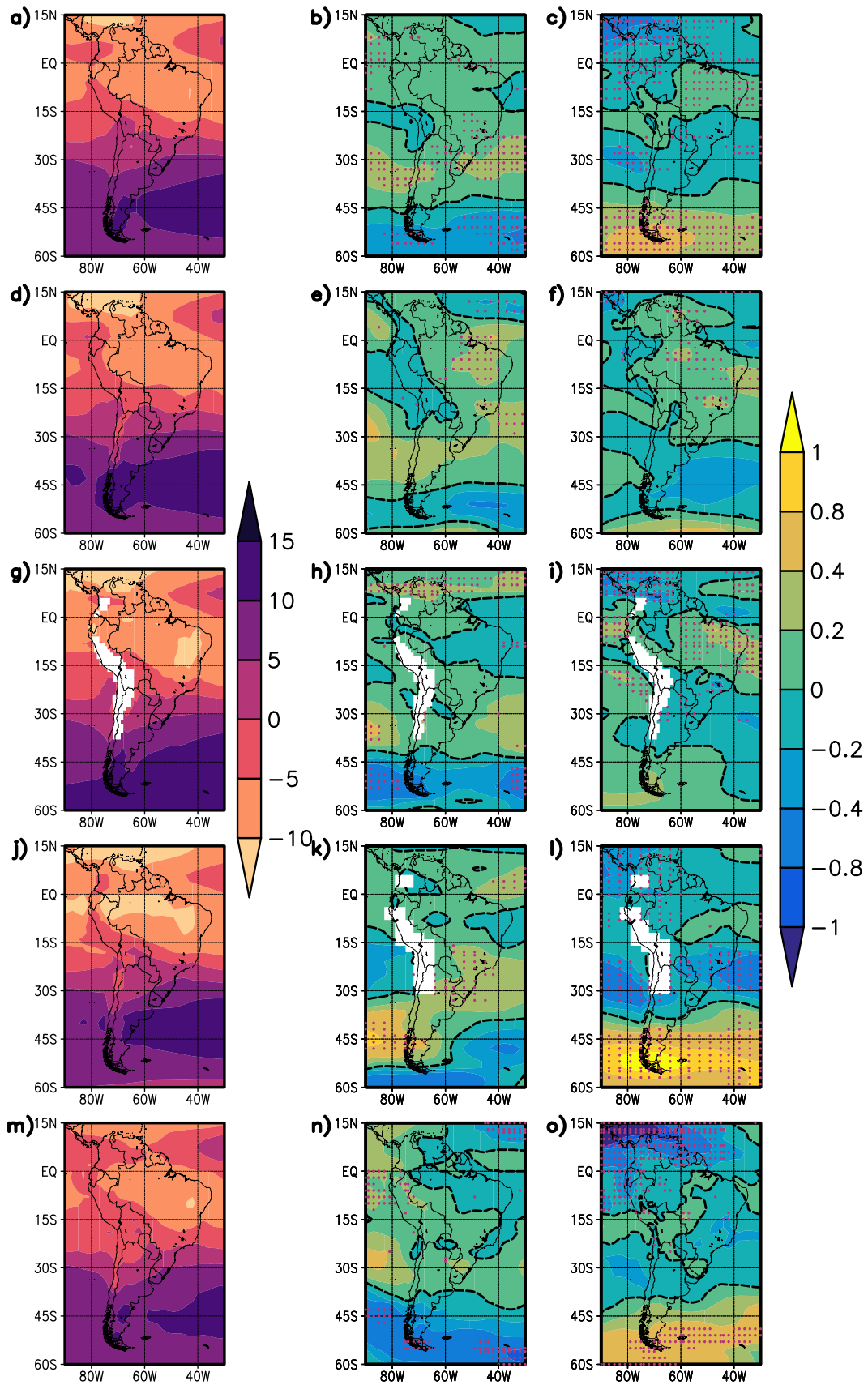


Figura 2.15: Viento zonal en 850 hPa de JJA para (a) simulación PI, (b) diferencia entre la PEH y la simulación PI, y (c) diferencia entre el PCG y la simulación PI, para el MEM. Unidades en m s^{-1} . Los puntos violetas indican las diferencias son significativas al nivel de confianza del 90 %. (d-f) ídem, pero para BCC-CSM1.1; (g - i) ídem, pero para CCSM4; (j-l) ídem, pero para IPSL-CM5A-LR; (m-o) ídem, pero para MPI-ESM-LR.

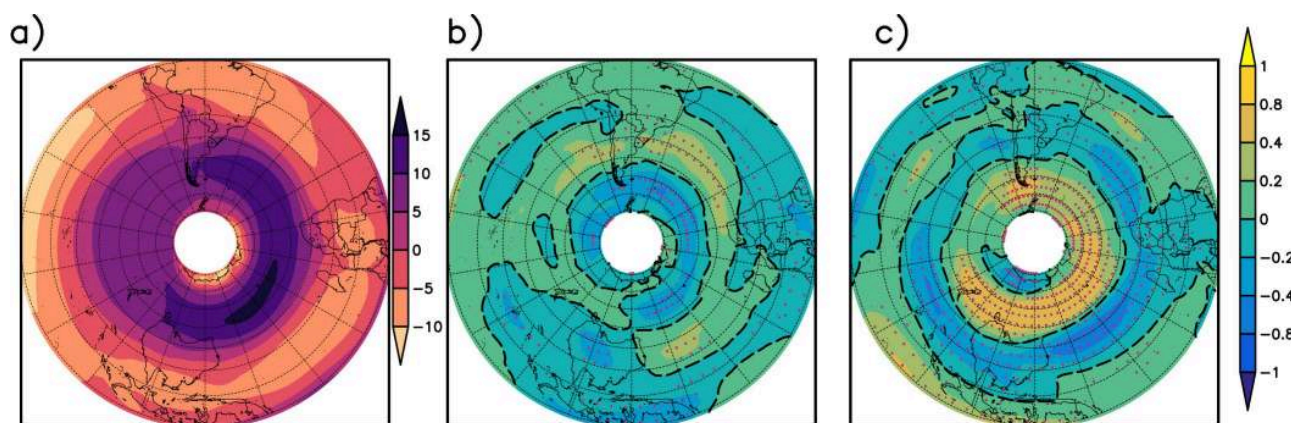


Figura 2.16: Viento zonal en 850 hPa de JJA para (a) simulación PI, (b) diferencia entre la PEH y la simulación PI, y (c) diferencia entre el PCG y la simulación PI, para el MEM. Unidades en m s^{-1} . Los puntos violetas indican las diferencias son significativas al nivel de confianza del 90 %.

se ven embebidos. La simulación PI del MEM muestra vientos este en latitudes tropicales y vientos oeste en latitudes medias con un máximo sobre el sur del Océano Índico, de acuerdo con las observaciones (Fig. 2.16a). La diferencia del viento entre la PEH y la simulación PI (Fig. 2.16b) se caracteriza por un debilitamiento (intensificación) de los vientos oeste en las bandas polares (subtropicales), con una estructura similar a la asociada con la fase negativa del Modo Anular del Sur (sigla en inglés SAM). Por otro lado, se observa claramente una intensificación (debilitamiento) en las latitudes subpolares (subtropicales) de los oeste en las diferencias de viento entre el PCG y la simulación PI (Fig. 2.16c), patrón asociado con la fase positiva del SAM. Estos resultados coinciden con estudios previos, como Villalba y otros (2012), quienes identificaron una relación entre la tendencia positiva del SAM detectada en el siglo XX y los cambios climáticos en los Andes extratropicales. A su vez coincide con trabajos que muestran una tendencia positiva del SAM en el PCG asociada al menos en parte a la expansión de la celda de Hadley, relacionada al calentamiento global antropogénico (Previdi y Liepert (2007)).

2.5. Puntos destacables del Capítulo 2

Las tendencias observadas más significativas para el período 1902-2005 en América del Sur son positivas en SESA y negativas en SAn. Las tendencias medias obtenidas para el experimento H (incluyendo forzantes naturales y antropogénicos) son capaces de reproducir esos cambios de la precipitación, aunque con magnitudes más débiles que las observadas. La mayoría de las simulaciones reproducen el signo correcto de los cambios de la precipitación en ambas regiones. Sin embargo, los rangos de incertidumbre asociados (debido tanto a la dispersión entre

modelos como a la variabilidad climática interna) son grandes. Las tendencias medias para el experimento H son estadísticamente distinguibles de aquellas obtenidas para el experimento que solo considera el forzante natural, las cuales exhiben valores medios despreciables en ambas regiones. Los resultados permiten concluir que el forzante antropogénico contribuiría al menos parcialmente en explicar los cambios de la precipitación observados en las regiones SESA y SAN durante el último siglo.

La evaluación de la variabilidad interanual de la precipitación muestra una mejora significativa en la representación por los modelos del CMIP5, del patrón dominante de variabilidad, EOF1, en comparación con los del CMIP3. Los cambios en la actividad del EOF1 a lo largo del siglo XX e inicios del XXI, representados tanto por las simulaciones de los modelos climáticos como por conjuntos grillados de datos observados de lluvia, evidencian un aumento de la frecuencia de eventos positivos del EOF1 (asociados con anomalías positivas de precipitación en SESA y negativas en SACZ) y una disminución de la frecuencia de eventos negativos del EOF1. Sin embargo, todavía existen grandes incertidumbres debido a las diferencias entre los modelos y a la variabilidad interna del sistema climático. Se encontró que el conjunto de simulaciones climáticas, independientemente del modelo que correspondan, que representan mejor las características asociadas con la actividad del EOF1, y que además describen un aumento (disminución) de sus eventos positivos (negativos), se asocian con las mayores tendencias positivas y significativas de la precipitación en SESA. También se encontró que las tendencias positivas de la precipitación en SESA resultantes de simulaciones climáticas forzadas por fuentes antropogénicas son más grandes y significativamente diferentes de aquellas simulaciones forzadas sólo por fuentes naturales que presentan tendencias que no son significativamente diferentes de cero.

El estudio se completó con un análisis de los cambios climáticos simulados entre la PEH y el PCG, ya que los registros paleoclimáticos describen regiones de América del Sur, con gran variabilidad climática durante los últimos 500 años. Entre estas, el Altiplano y las regiones extratropicales andinas muestran condiciones más húmedas de lo normal en la PEH. Por otra parte, ambas regiones experimentaron condiciones más secas de lo normal en la segunda parte del siglo XX en asociación con el reciente PCG. El estudio abarcó el análisis de los cambios de lluvia tanto en estas dos regiones como en SESA, aunque los resultados en esta última región fueron muy inciertos. A pesar de que los modelos no describen adecuadamente los cambios de la precipitación asociados con estas dos regiones de los Andes, son capaces de simular, en cierta medida, los cambios de circulación a gran escala que identificaron los trabajos anteriores

en asociación con la precipitación en ambas regiones, es decir: (i) Vientos este más intensos (débiles) durante la PEH (el PCG), asociados con veranos más húmedos (más secos) de lo normal en el Altiplano, y (ii) Vientos oeste de niveles bajos más intensos (débiles) que los normales en el Altiplano, asociados con inviernos más húmedos (secos) de lo normal en los Andes extratropicales. La evaluación de los modelos también confirmó que esos cambios de viento están relacionados con una fase negativa (positiva) del SAM, a su vez, al menos parcialmente asociada a un desplazamiento hacia el polo (ecuador) de la rama sur de la Celda de Hadley.

Capítulo 3

Covariabilidad de la temperatura superficial del mar y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica

En este capítulo se analizan los patrones de covariabilidad de la TSM y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica, considerando tanto las anomalías con y sin tendencia asociada al efecto del calentamiento global. El análisis se concentra en el patrón dominante de covariabilidad, caracterizando los ciclos dominantes, los cambios decadales en el acople entre ambas variables y los patrones de circulación que se asocian a este patrón. Además, se analiza la habilidad para representar este patrón de las simulaciones H de los modelos del CMIP5.

3.1. Datos y Metodología

Para obtener los patrones de covariabilidad entre las anomalías de la TSM y la precipitación de verano en SESA, se utilizaron los campos medios mensuales de precipitación del conjunto GPCC y los campos medios mensuales de la TSM del conjunto National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST, Smith y otros (2008)), para el período 1902-2013. Se consideraron además los reanálisis mensuales del NCEP/NCAR en el período 1948-2010 de la variable altura geopotencial (Kalnay y otros (1996)). También se utilizó la presión a nivel del mar del conjunto HadSLP2 (Allan y Ansell (2006)), el cual considera observaciones tanto marinas como terrestres para el

período 1850-2013.

La influencia de la variabilidad interanual de las anomalías de la TSM de gran escala en las anomalías de precipitación de verano austral en SESA se describe a través de un análisis de descomposición de valores singulares (sigla en inglés SVD) realizado conjuntamente entre las anomalías estacionales de precipitación, sobre la misma región definida en el Capítulo 2 para el cálculo del EOF, y las anomalías de la TSM de 45°N a 45°S. Este análisis de SVD permite aislar, a través de operaciones matriciales, las combinaciones lineales de las variables de los dos campos que se relacionan linealmente entre sí (ej. Venegas y otros (1997)). De este modo, este análisis permite identificar estadísticamente las regiones de los océanos que tienen influencia en la variabilidad de la precipitación de verano en SESA. Para evitar que la variabilidad en un campo domine la estructura de covarianzas mutua, se normalizaron ambas variables.

La variabilidad temporal de cada modo es descrita por las series temporales de los coeficientes de expansión (en adelante series temporales del SVD) resultantes para cada variable del análisis de SVD. Si bien estas series representan un valor para cada verano, por lo que no presentan una variabilidad continua, son representadas por líneas para simplificar la visualización. Se calcularon mapas de correlación entre las series temporales del SVD de la TSM y las anomalías de la TSM en cada punto de cuadrícula (es decir, mapa de correlación homogéneo) para describir los patrones de la TSM asociados con los modos. Por otra parte, se utilizaron los mapas de correlación entre las series temporales del SVD de la TSM y las anomalías de precipitación en cada punto de retícula (es decir, mapa de correlación heterogénea) para describir la influencia del modo en la precipitación en el sur de Sudamérica. Se consideró la significancia de las correlaciones con la prueba t-Student al nivel del 95 % de significancia (Wilks (2006)). También se calculó el coeficiente de correlación entre las dos series temporales del SVD correspondientes a cada modo, como una medida de la intensidad del acople entre la TSM y la precipitación de verano en SESA (ej. Bretherton y otros (1992)). Se consideraron las variaciones decadales de la intensidad de esta covariabilidad, mediante una correlación móvil con una ventana de 19 años.

El SVD fue aplicado a las anomalías de las medias estacionales de verano con respecto a los valores promedio de largo plazo, así como también a las que resultan de remover la tendencia de la TSM asociada al calentamiento global. Para obtener los datos sin tendencia para cada punto de retícula, se restó de la serie correspondiente (TSM o precipitación), la regresión lineal que previamente se obtuvo a partir de la serie anual de la TSM promediada globalmente.

Para poder hacer una estimación espectral de los períodos dominantes de variabilidad de las series temporales del SVD, se realizó un análisis espectral de Multitaper (sigla en inglés MTM, Ghil (2002)). Este método no paramétrico ofrece una alta resolución espectral y niveles elevados de confianza en los picos espectrales detectados. Además, esta técnica permite reconstruir la señal en el dominio del tiempo usando la descomposición provista por las periodicidades significativas de variabilidad.

3.2. Patrones de covariabilidad observados

3.2.1. Características principales

La serie temporal del primer modo SVD (SVD1) de la TSM para el período 1902-2010, que representa el 71 % de la covarianza cuadrada total, presenta una variabilidad significativa en las escalas de tiempo interanuales, modulada por las tendencias a largo plazo (Fig. 3.1a). El modo está positivamente correlacionado con anomalías de la TSM en casi todas partes, con valores máximos en las porciones tropicales de los océanos Pacífico e Índico (Fig. 3.1c). También muestra correlaciones positivas con anomalías de lluvias en el norte de Argentina, Uruguay y el sur de Brasil (Fig. 3.1e).

El análisis SVD también se realizó considerando las anomalías sin tendencias de ambas variables. En ese caso, el modo SVD1 correspondiente representa el 48 % de la covarianza cuadrada total y presenta una fuerte modulación decadal de su actividad interanual con cambios de fase alrededor de las décadas de 1930, 1970 y 1990 (Fig. 3.1b). Este modo muestra correlaciones positivas con las anomalías de precipitación en SESA (Fig. 3.1f) y con las anomalías de la TSM en los océanos Pacífico e Índico ecuatorial (Fig. 3.1d). Por otra parte, el modo presenta correlaciones negativas con las anomalías de la TSM en el Pacífico Norte y Sur distribuidas en un patrón espacial tipo “herradura” similar al asociado con el ENOS o la PDO. Grimm (2011) identificó un patrón similar de correlación de la TSM y precipitación como el segundo modo de variabilidad de la precipitación de verano para el período 1961-2000, pero considerando un dominio que abarca casi toda América del Sur. Además, las características del SVD1 obtenido aquí también son similares a las obtenidas por Robledo y otros (2013), calculando un análisis de SVD entre las anomalías globales de la TSM y un índice extremo de precipitación diaria extrema en SESA.

3. Covariabilidad de la temperatura superficial del mar y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica

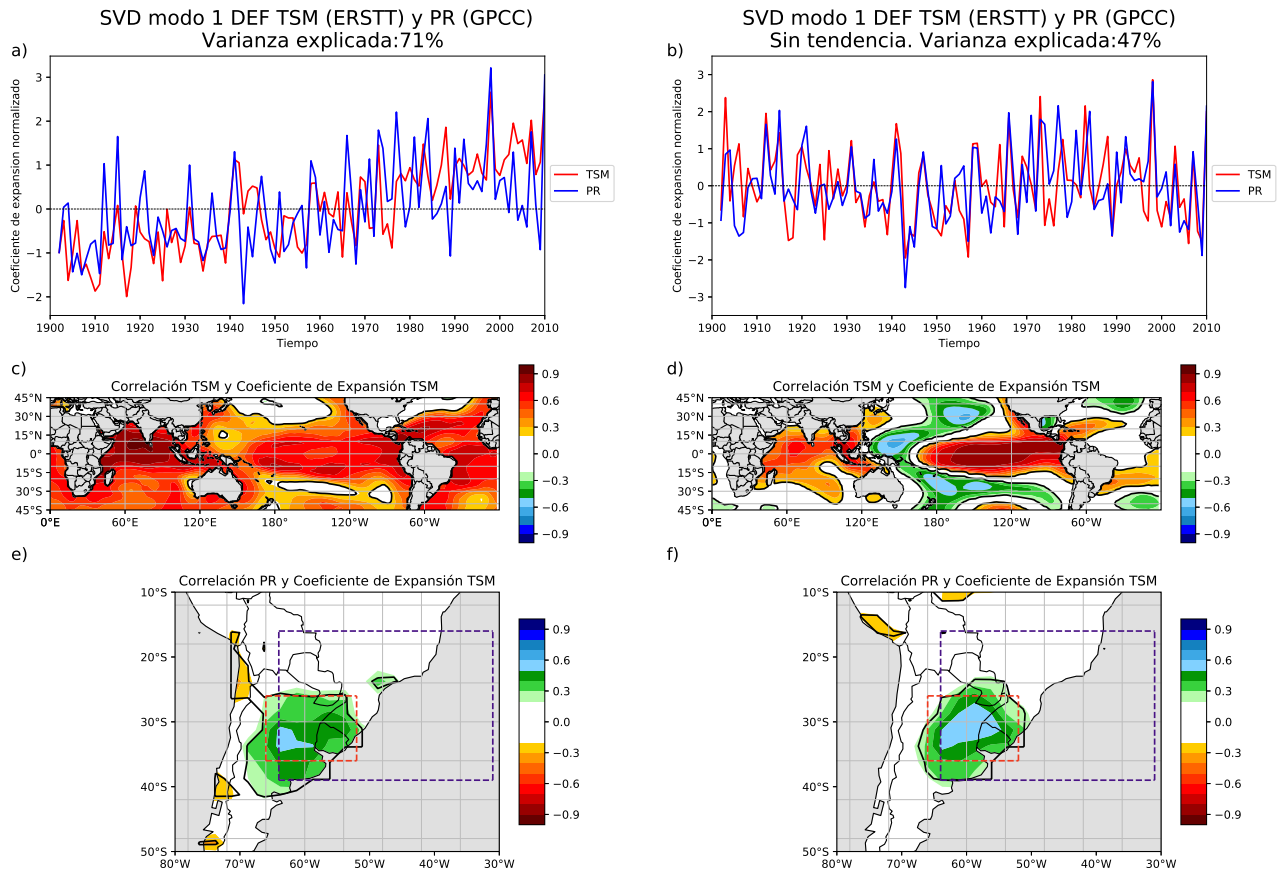


Figura 3.1: Modo 1 SVD entre las anomalías de la TSM y de precipitación sobre SESA (región indicada por el rectángulo punteado en e-f) para el período 1902-2010. (a) Serie temporal del SVD de la TSM (rojo) y de la precipitación (azul). (c) Correlación homogénea entre la serie temporal del SVD de la TSM y las anomalías de la TSM en los puntos de retícula. (e) Correlación heterogénea entre la serie temporal del SVD de la TSM y las anomalías de precipitación en los puntos de retícula. (b), (d) y (f) ídem que (a), (c) y (e), pero para las anomalías sin tendencia. Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %. Las cajas rojas indican la región SESA_SVD (definida en la Tabla 2.2).

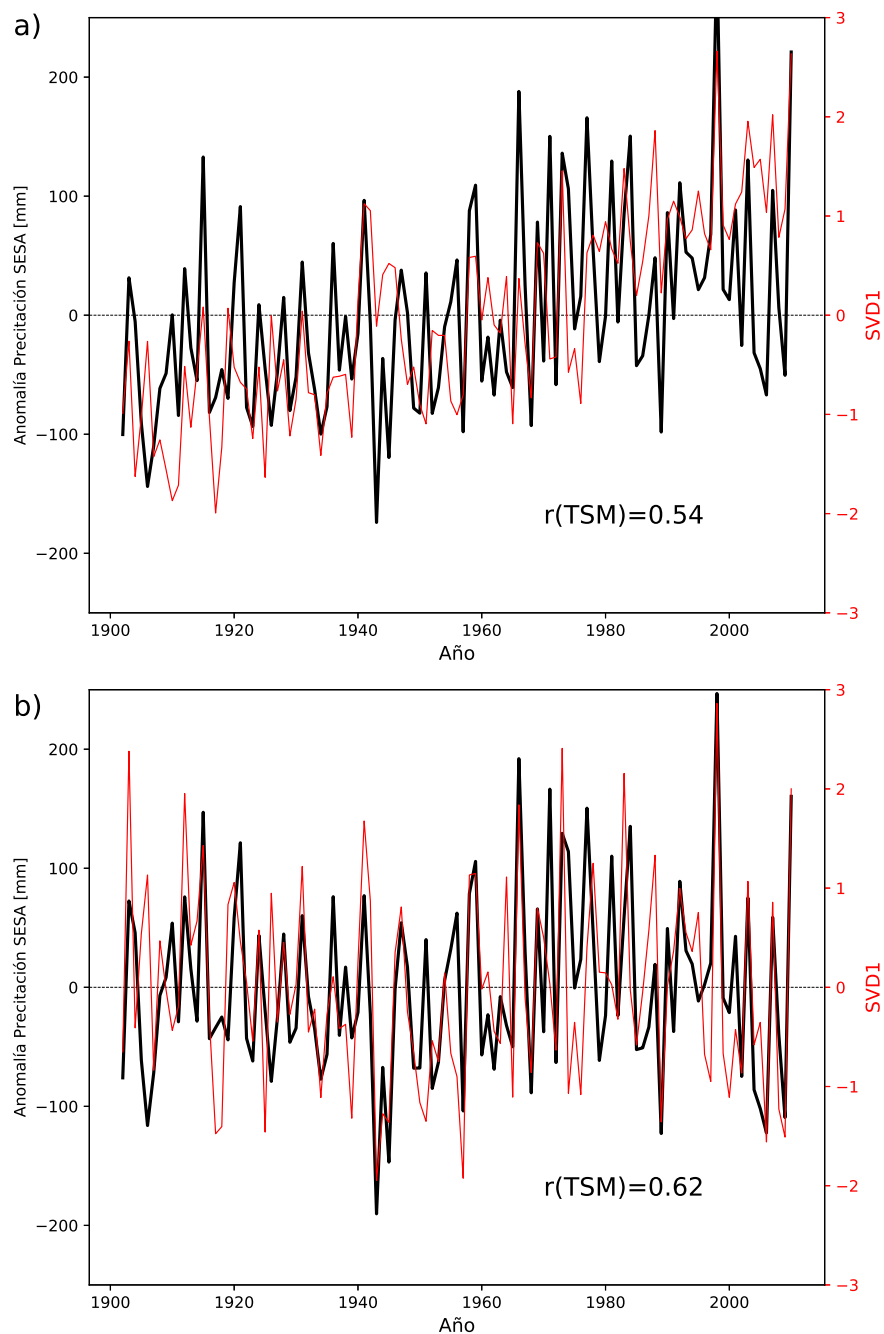


Figura 3.2: Serie temporal del SVD1 de la TSM (rojo) y anomalía de precipitación promediada en la región SESA.SVD (mm, negro) para las series con tendencia (a) y sin tendencia (b).

La comparación de los patrones de correlación heterogénea entre la serie temporal del SVD1 de la TSM y las anomalías de precipitación con y sin tendencia (Fig. 3.1) muestra en el primer caso las mayores correlaciones hacia el centro-oeste de Argentina, aunque relativamente más débiles. En esta región de Argentina se han documentado tendencias positivas significativas (ej. Agosta y Compagnucci (2008)), que permitieron, en parte, la expansión de la actividad agrícola hacia el oeste del país (ej. Barros y otros (2015)). A partir del resultado obtenido para el patrón de covariabilidad, se definió la región SESA_SVD, cuyo rango de latitudes y longitudes se indica en la Tabla 2.2, como aquella región sobre SESA donde la influencia oceánica es más relevante (Fig. 3.1f). En la Figura 3.2 se muestra la anomalía de precipitación promedio en la región y la respectiva serie temporal del SVD1 de la TSM para las series con tendencia y sin tendencia. El modo SVD1 con tendencia explica el 29 % de la varianza de la serie de anomalías de precipitación en esa región. Se puede notar que existen diferencias en las tendencias de ambas series y que las variaciones de mayor frecuencia no se encuentran en fase en todos los períodos. Por otra parte, cuando se considera el modo SVD1 sin tendencia la varianza explicada es mayor, del orden de 39 %, observándose un mayor acuerdo en las variaciones de mayor frecuencia, así como también en los ciclos de menor frecuencia previamente señalados. Los resultados tanto con y sin tendencia, reflejan la importancia del patrón de covariabilidad dominante en explicar una parte significativa de la varianza de las anomalías regionales de precipitación sobre la región de SESA. Sin embargo, las diferencias encontradas entre ellos abren la cuestión sobre cómo el calentamiento global estaría alterando la influencia de las condiciones oceánicas tropicales sobre la lluvia en SESA.

La serie temporal del segundo modo SVD (SVD2) de la TSM, representa el 9 % de la covarianza cuadrada total, una porción considerablemente menor que el modo SVD1. En este caso, las tendencias de largo plazo son menos evidentes y dominan oscilaciones de escala inter-anual (Fig. 3.3a). Este modo presenta correlaciones positivas intensas con las anomalías de la TSM en el Pacífico Central y considerablemente más débiles en algunas regiones del Índico, y correlaciones positivas en el Pacífico Norte y Sur distribuidas en un patrón espacial tipo “herradura” similar al asociado con el ENOS o la PDO (Fig. 3.3c). En cambio, las correlaciones con las anomalías de precipitación son positivas y solamente intensas en el norte de la porción considerada asociadas a la región de la SACZ (Fig. 3.3e). En Argentina, se observa una región de correlaciones positivas significativas de precipitación en el centro-oeste, aunque de intensidad baja y alejadas de la región donde fueron descriptas las tendencias más intensas (Fig. 2.1).

El modo SVD2 que se obtiene al filtrar la tendencia asociada al calentamiento global

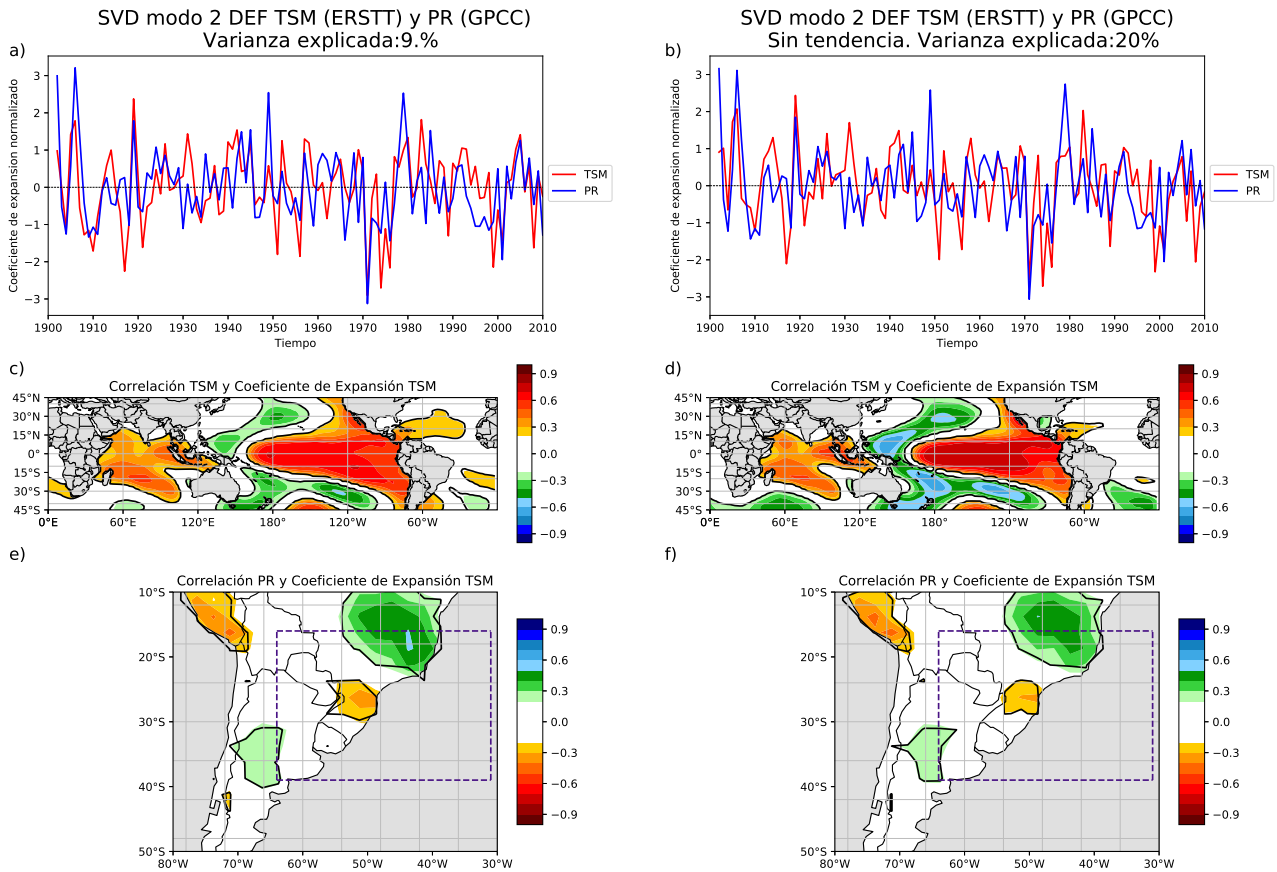


Figura 3.3: Modo 2 SVD entre las anomalías de la TSM y de precipitación sobre SESA (región indicada por el rectángulo punteado en e-f) para el período 1902-2010. (a) Serie temporal del SVD de la TSM (rojo) y de la precipitación (azul). (c) Correlación homogénea entre la serie temporal del SVD de la TSM y las anomalías de la TSM en los puntos de retícula. (e) Correlación heterogénea entre la serie temporal del SVD de la TSM y las anomalías de precipitación en los puntos de retícula. (b), (d) y (f) ídem que (a), (c) y (e), pero para las anomalías sin tendencia. Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %.

explica el 19 % de la covarianza cuadrada total. Los coeficientes de expansión correspondientes a ambas variables (Fig. 3.3b) presentan grandes similitudes con los correspondientes con el modo SVD2 con tendencia (Fig. 3.3a), evidenciando que este modo no muestra gran influencia de las tendencias. Las correlaciones que presenta este modo con respecto a la TSM (Fig. 3.3d) y a la precipitación (Fig. 3.3f) en la región de SESA y SACZ se ubican en las mismas regiones que para el correspondiente modo con tendencia, aunque presentan magnitudes mayores.

La comparación de los patrones espaciales de correlación con las anomalías de precipitación que exhiben los modos SVD1 y SVD2 con aquel obtenido para el EOF1 de las anomalías de lluvia, estaría indicando que la influencia de la variabilidad de los océanos tropicales es relativamente diferente en SESA y la región de la SACZ. A diferencia del EOF1 (Fig. 2.5), que muestra un patrón dipolar, con centros en SESA y SACZ, el patrón dominante de covariabilidad muestra un patrón monopolar, que solamente es activo en la región de SESA (Fig. 3.1). En estudios previos (Grimm y Zilli (2009); Grimm (2011)) se mostró que el modo de variabilidad de precipitación sobre Sudamérica con mayor influencia oceánica muestra un patrón monopolar (segundo modo), coincidente con el resultado encontrado en esta tesis. Este hecho refleja la existencia de otros factores sobre la variabilidad interanual en SACZ, independientes de la influencia remota del Pacífico o el Índico, lo que está en acuerdo con trabajos como el de Robertson y Mechoso (2000). Por ello, el modo de covariabilidad que presenta mayores correlaciones con la precipitación en SACZ, explica un considerable menor porcentaje de la covarianza con las anomalías de la TSM (Fig. 3.3). Debido a que el foco de este estudio se encuentra en la variabilidad de la precipitación sobre SESA, que el modo SVD2 presenta correlaciones no significativas en esa región y que el resto de los modos explican una fracción muy baja de la covarianza cuadrada total (no se muestra), solamente se considera el modo SVD1 para el resto del análisis.

Se exploró la estabilidad del modo SVD1 al considerar un período más corto de tiempo, repitiendo la metodología en el período 1962-2013, considerando tanto las series con tendencia y sin tendencia (lo cual es útil para los estudios con las predicciones decadales de los modelos del CMIP5 discutidos en el Capítulo 5). Las series temporales del SVD1 con tendencia (Fig. 3.4a) evidencian tendencias positivas para las primeras décadas, aunque al considerar un período más corto no se muestran tan dominantes. La covarianza cuadrada total explicada es menor que para el período completo (46 %). Este hecho se evidencia también en el campo de correlaciones con la TSM que, si bien presenta un patrón similar, muestra valores menores de correlación en el Océano Índico y Atlántico, aunque mayores en el Océano Pacífico (Fig. 3.4c). En cuanto a

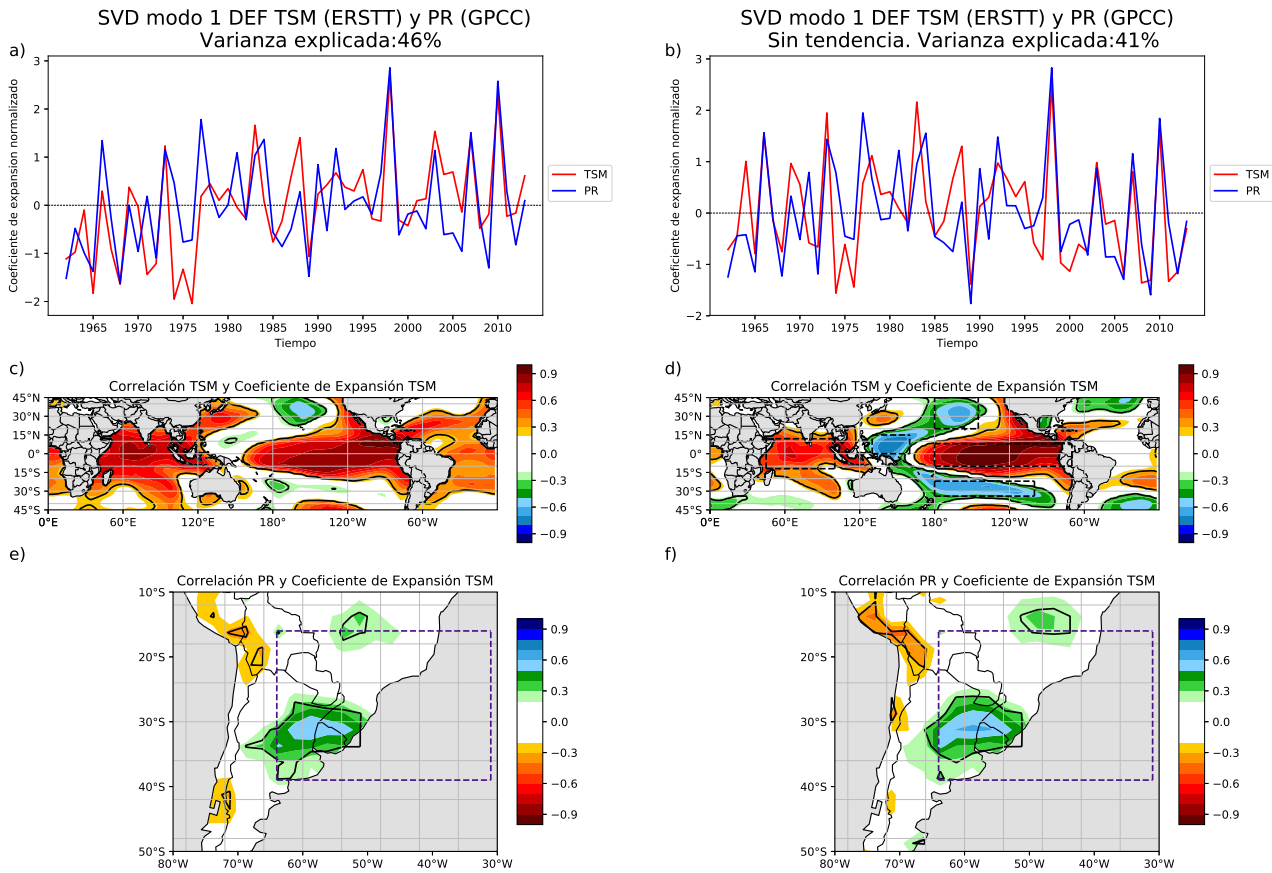


Figura 3.4: Modo 1 SVD entre las anomalías de la TSM y de precipitación sobre SESA (región indicada por el rectángulo punteado en e-f) para el período 1962-2013. (a) Serie temporal del SVD de la TSM (rojo) y de la precipitación (azul). (c) Correlación homogénea entre la serie temporal del SVD de la TSM y las anomalías de la TSM en los puntos de retícula. (e) Correlación heterogénea entre la serie temporal del SVD de la TSM y las anomalías de precipitación en los puntos de retícula. (b), (d) y (f) ídem que (a), (c) y (e), pero para las anomalías sin tendencia. Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %. En (d), las cajas negras indican las regiones oceánicas donde el modo es más activo (Tabla 2.2).

la precipitación, el patrón es similar al del período completo con correlaciones positivas en la región del noreste de Argentina, Uruguay y sur de Brasil (Fig. 3.4e).

Cuando se considera el modo SVD1 en el período 1962-2013 filtrando la tendencia asociada al calentamiento global, las series temporales correspondientes explican el 41 % de la covarianza cuadrada total. Se observa que al igual que el modo SVD1 para el período más largo, existe una modulación decadal en las series temporales con cambios de fase alrededor de 1970 y 1990 (Fig. 3.4b). Los patrones de correlación del modo con las anomalías de la TSM (Fig. 3.4d) y de precipitación (Fig. 3.4f) son similares a los correspondientes al período largo (Fig. 3.1d y Fig. 3.1f, respectivamente), lo que evidencia la estabilidad de este modo a lo largo del siglo XX y lo que va del XXI.

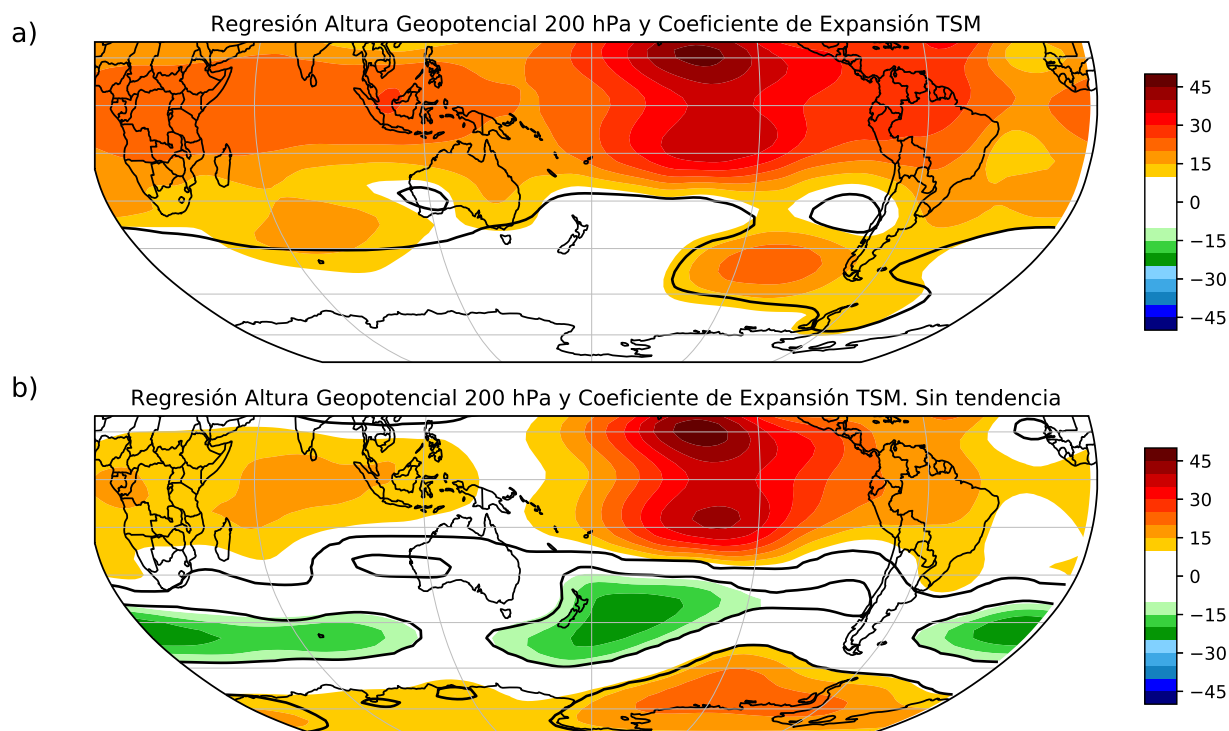


Figura 3.5: (a) Regresión entre la serie temporal SVD1 de la TSM para el período 1962-2013 y las anomalías de altura geopotencial en 200 hPa en los puntos de retícula. (b) ídem que (a), pero para las anomalías sin tendencia. Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %.

Para poder describir el patrón de anomalías de circulación asociado al modo SVD1, se calculó la regresión entre las series temporales del SVD1 de la TSM para el período 1962-2013 con las anomalías de la altura geopotencial en 200 hPa de DEF, considerando las series con y sin tendencia (Fig. 3.5). Cuando se considera el modo SVD1 con tendencia, predominan valores positivos de la regresión en latitudes tropicales y subtropicales (Fig. 3.5a). En cambio, cuando se filtra el efecto asociado al calentamiento global, se puede observar la alternancia de centros con regresiones positivas y negativas respectivamente, lo que evidencia la presencia de trenes de ondas de Rossby (Fig. 3.5b). Estos trenes se generan en asociación a las regiones del Océano Pacífico e Índico que presentan correlaciones de magnitudes grandes con la TSM. Estos trenes tienen forma de arco y se puede ver que se reflejan hacia el continente sudamericano en el oeste de la Península Antártica, lo que coincide con estudios previos (ej. Grimm y Zilli (2009)).

3.2.2. Periodicidades dominantes en la actividad del modo SVD1

Las periodicidades dominantes en la actividad del modo SVD1 fueron identificadas a partir de un análisis MTM de las series temporales del SVD1 de la TSM. En las series con tendencia se observa que domina fuertemente una tendencia no lineal (Fig. 3.6a) y, además, se

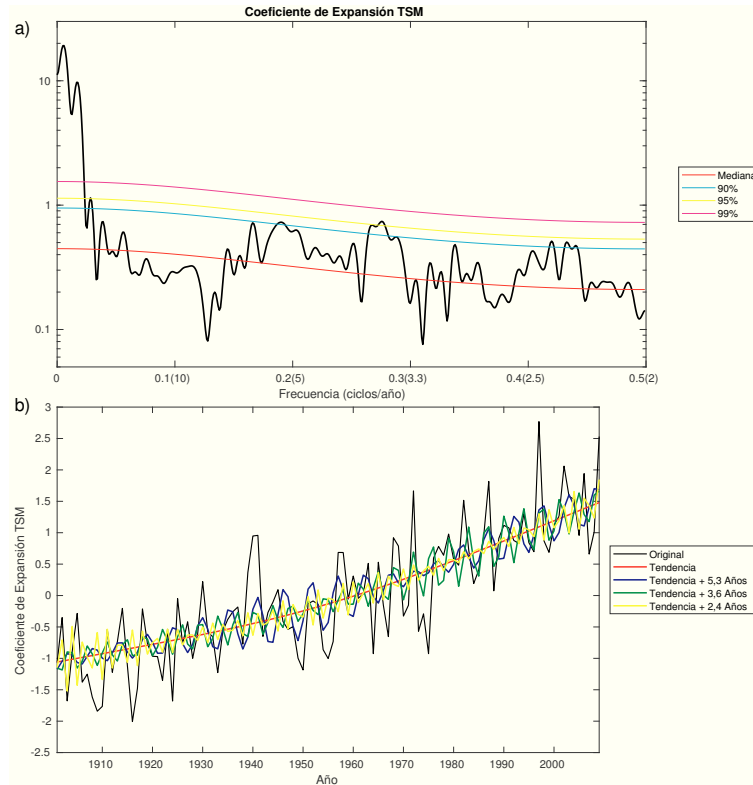


Figura 3.6: (a) MTM de la serie temporal SVD1 de TSM para el período 1902-2010. (b) Reconstrucción de las periodicidades de variabilidad dominante dadas en el MTM: Tendencia lineal; 5,3 años; 3,6 años; 2,4 años.

pueden observar tres periodicidades significativas al 90 % de significancia: 5,3, 3,6 y 2,4 años. La reconstrucción de la serie a partir de estas tres periodicidades y la tendencia explican el 75 % de la varianza de la serie (Fig. 3.6b).

