



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Los océanos y la circulación como precursores del pronóstico estadístico de precipitación estacional en Argentina

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

Eugenia María Garbarini

Directora: Dra. Marcela Hebe González

Consejera de Estudios: Dra. María Laura Bettolli

Buenos Aires, 15 de Marzo de 2021

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y
Naturales, Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Los océanos y la circulación como precursores del pronóstico estadístico de precipitación estacional en Argentina

Las restricciones y adversidades climáticas que enfrentan distintos sectores productivos en Argentina generan un alto grado de incertidumbre sobre el resultado final de las actividades económicas ya que enfrentan el riesgo de sufrir pérdidas debido a numerosos factores climáticos. Diversos estudios han demostrado que la variabilidad interanual de la temperatura superficial del mar (TSM) y la circulación de superficie en las distintas cuencas oceánicas ejercen cierta influencia sobre las anomalías de precipitación estacional en Argentina. Es por ello que el objetivo de este trabajo de tesis es analizar la interrelación entre la TSM en los océanos y la circulación en capas bajas y determinar la influencia que estas relaciones ejercen sobre las anomalías estacionales de precipitación en Argentina con fines de pronóstico estacional.

Se identificaron patrones estacionales de variabilidad interanual de TSM y de circulación en capas bajas sobre dominios correspondientes a los océanos Atlántico y Pacífico Sur e Índico tropical utilizando el método de componentes principales. Los patrones que más varianza explican fueron comparados entre sí para evaluar la respuesta atmosférica ante la TSM a escala estacional y, a partir de estas relaciones, se definieron posibles indicadores de variabilidad interanual de anomalías de precipitación estacional en Argentina.

Las conclusiones de esta tesis doctoral amplían el conocimiento para la definición de nuevos indicadores relevantes para generar el mejor conjunto de predictores para un modelo estadístico de precipitación estacional más eficiente.

Palabras claves:

Variabilidad climática, Pronóstico estacional, Océanos, Precipitación estacional, Pronóstico probabilístico

ABSTRACT

The oceans and low-level circulation as precursors of statistical forecast of seasonal precipitation in Argentina

Weather restrictions and adversities that different economical activities in Argentina face, represent a high level of uncertainty over their outcome as they confront the risk of economical losses due to climatic factors such as droughts, floods, or other extreme events. Several previous studies have shown that sea surface temperature (SST) interannual variability and low-level circulation in different oceans have certain influence in seasonal precipitation anomalies in Argentina. In this work we pretend to analyze the connection between SST and low-level circulation and determine the influence of these associations over seasonal precipitation anomalies in Argentina to enhance seasonal forecasts.

Several seasonal patterns of SST and low-level circulation and its interannual variability have been identified by applying Principal Component Analysis over restricted domains of the South Atlantic and Pacific and tropical Indian Oceans. Patterns which explained higher percentage of variance were correlated to evaluate the atmospheric response to SST on a seasonal scale, and from these relationships we defined potential indices of interannual variability of seasonal precipitation anomalies in Argentina.

The conclusions of this doctoral thesis expand the knowledge for the definition of new relevant indicators to generate the best set of predictors for a more efficient statistical model of seasonal precipitation.

Keywords:

Climate variability, Seasonal forecast, Oceans, Seasonal rainfall, Statistical forecast

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad de Buenos Aires y la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales por las oportunidades brindadas. Al Servicio Meteorológico Nacional, la Secretaría de Recursos Hídricos de la Nación Argentina y la Autoridad Interjurisdiccional de las cuencas de los ríos Neuquén, Limay y Negro por la provisión de datos de lluvia utilizados en este trabajo y al proyecto UBACyT 20020160100009BA y CONICET por el financiamiento y las herramientas brindadas para la realización de este trabajo.

Al Departamento de Ciencias de la Atmosfera y los Océanos por la formación y por permitirme conocer a increíbles personas y compañeros que me acompañaron hasta convertirse en amigos incondicionales.

A Marcela González, quién me acompaña en este camino y me enseña día a día a ser mejor académica y persona. También a Alfredo, quien me asiste y ayuda en mi trabajo diario y también me alienta y acompaña.

A mis amigas de la vida por creer en mí y caminar a mi lado en todo momento.

A mi novio por acompañarme en este proceso y por hacerme reír y sonreír en los momentos que más lo necesité.

A mi familia, por ser mi apoyo y tenerme fe siempre. Por acompañarme desde el día uno y ayudarme a ser quien soy. Esta tesis y este logro es de ustedes.

A mi papá, el héroe que siempre creyó en mí
A mi mamá, por inspirarme a seguir adelante

CONTENIDO

RESUMEN	- 2 -
ABSTRACT	- 3 -
AGRADECIMIENTOS	- 4 -
CONTENIDO	- 6 -
INTRODUCCIÓN	<i>I</i>
1. La interacción de los océanos y la circulación atmosférica y su relación con la precipitación en Argentina	1
2. Sobre la predictibilidad estacional de la precipitación en Argentina	15
3. Objetivos y aporte científico del trabajo	18
CAPÍTULO 1: Datos y metodología	<i>2I</i>
1.1 Variabilidad en las cuencas oceánicas	21
1.2 Variabilidad de la precipitación en Argentina	26
1.3 Estudio de la predictibilidad de la precipitación estacional	34
CAPÍTULO 2: Estudio del Océano Atlántico	<i>39</i>
2.1 Modos de variabilidad de HGT1000 y TSM	39
2.1.1 Verano	39
2.1.2 Otoño	44
2.1.3 Invierno	50
2.1.4 Primavera	55
2.2 Relación entre los patrones de anomalías de circulación y temperatura del mar en el océano Atlántico Sur	60
2.2.1 Verano	60
2.2.2 Otoño	63
2.2.3 Invierno	65
2.2.4 Primavera	67
2.3 El Anticiclón del Océano Atlántico Sur	70
2.3.1 Evolución temporal y ciclo medio anual	70
2.3.2. La relación del Anticiclón del Atlántico con la TSM	76
2.4 Dipolo del Océano Atlántico Sur	79
2.4.1 Introducción y características generales	79

2.4.2 La relación entre el SAODI y la circulación en capas bajas	82
CAPÍTULO 3: Estudio del Océano Pacífico	84
3.1 Modos de variabilidad de HGT1000 y TSM	84
3.1.1 Verano.....	84
3.1.2 Otoño.....	91
3.1.3 Invierno	97
3.1.4 Primavera.....	103
3.2 Relación entre los patrones de anomalías de circulación y temperatura del mar en el océano Pacífico Sur	109
3.2.1 Verano.....	110
3.2.2 Otoño.....	113
3.2.3 Invierno	115
3.2.4 Primavera.....	117
3.3 El Anticiclón del Océano Pacífico Sur	120
3.3.1 Evolución temporal y ciclo medio anual	121
3.3.2 La relación del Anticiclón del Pacífico con la TSM	126
3.4 El Niño Southern Oscillation	129
3.4.1 Introducción y características generales.....	129
3.4.2 La relación entre el ENSO y la circulación en capas bajas	131
3.5 El Niño Modoki.....	132
3.5.1 Introducción y características generales.....	132
3.5.2 La relación entre el EMI y la circulación en capas bajas	135
CAPÍTULO 4: Estudio del Océano Índico	137
4.1 Modos de variabilidad de HGT1000 y TSM	137
4.1.1 Verano.....	137
4.1.2 Otoño.....	142
4.1.3 Invierno	147
4.1.4 Primavera.....	152
4.2 Relación entre los patrones de anomalías de circulación y temperatura del mar en el océano Índico	158
4.2.1 Verano.....	158
4.2.2 Otoño.....	160
4.2.3 Invierno	162
4.2.4 Primavera.....	163

4.3 El Dipolo del Océano Índico y el calentamiento generalizado de la cuenca (Indian Ocean Basin-wide Warming)	165
4.3.1 Introducción y características generales.....	165
4.3.2 La relación entre el DOI e IOBW y la circulación en capas bajas.....	170
<i>CAPÍTULO 5: La precipitación en Argentina.....</i>	<i>173</i>
5.1 Modos de variabilidad de la precipitación en Argentina	173
5.1.1 Verano.....	173
5.1.2 Otoño.....	177
5.1.3 Invierno	180
5.1.4 Primavera.....	183
5.2 La influencia de la temperatura del mar y la circulación en los distintos océanos sobre la precipitación estacional	187
<i>CAPÍTULO 6: Predictibilidad de la precipitación estacional asociada a los indicadores de los océanos</i>	<i>207</i>
6.1 Regionalización del territorio	207
6.2 La predictibilidad de la precipitación estacional	214
<i>CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES.....</i>	<i>252</i>
<i>ANEXO: Indicadores de la variabilidad océano-atmósfera</i>	<i>258</i>
<i>REFERENCIAS.....</i>	<i>274</i>

INTRODUCCIÓN

1. *La interacción de los océanos y la circulación atmosférica y su relación con la precipitación en Argentina*

Los grandes océanos que cubren el planeta actúan como esenciales reservorios de calor y por lo tanto son fundamentales al estudiar los forzantes climáticos de la precipitación. Analizar y estudiar los procesos que toman lugar en las distintas cuencas es un paso necesario hacia el entendimiento de la variabilidad climática. En esta tesis se aborda esta problemática y para ello se detallan algunos antecedentes de los resultados que han sido obtenidos al estudiar las diferentes cuencas oceánicas de los océanos Atlántico, Pacífico e Indico.

Muchos trabajos han sido publicados sobre las variaciones de la temperatura superficial del mar (TSM) del océano Atlántico y la circulación. Morioka *et al.* (2011) estudiaron el modo más dominante de variabilidad interanual en el océano Atlántico Sur en términos de la TSM, llamado dipolo del Atlántico Sur Subtropical (SASD por sus siglas en inglés), el cual presenta un patrón dipolar con orientación noreste-sudoeste. Los autores encontraron que el calor latente contribuye al desarrollo de ambos polos de anomalías de TSM mediante su influencia sobre la profundidad de la capa de mezcla del océano. La fase de crecimiento de un evento positivo de SASD comienza con un corrimiento anómalo hacia el sur del anticiclón semipermanente del Atlántico Sur (AA) a finales de la primavera, advectando anomalías positivas de flujo de calor latente sobre el sudoeste. Esto a su vez genera una disminución en la profundidad de la capa de mezcla a comienzos del verano. Como resultado, el calentamiento de la capa de mezcla debido a la radiación de onda corta es favorecido por una capa de mezcla más somera y, por lo tanto, el polo positivo de anomalías de TSM se desarrolla. De igual manera, se generan anomalías

negativas de flujo de calor latente sobre el noreste. Esto genera una profundización de la capa de mezcla a comienzos del verano y, como resultado, el calentamiento de la capa de mezcla debido a la radiación de onda corta es suprimido por una capa de mezcla más profunda y, por lo tanto, el polo negativo de anomalías de TSM se desarrolla. Otros patrones de variabilidad de TSM han sido estudiados en relación con el clima regional de Sudamérica, como por ejemplo el Dipolo del Océano Atlántico Sur (SAODI) definido por Nnamchi *et al.* (2011) como un dipolo de anomalías entre la zona noreste y sudoeste del Atlántico tropical. El SAODI es mayoritariamente producido por anomalías de flujo de calor en superficie, mientras que la dinámica oceánica juega un papel secundario. Las perturbaciones en el AA son el mecanismo dominante que disparan las anomalías de flujo neto de calor en superficie: un debilitamiento del AA tiende a debilitar los vientos del este en el polo sudoeste, favoreciendo la evaporación y aumentando el enfriamiento. En el polo noreste, cercano al Ecuador, la rama sudeste de los alisios se debilita, suprimiendo la evaporación y aumentando el calentamiento de la superficie (Nnamchi *et al.*, 2016). Más adelante, Nnamchi *et al.* (2017) analizaron tanto el SASD como el SAODI. Al estudiar la evolución estacional de la TSM encontraron que, en los meses de verano, las anomalías negativas de TSM están mayormente confinadas alrededor de 35°S y más al sur, mientras que el resto de la cuenca registra anomalías cálidas. Hacia el otoño, esta región se desplaza hacia el norte, alcanzando los 30°S, a la vez que se desarrollan anomalías ciclónicas de viento, asociándose a una intensificación del calentamiento en la porción norte. Durante el invierno, la estructura dipolar avanza hacia el norte, las anomalías negativas de TSM se posicionan cerca de 20°S y el calentamiento en el Ecuador se vuelve zonal. Mientras que en la porción oeste de la región ecuatorial persisten anomalías de viento del oeste, al este se ven favorecidos los vientos del este, propiciando la convergencia e intensificando los alisios. Este escenario intensifica el upwelling y la evaporación, llevando al decaimiento de las anomalías de TSM. Es importante tener en cuenta el rol de los procesos oceánicos en el desarrollo y decaimiento de las anomalías de TSM. En particular, Santis *et al.* (2020) exploraron el efecto memoria que provee la capa mezclada oceánica al preservar la señal de las anomalías de TSM. La capa de mezcla somera de verano deja por debajo agua con propiedades características del invierno-primavera, preservándolas, hasta que vuelven a mezclarse cuando la capa de mezcla se profundiza en el siguiente otoño. Sobre los cambios locales que ocurren en el océano Atlántico Sur, Dong *et al.* (2020) estudiaron los mecanismos responsables del déficit de

calor en el océano Atlántico sur registrado en 2009-2012 y encontraron que el principal mecanismo responsable fue el transporte de calor de Ekman anómalo alrededor de 35°S. Esto podría estar asociado, en parte, a anomalías positivas de presión sobre el nivel del mar (SLP) al sur de 37°S y negativas hacia el norte. Diversos autores han abordado la importancia de los cambios en la circulación atmosférica a través del AA. Venegas *et al.* (1997) encontraron dos modos de variabilidad representativos del acople océano-atmósfera en el océano Atlántico. El primer modo representa una oscilación en la intensidad del AA acompañado de fluctuaciones de la TSM con estructura dipolar, mientras que el segundo presenta un desplazamiento zonal del centro del AA en asociación con cambios en la TSM en las costas de África. Recientemente, Reboita *et al.* (2019) concluyeron que los mecanismos que mantienen los anticiclones subtropicales incluyen la celda de Hadley, la distribución continental y el calentamiento diabático a través de los monzones, y las interacciones mar-atmósfera. En invierno, el AA es mayoritariamente influenciado por la subsidencia asociada a la celda de Hadley y a fuentes de calentamiento asociadas con el hemisferio norte. En verano, el AA es principalmente influenciado por el calentamiento monzónico en el hemisferio sur y los gradientes zonales de TSM e interacciones mar-atmósfera. Esto coincide con resultados de Seager *et al.* (2003) quienes también puntualizaron que, si bien los anticiclones subtropicales surgen en respuesta al calentamiento monzónico continental, necesitan de la interacción océano-atmósfera local para que se amplifiquen las asimetrías de temperatura y, así, explicar la intensidad observada en los anticiclones (en concordancia con Rodwell y Hoskins, 2001). También, Richter *et al.* (2008) identificaron diversos factores que controlan la intensidad y la posición del AA en el invierno austral. El rol más importante es el de un patrón de subsidencia a gran escala sobre la cuenca, el cual depende de la convección tropical ubicada al norte del Ecuador durante julio. Los patrones secundarios que toman importancia una vez que el AA se encuentra desarrollado al este de la cuenca son la distribución de la TSM en la cuenca, la orografía y la temperatura continental adyacente. En un estudio reciente, Leyba *et al.* (2019) demostraron que la intensificación y expansión del AA se relacionan con un aumento en la velocidad del viento que intensifica los flujos de calor y la TSM en la región del frente de la corriente de Brasil. Sun *et al.* (2019) demostraron que, en verano, un desplazamiento del AA hacia el oeste se relaciona con variaciones en el calor latente asociados a la Zona de Convergencia de América del Sur (SACZ) mientras que un desplazamiento latitudinal del

AA tiende a inhibir los vientos anómalos a lo largo de la costa del sudeste de Sudamérica, modulando el contraste térmico tierra-mar. En invierno, dominan las interacciones locales mar-atmósfera y los cambios en la cobertura nubosa. La importancia de este sistema en la circulación también fue demostrada anteriormente por Cabos *et al.* (2017), quienes estudiaron el ciclo anual del AA y su variabilidad interanual en conexión con la variabilidad climática regional y a gran escala, y encontraron que considerar las variaciones interanuales de la ubicación de este sistema mejora la simulación del ciclo estacional sobre el atlántico tropical, revelando el rol fundamental del AA en dar forma al clima sobre esta región. Además, Sun *et al.* (2017) encontraron una relación entre el desplazamiento latitudinal del AA y tanto el fenómeno ENSO como el Modo Anular del Sur (SAM) (Gong y Wang, 1999; Nan y Li, 2003), ambos modos de variabilidad característicos del océano Pacífico y del hemisferio Sur respectivamente. En proyecciones futuras, Fahad *et al.* (2020) concluyeron que, debido a un corrimiento del borde de la celda de Hadley hacia el polo y aumentos de la media zonal de SLP, el área e intensidad de los anticiclones del hemisferio sur y, en particular del AA, aumenta y se extiende hacia los polos. Cherchi *et al.* (2018) puntualizaron que las proyecciones futuras de intensificación (o debilitamiento) y corrimiento de los sistemas puede variar no sólo por hemisferios sino también por regiones a través de las interacciones entre las distintas cuencas oceánicas. La dificultad de entender esta variabilidad se encuentra en los errores sistemáticos de los modelos empleados, la variabilidad de baja frecuencia, los procesos acoplados océano-atmósfera y la sensibilidad a los forzantes climáticos, entre otras áreas de incertidumbres. Las interacciones entre el mar y la atmósfera en la cuenca del Atlántico sur están relacionadas con la disponibilidad e ingreso de humedad a la región del sur de Sudamérica, permitiendo que el océano Atlántico Sur sea un importante condicionante de la lluvia en la región (Zhou y Lau, 1998; González *et al.*, 2002; Haarsma *et al.*, 2005; Vera *et al.*, 2006; Barros *et al.*, 2008; Martínez y Domínguez, 2014; entre otros). Taschetto y Wainer (2008) demostraron que la TSM en la región subtropical del océano Atlántico modula la posición de la SACZ sobre la costa de Brasil, así como también la posición y convección sobre la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ). Diversos autores han estudiado la ciclogénesis en el hemisferio sur y en particular en la cuenca atlántica, y cómo la variabilidad de ésta última puede tener un impacto sobre el desarrollo de tormentas. Las storm tracks son regiones donde la actividad sinóptica es más prevalente en latitudes medias, produciendo extremos locales y transportando calor,

humedad y momento hacia los polos. Gramcianinov *et al.* (2019) encontraron que la ciclogénesis al norte de 35°S ocurre principalmente por forzantes asociados al transporte de humedad en verano y a perturbaciones en altura en invierno. Al sur de 35°S, los ciclones se desarrollan en un ambiente baroclínico durante todo el año y con una menor influencia del transporte de humedad. En el hemisferio sur, en escalas interanuales a decadales, el frente de TSM en la región oeste del Atlántico sur en latitudes medias es capaz de intensificar la actividad de las storm tracks, favoreciendo la formación de tormentas en el hemisferio sur. Esto se debe a la presencia de los Andes ya que estos favorecen los gradientes de temperatura en capas bajas pendiente abajo y el desarrollo de los eddies sinópticos. De esta manera, la región oeste del atlántico sur sería capaz de modular remotamente la variabilidad climática de verano de los extratropicos del hemisferios sur al alterar las storm tracks (Zhang *et al.*, 2020). Este resultado coincide con lo encontrado previamente por Hoskings y Hodges (2005), quienes aseguran que el mayor determinante de la intensidad de las storm tracks en el Atlántico son los gradientes de TSM de latitudes medias. Incluso plantean la posibilidad de la presencia de un feedback positivo entre ellos: las storm tracks producen vientos en superficie que fuerzan las corrientes oceánicas responsables de los gradientes de TSM, acentuándolos y favoreciendo la actividad sinóptica. Zhang *et al.* (2018) también encontraron que las variaciones en la TSM a finales de la primavera del hemisferio sur son capaces de influenciar la actividad de las storm tracks el siguiente verano. A su vez, un incremento en la actividad de los eddies en verano induce una respuesta en forma de un patrón de anomalías positivas de TSM en la región subtropical sur y negativas en la región subtropical norte del océano Atlántico. Bombardi *et al.* (2014) estudiaron la relación entre la precipitación al este de Sudamérica y las variaciones en la TSM en el océano Atlántico Sur en periodos de El Niño-Oscilación del Sur neutral. Un patrón de anomalías negativas de TSM en la región extra tropical, positivas sobre la región tropical y anomalías negativas de SLP sobre toda la cuenca, se asocia a una intensificación del jet subtropical sobre Sudamérica subtropical y un desplazamiento hacia el sur de las storm tracks. Como consecuencia, se observan condiciones secas sobre el este de Sudamérica. González *et al.* (2017) demostraron que un calentamiento en la región sudoeste y un enfriamiento sobre el noreste (fase negativa del SAODI) induce un aumento de la precipitación primaveral en el centro-este de Argentina, asociándose con una mayor entrada de aire húmedo a Sudamérica a través del AA. En cuanto al impacto del AA sobre la lluvia en Argentina,

Garbarini *et al.* (2019) no sólo demostraron que los cambios en la intensidad y posición del AA están relacionados con cambios en la lluvia estacional en distintas regiones del país, sino que estos parámetros del AA presentan cierto grado de predictibilidad de la lluvia con un mes de anticipación. Por otro lado, Doyle y Barros (2002) demostraron que anomalías cálidas de TSM en la costa este de Sudamérica subtropical en verano se vinculan a un incremento de la precipitación en el noreste de Argentina y sur de Brasil debido a cambios en el transporte de aire húmedo. También en la región de Brasil, Bombardi *et al.* (2011) investigaron el rol importante que tienen las variaciones interanuales de TSM en el océano Atlántico sur sobre la precipitación monzónica de verano. Anomalías negativas (positivas) de TSM sobre la región tropical junto con anomalías positivas (negativas) en la región extratropical están asociadas, por un lado, con un inicio temprano (tardío) del monzón y veranos húmedos (secos) sobre el sudeste de Brasil y, por otro lado, con un inicio tardío (temprano) y veranos secos (húmedos) sobre el noreste de Brasil. Más adelante, Gilliland y Keim (2018), examinaron el viento en superficie en Brasil con relación a la ubicación del centro de máxima presión del AA. Ellos demostraron que la velocidad del viento y la SLP sobre el norte de Brasil depende de la posición latitudinal del AA y que los cambios en la posición del AA están acoplados con cambios en la SLP al norte de Brasil y con cambios en la temperatura al sur de Brasil.