La Figura 3.7 muestra que existe una gran similitud entre la regresión de las anomalías de la TSM y las series temporales del SVD1 de la TSM observada (Fig. 3.7a) y reconstruida a partir de las periodicidades significativas (Fig. 3.7c). Las principales diferencias se observan en el Océano Pacífico, donde la reconstrucción muestra valores positivos de regresión más débiles en el Pacífico Tropical, y no muestra valores significativos negativos en el Pacífico Norte, como las observaciones. Con respecto a la regresión con las anomalías de precipitación, se observa para las series temporales del SVD1 de la TSM observada (Fig. 3.7b) y reconstruida a partir de las periodicidades significativas (Fig. 3.7d), un patrón similar con diferencias solo en el norte del dominio, donde la reconstrucción muestra valores negativos que no se observan para las observaciones, aunque esos valores no son significativos.

En la Figura 3.8 se muestra la contribución parcial de cada una de las periodicidades significativas en la regresión basadas en las anomalías de la TSM incluyendo la tendencia. La tendencia no lineal (Fig. 3.8a) explica la mayor parte de las regresiones positivas con la TSM

3. Covariabilidad de la temperatura superficial del mar y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica

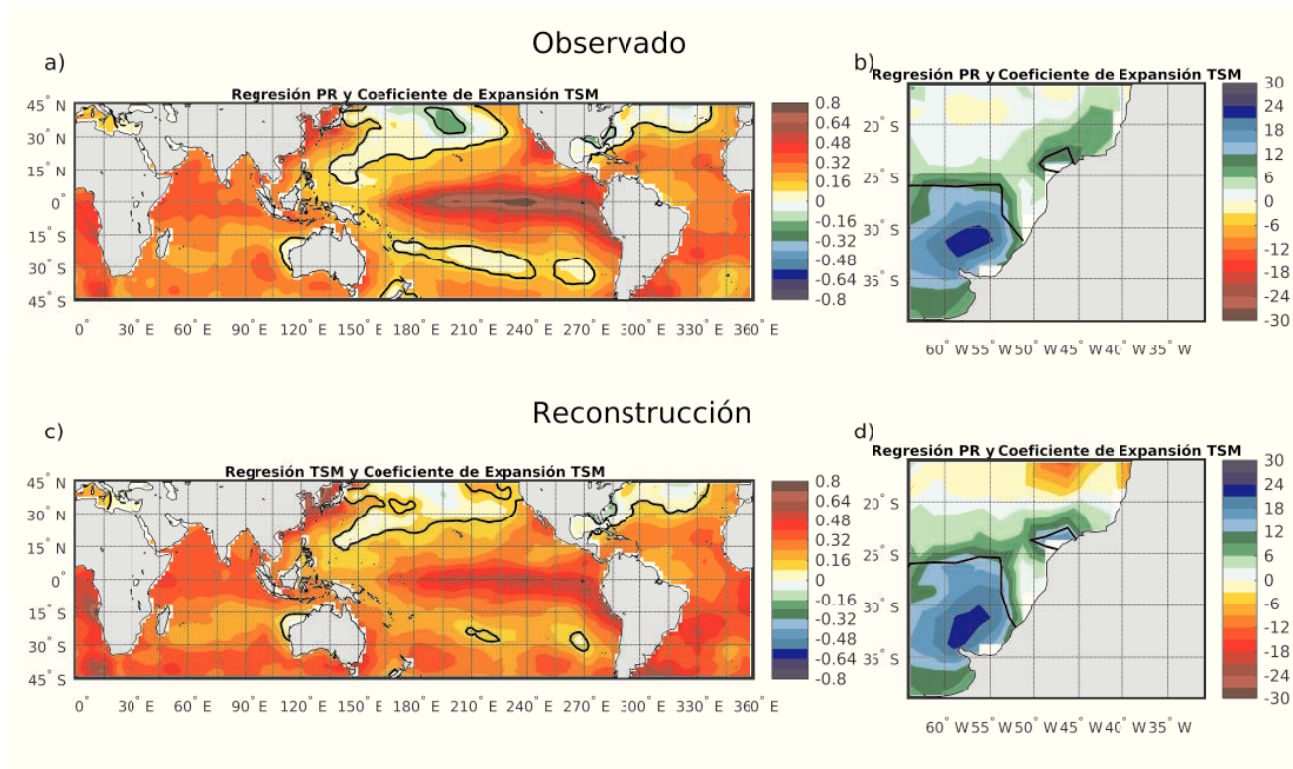


Figura 3.7: (a) Regresión de las anomalías de la TSM con la serie temporal SVD1 de TSM para el período 1902-2010 (unidades en $^{\circ}\text{C}$). (b) Regresión de las anomalías de precipitación con la serie temporal SVD1 de TSM para el período 1902-2010 (unidades en mm mes^{-1}). (c) Regresión de las anomalías de la TSM con la serie temporal SVD1 de la TSM para el período 1901-2010 reconstruida a partir de las periodicidades significativas encontrados con el MTM (unidades en $^{\circ}\text{C}$). (d) Regresión de las anomalías de precipitación con la serie temporal SVD1 de la TSM para el período 1902-2010 reconstruida a partir de las periodicidades significativas encontrados con el MTM (unidades en mm mes^{-1}). Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %.

que se dan en casi todas las cuencas, salvo en el Pacífico Central, donde no son significativas. En cambio, los otros modos (Fig. 3.8c,e,g) presentan las mayores contribuciones a las anomalías de la TSM en la región del Pacífico Central. Además, presentan una banda de regresiones negativas en las latitudes medias de los Océanos Pacífico Norte y Sur, que explican los valores negativos o cercanos a cero que aparecen en esas bandas. Con respecto a la precipitación, la tendencia no lineal (Fig. 3.8b) explica la mayor parte de las regresiones positivas en la región del noreste de Argentina, Uruguay y sur de Brasil, así como también en la Costa Atlántica, alrededor de 24°S. Las periodicidades de frecuencias más altas (Fig. 3.8d,f,h) contribuyen de manera sinérgica, aunque más débilmente, a las regresiones positivas, principalmente en el noreste de Argentina y Uruguay.

Se repitió el análisis precedente para el modo SVD1 sin tendencia. El análisis espectral permite identificar, en este caso, cinco periodicidades significativas: 54,5, 6, 4,9, 3,8 y 2,4 años (Fig. 3.9a). Las diferencias de las periodicidades con respecto a las obtenidas en el caso con tendencia, se encuentran en los rangos de incertidumbre propios de la metodología. La reconstrucción de la serie a partir de estas periodicidades explica el 49 % de la varianza de la serie. Se puede observar la existencia de un ciclo de baja frecuencia, que se puede relacionar con los cambios de fase discutidos previamente (Fig. 3.9b). El ciclo de 6 años muestra una modulación, teniendo una mayor amplitud entre 1930 y 1970. Para las últimas décadas, el ciclo de 4,9 años es más importante en explicar la variabilidad.

La Figura 3.10 muestra la regresión de las anomalías de la TSM y precipitación observadas con las de la serie temporal del SVD1 de la TSM observada sin tendencia y con su reconstrucción. Se puede ver una gran similitud entre la regresión de las anomalías de la TSM con las series observadas (Fig. 3.10a) y con las reconstruidas (Fig. 3.10c). Las principales diferencias se ven en el Océano Atlántico Norte, donde la reconstrucción muestra un patrón similar (negativas en latitudes medias y positivas en latitudes tropicales), aunque de menor magnitud y no significativas. Con respecto a la regresión con las anomalías de precipitación, se observa para las observaciones (Fig. 3.10b) y para la reconstrucción (Fig. 3.10d), un patrón similar con diferencias solo en el noreste del dominio, donde la reconstrucción muestra valores negativos que no se observan para las observaciones, aunque esos valores no son significativos.

En la Figura 3.11 se muestra la contribución en la regresión con las anomalías de la TSM de cada una de las periodicidades significativas halladas con anterioridad. El ciclo de más baja frecuencia (Fig. 3.11a) se asocia mayormente a regresiones negativas con las anomalías de la TSM en el Pacífico Norte y el Atlántico Norte, y positivas en los Océanos Índico, Pacífico y

3. Covariabilidad de la temperatura superficial del mar y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica

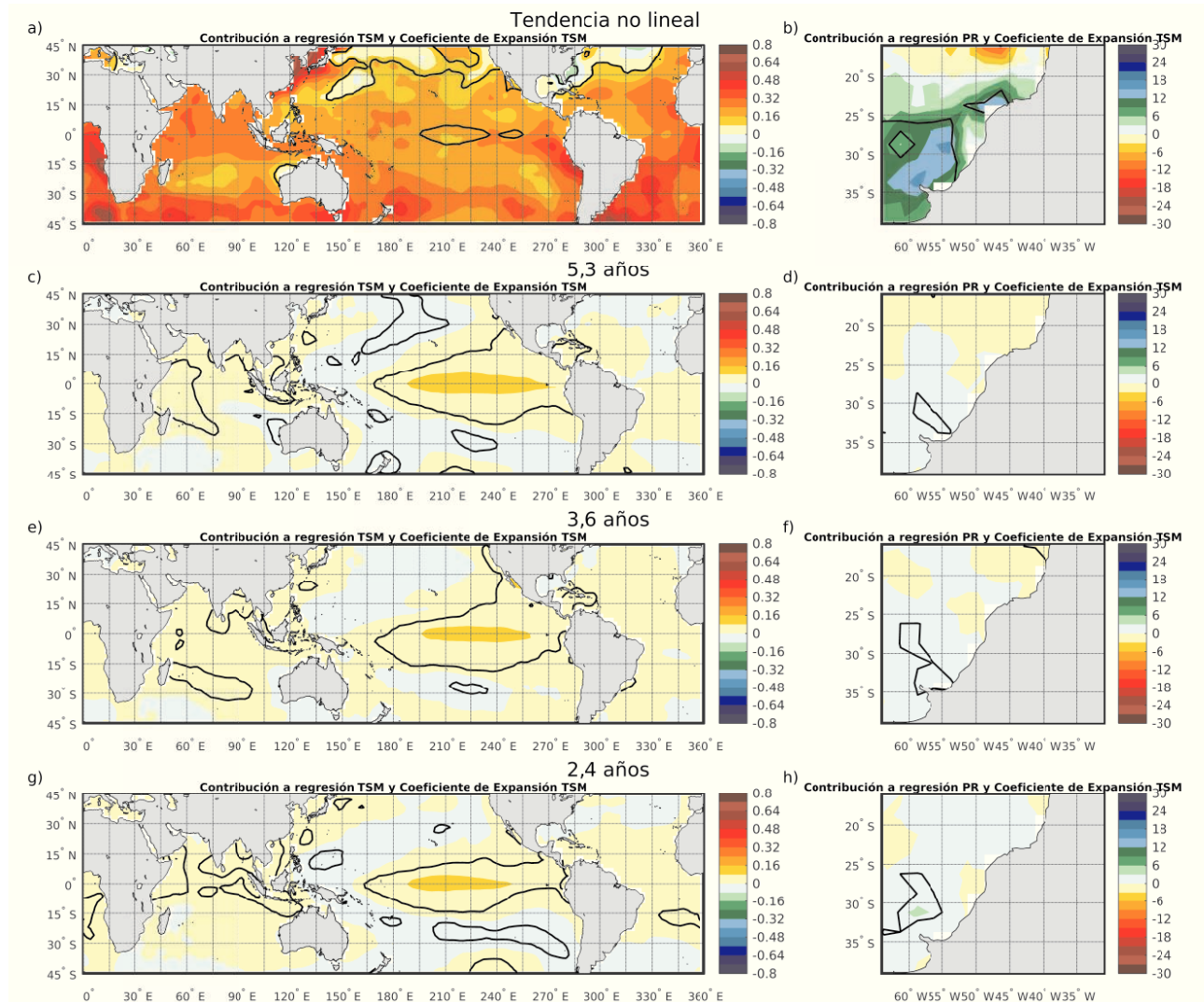


Figura 3.8: Contribución parcial de las series correspondientes a cada uno de las periodicidades significativas en la regresión total de las anomalías de la TSM con la serie temporal SVD1 de la TSM reconstruida para el período 1902-2010 de: (a) Tendencia no lineal (c) 5,3 años (e) 3,6 años (g) 2,4 años. (unidades en $^{\circ}\text{C}$). Contribución parcial de las series correspondientes a cada uno de las periodicidades significativas en la regresión total de las anomalías de precipitación con la serie temporal SVD1 de la TSM reconstruida para el período 1902-2010 de: (b) Tendencia no lineal (d) 5,3 años (f) 3,6 años (h) 2,4 años. (unidades en mm mes^{-1}). Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %.

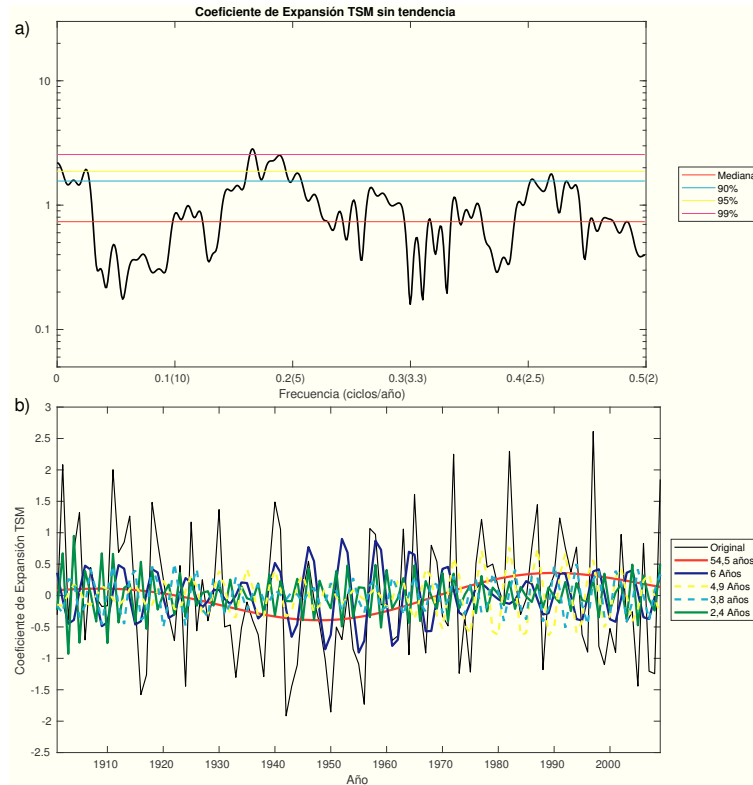


Figura 3.9: (a) MTM de la serie temporal SVD1 de la TSM sin tendencia para el período 1902-2010. (b) Reconstrucción de las periodicidades de variabilidad dominante dadas en el MTM: 54,5 años; 6 años; 4,9 años; 3,8 años; 2,4 años.

Atlántico Sur, aunque débiles. En cambio, las otras periodicidades (Fig. 3.11c,e,g,i) presentan las mayores contribuciones en la región del Pacífico Central, siendo la que corresponde a la periodicidad de 6 años la mayor contribuyente. Además, en estas periodicidades se presenta una banda de regresiones negativas en las latitudes medias de los Océanos Pacífico Norte y Sur, que explican los valores negativos que aparecen en esas bandas para las observaciones. Las regresiones negativas en el Pacífico Norte se pueden relacionar principalmente con la periodicidad de 6 años. Con respecto a la precipitación, todas las periodicidades (Fig. 3.11b,d,f,h,j) muestran regresiones positivas en la región del noreste de Argentina, Uruguay y sur de Brasil, y las de los ciclos de 54,5, 6 y 3,8 años negativas en el noreste, las cuales no son evidentes en la serie observada. Las regresiones positivas de mayor magnitud se asocian con las periodicidades de 6 y 2,4 años. Las diferencias en las regiones donde se ubican los máximos en las regresiones se pueden asociar a la zona de origen de los trenes de onda responsables de esas teleconexiones (no se muestra). Este rango de variabilidad fue señalado en trabajos previos como el más relevante para la región de SESA, principalmente asociado a la variabilidad del ENOS (ej. Saurral y otros (2017)). En el caso de la variabilidad de menor frecuencia, las regresiones de mayor magnitud se ubican desplazadas hacia el centro de Argentina.

3. Covariabilidad de la temperatura superficial del mar y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica

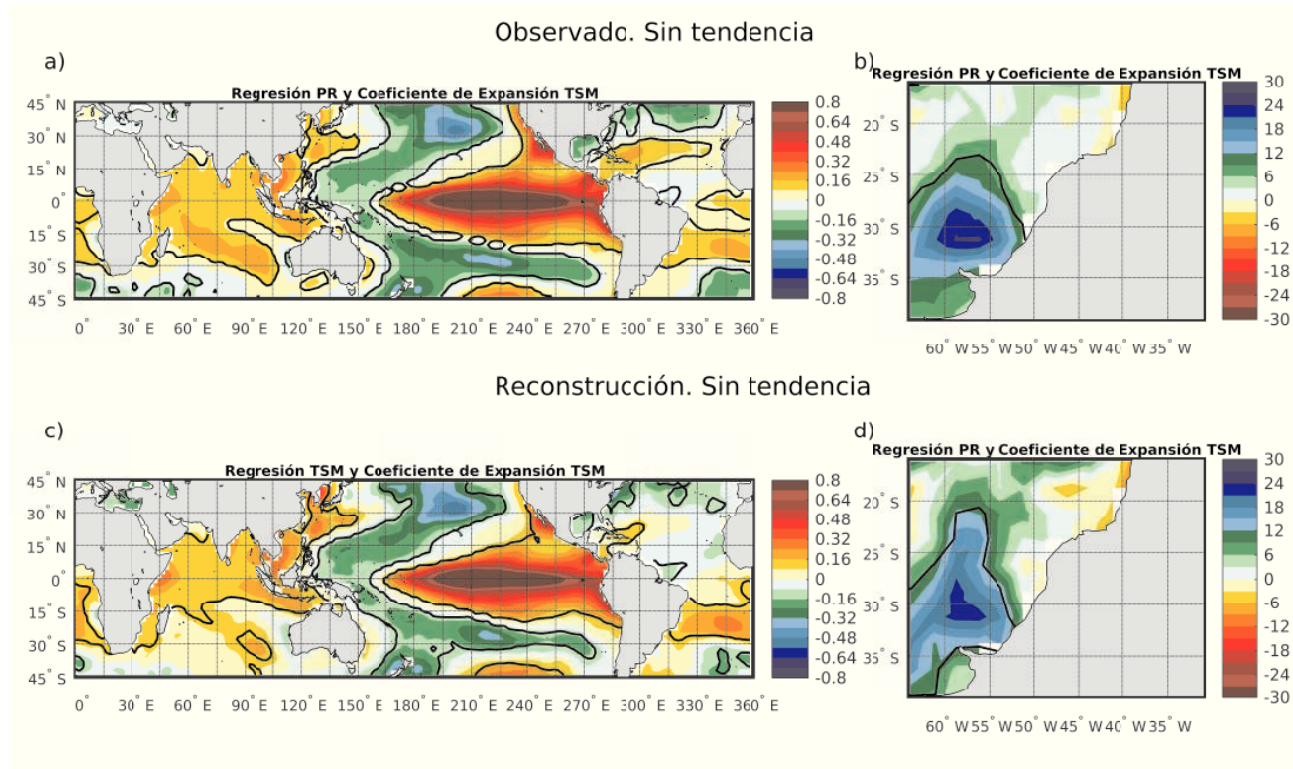


Figura 3.10: (a) Regresión de las anomalías de la TSM con la serie temporal SVD1 de la TSM sin tendencia para el período 1902-2010 (unidades en $^{\circ}\text{C}$). (b) Regresión de las anomalías de precipitación con la serie temporal SVD1 de la TSM sin tendencia para el período 1902-2010 (unidades en mm mes^{-1}). (c) Regresión de las anomalías de la TSM con la serie temporal SVD1 de la TSM sin tendencia para el período 1901-2010 reconstruida a partir de las periodicidades significativas encontradas con el MTM (unidades en $^{\circ}\text{C}$). (d) Regresión de las anomalías de precipitación con la serie temporal SVD1 de la TSM sin tendencia para el período 1902-2010 reconstruida a partir de las periodicidades significativas encontradas con el MTM (unidades en mm mes^{-1}). Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %.

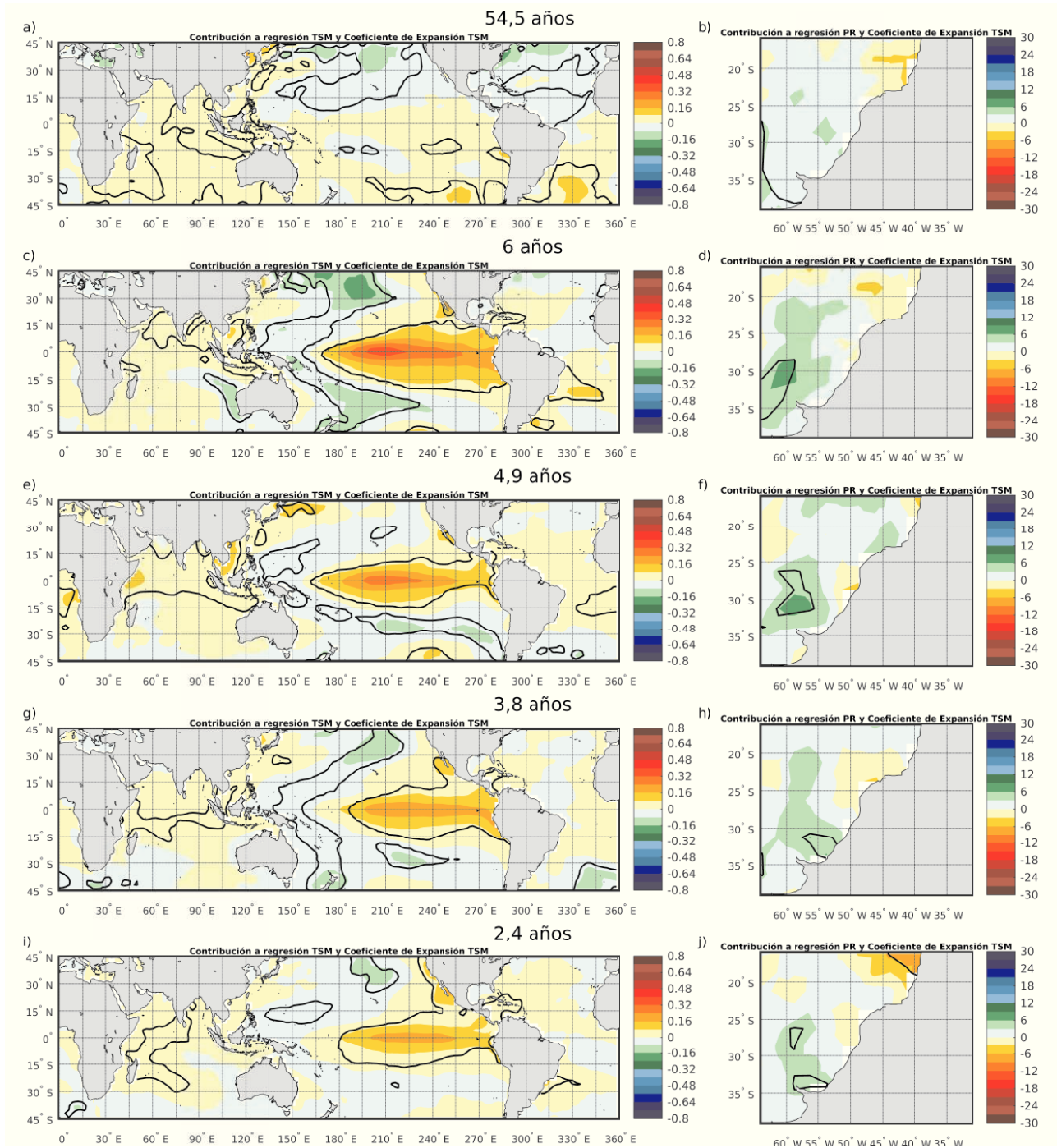


Figura 3.11: Contribución parcial de las series correspondientes a cada una de las periodicidades significativas en la regresión total de las anomalías de la TSM con la serie temporal SVD1 de la TSM sin tendencia reconstruida para el período 1902-2010 de: (a) 54,5 años (c) 6 años (e) 4,9 años (g) 3,8 años (i) 2,4 años. (unidades en $^{\circ}\text{C}$). Contribución parcial de las series correspondientes a cada una de las periodicidades significativas en la regresión total de las anomalías de precipitación con la serie temporal SVD1 de la TSM sin tendencia reconstruida para el período 1902-2010 de: (b) 54,5 años (d) 6 años (f) 4,9 años (h) 3,8 años (j) 2,4 años. (unidades en mm mes^{-1}). Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %.

Los resultados presentados hasta aquí confirman que la influencia de la TSM sobre la precipitación en SESA es el resultado combinado de diversas escalas temporales de variabilidad que abarcan escalas interanuales, interdecadales, multi-decadales y tendencias de largo plazo.

3.2.3. Variaciones decadales asociadas con el modo SVD1

Las series temporales del SVD1 resultantes del análisis con y sin tendencia muestran períodos en los que los coeficientes de expansión de las dos variables están en fase, mientras que en otros no (Fig. 3.1a y 3.1b). La correlación entre esas dos series puede considerarse una medida de la intensidad del acoplamiento entre los patrones obtenidos a partir del SVD de la TSM y de la precipitación (ej. Venegas y otros (1997)). Por eso, con el fin de explorar los cambios en el acoplamiento entre la TSM y la precipitación de SESA, se realizó un análisis de correlación móvil de 19 años a las series temporales del SVD1 resultantes de las anomalías con y sin tendencia de ambas variables. La Figura 3.12 muestra que las correlaciones móviles son positivas para todo el período considerado, aunque se aprecian variaciones en escalas decadales. Se pueden identificar periodos de acople alto (1930-1940, 1990) y acople bajo (década de 1980). Los resultados coinciden con los obtenidos por Martín-Gómez y otros (2016) utilizando una metodología de redes complejas para detectar períodos de sincronización entre los océanos tropicales y la precipitación sobre SESA. En general, las correlaciones móviles son mayores para el caso sin tendencia, lo que indica que las tendencias de ambas variables muestran un comportamiento diferente en algunos períodos, lo que reduce la correlación correspondiente. Si se consideran las correlaciones para la series sin tendencia, se puede identificar que los períodos 1935-1941 y 1997-2001 presentan valores de correlación por encima del percentil 85, mientras que los períodos 1912-1913 y 1972-1983 presentan valores por debajo del percentil 15. Al considerar además los años que son utilizados para calcular cada correlación de 19 años, se pueden identificar a los períodos 1926-1950 y 1991-2010 como de acople alto, mientras que los períodos 1903-1922 y 1963-1989 como de acople bajo.

Se definieron eventos positivos (negativos) del modo SVD1 como aquellos años en los que la serie temporal del SVD1 de la TSM está por encima de 1 (por debajo de -1). La Figura 3.13 muestra las composiciones de las anomalías de la TSM, de precipitación y de la presión al nivel del mar sin tendencia para los eventos positivos/negativos durante los periodos de acople alto y bajo, tales como fueron definidos previamente. Se puede observar en las Figuras 3.13a,d,g,j que si bien las composiciones de la TSM presentan características similares independientemente de si el acople es alto o no, el patrón de precipitaciones es más coherente cuando el acople es

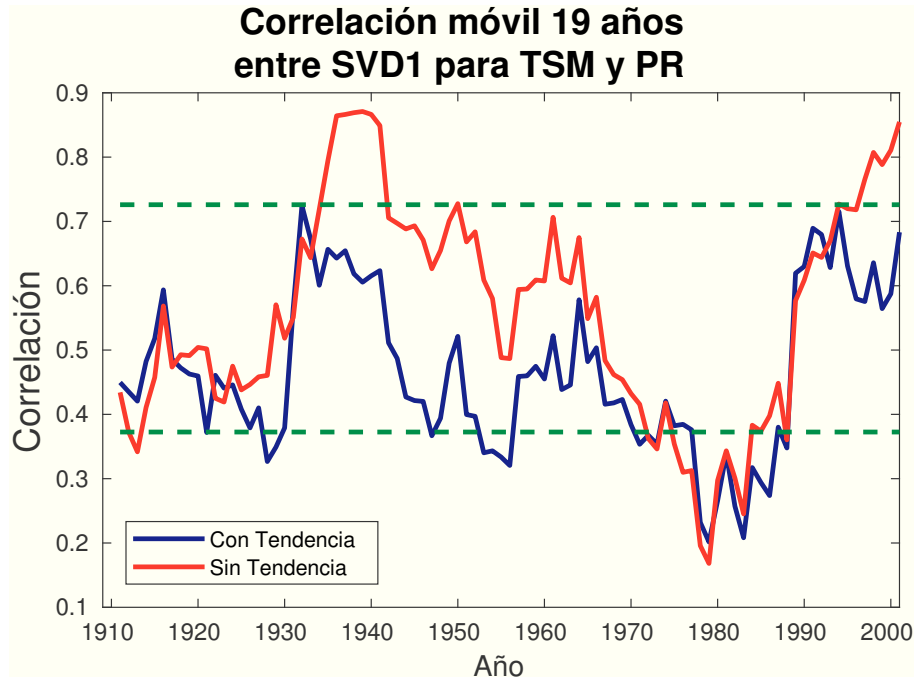


Figura 3.12: Correlación móvil de 19 años entre las series temporales del SVD1 de la TSM y de la precipitación para la serie con tendencia (azul) y sin tendencia (rojo). Las líneas verdes indican los percentiles 25 y 75 para las correlaciones sin tendencia.

intenso, mientras que está desdibujado cuando el acople no lo es (Fig. 3.13b,e,h,k). En el mismo sentido, las composiciones de las anomalías de presión a nivel del mar muestran patrones mejor definidos para los eventos positivos durante los años de acople alto (Fig. 3.13c) y los negativos durante los años de acople bajo (Fig. 3.13l). En el primer caso, se observan anomalías de presión positivas sobre la región polar y negativas en latitudes medias, mientras que en el segundo caso el patrón es inverso. Estos patrones parecen a los típicamente asociados al SAM. Se puede ver entonces que durante eventos positivos (negativos), la fase negativa (positiva) del SAM parece reforzar las teleconexiones, inducidas por las condiciones del océano Pacífico-Índico tropical, en las proximidades de América del Sur. La influencia del SAM en la teleconexión del Pacífico, que pareciera tener influencia en estas diferencias, ha sido propuesta anteriormente por Vera y otros (2004) y Fogt y Bromwich (2006). Sobre el Atlántico Norte, las anomalías positivas (negativas) durante los eventos de ambos tipos cuando el acople es alto (bajo), lo que sugiere también una posible influencia de esta cuenca sobre las teleconexiones. De este modo, este resultado sugiere que existen factores adicionales a la variabilidad oceánica que deben ser considerados para poder explicar la variabilidad interanual y multi-decadal de la precipitación de verano en SESA.

3. Covariabilidad de la temperatura superficial del mar y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica

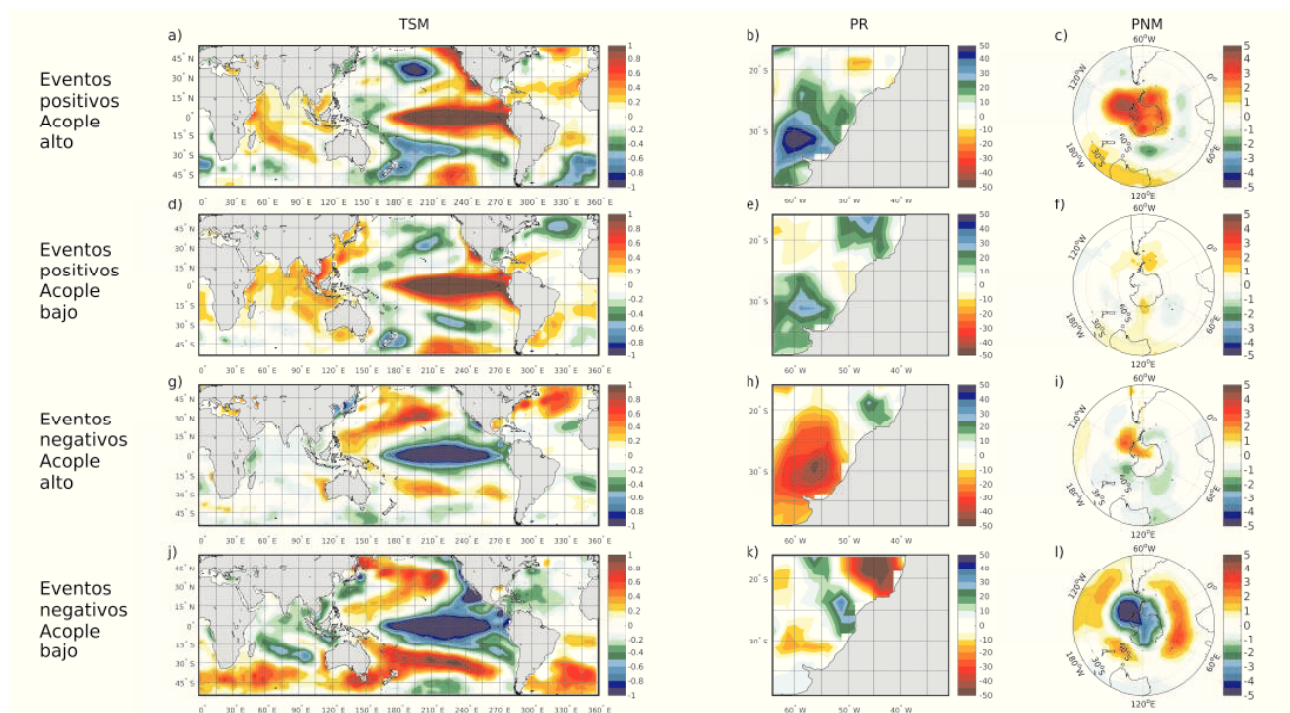


Figura 3.13: (a) Composiciones de las anomalías de la TSM (unidades en $^{\circ}\text{C}$) para (a) los eventos positivos en períodos de acople alto, (d) los eventos positivos en períodos de acople bajo, (g) los eventos negativos en períodos de acople alto, (j) los eventos negativos en períodos de acople bajo. (b), (e), (h) y (k) ídem que (a), (d), (g) y (j) para las composiciones de las anomalías de precipitación (unidades en mm mes^{-1}). (c), (f), (i) y (l) ídem que (a), (d), (g) y (j) para las composiciones de las anomalías de la presión a nivel del mar (unidades en hPa).

3.3. Patrones de covariabilidad simulados

Se realizó una evaluación preliminar de la capacidad de los modelos climáticos para representar las principales características del modo SVD1. Para ello, se consideraron las simulaciones H de los 28 modelos que contaban con campos simulados de la TSM en la base de datos empleada (se indican con un asterisco en la Tabla 2.1). Se calcularon los patrones espaciales del modo SVD1 simulados obtenidos a partir de las anomalías con y sin tendencia asociada al calentamiento global, durante el período 1902-2004 (período disponible tanto para las observaciones como para los modelos). El cálculo se hizo para cada miembro de cada modelo y se compararon con los resultados de los conjuntos de datos observados. Para la precipitación, solamente se consideró la información sobre los continentes, dado que en la base de datos observacional solo se cuenta con esa información.

En primer lugar, se evaluó si la media del MEM logra representar correctamente el patrón espacial correspondiente al modo SVD1 con tendencia y sin tendencia (Fig. 3.14). El modo SVD1 obtenido a partir de las anomalías simuladas incluyendo la tendencia explica el 96 % de la covariabilidad, sobreestimando el resultado encontrando en las observaciones. La correspondiente serie temporal SVD1 de la TSM refleja una pronunciada tendencia, con poca variabilidad en escalas más cortas. Aunque en la serie correspondiente de la precipitación se observa mayor variabilidad de frecuencia más alta (Fig. 3.14a). El modo está positivamente correlacionado con anomalías de la TSM casi en todas partes con valores máximos en los trópicos (Fig. 3.14c). En comparación con el modo observado (Fig. 3.1c), se observa que las correlaciones son mayores en las simulaciones, con valores positivos y significativos en todo el dominio considerado. Con respecto a la precipitación, el modo muestra correlaciones positivas en SESA, aunque negativas en las regiones de SACZ y del sur de Chile (Fig. 3.14e). Es decir, que el patrón de covariabilidad dominante que refleja el MEM, y que es una característica común en gran parte de los modelos (no se muestra), difiere en parte con lo observado, ya que presenta características dipolares. Esto sugiere que para los modelos es mayor la influencia oceánica sobre la región de la SACZ, que en las observaciones.

El modo SVD1, obtenido a partir de las anomalías del MEM sin tendencia, representa el 64 % de la covarianza cuadrada total, sobreestimando la covarianza explicada por el modo en las observaciones. Este modo muestra el mismo patrón que las observaciones sobre el Océano Pacífico, con correlaciones positivas con las anomalías de la TSM en el Pacífico Ecuatorial y correlaciones negativas distribuidas en un patrón espacial tipo “herradura” en el Pacífico Sur y

3. Covariabilidad de la temperatura superficial del mar y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica

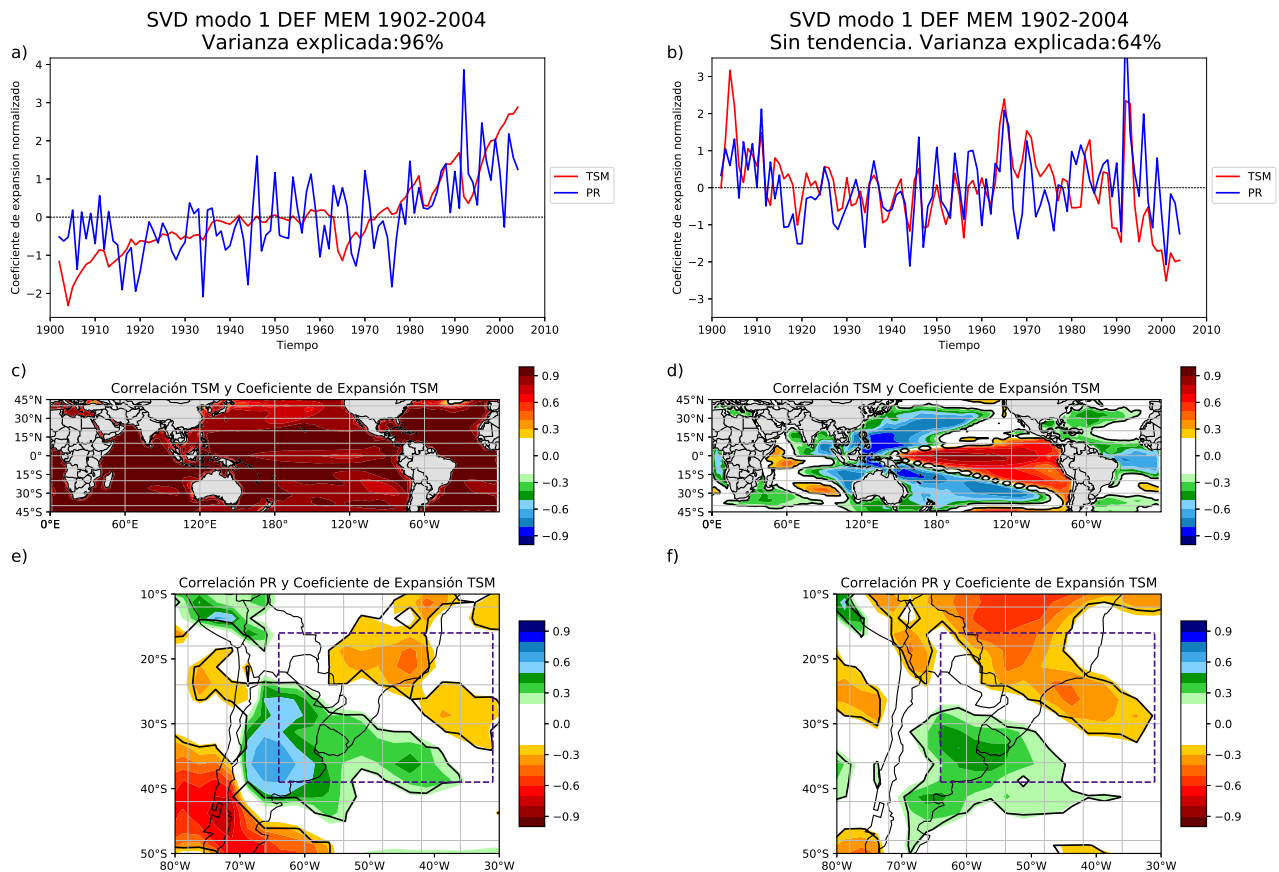


Figura 3.14: Modo 1 SVD entre las anomalías de la TSM y de precipitación sobre SESA (región indicada por el rectángulo punteado en e-f) para el MEM en el período 1902-2004. (a) Serie temporal SVD1 de la TSM (rojo) y de la precipitación (azul). (c) Correlación homogénea entre la serie temporal SVD1 de la TSM y las anomalías de la TSM en los puntos de retícula. (e) Correlación heterogénea entre la serie temporal SVD1 de la TSM y las anomalías de precipitación en los puntos de retícula. (b), (d) y (f) ídem que (a), (c) y (e), pero para las anomalías sin tendencia. Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %.

Norte (Fig. 3.14d). Sin embargo, en la región del Índico las correlaciones no presentan un patrón tan definido, e incluso en la región este son negativas a diferencia de las observaciones donde las correlaciones son positivas para toda la cuenca. También se pueden destacar diferencias en el océano Atlántico, donde las correlaciones del modo simulado con las anomalías de la TSM son negativas en la zona ecuatorial (Fig. 3.14c), a diferencia del modo observado, donde las correlaciones tienden a ser débiles y de signo positivo. Con respecto a la precipitación, el modo muestra correlaciones positivas en SESA, aunque negativas en la región de SACZ, extendidas hacia el norte de Brasil (Fig. 3.14f). Esto refleja nuevamente la presencia de un patrón dipolar en los modelos, que no está solamente asociado a las tendencias.

Para evaluar el desempeño individual de los modelos, se definió un índice (M) como el producto entre la correlación espacial de los patrones simulados y observados para la TSM sin tendencia, y la correlación espacial para los patrones simulados y observados de la precipitación sin tendencia. Si M es cercano a 1, ambos patrones de covariabilidad de la TSM y de la precipitación son representados correctamente por los modelos, mientras que los valores cercanos a cero o negativos indican que los modelos fallan en representar correctamente los patrones observados. Para obtener la media del conjunto de modelos, la media de M para cada modelo se calcula sobre todos sus miembros. La dispersión entre los modelos se describe mediante el correspondiente desvío estándar. Se encontró que algunos modelos son capaces de reproducir los patrones espaciales correspondientes al modo principal de covariabilidad, aunque otros no logran una reproducción correcta (Fig. 3.15). El valor promedio del índice M de todos los modelos es 0,32, con 17 modelos de un total de 28 con valores de M por encima del promedio. La dispersión entre los miembros es muy variable entre los modelos. Para algunos modelos, como GISS-E2-H, IPSL-CM5A-LR o NorESM1-M, el valor de M es positivo, negativo o cercano a cero dependiendo del miembro seleccionado. En otros modelos, como CCSM4 o HadGEM2-ES, un miembro atípico afecta principalmente al rendimiento del modelo. Por otro lado, existen modelos que tienen valores altos de M con una baja dispersión entre sus miembros, como CanESM2, CNRM-CM5, GFDL-CM3 o GISS-E2-R. En promedio, la mayoría de los modelos tienden a representar adecuadamente el patrón de la TSM correspondiente al modo SVD1, con un valor de correlación media entre 0,32 y 0,85 con una media de 0,68. Sin embargo, la representación del patrón de lluvia en la región SESA es menos satisfactoria, asociada con valores de correlación media de 0,41, pero extendida entre -0,75 y 0,81. Esto se debe en parte a que varios modelos tienden a reproducir un patrón de correlación de precipitaciones dipolar en el sur de América del Sur, en lugar del monopolio observado. El modo SVD1 obtenido a partir de las simulaciones H de los modelos del CMIP5 explica en promedio el 48 % de la covarianza

3. Covariabilidad de la temperatura superficial del mar y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica

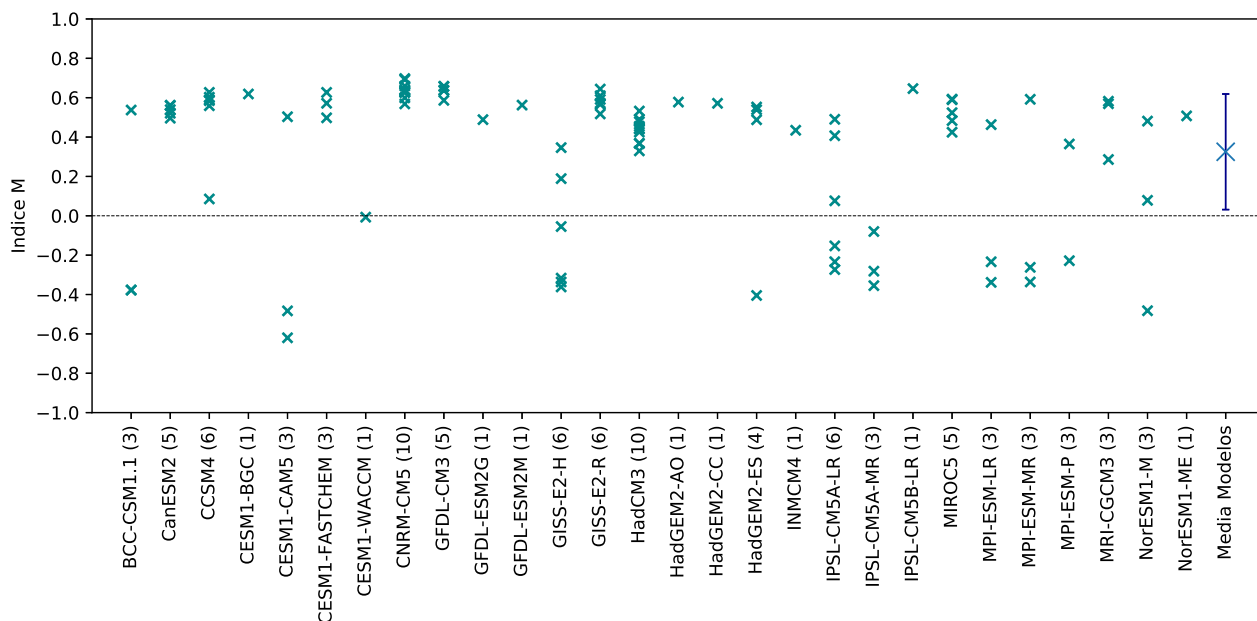


Figura 3.15: Índice M para las simulaciones H y para el promedio de los modelos. Entre paréntesis se indica el número de miembros para cada modelo. La barra azul indica la dispersión entre modelos.

con valores que van de entre 29 % y 76 %. Si bien el rango de dispersión entre los distintos modelos es grande, el valor promedio es similar al observado.

Se computó el análisis espectral a las series temporales del SVD1 de la TSM correspondientes al MEM con y sin tendencia. Para las series con tendencia se observa que domina fuertemente una tendencia no lineal (Fig. 3.16a). Además, se pueden observar cuatro periodicidades significativas al 90 % de significancia: 11,3, 4,3, 3,2 y 2,2 años, reflejando la existencia de variabilidad desde escalas interanuales a decadales. La reconstrucción de la serie a partir de estos tres ciclos y la tendencia explican el 91 % de la varianza de la serie. En las series sin tendencia las periodicidades significativas al 90 % de significancia son: 51,5, 4,4 y 3 años (Fig. 3.17a), siendo la más importante la de 4,4 años, que es especialmente activa durante las últimas décadas, aunque este ciclo está superpuesto a variabilidad de baja frecuencia. La reconstrucción de la serie a partir de estos tres ciclos explica el 45 % de la varianza de la serie.