Muchos autores han estudiado la interacción mar-atmósfera en la cuenca del océano Pacífico. Uno de los modos de variabilidad acoplados entre la atmósfera y el océano más estudiado por sus impactos a nivel global es El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), quien suele ser la fuente dominante de predictibilidad en escalas de tiempo estacionales (Delsole *et al.*, 2014). Este modo genera cambios en la dinámica del océano Pacífico ecuatorial, a través de anomalías de TSM y movimientos verticales, y cambios en la circulación asociados a la convección y la precipitación en el Pacífico ecuatorial, influyendo eventualmente en la circulación global a través de teleconexiones. Por otro lado, Ashok *et al.* (2007) definieron un tipo especial de eventos El Niño a los que denominaron El Niño Modoki (EMI) y en el cual se registran anomalías de TSM en el Pacífico Central tropical de signo opuesto a las anomalías al este y oeste de esta área central. Ding *et al.* (2017) demostraron que el inicio de un evento ENSO está relacionado con las anomalías de SLP tanto en la cuenca norte como la cuenca sur del Océano Pacífico. A su vez, cuando las anomalías de SLP en ambas cuencas son de signos opuestos, la intensidad de los

eventos ENSO desarrollados un año posterior suele ser mucho menor, posiblemente porque las anomalías de viento oeste sobre el Pacífico ecuatorial central y oeste se ven ampliamente reducidas debido a la interferencia de las señales provenientes de ambas cuencas. Esto demuestra la importancia de profundizar en los efectos conjuntos de distintas variables a la hora de entender la variabilidad en las cuencas oceánicas. Diversos autores han estudiado las características de la TSM en la cuenca del océano Pacífico Sur en términos de su variabilidad. Morioka *et al.* (2013) analizaron el Dipolo subtropical del Pacífico Sur (SPSD por sus siglas en inglés), el cual emerge como el segundo modo de variabilidad de las anomalías de TSM y muestra, en su fase positiva, un dipolo noreste-sudoeste de anomalías negativas y positivas en la cuenca central. Los autores hacen hincapié en que estos polos de anomalías se desarrollan debido a cambios en el acople océano-atmósfera. Sobre el polo positivo disminuye la profundidad de la capa de mezcla, favoreciendo el calentamiento de la misma por radiación de onda corta. La poca profundidad de la capa de mezcla está asociada a una disminución en la evaporación debido a las anomalías de SLP y a la disminución en la intensidad de los vientos en superficie. Sobre el polo negativo ocurre el mecanismo contrario. También, Zheng y Wang (2017) estudiaron el Modo Cuadrupolar del Pacífico Sur (SPQM por sus siglas en inglés), el cual emerge como el modo dominante de covariabilidad de TSM y vientos en superficie en el Pacífico Sur luego de remover la señal del ENSO. En su fase positiva presenta anomalías cálidas de TSM al oeste de la costa de Sudamérica y al sudeste de Nueva Zelanda y anomalías frías de TSM en la cuenca pacífica central y al este de la costa de Australia, junto con anomalías ciclónicas de viento en superficie en toda la cuenca. Esto genera un debilitamiento de los vientos alisios sobre la costa oeste de Sudamérica, reduciendo la evaporación y la pérdida de calor latente y, por lo tanto, aumentando la TSM. Esto puede generar una disminución en el gradiente de TSM entre los subtrópicos y el Ecuador, lo que debilita aún más los vientos alisios. En la zona central de la cuenca, las anomalías ciclónicas se ven asociadas a un transporte de aire frío y seco de latitudes altas, disminuyendo la TSM a través de un aumento en la evaporación y la pérdida de calor latente. Estas perturbaciones también generan cambios en la cobertura nubosa y la circulación oceánica capaces de favorecer las anomalías de TSM. Por otro lado, Saurral *et al.* (2018) estudiaron los principales modos de variabilidad interanual en la TSM en el Pacífico Sur y encontraron tres patrones dominantes. El primero, altamente correlacionado con la variabilidad del ENSO, consiste en una estructura de TSM con

forma de herradura en latitudes medias y subtropicales, cubriendo las costas de Sudamérica y gran parte de latitudes medias con un signo mientras que el signo opuesto se ve al este de Australia y Nueva Zelanda. El segundo y tercer modo, mayoritariamente confinados a latitudes extratropicales, se caracterizan por una propagación zonal hacia el este de las anomalías de TSM a lo largo del giro del Pacífico Sur. Otros autores también estudiaron la variabilidad de la TSM en conexión con los eventos ENSO. You y Furtado (2018) mostraron que el Modo Meridional del Pacífico Sur (SPMM), un modo termodinámico acoplado asociado a la variabilidad interna local de la atmósfera y organizado en un dipolo de anomalías de SLP meridional a gran escala, opera como un mecanismo eficiente para que las anomalías oceánicas y atmosféricas de verano en el Pacífico Sur se propaguen a los trópicos y contribuyan al inicio de los eventos ENSO. Análogamente, Zheng *et al.* (2018) estudiaron el SPSD, el cual presenta anomalías cálidas de TSM al oeste de Sudamérica y negativas en el centro subtropical del océano Pacífico en su fase positiva. Este patrón de TSM coincide con anomalías de SLP negativas hacia el sur del Ecuador y un consecuente debilitamiento de los alisios al noroeste de la zona de anomalías cálidas de TSM, lo que reduce el flujo calor latente. El feedback de viento- evaporación-temperatura superficial del mar, conocido como WES Feedback (Xie y Philander, 1994) extiende la zona de anomalías de TSM positivas hacia el Ecuador. Los vientos alisios debilitados en el Ecuador generan ondas de Kelvin ecuatoriales que profundizan la termoclina, lo que contribuye al desarrollo de anomalías cálidas de TSM y, por otro lado, promueve la advección horizontal de las anomalías de TSM cálidas. De esta manera, mediante procesos dinámicos y termodinámicos, las anomalías cálidas de TSM en el Pacífico oriental se desarrollan y extienden hacia el oeste para finalmente formar un evento del tipo El Niño. El rol de las variaciones de la TSM del océano Pacífico en la variabilidad climática es, sin lugar a duda, de gran importancia debido a su relación con los cambios en la dinámica oceánica y la circulación. Una de las características importantes de la circulación del océano Pacífico Sur que está relacionado con la variabilidad de la TSM es el Anticiclón del Pacífico Sur (AP). Flores-Aqueveque *et al.* (2020) analizaron las características del AP durante dos de los períodos climáticos más extremos del último milenio, La Pequeña Edad de Hielo (1300-1870) y el Período Cálido Actual (1970-2000), y encontraron que, durante este último, el AP contrajo su extensión y los vientos en el flanco polar y este se vieron intensificados respecto del período frío. Los sistemas de alta presión subtropicales se posicionan en una región ubicada entre los

tropicos, los cuales se ven dominados por la convección, y las latitudes medias, dominadas por el pasaje de sistemas frontales. Los sistemas de tiempo en latitudes medias son la influencia más importante sobre el máximo de SLP y el flanco polar del AP. El lado oeste de este sistema está asociado tanto a fenómenos de latitudes medias como de latitudes bajas, como por ejemplo la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (SPCZ por sus siglas en inglés). Los forzantes de origen tropical tienden a afectar el lado ecuatorial del AP; la convección sobre el Amazonas junto con la inhibición de la convección en el Pacífico tropical oeste lleva a un aumento de la SLP en esa región del AP (Grotjhan, 2004). Además, este sistema también se encuentra relacionado con la variabilidad del ENSO. Vershovskii y Kondratovich (2007) encontraron una relación significativa entre el desplazamiento hacia el sur del AP y la ocurrencia de eventos El Niño. Años más tarde, Ancapichún y Garcés-Vargas (2015) demostraron que el ENSO es el principal forzante de la variabilidad del AP en escalas interanuales mientras que la Oscilación Decadal del Pacífico y el Modo Anular del Sur son las mayores fuentes de variabilidad en escalas decadales. La variabilidad de la TSM en el Pacífico Sur y la posición e intensidad del AP regulan la zona de desplazamiento de los sistemas asociados a las ondas de Rossby que se desplazan desde zonas tropicales meridionalmente hacia el sudeste e ingresan a Argentina por el sur de la Patagonia, influenciando el clima de Sudamérica (Kidson, 1999; Mo, 2000, Paegle y Mo, 2002). Pizarro *et al.* (1994), al estudiar el comportamiento en tres estaciones meteorológicas costeras al norte de Chile, determinaron que la circulación establecida al oeste de Sudamérica presenta una componente de viento predominante del sur que favorece la surgencia especialmente en verano. Más adelante, Rahn y Garreaud (2013) también agregaron que las regiones con fuerte upwelling costero se ven influenciadas por el jet de capas bajas, el cual presenta un marcado ciclo estacional de vientos intensos debido a la migración del AP y está asociado tanto con un corrimiento del viento medio como de una recurrencia mayor de eventos de viento intenso. En las últimas décadas se ha registrado un aumento en la intensidad de los vientos que favorecen el upwelling en el borde sur de la corriente de Humboldt (35°-42°S), lo cual es consistente con un desplazamiento al sur del AP. El aumento en la intensidad de viento está asociado a cambios en la profundidad de la capa de mezcla y podría explicar la presencia de aguas superficiales más frías y salinas causando cambios en la concentración de oxígeno disuelto y otros gases sensibles a la oxigenación (Aguirre *et al.*, 2018). Además, algunos autores demostraron que un desplazamiento hacia el norte del AP se ve asociado a un

incremento de las precipitaciones en Chile y una disminución sobre el este de Argentina y parte de Brasil (Garbarini, 2016; Barrett y Hameed, 2017; Garbarini *et al.*, 2020). Solman y Orlanski (2010) demostraron que la presencia de una circulación anómala cuasi-estacionaria anticiclónica (cyclónica) sobre el Océano Pacífico suroriental está asociada con anomalías positivas (negativas) de precipitación sobre la Cuenca del Plata. Además, la actividad frontal que influencia la precipitación en la Cuenca del Plata se ve modulada por la circulación anómala en esta región del Océano Pacífico. Otros autores también estudiaron el fenómeno del ENSO en conexión con la variabilidad interanual del clima y la precipitación al sudeste de Sudamérica (Ropelewsky y Halpert, 1987; Vargas *et al.*, 1999; Grimm *et al.*, 2000; Barros *et al.*, 2008; González, 2013, entre otros). Recientemente, Cai *et al.*, (2020) exploraron los impactos del ENSO en el clima de Sudamérica y concluyeron que éstos varían ampliamente, siendo afectados no sólo por la diversidad en los eventos ENSO sino también por los modos de variabilidad internos y externos al océano Pacífico. Estos modos de variabilidad también pueden modificar directamente los impactos del ENSO reforzando o suprimiendo las anomalías que estos eventos producen. También es necesario tener en cuenta el EMI a la hora de estudiar la variabilidad de la precipitación en Argentina ya que muestra distintos efectos en la lluvia respecto a un evento ENSO convencional pero aun así importantes en nuestra región (Weng *et al.*, 2007 y 2009). En particular, Garbarini *et al.* (2016) encontraron que una fase positiva de EMI se ve asociada a un aumento de la precipitación en otoño y primavera al noreste de Argentina y en invierno sobre la región de Comahue. Además, González *et al.* (2017), en su estudio de índices meteorológicos para el análisis de forzantes de la lluvia en Argentina, mostraron una importante relación entre el EMI y la precipitación de primavera al noreste de Argentina y el sur de los Andes.

La cuenca del océano Índico también fue estudiada por muchos autores. Allí, Saji *et al.* (1999) definieron el Dipolo del Océano Índico (DOI) como un modo de variabilidad acoplado entre el océano y la atmósfera que juega un rol importante en las variaciones climáticas estacionales e interanuales y cuya fase positiva implica el calentamiento del Índico sudoeste y el enfriamiento del Índico noreste. Más tarde, autores como Feng y Meyers (2003) analizaron la variabilidad interanual del océano Índico tropical y la dinámica oceánica acoplada con relación a los eventos DOI. En particular, un evento DOI positivo es iniciado debido a upwelling anómalo a lo largo de la costa de Sumatra a

comienzos del invierno austral. Las anomalías de ascenso de aguas profundas favorecen el enfriamiento de TSM en la porción este del océano Índico, acoplándose con anomalías de viento hacia el oeste a lo largo de la región del Ecuador. A su vez, esto genera ondas de Rossby ecuatoriales que se desplazan hacia el oeste, profundizando la termoclina y aumentando la TSM en la región oeste del océano Índico, alcanzando el máximo desarrollo del evento DOI. En la región oeste del Índico tropical, hacia el sudeste de Madagascar, se ubica una zona sensible tanto a las perturbaciones atmosféricas como a las oceánicas, coincidente con la ubicación del sistema anticiclónico semipermanente de las islas Mascareñas (MH) (Huang y Shukla, 2008). Este sistema de alta presión tiene un rol vital en el clima de la región ya que modula el flujo de humedad regional y su intensidad está vinculada con los modos de variabilidad de la TSM. Vidya *et al.* (2020) demostraron que el calentamiento superficial inducido en esta región a partir de un evento DOI positivo aumenta el nivel del mar y el contenido de calor en el océano. De esta manera, se establece un gradiente de presión menor entre la zona del MH y la región continental ubicada más al norte, debilitando los vientos cross-ecuatoriales en el océano Índico occidental. Xulu *et al.* (2020) también demostraron que este sistema modula el ingreso de humedad en la zona del sur de África a través de los vientos alisios, modulando la intensidad del gradiente de presión norte-sur en la región. Mishra *et al.* (2012) estudiaron los patrones de lluvia monzónicos y su relación con la TSM y campos de viento en 850 hPa y establecieron dos modos de variabilidad de la misma. El primer patrón de lluvia representa una deflexión hacia el sur del flujo monzónico húmedo del oeste hacia el mar arábigo a través de India, resultando en menor flujo de humedad hacia el Himalaya. El segundo patrón consiste en anomalías de signo opuesto entre la Llanura del Ganges al norte de India y la India Peninsular combinado con anomalías de TSM sobre la región norte del Mar Arábico y la Bahía de Bengala y se lo considera una respuesta laggeada al ENSO. Yamagata *et al.* (2004) pudieron demostrar que, a través de cambios en la circulación atmosférica y el transporte de vapor de agua, un evento positivo de DOI se ve asociado a eventos de sequía en Indonesia, lluvias por encima de lo normal en regiones de África, India, Bangladesh y Vietnam y veranos más cálidos y secos en Europa, Japón, Corea y este de China. Liu *et al.* (2007) encontraron cierta teleconexión entre DOI y las anomalías de geopotencial de 200 hPa de altas latitudes del hemisferio sur usando la teoría de propagación de la energía de las ondas planetarias de acuerdo a Hoskins y Karoly (1981), mostrando que la energía se propaga a lo largo del mismo recorrido en que se

propaga el tren de ondas de Rossby. Autores como Chan *et al.* (2008) focalizaron su estudio en Sudamérica y probaron que la fase positiva del DOI se relaciona con un dipolo de anomalías de precipitación, con incrementos en la Cuenca del Plata y decrecimiento en la región del centro de Brasil. Estudios previos también han demostrado la existencia de un patrón de anomalías de TSM generalizadas y del mismo signo en la cuenca índica denominado Indian Ocean Basin-wide Warming (IOBW), identificado como el primer modo de variabilidad de TSM, aunque estudiado en menor profundidad. Schott *et al.* (2009) mencionan que los cambios en los flujos de calor en superficie asociados al ENSO, en particular el flujo de calor latente inducido por el viento y el de calor sensible relacionado con la cobertura nubosa, están relacionados con el desarrollo del IOBW. Por otro lado, Taschetto y Ambrizzi (2012) estudiaron dicho modo de variabilidad en relación con la precipitación en Sudamérica y encontraron que se encuentra asociado a un aumento de la precipitación en la Cuenca del Plata y una disminución sobre el norte de Sudamérica. Este vínculo entre el IOBW y la precipitación en América del Sur ocurre a través de la alteración de la circulación de Walker y de un tren de ondas en latitudes medias.

Diversos autores han indagado en la interacción entre las tres cuencas oceánicas. Wang (2010), al estudiar las anomalías de TSM de verano en la región subtropical del hemisferio sur, demostró la existencia de un modo dipolar de TSM global de onda 3 allí presente, cuya fase positiva (negativa) presenta anomalías frías (cálidas) de TSM en el este y cálidas (frías) en el sudoeste del Índico sur, Pacífico Sur y Atlántico sur respectivamente. Esta estructura dipolar es consistente con una respuesta a la capa de mezcla oceánica, la cual es forzada por la atmósfera a través de la influencia (en posición e intensidad) de los sistemas de alta presión subtropicales, en los cuales el flujo de calor latente juega un rol crucial a través de la evaporación inducida por los vientos. Wang (2019) demostró la importancia de las interacciones interoceánicas a la hora de estudiar la variabilidad climática. En particular, mencionó que un evento DOI establece una fuerza de gradiente de presión hacia el sudoeste aumentando el transporte del Flujo de Paso de Indonesia (Indonesian Throughflow, corriente oceánica al noroeste de Australia) y disminuyendo el contenido de calor del océano en el Pacífico occidental, lo que puede inducir anomalías negativas de TSM en el Pacífico oriental. Autores como Yoo *et al.* (2020), analizaron el rol del DOI en la velocidad de transición de fases del ENSO, y demostraron que un evento positivo del DOI podría contribuir a una rápida transición de un evento El Niño a un

evento La Niña. En su trabajo, los autores explican que, ante un evento El Niño, la fase positiva de DOI promueve anomalías de viento oeste sobre la región occidental del océano Pacífico tropical en diciembre, lo que induce anomalías negativas de TSM por upwelling debido a ondas de Rossby ascendentes. El enfriamiento superficial de la región inhibe la convección y aumenta la presión sobre el nivel del mar en la zona de Filipinas, donde ya había presentes anomalías anticiclónicas de presión debido a un evento El Niño desarrollado. Esto induce upwelling sobre el Ecuador y ondas de Kelvin oceánicas que se propagan hacia el este favoreciendo el upwelling y el enfriamiento y, eventualmente, estableciendo condiciones La Niña en el Pacífico tropical. También, Thanh Le *et al.* (2020) demostraron que el DOI tiene un efecto causal robusto sobre el ENSO, indicando que la variabilidad interanual del ENSO probablemente haya sido forzada por cambios en el DOI, evidenciando la necesidad de tener en cuenta la variabilidad del océano Índico como forzante del ENSO para mejorar su predictibilidad. Stan *et al.* (2017) hacen hincapié en que las interacciones y teleconexiones en escalas intraestacionales son un modulador importante de las anomalías de circulación en los trópicos y extratropicos y constituyen una fuente potencial de predictibilidad sub-estacional. Los mecanismos de respuesta de la circulación extratropical al calentamiento diabático tropical incluyen la teoría de ondas estacionarias, la propagación de ondas de Rossby y el feedback que involucra las stormtracks, entre otros. Por otro lado, los mecanismos de respuesta por los cuales la convección tropical y la circulación responden a las incursiones extratropicales incluyen velocidad vertical local como respuesta a algunos tipos de ondas extratropicales (en escalas muy locales) y teoría de ondas (en escalas más globales). Liu y Alexander (2007) también profundizaron en el impacto de la variabilidad de los trópicos en el clima extratropical a través de la convección profunda y su interacción con las stormtracks, mientras que, en escalas globales, los trópicos y subtropicos interactúan a través de la celda de Hadley y la circulación termohalina. Las teleconexiones oceánicas proveen memoria a largo plazo mientras que la atmósfera provee forzantes estocásticos que estimulan las fluctuaciones oceánicas de baja frecuencia. Morioka *et al.* (2014) estudiaron el rol de la variabilidad de la TSM tropical en la generación de dipolos subtropicales en las cuencas oceánicas capaces de influenciar la precipitación modulando las perturbaciones en la atmósfera en escalas sinópticas. Ellos encontraron que, sin la presencia de la variabilidad de la TSM tropical, la Oscilación Antártica (AAO) se vuelve el modo dominante y las ondas de Rossby asociadas a éste inducen anomalías de SLP en

latitudes medias, las cuales generan los dipolos subtropicales. En el caso del Océano Índico y Pacífico, el dipolo del Océano Índico y el Dipolo Subtropical del Océano Pacífico se asocian a la AAO mientras que en el océano Atlántico el Dipolo Subtropical del Atlántico Sur se asocia con un tren de ondas de anomalías de SLP en latitudes medias. Además del ya conocido efecto del Océano Pacífico sobre el Océano Índico y Atlántico, también se encontró un feedback de estas dos cuencas sobre el Pacífico en escalas interanuales a decadales. Cai *et al.*, (2019) demostraron que las variaciones en el océano Índico pueden acelerar el decaimiento de El Niño y facilitar la transición hacia la Niña, así como también un evento DOI positivo puede favorecer el inicio del Niño. Además, los modelos sugieren que el impacto del océano Índico y Atlántico en el ciclo del ENSO disminuye su amplitud y aumenta su frecuencia. El calentamiento debido a una fase positiva de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO) durante las últimas dos décadas intensificó la influencia del Atlántico sobre la cuenca Indo-Pacífica, intensificando los alisios, enfriando el Pacífico tropical y calentando el océano Índico. Este contraste de TSM intensificó aún más los alisios, lo que favorece el enfriamiento sobre el Pacífico. Esto afectó no sólo la diversidad en los eventos ENSO, sino que también tuvo un efecto sobre la temperatura media global en superficie. Varios de los factores de teleconexión abordados, asociados a patrones de TSM y circulación en las distintas cuencas oceánicas, suelen actuar paralelamente sobre la precipitación, por lo que es importante analizar su influencia sobre la variabilidad interanual de la precipitación. Las interacciones entre la atmósfera y el océano en los trópicos indudablemente tienen una gran influencia en el sistema climático. Autores como Cai *et al.* (2019) han podido demostrar la importancia de estudiar y explorar las distintas conexiones e interacciones entre las cuencas tropicales de todos los océanos, permitiendo mejorar el entendimiento de la variabilidad climática, así como también las proyecciones climáticas futuras. Años antes, Huang y Shukla (2006) comprobaron que las anomalías extratropicales y subtropicales de TSM en el hemisferio sur muestran un patrón dipolar con una inclinación sudoeste-noreste en el Atlántico e Índico y en menor medida en el Pacífico este, todas con un pico en el verano austral. Estos patrones de TSM inician como una respuesta oceánica a fluctuaciones atmosféricas de latitudes medias, por lo que la variabilidad interna de la atmósfera en estas latitudes puede contribuir a la predictibilidad del clima tropical en escalas estacionales.

2. Sobre la predictibilidad estacional de la precipitación en Argentina

Las restricciones y adversidades climáticas que enfrentan distintos sectores productivos en Argentina, como por ejemplo el agropecuario o el energético, generan un alto grado de incertidumbre sobre el resultado final de estas actividades económicas. Dada la diversidad de climas y suelos que presenta Argentina, prácticamente no existe lugar donde los resultados de la producción no enfrenten el riesgo de sufrir pérdidas debido a factores climáticos; ya sea por sequías, inundaciones, o eventos extremos. Por ejemplo, Pántano *et al.* (2017), a través del estudio de la reserva de agua en el suelo y su respuesta a las anomalías de precipitación al noreste de Argentina, puntualizaron la vulnerabilidad de la agricultura principalmente al oeste de esta región. También Müller *et al.* (2015) demostraron la importancia del estudio de la variabilidad interanual de la TSM en los diferentes océanos a la hora de analizar el rendimiento de los cultivos de maíz en la Pampa Húmeda. Estos son algunos ejemplos de la importancia de tener en cuenta estas fuentes de variabilidad interanual a la hora de estudiar las anomalías de precipitación y su pronóstico estacional.

La base física de la previsibilidad climática estacional radica en el hecho de que las variaciones lentas de ciertas variables, como por ejemplo la temperatura de la superficie del mar o la humedad del suelo, pueden influir en la circulación atmosférica y, por lo tanto, en otras variables meteorológicas. Para abordar este problema, se pueden utilizar modelos dinámicos y estadísticos. Existen modelos dinámicos operados en varios centros mundiales, pero aún existe una gran incertidumbre sobre la eficiencia de los mismos en escalas de tiempo estacionales. Muchos autores han señalado las dificultades al pronosticar el clima estacional en distintas partes del mundo (Barnston *et al.*, 2005; Leetmaa, 2003; Kumar, 2006) y particularmente en América del Sur (Goddard, 2003; Barreiro, 2009). Diversos autores han estudiado la precipitación y su variabilidad en el sur de Sudamérica y, en particular, en Argentina con fines de pronóstico. Coelho *et al.*

(2005) propusieron un sistema de pronóstico integrado compuesto por tres modelos océano-atmósfera acoplados y un modelo empírico que utiliza anomalías de TSM del océano Pacífico y Atlántico como predictores de la precipitación en América del Sur. Los autores demostraron que el uso de predicciones empíricas y de modelos combinadas entre sí permite obtener pronósticos más acertados que al utilizar dichas predicciones separadamente. Nobre *et al.* (2006) estudiaron la predictibilidad estacional y decadal del clima en América del Sur y demostraron que la falta de predictibilidad de la TSM sobre el Atlántico tropical es un factor limitante en las predicciones climáticas sobre algunas regiones de Sudamérica. Algunos autores han estudiado la predictibilidad de la precipitación mediante el uso de modelos climáticos. Liebmann *et al.* (2007), al trabajar con un ensamble de 24 modelos de ECHAM 4.5 y compararlo con datos de precipitación observada para Sudamérica en el periodo 1976-2001, encontraron una tendencia generalizada del modelo a sobreestimar la longitud de la estación húmeda. Silvestri y Vera (2008) evaluaron las simulaciones climáticas para la Cuenca del Plata a través de modelos provenientes de WCRP-CMIP3 para el periodo 1979-1999 y encontraron que los modelos son capaces de reproducir el ciclo anual de precipitación en la región, pero presenta errores al estimar eventos extremos de precipitación en distintos sectores de la cuenca. Posteriormente, dichos autores analizaron la habilidad de modelos climáticos acoplados provenientes de WCRP-CMIP3 de reproducir la variabilidad interanual de la precipitación estacional en América del Sur y encontraron que, si bien los modelos son capaces de reproducir el desplazamiento del máximo de variabilidad de precipitación estacional a lo largo del año, la mayoría presenta errores a la hora de representar la variabilidad asociada a la SACZ (Vera y Silvestri, 2009). Gulizia *et al.* (2013) estudiaron la habilidad de distintos modelos climáticos globales (GCMs por sus siglas en inglés) de representar el transporte de humedad de verano en Sudamérica. A partir de datos de reanálisis y 20 modelos provenientes de WCRP/CMIP3 para el período 1960-1999 demostraron que sólo algunos aspectos del transporte de vapor de agua, convergencia y anomalías de precipitación pueden ser reproducidos por los modelos adecuadamente. Esta dificultad en los modelos podría generar problemas en la estimación de la precipitación de verano de Sudamérica. Recientemente, Zilli y Carvalho (2021), al examinar los últimos 40 años de simulaciones correspondientes a 20 modelos climáticos pertenecientes al CMIP5, demostraron que las tendencias de precipitación consistentes con un desplazamiento de la SACZ hacia el polo pueden ser resultado de cambios en el uso de

suelo seguidos por cambios en las concentraciones de ozono. Sin embargo, los autores sugieren que las incertidumbres en la precipitación simulada evidencian que no todos los mecanismos vinculados a la intensidad y posición de la SACZ son correctamente capturados por los modelos evaluados.

A su vez, numerosos autores han estudiado la predictibilidad de la precipitación desde el punto de vista estadístico. González y Cariaga (2009), mediante la metodología de regresión múltiple Stepwise, elaboraron un modelo de predicción de la precipitación en la región metropolitana de Buenos Aires utilizando variables de gran escala en distintas regiones del planeta como predictores obteniendo resultados satisfactorios. A su vez, González *et al.* (2010) llevaron a cabo un estudio estadístico de la predicción estacional de la precipitación de invierno en la región de Comahue a partir del análisis de la TSM y altura geopotencial en áreas específicas del océano Índico y Pacífico. Más adelante, Barreiro y Diaz (2011) demostraron la importancia de considerar no sólo los procesos de teleconexión, sino también las interacciones regionales suelo-atmósfera para mejorar el pronóstico estacional sobre Sudamérica. También, Domínguez y González (2013) estudiaron la variabilidad de la precipitación en el centro de Argentina en escalas interanuales. A partir del estudio del comportamiento de la TSM, altura geopotencial en distintos niveles, viento y agua precipitable, se definieron predictores para generar un modelo eficiente de predicción de la precipitación de verano en la región oriental a través del método de regresión lineal múltiple.

Los pronósticos estadísticos se basan en la detección de la relación entre la precipitación y patrones de circulación previamente observados. Al encarar este tipo de pronóstico en escalas estacionales existen varias fuentes de error (González y Rolla, 2019). En principio, es importante señalar que las variables meteorológicas tienen un componente aleatorio imposible de predecir, pero hay otras fuentes de error diferentes que pueden abordarse. Una de ellas es la metodología utilizada para construir el modelo de pronóstico. El pronóstico estadístico puede abordarse mediante el uso de distintas metodologías obteniendo diferentes resultados. Algunas técnicas de explotación de datos como regresión múltiple lineal (RLM), métodos no lineales como los Modelos Aditivos Generalizados (GAMs) (Wood, 2006) y redes neuronales pueden ser utilizadas o combinadas con el fin de mejorar los pronósticos de precipitación en la región (Barnes *et*

al., 2019; Reichstein *et al.*, 2019). Por ejemplo, González y Herrera (2014), en su estudio del pronóstico de precipitación de invierno en Patagonia (Argentina), aplicaron modelos en los que la variable es explicada utilizando únicamente información de su comportamiento en el pasado (modelos ARIMA y Holt Winter) y la técnica Climate Predictability Tool (CPT) que considera variables que pueden explicar el comportamiento de la precipitación mediante relaciones físicas. Las autoras demostraron un aumento en la eficiencia del pronóstico de la precipitación al utilizar el ensamble de los tres modelos, especialmente en la región norte y este de la Patagonia. Otra posible fuente de error en los pronósticos estadísticos es la información utilizada para determinar los mejores predictores que se incluirán en los modelos estadísticos. En esta tesis se trató de avanzar en el conocimiento para la definición de nuevos predictores que agreguen información para la generación de modelos más eficientes. Para ello se han estudiado las tres cuencas oceánicas con el fin de encontrar relaciones de acople entre el mar y la atmósfera que sirvan como precursores de la precipitación estacional en Argentina.

3. *Objetivos y aporte científico del trabajo*

A partir de estudiar la relación entre la TSM y la circulación atmosférica en capas bajas de cada uno de los océanos, se pudieron definir índices que pueden actuar como predictores de la precipitación estacional en Argentina.

La circulación de capas bajas está altamente influenciada por las anomalías de TSM sobre los océanos, que ocupan la mayor parte de la superficie del planeta. Dicha circulación produce advección de aire húmedo que es uno de los componentes necesarios para la precipitación. Es por ello que es posible que algunas relaciones entre el comportamiento de la TSM y la circulación atmosférica de capas bajas puedan actuar como buenos predictores de la lluvia.

El objetivo fundamental de este trabajo es estudiar exhaustivamente la interrelación entre la TSM en los océanos Índico, Atlántico y Pacífico Sur y los patrones de circulación

atmosférica en capas bajas (HGT1000) allí presentes y determinar la influencia que ejercen sobre las anomalías estacionales de precipitación en Argentina con fines de pronóstico estacional. Para ello se proponen varios objetivos parciales:

- Estudiar los modos de variabilidad de las anomalías estacionales de TSM en el océano Atlántico Sur y relacionarlos con los modos de variabilidad de las anomalías estacionales de HGT1000 allí presentes y con el comportamiento (en posición e intensidad) del AA. Estudiar la incidencia del SAODI.
- Estudiar los modos de variabilidad de las anomalías estacionales de TSM en el océano Pacífico Sur y relacionarlos con los modos de variabilidad de las anomalías estacionales de HGT1000 allí presentes y con el comportamiento (en posición e intensidad) del AP. Estudiar la incidencia de los fenómenos ENSO y EMI.
- Estudiar los modos de variabilidad de las anomalías estacionales de TSM en el océano Índico y relacionarlos con los modos de variabilidad de las anomalías estacionales de HGT1000 allí presentes. Estudiar la incidencia de los fenómenos DOI e IOBW.
- Estudiar los modos de variabilidad de las anomalías estacionales (verano, invierno, primavera y otoño) de precipitación en Argentina y relacionarlos con los resultados obtenidos de los objetivos anteriores.
- Definir diversos índices de variabilidad de TSM y HGT1000 en base a las relaciones significativas encontradas a partir de los objetivos anteriores y analizar la influencia de cada variable y cada cuenca sobre las anomalías de precipitación estacional en Argentina.
- Estudiar la predictibilidad de la precipitación estacional que proveen las relaciones obtenidas anteriormente.

El aporte original de esta tesis radica en utilizar las relaciones obtenidas entre los patrones de variabilidad interanual de TSM de los océanos y la circulación en capas bajas, para asociarlas con la precipitación en Argentina. Para poder lograrlo se han definido índices, basados en dichas relaciones, y se estableció el porcentaje de la varianza de la precipitación estacional que fueron capaces de explicar. Además, se avanzó en la

posibilidad de que esos índices puedan ser usados como posibles predictores de la estación venidera.

Claramente un modelo de pronóstico estacional de precipitación debe contar además con otros predictores (variables meteorológicas en otros niveles, circulación en extra-tropicos, circulación regional, entre otros) para poder obtener resultados eficientes. Además, la eficiencia del pronóstico puede mejorar con la utilización de diferentes metodologías estadísticas. Esto será tema de futuros trabajos de investigación.

La tesis está organizada de la siguiente manera: en el Capítulo 1 se detallan los datos utilizados y las metodologías elegidas para realizar el trabajo de investigación. En el Capítulo 2 se muestra el estudio de la variabilidad de la TSM y la circulación en capas bajas en el océano Atlántico Sur, a través del estudio de los patrones de HGT1000 y del comportamiento del AA. También se incluye el estudio del dipolo del Atlántico Sur. Análogamente, el Capítulo 3 muestra el estudio en términos de la variabilidad de la TSM y de la circulación de capas bajas en el océano Pacífico Sur, incluyendo el estudio del AP, el fenómeno del ENSO y del EMI. A su vez, el Capítulo 4 presenta el análisis de la variabilidad de la TSM y de la HGT1000 en el océano Índico, así como también la influencia del DOI y el IOBW. Por otro lado, el Capítulo 5 presenta el análisis de la variabilidad interanual de la precipitación estacional en Argentina y un estudio del aporte de cada cuenca oceánica a dicha variabilidad. Luego, el Capítulo 6 plantea el grado de predictibilidad de los forzantes antes detallados a través de la construcción y posterior verificación de modelos estadísticos de predicción estacional en Argentina. Finalmente, el Capítulo 7 muestra las conclusiones del trabajo.

CAPÍTULO 1: DATOS Y METODOLOGÍA

1.1 Variabilidad en las cuencas oceánicas

Se utilizaron datos mensuales de temperatura superficial del mar (TSM) y altura geopotencial en el nivel de 1000 hPa (HGT1000) provenientes del reanálisis NCEP/NCAR de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (Kalnay *et al.*, 1996) para el período diciembre 1981 a noviembre 2016 y con una resolución espacial de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Al momento del inicio del trabajo eran los únicos datos de acceso libre disponibles en tiempo real. A partir de estos datos, se calcularon las anomalías estacionales de TSM y HGT1000 respecto del período 1981-2016 para las estaciones de verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON), finalmente trabajando con el período de estudio DEF 1982-SON 2016. Los datos fueron restringidos para tres dominios distintos, con el fin de caracterizar las cuencas del Océano Atlántico Sur, Pacífico Sur e Índico tropical. La Tabla 1.1-A y las Figuras 1.1-A a 1.1-C muestran los datos de cada región de estudio.

Tabla 1.1-A: *Dominio geográfico establecido para cada cuenca oceánica tenida en cuenta para el estudio.*

Océano	Dominio geográfico
Atlántico Sur	$65^\circ\text{O} - 20^\circ\text{E}; 50^\circ\text{S} - 0^\circ$
Pacífico Sur	$120^\circ\text{E} - 70^\circ\text{O}; 50^\circ\text{S} - 0^\circ$
Índico	$40^\circ\text{E} - 120^\circ\text{E}; 23.5^\circ\text{N} - 50^\circ\text{S}$

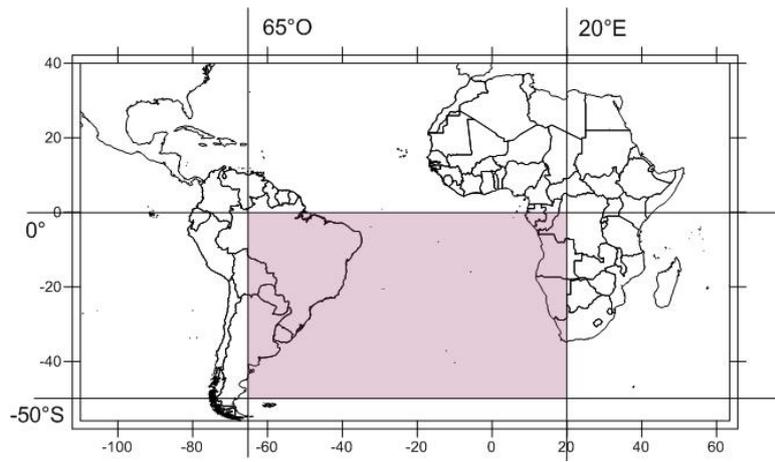


Figura 1.1-A: Área de estudio definida para el océano Atlántico Sur.

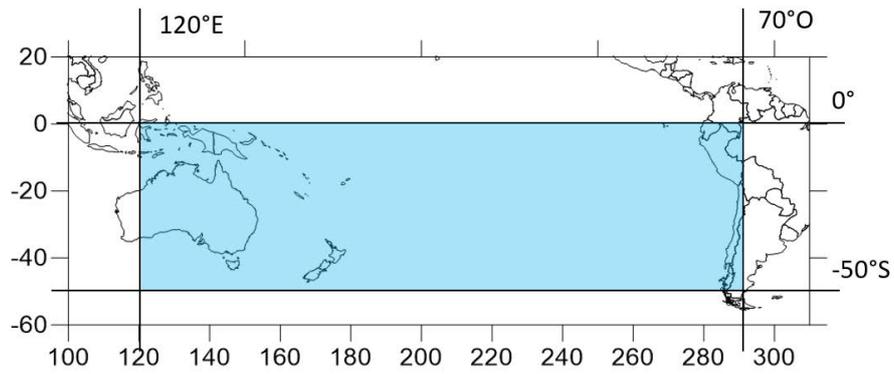


Figura 1.1-B: Área de estudio definida para el océano Pacífico Sur (°E).

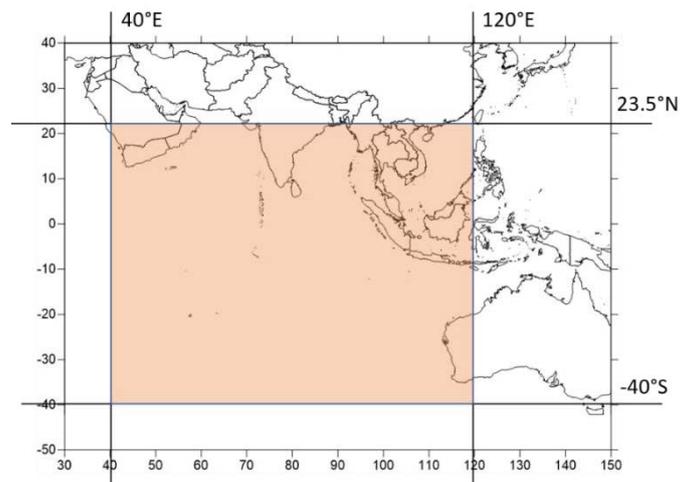


Figura 1.1-C: Área de estudio definida para el océano Índico (°E).

Es importante notar que los datos de TSM de dicho reanálisis no representan bien la realidad en latitudes altas en algunos sectores. Debido a esto, se decidió restringir el estudio de la variabilidad de la TSM en la cuenca del Pacífico Sur a la banda de latitudes ($40^{\circ}\text{S} - 0^{\circ}$).

A partir de estos datos, se procedió a calcular los modos de variabilidad interanual de las anomalías estacionales de ambas variables aplicando el Análisis de Componentes Principales (ACP) en modo T. El análisis de componentes principales consiste en sintetizar la información sobre un grupo de n individuos dado un conjunto de k variables X cuantitativas. Para ello se calculan nuevas variables F , denominadas componentes principales, funciones lineales de las variables X que tienen la propiedad de ser ortogonales entre sí y la variabilidad total es la de las variables originales. Las varianzas de las variables F son decrecientes. La ecuación matricial es:

$$\mathbf{F} = \mathbf{V} \mathbf{X} \quad (1)$$

Donde \mathbf{F} y \mathbf{X} son matrices de orden (n, k) y \mathbf{V} es la matriz de los coeficientes que determinan las combinaciones lineales y es una matriz de orden (k, k) .

Para calcular las componentes principales se puede utilizar o bien la matriz de covarianza o la de correlación de las variables originales. En este último caso las variables son estandarizadas. Las varianzas de las componentes principales son iguales a los autovalores de la matriz de covarianza. En la matriz \mathbf{V} , las columnas son los autovectores normalizados de la matriz de covarianza de la variable original X . La matriz de covarianza \mathbf{C} se puede expresar como:

$$\mathbf{C} = \frac{\mathbf{X}^t \mathbf{X}}{n} \quad (2)$$

Donde \mathbf{X}^t es la matriz transpuesta de \mathbf{X} . De forma que:

$$\mathbf{X} = \mathbf{F} \mathbf{V}^t \quad (3)$$

Donde \mathbf{V}^t , la matriz transpuesta de \mathbf{V} , es una matriz cuyas filas son los autovectores de la matriz de covarianzas.

Cuando se trabaja en modo T, las variables son las columnas de la matriz de entrada y las filas son las observaciones. Los resultados de este método son dependientes del dominio

espacial y por lo tanto se aplicó separadamente en cada uno de los tres dominios correspondientes a las tres cuencas oceánicas con el fin de retener la variabilidad propia de cada una de ellas (Wilks, 2011). Se retuvieron aquellas componentes principales que, en conjunto, explicaran más de un 50% de la varianza total original.

Además, con el fin de analizar la persistencia de los patrones de variabilidad en el tiempo, se calculó la tendencia de las series temporales de autovectores de las componentes principales para cada variable y cada estación del año. Estas tendencias fueron testeadas con un nivel de confianza del 95% utilizando un test de distribución Normal.

Para el estudio del acople entre ambas variables, en primera instancia se calculó la interrelación entre los distintos patrones de anomalías de TSM y HGT1000 mediante el método de correlación lineal entre las series temporales de los autovectores correspondientes a cada componente principal. El coeficiente de correlación lineal de Pearson mide la asociación lineal entre 2 variables x e y , y se define como:

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (4)$$

Para analizar la significancia se utilizó un test de hipótesis paramétrico. Se trata de probar la hipótesis de que $r \neq 0$, es decir, se busca rechazar la hipótesis nula $H_0: r=0$. Para un número de datos grande (N superior a 30), r se distribuye normalmente con media 0 y varianza $\frac{1}{(N-2)^{1/2}}$. De esta forma, para trabajar con un 95% de confianza, los valores de r significativos son aquellos que cumplen la condición:

$$|r| > \frac{1,96}{(N-2)^{1/2}} \quad (5)$$

Dado el número de datos utilizado ($N=32$ años), la significancia estadística corresponde a valores de r superiores a 0.336.

Para el caso de los océanos Atlántico y Pacífico Sur, se localizó el Anticiclón semipermanente del Atlántico (AA) y del Pacífico Sur (AP) como características relevantes de la circulación de capas bajas que se ven involucradas en el acople con el océano. Para ello se utilizaron datos mensuales de geopotencial provenientes del reanálisis Era-Interim del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Dee *et al.*, 2011) y acotando el dominio según la siguiente Tabla 1.1-B. Estos datos y los dominios fueron utilizados para dicho fin debido a que la mayor resolución de los datos permitió una localización más eficiente de los sistemas.

Tabla 1.1-B: *Dominio geográfico acotado para el estudio de ambos anticiclones.*

Sistema	Dominio geográfico
AA	40°O – 10°E; 40°S – 0°
AP	115°O – 75°O; 50°S – 0°

Se detectó la máxima intensidad de cada anticiclón a partir del máximo de altura geopotencial en estos dominios, y su posición longitudinal y latitudinal, y se analizó la variabilidad de ambos sistemas en escalas estacionales. Esta metodología para identificar el anticiclón resulta eficiente ya que, en efecto, los valores medios mensuales de geopotencial en la cuenca Atlántica reflejan la evolución anual del anticiclón (Garbarini *et al.* 2019, figura 2 y Garbarini *et al.* 2020, figura 2). Los valores medios encontrados coinciden con los expuestos en la revisión bibliográfica realizada por Reboita *et al.* (2019).

Para establecer la relación con los patrones de anomalías de TSM, estas series características de los anticiclones se correlacionaron con los patrones temporales (autovectores) derivados del método de componentes principales de cada cuenca oceánica. Las correlaciones fueron testeadas mediante un test de distribución Normal utilizando un nivel de confianza de 95%.

Como parte del estudio de los patrones de variabilidad de TSM y su acople con la circulación, se tuvieron en cuenta los fenómenos del Dipolo del Océano Atlántico Sur

(SAODI) para la cuenca del océano Atlántico, El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y El Niño Modoki (EMI) en la cuenca del océano Pacífico y el Dipolo del Océano Índico (DOI) y el calentamiento generalizado de la cuenca índica (Indian Ocean Basin-wide Warming, IOBW) para el océano Índico. La Tabla 1.1-C muestra los datos utilizados para el análisis de dichos fenómenos.

Tabla 1.1-C: *Índices de variabilidad climática considerados para el estudio junto con sus correspondientes fuentes.*

Fenómeno	Índice	Fuente
Dipolo del Océano Atlántico Sur	SAODI	http://ljp.gcess.cn/dct/page/65592
El Niño-Oscilación del Sur	EN 3.4	https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/Nino34/
El Niño Modoki	EMI	http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/e/elmodoki/data.html
Dipolo del Océano Índico	DOI	https://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/DMI/
Indian Ocean Basin-wide Warming	IOBW	http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/el_nino/index/

En todos los casos se caracterizaron estadísticamente las series estacionales correspondientes a cada índice, a través del valor medio y el desvío estándar, y se las correlacionó con los patrones de anomalías de HGT1000 de la cuenca oceánica correspondiente para establecer posibles interrelaciones. En todos los casos fueron testeadas con un nivel de confianza de 95% mediante un test de distribución Normal.

1.2 Variabilidad de la precipitación en Argentina

Para el estudio de la precipitación estacional en Argentina, se utilizaron datos de precipitación acumulada mensual provenientes de la red de medición del Servicio Meteorológico Nacional para 64 estaciones meteorológicas en el período de estudio

diciembre 1981-noviembre 2016. En la Tabla 1.2-A se muestran las estaciones meteorológicas utilizadas y en la Figura 1.2-A la distribución espacial de las mismas. Los datos fueron consistidos, sólo se consideraron aquellas series con menos de un 10% de datos faltantes. Los datos mensuales fueron completados con su media mensual sólo en los casos en que la metodología requiriera series completas. Las anomalías estacionales de precipitación respecto de la media 1981-2016 fueron calculadas para las cuatro estaciones del año: verano, otoño, invierno y primavera del hemisferio austral (DEF, MAM, JJA y SON, respectivamente). Los modos de variabilidad interanual de la precipitación fueron determinados aplicando ACP en modo T y se retuvieron aquellas componentes principales que, en conjunto, explicaran más de un 50% de la varianza total original.

Tabla 1.2-A: Estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio.

Nro. OMM	Nombre	Latitud	Longitud
87007	La Quiaca Obs.	22.06°S	65.36°O
87016	Oran Aero	23.09°S	64.19°O
87047	Salta Aero	24.51°S	65.29°O
87078	Las Lomitas	24.42°S	60.35°O
87097	Iguazú Aero	25.44°S	54.28°O
87121	Tucumán Aero	26.51°S	65.06°O
87129	Santiago Del Estero Aero	27.46°S	64.18°O
87148	Pcia. Roque Sáenz Peña	26.45°S	60.24°O
87162	Formosa Aero	26.12°S	58.14°O
87166	Corrientes Aero	27.27°S	58.46°O
87178	Posadas Aero	27.22°S	55.58°O
87217	La Rioja Aero	29.23°S	66.49°O
87222	Catamarca Aero	28.36°S	65.46°O
87244	Villa María Del Rio Seco	29.54°S	63.41°O
87257	Ceres Aero	29.53°S	61.57°O
87270	Reconquista Aero	29.11°S	59.42°O
87289	Paso De Los Libres Aero	29.41°S	57.09°O
87311	San Juan Aero	31.34°S	68.25°O

87320	Chamical Aero	30.22°S	66.17°O
87328	Villa Dolores Aero	31.57°S	65.08°O
87344	Córdoba Aero	31.19°S	64.13°O
87349	Pilar Obs.	31.40°S	63.53°O
87371	Sauce Viejo Aero	31.42°S	60.49°O
87374	Paraná Aero	31.47°S	60.29°O
87393	Monte Caseros Aero	30.16°S	57.39°O
87395	Concordia Aero	31.18°S	58.01°O
87418	Mendoza Aero	32.50°S	68.47°O
87436	San Luis Aero	33.16°S	66.21°O
87448	Villa Reynolds Aero	33.44°S	65.23°O
87453	Rio Cuarto Aero	33.07°S	64.14°O
87467	Marcos Juárez Aero	32.42°S	62.09°O
87480	Rosario Aero	32.55°S	60.47°O
87497	Gualeguaychú Aero	33.00°S	58.37°O
87506	Malargüe Aero	35.30°S	69.35°O
87509	San Rafael Aero	34.35°S	68.24°O
87532	General Pico Aero	35.42°S	63.45°O
87534	Laboulaye Aero	34.08°S	63.22°O
87544	Pehuajó Aero	35.52°S	61.54°O
87548	Junín Aero	34.33°S	60.55°O
87550	Nueve De Julio	35.27°S	60.53°O
87563	Las Flores Aero	36.02°S	59.08°O
87585	Buenos Aires	34.35°S	58.29°O
87593	La Plata Aero	34.58°S	57.54°O
87623	Santa Rosa Aero	36.34°S	64.16°O
87640	Bolívar Aero	36.12°S	61.04°O
87641	Azul Aero	36.50°S	59.53°O
87645	Tandil Aero	37.14°S	59.15°O
87679	Pigüé Aero	37.36°S	62.23°O
87688	Tres Arroyos	38.20°S	60.15°O
87692	Mar Del Plata Aero	37.56°S	57.35°O
87715	Neuquén Aero	38.57°S	68.08°O
87750	Bahía Blanca Aero	38.44°S	62.10°O
87765	Bariloche Aero	41.09°S	71.10°O

87774	Maquinchao	41.15°S	68.44°O
87784	San Antonio Oeste Aero	40.47°S	65.06°O
87791	Viedma Aero	40.51°S	63.01°O
87803	Esquel Aero	42.56°S	71.09°O
87828	Trelew Aero	43.12°S	65.16°O
87860	Comodoro Rivadavia Aero	45.47°S	67.30°O
87880	Gobernador Gregores Aero	48.47°S	70.10°O
87904	El Calafate Aero	50.16°S	72.03°O
87909	San Julián Aero	49.19°S	67.47°O
87925	Rio Gallegos Aero	51.37°S	69.17°O
87934	Rio Grande B.A.	53.48°S	67.45°O

Como siguiente paso, y con el fin de detectar la posible relación entre los patrones de variabilidad océano-atmósfera y la lluvia estacional, se definieron distintos indicadores de la variabilidad de TSM y HGT1000 en los tres dominios. Cada índice se definió como una región coincidente con un centro de máxima variabilidad en los patrones espaciales de anomalías de cada variable. A partir de esto, se construyeron las series temporales de cada índice estacional para el período de estudio 1982-2016 promediando la variable de origen en la región donde se definió, teniendo en cuenta cada punto de retícula dentro de la misma. Para el caso de indicadores con estructura dipolar, los mismos fueron definidos como la resta de los promedios areales de las regiones que conforman dicho dipolo, teniendo siempre en cuenta a la región de anomalías positivas como el minuendo y la región de anomalías negativas como el sustraendo.

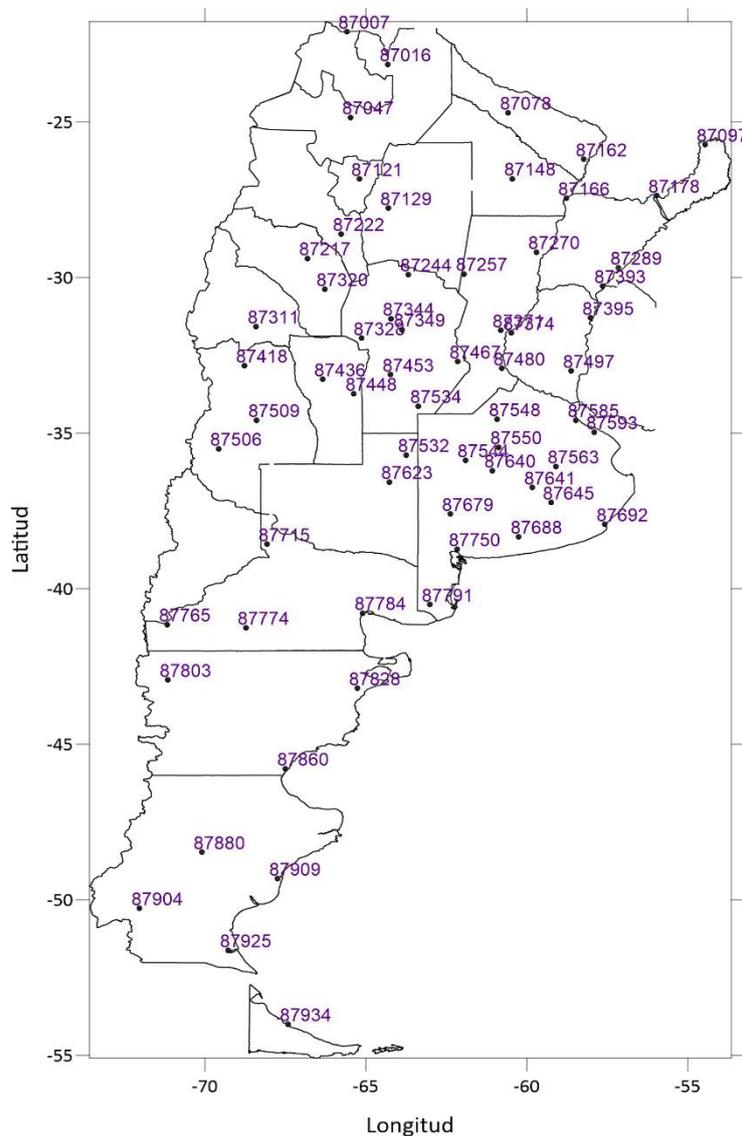


Figura 1.2-A: *Distribución geográfica de las estaciones meteorológicas analizadas.*

Se evaluó la presencia de correlaciones significativas con un 95% de confianza entre los patrones de anomalías de precipitación estacional y todos los posibles indicadores considerados para la misma estación del año, utilizando un test de Distribución Normal. Se aplicó la metodología de Least Absolute Shrinkage and Selection Operator (LASSO) (Tibshirani, 1996; Rolla, 2018; Ayala, 2019) al conjunto de indicadores significativos, para así determinar el subconjunto de ellos que mejor explican los patrones de precipitación. Esta técnica permite evitar el fenómeno de overfitting (Wilks 2011), el cual explica que tomar en cuenta una gran cantidad de predictores en un modelo de regresión

múltiple puede generar un ajuste muy bueno considerando la muestra de entrenamiento, pero muestra fallas considerables cuando se aplica a un período diferente. La metodología LASSO selecciona los mejores predictores para aumentar la precisión de los modelos estadísticos de regresión múltiple que se pretenden generar.