Los resultados obtenidos para el MEM permiten concluir que la mayoría de los modelos en las simulaciones H son capaces de reproducir razonablemente bien el patrón espacial principal de la covariabilidad entre la TSM y la lluvia en SESA. También, al igual que en las observaciones, muestran que estos modos surgen de una combinación de variabilidad de escala interanual con variabilidad de más baja frecuencia.

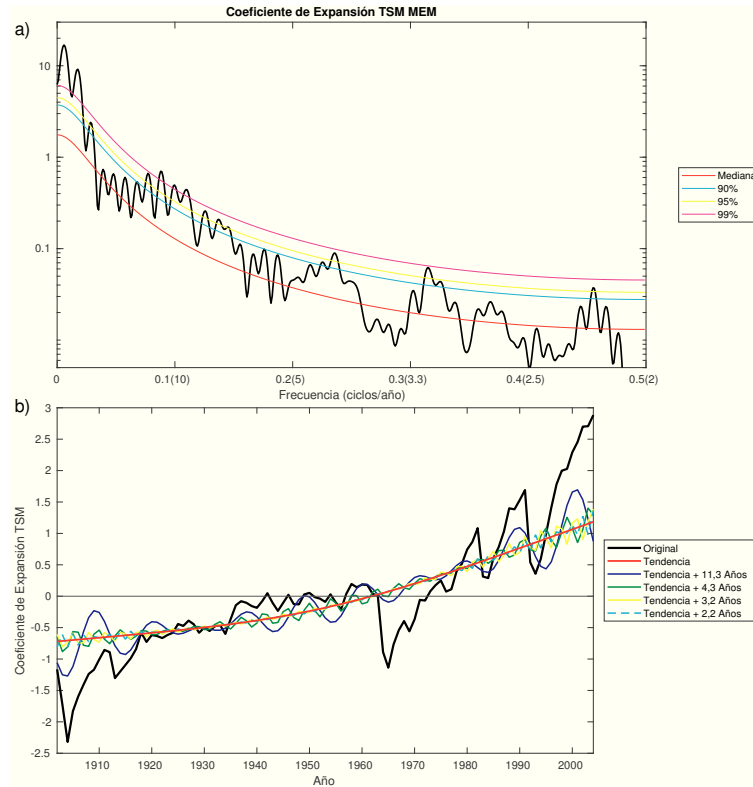


Figura 3.16: (a) MTM de la serie temporal SVD1 de la TSM para el MEM en el período 1902-2004. (b) Reconstrucción de las periodicidades de variabilidad dominante dadas en el MTM: Tendencia lineal; 11,3 años; 4,3 años; 3,2 años; 2,2 años.

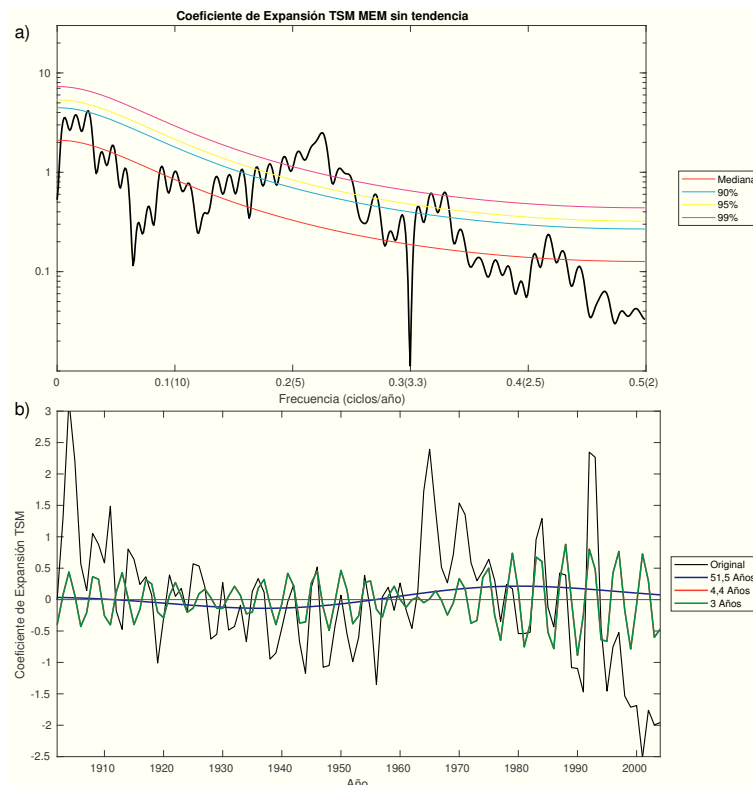


Figura 3.17: (a) MTM de la serie temporal SVD1 de la TSM para el MEM sin tendencia en el período 1902-2004. (b) Reconstrucción de las periodicidades de variabilidad dominante dadas en el MTM: 51,5 años; 4,4 años; 3 años.

3.4. Puntos destacables del Capítulo 3

Se evaluó la covariabilidad entre las anomalías globales de la TSM y las anomalías de precipitación en SESA durante el verano, a través de un análisis de SVD durante el período 1902-2010. Las series temporales del SVD1 exhiben una variabilidad significativa en escalas de tiempo interanuales, moduladas por tendencias a largo plazo. El modo se correlaciona positivamente con las anomalías de la TSM casi en todo el dominio con valores máximos en las porciones tropicales de los océanos Pacífico e Índico, y también exhibe correlaciones positivas con las anomalías de precipitación en SESA. Cuando se consideran las anomalías sin tendencias asociadas al calentamiento global de ambas variables, la serie temporal del SVD1 correspondiente presenta una fuerte modulación decadal de su actividad interanual. El modo correspondiente muestra correlaciones positivas con las anomalías de precipitación en SESA y con las anomalías de la TSM en los océanos Pacífico e Índico ecuatoriales y correlaciones negativas con las anomalías de la TSM en el Pacífico Norte y Sur distribuidas en un patrón espacial parecido al ENOS o la PDO. Pueden identificarse períodos de acople alto (1930-1940, 1990) y acople bajo (1980) entre anomalías con y sin tendencias de ambas variables.

El análisis de la representación del modo SVD1 por los modelos del CMIP5 muestra que la mayoría de las simulaciones H y la media del MEM son capaces de reproducirlo razonablemente bien. Además, las series asociadas con los modos para el MEM reflejan la existencia de variabilidad en escalas que van desde las interanuales a las multi-decadales.

Los resultados presentados reflejan la importancia tanto de la influencia de la variabilidad natural (asociada a la variabilidad oceánica) como la de los forzantes antropogénicos (asociados con las tendencias de largo plazo, que a su vez modulan la variabilidad natural) en explicar las variaciones de la precipitación en SESA. Esta última, sería el resultado combinado de variabilidad en distintas escalas temporales.

Capítulo 4

Desempeño de las predicciones decadales en el verano

En este capítulo se analiza el desempeño de las predicciones decadales de la TSM, de la altura geopotencial y de la precipitación para el verano austral, para distintas ventanas multi-
anuales de predicción. Se evalúa el beneficio de la inicialización de las condiciones climáticas observadas en las predicciones, tanto para las simulaciones con y sin tendencia. Se realiza también un análisis de promedios regionales asociados a las ubicaciones donde el patrón dominante de covariabilidad descripto en el Capítulo 3 es más activo.

4.1. Antecedentes

En la última década, se ha incrementado la necesidad de información en lo que se ha denominado clima de corto plazo (desde escalas interanuales hasta decadales), ya que es de destacada importancia en la planificación de diversas actividades económicas (Vera y otros (2010)). En estas escalas de tiempo se combina información relacionada con el estado inicial, principalmente de la condición oceánica y el hielo marino, que son las fuentes fundamentales de predictibilidad en escalas estacionales, con información relacionada con la condición de borde, asociada con cambios en los forzantes radiativos, como el cambio de la composición de GEI, aerosoles, irradiancia solar o actividad volcánica, factores que son importantes en las proyecciones de cambio climático.

La factibilidad de la predicción climática en estas escalas de tiempo fue mostrada inicial-

mente por los estudios pioneros de Smith y otros (2007) y Keenlyside y otros (2008). Estos estudios indicaron que la asimilación de información de las condiciones observadas durante el año que se inicia la simulación (“inicialización”) en simulaciones que se prolongaban por una década permitía una mejor predicción de la temperatura global, así como también, en particular, de las condiciones en el Atlántico. A partir de estos promisorios resultados de modelos individuales, fue incluido el experimento decadal en el marco del CMIP5, de modo de establecer un protocolo común para realizar las simulaciones inicializadas para diversos grupos de modelado que participan de este proyecto de inter-comparación de modelos (Meehl y otros (2009)).

Uno de los primeros estudios que abordó el problema de las “predicciones decadales” o “proyecciones de corto plazo” desde un marco multi-modelo es el de van Oldenborgh y otros (2012), quienes utilizaron en su análisis los modelos del proyecto ENSEMBLES para evaluar el desempeño de las predicciones de la temperatura y de la precipitación, para tres plazos de predicción: un año, el promedio desde el año 2 al 5 de predicción, y el promedio desde el año 6 al 9. Además, compararon los resultados con simulaciones no inicializadas, considerando o no, en ambos casos, la tendencia correspondiente. Sus resultados mostraron que, si bien existe un buen desempeño en representar la temperatura media global para las distintas ventanas de predicción, este desempeño está relacionado mayormente a las tendencias, ya que, al filtrarlas, el desempeño es bueno solamente para el primer año de predicción.

El experimento decadal realizado en el marco del CMIP5 permitió abordar de manera más exhaustiva el problema de la posibilidad de conseguir predicciones de buena calidad en estas escalas temporales. Doblas-Reyes y otros (2013) encontraron promisorios resultados a partir de este conjunto, mostrando que en regiones oceánicas como el Atlántico Norte, el sudeste del Pacífico y el Océano Índico, las predicciones inicializadas de la temperatura del aire muestran un mejor desempeño que las no inicializadas. Sin embargo, el desempeño sobre las regiones continentales y de la precipitación es considerablemente peor.

Meehl y otros (2014) sintetizaron los resultados de las primeras evaluaciones de este experimento, señalando algunas de sus principales limitaciones. Remarcaron la existencia de errores sistemáticos que se generan como una función del tiempo y se asocian con las siguientes fuentes: i) La deriva del modelo desde el estado inicial observado hacia el clima del modelo; ii) La inhabilidad de simular realísticamente los modos naturales de variabilidad desde escalas inter-
anuales a multi-decadales; iii) La incerteza en los niveles futuros de los forzantes radiativos; iv) El muestreo insuficiente de la variabilidad natural debido a la breve historia de las predicciones

retrospectivas. También, señalaron que al igual que en otras aplicaciones climáticas, el MEM mejora el desempeño de los resultados de la mayoría de los modelos individualmente.

Debido a que los primeros trabajos y los proyectos de intercomparación de modelos de las predicciones en estas escalas son relativamente recientes, todavía son escasos los estudios con énfasis en escalas regionales y con foco en el HS o Sudamérica. Además, la mayoría de los trabajos hasta el momento hacen mayor énfasis en promedios multi-anales sin discriminar por estación del año. Por lo tanto, a continuación, se presenta una evaluación del desempeño de las predicciones decadales del CMIP5, para la estación de verano con énfasis en la circulación del HS y las regiones donde es más activo el patrón de covariabilidad estudiado en el Capítulo 3.

4.2. Datos y Metodología

En este capítulo se utilizaron las simulaciones inicializadas correspondientes a los modelos del CMIP5 (Meehl y otros (2009)). A diferencia de las simulaciones H, las simulaciones inicializadas consideran para cada año de inicialización, cuál fue el estado del clima observado en ese momento, permitiendo considerar tanto los forzantes externos (que son prescritos según lo que fue observado, salvo para los años posteriores al 2005, en los que se usa el escenario de proyección de los forzantes RCP 4.5) y la condición inicial. Esta condición inicial se especifica a partir de las condiciones observadas para las distintas componentes del sistema climático, como la atmósfera y los océanos. Sin embargo, como la predictibilidad atmosférica se pierde en un plazo de semanas, la memoria climática del océano es la que contribuye mayormente a la predicción. En el conjunto CMIP5, existen dos horizontes de predicción distintos de las predicciones decadales: 30 años y 10 años. Las simulaciones que tienen 30 años de duración solo fueron inicializadas en 3 años particulares: 1960, 1980 y 2005. Esta limitación de fechas de inicialización no permite que se realice una verificación demasiado extensiva, y por eso no son consideradas en este estudio. Por otra parte, las simulaciones que tienen 10 años de duración fueron realizadas por diversos grupos de modelado, inicializándolas en todos los años desde 1960 a 2005. Este conjunto es mucho más robusto para poder calcular estadísticos de verificación, que permitan realizar una evaluación de su desempeño. En la Tabla 4.1 se indican los modelos que fueron considerados para este análisis, que son aquellos que tienen este conjunto de simulaciones inicializadas todos los años. Dentro del conjunto de “predicciones decadales” del CMIP5, existe otro conjunto de modelos que presenta simulaciones inicializadas cada 5 años. En estudios previos, se mostró que un muestreo completo conlleva la existencia de posibles

Modelo	Institución	Resolución		Miembros	
		TSM	Precipitación/ Altura Geopotencial	Init	NoInit
BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	0,78°x1°	2,8°x2,8°	3	3
CanCM4	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	0,9°x1,4°	2,8°x2,8°	10	10
GFDL-CM2.1	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	0,78°x1°	2°x2,5°	10	10
HadCM3	Met Office Hadley Centre	1,25°x1,25°	2,5°x3,75°	10	10
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	1,4°x1,4°	1,4°x1,4°	6	3

Tabla 4.1: Características principales de los modelos climáticos globales incluidos en el conjunto CMIP5 utilizados para evaluar las predicciones decadales.

sesgos en el desempeño (ej. García-Serrano y otros (2015)). Por este motivo, para este estudio se optó por considerar una base con menor cantidad de modelos, pero con una mayor cantidad de años de inicialización. En lo sucesivo, estas simulaciones se denominarán como Init.

Para poder evaluar el efecto de la inicialización, se consideró también el conjunto H, debido a que estas simulaciones sólo consideran el forzante externo y, como comienzan en el siglo XIX, el análisis de las últimas décadas del siglo XX y primeros años del XXI no tiene contribución de esa condición inicial. De este modo, se construyó el conjunto de simulaciones no inicializadas (NoInit) a partir del conjunto H, haciendo recortes de 10 años de simulación coincidentes con los períodos correspondientes a las simulaciones inicializadas.

Cabe destacar que tanto las simulaciones Init como NoInit cuentan con información sobre los forzantes radiativos (actividad volcánica, actividad solar, concentración de GEI) observados para los años de simulación, por lo que cuentan con información posterior al momento en que comienza la simulación. Esa información no estaría disponible para una predicción climática en tiempo real, donde las condiciones futuras de esos forzantes son desconocidas.

Los errores sistemáticos en las predicciones climáticas decadales surgen por diversos factores, entre ellos, los modelos tienden a derivar desde el estado inicial observado a su estado preferido (clima del modelo) que puede ser muy diferente al observado, por lo que son fuertemente dependientes del plazo de predicción considerado (Meehl y otros (2014)). Para poder corregir los errores asociados a este hecho, las anomalías utilizadas para calcular los estadísti-

cos se calcularon restando en cada caso la media climatológica correspondiente a cada plazo de predicción. En este caso, esta metodología fue aplicada para las simulaciones Init, NoInit y las observaciones utilizadas para la verificación de las predicciones en concordancia con los trabajos previos de la temática (ej. García-Serrano y otros (2013)).

Como es práctica habitual en la literatura donde se evalúa la habilidad de estas predicciones, se consideraron promedios de las anomalías correspondientes a cuatro años sucesivos de predicción (ej. Goddard y otros (2013)). De este modo, se logra filtrar la variabilidad asociada a las escalas más rápidas, como la relacionada con el ENOS, y se retiene variabilidad en escalas más lentas, que como fue mostrado en el Capítulo 3 es relevante en explicar la variabilidad de la precipitación en SESA.

Al igual que en los capítulos anteriores, el foco está puesto en la estación de verano. Como las simulaciones comienzan en enero, del período de 10 años de simulación se cuenta con 9 estaciones DEF completas, que por simplicidad son denominadas como correspondientes al número de año de predicción. Por lo tanto, se consideraron 6 ventanas de promedio (1-4, 2-5, 3-6, 4-7, 5-8 y 6-9). Esto permite evaluar el cambio del desempeño con el plazo de predicción.

Las bases de datos observacionales utilizadas para la verificación fueron las mismas que se utilizaron previamente para el análisis de la covariabilidad: ERSST para la TSM, GPCC para la precipitación y el reanálisis NCEP/NCAR para la altura geopotencial. Debido a la disponibilidad tanto de las observaciones como de las simulaciones, el período considerado para el análisis fue 1961-2013. En todos los casos, se consideraron las simulaciones de 10 años completas, por lo que la última simulación que se consideró es la que comienza en el 2004. De este modo, se dispone de 44 veranos para la validación de cada año de predicción.

Además de las predicciones provistas por los conjuntos Init y NoInit, se consideró una predicción empírica obtenida asumiendo la persistencia de las observaciones previas a la predicción. Es decir, la predicción por persistencia consiste en considerar para cada período de inicialización las anomalías observadas promediadas durante los 4 años previos como el valor de la predicción para las subsecuentes ventanas de tiempo. Este método permite representar la predictibilidad provista por la memoria de baja frecuencia (ej. García-Serrano y otros (2015)). En todos los casos, las simulaciones fueron interpoladas linealmente a la retícula de las respectivas observaciones.

El desempeño de las predicciones climáticas se evalúa determinísticamente a través del

cálculo del coeficiente de correlación de anomalías (sigla en inglés ACC) entre las series temporales de las simulaciones y las observaciones:

$$ACC(f_t) = \frac{\sum_{d=1}^D x'_{d,f_t} o'_{d,f_t}}{\sqrt{\sum_{d=1}^D (x'_{d,f_t})^2 \sum_{d=1}^D (o'_{d,f_t})^2}}$$

donde f_t es el año de predicción, d el año de inicialización, x'_{d,f_t} es la anomalía correspondiente del modelo para el año de inicialización y año de predicción correspondiente y o'_{d,f_t} es la anomalía correspondiente de la observación para el año de inicialización y año de predicción correspondiente.

Para obtener la significancia de las correlaciones se realizó un test de t-Student de una cola con significancia del 95 % considerando el número efectivo de grados de libertad a partir de las autocorrelaciones de las series. El número de grados de libertad se calculó siguiendo la metodología utilizada por González y otros (2008),

$$df = \frac{N}{1 + 2C_1 \cdot C_2}$$

donde df es el número efectivo de grados de libertad, N es el número de datos y C_1 y C_2 son los vectores de autocorrelación correspondientes a las dos series en cuestión. Es decir, que los grados de libertad se reducen en la medida que las series que se están correlacionando tienen autocorrelaciones altas en los mismos órdenes (que es lo que sucede cuando ambas series tienen tendencias o ciclos con periodicidades similares). Solo se consideraron los valores positivos de correlación como significativos, dado que los negativos no consideran una buena representación del modelo de la situación observada.

Para comparar las predicciones de las simulaciones Init con respecto a las NoInit y a las predicciones por persistencia se consideró el “Mean-squared Skill Score” (MSSS), que viene dado por,

$$MSSS(f_t) = 1 - \frac{\frac{1}{D} \sum_{d=1}^D (x'_{d,f_t} - o'_{d,f_t})^2}{\frac{1}{D} \sum_{d=1}^D (r'_{d,f_t} - o'_{d,f_t})^2}$$

donde r'_{d,f_t} es la anomalía correspondiente de la predicción de referencia para el año de inicialización y año de predicción correspondiente.

Para cada modelo, se calculó primero el promedio del ensamble multi-miembro para obtener los estadísticos correspondientes. Por otra parte, el MEM se obtuvo a partir del promedio de los respectivos ensambles multi-miembro de cada modelo.

4.3. Desempeño de las predicciones decadales

Temperatura de la Superficie del Mar

En primer lugar, se evaluó el desempeño de las predicciones de la TSM de verano, debido a que esta variable da cuenta de la variabilidad más lenta del clima y tiene influencia en la variabilidad de precipitación en SESA como se discutió en el Capítulo 3. Para presentar la distribución espacial del desempeño se muestra el resultado para el MEM, ya que otros estudios encontraron que su desempeño general es mejor que el de los modelos individuales (ej. Kim y otros (2012)).

La Figura 4.1 muestra el desempeño de las predicciones de la TSM para el MEM incluyendo la tendencia. En la fila superior se muestran los valores de ACC de las simulaciones Init; en la segunda fila, los valores de ACC de las simulaciones NoInit; en la tercera fila, los valores de MSSS entre las simulaciones Init y NoInit; en la cuarta fila, los valores de ACC de las predicciones por persistencia; y en la quinta fila, los valores de MSSS entre las simulaciones Init y las predicciones por persistencia. Por otra parte, las columnas representan las 6 ventanas de predicción consideradas (1-4, 2-5, 3-6, 4-7, 5-8 y 6-9). Las predicciones de las simulaciones Init (Fig. 4.1 primera fila) muestran valores de ACC altos positivos significativos en el Océano Índico y Atlántico. En el océano Pacífico las correlaciones son altas en el sur y noroeste, aunque prácticamente nulas en la región del Pacífico Central, donde la variabilidad está mayormente asociada al ENOS. Si bien el desempeño es malo en latitudes subpolares del HS, la baja disponibilidad de información confiable en esas latitudes genera incertidumbre en esas regiones. Al comparar los valores de ACC para las distintas ventanas de predicción, se puede observar que se mantienen las regiones con correlaciones positivas significativas, aunque las magnitudes se reducen de manera apreciable. Las mismas regiones oceánicas fueron señaladas por Guemas y otros (2013) como las de mayor desempeño al considerar el año completo en vez de una estación en particular. Por otra parte, las predicciones de las simulaciones NoInit (Fig. 4.1 segunda fila) también muestran correlaciones altas, en el Océano Índico, el Atlántico y el Pacífico Sur y Noroeste. Esto sugiere que gran parte del desempeño observado en las simulaciones Init se

debe a la influencia de los forzantes externos. Sin embargo, los valores de MSSS entre las simulaciones Init y NoInit (Fig. 4.1 tercera fila) muestran globalmente un patrón irregular, con valores cercanos a cero. De todos modos, se pueden distinguir algunas regiones en particular, donde existen mejoras apreciables en las simulaciones Init con respecto a las NoInit, como en el Norte del Atlántico, la región del Pacífico Central y el Atlántico Norte subtropical; y otras donde ocurre lo contrario, como el Pacífico Oeste o las latitudes medias del Atlántico Norte. Sin embargo, las diferencias se reducen al aumentar el plazo de predicción, dado que empieza a dominar el forzante externo, y la inicialización no produce diferencias apreciables entre los dos experimentos. Si bien la magnitud del MSSS, entre las simulaciones Init y NoInit, es alta en los alrededores de la Antártida, los correspondientes valores de ACC son negativos en ambas simulaciones por lo que las mejoras o los empeoramientos provistos por la inicialización no se asocian con un buen desempeño.

El desempeño asociado a las predicciones por persistencia de la TSM de DEF (Fig. 4.1 cuarta fila) muestran que hay buen desempeño en algunas regiones como la del Atlántico Norte, el Océano Índico o el océano Austral, que ya fueron destacadas por presentar gran variabilidad de baja frecuencia. Sin embargo, las correlaciones son de valores apreciablemente menores que las obtenidas para las simulaciones Init. Esto se refleja también, en los MSSS entre las simulaciones Init y la persistencia (Fig. 4.1 quinta fila), donde se observan valores positivos en casi todo el mundo. Sin embargo, los valores de MSSS disminuyen, en general, al aumentar la ventana de predicción. En el océano Austral se observan valores negativos de MSSS, aunque como ya fue destacado antes, la calidad de la información es baja en esa región. También al norte del Atlántico, los valores de MSSS son negativos para las últimas ventanas temporales.

Con el objetivo de identificar la contribución de la inicialización más allá de las tendencias asociadas al calentamiento global, se presenta el desempeño de las predicciones de la TSM de verano del MEM resultante de las simulaciones Init filtrando la tendencia (Fig. 4.2). Se puede notar que los valores de ACC tanto para las simulaciones Init como NoInit se reducen drásticamente con respecto a los obtenidas para las simulaciones con tendencia. Para las simulaciones Init (Fig. 4.2 primera fila), las regiones con valores de ACC significativos se reducen a la región del sur del Índico, algunas partes del Pacífico Sur y del Atlántico Norte. Sin embargo, a medida que avanza el plazo de predicción, las regiones con valores de ACC significativos se ven reducidas, aunque cabe destacar la presencia de una región en el Pacífico Tropical Este con buen desempeño que se mantiene para los mayores plazos de predicción. van Oldenborgh y otros (2012), con el conjunto de predicciones del proyecto ENSEMBLES, destacaron regiones

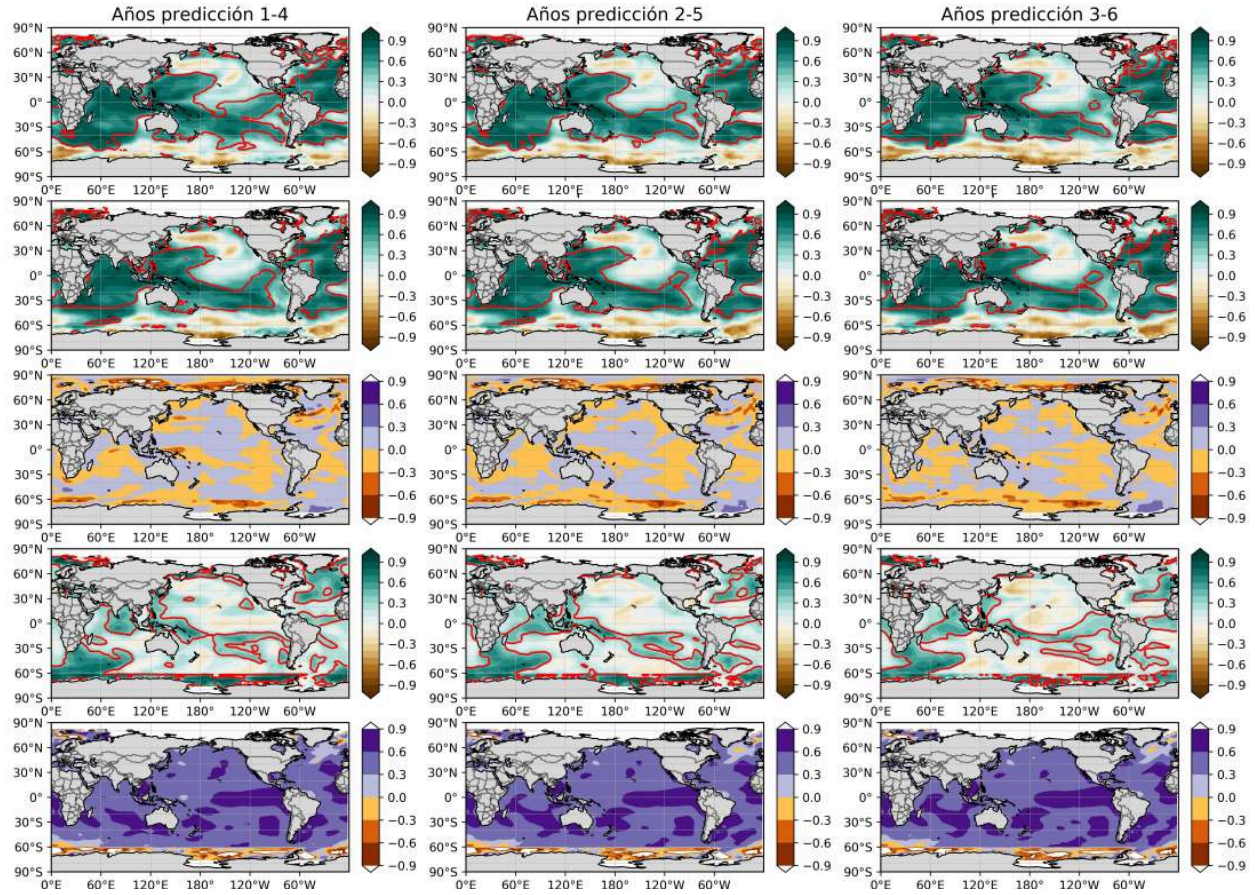


Figura 4.1: Evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la TSM de DEF con tendencia. Primera fila: ACC del MEM resultante de las simulaciones Init; Segunda fila: ACC del MEM resultante de las simulaciones NoInit; Tercera fila: MSSS entre el MEM resultante de las simulaciones Init y el resultante de las simulaciones NoInit; Cuarta fila: ACC de las predicciones por persistencia; Quinta fila: MSSS entre el MEM resultante de las simulaciones Init y las predicciones por persistencia. Las columnas muestran las 6 ventanas de predicción consideradas (1-4, 2-5, 3-6, 4-7, 5-8 y 6-9 años) respectivamente. Para los ACC, la línea roja indica valores estadísticos significativos a un nivel de confianza del 95 %.

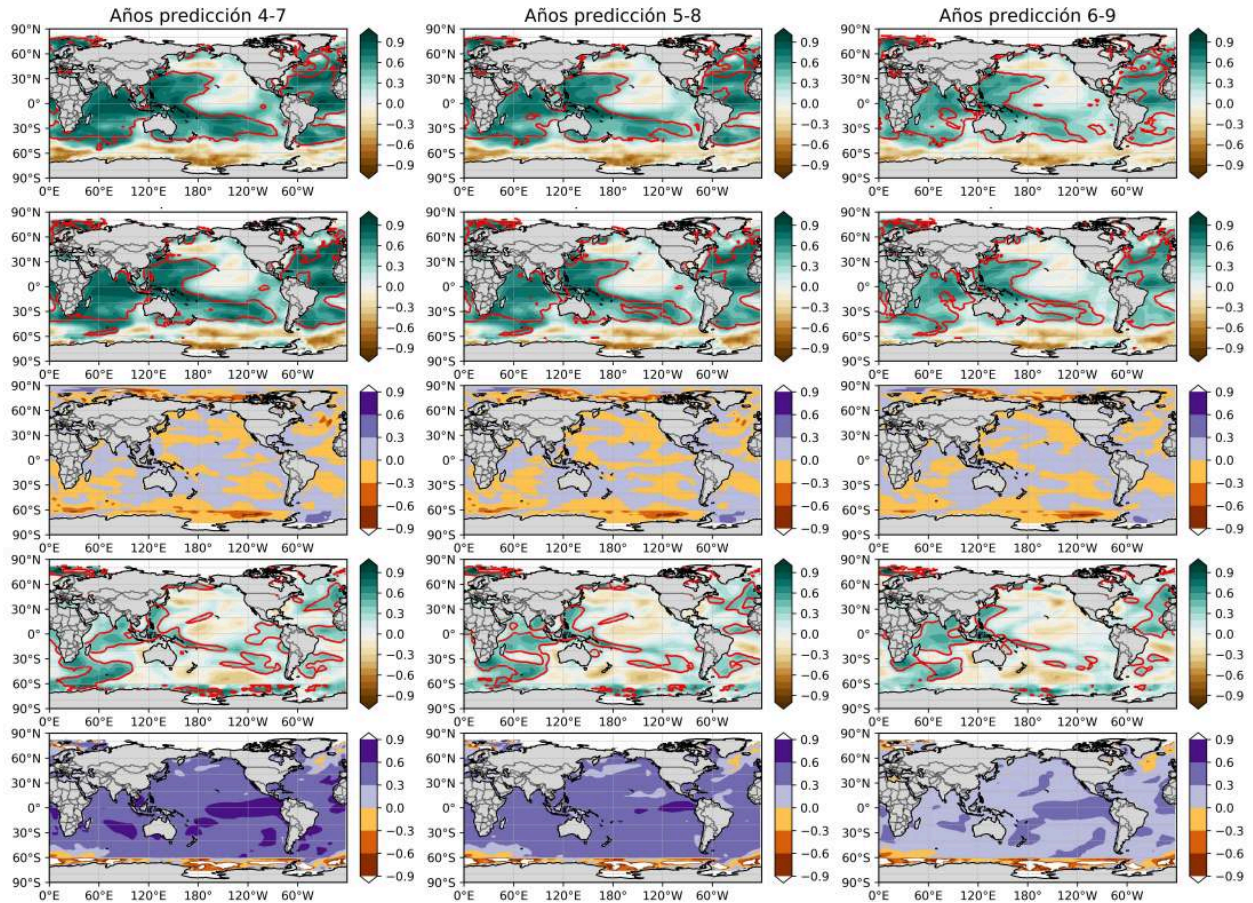


Figura 4.1: (Cont.)

similares, considerando los promedios multi-anales para las ventanas de 2-5 y 6-9 años, con el desempeño más alto para el Atlántico Norte y el sur del Índico para el plazo de predicción más cercano, y la región del Pacífico Tropical Este para el plazo de predicción más lejano. Kim y otros (2014) reportaron para un ensamble de modelos del CMIP5 buen desempeño en la predicción de la temperatura de superficie (TSM en las regiones oceánicas y temperatura del suelo en las continentales) sin tendencia para la ventana entre 2-5 años, en el Índico, Atlántico Norte y Pacífico Sur. También encontraron buen desempeño en el Pacífico Norte, resultado que no coincide con lo reportado aquí y por van Oldenborgh y otros (2012). Las predicciones de las simulaciones NoInit (Fig. 4.2 segunda fila) presentan regiones donde el desempeño sigue siendo bueno, a pesar de que se filtró la tendencia. Entre ellas, se pueden destacar el sur del Índico, el Atlántico Tropical y Norte, y partes del Pacífico, aunque con un patrón menos definido que para las simulaciones Init, pero bastante similar para los últimos plazos de predicción. van Oldenborgh y otros (2012) mostraron un resultado similar, aunque con los modelos correspondientes al CMIP3, considerando promedios multi-anales. En ese trabajo, se distinguieron aquellos modelos que consideran el efecto de los volcanes y aquellos que no, demostrando que el desempeño observado en las simulaciones NoInit sin tendencia se debe mayormente a considerar el forzante

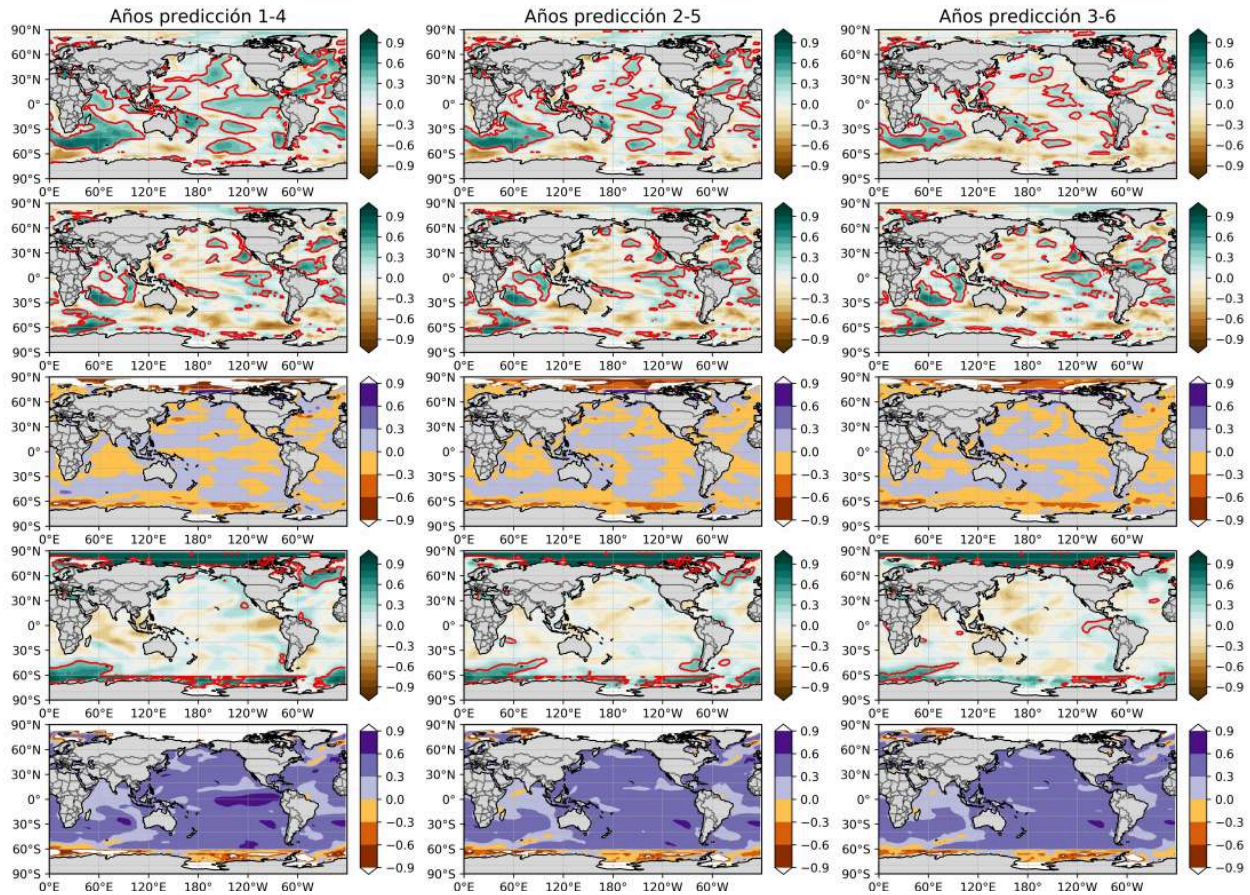


Figura 4.2: Ídem que Figura 4.1. para la evaluación del desempeño de las predicciones decadales para la TSM de DEF sin tendencia.

volcánico, ya que en los modelos que no consideran cambios radiativos asociados a los volcanes, el desempeño es prácticamente nulo en todo el mundo. En particular, Guemas y otros (2013) analizaron el desempeño para el plazo 2-5 para promedios multi-anales en el Índico, y a partir de una regresión lineal múltiple, mostraron que el efecto de las erupciones volcánicas es relevante en explicar parte del alto desempeño sobre esa cuenca. Los valores de MSSS obtenidos entre las simulaciones Init y NoInit sin considerar la tendencia (Fig. 4.2 tercera fila) muestran valores cercanos a cero, con un patrón irregular al igual que para el caso con tendencia. En este caso, las regiones donde la inicialización mejora las simulaciones NoInit son más restringidas, mayormente asociadas al Pacífico para los primeros plazos de predicción. Las predicciones por persistencia de la TSM de DEF sin tendencia (Fig. 4.2 cuarta fila) muestran valores de ACC no significativos para todo el mundo, salvo para latitudes altas, donde la calidad de la información observacional es más baja y son menos confiables los estadísticos calculados. Del mismo modo, los correspondientes MSSS (Fig. 4.2 quinta fila) muestran que la inicialización mejora la predicción a partir de la persistencia en casi todo el mundo.

En línea con trabajos previos para las predicciones decadales, basados generalmente en el

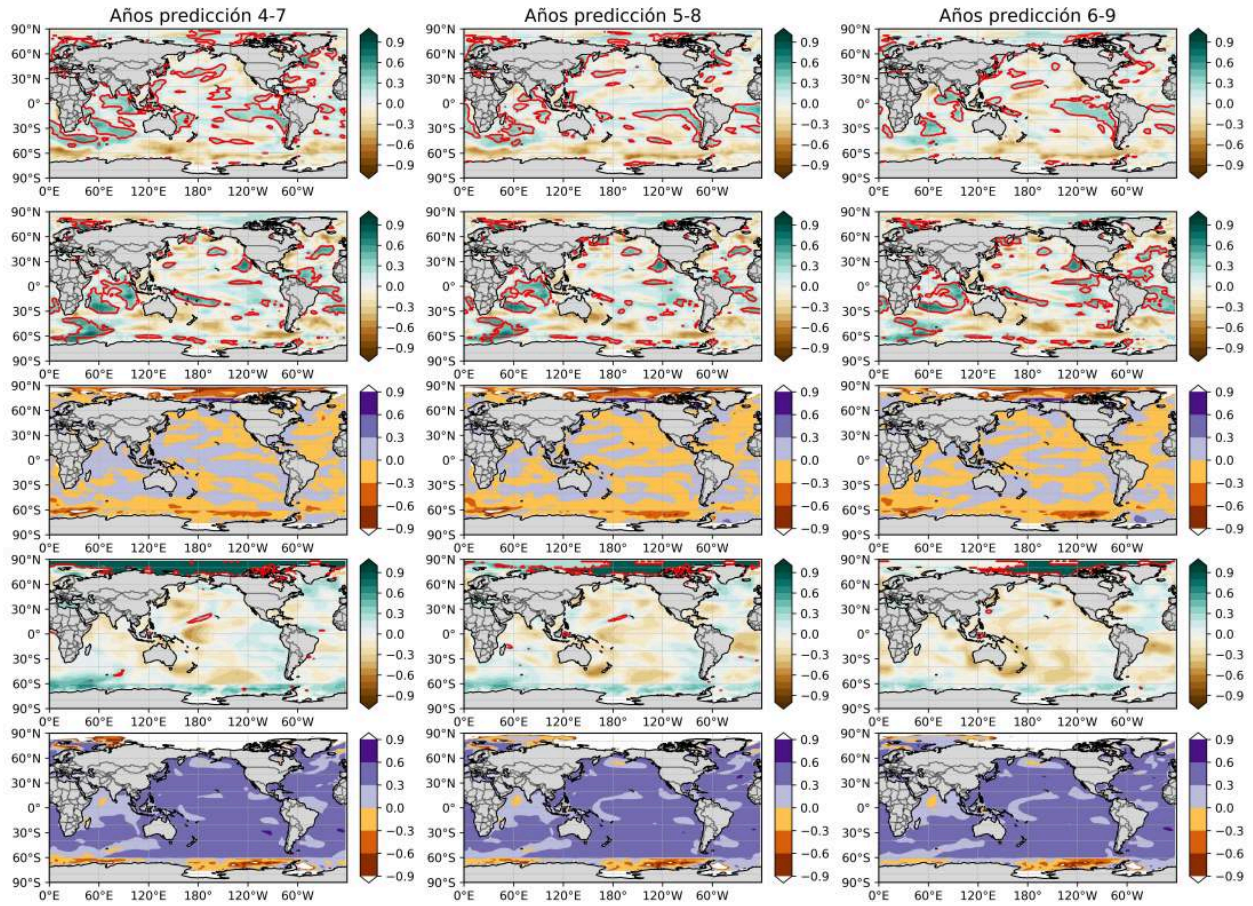


Figura 4.2: (Cont.)

año completo, las predicciones de la TSM de DEF muestran un buen desempeño en el Océano Índico, Atlántico y Pacífico Oeste y Sur, aunque mayormente este desempeño se asocia a las tendencias de calentamiento global.

Altura geopotencial

A continuación, se evaluó el desempeño de las predicciones decadales en una variable que da cuenta de la circulación en altura para el HS debido a su importancia para explicar la variabilidad de la precipitación en la región de SESA. Se optó por la altura geopotencial en 200 hPa, aunque en 500 hPa se obtuvieron similares resultados (no se muestra). Las evaluaciones previas publicadas de las predicciones decadales se enfocan mayormente en la precipitación, las temperaturas del aire en superficie o la TSM, por lo que no se encuentra documentado el desempeño para esta variable.

Las predicciones para la altura geopotencial en 200 hPa de DEF del MEM resultante de las simulaciones Init (Fig. 4.3 primera fila) muestran valores de ACC altos positivos y significativos en gran parte del dominio para el plazo de predicción 1-4, excepto en los alrededores de

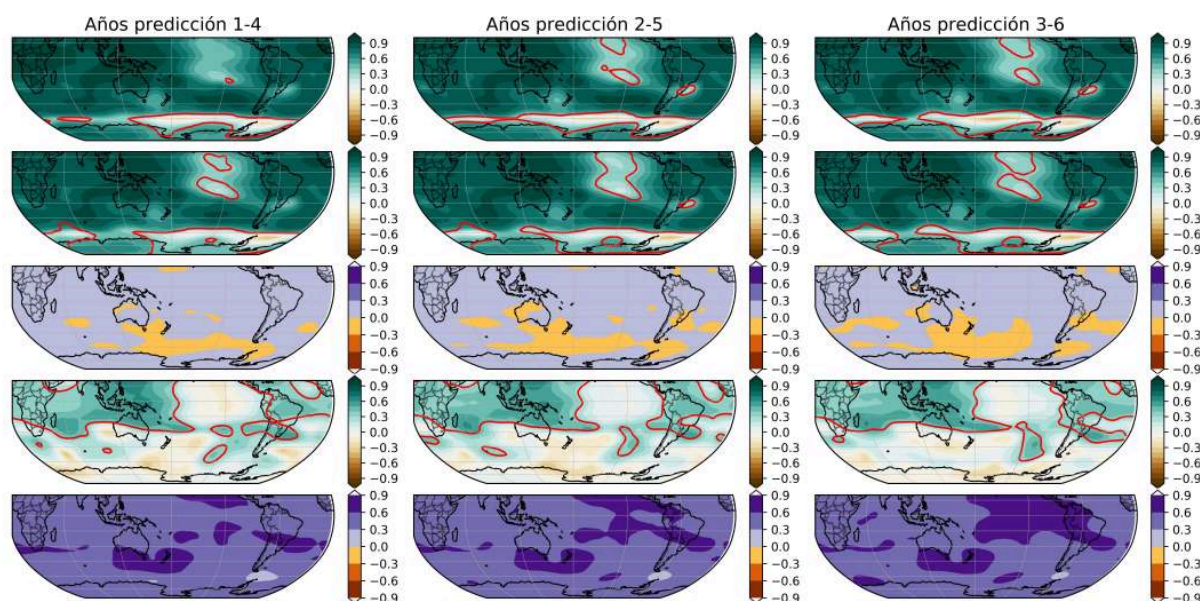


Figura 4.3: Evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la altura geopotencial de 200 hPa de DEF con tendencia. Primera fila: ACC del MEM resultante de las simulaciones Init; Segunda fila: ACC del MEM resultante de las simulaciones NoInit; Tercera fila: MSSS entre el MEM resultante de las simulaciones Init y el resultante de las simulaciones NoInit; Cuarta fila: ACC de las predicciones por persistencia; Quinta fila: MSSS entre el MEM resultante de las simulaciones Init y las predicciones por persistencia. Las columnas muestran las 6 ventanas de predicción consideradas (1-4, 2-5, 3-6, 4-7, 5-8 y 6-9 años) respectivamente. Para los ACC, la línea roja indica valores estadísticos significativos a un nivel de confianza del 95 %.

la Antártida. Los mayores valores se observan sobre el Pacífico Oeste, las latitudes medias del Pacífico Sur y el continente africano. Además, las regiones del Pacífico Central y de SESA presentan valores de ACC menores que en los alrededores que dejan de ser significativos a medida que aumenta el plazo de predicción, ocupando cada vez una región más extensa. La región de SESA también ha sido señalada en el contexto del pronóstico estacional como una región con mal desempeño y baja predictibilidad (ej. Osman y otros (2016)). La altura geopotencial en 200 hPa de DEF del MEM resultante de las simulaciones NoInit (Fig. 4.3 segunda fila) presenta un resultado muy similar que con las simulaciones Init, lo que indica que, en gran parte, el buen desempeño de las simulaciones Init se relaciona con los forzantes externos. Sin embargo, en términos del correspondiente MSSS (Fig. 4.3 tercera fila) hay una ganancia en el desempeño de las simulaciones Init en latitudes tropicales, aunque en latitudes medias, el patrón es más irregular. En las inmediaciones de Sudamérica, sobre el Pacífico, los valores de MSSS son positivos, aunque en latitudes al sur de Tierra del Fuego, hay valores negativos. Sobre la región de SESA, salvo para el primer plazo de predicción, los valores de MSSS son negativos, indicando que no hay ganancia en el desempeño por la inicialización.