El método LASSO combina un modelo de regresión con un procedimiento de contracción de algunos parámetros hacia el valor nulo para seleccionar predictores, imponiendo una penalización sobre los coeficientes de regresión. LASSO penaliza la suma del valor absoluto de los coeficientes de regresión. Dado que un predictor con coeficiente de regresión nulo no influye en el modelo, LASSO consigue excluir los predictores menos relevantes. El grado de penalización está controlado por el parámetro λ . Cuando este parámetro es nulo, el resultado es equivalente al de un modelo lineal por mínimos cuadrados y cuando λ aumenta, aumenta también la penalización y más predictores quedan excluidos. Siendo X_i las variables predictoras, Y_i los predictandos y β_i la estimación del LASSO, se puede expresar el problema de optimización con la siguiente expresión:

$$\sum_{i=1}^n (y_i - \beta_0 - \sum_{j=1}^p \beta_j x_{ij})^2 + \lambda \sum_{j=1}^p |\beta_j| = \text{suma residuos cuadrados} + \lambda \sum_{j=1}^p |\beta_j| \quad (6)$$

Una vez que se obtuvieron los indicadores definitivos para cada patrón de anomalías de precipitación estacional, se procedió a buscar los modelos que permitan explicar la mayor proporción de varianza. Para ello, se utilizó un modelo de regresión múltiple mediante el método de *Forward Stepwise Regression* (Wilks, 2011), que en cada paso suma una variable y finalmente genera el modelo con aquel conjunto de predictores que explican la mayor varianza con el menor error posible. Un modelo de regresión lineal múltiple es un modelo lineal que permite estimar una variable Y utilizando varios predictores X_i a través de la ecuación:

$$Y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_kx_k \quad (7)$$

Los coeficientes b_i se obtienen utilizando el método de mínimos cuadrados, lo cual implica minimizar la suma de los cuadrados del error de la estimación SCE:

$$SCE = \sum_{i=1}^n e_i^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - b_0 - b_1x_{1i} - b_2x_{2i} - \dots - b_kx_{ki})^2 \quad (8)$$

Para ello se debe diferenciar SCE respecto a b_0, b_1, \dots, b_k e igualar el resultado a cero, lo que lleva a generar el conjunto de $k + 1$ ecuaciones normales para la regresión lineal múltiple.

Se tuvieron en cuenta distintas métricas para evaluar los modelos obtenidos (Hyndman y Athanasopoulos, 2018). Una de ellas es el coeficiente de determinación R^2 , el cual es una medida de cuán bien un modelo de regresión lineal se ajusta a los datos históricos y, por lo tanto, refleja la proporción de varianza del predictando que es explicada por el modelo de regresión. Sin embargo, a la hora de analizar la habilidad del modelo para ajustar a datos futuros, es mejor utilizar el *coeficiente de determinación R^2 ajustado ($Adj R^2$)*, el cual da cuenta de la varianza del predictando que es explicada por las variables independientes predictoras y tiene en cuenta el número de predictores utilizados. Este coeficiente está dado por:

$$Adj R^2 = 1 - (1 - R^2) \frac{N-1}{N-K-1} \quad (9)$$

Donde N es el número total de observaciones y K la cantidad de predictores. De esta manera, el mejor modelo es aquel que posee el mayor valor de coeficiente de determinación ajustado. También se tuvo en cuenta el coeficiente de *Cross-validación (CV)* como métrica de eficiencia de los modelos ya que evalúa la habilidad predictiva de cada uno de ellos a través de la metodología de “*Leave-one-out cross-validation*” (*LOOCV*) (Stone, 1974). Esta técnica consiste en remover una observación n del set de datos N y construir el modelo para los datos restantes, calculando el error de la estimación. Este proceso se repite para todos los años del registro temporal ($n = 1, \dots, N$) definiendo el coeficiente CV como:

$$CV = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left[\frac{e_n}{1-h_n} \right]^2 \quad (10)$$

Donde N es el número total de observaciones, e_n es el residuo obtenido a partir de construir el modelo con las N observaciones y h_n son los valores de la diagonal de la “matriz sombrero” derivada de la estimación \hat{y} (“y sombrero”) de la variable y . De esta manera, el mejor modelo es aquel que tenga menor valor de CV . Este coeficiente también es representativo de la estabilidad del modelo ya que permite verificar que los coeficientes del modelo no cambian sustancialmente cuando se lo calcula con diferentes entradas. De esta forma, un modelo con bajo CV garantiza la estabilidad.

Además, para poder analizar la contribución relativa de cada uno de los indicadores involucrados en cada patrón de precipitación estacional, se aplicó el Análisis de Sendero, sólo en los casos en que los modelos anteriores explicaran una varianza superior al 30% (Conover, 1999). Si bien la técnica LASSO genera el mejor conjunto de predictores, ocurre a veces que no existe total independencia entre ellos. El Análisis de Sendero detalla dicha independencia y provee posibles explicaciones causales de las correlaciones observadas entre una variable respuesta o dependiente (precipitación) y una serie de variables causales o independientes (indicadores definidos) a través de la partición de la correlación entre dos variables como la suma de dos tipos de efectos: un efecto directo de una variable sobre otra (senderos simples) y efectos indirectos de una variable sobre otra variable vía una o más variables independientes (senderos compuestos). Por ejemplo, para un modelo lineal de la forma:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X + \beta_2 U + \varepsilon \quad (11)$$

Donde Y es la variable dependiente, X y U las variables independientes, β_0 es la ordenada al origen del modelo, β_1 y β_2 los coeficientes correspondientes a cada variable independiente y ε representa el término de error aleatorio. El análisis de sendero brindará información sobre los efectos directos de X y U sobre Y (senderos simples o vías directas) y además efectos indirectos de X sobre Y a través de U , así como también de U sobre Y a través de X (senderos compuestos o vías indirectas). El efecto indirecto de una variable X sobre Y vía otra variable U se define como $\rho_u r_{x,u}$. Los coeficientes ρ son los coeficientes estandarizados de la regresión múltiple de Y sobre X y U y $r_{x,u}$ es el coeficiente de correlación simple entre X y U .

El análisis de sendero, donde participan dos variables independientes, particiona la correlación observada entre Y y X y entre Y y U de la siguiente forma:

$$r_{y,x} = p_{y,x} + p_{y,u} r_{x,u} \quad (12)$$

$$r_{y,u} = p_{y,x} r_{x,u} + p_{y,u} \quad (13)$$

Esto constituye un sistema de ecuaciones de donde se pueden obtener los estimadores de los efectos directos (Di Rienzo *et al.*, 2020).

1.3 Estudio de la predictibilidad de la precipitación estacional

Para llevar a cabo esta parte del trabajo, se regionalizó Argentina utilizando los diferentes regímenes de precipitación. Existen dos tipos principales de métodos de agrupamientos: jerárquicos y no jerárquicos. Los métodos jerárquicos (Tan *et al.*, 2006) utilizan para agrupar algunas métricas de distancia como son la distancia euclídea y la correlación entre estaciones. En los métodos de agrupamiento no jerárquicos, se determina el número de grupos de antemano y las observaciones se van asignando a los grupos en función de su cercanía. El más conocido es el *K-means* donde el agrupamiento se realiza minimizando la suma de distancias entre cada objeto y el centroide de su grupo (Tan *et al.*, 2006).

Otra metodología común utilizada en meteorología para realizar este tipo de agrupamientos es el método de Lund (Lund, 1963), que se basa en un agrupamiento jerárquico usando una matriz de distancia basada en la correlación. Este método trabaja inicialmente con la matriz de correlación entre todas las variables a agrupar. Se fija un valor de tolerancia por encima del cual las variables se consideran dentro del mismo grupo y el primer grupo corresponde a todas las variables correlacionadas con valor mayor que la tolerancia. La metodología se repite nuevamente para la matriz de correlación residual.

El agrupamiento depende altamente de la tolerancia, pueden quedar casos sin agrupar y los grupos generados no son ortogonales (independientes).

En esta sección se utilizó una regionalización del territorio argentino mediante la metodología de Lund con un coeficiente de correlación crítico de 0.68 y aplicada al ciclo anual de la lluvia. Esta metodología y el valor crítico utilizado fueron elegidos debido a que separa el territorio en regiones con regímenes de precipitación diferentes que se adaptan a las características climáticas conocidas y, por lo tanto, resultó útil para este trabajo. Otros métodos podrían también haber sido utilizados en lugar de este.

Una vez obtenidas las regiones, se construyeron las series de precipitación acumulada estacional característica de cada región como el promedio aritmético de la precipitación acumulada estacional en todas las estaciones meteorológicas que componen cada región.

Análogo a la sección anterior, se correlacionaron las series representativas de cada región y cada estación del año con los índices mencionados para la estación del año previa y se evaluó la significancia con un 95% de confianza mediante un test de Distribución Normal. Al conjunto obtenido de predictores significativos se le aplicó la metodología LASSO para retener el mejor subconjunto de predictores independientes. Una vez más, estos predictores fueron utilizados como entrada al método de regresión lineal múltiple (Stepwise) para obtener modelos de pronóstico de la precipitación estacional en cada región y se eligieron aquellos modelos que presentaran mayor valor de $Adj R^2$ y menor CV para garantizar la estabilidad de los mismos.

El rendimiento de los modelos seleccionados se evaluó a través del método de validación cruzada con la técnica LOOCV mencionada en la sección anterior. Esta metodología es especialmente útil cuando el registro temporal es corto porque si se divide en un período de entrenamiento y otro de verificación, se corre el riesgo de no estar contemplando todas las posibles situaciones para entrenar al modelo (Wilks, 2011).

Por un lado, se compararon las funciones de probabilidad acumulada de precipitación observada y cross-validada de cada modelo usando un test de chi-cuadrado (χ^2) (Wilks, 2011) mediante la hipótesis nula de que la serie de precipitación cross-validada proviene de la misma distribución de probabilidades que la serie observada. De esta forma, aquellos modelos que no rechacen dicho test de hipótesis presentan un buen ajuste.

Como medida de acierto, se categorizó tanto a los datos observados como a los pronosticados de forma tal que la precipitación resultó “subnormal” si es inferior al primer tercil de la serie observada, “sobrenormal” si es superior al segundo tercil, o “normal” si se encuentra entre ambos valores. De esta forma, se consideraron “buenos” pronósticos aquellos que fueron capaces de predecir la categoría de precipitación acumulada observada en una dada estación del año y región del país. En los casos en que la precipitación observada y obtenida por LOOCV no coincidieron por una categoría se consideró un pronóstico “regular” y en los casos en que difirieron por dos categorías se lo consideró “malo”.

A partir de esta categorización, se confeccionaron tablas de contingencia teniendo en cuenta la precipitación obtenida mediante LOOCV, con las que pudieron definirse otros coeficientes de eficiencia (Mason, 2003; Wilks, 2011). Dada la siguiente tabla de contingencia:

Tabla 1.3-A: *Tabla de contingencia esquemática construida para la definición de distintos índices de desempeño.*

Precipitación acumulada estacional observada				
Evento		Sí	No	Subtotal
Precipitación acumulada estacional por LOOCV	Sí	a	b	$a + b$
	No	c	d	$c + d$
	Subtotal	$a + c$	$b + d$	$n = a + b + c + d$

Donde a es la cantidad de eventos de ocurrencia pronosticados favorablemente, b la cantidad de eventos de ocurrencia pronosticados no favorablemente, c la cantidad de eventos de no ocurrencia pronosticados no favorablemente y d la cantidad de eventos de no ocurrencia pronosticados favorablemente.

A partir de esto, se calculó el índice *Proportion of Correct* o *Proporción Correcta (PC)* definido como una medida de la proporción de pronósticos correctos sobre el número total de la muestra, es decir:

$$PC = \frac{a+d}{n} \quad (14)$$

Así, un buen modelo es aquel cuyo valor de PC es cercano a 1. También se calculó el índice *Threat Score (TS)* o *Critical Success Index (CSI)* definido como el número de pronósticos favorables de ocurrencia dividido por el número total de ocasiones en las que el evento fue pronosticado y observado, es decir:

$$TS = CSI = \frac{a}{a+b+c} \quad (15)$$

De esta manera, un modelo ideal posee un valor de TS igual a 1. Por otro lado, se consideró el índice *False Alarm Ratio o Relación de Falsa Alarma (FAR)*, el cual se define como:

$$FAR = \frac{b}{a+b} \quad (16)$$

y representa la cantidad de falsas alarmas sobre el total de eventos de ocurrencia pronosticados, por lo que un buen modelo presenta valores de FAR cercanos a cero. Otra medida que se tuvo en cuenta es la *Probabilidad de detección (POD)* como la proporción de ocurrencias pronosticadas favorablemente, es decir:

$$POD = \frac{a}{a+c} \quad (17)$$

De esta forma, valores altos de POD indican un buen desempeño del modelo de precipitación. Por último, se calculó la *False Alarm Rate (F)* o Tasa de falsa alarma, también expresada como $1-E$ donde E es la *Especificidad*:

$$F = 1 - E = 1 - \frac{d}{b+d} = \frac{b}{b+d} \quad (18)$$

Esta medida representa la cantidad de falsas alarmas sobre el total de eventos observados, es decir, la probabilidad de que el modelo pronostique un evento de ocurrencia a pesar de que no haya ocurrido. De esta forma, cuanto más cercana a 0 sea la tasa de falsa alarma, mejor es el modelo. La relación comparativa entre POD vs $1-E$ se grafica en diagramas

conocidos como Diagramas *ROC* (Receiver Operating Characteristic, o Característica Operativa del Receptor) de forma que los modelos que quedan posicionados por encima de la línea de identidad se consideran buenos, siendo idealmente el mejor modelo aquel que presenta POD igual a la unidad y (1-E) nulo.

CAPÍTULO 2: ESTUDIO DEL OCÉANO ATLÁNTICO

Con el fin de estudiar el comportamiento de la cuenca del océano Atlántico Sur en términos de la temperatura superficial del mar y de la circulación en capas bajas, se analizaron las componentes principales de las anomalías estacionales de ambas variables según la metodología detallada en el Capítulo 1. Las siguientes secciones muestran los resultados obtenidos de dicho análisis junto con el estudio del acople océano-atmósfera en esta región.

2.1 Modos de variabilidad de HGT1000 y TSM

2.1.1 Verano

Las Figuras 2.1.1-A y 2.1.1-B, junto con las Tablas 2.1.1-A y 2.1.1-B, muestran los patrones espaciales de anomalía estacional de HGT1000 para la estación de verano junto con las series temporales de los autovectores correspondientes a estas componentes que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total de dicha variable.

El comportamiento de la altura geopotencial en capas bajas durante los meses de verano se encuentra mayormente explicado por un patrón de máxima variabilidad en la zona de las bajas subpolares, centrada alrededor de 50°S; 10°O. Por otro lado, la segunda componente principal, la cual da cuenta del 11.9% de la varianza total, muestra un patrón con dos centros de variabilidad opuesta entre sí centrados en 50°S y hacia las costas de ambos continentes. Por otro lado, la tercera y cuarta componente principal muestran mayor variabilidad en el centro del área de estudio, explicando en conjunto

aproximadamente 15% de la varianza total. Ninguna de las series de los autovectores correspondientes a estas componentes principales presentó una tendencia lineal significativa con un 95% de confianza (Figura 2.1.1-B y Tabla 2.1.1-B).

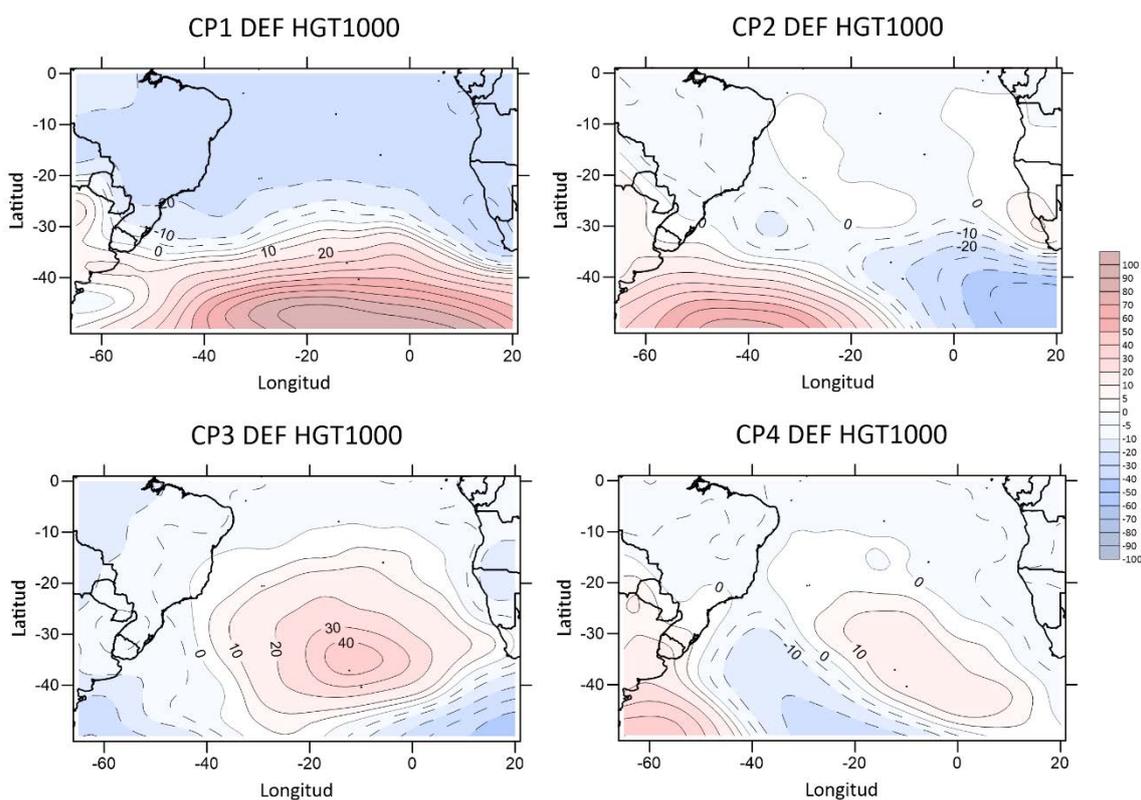


Figura 2.1.1-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para DEF en el océano Atlántico.

Tabla 2.1.1-A: Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en DEF en el océano Atlántico.

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	37.5	37.5
2	11.9	49.4
3	9.4	58.8
4	6.4	65.2

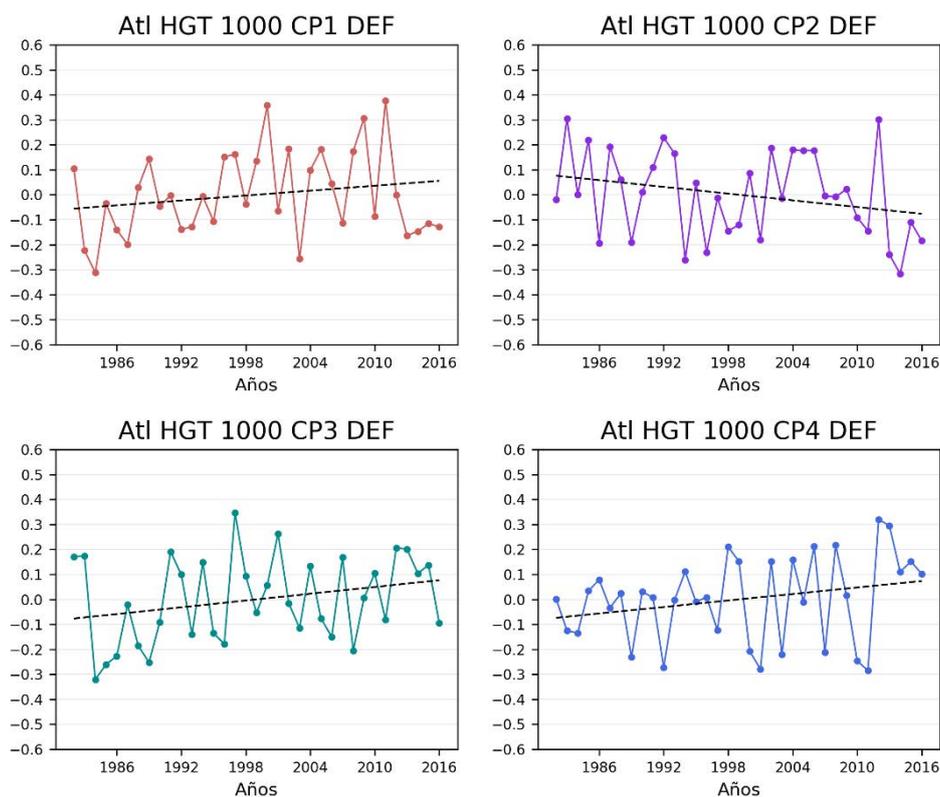


Figura 2.1.1-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para DEF en el océano Atlántico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 2.1.1-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para DEF en el océano Atlántico. En negrita se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 DEF			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R²	R
1	0.0033	0.0382	0.195
2	-0.0045	0.0719	0.268
3	0.0045	0.0728	0.269
4	0.0043	0.0671	0.259

Análogamente, las Figuras 2.1.1-C y 2.1.1-D, junto con las Tablas 2.1.1-C y 2.1.1-D, muestran los patrones de anomalías de TSM para la estación de verano junto con las series temporales de los autovectores correspondientes que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total de dicha variable.

El comportamiento de la TSM en verano se encuentra en gran parte explicado por un patrón dipolar de máxima variabilidad con orientación norte-sur en el centro de la cuenca. El análisis de la serie temporal (Figura 2.1.1-D) muestra una tendencia casi nula (Tabla 2.1.1-D). Tanto la segunda como la tercera componente principal muestran un patrón de máxima variabilidad también con estructura dipolar, pero, en el primer caso con orientación sudoeste-noreste y en el otro caso sudeste-noroeste, además de un centro de mayor variabilidad sobre la costa de África. Ambas componentes presentan tendencia negativa no significativa al 95%. Por último, la cuarta componente principal muestra máxima variabilidad en las costas del sur de Sudamérica y África con un patrón opuesto en el centro y sur de la región de estudio, incluyendo la costa patagónica. Ésta es la única componente cuya serie temporal presenta una tendencia positiva que, además, es significativa al 95%, evidenciando que, durante los últimos años, las anomalías de TSM en verano tienden a ser positivas (calentamiento) en las costas del sur de Brasil, Uruguay y Buenos Aires, y también en el sur de África, mientras que son negativas (enfriamiento) en el centro de la cuenca atlántica

Tabla 2.1.1-C: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en DEF en el océano Atlántico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	28.5	28.5
2	14.4	42.9
3	11.8	54.7
4	8.6	63.3

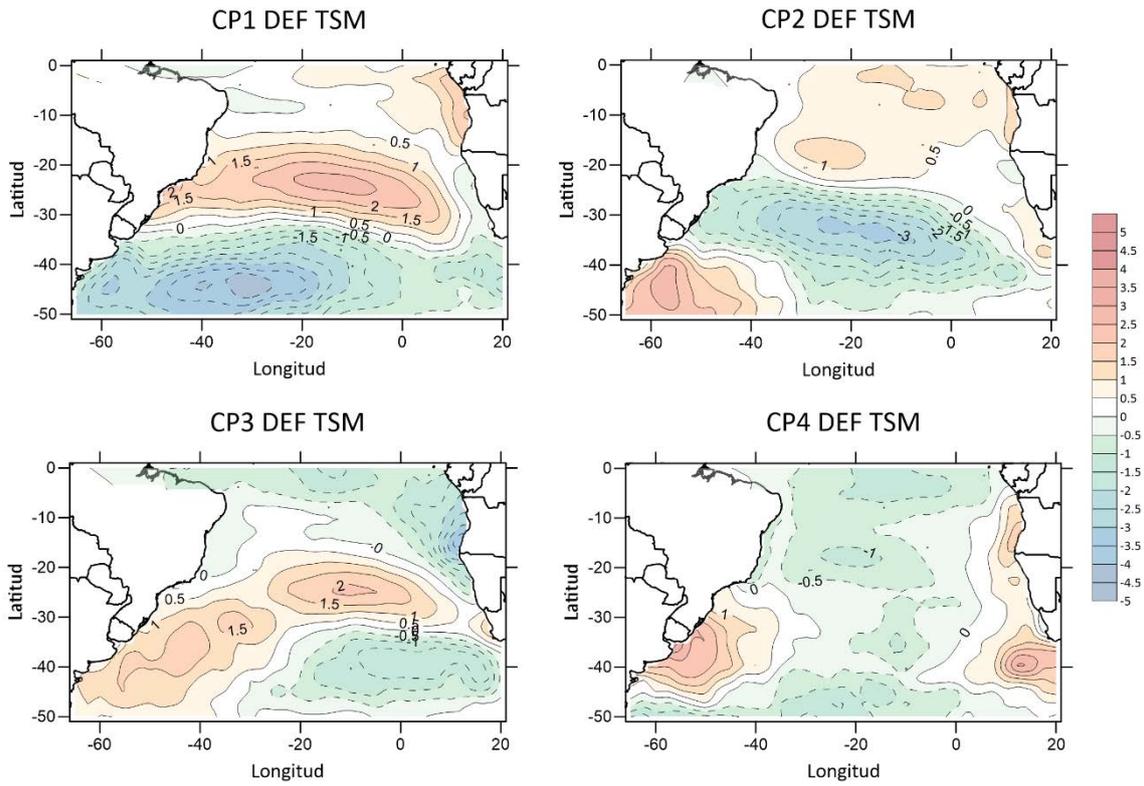


Figura 2.1.1-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para DEF en el océano Atlántico.

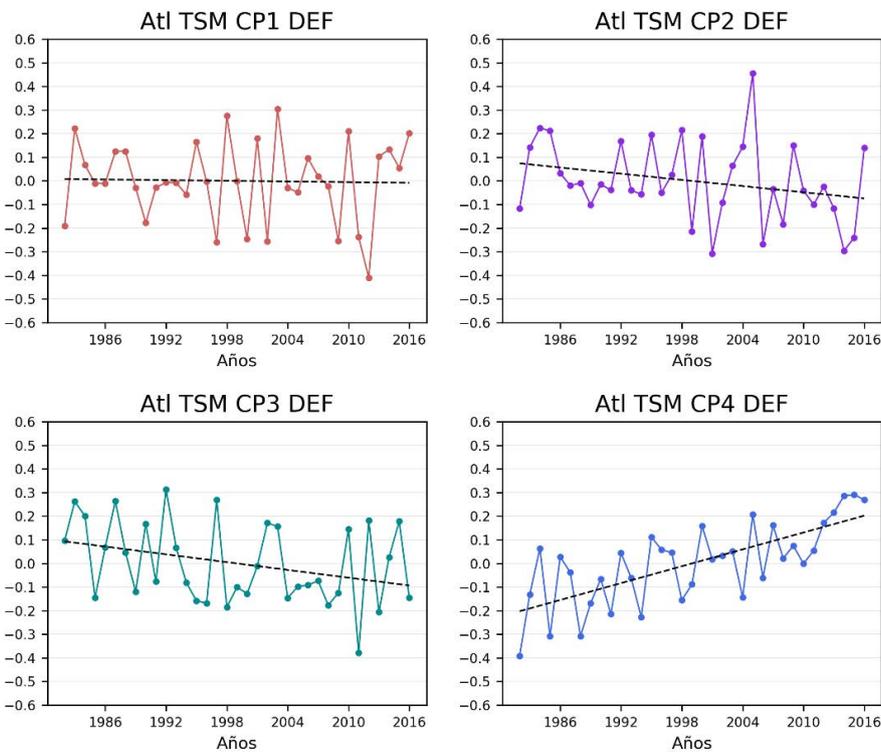


Figura 2.1.1-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para DEF en el océano Atlántico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 2.1.1-D: *Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para DEF en el océano Atlántico. En negrita se encuentran las tendencias significativas al 95%.*

TSM DEF			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R ²	R
1	-0.0005	0.0008	0.028
2	-0.0044	0.0682	0.261
3	-0.0055	0.1077	0.328
4	0.0119	0.5059	0.711

2.1.2 Otoño

Las Figuras 2.1.2-A y 2.1.2-B, junto con las tablas 2.1.2-A y 2.1.2-B, muestran los patrones espaciales de anomalías de HGT1000 para la estación de otoño junto con las series temporales de los autovectores correspondientes a estas componentes que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total de dicha variable.

Al igual que en verano, el mayor porcentaje de varianza de HGT1000 durante el otoño se encuentra explicado por un patrón dipolar de máxima variabilidad entre latitudes medias-altas y tropicales (Figura 2.1.2-A y Tabla 2.1.2-A). A su vez, también, la segunda y tercera componente principal muestran un patrón similar a los vistos para la estación de verano: en el caso de la segunda componente se ve una estructura dipolar con orientación este-oeste al sur de la cuenca, abarcando la región de las bajas subpolares y en el caso de la tercera un centro de máxima variabilidad en el centro de la cuenca, opuesto a la variabilidad encontrada al sudoeste y sudeste. Por último, la cuarta componente principal muestra un patrón de dos dipolos de máxima variabilidad con orientación este-oeste en latitudes altas y latitudes medias.

Las tendencias lineales de los autovectores correspondientes (Figura 2.1.2-B y Tabla 2.1.2-B) resultaron no significativas con un 95% de confianza.

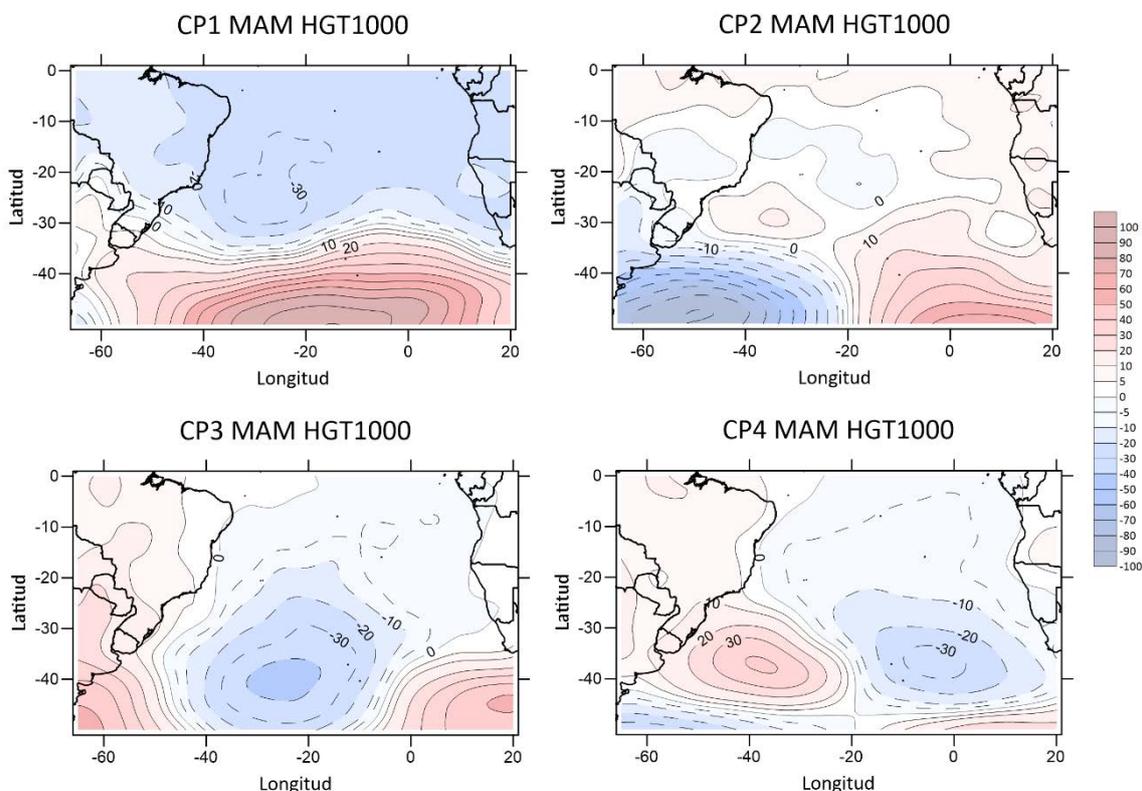


Figura 2.1.2-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para MAM en el océano Atlántico.

Tabla 2.1.2-A: Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en MAM en el océano Atlántico.

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	39.4	39.4
2	23.7	63.1
3	12.4	75.5
4	6.2	81.7

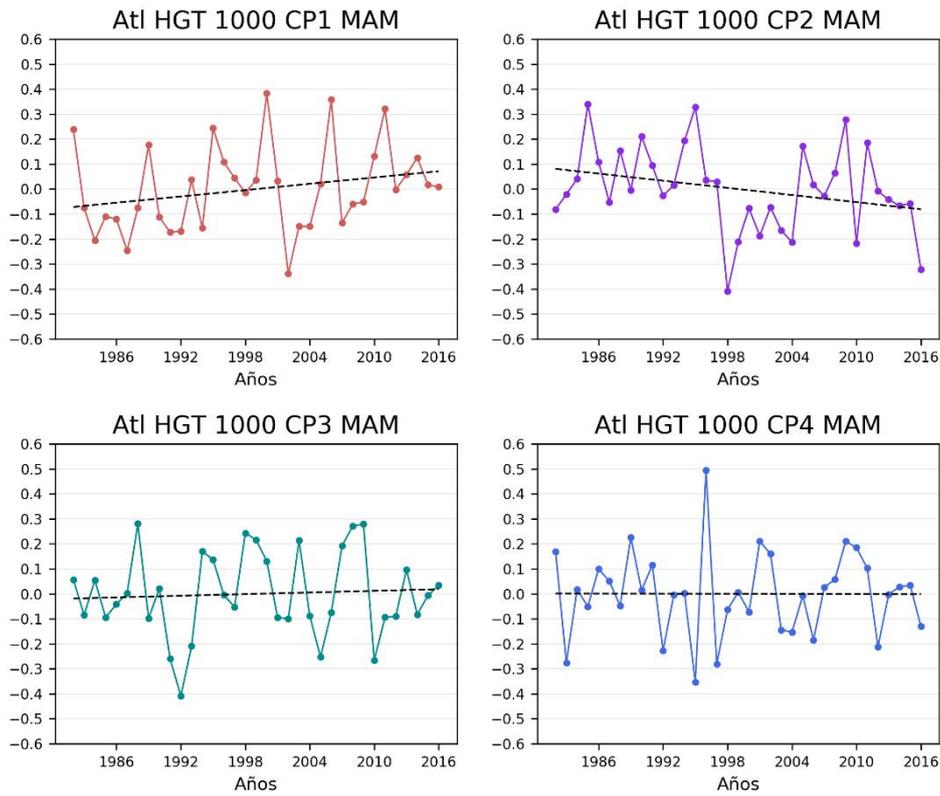


Figura 2.1.2-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para MAM en el océano Atlántico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 2.1.2-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para MAM en el océano Atlántico. En *negrita* se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 MAM			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R ²	R
1	0.0042	0.0635	0.252
2	-0.0048	0.081	0.285
3	0.0011	0.0043	0.065
4	-0.00008	0.00002	0.0044

De forma análoga, las Figuras 2.1.2-C y 2.1.2-D, junto con las Tablas 2.1.2-C y 2.1.2-D, muestran los patrones de anomalías de TSM para la estación de otoño junto con las series temporales de los autovectores que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total de esta variable.

Al igual que en verano, el mayor porcentaje de varianza de la TSM en otoño se encuentra explicado por un patrón dipolar de máxima variabilidad con orientación norte-sur en el centro de la cuenca, además de un centro de gran variabilidad sobre la costa de África (Figuras 2.1.2-C y Tabla 2.1.2-C). La segunda componente principal, similar a la tercera componente de esta variable en verano, muestra una estructura con máxima variabilidad en el centro de la cuenca sobre la costa de Sudamérica, de signo opuesto a la región tropical y a las latitudes altas. A su vez, la tercera componente principal de otoño se asemeja a la segunda componente de verano, en la cual se puede ver un dipolo con orientación noreste-sudeste cercano a la costa sudamericana. Una vez más, similar al verano, la cuarta componente principal muestra máxima variabilidad en las costas del sur de Sudamérica y África con un patrón opuesto en el centro y sur de la región de estudio. La Figura 2.1.2-D y la Tabla 2.1.2-D muestran que las series de los autovectores correspondientes a la tercera y cuarta componente principal presentan tendencias negativas significativas al 95%. Esto permite ver que, desde aproximadamente el año 2000, los campos espaciales de TSM observados en otoño se ven explicados en mayor medida por los patrones opuestos a los que se ven representados por estas componentes en la Figura 2.1.2-C. Es decir que, en los últimos años, la variabilidad de la TSM en esta estación del año se ve explicada mayormente por un calentamiento en el centro-oeste del océano, incluyendo la costa bonaerense, Uruguay y sur de Brasil y la costa africana, y un enfriamiento en la costa patagónica. Además, las dos primeras componentes también presentan tendencia negativa, aunque esta es cercana a cero y no significativa al 95%.

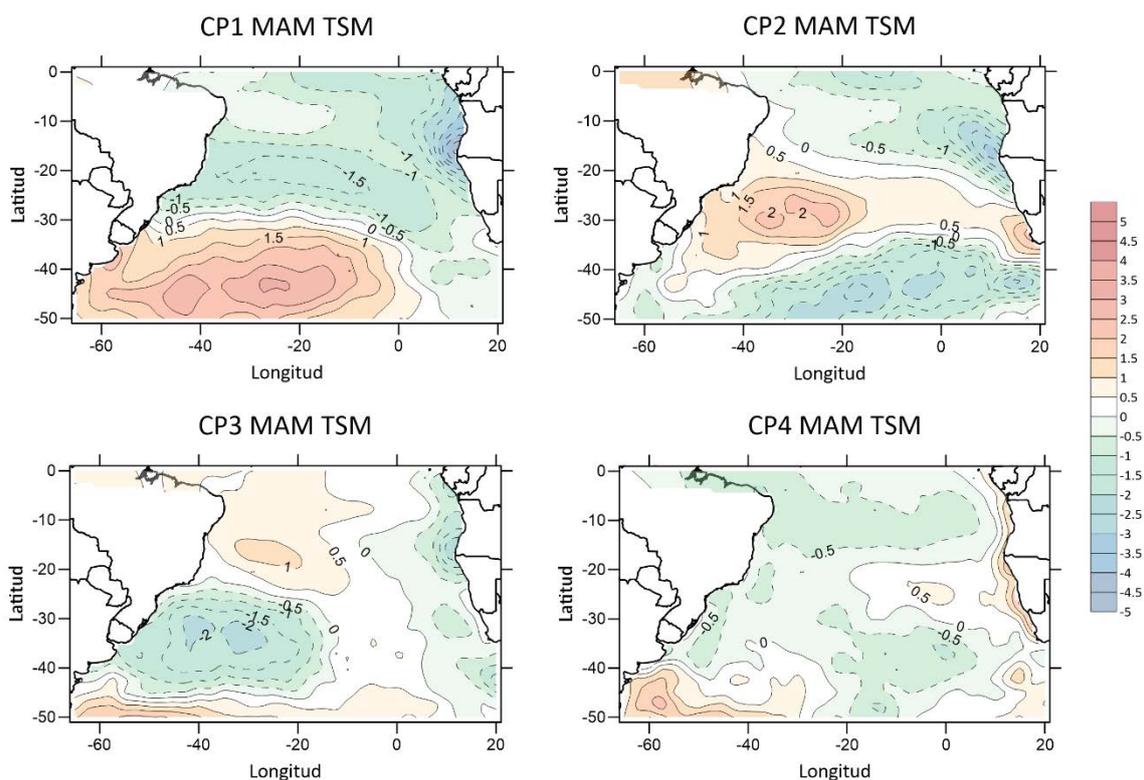


Figura 2.1.2-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para MAM en el océano Atlántico.

Tabla 2.1.2-C: Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en MAM en el océano Atlántico.

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	25.6	25.6
2	18.4	44
3	9.1	53.1
4	6	59.1

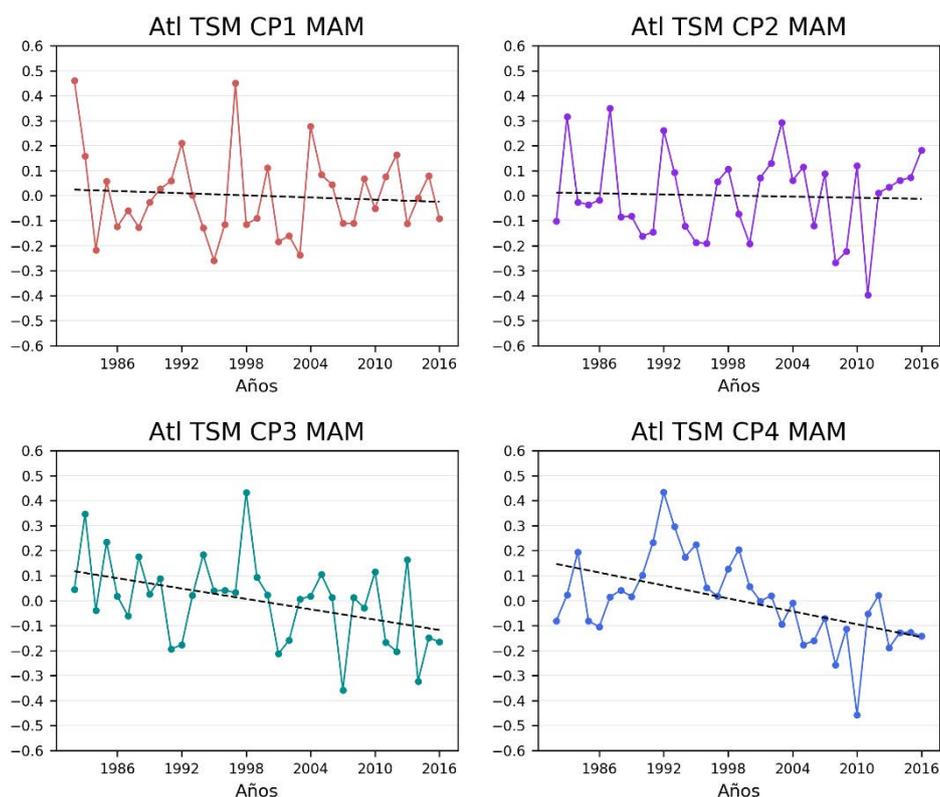


Figura 2.1.2-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para MAM en el océano Atlántico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 2.1.2-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para MAM en el océano Atlántico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM MAM			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R ²	R
1	-0.0014	0.0072	0.085
2	-0.0007	0.0019	0.043
3	-0.0069	0.1706	0.413
4	-0.0086	0.2652	0.515

2.1.3 Invierno

La Figura 2.1.3-A y Figura 2.1.3-B y la Tabla 2.1.3-A y Tabla 2.1.3-B, muestran los patrones espaciales de anomalías de HGT1000 para la estación de invierno que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total, además de las series temporales de los autovectores de estas componentes.

A diferencia del verano y el otoño, en este caso el patrón de altura geopotencial que más varianza explica es aquel con dos centros de máxima variabilidad de estructura dipolar en el centro-este y el sudoeste de la región de estudio, mientras que el segundo patrón presenta una estructura con máxima variabilidad en latitudes medias y altas sobre el sector sudeste y la cuenca atlántica. Similar a las estaciones analizadas previamente, la tercera componente principal exhibe un centro de máxima variabilidad sobre el centro de la cuenca, opuesta a la encontrada en la región de las bajas subpolares. Por último, la cuarta componente principal presenta un patrón de máxima variabilidad en forma de dos dipolos ubicados en latitudes altas y medias.

Las series de los autovectores correspondientes a las componentes principales de anomalías de HGT1000 en invierno (Figura 2.1.3-B y Tabla 2.1.3-B) no presentan tendencias lineales significativa al 95%.

Tabla 2.1.3-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en JJA en el océano Atlántico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	37.9	37.9
2	18.3	56.2
3	16.7	72.9
4	6.9	79.8

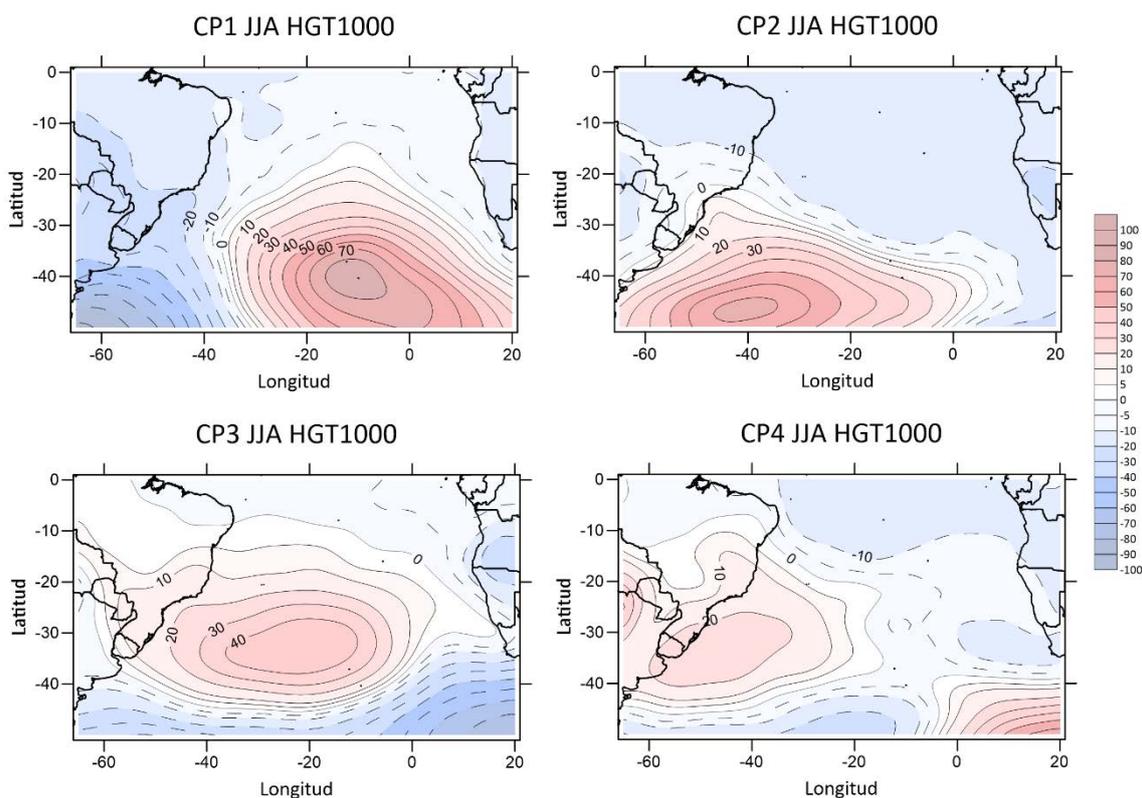


Figura 2.1.3-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para JJA en el océano Atlántico.

Tabla 2.1.3-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para JJA en el océano Atlántico. En negrita se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT1000 JJA			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R ²	R
1	0.0055	0.1071	0.327
2	-0.002	0.0146	0.121
3	0.0005	0.0007	0.026
4	0.0051	0.0925	0.304

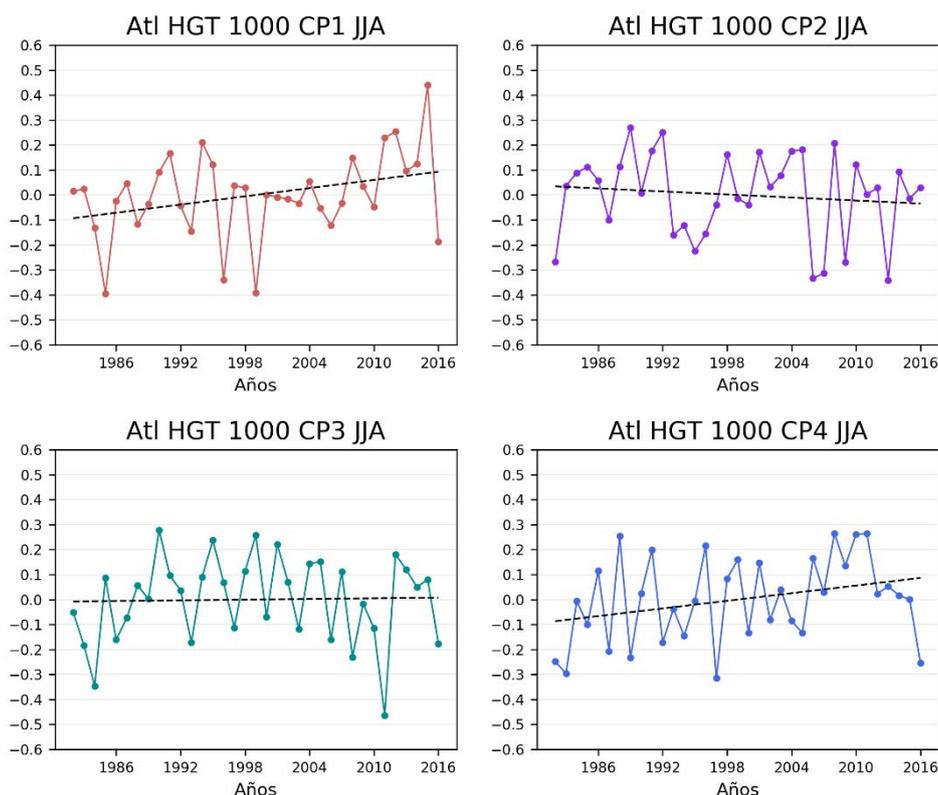


Figura 2.1.3-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para JJA en el océano Atlántico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

En cuanto a la TSM para la estación de invierno (Figura 2.1.3-C y Tabla 2.1.3-C), al igual que en verano y otoño, la primera componente principal muestra un patrón dipolar de máxima variabilidad, aunque, en este caso, con orientación noreste-sudeste. También al igual que en otoño, la segunda componente principal presenta un dipolo de máxima variabilidad entre el centro-oeste (incluyendo la costa de América del Sur) y el sudeste del océano Atlántico Sur. Por otro lado, la tercera componente principal muestra un gran centro de máxima variabilidad en el centro de la región, similar a lo que sucede en otoño, pero también exhibe un pequeño centro de variabilidad opuesta ubicado en la costa de Buenos Aires y sur de Sudáfrica. Por último, la cuarta componente principal presenta un centro de máxima variabilidad en la costa patagónica opuesto a la variabilidad presente en el resto de la costa del sur de Sudamérica y gran parte de la cuenca atlántica.

El análisis de los autovectores correspondientes a las componentes principales de anomalías de TSM en invierno (Figura 2.1.3-D y Tabla 2.1.3-D) mostró que las dos

primeras componentes principales presentan tendencia levemente positiva pero no significativa con un 95% de confianza. Por otro lado, la tercera componente principal presenta tendencia positiva y la cuarta tendencia negativa, ambas significativas al 95%. Esto indica que, con el tiempo, los patrones más probables muestran un calentamiento en las costas del sur de Brasil, Uruguay y Buenos Aires y un enfriamiento en la costa patagónica.