Las predicciones por persistencia de la altura geopotencial de 200 hPa de DEF muestran

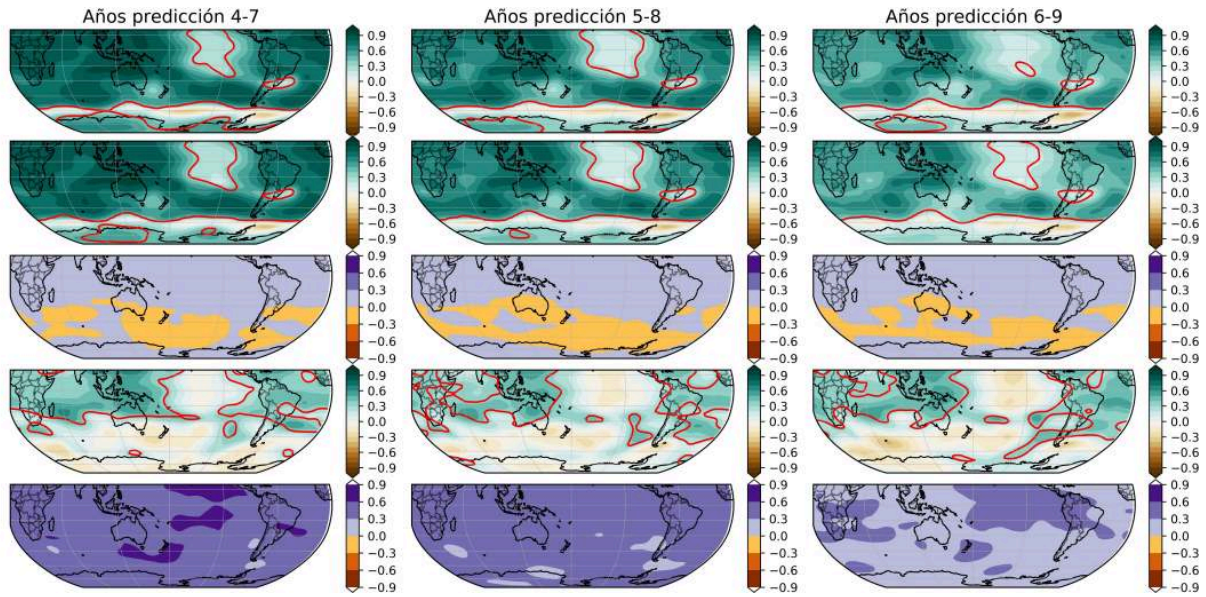


Figura 4.3: (Cont.)

un buen desempeño en las regiones tropicales salvo en el Pacífico Central (Fig. 4.3 cuarta fila). En latitudes medias, el desempeño es malo, salvo en el sudeste del Pacífico, en la región próxima a la costa sur de Chile. De todos modos, en las regiones con buen desempeño, los valores de ACC en magnitud son menores que para las simulaciones Init. Esto da como resultado que los valores de MSSS (Fig. 4.3 quinta fila) son positivos en todo el dominio, aunque cada vez de menor valor a medida que aumenta el plazo de predicción.

Las predicciones para la altura geopotencial en 200 hPa de DEF del MEM de las simulaciones Init sin tendencia (Fig. 4.4 primera fila) muestran valores de ACC positivos significativos en gran parte del dominio para el plazo de predicción 1-4, aunque de valores menores que para el caso con tendencia. Se observa también que es evidente la degradación del desempeño al aumentar el plazo de predicción, pudiéndose destacar que para el plazo de predicción 3-6, prácticamente no existen regiones tropicales con valores de ACC significativos, aunque esta situación se revierte para el plazo de predicción 4-7. En los últimos plazos de predicción, las regiones con valores de ACC significativos se restringen a la región próxima a la costa sur de Chile y algunas zonas del sur de Chile. Estas regiones coinciden con zonas que también presentan valores de ACC significativos para las predicciones de la TSM sin tendencia (Fig. 4.2 primera fila). Parte del desempeño que se observa para el MEM resultante de las simulaciones Init para la altura geopotencial de 200 hPa sin tendencia se observa también en el MEM resultante de las simulaciones NoInit (Fig. 4.4 segunda fila), que presenta valores de ACC significativos en las regiones tropicales, mayormente asociadas al océano Índico y al oeste de Sudamérica. Este hecho sugiere que los forzantes radiativos más allá de la tendencia de calentamiento global pue-

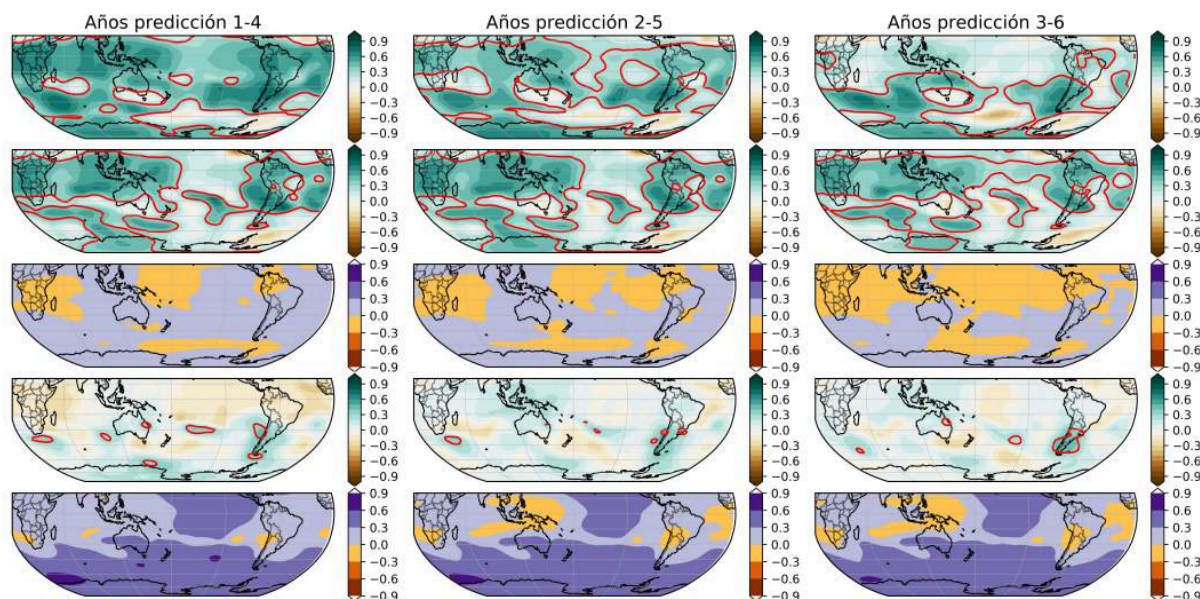


Figura 4.4: Ídem que Figura 4.3 para la evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la altura geopotencial de 200 hPa de DEF sin tendencia.

den tener asociada información sobre las variaciones de esta variable en escalas multi-anales. En general, se observa que para el MEM resultante de las simulaciones NoInit los valores de ACC son mayores sobre las regiones tropicales con respecto al Init. Este hecho se refleja en los valores de MSSS (Fig. 4.4 tercera fila), donde se observa, en promedio, un mejor desempeño de las simulaciones NoInit en las regiones tropicales y de las Init en latitudes medias. En cambio, en latitudes polares no es evidente el dominio de una simulación sobre otra, ya que hay cambios según la ventana de predicción. De todos modos, cabe destacar que en esa región la información provista por la base utilizada para la verificación presenta incertezas, especialmente previo a la era satelital (1979).

Los valores de ACC asociados a las predicciones por persistencia de la altura geopotencial de 200 hPa sin tendencia son cercanos a cero y no son significativos para casi todo el HS (Fig. 4.4 cuarta fila). Se pueden destacar valores de ACC significativos en el extremo sur de Sudamérica que se maximizan para el plazo de predicción 3-6. Los valores de MSSS comparando el desempeño entre las simulaciones Init y las obtenidas por la persistencia (Fig. 4.4 quinta fila), son en general positivos, indicando mayor valor de la inicialización especialmente para los primeros plazos de predicción. Sin embargo, al incrementarse el plazo existen regiones en los trópicos sobre el Atlántico y el Pacífico Oeste, donde no hay ganancia de la inicialización en términos de este estadístico.

En línea con lo reportado para la TSM, las predicciones de la altura geopotencial de 200 hPa de DEF incluyendo la tendencia, muestran desempeños altos para el HS, salvo para

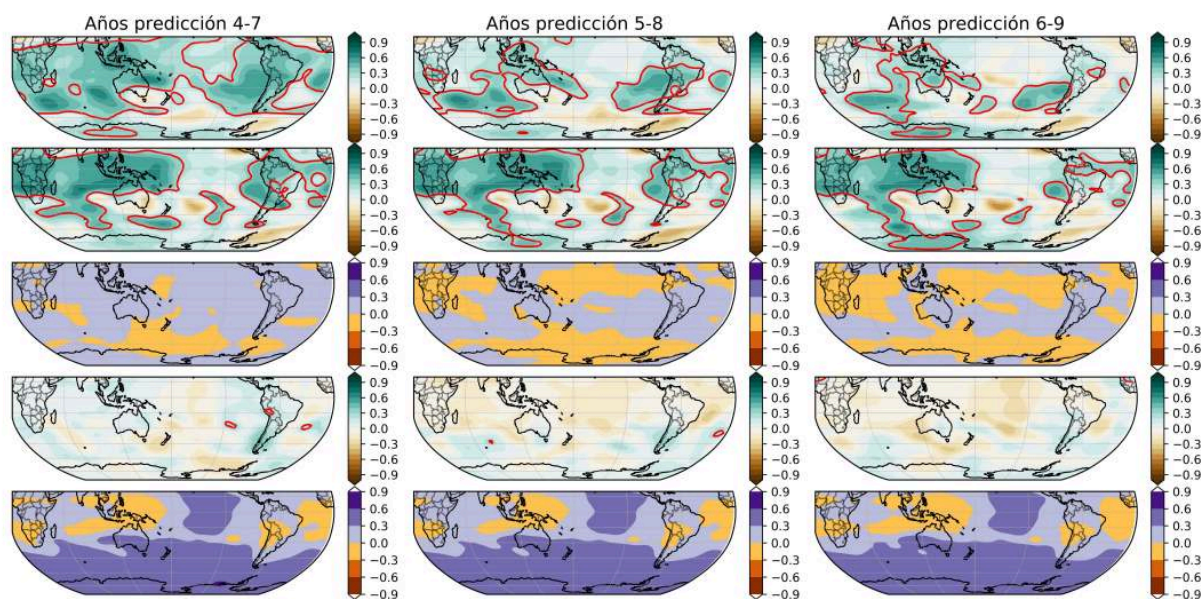


Figura 4.4: (Cont.)

la región del Pacífico Tropical Este. Asimismo, existen regiones de latitudes medias, como alrededor del sur de Chile, que presentan buenos desempeños más allá de la tendencia asociada al calentamiento global.

Precipitación

Dado que el foco de esta tesis es evaluar la variabilidad de la precipitación en Sudamérica, también se realizó un análisis del desempeño de las precipitaciones para esta variable. Si bien, las predicciones presentan datos tanto en los continentes como en el océano, sólo se realizó la validación para el continente dado que la base de datos utilizada para la verificación solamente presenta datos allí.

Las predicciones para la precipitación de DEF del MEM resultantes de las simulaciones Init (Fig. 4.5 primera fila) muestran para el primer plazo de predicción, valores de ACC en general bajos, que son solo significativos en el sur de Chile y Argentina, en el norte de Sudamérica y en una porción de SESA ubicada en el sur de Brasil y norte de Uruguay. Al aumentar el plazo de predicción los valores de ACC se reducen y sólo permanecen como significativos en las regiones ubicadas al sur de Chile. Los valores de ACC para las simulaciones NoInit son aún menores, y son solo significativos en el sur de Chile (Fig 4.5 segunda fila). El sur de Chile, había sido destacado en la sección 2.2 como uno de los sectores de Sudamérica con tendencias negativas más importantes y que lograban ser representadas por los modelos, lo que puede explicar en parte este buen desempeño. Sin embargo, en el caso de SESA no se observan valores de ACC significativos, a pesar de que también existe una tendencia positiva significativa, y

que los modelos son buenos para representarla. Estos resultados coinciden con lo que había sido reportado por Doblas-Reyes y otros (2013), quienes, considerando el año completo, habían señalado que la inicialización no mejoraba sustancialmente el desempeño y que había en todo el mundo tantas regiones con buen desempeño como malo. En este caso, los valores de MSSS entre las simulaciones Init y NoInit son positivos en gran parte del continente (Fig. 4.5 tercera fila). Sin embargo, en las regiones asociadas con valores de ACC positivos, no se ve un patrón muy claro de MSSS que tienden a ser negativos.

Con respecto al desempeño de las predicciones de precipitación por la persistencia (Fig. 4.5 cuarta fila), los valores de ACC son cercanos a cero prácticamente en todo el continente. La única región que aparece con valores de ACC positivos significativos es la del norte de Bolivia. Cabe destacar que esta región no posee un registro observacional tan fiable, por lo que este resultado debe considerarse con precaución. De todos modos, para los últimos plazos de predicción, los valores de ACC son cercanos a cero, e incluso negativos en gran parte de Brasil. En términos del MSSS (Fig. 4.5 cuarta fila), si bien los valores de ACC de las simulaciones Init son bajos, estas simulaciones presentan una mejora con respecto a la persistencia para todo el continente.

El desempeño de la precipitación de las simulaciones Init sin incluir la tendencia (Fig. 4.6 primera fila), no se ve modificada de manera tan notable como para las otras dos variables analizadas, debido a que en este caso la tendencia no explica una parte tan significativa de la variabilidad. De todos modos, se observa una disminución en la magnitud de los valores de ACC en las regiones que fueron señaladas anteriormente como de mejor desempeño. El mismo comportamiento se puede destacar en las simulaciones NoInit (Fig. 4.6 segunda fila), donde disminuyen los valores de ACC con respecto a las correspondientes con tendencia, aunque siguen siendo positivos y significativos en el sur de Chile. Existe una región dentro de SESA, en el Noreste de Argentina, que si bien tiene una extensión espacial pequeña, muestra valores de ACC positivos y significativos en las simulaciones NoInit, que se mantienen para todos los plazos de predicción. Con respecto a los MSSS (Fig. 4.6 tercera fila), el patrón es muy similar al caso con tendencia (Fig. 4.5 tercera fila). Algo similar ocurre con las predicciones por persistencia (Fig. 4.6 cuarta fila), que muestran solo la región del norte de Bolivia con valores de ACC significativos para los primeros plazos de predicción, aunque los valores de ACC son menores que para el caso con tendencia (Fig. 4.5 cuarta fila). Del mismo modo, los correspondientes valores de MSSS (Fig. 4.6 quinta fila) son positivos en todo el continente, mostrando que también en el caso sin tendencia, las simulaciones Init mejoran el desempeño

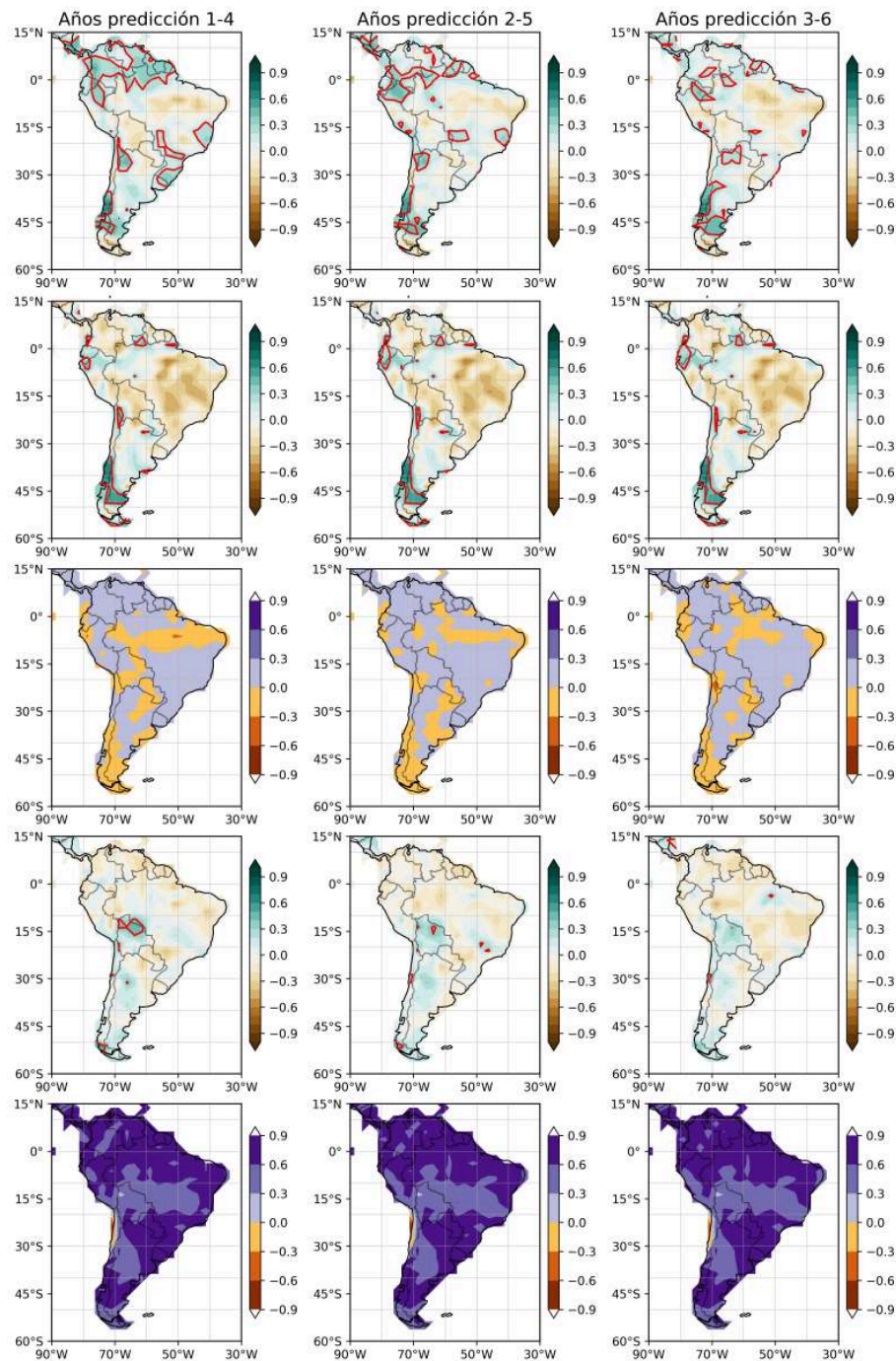


Figura 4.5: Evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la precipitación de DEF con tendencia. Primera fila: ACC del MEM resultante de las simulaciones Init; Segunda fila: ACC del MEM resultante de las simulaciones NoInit; Tercera fila: MSSS entre el MEM resultante de las simulaciones Init y el resultante de las simulaciones NoInit; Cuarta fila: ACC de las predicciones por persistencia; Quinta fila: MSSS entre el MEM resultante de las simulaciones Init y las predicciones por persistencia. Las columnas muestran las 6 ventanas de predicción consideradas (1-4, 2-5, 3-6, 4-7, 5-8 y 6-9 años) respectivamente. Para los ACC, la línea roja indica valores estadísticos significativos a un nivel de confianza del 95 %.

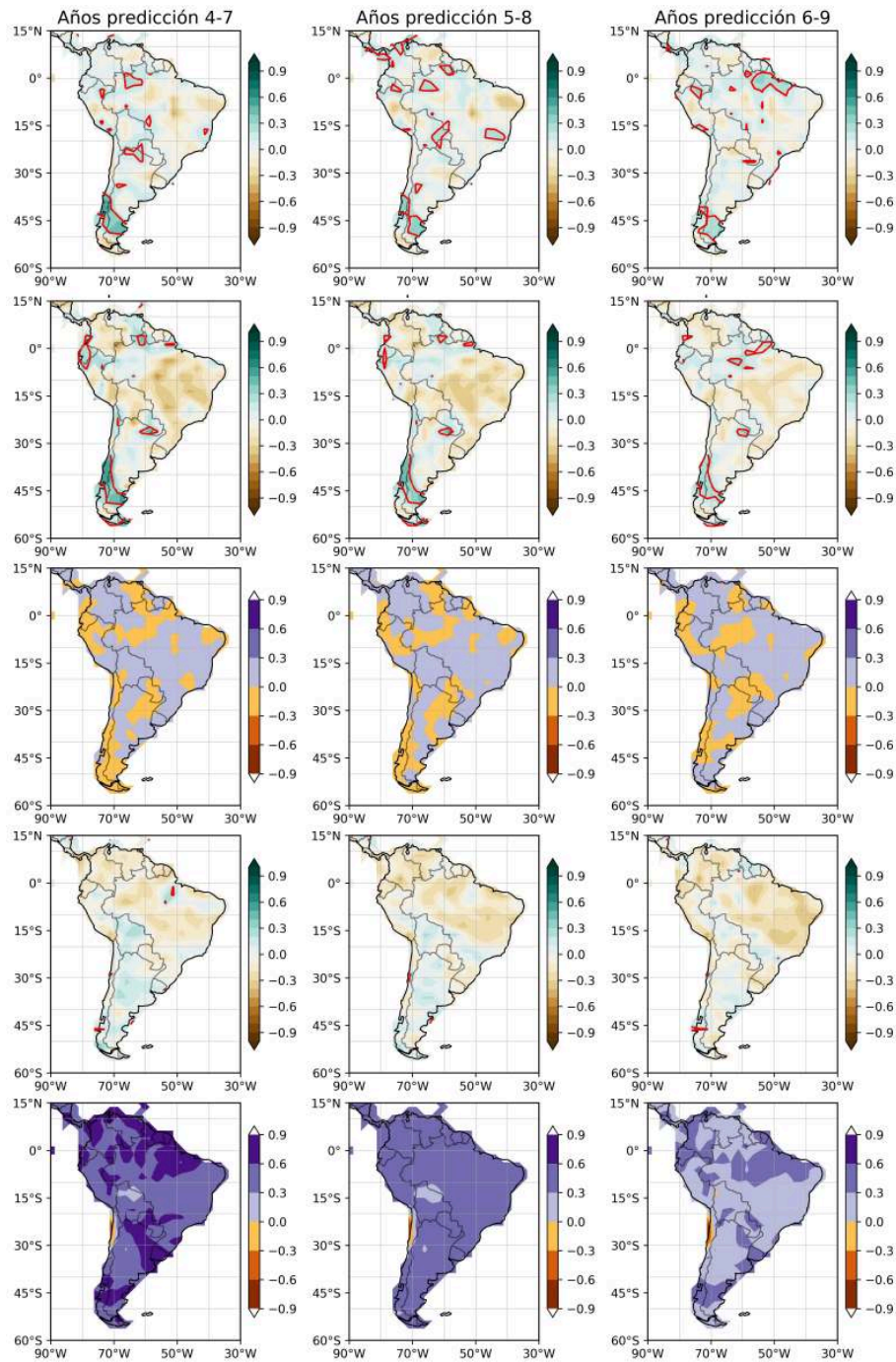


Figura 4.5: (Cont.)

con respecto a la persistencia.

Los resultados reportados aquí muestran que el desempeño de las predicciones decadales en la precipitación es pobre para casi todo el continente sudamericano, y el valor agregado de la inicialización es muy bajo. Esto se encuentra en línea con reportes previos sobre estas simulaciones. Además, los resultados son similares si se considera o no la tendencia.

Análisis regional del desempeño

A continuación, se realizó una evaluación regional del desempeño de las predicciones decadales considerando anomalías promediadas, tanto con y sin tendencia, en aquellas regiones que presentan mayores correlaciones con el modo SVD1 estudiado en el Capítulo 3. Para ello, se consideró la TSM en las regiones oceánicas que se muestran en la Figura 3.4d y se detallan los rangos de latitudes y longitudes correspondientes en la Tabla 2.2, y la precipitación de la región SESA_SVD. Se evaluaron tanto las predicciones de las simulaciones Init de los modelos individuales como las del MEM resultante tanto de las simulaciones Init como NoInit.

En la región del Pacífico Este, el MEM resultante de las simulaciones Init con tendencia (Fig. 4.7a) presenta valores de ACC que superan a los correspondientes a las simulaciones NoInit en los primeros dos plazos de predicción (1-4, 2-5), con valores significativos sólo en el primero, pero para plazos de predicción mayores ambas simulaciones presentan valores similares. Esto indica que el valor de la inicialización en esa región se limitaría a los primeros años. Asimismo, los modelos individuales tienden a comportarse de forma similar al MEM, siendo el CanCM4, el único modelo con mejor desempeño que el MEM. Otros modelos no muestran un comportamiento consistente a lo largo de todos los plazos de predicción, como el HadCM3 que presenta para el plazo de predicción 2-5 un valor de ACC significativo más alto que el MEM. En el desempeño del MEM resultante de las simulaciones Init sin tendencia (Fig. 4.7b) no se observan cambios importantes para los primeros dos plazos de predicción con respecto al caso con tendencia, pero para plazos mayores, los valores de ACC son cercanos a cero. Esto indicaría que el desempeño se asociaría principalmente con la tendencia de calentamiento global. Este comportamiento también se observa para los modelos considerados individualmente, excepto el modelo MIROC5, que presenta valores de ACC positivos para todos los plazos.

En la región del Pacífico Oeste, el MEM resultante de las simulaciones Init con tendencia (Fig. 4.8a) muestra valores de ACC altos para todos los plazos de predicción, superando el valor de 0,5 y siendo significativas para todos los plazos. El desempeño para el MEM resultante

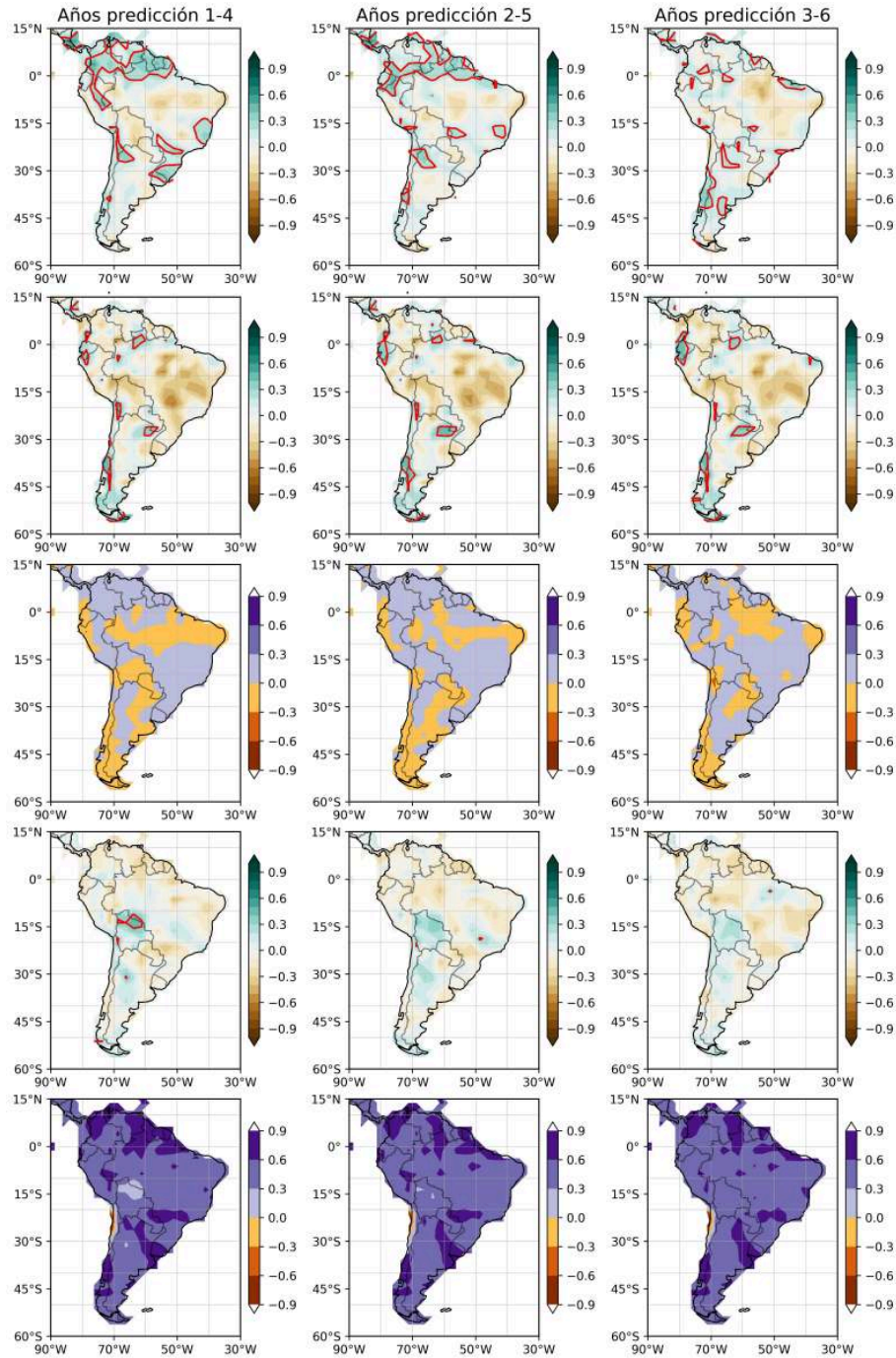


Figura 4.6: Ídem que Figura 4.5 para la evaluación del desempeño de las predicciones decadales de la precipitación de DEF sin tendencia.

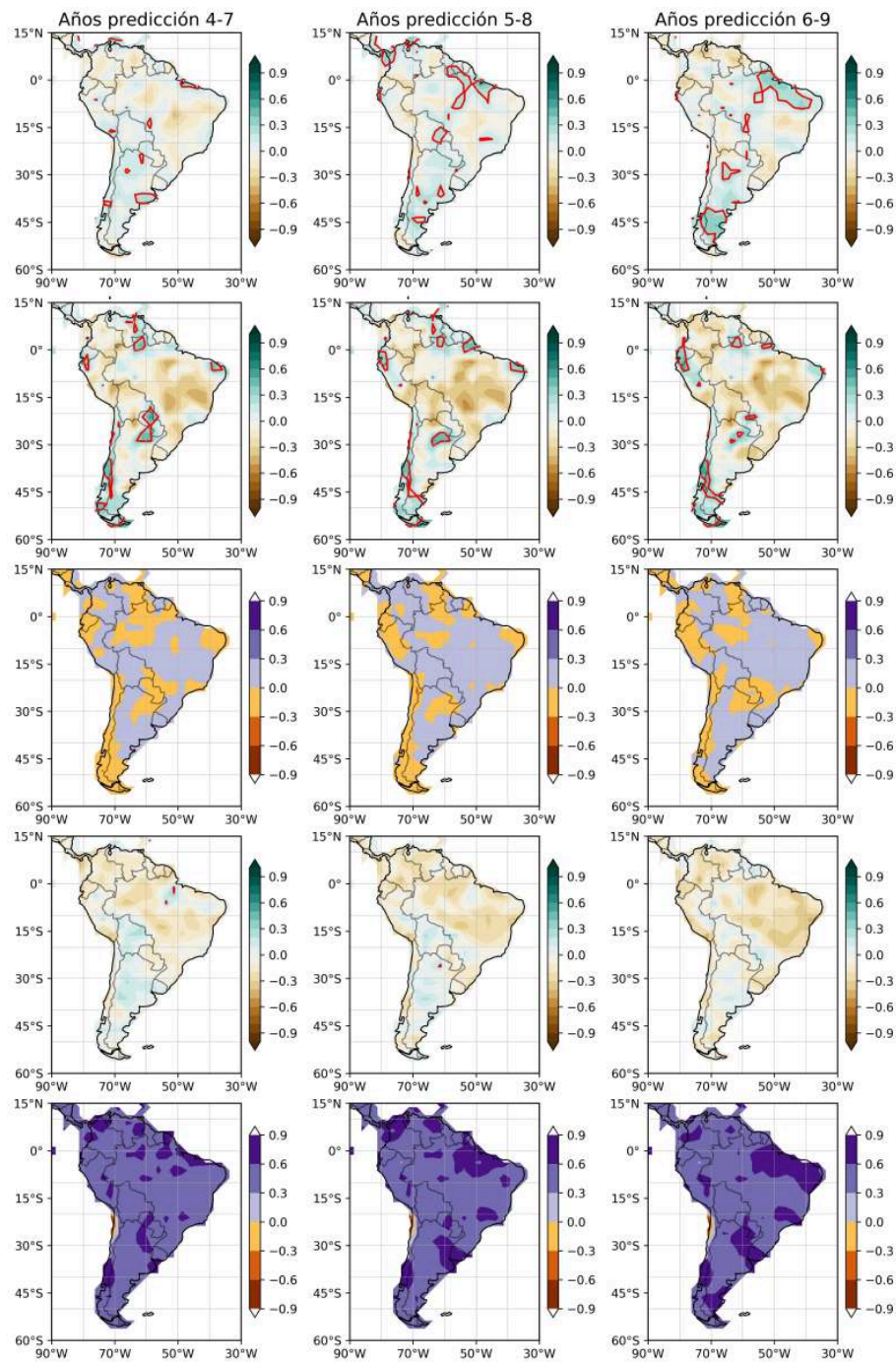


Figura 4.6: (Cont.)

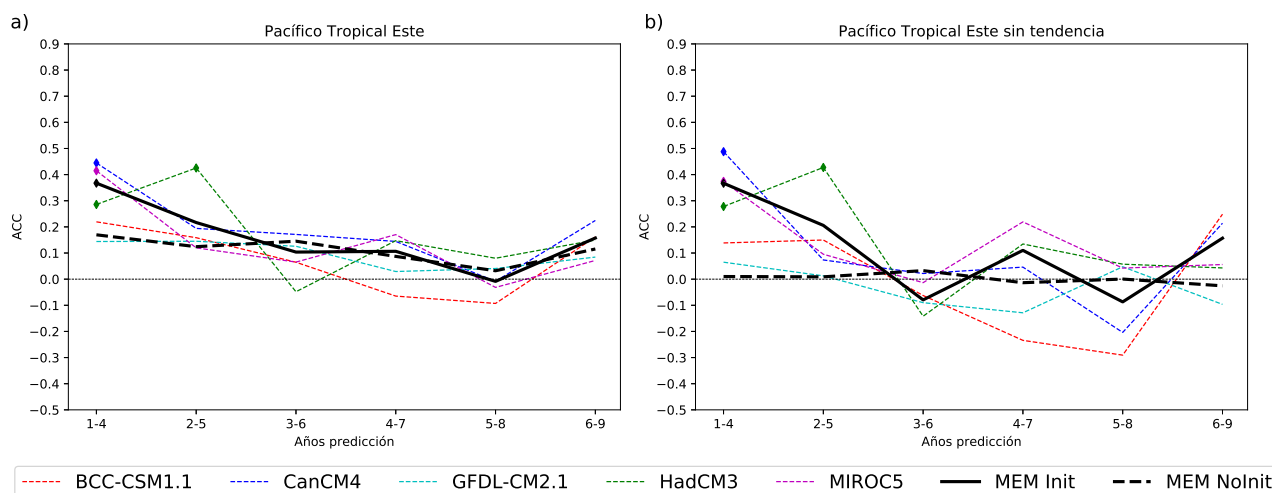


Figura 4.7: Evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Pacífico Tropical Este con tendencia (a) y sin tendencia (b). ACC del MEM resultante de las simulaciones Init (línea sólida negra), de las simulaciones NoInit (línea punteada negra) y de las simulaciones Init para cada modelo (líneas punteadas de color). En todos los casos, los rombos indican valores de ACC significativos a un nivel de confianza del 95 %.

de las simulaciones NoInit con tendencia es muy similar, lo que indicaría que el desempeño proviene mayormente de los forzantes externos. Se puede destacar que el MEM resultante de las simulaciones Init posee un mejor desempeño que los modelos individuales. Al filtrar la tendencia, el desempeño del MEM resultante de las simulaciones Init disminuye de manera apreciable (Fig. 4.8b), no presentando valores de ACC superiores a 0,3 para ningún plazo de predicción.

En la región del Índico, los valores de ACC del MEM resultante de las simulaciones Init con tendencia (Fig. 4.9a) son los más altos de las regiones tropicales consideradas, siendo significativos y superiores a 0,6 en todos los plazos de predicción. Se puede notar que, en el primer plazo de predicción, la inicialización aumenta el desempeño. De todos modos, el desempeño de las simulaciones NoInit también es alto y significativo. Nuevamente, se puede señalar que el MEM logra un mejor desempeño que los modelos individuales. La Figura 4.9b muestra que el MEM resultante de las simulaciones Init sin considerar la tendencia presenta un buen desempeño para el primer plazo de predicción, con un valor de ACC significativo, aunque más bajo que en el caso con tendencia, que luego disminuye hasta llegar a ser negativo para el plazo 3-6. Al igual que lo señalado para la región del Pacífico Oeste, para esta región también se puede ver una mejora del desempeño con la inicialización para la ventana 4-7. El resultado presentado aquí para el océano Índico está de acuerdo con los resultados obtenidos por Guemas y otros (2013) que habían destacado a esta cuenca como la que tenía el mejor desempeño. Al

4. Desempeño de las predicciones decadales en el verano

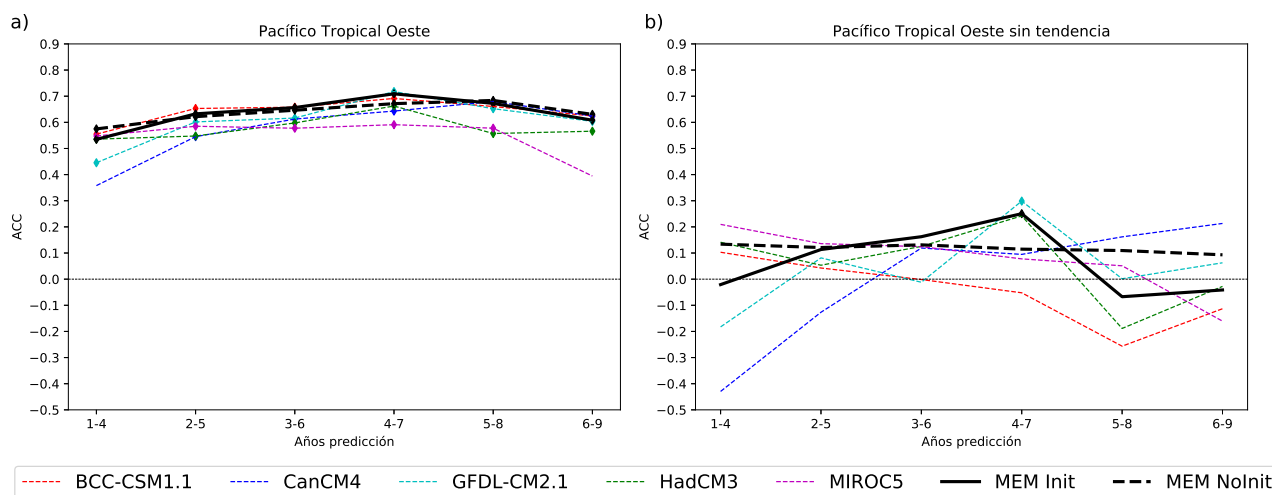


Figura 4.8: Ídem que Figura 4.7 para la evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Pacífico Tropical Oeste.

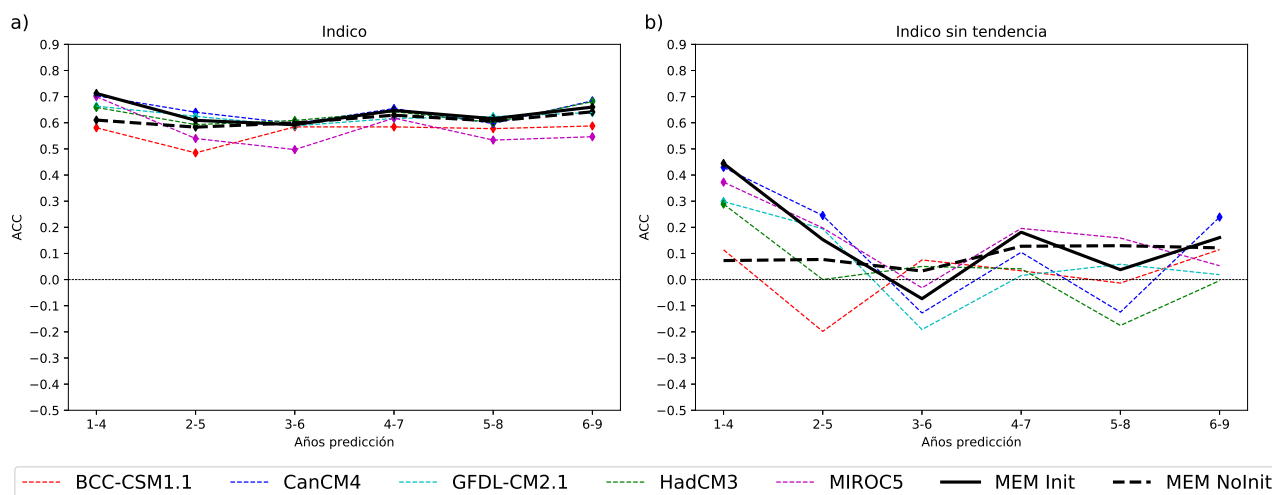


Figura 4.9: Ídem que Figura 4.7 para la evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Índico.

igual que lo reportado aquí, la mayor parte del desempeño lo asociaron con la tendencia de calentamiento global, aunque también atribuyen un rol a los aerosoles volcánicos.

En la región del Pacífico Norte, si se considera la tendencia, el MEM resultante de las simulaciones Init (Fig. 4.10a) muestra valores de ACC bajos, no significativos, menores a 0,3 para todos los plazos de predicción. Se puede destacar en este caso que el desempeño aumenta para los plazos de predicción más largos, tanto para el MEM resultante de las simulaciones Init, como para el resultante de las simulaciones NoInit. La mayor diferencia entre el MEM resultante de las simulaciones Init y el resultante de las simulaciones NoInit se observa para el primer plazo de predicción. Otro rasgo a destacar en esta región, es que los distintos modelos tienen gran dispersión entre sí, pudiéndose destacar al modelo MIROC5 como un modelo que mejora el

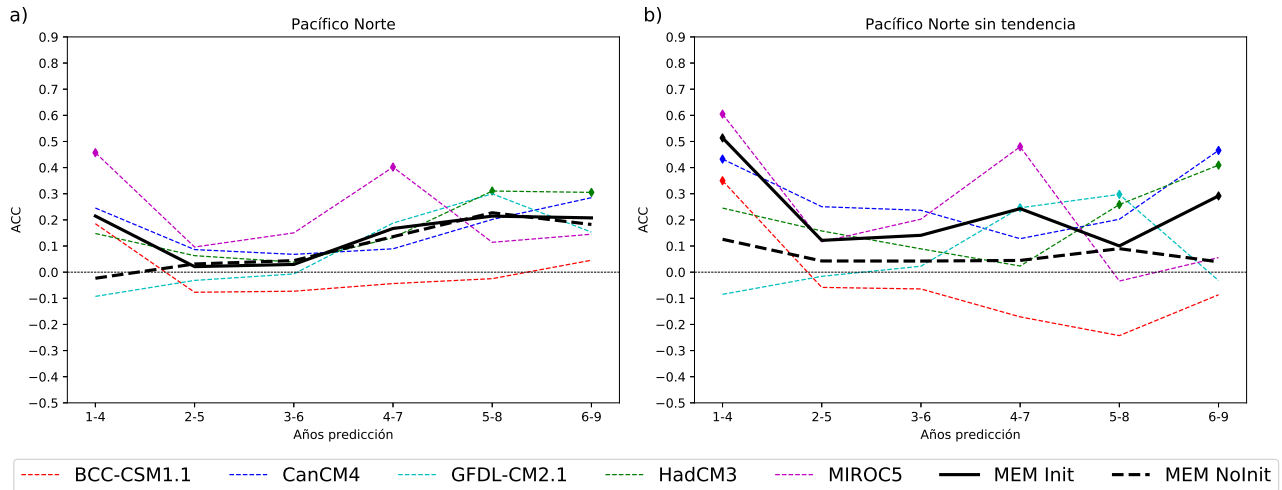


Figura 4.10: Ídem que Figura 4.7 para la evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Pacífico Norte.

desempeño del MEM resultante de las simulaciones Init (presenta valores de ACC significativos para las ventanas 1-4 y 4-7), salvo para los últimos plazos de predicción, y otro modelo como el BCC-CSM1.1, que muestra valores de ACC negativos o muy bajos para todos los plazos de predicción. Al considerar el MEM de las predicciones sin tendencia (Fig. 4.10b), se obtiene un considerable mejor desempeño para todos los plazos con respecto a las simulaciones con tendencia, excepto para la ventana 5-8. Esto podría estar indicando que la tendencia de la TSM en esta región está mal representada por los modelos y degrada la calidad de las predicciones. Asimismo, se puede ver que, sin la tendencia, el MEM resultante de las simulaciones Init mejora el desempeño del resultante de las simulaciones NoInit para todos los plazos de predicción, superando el valor de ACC de 0,5 (significativo) para el plazo 1-4 y con un pico en 4-7, al igual que se observa en otras regiones. De todos modos, el desempeño de los modelos individuales muestra una gran dispersión, lo que resalta la importancia de utilizar el MEM.