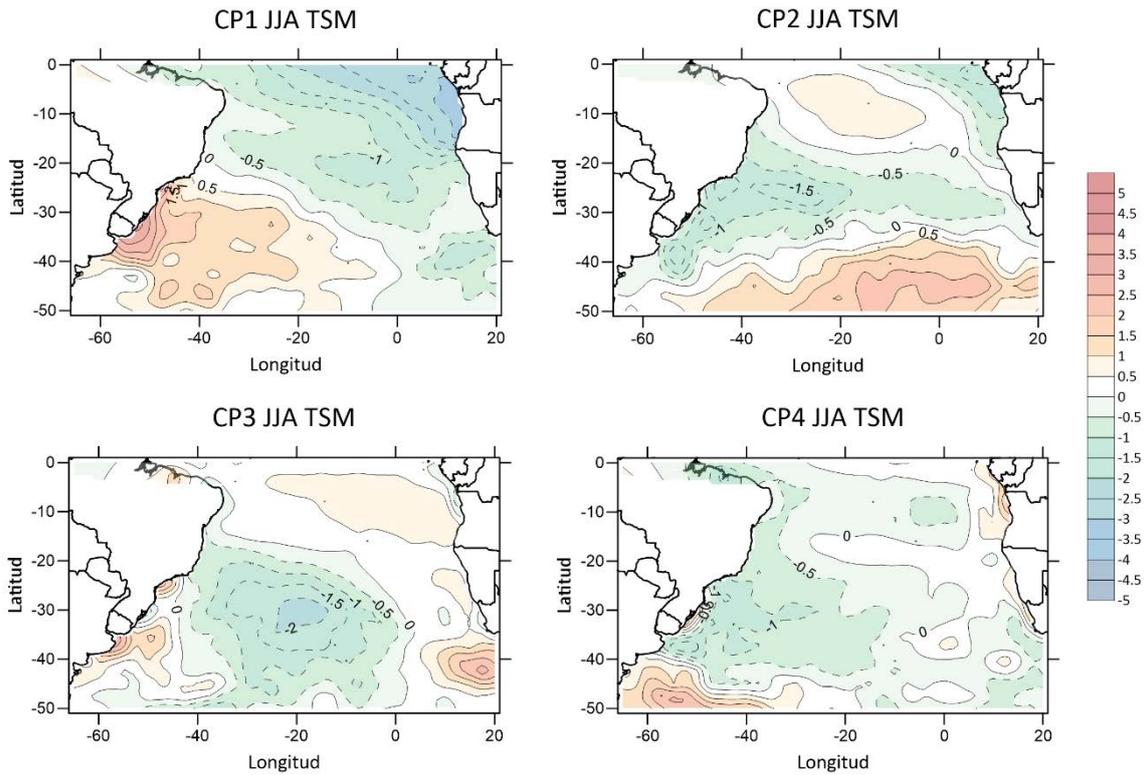


Figura 2.1.3-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM (°C) para JJA en el océano Atlántico.

Tabla 2.1.3-C: Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en JJA en el océano Atlántico.

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	27.2	27.2
2	11.3	38.5
3	9.7	48.2
4	8.6	56.8

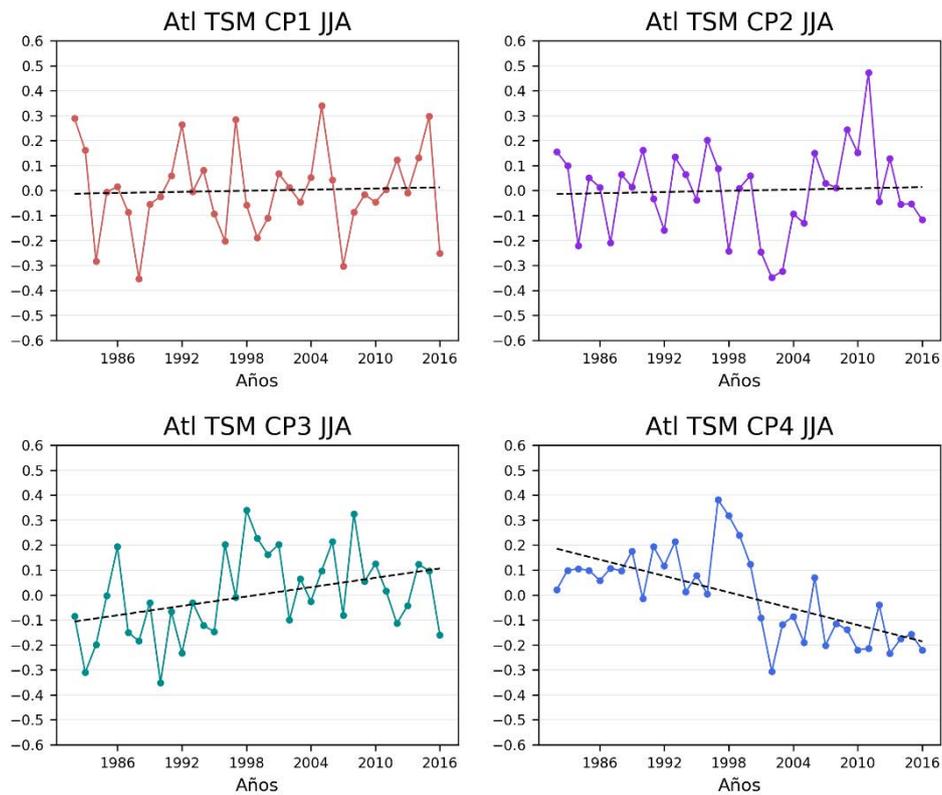


Figura 2.1.3-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para JJA en el océano Atlántico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 2.1.3-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para JJA en el océano Atlántico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM JJA			
Componente Principal	Pendiente (°C)	R ²	R
1	0.0007	0.002	0.045
2	0.0008	0.0024	0.049
3	0.0063	0.1396	0.374
4	-0.0109	0.4254	0.652

2.1.4 Primavera

La Figura 2.1.4-A y la Tabla 2.1.4-A, muestran los patrones espaciales de anomalías de HGT1000 para la estación de primavera que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total. Similar al verano y el otoño, la varianza de esta variable se ve explicada, en primera instancia, por un patrón dipolar con orientación norte-sur entre latitudes medias-altas y tropicales mientras que, en segunda instancia, se ve explicada por un dipolo de máxima variabilidad con orientación este-oeste en el centro y sur del océano Atlántico Sur. Como en invierno, la tercera componente principal presenta un centro de máxima variabilidad sobre el centro de la cuenca y costas de Sudamérica, opuesta a la encontrada en la región de las bajas subpolares. Por último, la cuarta componente principal, análoga al otoño, muestra un patrón de cuatro centros de máxima variabilidad en los cuales la variabilidad al sudeste y sudoeste es opuesta a aquella en el sector norte y sur de la región de estudio.

La primera componente principal es la única que presenta tendencia significativa al 95%, siendo esta positiva (Figura 2.1.4-B y Tabla 2.1.4-B). Esto indica que, hacia los últimos años de registro, la variabilidad de HGT1000 en la región de estudio durante los meses de primavera se ve explicada en mayor medida por anomalías positivas de HGT1000 en la región de las bajas subpolares (debilitamiento de las bajas subpolares). Las restantes componentes principales no presentan tendencias significativas al 95%.

Tabla 2.1.4-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en SON en el océano Atlántico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	41.9	41.9
2	20.8	62.7
3	11.8	74.5
4	6.2	80.7

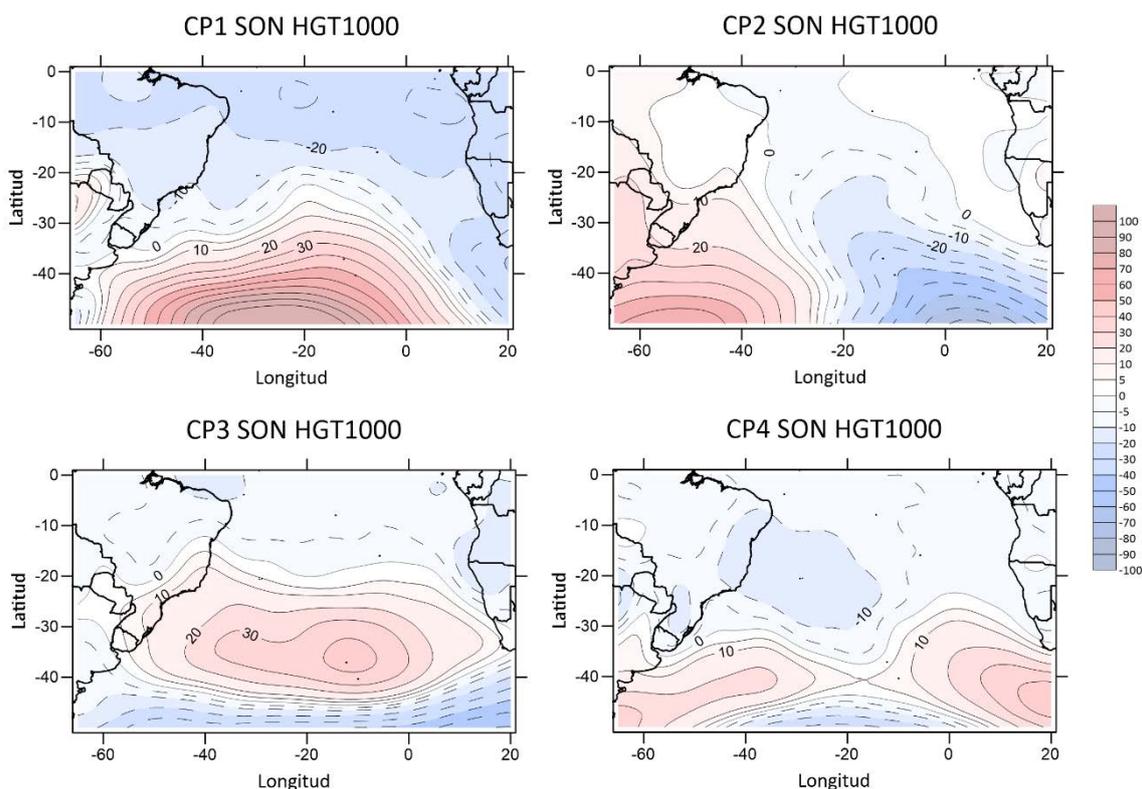


Figura 2.1.4-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para SON en el océano Atlántico.

Tabla 2.1.4-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para SON en el océano Atlántico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 SON			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R²	R
1	0.0062	0.1379	0.371
2	-0.0003	0.0003	0.017
3	0.001	0.0035	0.059
4	-0.0028	0.0271	0.165

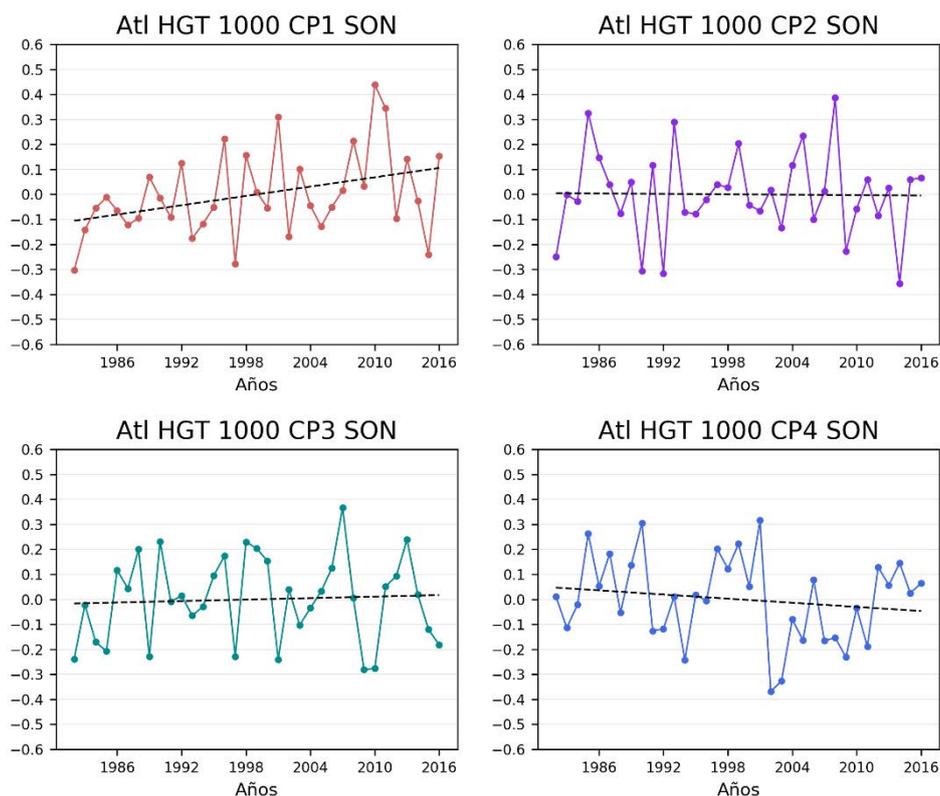


Figura 2.1.4-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para SON en el océano Atlántico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

La primera componente principal de TSM en primavera muestra un centro de máxima variabilidad en la costa Sudamericana extendiéndose hacia el centro de la cuenca atlántica (Figura 2.1.4-C). La segunda componente principal presenta un dipolo con centros de máxima variabilidad en el centro de la cuenca y el sudoeste, incluyendo la costa del sur de Brasil y Argentina. Por otro lado, la tercera componente principal muestra un patrón con comportamiento opuesto entre las latitudes centrales y las tropicales y altas. Por último, la cuarta componente principal muestra un centro de máxima variabilidad al norte de la región y otro al centro-sur de la cuenca extendiéndose sobre la costa argentina. Es importante destacar que, entre todas las estaciones analizadas para cada variable, la TSM en primavera es la única que presenta porcentajes de varianza explicada similares entre sus cuatro componentes retenidas (Tabla 2.1.4-C).

A partir de la Figura 2.1.4-D y la Tabla 2.1.4-D se puede ver que la segunda componente principal presenta tendencia negativa significativa al 95% lo que indica que, hacia finales

del registro, la variabilidad de la TSM en los meses de primavera se ve explicada en mayor medida por un enfriamiento en el centro de la región de estudio y un calentamiento al sudoeste, incluyendo la costa del sur de Brasil y Argentina. Por otra parte, la tercera componente principal presenta tendencia positiva significativa al 95% por lo que, hacia finales del registro, la variabilidad de la TSM en estos meses se ve explicada, en mayor medida, por un calentamiento en la costa de Brasil, costa bonaerense y centro del océano Atlántico sur, y enfriamiento al sur y noreste del océano Atlántico sur.

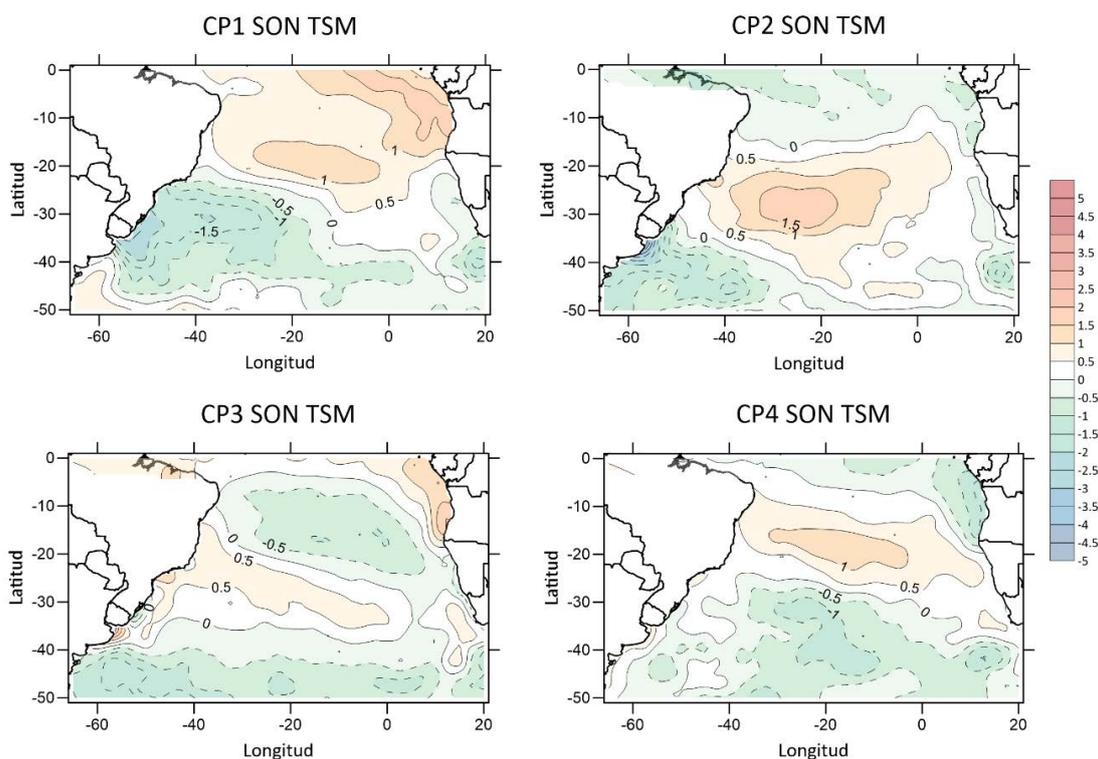


Figura 2.1.4-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM (°C) para SON en el océano Atlántico.

Tabla 2.1.4-C: Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en SON en el océano Atlántico.

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	15.9	15.9
2	13.3	29.2
3	11.5	40.7
4	9.7	50.4

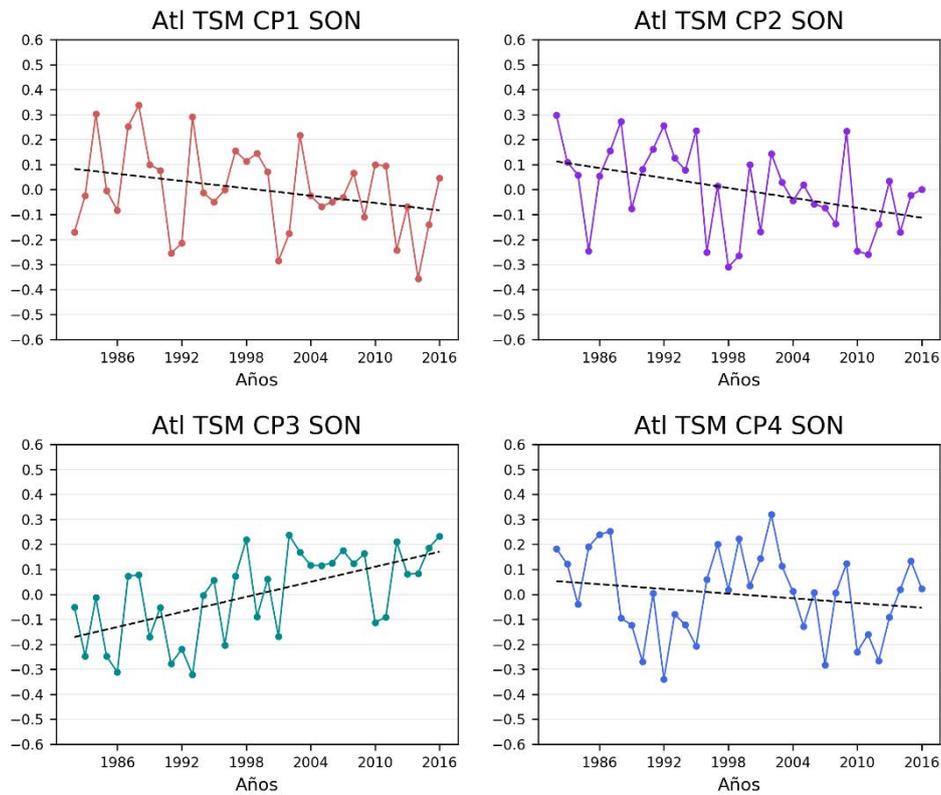


Figura 2.1.4-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para SON en el océano Atlántico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 2.1.4-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para SON en el océano Atlántico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM SON			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R ²	R
1	-0.0049	0.0846	0.291
2	-0.0066	0.1569	0.396
3	0.01	0.3598	0.599
4	-0.0031	0.035	0.187

En líneas generales se puede afirmar que, a excepción del invierno, el patrón de anomalías de HGT1000 que más porcentaje de varianza total explica consiste en un comportamiento dipolar entre latitudes medias-altas y latitudes tropicales. Por otro lado, el segundo patrón con mayor varianza explicada muestra un dipolo este-oeste sobre latitudes medias-altas. En el invierno, en cambio, este patrón es el que mayor varianza explica.

Además, en todas las estaciones del año se puede ver, en general, que la primer componente principal de anomalías de TSM presenta un comportamiento dipolar entre latitudes medias-altas y el océano Atlántico tropical. En verano y otoño este dipolo muestra una orientación norte-sur mientras que en invierno y primavera esta orientación es noreste-sudeste. Además, la segunda componente principal de TSM se ve relacionada a máxima variabilidad en el centro de la cuenca del océano Atlántico Sur y costas de Sudamérica. Es importante también concluir que los patrones de anomalía de TSM que presentan tendencia significativa, indican una mayor posibilidad de calentamiento de la costa sur de Brasil, Uruguay y Buenos Aires y un enfriamiento de la costa patagónica durante todo el año excepto en el verano.

2.2 Relación entre los patrones de anomalías de circulación y temperatura del mar en el océano Atlántico Sur

Se relacionaron los patrones de anomalías de HGT1000 y los de TSM utilizando el método de correlación lineal y su significancia fue testada usando un test de distribución Normal. Dado el número de datos utilizados, el coeficiente de correlación crítico a partir del cual las correlaciones son significativas con un 95% de confianza es de 0.336.

2.2.1 Verano

La siguiente Tabla 2.2.1-A muestra los resultados de las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las series temporales asociadas a los patrones de anomalías de HGT1000 y

TSM para la estación de verano y su significancia. Las Figuras 2.2.1-A y Figura 2.2.1-B muestran los campos espaciales correlacionados.

Tabla 2.2.1-A: *Coefficientes de correlación entre los autovectores de anomalías de TSM y HGT1000 para verano en el océano Atlántico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

DEF	TSM				
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	-0.67	-0.02	-0.49	-0.09
	2	-0.24	0.41	0.38	-0.20
	3	-0.14	-0.19	0.23	0.11
	4	-0.10	-0.17	-0.18	0.04

La Figura 2.2.1-A muestra los pares de patrones con máxima correlación hallada en verano. A anomalías negativas de altura geopotencial y, por lo tanto, bajas subpolares intensificadas en la región sur del océano Atlántico (patrón opuesto a CP1 HGT1000) se asocian anomalías negativas de TSM en el sur de la cuenca atlántica, y positivas en la región centro y norte (CP1 TSM). Además, este mismo escenario se ve asociado también a mayores TSM hacia el sudoeste y centro de la cuenca atlántica, y menores hacia el sudeste y noreste (CP3 TSM) (Figura 2.2.1-A).

Además, durante el verano, un patrón de anomalías positivas de HGT1000 sobre la región sudoeste (bajas subpolares debilitadas) y negativas sobre la región sudeste (bajas subpolares intensificadas) (CP2 HGT1000), se asocia a un calentamiento superficial en la región del Mar Argentino y noreste de la cuenca atlántica, y un enfriamiento en la región central (CP2 TSM). Por otro lado, este escenario también se ve asociado a un calentamiento superficial en la región oeste y central del océano Atlántico y un enfriamiento hacia el sudeste y noreste en las costas de África (CP3 TSM) (Figura 2.2.1-B).

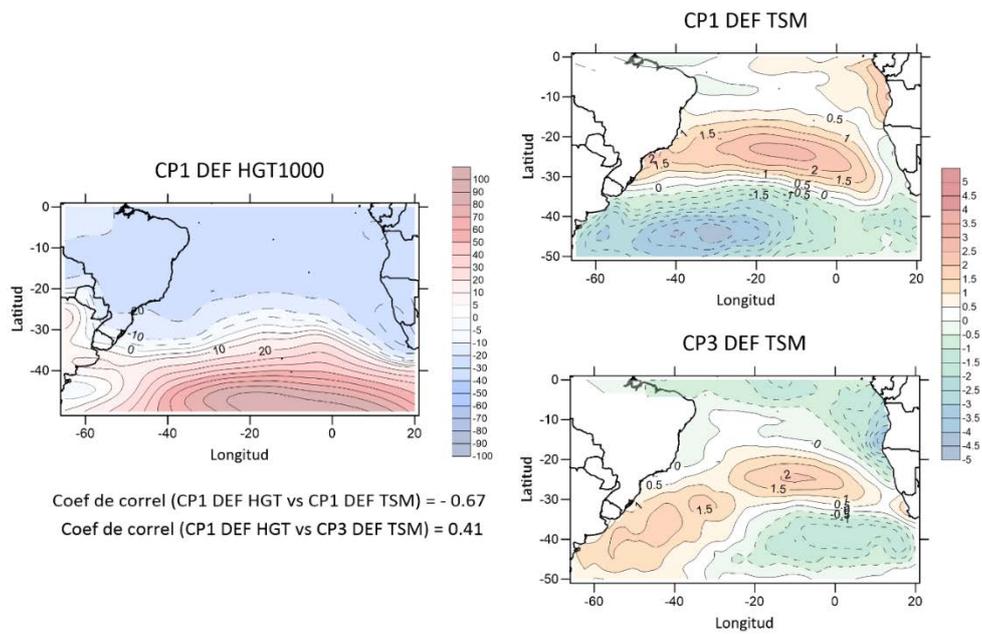


Figura 2.2.1-A: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la primera componente principal de anomalías de HGT1000 (mgp) y a la derecha los campos espaciales pertenecientes a la primera y tercera componentes principales de anomalías de TSM (°C) para los meses de verano en el océano Atlántico junto con los coeficientes de correlación lineal correspondientes.

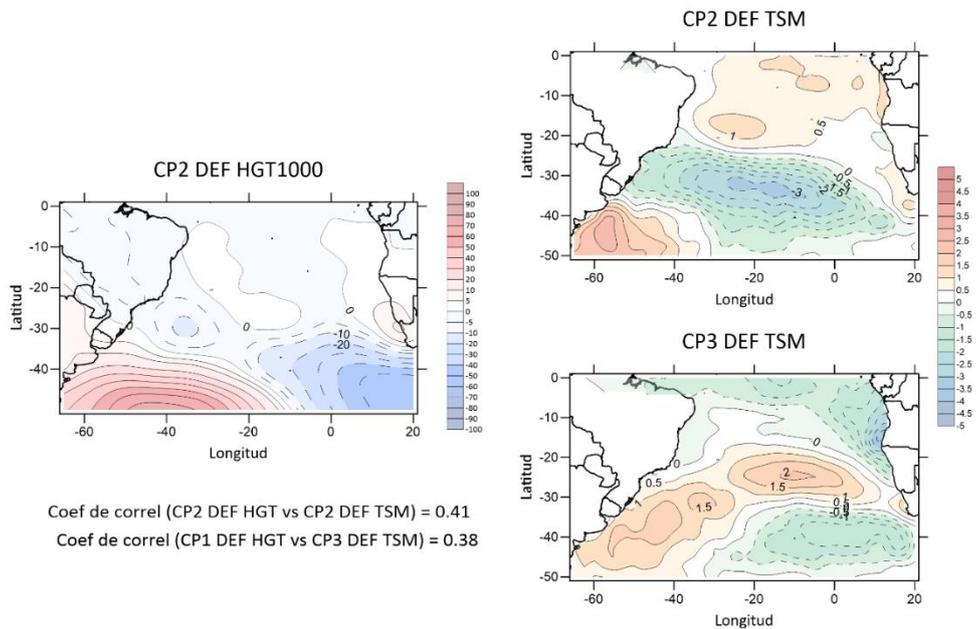


Figura 2.2.1-B: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la segunda componente principal de anomalías de HGT1000 (mgp) y a la derecha los campos espaciales pertenecientes a la segunda y tercera componentes principales de anomalías de TSM (°C) para los meses de verano en el océano Atlántico junto con los coeficientes de correlación lineal correspondientes.

2.2.2 Otoño

La Tabla 2.2.2-A muestra las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las series de autovectores de anomalías de TSM y de HGT1000 para la estación de otoño, junto con su significancia, mientras que las Figuras 2.2.2-A y 2.2.2-B muestran los resultados significativos con un umbral de confianza de 95%.

Tabla 2.2.2-A: *Coefficientes de correlación entre los autovectores de anomalías de TSM y HGT1000 para otoño en el océano Atlántico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

MAM		TSM			
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	0.22	-0.47	0.04	-0.23
	2	0.01	-0.52	0.05	0.12
	3	-0.37	-0.29	0.25	-0.10
	4	-0.22	-0.31	-0.15	-0.24

En otoño (Fig. 2.2.2-A), anomalías positivas de altura geopotencial en el sudeste de la región, debilitando las bajas subpolares allí (CP2 HGT1000) o un debilitamiento generalizado de las mismas (CP1 HGT1000), se asocia a un calentamiento superficial del mar en las costas de Argentina, sur y noreste de la cuenca atlántica, y un enfriamiento en la región central (patrón opuesto a CP2 TSM). Además, un patrón de anomalías negativas de altura geopotencial en el sudoeste y sudeste de la región, intensificando las bajas subpolares, y positivas en el centro y sur (patrón opuesto a CP3 HGT1000), se ven asociadas a un enfriamiento superficial del mar en el centro-norte y a un calentamiento en la región centro y sur de la cuenca, incluyendo las costas de Argentina (CP1 TSM) (Fig. 2.2.2-B).

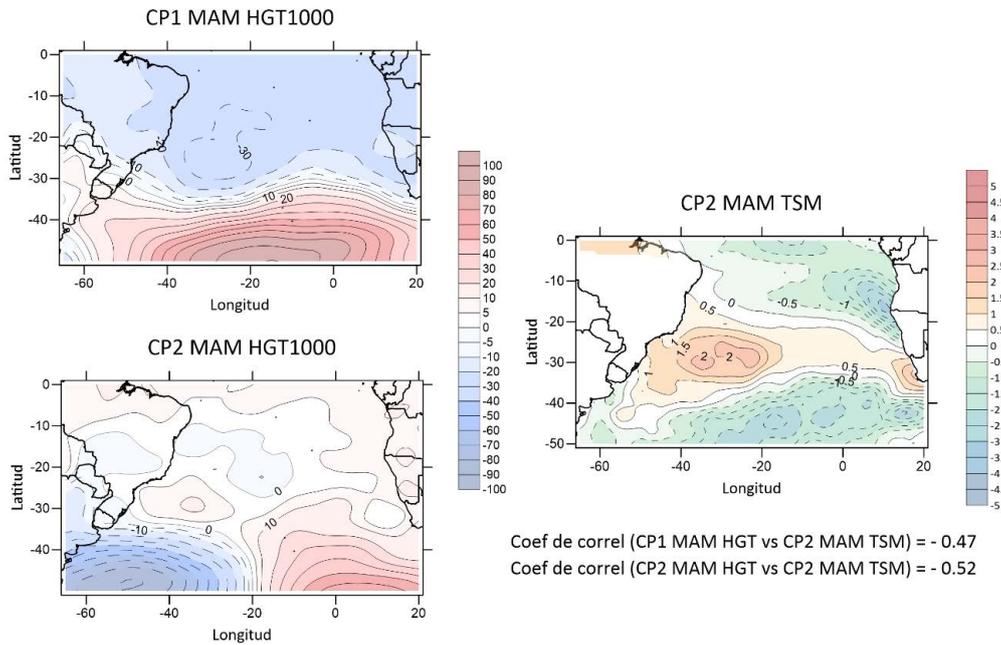


Figura 2.2.2-A: A la izquierda los campos espaciales correspondientes a la primera y segunda componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) y a la derecha el campo espacial perteneciente a la segunda componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de otoño en el océano Atlántico junto con los coeficientes de correlación lineal correspondientes.

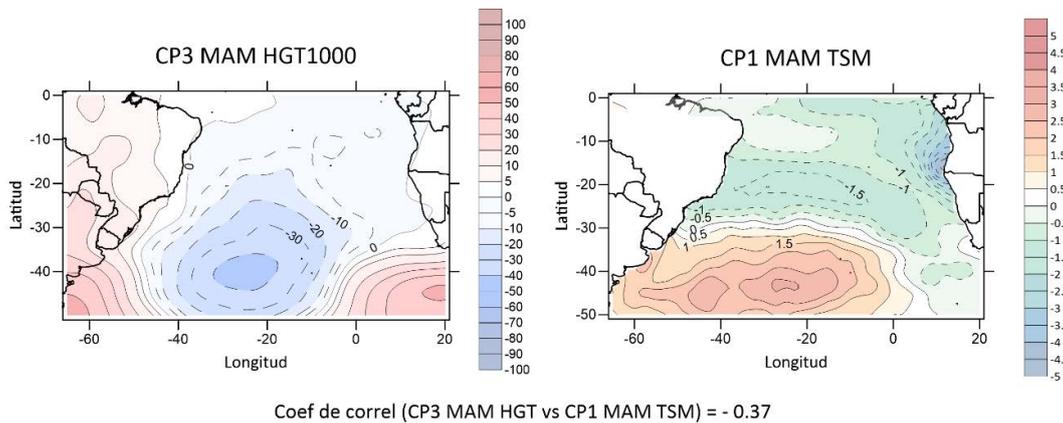


Figura 2.2.2-B: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la tercera componente principal de anomalías de HGT1000 (mgp) y a la derecha el campo espacial perteneciente a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de otoño en el océano Atlántico junto con el coeficiente de correlación lineal correspondiente.

2.2.3 Invierno

De forma análoga, la Tabla 2.2.3-A contiene las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las series de autovectores de las anomalías de TSM y HGT1000 para la estación de invierno, junto a su significancia. Las Figuras 2.2.3-A a 2.2.3-C muestran dichas correlaciones significativas.

Tabla 2.2.3-A: *Coefficientes de correlación entre los autovectores de anomalías de TSM y HGT1000 para invierno en el océano Atlántico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

JJA		TSM			
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	0.45	0.03	-0.12	-0.26
	2	0.11	-0.44	0.07	0.11
	3	0.10	-0.26	-0.04	0.02
	4	-0.39	0.25	0.49	-0.22

Durante el invierno, anomalías positivas de HGT1000 sobre la región sudeste (bajas subpolares debilitadas) y negativas sobre el sudoeste (bajas subpolares intensificadas) y, por lo tanto, la presencia de un dipolo este-oeste (CP1 HGT1000), se ven asociadas a un aumento de la TSM al sudoeste del océano Atlántico, en las costas del sur de Brasil, Uruguay y Buenos Aires, y a una disminución al norte y este de la región de estudio (CP1 TSM) (Figura 2.2.3-A). De forma similar, la Figura 2.2.3-B muestra que las anomalías negativas de altura geopotencial en el sudoeste de la región, intensificando las bajas subpolares (patrón opuesto a CP2 HGT1000), se ven asociadas a un enfriamiento superficial del mar en la zona central de la cuenca y un calentamiento al sur de la misma (CP2 TSM). Además, la presencia de anomalías positivas (anticiclónicas) de HGT1000 sobre la costa argentina y el sudeste del océano Atlántico y negativas en la región de las bajas subpolares, intensificándolas (CP4 HGT1000), se ven asociadas a mayores temperaturas superficiales del mar hacia el noreste (patrón opuesto a CP1 TSM) y a

menores temperaturas en el centro y este de la cuenca atlántica (CP3 TSM) (Figura 2.2.3-C).

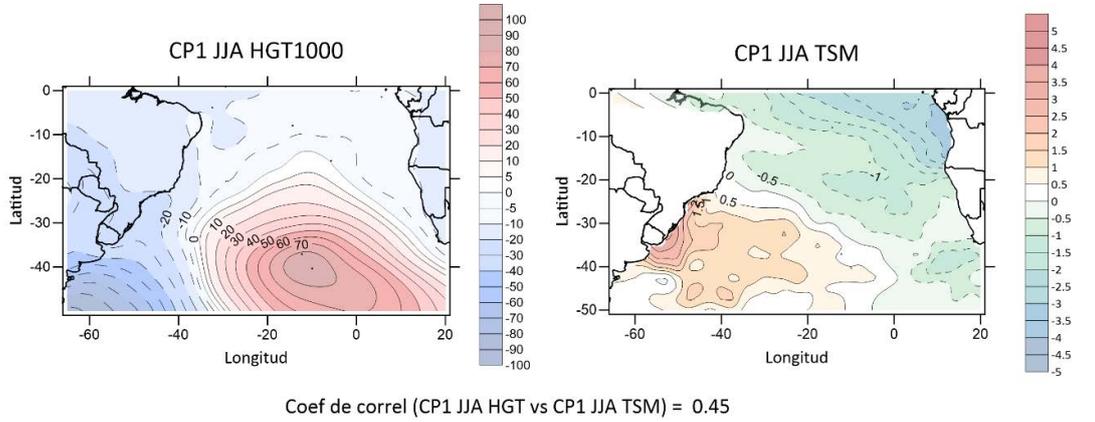


Figura 2.2.3-A: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la primera componente principal de anomalías de HGT1000 (m_gp) y a la derecha el campo espacial perteneciente a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de invierno en el océano Atlántico junto con el coeficiente de correlación lineal correspondiente.

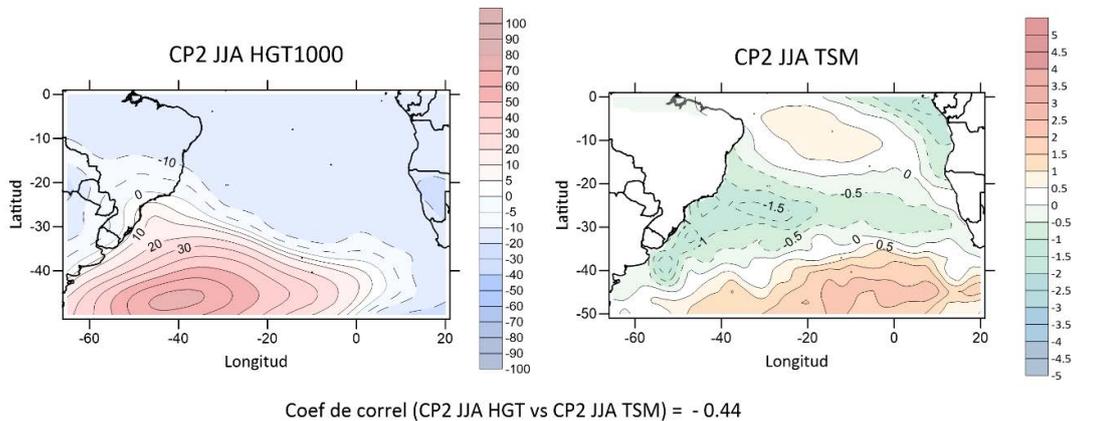


Figura 2.2.3-B: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la segunda componente principal de anomalías de HGT1000 (m_gp) y a la derecha el campo espacial perteneciente a la segunda componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de invierno en el océano Atlántico junto con el coeficiente de correlación lineal correspondiente.

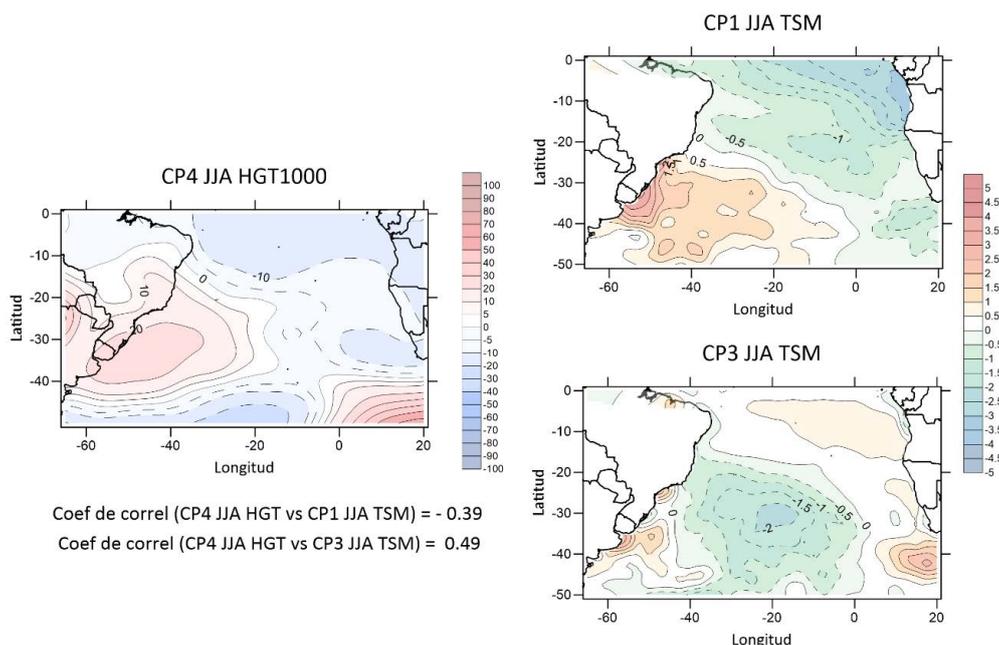


Figura 2.2.3-C: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la cuarta componente principal de anomalías de HGT1000 (mgp) y a la derecha los campos espaciales pertenecientes a la primera y tercera componentes principales de anomalías de TSM (°C) para los meses de invierno en el océano Atlántico junto con los coeficientes de correlación lineal correspondientes.

2.2.4 Primavera

La Tabla 2.2.4-A muestra las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las series de los autovectores de las anomalías de TSM y HGT1000 correspondientes a primavera. La Figura 2.2.4-A muestra aquellas correlaciones que resultaron significativas con el umbral elegido.

Tabla 2.2.4-A: *Coefficientes de correlación entre los autovectores de anomalías de TSM y HGT1000 para primavera en el océano Atlántico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

SON		TSM			
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	0.04	-0.57	-0.10	-0.31
	2	0.31	-0.32	-0.16	0.26
	3	0.05	-0.08	0.17	-0.28
	4	0.02	-0.32	-0.21	0.10

De igual manera que para el verano, la Figura 2.2.4-A indica que la presencia de anomalías negativas de HGT1000 hacia el sur, implicando una intensificación de las bajas subpolares en estos meses (patrón opuesto a CP1 HGT1000), se asocia a mayores TSM en el centro de la cuenca atlántica y a menores en la región sur, incluyendo la costa argentina (CP2 TSM).

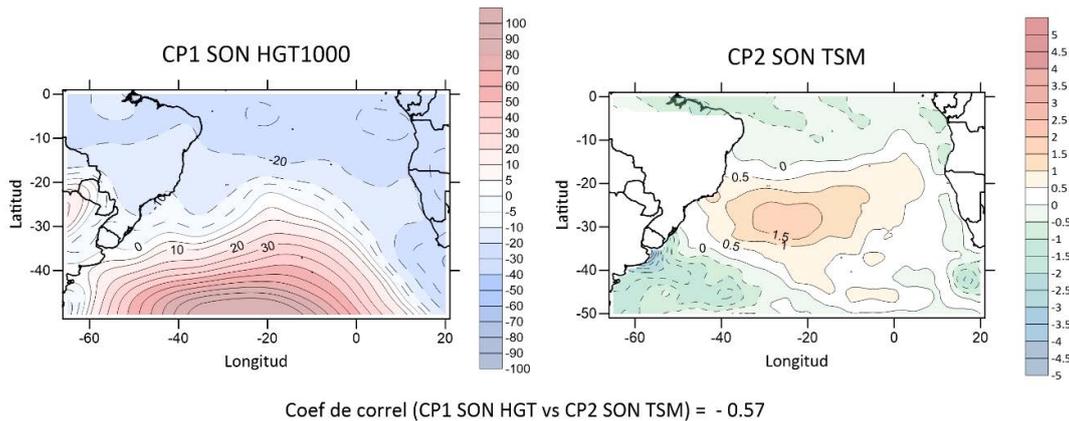


Figura 2.2.4-A: *A la izquierda el campo espacial correspondiente a la primera componente principal de anomalías de HGT1000 (m²/s²) y a la derecha el campo espacial perteneciente a la segunda componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de primavera en el océano Atlántico junto con el coeficiente de correlación lineal correspondiente.*

En resumen, las correlaciones entre los patrones de ambas variables muestran que anomalías negativas de TSM sobre la región sudoeste se asocian a diferentes patrones de HGT1000 dependiendo de la estación del año. En particular, se encontró un comportamiento similar entre los patrones de primavera y verano. Ambos mostraron que temperaturas superficiales más cálidas en el centro y norte de la región y más frías hacia el sur se asocian a una intensificación de las bajas subpolares. Este resultado coincide con lo obtenido por Leyba et al. (2019) en la estación de verano, quienes estudiaron las tendencias de flujo de calor en la región próxima al frente oceánico de la corriente de Brasil y los posibles forzantes que contribuyen a las mismas, mediante datos de reanálisis de ERA-Interim para el período 1982-2015. Ellos asociaron los remolinos anticiclónicos en el Atlántico sudoeste con un núcleo cálido que induce cambios en el flujo de calor local, suficiente como para cambiar la estabilidad de la atmósfera.

Por otro lado, durante el otoño, menores temperaturas al norte y sur de la cuenca atlántica y mayores en el centro se pueden asociar con un debilitamiento de las bajas subpolares al sudoeste. Y para el invierno, un enfriamiento superficial al noreste y un calentamiento en el centro de la región se asocia a anomalías ciclónicas de alturas geopotenciales en capas bajas sobre la costa argentina. Según Morioka et al. (2011), quienes estudiaron las variaciones de TSM a partir de observaciones y modelos oceánicos para el período 1960-2008, los patrones obtenidos para otoño e invierno presentan similitudes con un evento positivo de lo que definieron como SASD, el cual se caracteriza por anomalías negativas de TSM al noreste y positivas al sudoeste. Según los autores, a comienzos del otoño, al comenzar el decaimiento de un evento positivo, sobre el polo de anomalías cálidas comienza a verse favorecido el enfriamiento de la capa de mezcla por entrainment debido al fuerte gradiente de temperatura entre la capa de mezcla y la termoclina desarrollado previamente en el pico del evento. Este enfriamiento por flujo de calor latente también se vería favorecido por la escasa profundidad de la capa de mezcla en la zona cálida durante el pico del evento positivo en verano. En el polo de anomalías frías sucede lo contrario, viéndose suprimido el enfriamiento de la capa de mezcla por la contribución del flujo de calor latente debido a la gran profundidad que la capa de mezcla adquirió en los meses de verano. Estos flujos de calor, favorecidos en el polo cálido al sur e inhibidos en el polo frío al norte, podrían estar relacionados

con cambios en los vientos impactando en la circulación de la atmósfera en capas bajas.

2.3 El Anticiclón del Océano Atlántico Sur

Un rasgo característico de la cuenca del Atlántico sur es la presencia del anticiclón semipermanente del Océano Atlántico Sur (AA). Diversos autores han mencionado la importancia tanto de los cambios en la intensidad como del desplazamiento de dicho sistema a la hora de modular los vientos en capas bajas y el ingreso de humedad al continente (Camilloni *et al.* 2005, Cabos *et al.*, 2017; Gilliland y Keim, 2018; Sun *et al.*, 2019, Garbarini *et al.*, 2019, entre otros). Es por ello que en esta sección se analiza la variabilidad temporal y estacional de su posición e intensidad. Para ello se construyeron series temporales de intensidad máxima del AA, considerando el máximo valor de geopotencial en 1000 hPa y de posición latitudinal y longitudinal correspondiente a dicho valor de intensidad como se detalla en el Capítulo 1.

2.3.1 Evolución temporal y ciclo medio anual

Se consideraron el ciclo medio anual de la máxima intensidad (Int. Máx.) y de la posición longitudinal (Lon. Máx.) y latitudinal (Lat. Máx.) del máximo valor de intensidad que representa el centro del AA (Figura 2.3.1-A). La Int. Máx. del AA alcanza valores mínimos en los meses de verano y otoño y máximos en el invierno. El desplazamiento se produce hacia el norte en el invierno del hemisferio sur y hacia el sur en verano como es esperable en términos radiativos. La posición más alejada al continente se produce en las estaciones de transición (primavera y otoño). Estos resultados son consistentes con los presentados por Reboita *et al.* (2019) quienes llevaron a cabo una extensa revisión de la literatura sobre el AA para luego analizar sus características principales en escenarios futuros a través de proyecciones de 3 modelos globales pertenecientes al Proyecto de Inter-comparación de Modelos de Clima Acoplados (CMIP5 por sus siglas en inglés) mediante un escenario de cambio climático del tipo RCP8.5. La literatura analizada

coincide en que el AA alcanza su posición más al este en octubre y abril, más al sur en marzo y más al norte en agosto. También señalan que el máximo de intensidad ocurre en agosto y el mínimo de diciembre a abril. Otros autores que encontraron resultados coincidentes fueron Sun *et al.* (2017) y Garbarini *et al.* (2019) quienes, a partir de datos de reanálisis de ERA-Interim, analizaron el ciclo anual del AA a través de la altura geopotencial en el nivel de 850 hPa para el período 1979-2015 y de 1000 hPa para 1979-2012 respectivamente.

Los valores medios estacionales (Tabla 2.3.1-A) muestran que la variabilidad dada por el desvío estándar es similar en todas las estaciones del año.

Tabla 2.3.1-A: *Valores medios y desvíos estándar de intensidad máxima y posición media estacional del AA.*

		Anticiclón del Océano Atlántico Sur			
		DEF	MAM	JJA	SON
Int. Máx.	Valor medio	186.01	179.48	209.06	199.10
(m)	Desvío estándar	7.86	7.35	8.76	7.92
Lat. Máx.	Valor medio	-31.51	-31.04	-28.46	-30.54
(°S)	Desvío Estándar	1.17	1.30	1.11	0.91
Lon. Máx.	Valor medio	-8.85	-4.53	-8.72	-5.13
(°O)	Desvío Estándar	3.09	4.90	4.84	4.18

La Figura 2.3.1-B muestra el ajuste lineal aplicado al máximo de intensidad para los valores estacionales. Se observó que sólo la intensidad de primavera tiene tendencia significativa con el 95% de confianza, intensificándose 0.27m/año.

La Figura 2.3.1-C muestra que se observa un corrimiento hacia el sur significativo con el 95% de confianza sólo en otoño de 0.04°/año. No se registraron tendencias significativas en la posición longitudinal del máximo.

La tendencia en el corrimiento latitudinal encontrada coincide con lo evaluado por Reboita *et al.* (2019), quienes encontraron un desplazamiento del AA hacia el sur significativo, en concordancia con una expansión hacia el sur de la celda de Hadley. Este

resultado también lo obtuvieron al evaluar escenarios climáticos futuros. El trabajo se llevó a cabo con datos mensuales de SLP de reanálisis ERA-Interim y ERA-20C para el periodo 1979-2005 y mediante modelado de la SLP para el periodo 2065-2095. Gilliland y Keim (2018) también registraron esta tendencia de desplazamiento hacia el polo en todas las estaciones del año. Su estudio del viento en superficie en Brasil con relación a la posición del AA se llevó a cabo mediante datos cada seis horas de viento zonal y meridional a 10 m, SLP y temperatura del aire a 2 m proveniente de tres bases de datos de reanálisis para el periodo 1980-2014. Sus resultados muestran que los cambios en la posición del AA están acoplados con cambios en la SLP al norte de Brasil y de temperatura del aire al sur de Brasil. Cuando el centro del AA se encuentra ubicado en latitudes más bajas, la circulación anticiclónica inducida aumenta la SLP hacia el norte y disminuye la temperatura al oeste. Este patrón se revierte en los casos en que el anticiclón se encuentra más al sur y este de su posición normal. Los autores también encontraron que la posición media del AA, en el período evaluado, mostró una tendencia hacia el este durante el invierno y hacia el oeste en primavera

Previamente, Camilloni *et al.* (2004) también encontraron una tendencia de desplazamiento hacia el sur del borde oeste del AA desde 1950. Este estudio fue realizado a partir de datos mensuales de SLP provenientes del reanálisis NCEP/NCAR para el periodo 1962-2000. Además, Sun *et al.* (2017), también relacionaron los desplazamientos del AA con fenómenos de variabilidad interanual. A través del análisis de la altura geopotencial en 850 hPa en el periodo 1979-2015 proveniente de los reanálisis ERA-Interim y JRA-55, encontraron que el AA tiende a desplazarse hacia el polo en años La Niña cuando el SAM se encuentra en su fase positiva y viceversa. En condiciones el Niño, las anomalías de TSM en los trópicos pueden llevar al SAM a su fase negativa, reduciendo la intensidad del AA y desplazándolo hacia el ecuador. De esta manera, ellos concluyen que, en el verano, las variaciones interanuales del AA son principalmente meridionales y dominadas por el ENSO. Sin embargo, en el invierno, muchos procesos actúan como factores que impactan en la variabilidad interanual del AA (SAM, ENSO, el monzón africano, cambios en las stormtracks, entre otros) aunque ninguno domina como el ENSO en verano.