En la región del Pacífico Sur, los valores de ACC para el MEM resultante de las simulaciones Init con tendencia (Fig. 4.11a) son altos y significativos, mayores a 0,6 para todos los plazos de predicción. Además, los valores de ACC obtenidos para el MEM resultante de las simulaciones Init son más altos que para el resultante de las simulaciones NoInit, para todos los plazos de predicción, aunque con valores similares. La dispersión entre el desempeño de los modelos en esta región es baja y el MEM resultante de las simulaciones Init muestra mejor desempeño que los modelos individuales. Si se considera el desempeño sin incluir la tendencia (Fig. 4.11b), se puede ver que disminuye notablemente con respecto a las simulaciones con tendencia, indicando que gran parte del buen desempeño se asocia con la tendencia de calentamiento. Sin embargo, se puede ver que tanto en los primeros dos plazos de predicción como para el plazo 4-7, existe

4. Desempeño de las predicciones decadales en el verano

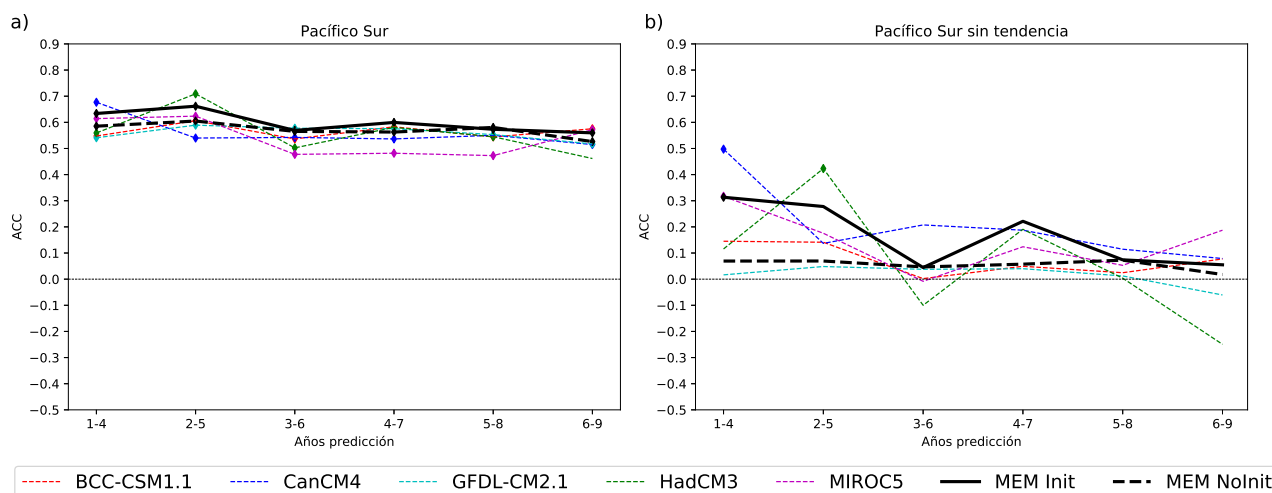


Figura 4.11: Ídem que Figura 4.7 para la evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la TSM de DEF en el Pacífico Sur.

una mejora apreciable del desempeño como consecuencia de la inicialización, aunque solo en el primer plazo de predicción el valor de ACC es significativo. También se puede destacar que la dispersión del desempeño de los modelos individuales, sin considerar la tendencia, es mayor. El mejor desempeño obtenido para el Pacífico Sur que para el Norte es consistente con lo reportado por Guemas y otros (2013), aunque en ese estudio consideraron regiones de una mayor extensión. El mal desempeño encontrado en el Pacífico Norte también está en línea con el bajo desempeño que fue hallado para la PDO por otros autores (ej. Kim y otros (2012); Lienert y Doblas-Reyes (2013)).

El análisis de los valores de ACC para la precipitación sobre la región SESA_SVD del MEM resultante de las simulaciones Init con tendencia (Fig 4.12a) muestra una correlación positiva y significativa para el primer plazo de predicción y luego disminuye de manera considerable, siendo incluso negativa para los últimos plazos de predicción. En el caso del MEM resultante de las simulaciones NoInit, presenta valores de ACC no significativos y cercanos a cero para la precipitación a lo largo de todos los plazos de predicción, lo que muestra que los forzantes externos contribuyen de manera casi nula al desempeño de las predicciones sobre esta región. La dispersión entre los modelos en este caso es considerable y, dependiendo del plazo de predicción, hay modelos que tienen un considerablemente mejor desempeño que el MEM resultante de las simulaciones Init, como por ejemplo el modelo BCC-CSM1.1 que presenta valores de ACC significativos para los plazos 3-6 y 6-9. El desempeño del MEM resultante de las simulaciones Init sin tendencia (Fig 4.12b) muestra valores de ACC significativos solo para el primer plazo de predicción, aunque menor que para el caso con tendencia, indicando que para este plazo de predicción la tendencia contribuye al desempeño.

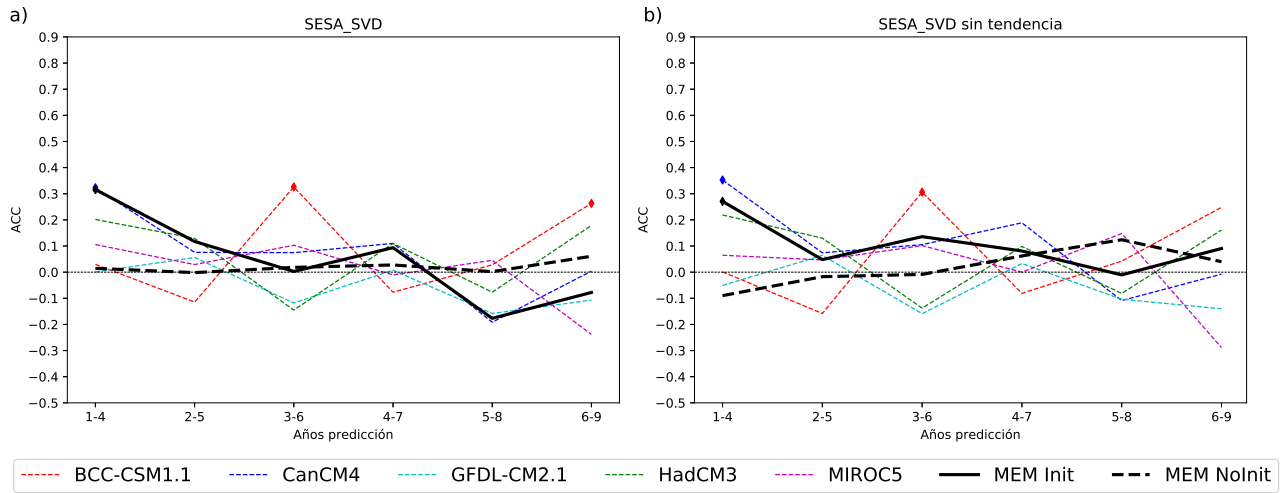


Figura 4.12: Ídem que Figura 4.7 para la evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la precipitación de DEF en SESA_SVD.

Si bien no es una región asociada al modo SVD1 descrito en el Capítulo 3, se evaluó también el desempeño de la predicción de la precipitación en la región de SAn, ya que fue identificada como una región con tendencias negativas significativas, representada de manera consistente por los modelos. El desempeño del MEM resultante de las simulaciones Init con tendencia (Fig. 4.12a) muestra que el desempeño es bueno y no decae con el plazo de predicción, siendo significativo en el primer plazo de predicción y en los tres últimos (4-7, 5-8, 6-9). Además, se observa que el MEM resultante de las simulaciones NoInit tiene valores de ACC similares, aunque no significativos, lo que sugiere la importancia de los forzantes externos para obtener el buen desempeño. Se puede ver también, al comparar los distintos modelos, que presentan comportamientos dispares, apareciendo el CanCM4 como el que tiene mejor desempeño. Al filtrar la tendencia (Fig. 4.12b), el desempeño se reduce considerablemente, presentando valores de ACC no significativos y cercanos a cero, superando el inicializado al no inicializado solamente en los plazos de predicción 1-4 y 3-6. Sin embargo, hay modelos que presentan valores de ACC significativos para algún plazo de predicción: CanCM4 (6-9), GFDL-CM2.1 (4-7, 6-9) y HadCM3 (3-6).

4.4. Puntos destacables del Capítulo 4

Las predicciones de las simulaciones Init de la TSM presentan un desempeño muy bueno en diversas regiones como el Atlántico Tropical y Norte, Índico, Pacífico Oeste y Sur para plazos de predicción que van desde el promedio del año 1 hasta el 4, hasta del año 6 al 9. Sin embargo, este desempeño es similar al de las predicciones en donde no se considera la inicialización de los

4. Desempeño de las predicciones decadales en el verano

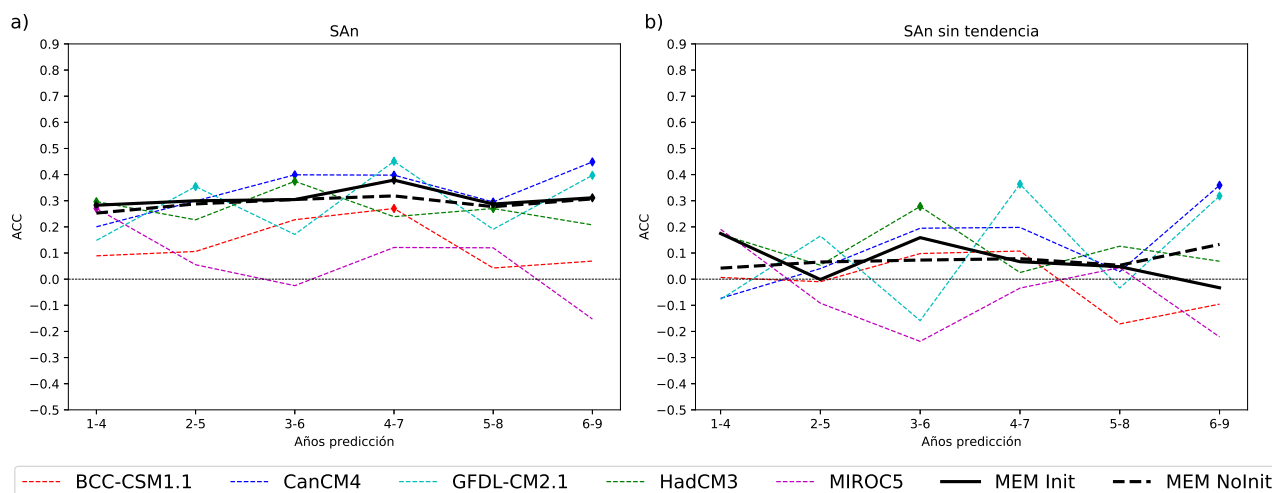


Figura 4.13: Ídem que Figura 4.7 para la evaluación del desempeño de las predicciones decadales del promedio regional de la precipitación de DEF en SAn.

océanos, indicando que el desempeño proviene en su mayoría de la evolución de los forzantes externos. De todos modos, existen algunas regiones en el sur del Índico, en el Pacífico Sur y en el Atlántico Norte, donde existe buen desempeño después de filtrar la tendencia asociada al calentamiento global. Tanto cuando se considera la tendencia como cuando no, se obtiene un desempeño superior en las simulaciones Init con respecto a las predicciones por persistencia en términos del MSSS para todo el mundo, salvo los alrededores de la Antártida, lo que justifica el uso de modelos climáticos para obtener predicciones de mejor calidad.

La calidad de las predicciones de las simulaciones Init con tendencia de la altura geopotencial de 200 hPa en el HS es buena, excepto en los alrededores de la Antártida. Los mayores valores se observan sobre el Pacífico Oeste, las latitudes medias del Pacífico Sur y el continente africano. Las regiones del Pacífico Central y de SESA presentan desempeños más pobres que en los alrededores, y dejan de ser significativos a medida que aumenta el plazo de predicción. El desempeño de las predicciones de las simulaciones NoInit para esta variable es muy similar que para las simulaciones Init, lo que indica que, en gran parte, ese desempeño se relaciona con los forzantes externos. Después de filtrar la tendencia asociada al calentamiento global, existen valores de ACC positivos significativos en gran parte del dominio para el plazo de predicción 1-4, aunque de valores menores que para el caso con tendencia. El desempeño se degrada considerablemente al aumentar el plazo de predicción y, en los últimos plazos de predicción, las regiones con buen desempeño se restringen a la región próxima a la costa sur de Chile y algunas zonas del sur de Chile. El desempeño en las simulaciones NoInit sin tendencia presenta similitudes con las simulaciones Init sin tendencia, sugiriendo que los forzantes radiativos más allá de la tendencia de calentamiento global pueden tener asociada información sobre las variaciones de

esta variable en escalas multi-anuales.

Las predicciones de las simulaciones Init para la precipitación en Sudamérica presentan desempeños bajos, que son significativos en el sur de Chile y Argentina, en el norte de Sudamérica y en una porción de SESA ubicada en el sur de Brasil y norte de Uruguay. Al aumentar el plazo de predicción, el desempeño disminuye y sólo es significativo en el sur de Chile. Para las simulaciones NoInit, los desempeños son aún peores y solo son significativos en esa región. Para esta variable, no existe diferencias tan importantes en los desempeños obtenidos cuando se filtra la tendencia.

El análisis del desempeño de las simulaciones Init de la TSM con tendencia, sobre las regiones asociadas con la actividad del modo SVD1 (descrito en el Capítulo 3) mostró el desempeño más alto en las regiones del Índico, el Pacífico Tropical Oeste y el Pacífico Sur. En estas tres regiones, la mayor parte del desempeño se puede observar también en las simulaciones NoInit, indicando que se asocia mayormente a los forzantes externos. Para las predicciones sin tendencia, tanto en la región del Índico como el Pacífico Sur, la inicialización mejora el desempeño con respecto a las simulaciones NoInit para los primeros plazos de predicción, mientras que, en el Pacífico Oeste, esto sucede para plazos de predicción mayores. En la región del Pacífico Tropical Este, el desempeño es peor y disminuye rápidamente para plazos de predicción mayores. En este caso, la tendencia no contribuye demasiado al desempeño, que se asocia mayormente a la inicialización en los primeros plazos de predicción. En la región del Pacífico Norte, el desempeño es bajo y la tendencia disminuye el desempeño en los primeros plazos de predicción. Por otra parte, el desempeño de la precipitación en SESA es pobre y proviene mayormente de la inicialización, ya que las simulaciones NoInit presentan correlaciones cercanas a cero para todos los plazos de predicción.

Los resultados reportados en este capítulo muestran que, si bien la precipitación presenta un desempeño bajo en las predicciones decadales, existen regiones oceánicas que presentan un desempeño alto, en parte por considerar la inicialización de las condiciones del océano como por las variaciones en los forzantes radiativos externos. Esto sugiere que se podría obtener información sobre la evolución de la precipitación en SESA indirectamente a partir de considerar las predicciones de la TSM en las regiones oceánicas donde el modo SVD1 es más activo.

Capítulo 5

Patrones de covariabilidad en las predicciones climáticas decadales

En este capítulo se analiza la representación y calidad de predicción de los patrones dominantes de covariabilidad de la TSM y la precipitación de verano en el sur de Sudamérica (estudiados en el Capítulo 3), por parte de las predicciones decadales. Este análisis se realiza para los modos sin y con tendencia, de modo de poder identificar el valor agregado de considerar la señal del calentamiento global. Además, se realiza un análisis de la representación de este patrón y de las anomalías de precipitación asociadas en la región de SESA, en los eventos El Niño más intensos del período.

5.1. Antecedentes

Los estudios sobre las predicciones decadales a partir de los modelos climáticos dinámicos muestran que, en general, el desempeño no es bueno sobre las regiones continentales, especialmente para la precipitación (ej. Meehl y otros (2014)). Este hecho ya fue señalado en el Capítulo 4 para la precipitación de verano en Sudamérica. Sin embargo, el buen desempeño de las predicciones decadales de la TSM y la influencia que diversos modos de variabilidad oceánica tienen sobre la precipitación continental de distintas regiones del mundo han motivado la exploración del desempeño de las predicciones de estos modos, con el fin de obtener información que pueda tener valor para la predicción climática regional.

Se puede destacar la existencia de dos abordajes según la característica del modo estu-

diado. Para los modos de evolución de menor frecuencia, como la AMO o la PDO, se han considerado promedios multi-anales (en general, de 4 años) para evaluar su desempeño. En cambio, para modos de frecuencia más alta como el ENOS se consideraron variaciones interanuales. Además, dependiendo de la naturaleza del modo estudiado se consideraron tanto valores anuales como estacionales.

Los modos de variación más lenta son los que han mostrado en primera medida tener un buen desempeño a lo largo de sucesivos plazos de predicción, debido a que las condiciones provistas por la inicialización varían de manera más lenta. En ese sentido, se puede destacar la atención puesta en el estudio de la AMO o también llamada Variabilidad Multidecadal del Atlántico (sigla en inglés AMV). A pesar de diferencias en los conjuntos de modelos considerados, la forma de calcular el índice o la cantidad de fechas de inicialización, diversos estudios han mostrado que la predicción de la AMO o la AMV tiene un desempeño muy alto y que la inicialización de las condiciones oceánicas explica gran parte de ese desempeño (ej. van Oldenborgh y otros (2012); Kim y otros (2012); Doblas-Reyes y otros (2013); García-Serrano y otros (2015)). En particular, García-Serrano y otros (2015) también señalaron una mayor habilidad de las predicciones inicializadas en reproducir las teleconexiones asociadas a este modo, que tienen influencia, por ejemplo, sobre la precipitación del verano boreal en la región africana del Sahel.

El otro modo de variabilidad de baja frecuencia que ha sido estudiado de manera extensiva es el asociado con la variabilidad decadal del Pacífico: PDO cuando se considera solamente el Pacífico Norte o Oscilación Interdecadal del Pacífico (sigla en inglés IPO) cuando se considera la cuenca completa. A diferencia de los resultados obtenidos para la AMO o AMV, los modelos muestran un desempeño considerablemente menor en predecir la actividad de la PDO o la IPO en escalas multi-anales (ej. van Oldenborgh y otros (2012); Kim y otros (2012); Doblas-Reyes y otros (2013)). A pesar de este bajo desempeño, se ha encontrado que existe habilidad en las predicciones decadales que consideran inicialización en reproducir las transiciones entre fases positivas y negativas de este modo de variabilidad (ej. Meehl y Teng (2014); Meehl y otros (2016)). Sin embargo, uno de los factores que ha sido señalado como posible degradante del desempeño de este modo es el efecto de las erupciones volcánicas, en particular, la del Pinatubo ocurrida en 1991 (Meehl y otros (2015); Meehl y otros (2016)).

Otro abordaje con el que se ha tratado la evaluación de la calidad de las predicciones decadales es a partir de considerar la variación interanual de los modos de variabilidad. Lienert y Doblas-Reyes (2013) consideraron, a partir del conjunto DePreSys, la predicción de la evo-

lución de los dos modos dominantes de variabilidad del Pacífico Norte: la PDO y el Giro del Pacífico Norte (sigla en inglés NPGO), a partir de la proyección de las anomalías observadas y predichas sobre los modos observados obtenidos a partir de un análisis de EOF. La PDO tiene buen desempeño solamente en el primer año sin importar si se considera la tendencia o no. En cambio, el NPGO presenta buen desempeño para todos los plazos de predicción, aunque mayormente asociado con la tendencia. Lienert y Doblas-Reyes (2017) consideraron, a partir de las predicciones decadales del CMIP5, la predicción de la evolución de los dos modos dominantes de variabilidad del Atlántico Norte, a partir de la proyección de las anomalías observadas y predichas sobre los modos observados obtenidos a partir de un análisis de EOF, dado que los modos obtenidos a partir de las predicciones no se parecen a los observados. Para el caso con tendencia, encontraron que existe un buen desempeño para todos los plazos de predicción. Sin embargo, sin tendencia ese desempeño baja, aunque sigue siendo significativo para el primer modo para todos los plazos de predicción, mientras que para el segundo sólo lo es para los primeros dos años. Estos autores evaluaron también una predicción de la lluvia en Europa a partir de una regresión lineal múltiple construida utilizando los dos modos principales observados. Encontraron un buen desempeño cuando se considera la precipitación promedio continental para los 9 años de predicción considerados en el caso con tendencia y para los primeros años en el caso sin tendencia, mejorando los resultados que se obtienen de considerar la variable precipitación de forma directa. Este hecho resalta el valor de la información que se puede obtener a partir del conocimiento de la influencia de la variabilidad oceánica sobre el clima regional.

El ENOS es otro modo de variabilidad en que se han focalizado estudios previos de predicciones interanuales. Lienert y Doblas-Reyes (2013) estudiaron su calidad de predicción, a partir de la proyección de las anomalías observadas y predichas sobre los modos observados obtenidos a partir de un análisis de EOF considerando medias anuales de la TSM del conjunto DePreSys en el Pacífico Tropical. De este modo, obtuvieron un buen desempeño para los primeros tres años de predicción, aunque este buen desempeño disminuye a sólo el primer año cuando se filtra la tendencia. También evaluaron el desempeño del segundo modo, el ENOS-Modoki, obteniendo solamente buen desempeño para el primer año, tanto para el caso con tendencia como sin tendencia. A partir de las predicciones decadales del CMIP5, Gonzalez y Goddard (2016) también evaluaron el desempeño del ENOS en DEF sin tendencia, considerando las anomalías de la TSM en la región Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°O). Sus resultados muestran que existe un buen desempeño para este índice en los primeros dos años, aunque existen años particulares donde se obtienen predicciones del evento con hasta 3-4 años de antelación, como también confirman otros estudios como el de Meehl y otros (2016).

Hasta el momento no existen en la literatura estudios que exploren los desempeños de predicciones de patrones obtenidos a partir de un modo de covariabilidad en Sudamérica, como el modo SVD1, que se estudia en esta tesis. Este abordaje tiene la ventaja de que este modo describe el patrón de anomalías de la TSM que explica la mayor parte de la variabilidad de precipitación en SESA observada, por más que no sea exactamente un modo de variabilidad oceánica en particular.

5.2. Datos y Metodología

En este capítulo se consideran los mismos modelos y bases de datos de verificación que en el Capítulo 4 para evaluar el desempeño de las predicciones decadales sobre el modo dominante de covariabilidad, SVD1, descrito en el Capítulo 3. Para ello, se obtuvo el modo SVD1 en las predicciones decadales a partir de las series correspondientes al promedio del ensamble multi-miembro de cada modelo individual y del promedio del MEM. Esto se realizó considerando en cada uno de los plazos de predicción, las anomalías con y sin tendencia, tanto en las simulaciones Init y NoInit. A diferencia de lo estudiado en el Capítulo 4, en este capítulo se considera cada año de plazo de predicción de manera individual de modo de retener tanto la variabilidad interanual como la decadal y de más largo período, asociadas con el modo SVD1. Por otra parte, a diferencia de los abordajes utilizados por Lienert y Doblas-Reyes (2013) o Lienert y Doblas-Reyes (2017), que consideran la proyección de las predicciones sobre el modo de variabilidad observado, o Gonzalez y Goddard (2016), que considera un índice definido a partir del área más sensible en las observaciones, en esta tesis se considera el cálculo del SVD1 para cada modelo y para el MEM individualmente, de modo que no se penaliza el desempeño de los sistemas de predicción en caso de que no presenten las áreas más activas del patrón de covariabilidad en exactamente las mismas regiones que el patrón observado.

La habilidad de las predicciones decadales en reproducir el modo SVD1 fue evaluada a partir de la correlación temporal entre las series temporales del SVD1 obtenido a partir de las observaciones y a partir de cada modelo y el MEM, para cada año de predicción. Este cálculo se realizó considerando o no la tendencia, así como también para las series temporales del SVD1 de la TSM y de la precipitación. Para evaluar esta habilidad, también se realizó una separación entre la variabilidad de menor frecuencia y mayor frecuencia. Para ello se siguió la metodología propuesta en Monerie y otros (2017), donde se obtiene la variabilidad de baja frecuencia a partir de un promedio móvil de 5 años, que se asigna al año central del promedio, mientras que la

variabilidad de alta frecuencia se obtiene para cada año como la resta entre el valor de ese año y el correspondiente a la variabilidad de baja frecuencia. Esta metodología excluye del análisis a los primeros y últimos dos años, debido a que en ellos no es posible calcular el promedio móvil correspondiente. En todos los casos, para evaluar la significancia, se realizó un test de t-Student de una cola con significancia del 95 % considerando el número efectivo de grados de libertad a partir de las autocorrelaciones de las series. Solo se consideraron los valores positivos como significativos, dado que los negativos no consideran una buena representación del modelo de la situación observada.

Para evaluar la influencia de otros forzantes en la actividad del modo SVD1, se consideraron las series temporales de distintos forzantes conocidos por su influencia en variaciones climáticas. Se consideró la influencia de la actividad solar, utilizando la serie anual de irradiancia solar provista por la institución Laboratory for Atmospheric and Space Physics (LASP), basada en la reconstrucción de Krivova y otros (2007) y que fue usada en el Quinto informe (AR5) del IPCC. Se consideraron años de actividad solar alta, aquellos en los que la irradiancia solar superaba la irradiancia solar media del período, mientras que se consideraron como años de baja actividad solar aquellos en los que la irradiancia solar era inferior a la irradiancia solar media del período. Se consideró además la actividad volcánica, identificando los años de las erupciones de mayor magnitud del período y que fueron descritas en otros trabajos como de gran influencia en el clima global (ej. Meehl y otros (2015)): Agung de 1963, El Chichón de 1982 y Pinatubo de 1991.

En relación a la variabilidad interna del sistema climático, se consideraron dos series para caracterizar la actividad del ENOS: Oceanic Niño Index (ONI) y Multivariate ENSO Index (MEI). El ONI se obtiene como el promedio móvil de 3 meses de las anomalías de la TSM en la región Niño 3.4, obtenido del sitio web del Climate Prediction Center (CPC) (http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php). Los eventos El Niño (La Niña) se definen para este índice cuando se obtienen por lo menos 5 estaciones consecutivas con un valor absoluto superior o igual a $0,5^{\circ}\text{C}$. El MEI se obtiene de considerar la variabilidad simultánea de seis variables (presión a nivel del mar, componentes zonal y meridional de viento, TSM, temperatura del aire en superficie y fracción del cielo cubierta con nubes) a partir de un análisis de componentes principales (Wolter (1987)). De este modo, no solo toma en cuenta el estado del océano, como el ONI, sino que también incorpora información sobre el estado de la atmósfera. La información sobre este índice se obtuvo en el sitio web del Earth System Research Laboratory de la NOAA (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>).

Como este índice se calcula de manera bimestral se consideró el promedio entre los bimestres de Diciembre-Enero y Enero-Febrero para caracterizar DEF.

5.3. Evaluación del desempeño de las predicciones del modo SVD1

Sin tendencia

En primer lugar, se calculó, para cada año de predicción, la correlación entre la serie temporal del SVD1 de la TSM sin tendencia obtenida a partir de las anomalías observadas y la obtenida a partir de las simulaciones Init en el período 1961-2013 (que es el período coincidente de las observaciones con las predicciones decadales). En la Figura 5.1 se muestran los resultados para las simulaciones Init de los 5 modelos considerados individualmente, para el MEM resultante de las simulaciones Init y para el resultante de las simulaciones NoInit. Cabe mencionar que no se incluyó para calcular el MEM el modelo GFDL-CM2.1 debido a que su bajo desempeño provoca una degradación considerable de la calidad de predicción, y un aumento de la incertidumbre entre los modelos. Se puede observar que en los primeros dos años de predicción las correlaciones con la serie temporal del SVD1 de la TSM obtenida a partir de las observaciones son significativas tanto para las obtenidas a partir del MEM resultante de las simulaciones Init como para el resultante de las simulaciones NoInit. Sin embargo, los valores son mayores para el MEM resultante de las simulaciones Init, lo que indica que la inicialización contribuye a aumentar la habilidad del MEM en representar las variaciones temporales del modo SVD1. Para plazos de predicción superiores se observa que en general las simulaciones Init muestran correlaciones menores que las NoInit salvo para los años 4 y 7 de predicción. El incremento del desempeño para estos años de predicción fue reportado también por Gonzalez y Goddard (2016) para la región Niño 3.4, por lo que se podría asociar con variaciones en el desempeño en la región del Pacífico Ecuatorial Central-Este. Los distintos modelos presentan una dispersión considerable, obteniéndose un rango que abarca tanto valores positivos como negativos a partir del año 2 de predicción. Se puede destacar al modelo CanCM4 como aquel que presenta un mejor desempeño a lo largo del tiempo, incluso teniendo una correlación muy alta para el año 7 de predicción. Este modelo fue destacado por Gonzalez y Goddard (2016) como el que presentaba el mejor desempeño entre los modelos del CMIP5 sobre la región Niño 3.4.

El modo SVD1 que se obtiene a partir del MEM para el año 1 de predicción, considerando

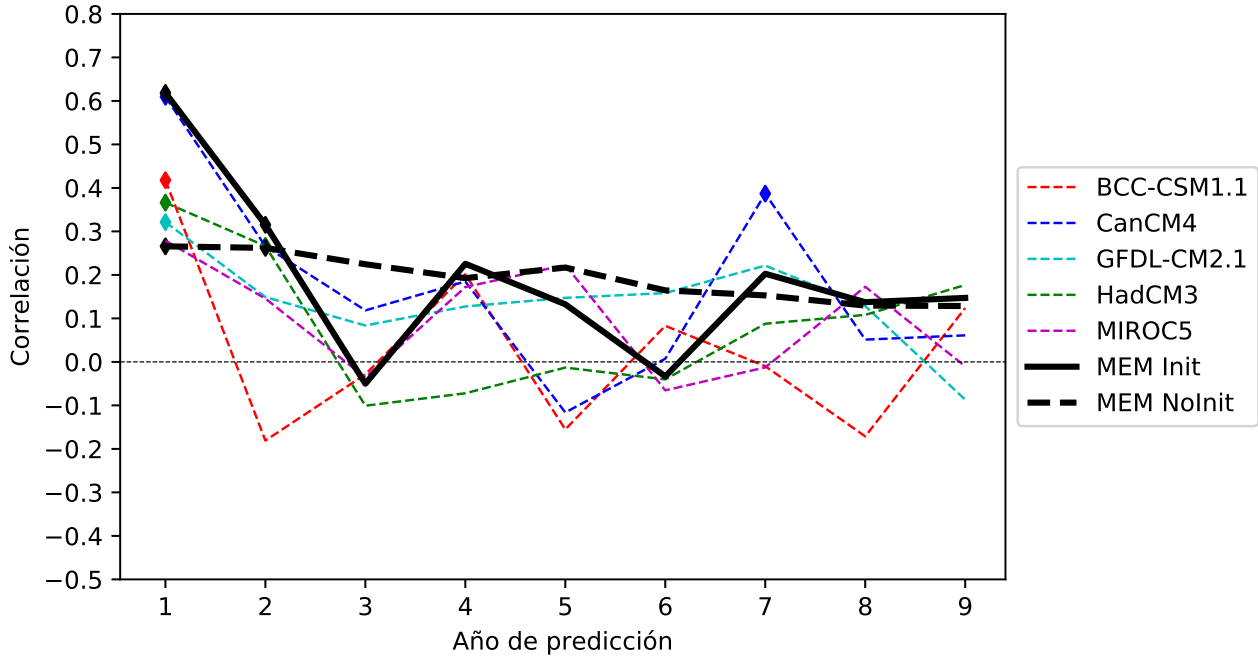


Figura 5.1: Correlación, para cada año de predicción, entre la serie temporal SVD1 sin tendencia obtenida a partir de las observaciones y las obtenidas a partir de las simulaciones Init para cada uno de los modelos (líneas punteadas de colores), la obtenidas para el MEM resultante de las simulaciones Init (línea sólida negra), y la obtenida para el MEM resultante de las simulaciones NoInit (línea punteada negra). Los rombos indican valores de correlación significativos a un nivel de confianza del 95 %.

tanto las simulaciones Init como NoInit, se presenta en la Figura 5.2. El patrón de correlaciones de la serie temporal del SVD1 de la TSM con las anomalías de la TSM presenta para el MEM resultante de las simulaciones Init (Fig. 5.2a) grandes similitudes con el obtenido para las observaciones (Fig. 3.4e), aunque con correlaciones mayores. La covarianza explicada es de 73 %, mayor que para las observaciones. En cambio, el patrón de correlaciones con las anomalías de precipitación (Fig. 5.2c) muestra un dipolo entre SESA y SACZ, que no aparece en las observaciones (Fig. 3.4f). Ese dipolo también aparece para el MEM resultante de las simulaciones NoInit (Fig. 5.2d), indicando que es una característica propia de la física representada por los modelos. En comparación con el modo SVD1 obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init, el correspondiente a las simulaciones NoInit explica una fracción de la covarianza menor (32 %). Para las simulaciones NoInit, el patrón de correlaciones de la serie temporal del SVD1 de la TSM con las anomalías de la TSM (Fig. 5.2b) muestra un patrón similar que para las simulaciones Init en el Pacífico, aunque con correlaciones menores. Sin embargo, en los Océanos Índico y Atlántico los centros de acción no se ubican en el mismo lugar. Se puede ver entonces que la inicialización contribuye a una mejor representación del patrón de covariabilidad, que es muy similar al observado. Este resultado muestra que, a diferencia de los resultados presentados en estudios similares para otros patrones de variabilidad como

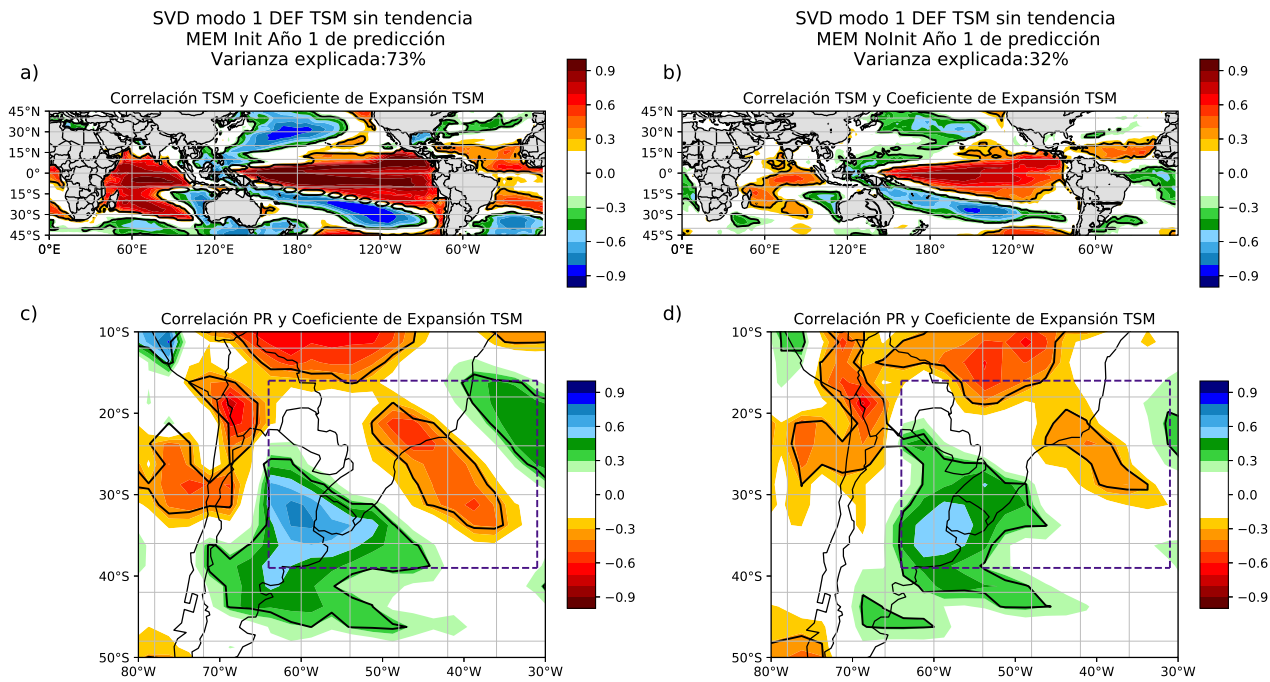


Figura 5.2: Modo 1 SVD entre las anomalías sin tendencia de la TSM y de precipitación sobre SESA (región indicada por el rectángulo punteado en c-d) para el año 1 de predicción del MEM resultante de las simulaciones Init. (a) Correlación homogénea entre la serie temporal del SVD de la TSM y las anomalías de la TSM en los puntos de retícula. (c) Correlación heterogénea entre la serie temporal del SVD de la TSM y las anomalías de precipitación en los puntos de retícula. (b) y (d) ídem que (a) y (c), pero para el MEM resultante de las simulaciones NoInit. Los contornos indican un nivel de significancia del 95 %.

los modos del Atlántico Norte (Lienert y Doblas-Reyes (2017)), los modelos del CMIP5 logran representar de manera razonable el patrón dominante de las características principales de la covariabilidad entre las anomalías de la TSM y las de lluvia en el sur de Sudamérica, tanto para las simulaciones Init como NoInit, lo que es una condición promisoría para obtener predicciones de este modo.

El modo SVD1 para el MEM resultante de las simulaciones Init que se obtiene para el año 2 de predicción (Fig. 5.3) explica una menor fracción de la covarianza (30 %) que para el año 1. Por otra parte, las correlaciones de la serie temporal del SVD1 de la TSM con las anomalías de la TSM y de precipitación son similares a las obtenidas para el primer año de predicción, aunque presentan magnitudes menores. En el caso de las simulaciones NoInit, el cambio de año de predicción solo resulta en un cambio en los años utilizados para el cálculo del SVD, por lo que las diferencias con el correspondiente modo para el año 1 de predicción son insignificantes. Se evaluaron también los modos SVD1 obtenidos para el año 4 de predicción, ya que la serie temporal del SVD1 de la TSM a partir del MEM resultante de las simulaciones Init presentaba una de las correlaciones temporales más altas con la serie obtenida a partir de

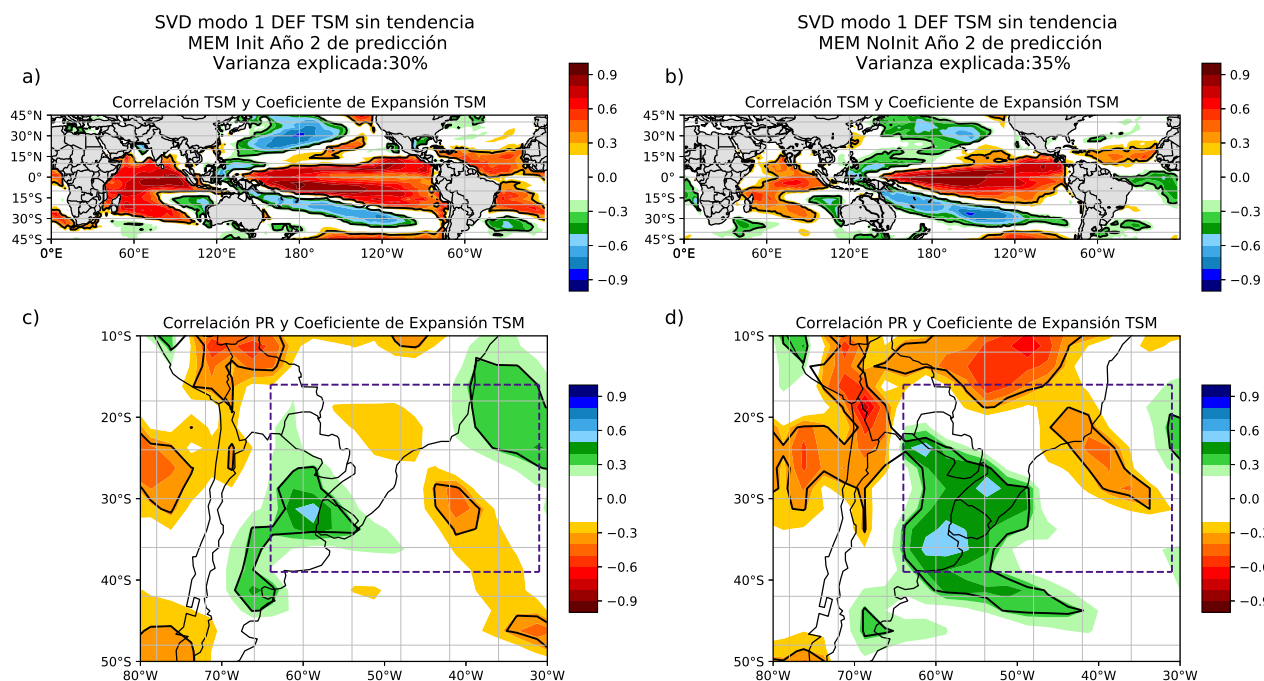


Figura 5.3: Ídem que Figura 5.2 para el año 2 de predicción.

las observaciones. El correspondiente modo SVD1 obtenido a partir de las simulaciones Init y NoInit (Fig. 5.4), presenta distribuciones espaciales de la correlación de la serie temporal del SVD1 de la TSM con las anomalías de la TSM y de precipitación, similares a las obtenidas para los años 1 y 2 de predicción. Esta representación robusta del modo SVD1, independientemente del año de predicción considerado, justifica la metodología propuesta para evaluar la calidad de las predicciones de su correspondiente actividad.

La calidad de la predicción de la actividad del modo SVD1 con un año de anticipación se exploró analizando la serie temporal del SVD1 de la TSM obtenida a partir de las observaciones, junto con las series obtenidas a partir del MEM resultante de las simulaciones Init y del correspondiente a las simulaciones NoInit. Este análisis se realizó además para las series temporales que resultan de descomponer la variabilidad en baja y alta frecuencia (como fue descrito en la sección 5.2). La Figura 5.5 muestra la actividad de las diferentes series incluyendo además información de los diferentes forzantes considerados. En particular, la variabilidad de baja frecuencia se superpone con los períodos de actividad solar alta y baja, y se señalan también los años en que se produjeron las tres erupciones volcánicas de mayor magnitud del período considerado. Asimismo, la representación de la variabilidad de alta frecuencia contiene información de los eventos El Niño y La Niña registrados en el período.

Se observa que el MEM resultante de las simulaciones Init logra representar de una manera razonable la actividad del modo SVD1 observado, con una correlación de 0,61 que es

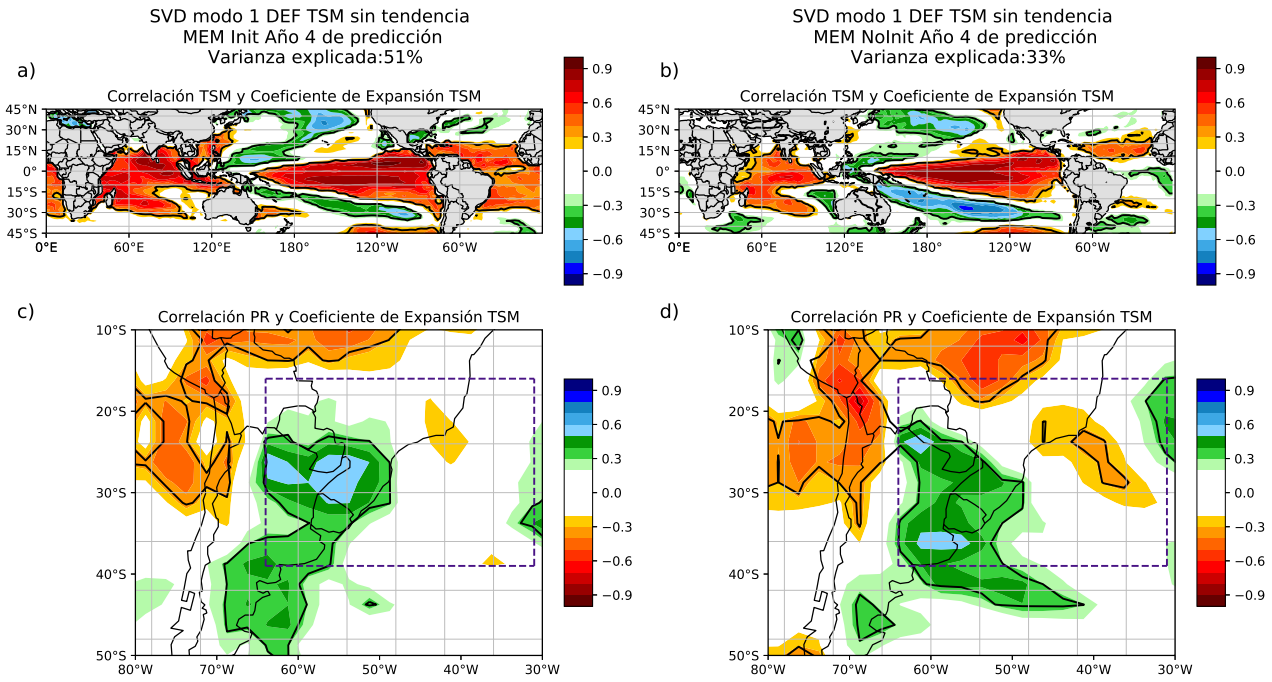


Figura 5.4: Ídem que Figura 5.2 para el año 4 de predicción.

significativa (Fig. 5.5a). Si bien el MEM resultante de las simulaciones NoInit también presenta una correlación significativa, esta es considerablemente menor (0,26), pudiéndose observar que para diversos años (ej. 1965, 1973) presenta un comportamiento completamente opuesto al observado. Para la variabilidad de baja frecuencia asociada a las series temporales del SVD1 de la TSM obtenidas a partir de las observaciones y de las predicciones para el año 1 (Fig. 5.5b), se puede observar que el MEM resultante de las simulaciones Init presenta una correlación significativa y alta (0,83), que se aparta principalmente del comportamiento observado a partir de la década del 90. Considerando la actividad volcánica, este comportamiento podría estar asociado con el período posterior a la erupción del Volcán Pinatubo en 1991, el cual Meehl y otros (2015) mostraron que degradó la calidad de la habilidad de las predicciones en la región del Pacífico. Eso explica que se presente también en las simulaciones NoInit, ya que ambos tipos de simulaciones cuentan con la información observada sobre la actividad volcánica. La correlación de la variabilidad de baja frecuencia entre las series temporales del SVD1 de la TSM asociadas al MEM resultante de las simulaciones NoInit y a las observaciones es más baja (0,48) que para las simulaciones Init y no es significativa. Si bien el período considerado en el análisis es corto, se observa que luego de cada una de las tres erupciones volcánicas destacadas en el período hay un apartamiento del MEM resultante de las simulaciones NoInit con respecto a las observaciones. Por otra parte, no es evidente una relación entre la variabilidad de baja frecuencia observada o modelada con los ciclos de actividad solar.

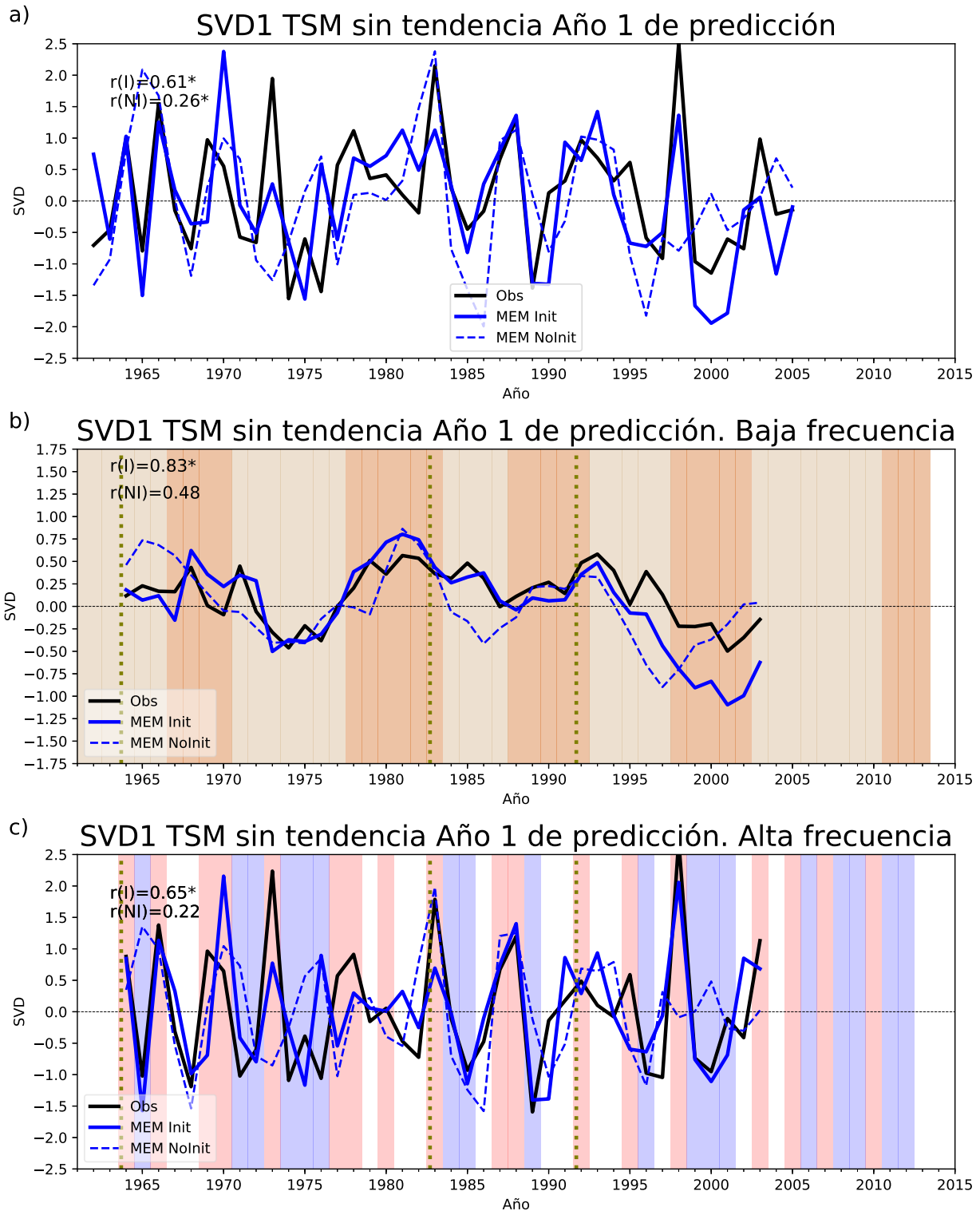


Figura 5.5: (a) Serie temporal del SVD1 de la TSM sin tendencia obtenida para las observaciones (línea negra), para el MEM resultante de las simulaciones Init (línea sólida azul) y para el resultante de las simulaciones NoInit (línea punteada azul) para el año 1 de predicción. Se indican las correlaciones entre la serie obtenida para las observaciones y las obtenidas para el MEM resultante de las simulaciones Init y el resultante de las simulaciones NoInit, donde el asterisco indica que las mismas son significativas al 95 %. (b) Ídem que (a) para la descomposición en baja frecuencia. El sombreado marrón oscuro (claro) indica períodos de actividad solar alta (baja). Las líneas punteadas verticales indican las principales erupciones volcánicas registradas en el período. (c) Ídem que (a) para la descomposición en alta frecuencia. El sombreado rojo (azul) indica eventos registrados de El Niño (La Niña).

En la variabilidad de alta frecuencia asociada a las series temporales del SVD1 de la TSM obtenidas a partir de las observaciones y de las predicciones para el año 1 (Fig. 5.5c), también se puede observar que el MEM resultante de las simulaciones Init presenta una correlación significativa y alta (0,65), que como es de esperar es considerablemente superior que para el resultante de las simulaciones NoInit, que presenta una correlación no significativa (0,22). Para el modo SVD1 obtenido a partir de las observaciones, los valores positivos más intensos se asocian mayormente con los eventos de El Niño, mientras que los valores negativos más intensos con La Niña. Por lo tanto, la correlación alta obtenida para el MEM resultante de las simulaciones Init se asociaría en gran parte con el buen desempeño de la predicción del ENOS en este plazo de predicción, que fuera reportada previamente (ej. Gonzalez y Goddard (2016)). Se puede observar que el verano posterior al año de ocurrencia de las erupciones se observa un valor positivo en la variabilidad de alta frecuencia asociada a la serie temporal del SVD1 de la TSM, que se puede relacionar con la ocurrencia de eventos El Niño (ej. Lehner y otros (2016)), que, en los tres casos, son representados con el signo correcto tanto en las simulaciones inicializadas, como no inicializadas.

Se realizó el mismo análisis comparativo para el año 2 de predicción (Fig. 5.6). Se encuentra una considerable disminución de la correlación entre las series temporales del SVD1 de la TSM obtenidas a partir del MEM resultante de las simulaciones Init y de las observaciones (0,31) con respecto a la obtenida para el año 1 de predicción, aunque todavía es significativa. El modo SVD1 obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones NoInit presenta una correlación menor (0,26), aunque también es significativa. Este resultado resalta que, si bien la inicialización contribuye a una mejor representación de la actividad del modo SVD1 obtenido a partir de las observaciones, existen correlaciones significativas para el MEM resultante de las simulaciones NoInit en los primeros dos años de predicción. Estos resultados sugieren entonces que el conocimiento de las variaciones de los forzantes naturales externos aporta a la predictibilidad de la actividad del modo SVD1. Se puede ver también que en la baja frecuencia la inicialización contribuye a una mejor representación de la variabilidad temporal que es positiva (0,57) y significativa, en comparación con el MEM resultante de las simulaciones NoInit, donde la correlación es 0,41 y no es significativa. Sin embargo, hay una reducción de la correlación del MEM resultante de las simulaciones Init con respecto al año 1 de predicción, evidenciándose en este caso también apartamientos con respecto a la variabilidad de baja frecuencia de la serie temporal del SVD1 de la TSM obtenida a partir de las observaciones en la década del 90. Con respecto a la variabilidad de alta frecuencia para el año 2 de predicción (Fig. 5.6c), la correlación con la serie temporal del SVD1 de la TSM obtenida a partir de las observaciones es similar

para las obtenidas a partir de las del MEM resultante de las simulaciones Init (0,25) y de las simulaciones NoInit (0,21).

El análisis comparativo para el año 4 de predicción se presenta en la Figura 5.7. Las correlaciones con la serie temporal del SVD1 de la TSM obtenido a partir de las observaciones se reducen a valores no significativos para las predicciones (0,22 para las simulaciones Init y 0,19 para las simulaciones NoInit). En el caso de la correspondiente baja frecuencia (Fig. 5.7b), se observa una notable reducción de la correlación para el MEM resultante de las simulaciones Init (0,24), que no es significativa y se puede asociar a la mala representación temporal de las variaciones en las décadas del 60 y 70, que difiere de lo que sucede en los años 1 y 2 de predicción. Además, se observa que la correlación para la variabilidad de alta frecuencia también es más baja que para las simulaciones NoInit y que para los años 1 y 2 de predicción, lo que refleja el hecho de que la señal provista por la inicialización en la baja frecuencia se limita al año 1 de predicción. El valor de la inicialización en las variabilidades de mayor frecuencia se restringiría en promedio al año 1 de predicción. Aunque, podría haber años en los que la calidad de la predicción se extiende a mayores plazos, teniendo en cuenta que González y Goddard (2016) mostraron que eso ocurre en la predictibilidad asociada con el ENOS.

El análisis se complementa explorando la habilidad de las simulaciones Init en predecir el tercil asociado con la actividad del modo SVD1. Para ello se definieron los terciles a partir de los valores de la serie temporal del SVD1 de la TSM obtenida a partir de las observaciones como de la obtenida para las simulaciones. La Figura 5.8 muestra en cada año del período estudiado el tercil que se obtuvo considerando las series temporales del SVD1 de la TSM obtenida para las observaciones y para el MEM resultante de las simulaciones Init para cada año de predicción. Mientras en algunos años, ya en el primer año de predicción la serie temporal del SVD1 obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones Init presenta un tercil distinto que el observado, como por ejemplo en 1962, 1976 o 1995, existen otros años como 1983, 1988, 1992, 1993 o 2001, donde la serie temporal del SVD1 obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones Init presenta el mismo tercil que el observado hasta por lo menos el tercer año de predicción, llegando hasta el año 7 de predicción para el año 1993. Para el año 1 de predicción se obtiene que en 59,1 % de los años coincide el tercil observado con aquel obtenido del MEM resultante de las simulaciones Init. Para años de predicción mayores se reduce la cantidad de coincidencias siendo 38,6 %, 43,2 %, 36,3 % para los años 2, 3 y 4 de predicción respectivamente.

Dado que el objetivo de este análisis es evaluar la posibilidad de obtener información sobre la evolución futura de la precipitación en SESA, se comparó la serie temporal del SVD1

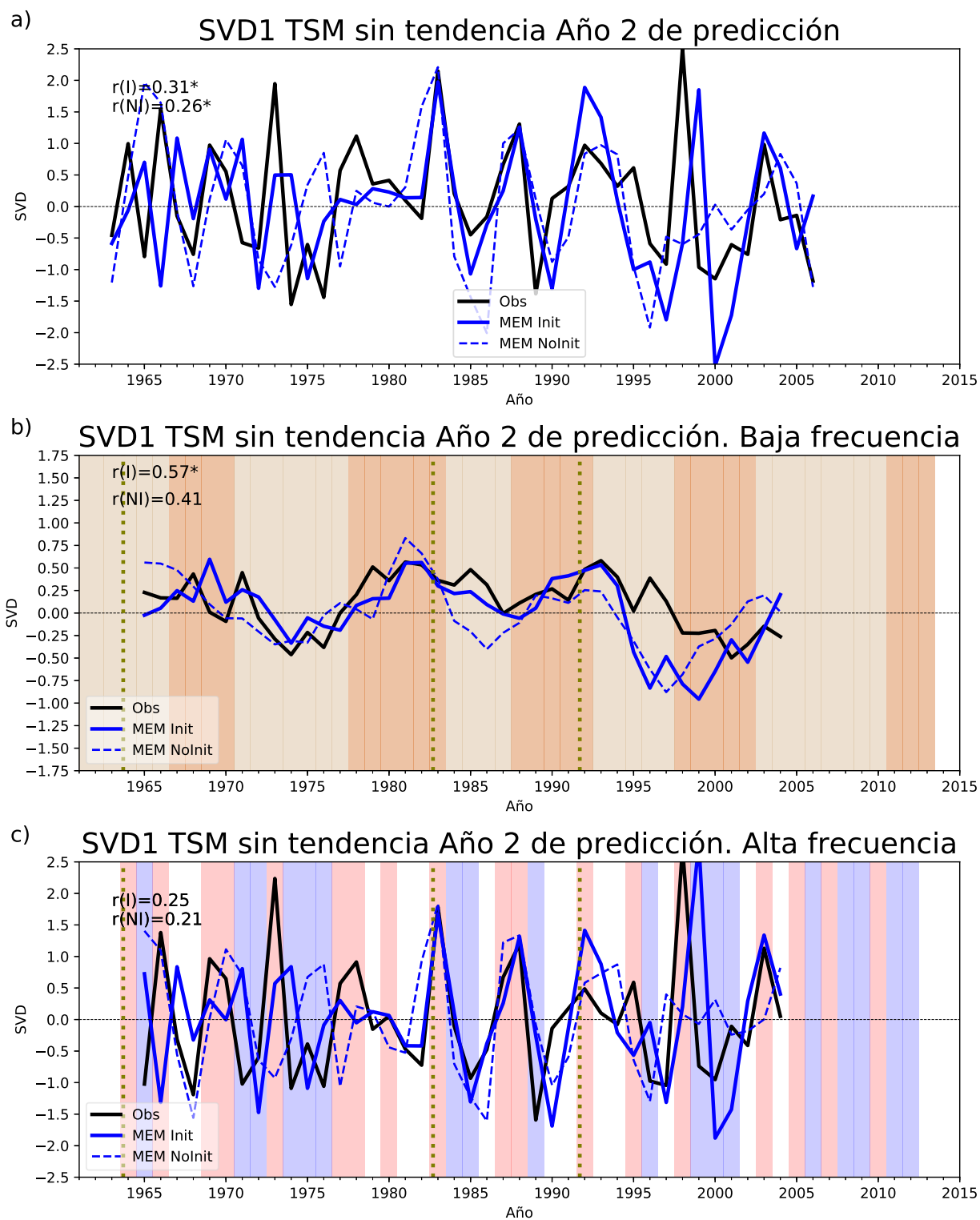


Figura 5.6: Ídem que Figura 5.5. para el año 2 de predicción.

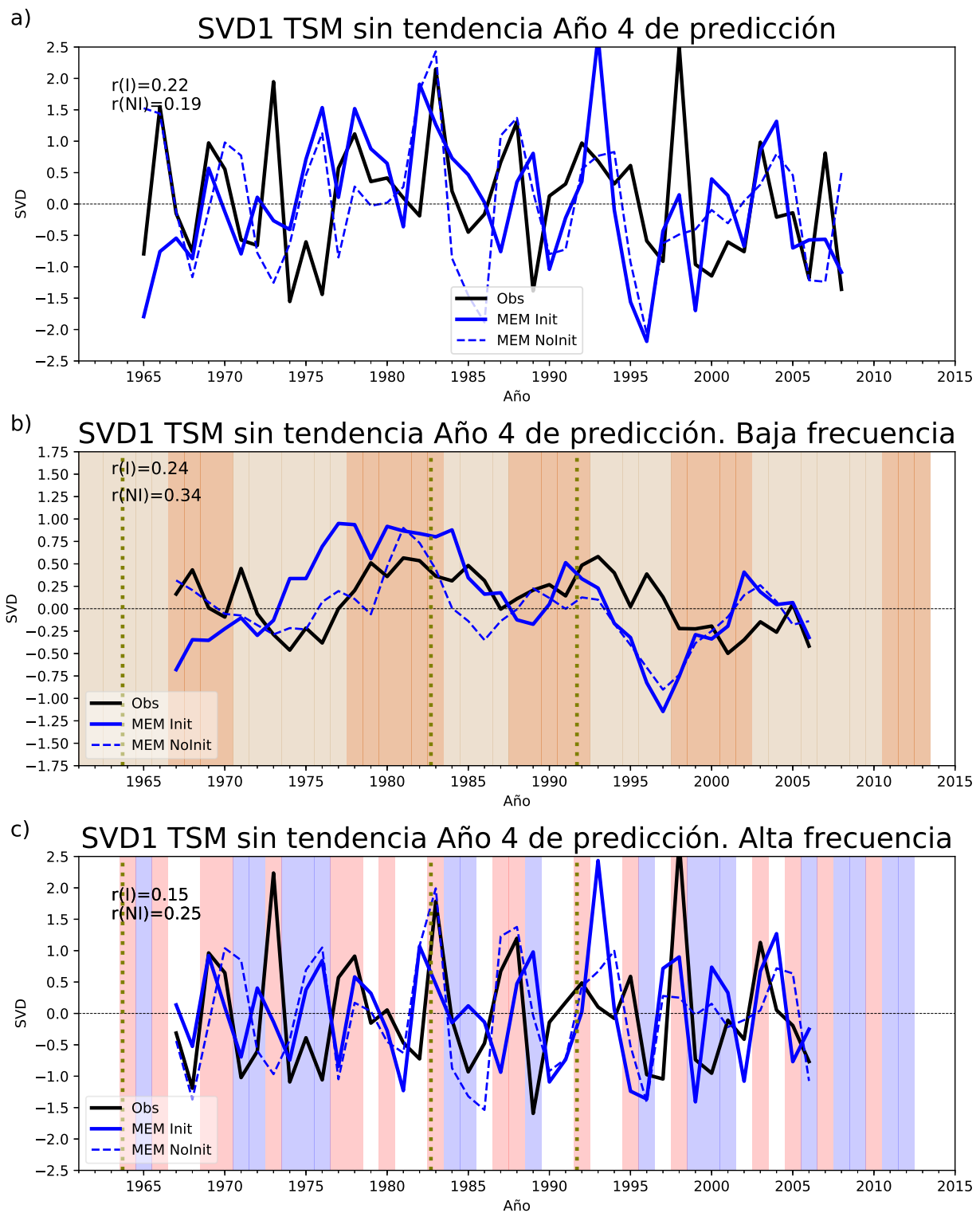


Figura 5.7: Ídem que Figura 5.5. para el año 4 de predicción.

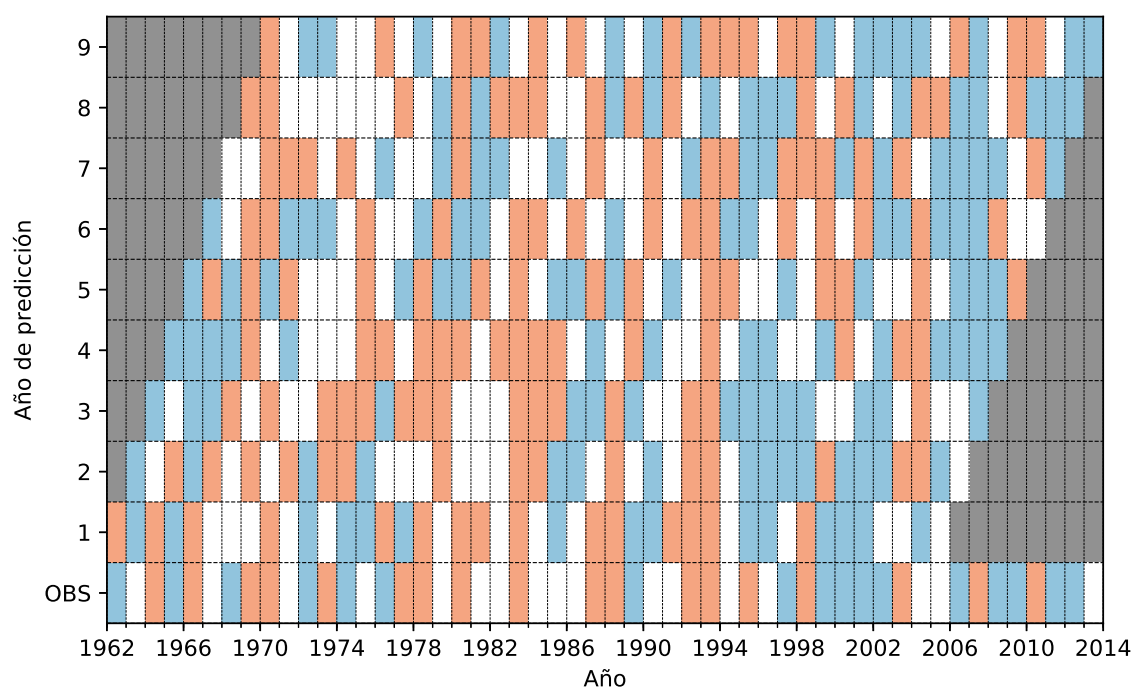


Figura 5.8: Valores de las series temporales del SVD1 de la TSM sin tendencia obtenidas a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init para todos los años de predicción, clasificados según terciles: el rojo corresponde al tercil superior, el blanco al tercil central y el celeste al tercil inferior.

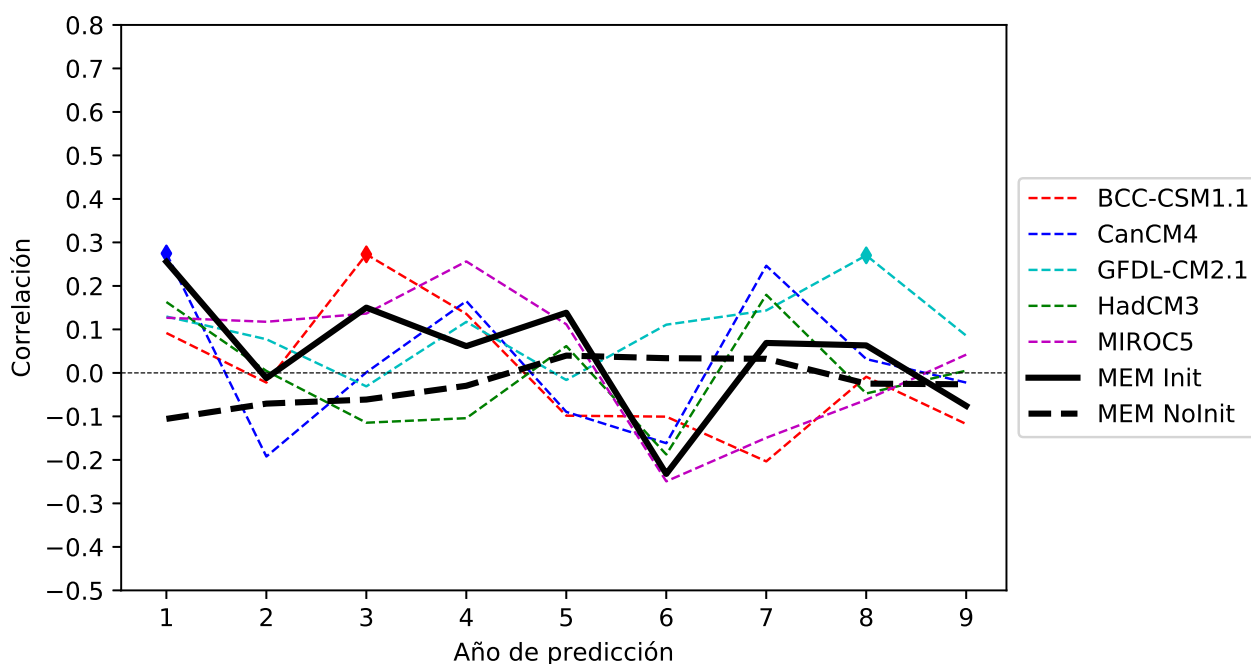


Figura 5.9: Ídem que Figura 5.1 para las series temporales del SVD1 de la precipitación sin tendencia.

de la precipitación obtenida a partir de las observaciones con la serie temporal del SVD1 de la precipitación obtenida para las predicciones decadales para cada año de predicción (Fig. 5.9). A diferencia de los resultados presentados para la serie temporal del SVD1 de la TSM, las correlaciones que se obtienen para el MEM resultante de las simulaciones Init no son significativas ni siquiera en el año 1 de predicción. Este resultado se puede relacionar con los muy bajos desempeños que se observan sobre la región para esta variable (Fig. 4.12b), incluso para los primeros años de predicción. En este caso, los desempeños de los distintos modelos abarcan un rango grande, con algunos presentando correlaciones positivas y otros, correlaciones negativas a partir del año 2 de predicción. También se observa que el MEM resultante de las simulaciones NoInit presenta correlaciones cercanas a cero o negativas, lo que sugiere que los forzantes externos más allá de la tendencia no contribuyen a una correcta representación de la variabilidad temporal del patrón anomalías de lluvia asociadas con el modo SVD1.

Se realizó además el análisis de las series temporales del SVD1 de la precipitación obtenida a partir de las observaciones con las obtenidas a partir de las simulaciones, del mismo modo que se realizó previamente para las series temporales del SVD1 de la TSM. Las series temporales del SVD1 de la precipitación obtenidas para las observaciones y para el MEM resultante de las simulaciones Init para el año 1 de predicción muestran diferencias grandes (Fig. 5.10a). Si bien existen eventos intensos particulares como 1989 o 1998, donde hay coincidencias, en general, hay diferencias importantes que hacen que la correlación sea baja (0,25) y no significativa. Para el MEM resultante de las simulaciones NoInit, las diferencias son aún

más apreciables y la correlación incluso es negativa (-0,1). La señal de baja frecuencia asociada con ambas series (Fig. 5.10b) es también considerablemente diferente entre las observaciones y el MEM resultante de las simulaciones Init y el resultante de las simulaciones NoInit, siendo las correspondientes correlaciones no significativas de 0,2 y -0,2 respectivamente. Para la serie observada, no se encuentra una relación con los períodos de mayor o menor actividad solar, ni tampoco es evidente una relación con las erupciones volcánicas. Si bien existen algunos trabajos que vinculan cambios en la actividad solar con cambios en la descarga del río Paraná (ej. Mauas y otros (2011); Compagnucci y otros (2014)), no ha sido mayormente caracterizada la influencia solar sobre la variabilidad de la lluvia en SESA. Además, el corto período de análisis considerado en esta tesis dificulta la identificación de señales de baja frecuencia robustas estadísticamente. Tanto para las series del MEM resultante de las simulaciones Init como las del resultante de las simulaciones NoInit, se observa que las series temporales del SVD1 de la precipitación presentan variaciones similares que las descritas por la serie temporal del SVD1 de la TSM (Fig. 5.2a y Fig. 5.2d, respectivamente). Sin embargo, como fue discutido en la sección 3.2.3, el acople observado de la variabilidad de las dos variables es bajo durante las décadas de los 60 y 70 (Fig. 3.12), por lo que es de esperar que, si la actividad en las predicciones para la TSM tiene una representación razonable de la observada, difiera de lo que ocurre con la precipitación, donde la variación temporal observada se aparta de ese comportamiento. Esto explicaría que las correlaciones sean considerablemente inferiores para la serie temporal del SVD1 de la precipitación que para la correspondiente serie de la TSM. Además, pone de relieve que debe explorarse con mayor profundidad la causa de ese bajo acople, para poder lograr predicciones de mayor calidad en estas escalas temporales. Para la alta frecuencia (Fig. 5.10c), se obtiene para el MEM resultante de las simulaciones Init una correlación mayor (0,32) con la serie observada que para la baja frecuencia, aunque no es significativa. Se puede ver que, si bien en general los valores mayores positivos se corresponden con eventos El Niño y los negativos con La Niña, esto no ocurre para varios años, como 1971, 1974 o 1982. También se puede observar que esta diferencia es mayor en el período que antes se destacó de acople bajo que correspondería al período en el que la precipitación en SESA es menos sensible a las condiciones del Pacífico Tropical. El comportamiento obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones NoInit es muy distinto al obtenido a partir de las observaciones y, por eso, presenta una correlación incluso negativa (-0,1).

Con tendencia

A continuación, se evalúa si se puede obtener un mejor desempeño de la actividad del

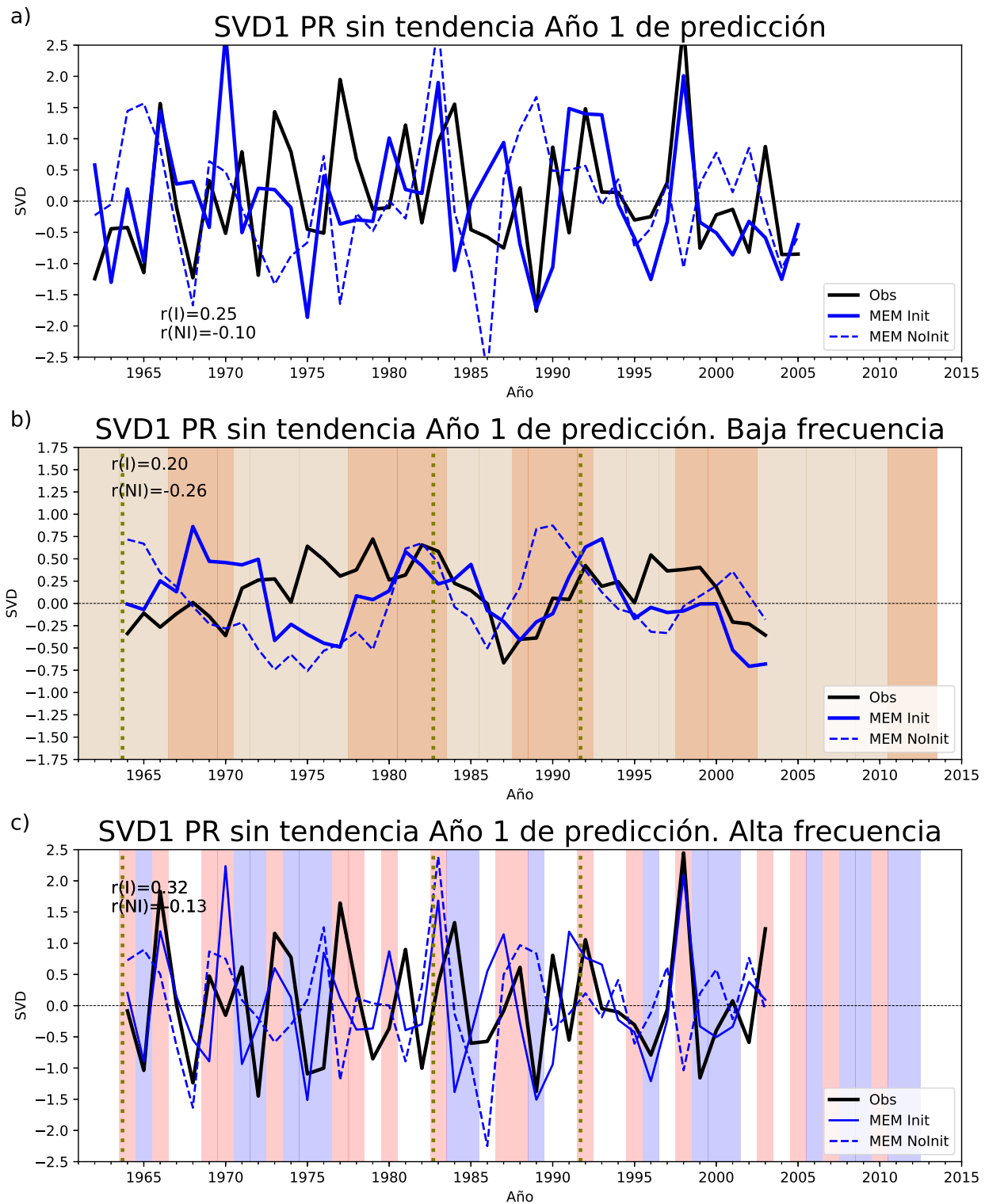


Figura 5.10: Ídem que Figura 5.5 para las series temporales del SVD1 de la precipitación sin tendencia.

modo SVD1 si se considera la tendencia de calentamiento global. Esto se justifica por el hecho de que como ya se discutió en el Capítulo 2, la precipitación regional en SESA presenta una importante tendencia asociada a factores antropogénicos y, además, el modo SVD1 tiene una parte importante de su variabilidad asociada a tendencias de largo plazo (Fig. 3.6a).

Se repitió entonces, para el caso con tendencia, el cálculo de la correlación entre las series temporales del SVD1 de la TSM obtenidas para las observaciones y para las predicciones decadales para cada año de predicción (Fig. 5.11). Para el MEM resultante de las simulaciones Init, se puede ver que las correlaciones aumentan con respecto al caso sin tendencia (Fig. 5.1), manteniéndose por encima de 0,3 para todos los plazos de predicción, confirmando el valor agregado de la tendencia para lograr un mejor desempeño, resultado de alguna manera esperable teniendo en cuenta lo presentado en el Capítulo 4. Se puede destacar que para el MEM resultante de las simulaciones Init se obtienen correlaciones significativas para los años 1, 2 y 4 de predicción, mientras que para el resultante de las simulaciones NoInit, las correlaciones son significativas hasta el año 3 de predicción. Sin embargo, la correlación del MEM resultante de las simulaciones Init, solamente es mayor que la del resultante de las simulaciones NoInit para el año 1 de predicción, mostrando que, al considerar la tendencia, el efecto de la inicialización sobre el desempeño no es apreciable a partir del año 2 de predicción. La dispersión entre los distintos modelos se reduce a medida que avanza el año de predicción, donde sería más importante el efecto de la tendencia. El modelo CanCM4 es el que presenta mejores correlaciones, superando al MEM resultante de las simulaciones Init salvo para el año 1 de predicción. El modelo GFDL-CM2.1 presenta una correlación muy baja en el año 1 de predicción, y por ese motivo, como fue señalado previamente, no se lo consideró en el MEM, ya que degrada apreciablemente el resultado de ese conjunto. Por otro lado, el modelo MIROC5 presenta un buen desempeño salvo para el año 3 de predicción, donde tiene una correlación negativa, y un efecto en disminuir la calidad del MEM frente a las simulaciones NoInit. Los años 3 y 6 de predicción son los años para los que el MEM resultante de las simulaciones NoInit supera con mayor diferencia el resultado para el MEM resultante de las simulaciones Init, y coinciden con los años para los cuales las correlaciones para el caso sin tendencia (Fig. 5.1), eran menores (negativa en ese caso). Por lo tanto, para esos años de predicción, el valor agregado de incluir la tendencia sería importante.

El modo SVD1 con tendencia que se obtiene a partir del MEM para el año 1 de predicción, tanto para las simulaciones Init como NoInit (Fig. 5.12), explica un mayor porcentaje de la covarianza (70 % y 82 % respectivamente) que el obtenido a partir de las observaciones (Fig. 3.4). Para el MEM resultante de las simulaciones Init, la distribución espacial de correlaciones

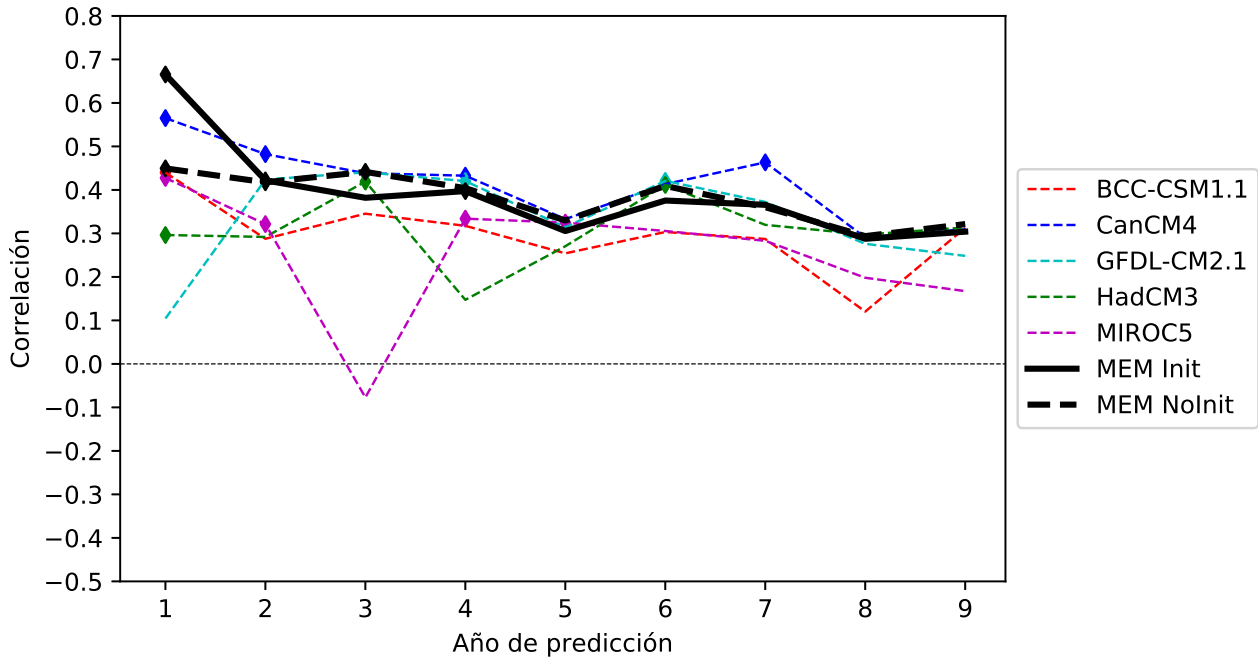


Figura 5.11: Ídem que Figura 5.1 para las series temporales del SVD1 de la TSM con tendencia.

de la serie temporal del SVD1 de la TSM con las anomalías de la TSM (Fig. 5.12a), es muy similar a la obtenida con las observaciones (Fig. 3.4c), pudiéndose destacar algunas diferencias en la magnitud de las correlaciones que son menores para las observaciones en la región tropical. También existe una mayor extensión hacia el oeste de las correlaciones positivas que se observan en la región del Pacífico Central. Por otra parte, el patrón espacial de correlaciones de la serie temporal del SVD1 de la TSM con las anomalías de precipitación (Fig. 5.12c) es similar al correspondiente para el año 1 de predicción sin tendencia (Fig. 5.2c), reflejando que el patrón de las precipitaciones no es sensible a incluir o no la tendencia en este plazo. Nuevamente, se puede destacar la aparición de un dipolo, que no aparece en el modo observado (Fig. 3.4c). El correspondiente patrón espacial de correlaciones entre la serie temporal del SVD1 de la TSM para el caso con tendencia y las anomalías de la TSM para el MEM resultante de las simulaciones NoInit se encuentra mayormente asociado con correlaciones positivas, más intensas en los trópicos, asociadas mayormente con la tendencia de largo plazo. Como es de esperar, a pesar del cambio en el período y la cantidad de modelos utilizados, este patrón espacial se asemeja al correspondiente al MEM para la simulación H del período 1902-2004 con tendencia (Fig. 3.14c). El patrón espacial de correlaciones entre la serie temporal del SVD1 de la TSM para el caso con tendencia y las anomalías de precipitación para el MEM resultante de las simulaciones NoInit presenta valores positivos en la región de SESA, de menor magnitud que para las simulaciones Init (Fig. 5.12c) o para las observaciones (Fig. 3.4c), confirmando indirectamente el valor agregado de la inicialización para este plazo de predicción.

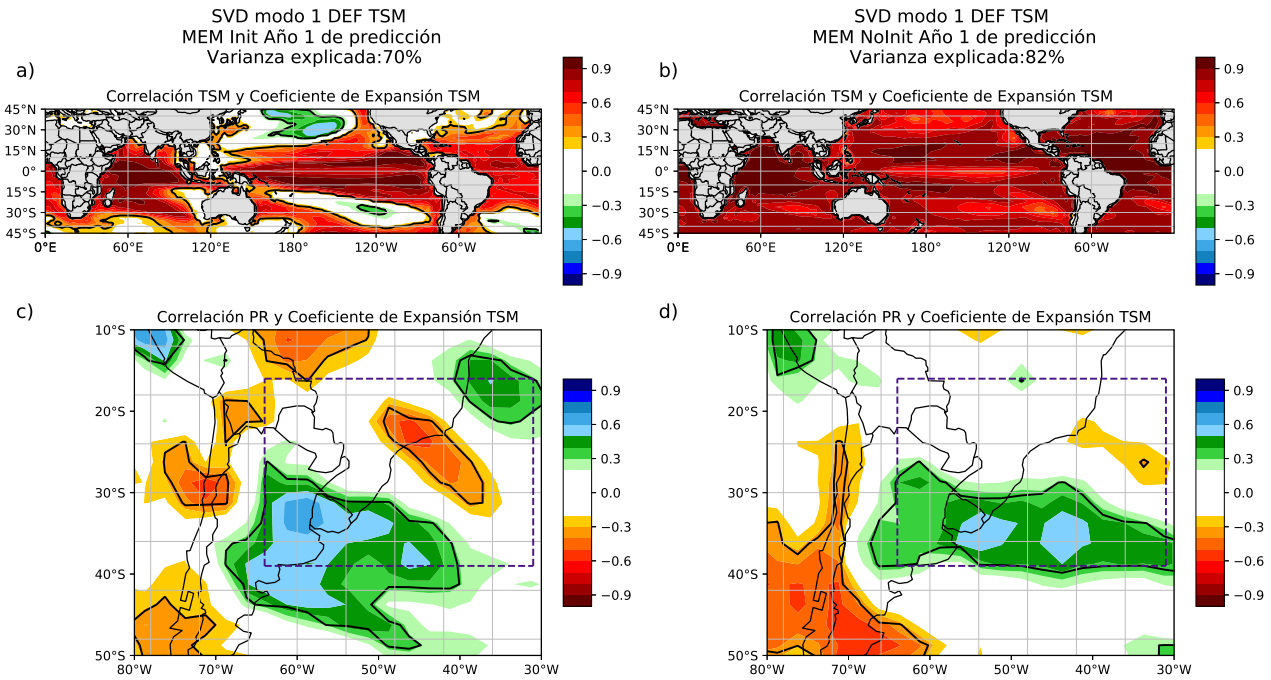


Figura 5.12: Ídem que Figura 5.2 para el modo 1 SVD con tendencia para el año 1 de predicción.

Los patrones espaciales asociados al modo SVD1 que se obtienen a partir del MEM para los años 2 (Fig. 5.13) y 4 (Fig. 5.14) de predicción considerando la tendencia, muestran que al aumentar el año de predicción las diferencias entre estos patrones de las simulaciones Init y NoInit, tanto para la TSM como para la precipitación, se reducen y aparecen dominados mayormente por la tendencia, y en ambos casos explicando gran parte de la covarianza (alrededor del 80 %). Asimismo, se destaca que los patrones que se obtienen para estos años de predicción, tanto para las correlaciones con las anomalías de la TSM como de la precipitación, se asemejan a los correspondientes a las simulaciones NoInit en el año 1 de predicción. Por lo tanto, la influencia de la inicialización sobre el modo SVD1 se restringe en promedio solamente al año 1 de predicción.

Al igual que para el caso sin tendencia, se exploró también para los años 1, 2 y 4 de predicción la actividad de los modos SVD1 obtenidos a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante tanto de las simulaciones Init como NoInit, para las series originales como para la descomposición en baja y alta frecuencia. Para el año 1 de predicción (Fig. 5.15a) se obtiene una correlación con la serie temporal del SVD1 de la TSM a partir de las observaciones de 0,66 (significativa) para el MEM resultante de las simulaciones Init y de 0,44 (significativa) para el resultante de las simulaciones NoInit. Esto confirma que se obtiene un valor agregado al inicializar el océano para reproducir la variabilidad temporal observada, aún incluyendo la tendencia. La serie temporal correspondiente al SVD1 obtenida a partir del MEM resultante

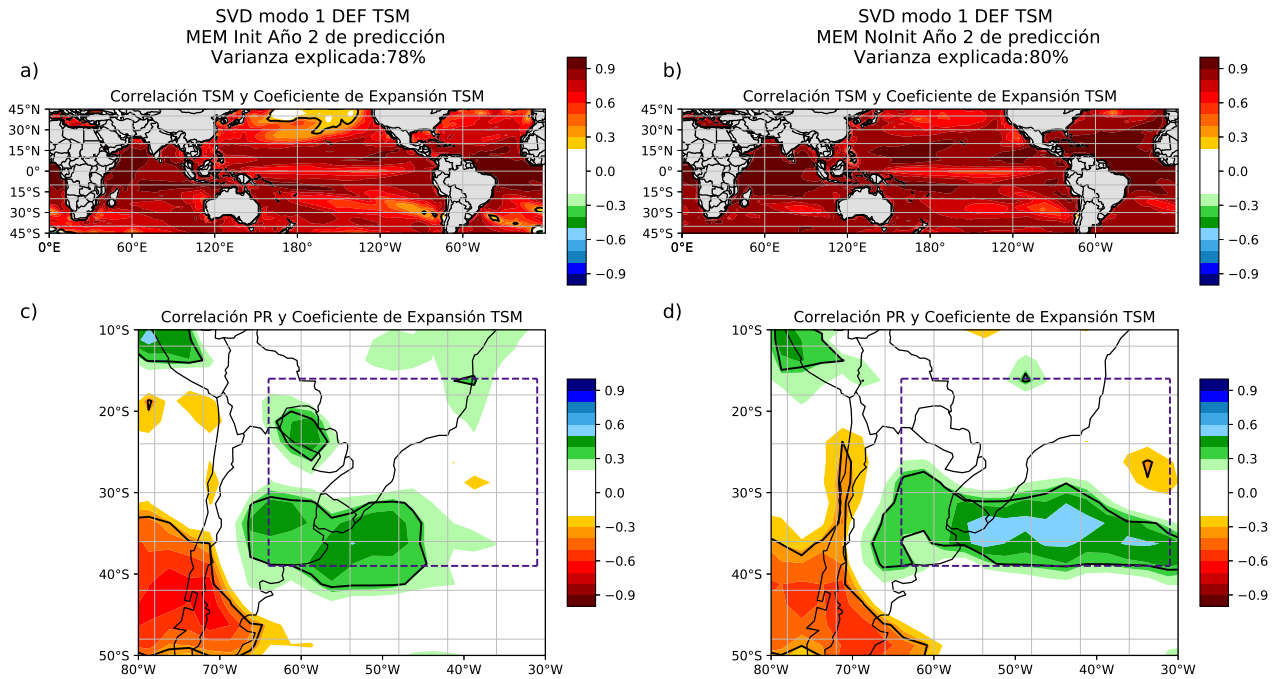


Figura 5.13: Ídem que Figura 5.2 para el modo 1 SVD con tendencia para el año 2 de predicción.

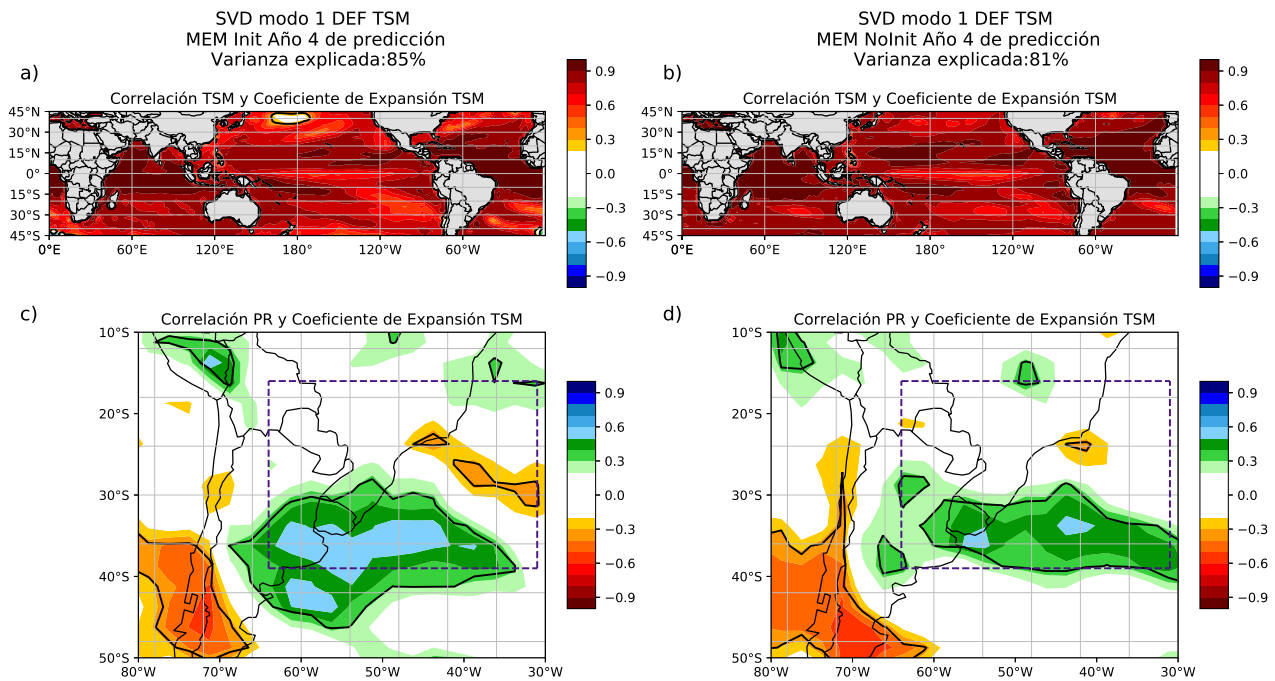


Figura 5.14: Ídem que Figura 5.2 para el modo 1 SVD con tendencia para el año 4 de predicción.

de las simulaciones Init presenta variabilidad de escalas mucho más cortas que para el resultante de las simulaciones NoInit, y por eso logra capturar la actividad año a año, presentando valores muy similares a la serie temporal del SVD1 obtenida a partir de las observaciones para algunos de los eventos más extremos como el de 1988 o 1998. También cabe destacar que la correlación entre las series temporales del SVD1 obtenidas a partir del MEM resultante de las simulaciones Init y a partir de las observaciones para el caso con tendencia supera levemente al correspondiente al caso sin tendencia. En la descomposición de la baja frecuencia (Fig. 5.15b) son evidentes tanto para la serie obtenida a partir de las observaciones, como para las asociadas al MEM resultante de las simulaciones Init y al resultante de las simulaciones NoInit la existencia de una tendencia no lineal, que es representada en ambas simulaciones. Asimismo, las series correspondientes a las simulaciones Init y NoInit exhiben correlaciones significativas de 0,92 y 0,79 respectivamente, con la serie correspondiente a las observaciones. El análisis de la baja frecuencia de la serie temporal del SVD1 de la TSM obtenida a partir de las observaciones no muestra una relación evidente con la actividad solar o con las erupciones volcánicas, y en cambio domina la fuerte influencia del calentamiento global. Esto resalta la importancia de filtrar la tendencia, como se hizo previamente, para poder dilucidar mejor otros posibles procesos actuando más allá de la tendencia. Para la serie temporal del SVD1 obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones NoInit se observa un apartamiento considerable a partir de 1995 de la serie asociada al SVD1 obtenida a partir de las observaciones, que presenta un comportamiento más estacionario. En cambio, el comportamiento de la serie temporal del SVD1 obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones Init es similar que para la obtenida a partir de las observaciones, resaltando que la inicialización fue importante en ese período. Esta última porción del registro fue extensivamente estudiada por presentar una pausa al calentamiento global observado durante las últimas décadas, que no es capturado por las simulaciones NoInit y si, en cambio, al inicializar las condiciones oceánicas (ej. Meehl y otros (2014)), lo que daría una explicación, al menos en parte, al comportamiento observado. En la alta frecuencia (Fig. 5.15c), la serie temporal del SVD1 de la TSM obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones Init captura de manera razonable las variaciones año a año observadas, presentando una correlación significativa de 0,58. En cambio, la serie temporal del SVD1 obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones NoInit presenta una correlación prácticamente nula (0,05) que no es significativa. Además, presenta una amplitud mucho menor que las series correspondientes para las observaciones y el MEM resultante de las simulaciones Init, por lo que no llega a capturar la intensidad correcta de los eventos.

Para el año 2 de predicción (Fig. 5.16a), la actividad del modo SVD1 obtenido a partir del

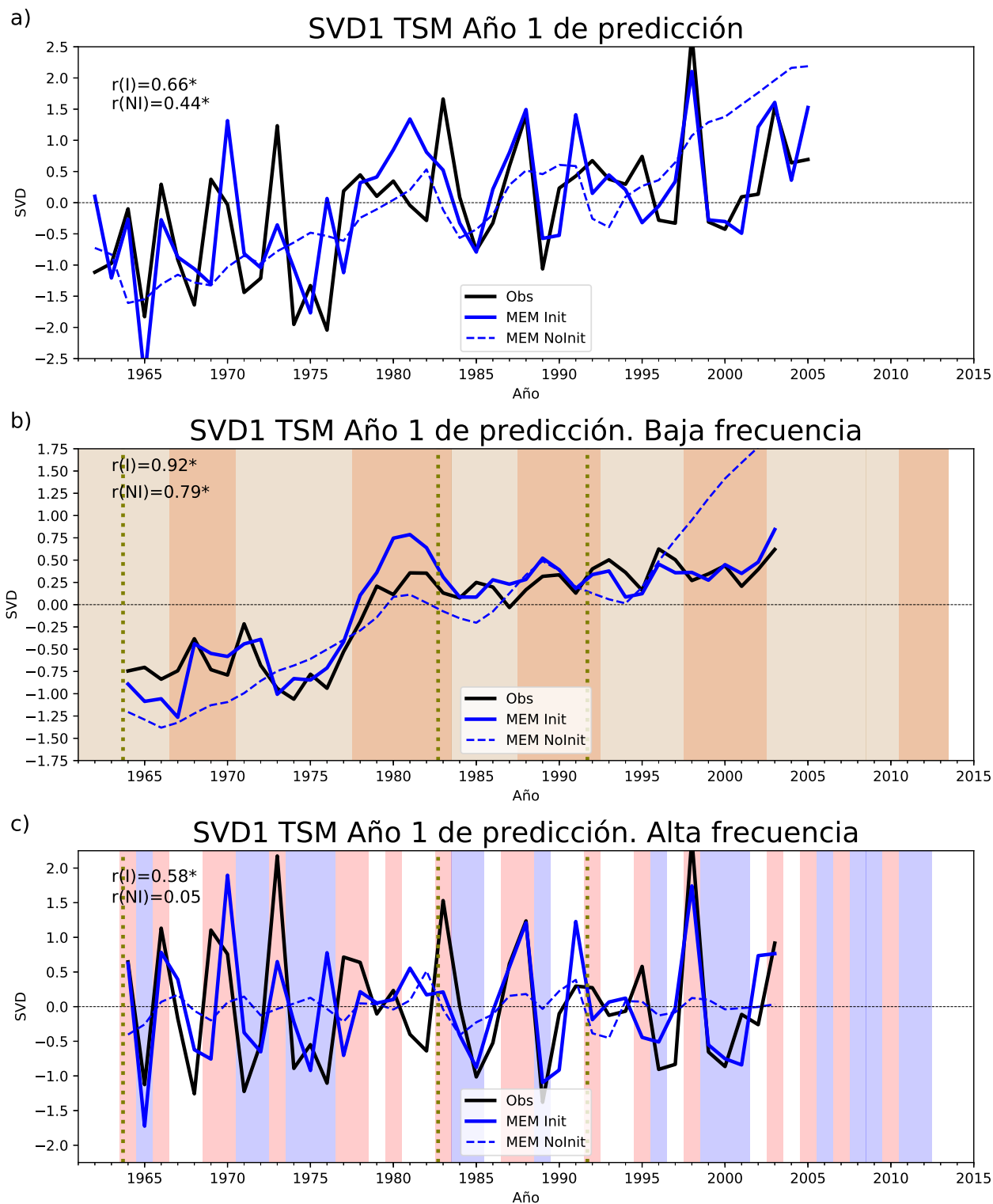


Figura 5.15: Ídem que Figura 5.5 para las series temporales del SVD1 de la TSM con tendencia para el año 1 de predicción.

MEM resultante de las simulaciones Init muestra mayores diferencias con el obtenido a partir de las observaciones, mostrando una correlación de 0,42, que es significativa. Se observa también que son muy similares las series temporales del SVD1 de la TSM obtenidas para el MEM resultante de las simulaciones Init y el resultante de las simulaciones NoInit, presentando este último una correlación similar (0,41) con la serie temporal obtenida a partir del SVD1 observado, que también es significativa, por lo que no es evidente una ganancia de la inicialización. Aunque, comparando con los resultados obtenidos para el caso sin tendencia (Fig. 5.6), se destaca un mejor desempeño del MEM resultante de las simulaciones Init para este plazo de predicción, cuando se incluye la tendencia. En la variabilidad de baja frecuencia las correlaciones de las series obtenidas a partir del MEM resultante de las simulaciones Init y del resultante de las simulaciones NoInit con la obtenida a partir de las observaciones son significativas con un valor de 0,77 y 0,78 respectivamente (Fig. 5.16b). Para las simulaciones Init, se observa en la baja frecuencia una degradación con respecto al desempeño obtenido para el año 1 de predicción (Fig. 5.15b), en especial en la primera y la última década. En la alta frecuencia, también se observa una degradación con respecto al desempeño obtenido para el año 1 de predicción, obteniéndose para el año 2 de predicción una correlación de 0,19 para el MEM resultante de las simulaciones Init, que no es significativa. Además, la amplitud se reduce, de manera que se asemeja más a la correspondiente al MEM resultante de las simulaciones NoInit.

Para el año 4 de predicción (Fig 5.17), se pueden destacar características similares que para el año 2 de predicción (Fig. 5.16), con correlaciones similares entre las series temporales del SVD1 de la TSM obtenida a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init (0,39) y del resultante de las simulaciones NoInit (0,40), aunque solo es significativa para las simulaciones Init. Asimismo, se encuentra que el desempeño de las simulaciones Init para este plazo de predicción mejora al incluir la tendencia. En la descomposición para la baja frecuencia (Fig. 5.17b), se obtiene que las correlaciones son altas para simulaciones Init (0,75) y NoInit (0,76), aunque son sólo significativas para las primeras. En cambio, para la alta frecuencia (Fig. 5.17c), las correlaciones no son significativas, e incluso negativas en el caso de las simulaciones Init (-0,1). Este hecho refleja que para los mayores años de predicción la habilidad de las predicciones en representar el modo de covariabilidad, se asocia mayormente a la representación de la tendencia asociada al calentamiento global, y ya no es detectable la contribución de la inicialización.

La Figura 5.18 muestra para cada año del período estudiado el tercil que se obtuvo para la serie temporal del SVD1 de la TSM para las observaciones y las correspondientes al MEM

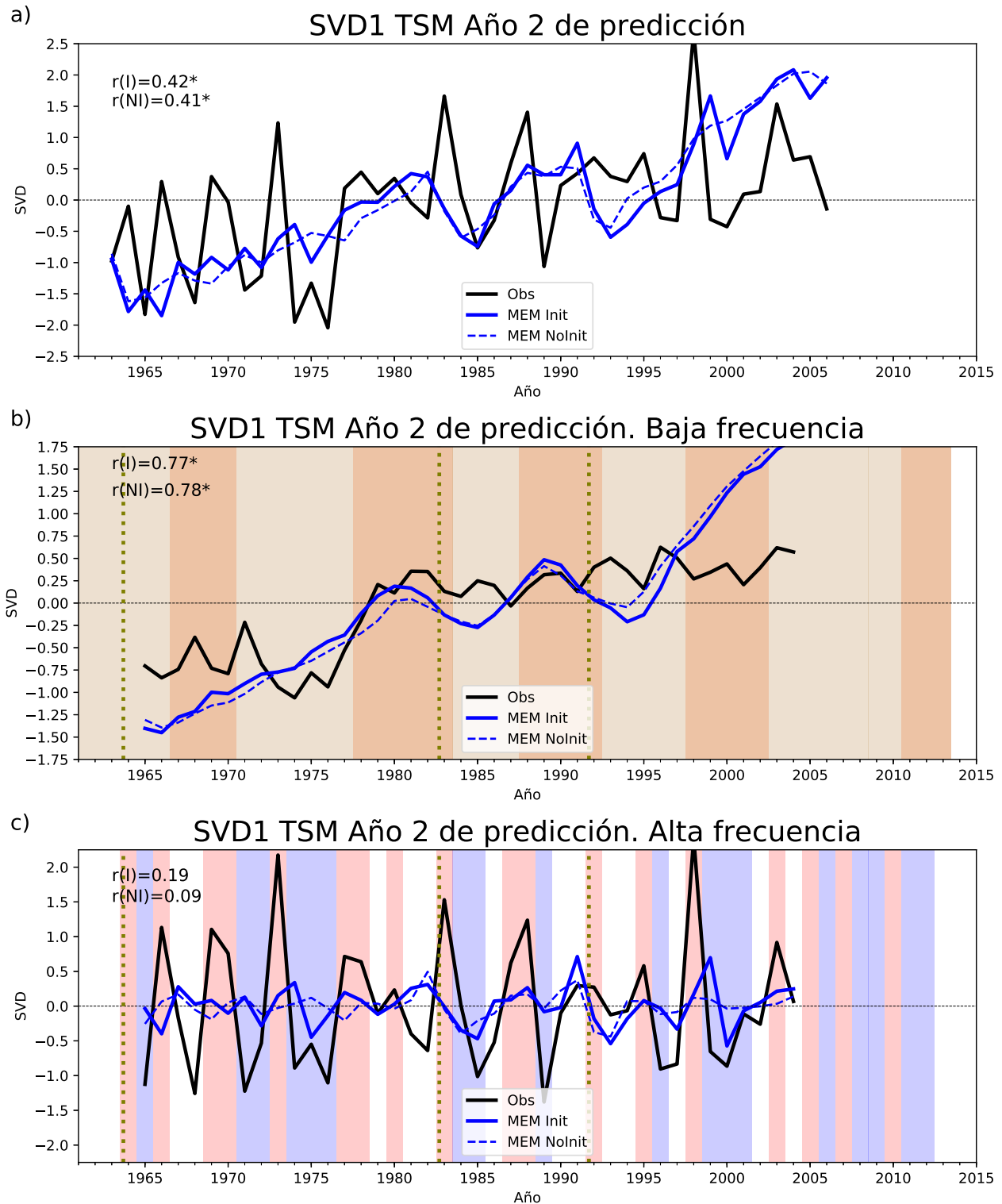


Figura 5.16: Ídem que Figura 5.5 para las series temporales del SVD1 de la TSM con tendencia para el año 2 de predicción.

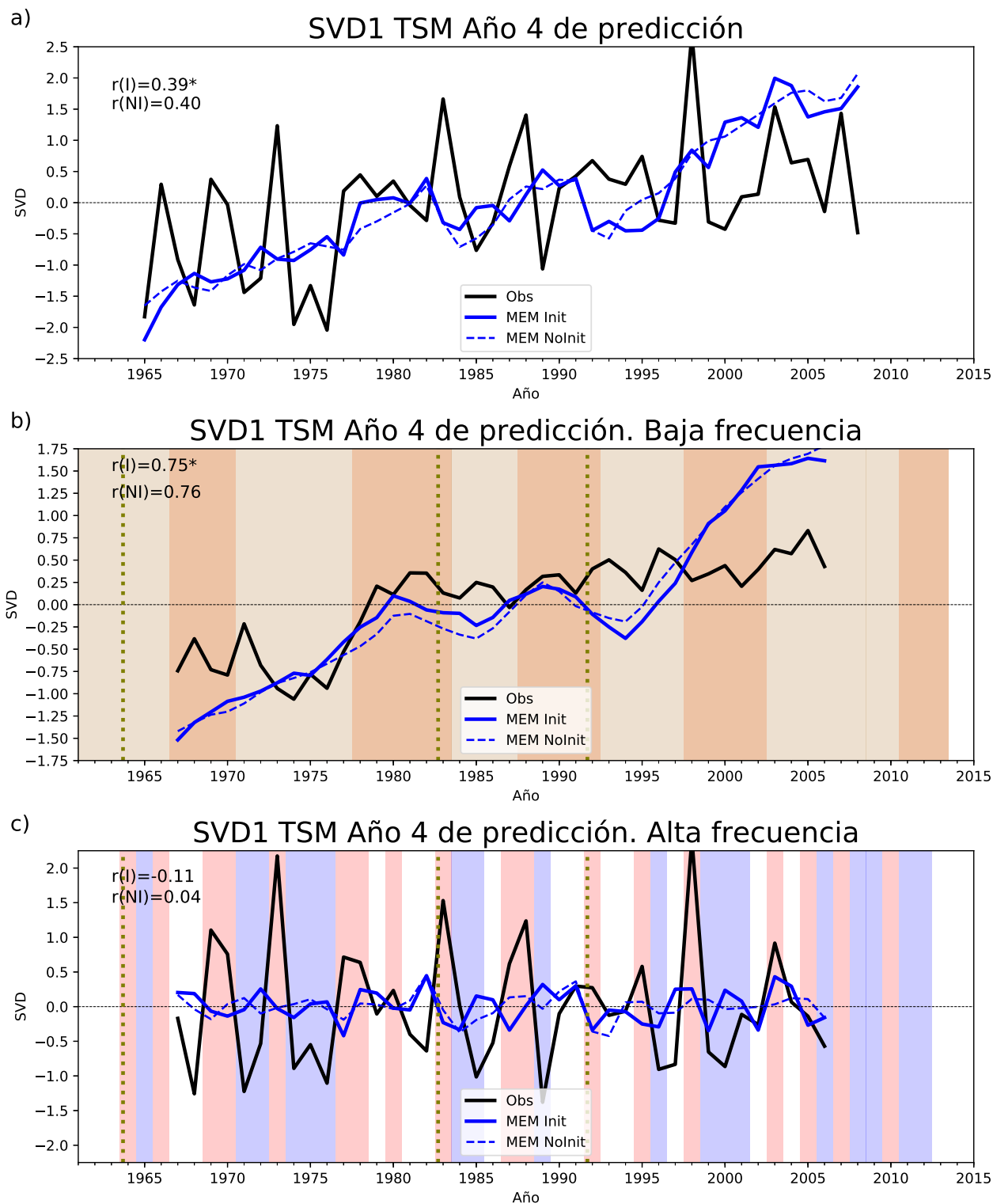


Figura 5.17: Ídem que Figura 5.5 para las series temporales del SVD1 de la TSM con tendencia para el año 4 de predicción.

resultante de las simulaciones Init para cada año de predicción. Para el MEM resultante de las simulaciones Init, en el año 1 de predicción existe 61,4 % de coincidencias con el tercil de la serie temporal del SVD1 obtenida a partir de las observaciones, que supera al caso análogo sin tendencia, confirmando el valor agregado tanto de la tendencia combinado con el de la inicialización. Para el año 2 de predicción hay 43,1 % de coincidencias entre el tercil de la serie temporal del SVD1 obtenida a partir de las observaciones y la obtenida para el MEM resultante de las simulaciones Init. Es evidente que parte de esas coincidencias se deben a que la serie temporal del SVD1 obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones Init presenta valores en el tercil más bajo en los primeros años y en el tercil más alto en los últimos años, debido a la tendencia descrita previamente (Fig. 5.16). Porcentajes similares se mantienen para los años de predicción posteriores, siendo 45,4 % para el año 3 de predicción y 43,1 % para el año 4 de predicción. Estos valores están por encima de la climatología (33,3 %). Por lo tanto, a partir de la representación de la tendencia, existe una mayor posibilidad que la provista por la climatología de que la serie temporal del SVD1 obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones Init presente un valor en el mismo tercil que de la serie temporal del SVD1 obtenida a partir de las observaciones. También, estos porcentajes de coincidencias superan a los que se obtuvieron a partir del mismo análisis para el caso sin tendencia (Fig. 5.8). Si bien existen algunos años particulares para los cuales la serie temporal del SVD1 para el MEM resultante de las simulaciones Init acierta el tercil de la serie temporal del SVD1 obtenida para las observaciones para todos los años de predicción (ej. 1971, 1996 ,2003), eso se relaciona a la información provista por la tendencia y no a la inicialización, que como ya fue discutido previamente no da información más allá del año 2 de predicción.

Se evaluó también si las predicciones decadales eran capaces de representar la serie temporal del SVD1 de la precipitación a partir de las observaciones incluyendo la tendencia (Fig. 5.19). El resultado que se obtiene es similar que para el caso sin tendencia (Fig. 5.9), lo que refleja el hecho de que este índice no es tan sensible a la tendencia como en el caso de la TSM. Para los primeros 6 años de predicción, en el único año de predicción que la correlación con la serie del MEM resultante de las simulaciones Init supera a la del resultante de las simulaciones NoInit es el año 1 de predicción, es decir, cuando el efecto de la inicialización es más evidente. Sin embargo, también se obtiene una correlación significativa para el año 7 de predicción. El desempeño individual de cada uno de los modelos también es bajo, alternando valores positivos y negativos, según el plazo de predicción.

La Figura 5.20 muestra la actividad del modo SVD1 de la precipitación obtenido a partir

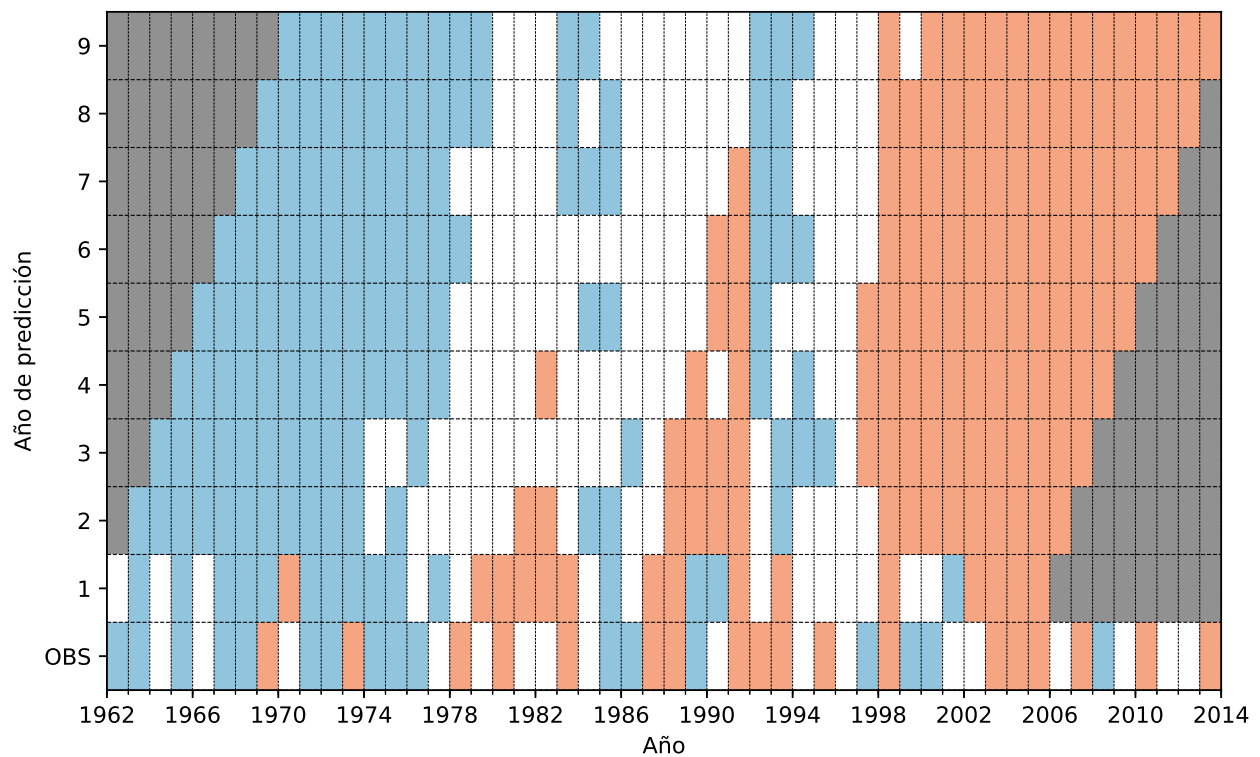


Figura 5.18: Ídem que Figura 5.8 para las series temporales del SVD1 de la TSM con tendencia.

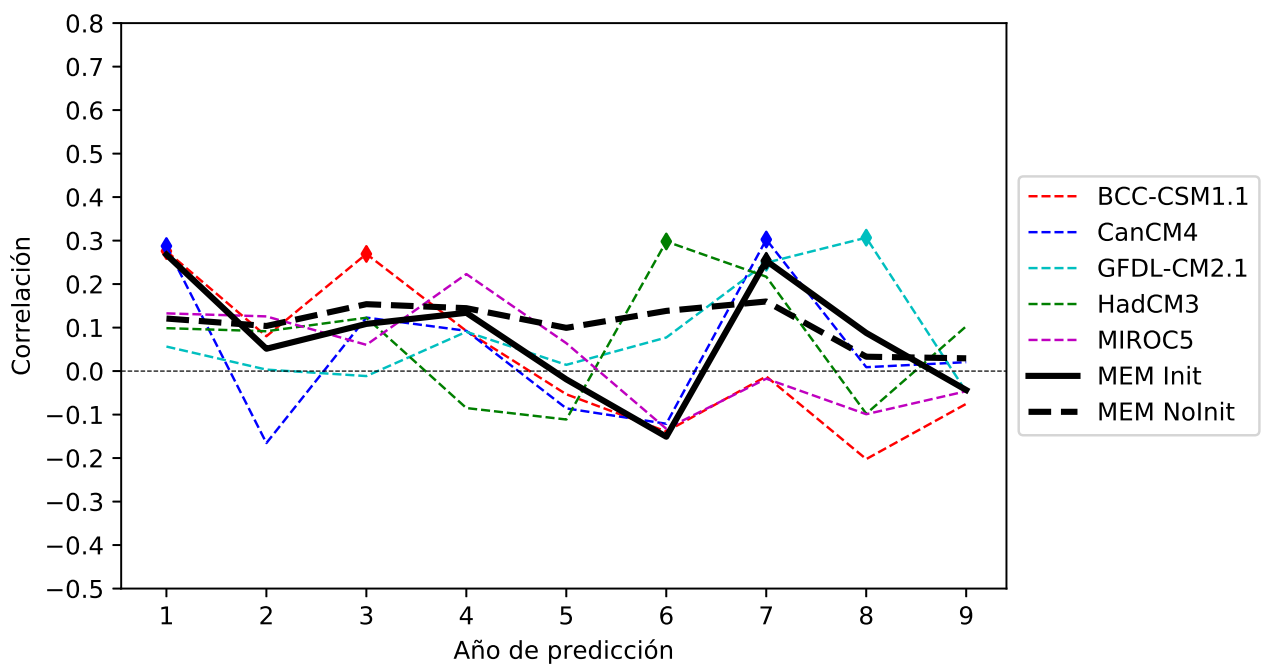


Figura 5.19: Ídem que Figura 5.1 para las series temporales del SVD1 de la precipitación con tendencia.

de las observaciones, así como para el modo SVD1 correspondiente al MEM resultante de las simulaciones Init y al resultante de las simulaciones NoInit, para el caso con tendencia para el año 1 de predicción, tanto para las series originales como para la descomposición en baja y alta frecuencia. La correlación entre las series temporales del SVD1 de la precipitación obtenidas a partir de las observaciones y del MEM resultante de las simulaciones Init es 0,26, similar que para el caso sin tendencia (0,25). Sin embargo, no es significativa y, salvo algunas excepciones, no logra representar los principales eventos (Fig. 5.20a). Por otra parte, la correlación entre las series temporales del SVD1 de la precipitación obtenida para las observaciones y para el MEM resultante de las simulaciones NoInit es 0,12, que es superior al caso sin tendencia (-0,1), reflejando que la tendencia contribuye a un mejor desempeño, aunque también es no significativa. Para la baja frecuencia (Fig. 5.20b), la correlación entre las series temporales del SVD1 de la precipitación obtenidas a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init es significativa con un valor de 0,41, mientras que la correlación para el MEM resultante de las simulaciones NoInit es 0,32, aunque no es significativa. Estos resultados mejoran los obtenidos para el caso sin tendencia (Fig. 5.10a), por lo que la tendencia, combinada con la inicialización, aporta a una mejor representación de la baja frecuencia de este índice. De todos modos, es mucho menor esa correlación que para el caso del modo SVD1 de la TSM (Fig. 5.15b), dado que no es tan dominante la tendencia en el caso de la precipitación. Nuevamente, se puede destacar que para las primeras décadas se observa desacuerdo entre la actividad del SVD1 de la precipitación obtenido a partir de las observaciones con la obtenida para el MEM resultante de las simulaciones Init, que explica la menor correlación con respecto a las series temporales del SVD1 de la TSM, y se puede relacionar con el acople más bajo de esas décadas (Fig. 3.12). Las simulaciones NoInit presentan una representación más pobre de la baja frecuencia, pudiéndose destacar una tendencia positiva para los últimos años que no aparece ni en la serie temporal del SVD1 de la precipitación obtenida a partir de las observaciones, ni para la obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones Init, lo que refleja la importancia de la inicialización para representar mejor lo sucedido en esos años. Para la alta frecuencia (Fig. 5.20c), la correlación entre la serie temporal del SVD1 de la precipitación obtenida a partir de las observaciones y la obtenida del MEM resultante de las simulaciones Init es 0,35, mientras que para el resultante de las simulaciones NoInit es 0,06, siendo ambas no significativas. De todos modos, se puede destacar que en las simulaciones Init varios de los períodos donde la serie temporal del SVD1 para las observaciones es más intensa, son bien representados por la serie temporal del SVD1 obtenida a partir del MEM resultante de las simulaciones Init (ej. 1965, 1966, 1973, 1989, 1998), mientras que para el resultante de las simulaciones NoInit, esa serie muestra una amplitud menor y una variabilidad interanual que no se corresponde prácticamente

en ningún año con la observada. Los resultados para la alta frecuencia son similares entonces que al caso sin tendencia (Fig. 5.10c).

Análisis de eventos El Niño Intensos

Los eventos El Niño presentan una gran relevancia para la precipitación de SESA, siendo caracterizados por anomalías de precipitación positivas sobre la región durante el verano (ej. Silvestri (2004)). Debido a la importancia de la variabilidad oceánica en el Pacífico Tropical, es decir la región de influencia de El Niño, en el patrón de covariabilidad caracterizado en esta tesis, se exploró la relación entre los seis eventos más intensos (definidos a partir del índice MEI) con la anomalía de precipitación observada en la región de SESA_SVD, y con los valores de la serie temporal del SVD1 de la TSM y de la precipitación obtenidas para las observaciones, considerando las series sin tendencia y con tendencia (Tabla 5.1). Para los seis años considerados (1966, 1973, 1983, 1987, 1992 y 1998, donde el año corresponde a los meses de enero y febrero del evento), tanto el valor del ONI y del MEI son altos, superiores a 1, confirmando que estos eventos son intensos para ambos índices. Dentro de estos eventos intensos, se observa que existen dos eventos de una gran magnitud (mayor a 2), que ocurrieron en 1983 y 1998, mientras que los eventos de 1966 y 1987 fueron los más débiles con valores del ONI y del MEI de 1,2. La precipitación registrada en DEF durante estos eventos en la región de SESA_SVD se ubica en cuatro de los seis casos en el tercil superior, tanto para el caso con tendencia, como sin tendencia. Una de las excepciones es el año 1983, que a pesar de ser uno de los más intensos, presenta una anomalía positiva, que se ubica en el tercil central tanto con tendencia como sin tendencia. La otra excepción es la de 1987, que fue un evento menos intenso, y presenta una anomalía negativa, que se ubica en el tercil central si no se considera la tendencia, y en el inferior cuando se considera la tendencia. La mayor anomalía de precipitación se registra para el evento de 1998, que fue uno de los más intensos. El hecho de que no todos los eventos de El Niño estén relacionados con anomalías de precipitación positivas en el tercil superior refleja que la respuesta regional a estos eventos no es lineal y que también puede diferir de un evento a otro el área de influencia del evento durante la estación estudiada. De manera consistente con lo discutido previamente al analizar la variabilidad de alta frecuencia de las series, la serie temporal del SVD1 de la TSM presenta valores positivos en el tercil superior para todos los eventos en el caso sin tendencia y para todos excepto el de 1966 en el caso con tendencia, donde se ubica en el tercil central. Por otra parte, la serie temporal del SVD1 de la precipitación presenta valores positivos en el tercil superior tanto en el caso con tendencia como sin tendencia para todos los casos, excepto el de 1987, donde presenta un valor negativo, que se

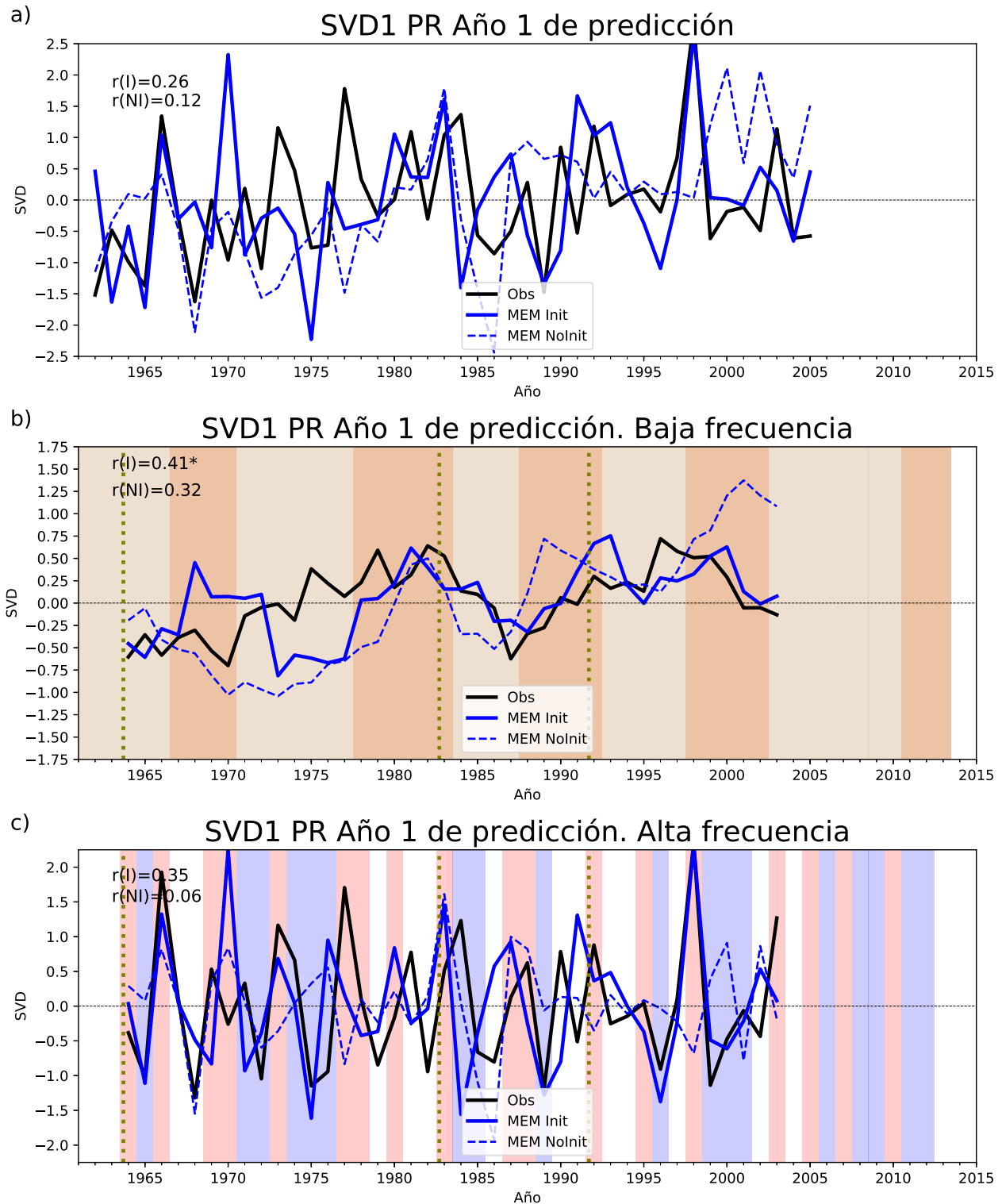


Figura 5.20: Ídem que Figura 5.5 para las series temporales del SVD1 de la precipitación con tendencia para el año 1 de predicción.

	ONI	MEI	Sin Tendencia			Con Tendencia		
			Anom pr-SESA	SVD TSM	SVD PR	Anom pr-SESA	SVD TSM	SVD PR
1966	1,2	1,2	164,1	1,5	1,6	151,7	0,3	1,3
1973	1,8	1,6	107,6	1,9	1,4	99,9	1,2	1,2
1983	2,3	2,8	48,6	2,1	1,0	49,1	1,7	1,0
1987	1,2	1,2	-40,1	0,7	-0,8	-36,3	0,6	-0,5
1992	1,8	1,8	76,0	1,0	1,5	75,1	0,7	1,2
1998	2,3	2,6	252,0	2,5	2,8	265,0	2,7	2,9

Tabla 5.1: Eventos El Niño más intensos del período estudiado. Se indica en cada caso los valores de los índices ONI y MEI, anomalía de precipitación promedio en la región de SESA, SVD, valor del SVD1 de la TSM y valor del SVD1 de la precipitación sin tendencia y con tendencia. El color rojo indica valores ubicados en el tercil superior de la variable, el blanco indica valores ubicados en el tercil central y el celeste en el tercil inferior.

ubica en el tercil inferior en el caso sin tendencia y en el tercil central en el caso con tendencia. Este resultado se puede relacionar con que la anomalía de precipitación para ese evento es negativa, por lo que se refleja de esa forma en la actividad del modo SVD1 correspondiente a esa variable. Este hecho evidencia también que la actividad del modo SVD1 de la TSM no explica completamente la variabilidad asociada con la precipitación en SESA, como muestra la Figura 3.2.

En cinco de los seis casos, el valor del SVD1 de la TSM es un buen indicador de las posibilidades de tener anomalías regionales de precipitación superiores a lo normal en la región de SESA (Tabla 5.1). Por lo tanto, a continuación, se exploran los valores del SVD1 de la TSM obtenidos a partir del MEM resultante de las simulaciones Init para los cuatro años de predicción (1, 2, 4 y 7) que fueron identificados como los que tenían un mejor desempeño (Fig. 5.1). La Tabla 5.2 presenta para cada uno de los seis eventos, el valor del SVD1 de la TSM obtenido para las observaciones con tendencia y sin tendencia, así como el valor obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init para los años 1, 2, 4 y 7 de predicción para los casos tanto con y sin tendencia. Para el año 1 de predicción el SVD1 de la TSM sin tendencia para el MEM resultante de las simulaciones Init presenta la categoría del tercil observado en cinco de los eventos, aunque hay subestimación en la magnitud. Para el caso con tendencia, en el año 1 de predicción el valor del SVD1 de la TSM para el MEM resultante de las simulaciones Init presenta la categoría del tercil observado en cuatro de los eventos. Para el año 2 de predicción, los resultados son peores que para el año 1 de predicción, ya que el valor del SVD1 de la TSM obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init presenta la categoría del tercil observado en tres de los eventos para el caso sin tendencia y en uno para el

Año	SVD TSM Obs		SVD TSM Predicción							
			Año 1		Año 2		Año 4		Año 7	
	S/T	C/T	S/T	C/T	S/T	C/T	S/T	C/T	S/T	C/T
1966	1,5	0,3	1,3	-0,3	-1,3	-1,8	-0,8	-1,7		
1973	1,9	1,2	0,3	-0,4	0,5	-0,6	-0,3	-0,9	-0,2	-1,1
1983	2,1	1,7	1,1	0,5	2,0	-0,1	1,3	-0,3	-0,2	-0,8
1987	0,7	0,6	0,8	0,8	0,2	0,2	-0,8	-0,3	1,3	0,0
1992	1,0	0,7	0,6	0,1	1,9	-0,1	0,4	-0,4	-1,4	-1,0
1998	2,5	2,7	1,4	2,1	-0,6	0,9	0,1	0,8	1,0	0,6

Tabla 5.2: Valores del SVD1 de la TSM en los eventos El Niño más intensos para las observaciones y para el MEM resultante de las simulaciones Init sin tendencia y con tendencia para los años 1, 2, 4 y 7 de predicción. El color rojo indica valores ubicados en el tercil superior de la variable, el blanco indica valores ubicados en el tercil central y el celeste en el tercil inferior.

caso con tendencia. El resultado para el caso sin tendencia es mejor que el resultado que daría la climatología (dos eventos en cada categoría), pero en el caso con tendencia es peor. Al aumentar el plazo de predicción, el resultado es aún peor, y el valor de la inicialización no es apreciable. Se puede destacar que para el evento de 1983 el valor del SVD1 de la TSM obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init presenta valores ubicados en el tercil superior para los distintos plazos de predicción al igual que el obtenido para las observaciones. Este año en particular presenta esta característica para los primeros seis años de predicción (Fig. 5.8). Cabe destacar que, si bien en el caso con tendencia se había mostrado que las correlaciones eran mayores que para el caso sin tendencia, eso se debía a la representación de la baja frecuencia (Fig. 5.15b, Fig. 5.16b), y no a una correcta representación de la variabilidad interanual. Por lo tanto, es de esperar que en este análisis no sea tan evidente la mejora de considerar la tendencia al analizar eventos particulares.

Se evaluaron también los valores del SVD1 de la precipitación obtenidos a partir de las predicciones decadales para los seis eventos El Niño. Para ello, la Tabla 5.3 muestra, para cada evento, los valores del SVD1 de la precipitación obtenidos a partir de las observaciones con tendencia y sin tendencia, así como los valores obtenidos a partir del MEM resultante de las simulaciones Init para los años 1, 2, 4 y 7 de predicción para los casos tanto sin como con tendencia. Para el año 1 de predicción, para los casos sin y con tendencia se observa que en cuatro de los seis eventos el tercil correspondiente al MEM resultante de las simulaciones Init coincide con el que se obtiene a partir de las observaciones. También, se observa que en general hay una subestimación de la magnitud, salvo en 1983, que es un año donde la anomalía de

Año	ONI	SVD pr Obs		SVD pr Predicción							
				Año 1		Año 2		Año 4		Año 7	
		S/T	C/T	S/T	C/T	S/T	C/T	S/T	C/T	S/T	C/T
1966	1,2	1,6	1,3	1,4	1,0	-0,7	-1,1	-0,2	-0,4		
1973	1,8	1,4	1,2	0,2	-0,1	0,7	0,4	0,6	-0,2	0,0	-0,5
1983	2,3	1,0	1,0	1,9	1,6	1,9	0,9	1,7	1,5	-0,1	-0,1
1987	1,2	-0,8	-0,5	0,9	0,7	0,8	0,7	-0,5	-0,4	0,5	0,2
1992	1,8	1,5	1,2	1,4	1,0	2,6	1,5	-0,9	-0,2	-0,7	-1,1
1998	2,3	2,8	2,9	2,0	2,7	-0,7	-0,5	1,2	1,1	1,4	2,2

Tabla 5.3: Ídem que Tabla 5.2 para valores del SVD1 de la precipitación.

precipitación fue pequeña en comparación con los otros eventos y se ubicó en el tercil central. Para el año 2 de predicción, el número de eventos para los cuales coincide el signo del SVD1 obtenido para el MEM resultante de las simulaciones Init y para las observaciones se reduce a tres en el caso sin tendencia y dos para el caso con tendencia. Esta situación ya se asemeja a la situación climatológica, por lo que la predicción no aporta demasiado valor. Para el año 4 de predicción, se repiten los mismos números de eventos de coincidencia que para el año 2 de predicción, mientras que en el año 7 se registra uno en el caso sin tendencia y dos en el caso con tendencia. Se puede destacar al igual que para los valores del SVD1 de la TSM, que en el año 1983 los valores del SVD1 de la precipitación obtenidos a partir del MEM resultante de las simulaciones Init aciertan con el tercil donde se ubica el valor observado, para los años 1, 2 y 4 de predicción.

Como el interés de este capítulo es obtener información climática regional sobre la precipitación de SESA, se compara a continuación la anomalía de precipitación estacional observada promedio en SESA_SVD, con la que se obtiene a partir de la serie temporal del SVD1 de la TSM a partir de una regresión lineal. Para ello, primero se calcularon las regresiones entre las anomalías de precipitación observadas en SESA_SVD con las series temporales del SVD1 de la TSM obtenidas a partir de las observaciones sin y con tendencia. Luego, se calcularon, a partir de dicho coeficiente, las anomalías de precipitación para SESA_SVD para cada evento a partir del valor de la serie temporal del SVD1 de la TSM para las observaciones y para el MEM resultante de las simulaciones Init para los plazos de predicción que fueron discutidos anteriormente. Este análisis permite entonces obtener la porción de anomalía de precipitación directamente asociada con la influencia de los océanos sobre SESA. Los resultados obtenidos a partir de esta metodología para los seis eventos El Niño más intensos se muestran en la Tabla 5.4. Se puede destacar en primer lugar que las anomalías obtenidas a partir de la regresión con

los valores del SVD1 obtenidos a partir de las observaciones en el caso sin tendencia poseen un gran acuerdo en forma cualitativa con las anomalías observadas, coincidiendo el tercil en todos los eventos, aunque la magnitud es subestimada en casi todos los casos. Esto último indicaría que otros procesos actúan en general durante años El Niño de manera simultánea y que no están descriptos por el SVD1 de la TSM (ya sea porque corresponden a la influencia de otros modos SVDs o bien de otras fuentes, como ser aquellas asociadas con la estratosfera, o las condiciones del hielo antártico, etc.). En 1983, como ya fue discutido previamente, hay una sobrestimación que se relaciona con que la magnitud del SVD1 de la TSM obtenido a partir de las observaciones es uno de los más altos, pero no la respectiva anomalía de precipitación (Tabla 5.1). Por otro lado, en el caso de 1987, se obtiene un signo incorrecto de la anomalía, que como fue discutido, se relaciona con que no en todos los casos el signo positivo en la serie temporal del SVD1 de la TSM se relacionan con anomalías positivas de precipitación. Al calcular la anomalía de precipitación a partir de los valores del SVD1 de la TSM obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init sin tendencia para el año 1 de predicción se obtiene que en cuatro de los eventos se obtienen valores de anomalías de precipitación del mismo tercil que los observados. Se puede observar que, al hacer esta consideración, se obtiene la suma de dos incertezas, por un lado, las diferencias que existen entre los valores del SVD1 de la TSM para el MEM resultante de las simulaciones Init y para las observaciones, y por otro, que la anomalía de precipitación no responde de manera lineal al valor del SVD1 de la TSM. De todas formas, este resultado indicaría que para cuatro de los seis eventos se obtienen anomalías de precipitación en el mismo tercil que las observaciones. Cabe destacar que existe una subestimación de las anomalías observadas, que se relaciona con que, en general, se subestima el valor del SVD1 obtenido a partir de las observaciones en el MEM resultante de las simulaciones Init (Tabla 5.2), y que además la regresión con el SVD1 para las observaciones también subestima las anomalías de precipitación observadas. Para el año 2 de predicción, también se puede destacar que en cuatro de los seis eventos se obtienen anomalías de precipitación en el mismo tercil que las observaciones. Sin embargo, en el caso de 1987 se obtiene un signo incorrecto de la anomalía. Para el año 4 de predicción se obtienen solamente dos eventos para los cuales coinciden los terciles en los que se ubican las anomalías observadas y las obtenidas para el MEM resultante de las simulaciones Init, lo que ya sería un resultado que no mejora la climatología. Lo mismo se puede decir para el año 7 de predicción donde solo hay un evento en el que coincide el tercil observado en las anomalías de precipitación con el obtenido a partir de la regresión con el SVD1 obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init.

Al considerar las series con tendencia, las anomalías de precipitación en SESA.SVD obte-

Año	Anom pr SESA											
	Sin Tendencia						Con Tendencia					
	Observada	Regresión SVD TSM					Observada	Regresión SVD TSM				
		Obs	Año 1	Año 2	Año 4	Año 7		Obs	Año 1	Año 2	Año 4	Año 7
1966	164,1	76,6	62,1	-62,3	-37,5		151,7	13,7	-12,7	-85,6	-77,5	
1973	107,6	96,4	13,4	24,7	-13,2	-11,7	99,9	57,1	-16,5	-28,7	-41,9	-51,1
1983	48,6	106,4	55,8	97,8	62,6	-7,8	49,1	77,0	24,2	-6,4	-14,9	-38,4
1987	-40,1	33,0	40,0	12,3	-37,6	66,6	-36,3	27,2	37,2	7,0	-13,5	-0,3
1992	76,0	48,1	32,0	93,5	17,8	-71,5	75,1	31,2	6,9	-6,6	-20,6	-44,9
1998	252,0	124,0	67,5	-29,0	7,2	49,6	265,0	124,9	97,4	41,3	39,0	29,8

Tabla 5.4: Anomalía de precipitación promedio en la región SESA_SVD observada y obtenida a partir de la regresión con valor del SVD1 de la TSM para las observaciones y para el MEM resultante de las simulaciones Init para los años 1, 2, 4 y 7 de predicción, sin y con tendencia. El color rojo indica valores ubicados en el tercil superior de la variable, el blanco indica valores ubicados en el tercil central y el celeste en el tercil inferior.

nidas a partir de la regresión con la serie temporal del SVD1 de la TSM para las observaciones muestran un mayor desacuerdo con las anomalías observadas que en el caso sin tendencia, obteniéndose solo dos eventos en los cuales coinciden los terciles correspondientes a las anomalías observadas (Tabla 5.4). Este hecho se puede relacionar con que como fue mostrado en el Capítulo 3, la varianza explicada de las anomalías de precipitación en SESA_SVD es mayor en el caso sin tendencia que en el caso con tendencia, por lo que es de esperar que en el cálculo de las anomalías a partir de la regresión con la serie temporal del SVD1 haya mayor acuerdo en el caso sin tendencia. De este modo, aunque el valor del SVD1 para el MEM resultante de las simulaciones Init sea similar al valor del SVD1 para las observaciones, no va a significar que exista una buena representación de las anomalías de precipitación en la región SESA_SVD. Esto se puede observar en los resultados obtenidos para las anomalías obtenidas a partir de la regresión con los valores del SVD1 para el MEM resultante de las simulaciones Init para los años 1, 2, 4 y 7 de predicción que muestran solo coincidencias en dos eventos con la anomalía observada para los años 1, 2 y 4 de predicción, mientras que de un solo evento para el año 7 de predicción. Por lo tanto, las anomalías de precipitación para la región de SESA_SVD obtenidas a partir del MEM resultante de las simulaciones Init con tendencia para los eventos El Niño intensos no presentan información superior a la que se obtendría por la climatología.

5.4. Puntos destacables del Capítulo 5

Las correlaciones entre las series temporales del SVD1 obtenidas a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init en el caso sin tendencia son significativas para los primeros dos años de predicción. Además, superan el valor que se obtiene para el MEM resultante de las simulaciones NoInit, indicando que la inicialización contribuye a una mejor representación de la actividad del SVD1. Si bien la correlación para el MEM resultante de las simulaciones Init disminuye en el año 3 de predicción, tiene máximos en el año 4 y 7 de predicción, aunque no son significativos. La representación de los patrones de covariabilidad espaciales para el MEM tanto para las simulaciones inicializadas como no inicializadas presenta una gran similitud con los obtenidos para las observaciones, aunque la inicialización contribuye a una mejor representación especialmente para los primeros años de predicción. La mejor representación de la actividad del SVD1 obtenida para el MEM resultante de las simulaciones Init con respecto al resultante de las simulaciones NoInit se relaciona tanto a una mejor representación de la variabilidad de baja frecuencia como de alta frecuencia. Sin embargo, la buena representación de la variabilidad de alta frecuencia se restringe al año 1 de predicción, ya que después no es significativa. Para el año 1 de predicción, en el 59,1 % de los años coincide el tercil en el que se ubica el valor del SVD1 obtenido a partir de las observaciones con el que se obtiene para el MEM resultante de las simulaciones Init. Sin embargo, este porcentaje disminuye a cerca del 40 % para años sucesivos, con valores cercanos a lo que se obtendría de la climatología. Por otra parte, las correlaciones entre las series temporales del SVD1 para la precipitación obtenidas a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init en el caso sin tendencia no son significativas para ningún plazo de predicción, lo que se puede relacionar con el mal desempeño de esta variable en las predicciones decadales.

Si se consideran las tendencias asociadas al calentamiento global, las correlaciones entre las series temporales del SVD1 de la TSM obtenidas a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init aumentan, aunque solamente son significativas en el año 1 de predicción. A partir del año 2 de predicción, son muy similares a las que se obtienen para el MEM resultante de las simulaciones NoInit, indicando que la correlación proviene mayormente de la evolución de los forzantes radiativos asociados al calentamiento global. Además, las series temporales del SVD1 obtenidas a partir del MEM resultante de las simulaciones Init solamente muestran una representación aceptable de la variabilidad de alta frecuencia para el año 1 de predicción. Para el resto de los años de predicción, la existencia de correlaciones positivas, aunque no significativas, entre las series temporales del SVD1 obtenidas a partir de

las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init y del resultante de las simulaciones NoInit, se asocia con una buena representación de la baja frecuencia, que es dominada mayormente por la tendencia positiva asociada al calentamiento global. Este hecho se refleja también en los patrones espaciales de covariabilidad que se obtienen a partir del año 2 de predicción para el MEM resultante de las simulaciones Init y que se asemejan a los obtenidos para el resultante de las simulaciones NoInit, dominando la tendencia por sobre la variabilidad de menor frecuencia. Para el año 1 de predicción, en el 61,4 % de los años coincide el tercil en el que se ubica el valor del SVD1 obtenido a partir de las observaciones con el que se obtiene a partir del MEM resultante de las simulaciones Init. Además, se obtienen valores superiores al 40 % de coincidencia para los años sucesivos de predicción, mejorando el resultado para el caso sin tendencia. Las correlaciones entre las series temporales del SVD1 de la precipitación, al considerar la tendencia, que se obtienen a partir de las observaciones y a partir de las predicciones, presentan cambios no tan apreciables con el caso sin tendencia, y tampoco son significativos a lo largo de todos los plazos de predicción. Si bien, existe una mejora en la representación de la baja frecuencia, asociada a la tendencia, no es tan evidente como para el modo SVD1 para la TSM.

El análisis de los seis eventos El Niño más intensos del período 1961-2013 revela que los mismos se encuentran relacionados con valores positivos y altos de la actividad del SVD1 sin y con tendencia. De estos eventos, cuatro presentaron anomalías de precipitación en SESA que se ubican en el tercil superior. La evaluación del valor del SVD1 de la TSM obtenido para el MEM resultante de las simulaciones Init en estos seis eventos muestra que presenta el mismo tercil que el obtenido para las observaciones para cinco de los eventos en el caso sin tendencia y para cuatro en el caso con tendencia. En cambio, para el año 2 de predicción, solamente el SVD1 obtenido para el MEM resultante de las simulaciones Init presenta un valor en el mismo tercil que el obtenido para las observaciones para tres de los eventos y solo uno para el caso con tendencia, indicando que si se considera la tendencia es peor la representación de estos eventos. Para años de predicción posteriores, la representación del SVD1 obtenido para el MEM resultante de las simulaciones Init no es mejor que la climatología. Por otra parte, la representación del SVD1 de la precipitación obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init para estos eventos es peor. Para los eventos El Niño más intensos, las anomalías de precipitación en SESA a partir de la regresión lineal con el SVD1 de la TSM obtenido para las observaciones en el caso sin tendencia poseen un gran acuerdo en forma cualitativa con las anomalías observadas, coincidiendo el tercil en todos los eventos, aunque la magnitud es subestimada en casi todos los casos. Tanto para el año 1 como el 2 de predicción,

se encontró que en cuatro de los seis eventos la anomalía de precipitación a partir del SVD1 de TSM del MEM resultante de las simulaciones Init sin tendencia presenta el mismo tercil que la observada. En cambio, al considerar la tendencia, solo hay coincidencia de las anomalías obtenidas a partir de la regresión en dos de los eventos, desde el primer año de predicción.

Los resultados presentados en este capítulo reflejan que existe para los primeros dos años de predicción una buena representación de la variabilidad temporal observada del modo SVD1 obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init en los casos con y sin tendencia, y que puede ser extraída de allí, información valiosa sobre la variabilidad de la precipitación regional en SESA. Por otra parte, se identificaron algunos años con valores significativos de predictibilidad en plazos mayores de predicción. Además, a partir de las tendencias asociadas al calentamiento global se puede obtener una mejor información sobre las variaciones de menor frecuencia de este modo de covariabilidad. Estos resultados son promisorios para la posibilidad de contar con predicciones operativas del clima regional en escala interanual a partir de modelos climáticos.

Capítulo 6

Conclusiones

Esta tesis se propuso avanzar en la descripción y entendimiento de los procesos asociados con la variabilidad climática de baja frecuencia (escalas interanuales y más largas) y las tendencias de la precipitación de verano en SESA bajo la influencia de los forzantes antropogénicos y naturales del clima. Para ello, se utilizaron diversos conjuntos de observaciones y de simulaciones climáticas provistas por los modelos de circulación general acoplados del CMIP5.

El análisis de las tendencias lineales de la precipitación observada de verano (representado por el trimestre DEF) en Sudamérica para el período 1902-2005 mostró la existencia de tendencias positivas significativas en la región de SESA y negativas en la región de SAn. Las tendencias en ambas regiones son representadas de manera coherente por los modelos del CMIP5, obteniéndose una mayor señal de tendencia que de dispersión entre los modelos. Sin embargo, la magnitud de la tendencia es subestimada en la región de SESA. Considerando la capacidad de los modelos del CMIP5 de representar las tendencias en estas regiones, se exploraron las tendencias que se obtenían al considerar las simulaciones climáticas realizadas a partir de considerar por separado los forzantes naturales y antropogénicos. Se obtuvo que las tendencias medias descriptas para el experimento histórico (que incluye ambos forzantes) son estadísticamente distinguibles de aquellas obtenidas para el experimento que solo considera el forzante natural, que presenta valores prácticamente nulos. Por lo tanto, se confirma que el forzante antropogénico debido al aumento de gases de efecto invernadero, tiene al menos una contribución parcial significativa en la explicación de los cambios de precipitación observados.

El análisis del patrón dominante de variabilidad interanual o EOF1 reveló un patrón di-

polar, con un centro de acción en SESA y otro en la región de la SACZ, en acuerdo con trabajos anteriores. Se encontró que este patrón es representado de manera correcta por los modelos del CMIP5. Para el período 1902-2005 existe en las bases de precipitación observadas una tendencia a tener mayores eventos EOF1 positivos (anomalías de precipitación positivas en SESA y negativas en SACZ) y menos eventos negativos (anomalías de precipitación negativas en SESA y positivas en SACZ). A partir del análisis de diferentes ensambles de las simulaciones climáticas de los modelos del CMIP5, se obtuvo que las mayores tendencias de precipitación en SESA son las representadas por simulaciones climáticas asociadas con un aumento (disminución) de eventos positivos (negativos) del EOF1. Este hecho revela que los cambios en la actividad del EOF1 juegan un rol en explicar las tendencias positivas de la región en el clima presente como fuera confirmado en estudios anteriores para el clima futuro.

Se analizaron también los cambios climáticos simulados para Sudamérica entre el período frío más reciente, la PEH, y el reciente PCG. El Altiplano y las regiones extratropicales andinas muestran condiciones más húmedas de lo normal en la PEH. Por otra parte, ambas regiones experimentaron condiciones más secas de lo normal en la segunda parte del siglo XX en asociación con el reciente PCG. En cambio, en SESA, los resultados fueron muy inciertos. A pesar de que los modelos no describen adecuadamente los cambios de la precipitación asociados con estas dos regiones de los Andes, son capaces de simular, en cierta medida, los cambios de circulación a gran escala que identificaron los trabajos anteriores en asociación con la precipitación en ambas regiones, es decir: i) Vientos este más intensos (débiles) durante la PEH (el PCG), asociados con veranos más húmedos (más secos) de lo normal en el Altiplano, y ii) Vientos oeste de niveles bajos más intensos (débiles) que los normales en el Altiplano, asociados con inviernos más húmedos (secos) de lo normal en los Andes extratropicales. La evaluación de los modelos también confirmó que esos cambios de viento están relacionados con una fase negativa (positiva) del SAM, a su vez, al menos parcialmente asociada a un desplazamiento hacia el polo (Ecuador) de la rama sur de la Celda de Hadley.

Se estudió la influencia de la variabilidad oceánica sobre la precipitación de SESA, describiéndola mediante el método de descomposición en valores singulares, con el patrón principal de covariabilidad o modo SVD1 entre las anomalías de la TSM y las de precipitación de verano en el sur de Sudamérica para el período 1902-2010. La serie temporal del SVD1 de la TSM, exhibe una variabilidad significativa en escalas interanuales, modulada por tendencias a largo plazo. El modo se correlaciona positivamente con anomalías de la TSM en casi todo el dominio con valores máximos en las porciones tropicales de los océanos Pacífico e Índico, y también

exhibe correlaciones positivas con anomalías de precipitación en SESA. Cuando se consideran las anomalías sin tendencias asociadas al calentamiento global de ambas variables, la serie temporal del SVD1 de la TSM correspondiente presenta una fuerte modulación decadal de su actividad interanual. En este caso, el modo presenta correlaciones positivas con anomalías de precipitación en SESA y con anomalías de la TSM en los océanos Pacífico e Índico ecuatoriales y correlaciones negativas con anomalías de la TSM en el Pacífico Norte y Sur distribuidas en un patrón espacial parecido al ENOS o la PDO. Estos resultados reflejan la importancia tanto de la influencia de la variabilidad natural (asociada a la variabilidad oceánica) como de los forzantes antropogénicos (asociados con las tendencias de largo plazo, que a su vez modulan la variabilidad natural) en explicar las variaciones de la precipitación en SESA. Asimismo, este análisis muestra que esa influencia es el resultado combinado de la variabilidad en distintas escalas temporales.

El análisis de la representación de los modelos CMIP5 del modo SVD1 reveló que la mayoría de las simulaciones históricas de los modelos del CMIP5 y la media del MEM son capaces de reproducir razonablemente bien el patrón espacial principal de covariabilidad entre las TSM y las precipitaciones en SESA. Además, las series asociadas con los modos resultantes del MEM de las simulaciones históricas del CMIP5 dan evidencia de variabilidad en escalas que van desde las interanuales a las mutli-decadales.

Se evaluó también el desempeño de las predicciones decadales del CMIP5 para la estación de verano en el período 1962-2013. Estas simulaciones se obtuvieron inicializando los modelos a partir de las condiciones observadas para cada año en cuestión (simulaciones Init) y se compararon con las simulaciones históricas consideradas como no inicializadas (simulaciones NoInit) y con las observaciones. Cabe mencionar que, tanto en los experimentos inicializados como en los no inicializados, se considera la información de los forzantes externos (naturales y antropogénicos) observados. Esta evaluación resulta un aporte novedoso de la tesis, ya que todavía son escasos los estudios que utilizan estas predicciones con énfasis en escalas regionales y con foco en el HS. En Sudamérica, hasta el momento no existe en la bibliografía ningún estudio que haya analizado su desempeño.

El análisis del desempeño de las simulaciones Init de la TSM con tendencia presenta valores altos en diversas regiones como el Atlántico Tropical y Norte, Índico, Pacífico Oeste y Sur para plazos de predicción que van desde el promedio del año 1 hasta el 4, hasta del año 6 al 9. Sin embargo, este desempeño es similar al de las predicciones en donde no se considera la inicialización de los océanos, indicando que el desempeño proviene en su mayoría

de la evolución de los forzantes externos. De todos modos, existen algunas regiones en el sur del Índico, en el Pacífico Sur y en el Atlántico Norte, donde existe buen desempeño aún filtrando la tendencia asociada al calentamiento global. Asimismo, tanto cuando se considera la tendencia como cuando no, se obtiene un desempeño superior en las simulaciones Init con respecto a las predicciones por persistencia, lo que justifica el uso de modelos climáticos para obtener predicciones de mejor calidad.

Las predicciones de la altura geopotencial en 200 hPa con tendencia en el HS para las simulaciones Init muestran valores altos sobre el Pacífico Oeste, las latitudes medias del Pacífico Sur y el continente africano. En cambio, el desempeño es bajo sobre la región del Pacífico Este y los alrededores de la Antártida. Para las áreas continentales, el desempeño también es alto, aunque se puede destacar la región de SESA como una de las de peor desempeño. El desempeño de las simulaciones NoInit para esta variable es muy similar que para las simulaciones Init, lo que indica que, en gran parte, ese desempeño se relaciona con los forzantes externos. Después de filtrar la tendencia asociada al calentamiento global, se puede destacar que existe buen desempeño en la costa sur de Chile.

Las predicciones de las simulaciones Init para la precipitación en Sudamérica presentan desempeños bajos, que son solamente significativos para el primer plazo de predicción en el sur de Chile y Argentina, en el norte de Sudamérica y en una porción de SESA ubicada en el sur de Brasil y norte de Uruguay. Sin embargo, el desempeño disminuye al aumentar el plazo de predicción, y sólo permanece como significativo al sur de Chile. Para las simulaciones NoInit, los desempeños son aún peores y solo son significativos en esa región. Las predicciones para esta variable no muestran diferencias tan importantes cuando se filtra la tendencia.

El análisis de la calidad de las predicciones focalizado sobre las distintas regiones donde el modo SVD1 es más activo mostró comportamientos heterogéneos. El desempeño más alto de las simulaciones Init con tendencia se encontró en las regiones del Índico, el Pacífico Tropical Oeste y el Pacífico Sur. Allí también las simulaciones NoInit mostraron buen desempeño, indicando que se asocia mayormente a los forzantes externos. En el caso sin tendencia, tanto en la región del Índico como el Pacífico Sur, la inicialización mejora el desempeño con respecto a las simulaciones NoInit para los primeros plazos de predicción, mientras que, en el Pacífico Oeste, el desempeño es malo en los primeros plazos de predicción y mejora para los mayores. En la región del Pacífico Tropical Este, el desempeño es peor y disminuye rápidamente para plazos de predicción mayores. En este caso, la tendencia no contribuye demasiado al desempeño, que se asocia mayormente a la inicialización en los primeros plazos de predicción. En la región del Pacífico Norte, el

desempeño es bajo y la tendencia disminuye el desempeño en los primeros plazos de predicción.

El desempeño de la precipitación promediada espacialmente sobre SESA es bajo y proviene mayormente de la inicialización, ya que las simulaciones NoInit presentan correlaciones cercanas a cero para todos los plazos de predicción. Asimismo, si bien la precipitación presenta un desempeño bajo en las predicciones decadales, existen regiones oceánicas que presentan un desempeño alto, en parte por considerar la inicialización de las condiciones del océano como por las variaciones en los forzantes radiativos externos. Esto sugiere que se podría obtener indirectamente información sobre la evolución de la precipitación en SESA a partir de las predicciones en las regiones oceánicas donde el patrón dominante de covariabilidad es más activo.

La evaluación de la representación de los patrones de covariabilidad espaciales del modo SVD1 obtenidas para el MEM tanto de las simulaciones Init como de las NoInit muestra que presentan una gran similitud con los obtenidos para las observaciones, aunque la inicialización contribuye a una mejor representación especialmente para los primeros años de predicción. Asimismo, el análisis de las correlaciones entre las series temporales del SVD1 de la TSM sin tendencia obtenidas a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init, mostró que en el caso sin tendencia son significativas para los primeros dos años de predicción. Además, superan el valor que se obtiene para el MEM resultante de las simulaciones NoInit, indicando que la inicialización contribuye a una mejor representación de la actividad del SVD1. Por otra parte, la correlación para el MEM resultante de las simulaciones Init disminuye en el año 3 de predicción, aunque tiene máximos (no significativos) en el año 4 y 7 de predicción. La descomposición de la actividad del SVD1 en escalas interanuales (alta frecuencia) y más largas, mostró que la mejor representación de la actividad del SVD1 obtenida para el MEM resultante de las simulaciones Init con respecto al resultante de las simulaciones NoInit se relaciona con ambas escalas. Sin embargo, la buena representación de la variabilidad de alta frecuencia se restringe al año 1 de predicción, ya que después no es significativa. Además, se encontró que para el año 1 de predicción, en casi 60 % de los años el tercil en el que se ubica el valor del SVD1 predicho a partir del el MEM resultante de las simulaciones Init coincide con el obtenido para las observaciones. Sin embargo, este porcentaje disminuye a cerca del 40 % para años sucesivos, con valores cercanos a lo que se obtendría de la climatología. Por otra parte, las correlaciones entre las series temporales del SVD1 para la precipitación obtenido a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init en el caso sin tendencia no son significativas para ningún plazo de predicción, lo que es coherente con el mal

desempeño de esta variable en las predicciones decadales.

Al considerar las series con las tendencias asociadas al calentamiento global, las correlaciones entre las series temporales del SVD1 de la TSM obtenido a partir de las observaciones y a partir del MEM resultante de las simulaciones Init aumentan, aunque solamente son significativas en el primer año de predicción. A partir del año 2 de predicción, son muy similares a las que se obtienen para el MEM resultante de las simulaciones NoInit, indicando que la correlación proviene mayormente de la evolución de los forzantes radiativos asociados al calentamiento global. Además, la actividad del SVD1 obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init solamente muestra una representación aceptable de la variabilidad de alta frecuencia para el año 1 de predicción. Para el resto de los años de predicción, la existencia de correlaciones positivas, aunque no significativas entre las series temporales del SVD1 obtenido a partir de las observaciones y del MEM resultante de las simulaciones Init y del resultante de las simulaciones NoInit se asocia con una buena representación de la baja frecuencia, que es dominada mayormente por la tendencia positiva asociada al calentamiento global. El número de coincidencias en los terciles del SVD1 obtenido a partir de las observaciones y de las simulaciones Init es mayor que para el caso sin tendencia. De este modo, las tendencias asociadas al calentamiento global contribuyen a un mejor desempeño de la actividad del SVD1 obtenido a partir de las simulaciones Init. Las correlaciones entre las series temporales del SVD1 para la precipitación con tendencia obtenidas para las observaciones y para las simulaciones Init, presentan cambios no tan apreciables con el caso sin tendencia, y tampoco son significativas a lo largo de todos los plazos de predicción.

Las características climáticas observadas y simuladas durante los seis eventos El Niño más intensos del período 1961-2013 fueron analizadas. Este análisis revela que los mismos se encuentran relacionados con valores positivos y altos de la serie temporal del SVD1 de la TSM sin y con tendencia, que en la mayoría de los casos presentaron anomalías de precipitación en SESA que se ubican en el tercil superior. La evaluación de la actividad del SVD1 obtenido para el MEM resultante de las simulaciones Init en estos seis eventos muestra que presentan un valor en el mismo tercil que el obtenido a partir de las observaciones para la mayoría de los casos tanto con y sin tendencia para el primer año de predicción. Sin embargo, para el año 2 de predicción, solamente ocurre esto para el caso sin tendencia. Para años de predicción posteriores, la representación del SVD1 obtenido para el MEM resultante de las simulaciones Init no es mejor que la climatología. Por otra parte, la representación del SVD1 de la precipitación obtenido a partir del MEM resultante de las simulaciones Init para estos eventos es peor. Para los eventos

El Niño más intensos, las anomalías de precipitación en SESA a partir de la regresión lineal con la serie temporal del SVD1 de TSM obtenido a partir de las observaciones en el caso sin tendencia poseen un gran acuerdo en forma cualitativa con las anomalías observadas. Para los primeros dos años de predicción, se encontró que, en la mayoría de los eventos, la anomalía de precipitación a partir de la serie temporal del SVD1 obtenida para el MEM resultante de las simulaciones Init sin tendencia presentaba el mismo tercil que la anomalía observada. En cambio, existe un mayor desacuerdo con las anomalías observadas que en el caso sin tendencia. Esto puede ser relacionado con el hecho de que, en el caso con tendencia, aunque la variabilidad de baja frecuencia es mejor representada que en el caso sin tendencia, ocurre lo contrario para la variabilidad interanual.

En suma, este trabajo de tesis ha conseguido documentar la influencia combinada de forzantes antropogénicos, asociados al calentamiento global, y de forzantes naturales, externos (asociados con las variaciones de la radiación solar, volcanes, etc.) e internos (asociados con la variabilidad oceánica), sobre la variabilidad interanual, decadal y las tendencias de largo plazo en la precipitación de verano en SESA. Se encontró que los modelos del CMIP5 tenían buena habilidad para representar las principales características asociadas a la variabilidad y tendencia observadas, que en especial permitieron atribuir al menos parte de la tendencia al forzante antropogénico. Se presentó también la primera evaluación de las predicciones decadales del CMIP5 sobre la región de Sudamérica y, en especial, de SESA. Estas predicciones son capaces de representar las estructuras espaciales asociadas al modo SVD1. Se mostró que, sin tendencia, las predicciones decadales muestran un desempeño significativo en reproducir su actividad temporal hasta los primeros dos años de predicción. Se confirmó además que, al incluir la tendencia, el buen desempeño se extiende a mayores plazos en años de predicción, lo que indica el valor agregado de considerar el efecto del calentamiento global sobre la variabilidad climática. Este resultado es promisorio para la posibilidad de obtención de información climática para la región de SESA en plazos más largos de los que se dispone en la actualidad.

Sin embargo, todavía quedan muchas investigaciones pendientes que serán abordadas en trabajos futuros. Entre las más importantes se encuentra una documentación de la predictibilidad potencial de las predicciones decadales sobre Sudamérica, así como la exploración de la relación entre el desempeño de las predicciones y de los forzantes climáticos sobre la región tanto naturales (océanos tropicales) como antropogénicos (aumento de los GEI). Estas investigaciones se verán beneficiadas por la futura disponibilidad de las predicciones decadales correspondientes a la sexta Fase del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados

(CMIP6), que permitirá contar con una mayor cantidad de fechas de inicialización y con los modelos climáticos globales más adecuados para el estado del arte actual de la disciplina.

Bibliografía

- Agosta, E. A. y Compagnucci, R. H. (2008). The 1976/77 austral summer climate transition effects on the atmospheric circulation and climate in Southern South America. *Journal of Climate*, 21(17):4365–4383.
- Ahmed, M., Anchukaitis, K. J., Asrat, A., Borgaonkar, H. P., Braidá, M., Buckley, B. M., Büntgen, U., Chase, B. M., Christie, D. A., Cook, E. R., Curran, M. A., Diaz, H. F., Esper, J., Fan, Z. X., Gaire, N. P., Ge, Q., Gergis, J., González-Rouco, J. F., Goosse, H., Grab, S. W., Graham, N., Graham, R., Grosjean, M., Hanhijärvi, S. T., Kaufman, D. S., Kiefer, T., Kimura, K., Korhola, A. A., Krusic, P. J., Lara, A., Lézine, A. M., Ljungqvist, F. C., Lorrey, A. M., Luterbacher, J., Masson-Delmotte, V., McCarroll, D., McConnell, J. R., McKay, N. P., Morales, M. S., Moy, A. D., Mulvaney, R., Mundo, I. A., Nakatsuka, T., Nash, D. J., Neukom, R., Nicholson, S. E., Oerter, H., Palmer, J. G., Phipps, S. J., Prieto, M. R., Rivera, A., Sano, M., Severi, M., Shanahan, T. M., Shao, X., Shi, F., Sigl, M., Smerdon, J. E., Solomina, O. N., Steig, E. J., Stenni, B., Thamban, M., Trouet, V., Turney, C. S., Umer, M., van Ommen, T., Verschuren, D., Viau, A. E., Villalba, R., Vinther, B. M., Von Gunten, L., Wagner, S., Wahl, E. R., Wanner, H., Werner, J. P., White, J. W., Yasue, K., y Zorita, E. (2013). Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience*, 6(5):339–346.
- Allan, R. y Ansell, T. (2006). A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2): 1850-2004. *Journal of Climate*, 19(22):5816–5842.
- Allen, R. J., Norris, J. R., y Kovilakam, M. (2014). Influence of anthropogenic aerosols and the Pacific Decadal Oscillation on tropical belt width. *Nature Geoscience*, 7(4):270–274.
- Barreiro, M., Díaz, N., y Renom, M. (2014). Role of the global oceans and land-atmosphere interaction on summertime interdecadal variability over northern Argentina. *Climate Dynamics*, 42(7-8):1733–1753.
- Barros, V. R., Boninsegna, J. A., Camilloni, I. A., Chidiak, M., Magrín, G. O., y Rusticucci,

- M. (2015). Climate change in Argentina: Trends, projections, impacts and adaptation. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 6(2):151–169.
- Berbery, E. y Barros, V. (2002). The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. *Journal Of Hydrometeorology*, 3:630–645.
- Bretherton, C. S., Smith, C., y Wallace, J. M. (1992). An Intercomparison of Methods for Finding Coupled Patterns in Climate Data. *Journal of Climate*, 5(06):541–560.
- Ceppi, P. y Hartmann, D. L. (2013). On the speed of the eddy-driven jet and the width of the hadley cell in the southern hemisphere. *Journal of Climate*, 26(10):3450–3465.
- Coianiz, L., Ariztegui, D., Piovano, E. L., Lami, A., Guilizzoni, P., Gerli, S., y Waldmann, N. (2014). Environmental change in subtropical South America for the last two millennia as shown by lacustrine pigments. *Journal of Paleolimnology*, 53(2):233–250.
- Compagnucci, R. H., Berman, A. L., Velasco Herrera, V., y Silvestri, G. (2014). Are southern South American Rivers linked to the solar variability? *International Journal of Climatology*, 34(5):1706–1714.
- da Silva, G. A. M., Drumond, A., y Ambrizzi, T. (2011). The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, 106(3-4):307–319.
- Díaz, L. B. y Vera, C. S. (2017). Austral summer precipitation interannual variability and trends over Southeastern South America in CMIP5 models. *International Journal of Climatology*, 37:681–695.
- Doblas-Reyes, F. J., Andreu-Burillo, I., Chikamoto, Y., García-Serrano, J., Guemas, V., Kimoto, M., Mochizuki, T., Rodrigues, L. R. L., y Van Oldenborgh, G. J. (2013). Initialized near-term regional climate change prediction. *Nature Communications*, 4:1715.
- Doyle, M. E. y Barros, V. R. (2002). Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 15(23):3394–3410.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., y Rummukainen, M. (2013). Evaluation of climate models. En Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., y Midgley, P., editores, *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group*

- I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Fogt, R. L. y Bromwich, D. H. (2006). Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high-latitude south pacific governed by coupling with the Southern Annular mode. *Journal of Climate*, 19(6):979–997.
- García-Serrano, J., Doblas-Reyes, F. J., Haarsma, R. J., y Polo, I. (2013). Decadal prediction of the dominant West African monsoon rainfall modes. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(11):5260–5279.
- García-Serrano, J., Guemas, V., y Doblas-Reyes, F. J. (2015). Added-value from initialization in predictions of Atlantic multi-decadal variability. *Climate Dynamics*, 44(9-10):2539–2555.
- Garreaud, R. D. (2007). Precipitation and circulation covariability in the extratropics. *Journal of Climate*, 20(18):4789–4797.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., y Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):180–195.
- Ghil, M. (2002). Advanced spectral methods for climatic time series. *Reviews of Geophysics*, 40(1):1003.
- Goddard, L., Kumar, A., Solomon, A., Smith, D., Boer, G., Gonzalez, P., Kharin, V., Merryfield, W., Deser, C., Mason, S. J., Kirtman, B. P., Msadek, R., Sutton, R., Hawkins, E., Fricker, T., Hegerl, G., Ferro, C. A. T., Stephenson, D. B., Meehl, G. A., Stockdale, T., Burgman, R., Greene, A. M., Kushnir, Y., Newman, M., Carton, J., Fukumori, I., y Delworth, T. (2013). A verification framework for interannual-to-decadal predictions experiments. *Climate Dynamics*, 40(1-2):245–272.
- Gonzalez, P. L. y Goddard, L. (2016). Long-lead ENSO predictability from CMIP5 decadal hindcasts. *Climate Dynamics*, 46(9-10):3127–3147.
- Gonzalez, P. L. M., Goddard, L., y Greene, A. M. (2013). Twentieth-century summer precipitation in South Eastern South America: Comparison of gridded and station data. *International Journal of Climatology*, 33(13):2923–2928.
- Gonzalez, P. L. M., Polvani, L. M., Seager, R., y Correa, G. J. P. (2014). Stratospheric ozone depletion: A key driver of recent precipitation trends in South Eastern South America. *Climate Dynamics*, 42(7-8):1775–1792.

- González, P. L. M., Vera, C. S., Liebmann, B., y Kiladis, G. (2008). Intraseasonal variability in subtropical South America as depicted by precipitation data. *Climate Dynamics*, 30(7-8):727–744.
- Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. a., Shindell, D., van Geel, B., y White, W. (2010). Solar influence on climate. *Reviews of Geophysics*, 48(2009):RG4001.
- Grimm, A. M. (2011). Interannual climate variability in South America: Impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 25(4):537–554.
- Grimm, A. M., Barros, V. R., y Doyle, M. E. (2000). Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, 13(1):35–58.
- Grimm, A. M. y Zilli, M. T. (2009). Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. *Journal of Climate*, 22(9):2257–2275.
- Guemas, V., Corti, S., García-Serrano, J., Doblas-Reyes, F. J., Balmaseda, M., y Magnusson, L. (2013). The Indian ocean: The region of highest skill worldwide in decadal climate prediction. *Journal of Climate*, 26(3):726–739.
- Guemas, V., García-Serrano, J., Mariotti, A., Doblas-Reyes, F., y Caron, L. P. (2015). Prospects for decadal climate prediction in the Mediterranean region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(687):580–597.
- Gulizia, C. y Camilloni, I. (2015). Comparative analysis of the ability of a set of CMIP3 and CMIP5 global climate models to represent precipitation in South America. *International Journal of Climatology*, 35(4):583–595.
- Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., y Lister, D. H. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34(3):623–642.
- Hartmann, D. L., Tank, A. M. G. K., Rusticucci, M., Alexander, L. V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F. J., Dlugokencky, E. J., Easterling, D. R., Kaplan, A., Soden, B. J., Thorne, P. W., Wild, M., y Zhai, P. (2013). Observations: atmosphere and surface. En Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., y Midgley, P., editores, *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working*

- Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Hawkins, E. y Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8):1095–1107.
- IPCC (2013). Summary for policymakers. En Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., y Midgley, P., editores, *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Junquas, C., Vera, C., Li, L., y Le Treut, H. (2012). Summer precipitation variability over Southeastern South America in a global warming scenario. *Climate Dynamics*, 38(9-10):1867–1883.
- Junquas, C., Vera, C. S., Li, L., y Le Treut, H. (2013). Impact of projected SST changes on summer rainfall in southeastern South America. *Climate Dynamics*, 40(7-8):1569–1589.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., y Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3):437–471.
- Kayano, M. T. y Andreoli, R. V. (2007). Relations of South American summer rainfall inter-annual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *International Journal of Climatology*, 27(4):531–540.
- Kayano, M. T. y Capistrano, V. B. (2014). How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*, 34(1):162–178.
- Keenlyside, N. S., Latif, M., Jungclaus, J., Kornblueh, L., y Roeckner, E. (2008). Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector. *Nature*, 453(May):84–88.
- Kiladis, G. N. y Diaz, H. F. (1989). Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2(9):1069–1090.

- Kim, H. M., Ham, Y. G., y Scaife, A. A. (2014). Improvement of initialized decadal predictions over the North Pacific Ocean by systematic anomaly pattern correction. *Journal of Climate*, 27(13):5148–5162.
- Kim, H.-m., Webster, P. J., y Curry, J. A. (2012). Evaluation of short-term climate change prediction in multi-model CMIP5 decadal hindcasts. *Geophysical Research Letters*, 39:1–7.
- Knutti, R. (2010). The end of model democracy? *Climatic Change*, 102(3):395–404.
- Kodama, Y. (1992). Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone , the SPCZ , and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70(4):813–836.
- Krivova, N., Balmaceda, L., y Solanki, S. (2007). Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the surface magnetic flux. *Astronomy & Astrophysics*, 467:335–346.
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J. A., Rivera, A., y Barichivich, J. (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):334–344.
- Lean, J., Beer, J., y Bradley, R. (1995). Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22(23):3195–3198.
- Lehner, F., Schurer, A. P., Hegerl, G. C., Deser, C., y Frölicher, T. L. (2016). The importance of ENSO phase during volcanic eruptions for detection and attribution. *Geophysical Research Letters*, 43(6):2851–2858.
- Liebmann, B., Vera, C. S., Carvalho, L. M., Camilloni, I. A., Hoerling, M. P., Allured, D., Barros, V. R., Báez, J., y Bidegain, M. (2004). An observed trend in central South American precipitation. *Journal of Climate*, 17(22):4357–4367.
- Lienert, F. y Doblas-Reyes, F. J. (2013). Decadal prediction of interannual tropical and North Pacific sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(12):5913–5922.
- Lienert, F. y Doblas-Reyes, F. J. (2017). Prediction of interannual North Atlantic sea surface temperature and its remote influence over land. *Climate Dynamics*, 48(9-10):3099–3114.
- Liu, K. B., Reese, C. A., y Thompson, L. G. (2005). Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 yr. *Quaternary Research*, 64(2):272–278.

- Lu, J. y Vecchi, G. A. (2015). The hadley circulation. En North, G. R., Pyle, J., y Zhang, F., editores, *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, pp. 113 – 120. Academic Press, Oxford, segunda edición.
- Lu, J., Vecchi, G. A., y Reichler, T. (2007). Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophysical Research Letters*, 34(6).
- Martín-Gómez, V., Hernández-García, E., Barreiro, M., y López, C. (2016). Interdecadal variability of Southeastern South America rainfall and moisture sources during the austral summertime. *Journal of Climate*, 29(18):6751–6763.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J. F., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X., Timmermann, A., y Rouco, J. F. G. (2013). Information from paleoclimate archives. En Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., y Midgley, P., editores, *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Matthews, J. A. y Briffa, K. R. (2005). The 'Little Ice Age': Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 87(1):17–36.
- Mauas, P. J., Buccino, A. P., y Flamenco, E. (2011). Long-term solar activity influences on South American rivers. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73(2-3):377–382.
- Meehl, G. A., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J. F., Stouffer, R. J., y Taylor, K. E. (2007). The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climatic change research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9):1383–1394.
- Meehl, G. A., Goddard, L., Boer, G., Burgman, R., Branstator, G., Cassou, C., Corti, S., Danabasoglu, G., Doblas-Reyes, F., Hawkins, E., Karspeck, A., Kimoto, M., Kumar, A., Matei, D., Mignot, J., Msadek, R., Navarra, A., Pohlmann, H., Rienecker, M., Rosati, T., Schneider, E., Smith, D., Sutton, R., Teng, H., Van Oldenborgh, G. J., Vecchi, G., y Yeager, S. (2014). Decadal climate prediction an update from the trenches. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(2):243–267.
- Meehl, G. A., Goddard, L., Murphy, J., Stouffer, R. J., Boer, G., Danabasoglu, G., Dixon, K., Giorgetta, M. A., Greene, A. M., Hawkins, E. D., Hegerl, G., Karoly, D., Keenlyside, N.,

- Kimoto, M., Kirtman, B., Navarra, A., Pulwarty, R., Smith, D., Stammer, D., y Stockdale, T. (2009). Decadal prediction: Can it be skillful? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(10):1467–1485.
- Meehl, G. A., Hu, A., y Teng, H. (2016). Initialized decadal prediction for transition to positive phase of the Interdecadal Pacific Oscillation. *Nature Communications*, 7:11718.
- Meehl, G. A. y Teng, H. (2014). CMIP5 multi-model hindcasts for the mid-1970s shift and early 2000s hiatus and predictions for 2016-2035. *Geophysical Research Letters*, 41(5):1711–1716.
- Meehl, G. A., Teng, H., Maher, N., y England, M. H. (2015). Effects of the mount pinatubo eruption on decadal climate prediction skill of pacific sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, 42(24):10,840–10,846. 2015GL066608.
- Mehrotra, R., Sharma, A., Bari, M., Tuteja, N., y Amirthanathan, G. (2014). An assessment of CMIP5 multi-model decadal hindcasts over Australia from a hydrological viewpoint. *Journal of Hydrology*, 519(PD):2932–2951.
- Minvielle, M. y Garreaud, R. D. (2011). Projecting rainfall changes over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 24(17):4577–4583.
- Monerie, P.-A., Robson, J., Dong, B., y Dunstone, N. (2017). A role of the Atlantic Ocean in predicting summer surface air temperature over North East Asia? *Climate Dynamics*, pp. 1–19.
- Montecinos, A. y Aceituno, P. (2003). Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, 16(2):281–296.
- Montecinos, A., Díaz, A., y Aceituno, P. (2000). Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13(4):746–758.
- Morales, M. S., Christie, D. A., Villalba, R., Argollo, J., Pacajes, J., Silva, J. S., Alvarez, C. A., Llancabure, J. C., y Gamboa, C. C. (2012). Precipitation changes in the South American Altiplano since 1300 AD reconstructed by tree-rings. *Climate of the Past*, 8(2):653–666.
- Moy, C. M., Moreno, P. I., Dunbar, R. B., Kaplan, M. R., Francois R., J.-P., y Haberzettl, T. (2009). Climate change in southern South America during the last two millennia. En *Past climate variability in South America and surrounding regions*, pp. 353–393.
- Neukom, R., Gergis, J., Karoly, D. J., Wanner, H., Curran, M., Elbert, J., González-Rouco, F., Linsley, B. K., Moy, A. D., Mundo, I., Raible, C. C., Steig, E. J., Van Ommen, T., Vance,

- T., Villalba, R., Zinke, J., y Frank, D. (2014). Inter-hemispheric temperature variability over the past millennium. *Nature Climate Change*, 4(5):362–367.
- Neukom, R., Rohrer, M., Calanca, P., Salzmann, N., Huggel, C., Acuña, D., Christie, D. A., y Morales, M. S. (2015). Facing unprecedented drying of the Central Andes? Precipitation variability over the period AD 1000-2100. *Environmental Research Letters*, 10(8):84017–84017.
- Osman, M., Vera, C. S., y Doblas-Reyes, F. J. (2016). Predictability of the tropospheric circulation in the Southern Hemisphere from CHFP models. *Climate Dynamics*, 46(7):2423–2434.
- Pan, Z., Liu, X., Kumar, S., Gao, Z., y Kinter, J. (2013). Intermodel variability and mechanism attribution of central and southeastern U.S. anomalous cooling in the twentieth century as simulated by CMIP5 models. *Journal of Climate*, 26(17):6215–6237.
- Penalba, O. C. y Robledo, F. A. (2010). Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. *Climatic Change*, 98(3):531–550.
- Piovano, E. L., Ariztegui, D., Córdoba, F., Cioccale, M., y Sylvestre, F. (2009). Hydrological variability in South America below the Tropic of Capricorn (Pampas and eastern Patagonia, Argentina) during the last 13.0 ka. En Vimeux, F., Sylvestre, F., y Khodri, M., editores, *Past climate variability from the Last Glacial Maximum to the Holocene in South America an Surrounding regions. From the Last Glacial Maximum to the Holocene*, volumen 14, pp. 323–351. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Previdi, M. y Liepert, B. G. (2007). Annular modes and Hadley cell expansion under global warming. *Geophysical Research Letters*, 34(22):5–9.
- Re, M. y Barros, V. R. (2009). Extreme rainfalls in SE South America. *Climatic Change*, 96(1):119–136.
- Robertson, A. W. y Mechoso, C. R. (2000). Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review*, 128(8):2947–2957.
- Robledo, F. A., Penalba, O. C., y Bettolli, M. L. (2013). Teleconnections between tropical-extratropical oceans and the daily intensity of extreme rainfall over Argentina. *International Journal of Climatology*, 33(3):735–745.
- Rodwell, M. J. y Hoskins, B. J. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14(15):3192–3211.

- Ropelewski, C. F. y Halpert, M. S. (1987). Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(8):1606–1626.
- Saurral, R. I., Camilloni, I. A., y Barros, V. R. (2017). Low-frequency variability and trends in centennial precipitation stations in southern South America. *International Journal of Climatology*, 37(4):1774–1793.
- Schmidt, G. A., Jungclaus, J. H., Ammann, C. M., Bard, E., Braconnot, P., Crowley, T. J., Delaygue, G., Joos, F., Krivova, N. A., Muscheler, R., Otto-Bliesner, B. L., Pongratz, J., Shindell, D. T., Solanki, S. K., Steinhilber, F., y Vieira, L. E. A. (2012). Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the Last Millennium (v1.1). *Geoscientific Model Development*, 5(1):185–191.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., y Ziese, M. (2011). GPCP Full Data Reanalysis Version 7.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. Technical report.
- Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J., y Jurburg, S. (2010). Tropical oceanic causes of interannual to multidecadal precipitation variability in southeast South America over the past century. *Journal of Climate*, 23(20):5517–5539.
- Sheen, K. L., Smith, D. M., Dunstone, N. J., Eade, R., Rowell, D. P., y Vellinga, M. (2017). Skilful prediction of Sahel summer rainfall on inter-annual and multi-year timescales. *Nature Communications*, 8(May):1–12.
- Silvestri, G. E. (2004). El Niño signal variability in the precipitation over southeastern South America during austral summer. *Geophysical Research Letters*, 31(18):1–5.
- Smith, D. M., Cusack, S., Colman, A. W., Folland, C. K., Harris, G. R., y Murphy, J. M. (2007). Improved surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model. *Science*, 317(5839):796–9.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C., y Lawrimore, J. (2008). Improvements to NOAA’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21(10):2283–2296.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., y Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485–498.

- van Oldenborgh, G. J., Doblas-Reyes, F. J., Wouters, B., y Hazeleger, W. (2012). Decadal prediction skill in a multi-model ensemble. *Climate Dynamics*, 38(7-8):1263–1280.
- Venegas, S. A., Mysak, L. A., y Straub, D. N. (1997). Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 10(11):2904–2920.
- Vera, C., Barange, M., Dube, O. P., Goddard, L., Griggs, D., Kobysheva, N., Odada, E., Parey, S., Polovina, J., Poveda, G., Seguin, B., y Trenberth, K. (2010). Needs assessment for climate information on decadal timescales and longer. *Procedia Environmental Sciences*, 1(1):275–286.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P. L., y Zhang, C. (2006a). Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate*, 19(20):4977–5000.
- Vera, C., Silvestri, G., Barros, V., y Carril, a. (2004). Differences in el nino response over the southern hemisphere. *Journal of climate*, (1999):1741–1753.
- Vera, C., Silvestri, G., Liebmann, B., y González, P. (2006b). Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophysical Research Letters*, 33(13):2–5.
- Villalba, R., Lara, A., Masiokas, M. H., Urrutia, R., Luckman, B. H., Marshall, G. J., Mundo, I. A., Christie, D. A., Cook, E. R., Neukom, R., Allen, K., Fenwick, P., Boninsegna, J. A., Srur, A. M., Morales, M. S., Araneo, D., Palmer, J. G., Cuq, E., Aravena, J. C., Holz, A., y Lequesne, C. (2012). Unusual Southern Hemisphere tree growth patterns induced by changes in the Southern Annular Mode. *Nature Geoscience*, 5(11):793–798.
- Wilks, D. (2006). *Statistical methods in the atmospheric sciences, second edition*, volumen 14. Academic press.
- Wolter, K. (1987). The Southern Oscillation in Surface Circulation and Climate over the Tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as Captured by Cluster Analysis. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26(4):540–558.
- Xie, P. y Arkin, P. A. (1997). Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11):2539–2558.

- Xin, X., Gao, F., Wei, M., Wu, T., Fang, Y., y Zhang, J. (2017). Decadal prediction skill of BCC-CSM1.1 climate model in East Asia. *International Journal of Climatology*.
- Zhang, H., Delworth, T. L., Zeng, F., Vecchi, G., Paffendorf, K., y Jia, L. (2016). Detection, attribution, and projection of regional rainfall changes on (multi-) decadal time scales: A focus on southeastern South America. *Journal of Climate*, 29(23):8515–8534.