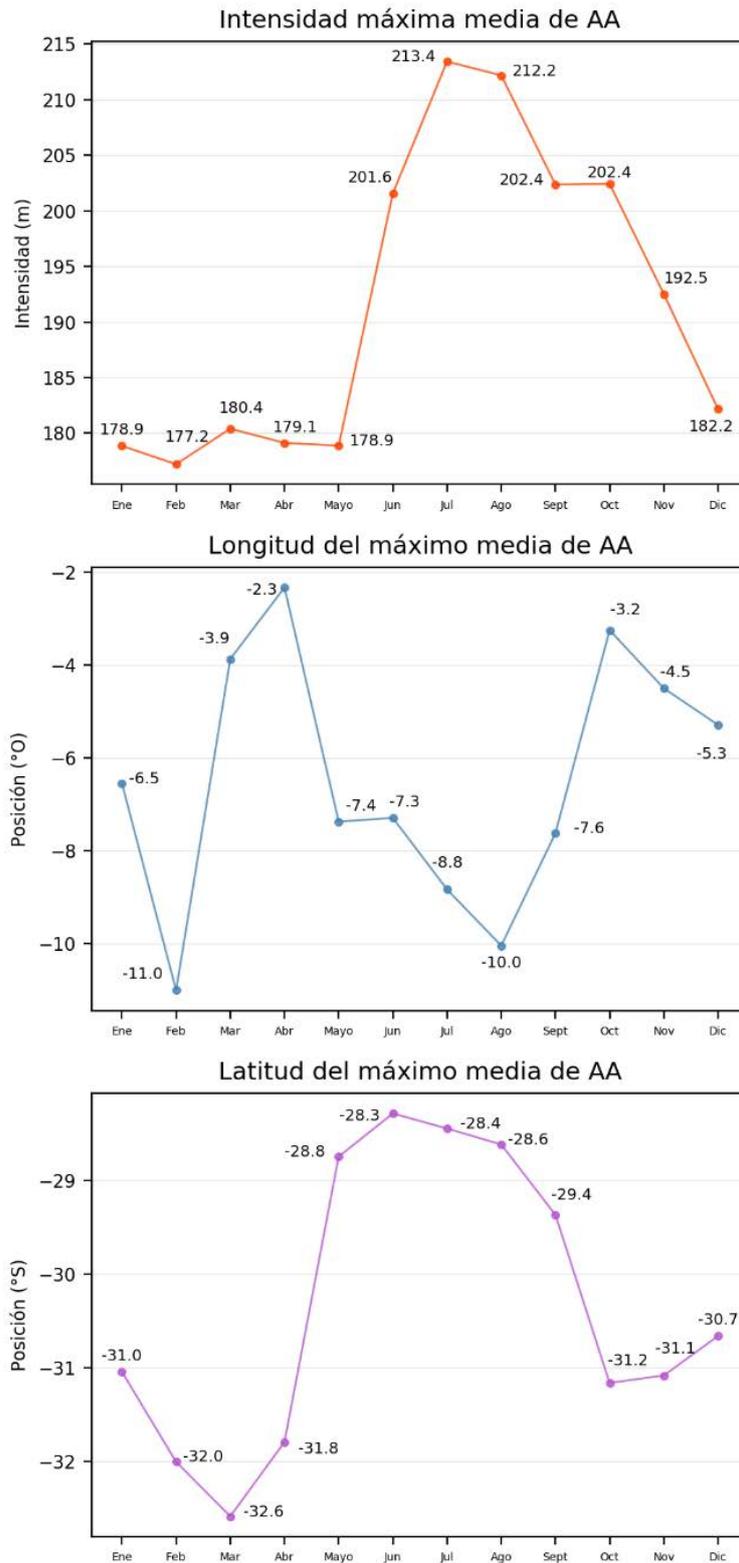


Figura 2.3.1-A: Ciclo medio anual de la intensidad (panel superior), la posición longitudinal (panel medio) y latitudinal (panel inferior) del AA.

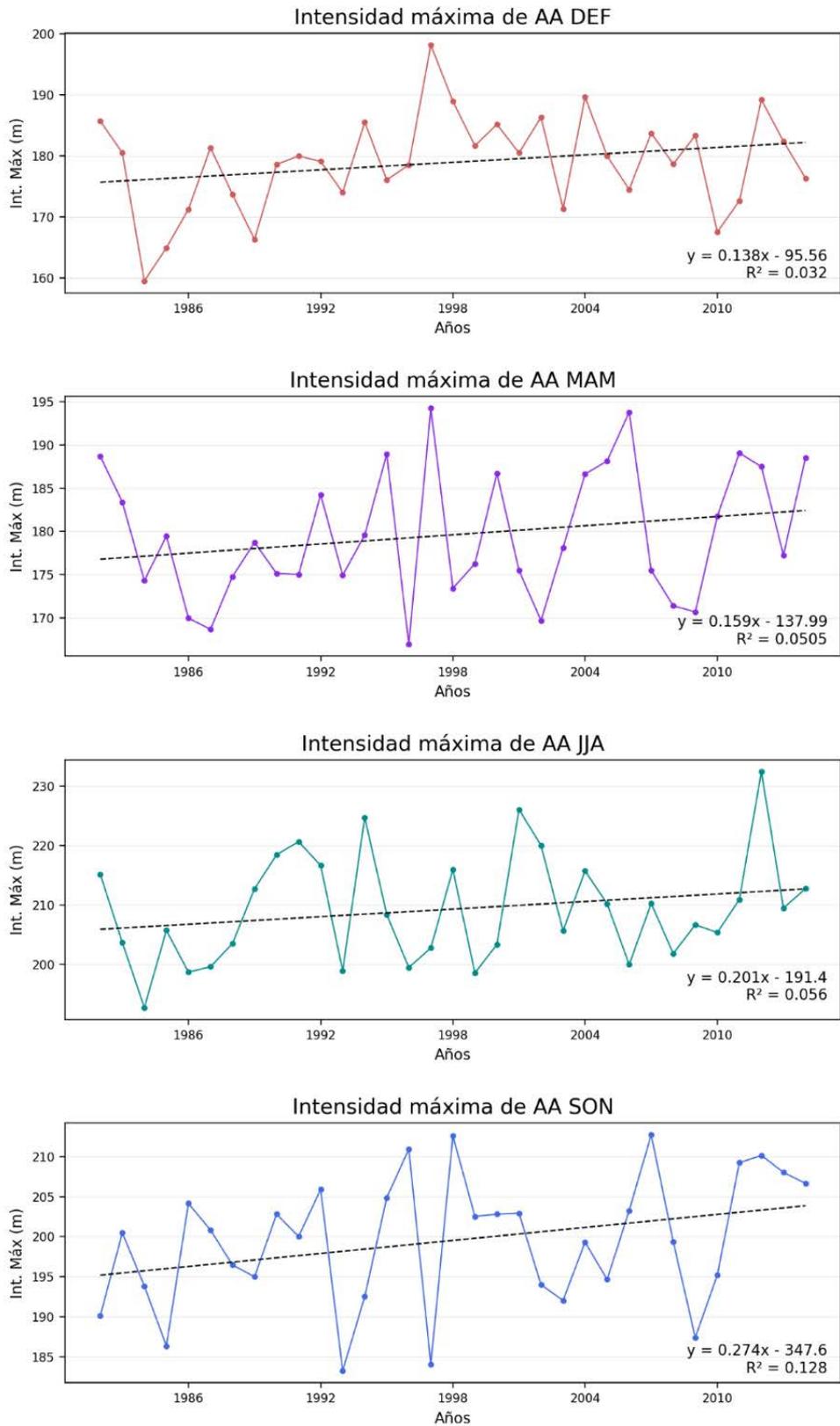


Figura 2.3.1-B: Ajuste lineal de tendencias de la intensidad del AA estacional.

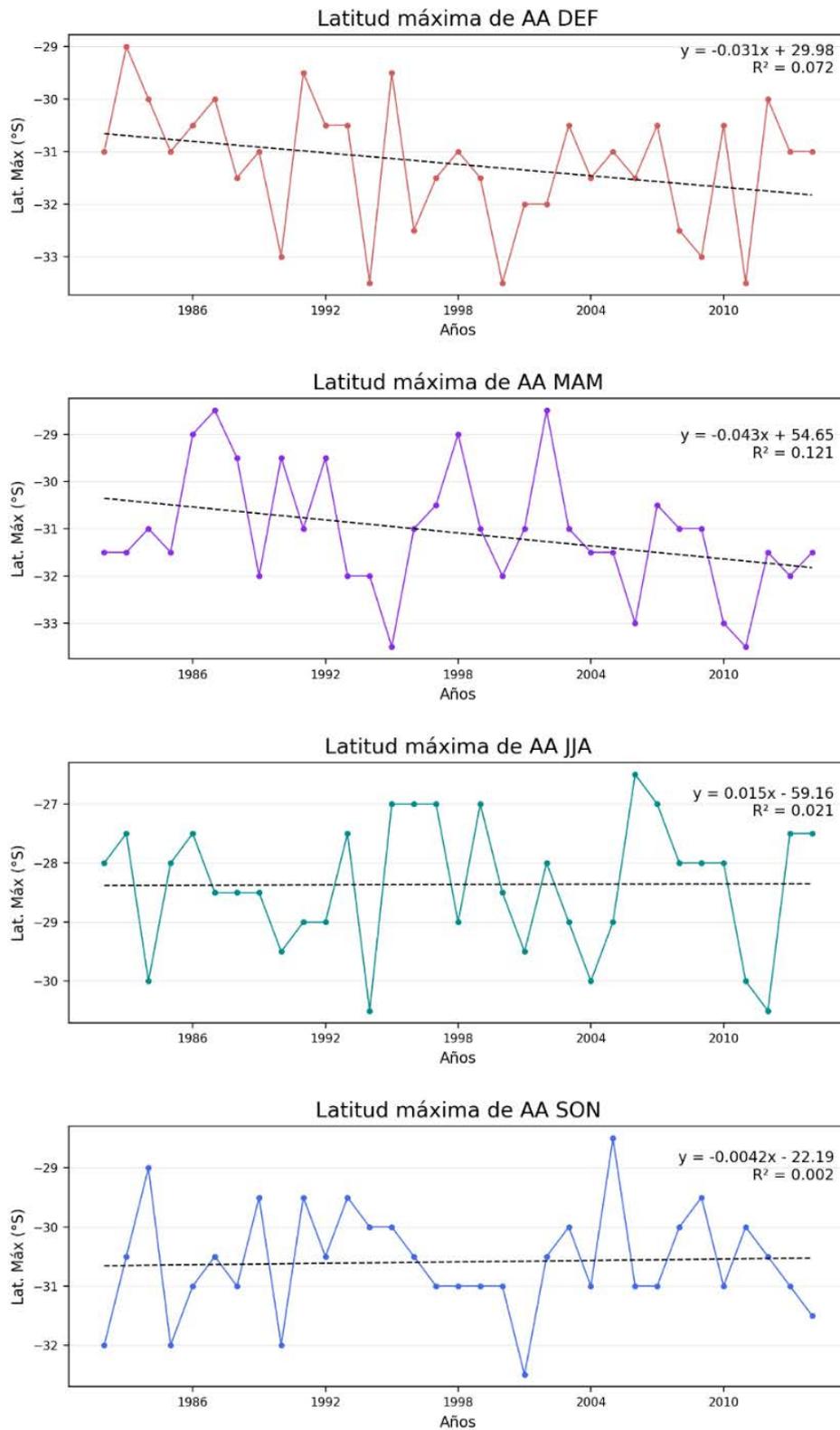


Figura 2.3.1-C: Ajuste lineal de tendencias de la posición latitudinal del AA estacional.

2.3.2. La relación del Anticiclón del Atlántico con la TSM

Se analizaron las series estacionales de Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. con relación a los patrones representados por las componentes principales de anomalías de TSM a través de las series de sus autovectores. Este análisis se realizó para las cuatro estaciones del año utilizando el método de correlación lineal y su significancia fue testeada usando un test de distribución Normal. Dado el set de datos utilizados, el coeficiente de correlación crítico a partir del cual las correlaciones son significativas con un 95% de confianza es de 0.336.

La Tabla 2.3.2-A contiene los resultados de las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las series de Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. y las componentes principales de TSM para la estación de verano.

Tabla 2.3.2-A: *Coefficientes de correlación entre Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. de AA y los autovectores de anomalías de TSM para verano. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

DEF	TSM			
	CP1	CP2	CP3	CP4
Int. Máx.	-0.39	-0.02	0.05	0.08
Lat. Máx.	0.45	0.21	0.44	-0.02
Lon. Máx.	0.25	0.18	-0.39	-0.02

En verano, un patrón de anomalías cálidas (frías) de TSM al norte (sur) de 30°S en la cuenca Atlántica se asocia a un debilitamiento y desplazamiento hacia el norte del AA (CP1 en Figura 2.1.1-C). Por otro lado, un calentamiento de la TSM en las costas de Argentina, Uruguay y sur de Brasil se relaciona con un desplazamiento hacia el norte y oeste del AA (CP3 en Figura 2.1.1-C).

La Tabla 2.3.2-B contiene los resultados de las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las series de Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. y las componentes principales de TSM para otoño. Al igual que en verano, se observa que el AA se debilita cuando la

cuenca Atlántica presenta anomalías cálidas al norte de 30° y frías al sur (patrón opuesto a CP1 en Figura 2.1.2-C). Además, un calentamiento en la costa sur de Brasil se asocia a un desplazamiento hacia el norte del AA.

Tabla 2.3.2-B: *Coefficientes de correlación entre Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. de AA y los autovectores de anomalías de TSM para otoño. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

MAM	TSM			
	CP1	CP2	CP3	CP4
Int. Máx.	0.59	-0.06	-0.06	-0.09
Lat. Máx.	-0.09	0.41	-0.02	0.23
Lon. Máx.	-0.20	-0.07	0.20	-0.02

De forma análoga, la Tabla 2.3.2-C contiene los resultados de las correlaciones lineales entre las series de Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. y las componentes principales de TSM para los meses de invierno. En este caso, un calentamiento de la temperatura superficial en la costa de Buenos Aires, Uruguay y sur de Brasil, a la vez que una disminución en el resto de la cuenca se asocia a una intensificación del AA (CP1 en Figura 2.1.3-C).

Tabla 2.3.2-C: *Coefficientes de correlación entre Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. de AA y los autovectores de anomalías de TSM para invierno. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

JJA	TSM			
	CP1	CP2	CP3	CP4
Int. Máx.	0.41	-0.20	-0.21	-0.26
Lat. Máx.	-0.12	0.23	0.27	0.13
Lon. Máx.	0.05	0.12	-0.30	0.14

Por último, los resultados de las correlaciones lineales entre las series de AA y las componentes principales de TSM para primavera (Tabla 2.3.2-D), muestran que un patrón de anomalías frías al sur de la cuenca, abarcando las costas de Sudamérica, y más cálidas al centro-norte (CP2 y CP4 en Figura 2.1.4-C) se asocian a un debilitamiento del AA y un corrimiento del mismo hacia el este.

Tabla 2.3.2-D: *Coefficientes de correlación entre Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. de AA y los autovectores de anomalías de TSM para primavera. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

SON	TSM			
	CP1	CP2	CP3	CP4
Int. Máx.	-0.31	-0.35	0.14	-0.35
Lat. Máx.	0.25	0.22	0.05	-0.21
Lon. Máx.	0.05	0.15	0.12	0.37

En resumen, en todas las estaciones del año se encontró que ante mayores temperaturas superficiales en la región norte del océano Atlántico Sur y menores temperaturas hacia el sur, el anticiclón semipermanente se debilita respecto de su intensidad media estacional. Esto podría estar relacionado con lo encontrado por Nnamchi et al. (2016) en su estudio sobre la estructura de la TSM en la región ecuatorial y sur del océano Atlántico a través de datos de TSM y SLP provenientes de reanálisis para el periodo 1959-2009. Los autores mencionan que las perturbaciones en el AA favorecen las anomalías de flujo neto de calor en superficie. Un debilitamiento del AA tiende a atenuar los vientos del noreste en el sector sudoeste, por lo tanto, disminuye la advección y aumenta el enfriamiento a través de la evaporación dando lugar a anomalías negativas de TSM. Hacia el noreste se suprime la evaporación y aumenta la TSM debido a que los alisios se debilitan.

En particular, para la estación de verano, Seager et al. (2003) estudiaron la interacción mar-atmósfera y el ciclo anual de los anticiclones subtropicales mediante datos del reanálisis del NCEP/NCAR de SLP, TSM, humedad específica, viento zonal y meridional en niveles de 700 a 1000 hPa para el período 1949-2001 y a través de simulaciones de modelos climáticos y oceánicos acoplados. Ellos demostraron que la subsidencia y la advección hacia el Ecuador en el flanco este del AA disminuye la TSM, mientras que el flujo hacia los polos en el flanco oeste la aumenta, lo que generaría un patrón similar al obtenido en CPI en la Figura 2.1.1-C.

En esta tesis también se encontró que, en verano, mayores temperaturas cercanas a la costa Atlántica y menores hacia el sudeste, se asocian a un corrimiento hacia el noroeste del anticiclón.

2.4 Dipolo del Océano Atlántico Sur

Con el fin de profundizar en el estudio del acople entre el océano Atlántico Sur y la circulación en capas bajas, se analizó la variabilidad de la temperatura superficial del mar a través del patrón del Dipolo del Océano Atlántico Sur.

2.4.1 Introducción y características generales

El Dipolo del Atlántico Sur (SAODI) fue definido por Nnamchi *et al.* (2011) como la diferencia entre el promedio de la anomalía de temperatura superficial del mar a partir de la media respecto del período 1950-2008 (TSMA) en dos regiones pertenecientes a la cuenca sur del océano Atlántico y definidas como NEP (10°E–20°O, 0°-15°) y SWP (10°–40°O, 25°-40°S):

$$\text{SAODI} = \text{TSMA}_{\text{NEP}} - \text{TSMA}_{\text{SWP}} \quad (19)$$

De esta manera, una fase positiva del Dipolo del Atlántico Sur (SAODI positivo) está caracterizada por un aumento de la TSM en la subcuenca noreste del Atlántico Sur y una disminución en la subcuenca sudoeste (Figura 2.4.1-A). La fase negativa de este dipolo se asocia al patrón opuesto.

A partir de los datos mensuales del índice SAODI, se construyeron las series estacionales del mismo para el período de estudio 1982-2016 según lo detallado en el Capítulo 1. La Figura 2.4.1-B muestra las series estacionales del índice SAODI y la Tabla 2.4.1-A muestra los parámetros estadísticos que caracterizan a dichas series.

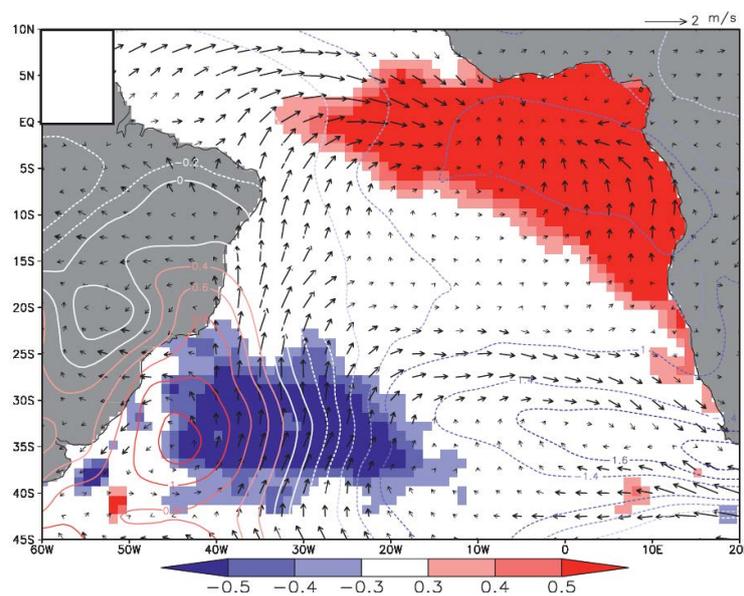


Figura 2.4.1-A: Composite de anomalías de TSM (sombreado), presión sobre el nivel del mar (contornos) y vientos en superficie (vectores) para los años con SAODI positivo. El sombreado corresponde anomalías significativas con un 95% de confianza y los vectores gruesos corresponden a anomalías de viento significativas con un 90% de confianza basado en un test T-Student (extraída de Nnamchi et al., 2011).

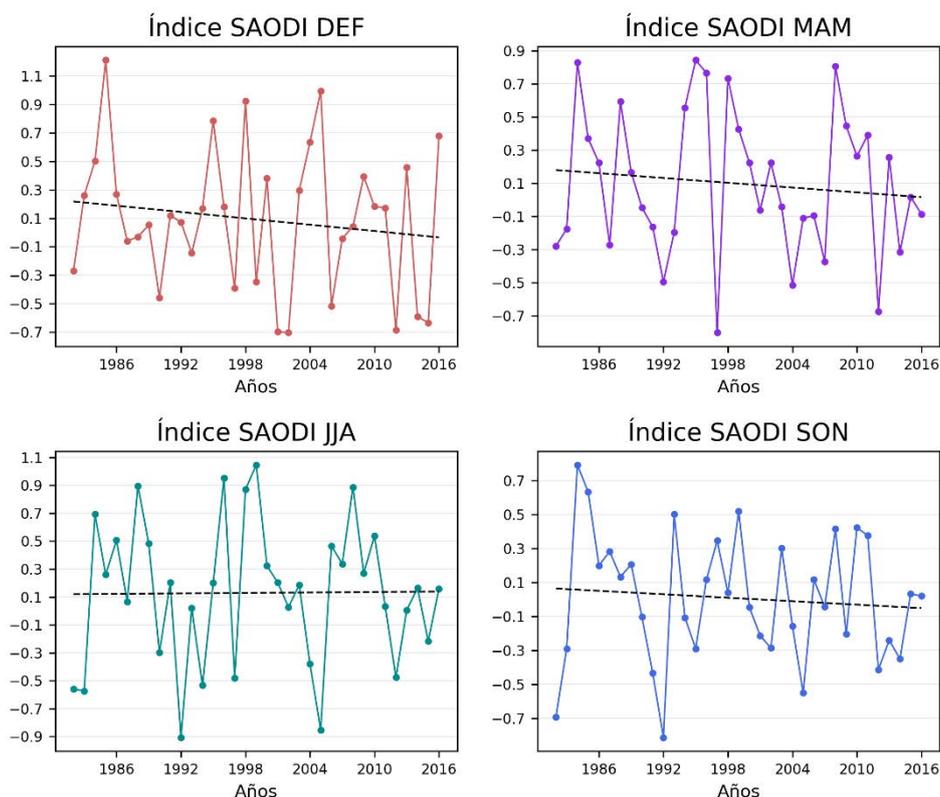


Figura 2.4.1-B: Series estacionales del índice SAODI junto con sus correspondientes tendencias lineales para el período de estudio 1982-2016 (línea negra punteada).

Tabla 2.4.1-A: Estadísticos de las series estacionales del índice SAODI para el período de estudio 1982-2016. En negrita se muestran las tendencias lineales significativas al 95%.

Índice estacional SAODI				
	DEF	MAM	JJA	SON
Media	0.092	0.098	0.129	0.007
Desvío estándar	0.505	0.442	0.525	0.377
Valor Máximo	1.210	0.843	1.047	0.793
Año del Máximo	1985	1995	1999	1984
Valor Mínimo	-0.703	-0.803	-0.907	-0.813

Año del mínimo	2002	1997	1992	1992
Pendiente	-0.0074 /año	-0.0048 / año	0.0006 / año	-0.0034 / año
R	0.1507	0.1118	0.0100	0.0922

Si bien en ninguna estación del año se observó una tendencia lineal significativa del índice SAODI (Tabla 2.4.1-A), se observa una tendencia a la fase negativa del índice, lo que indica mayores temperaturas superficiales en la cuenca SWP, al sudeste de Brasil, y menores temperaturas en NEP. Cada episodio de SAODI presenta una duración del orden de los ocho meses y, en general, la fase positiva se produce en el verano boreal (Nnamchi *et al.*, 2011). En particular, estos meses son los que mostraron tener mayor valor medio del índice a comparación de las demás estaciones del año.

2.4.2 La relación entre el SAODI y la circulación en capas bajas

Se analizó la relación entre el índice SAODI y los patrones de anomalías de HGT1000 detallados en el presente capítulo, utilizando el método de correlación lineal y testeando su significancia a través de un test de distribución Normal. El coeficiente de correlación crítico a partir del cual las correlaciones son significativas con un 95% de confianza es de 0.336. La Tabla 2.4.2-A contiene los resultados para las cuatro estaciones del año.

Tabla 2.4.2-A: *Coefficientes de correlación entre las series estacionales del índice SAODI y las series de los autovectores de las componentes principales de anomalías de HGT1000. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

		HGT 1000			
		CP 1	CP 2	CP 3	CP 4
SAODI	DEF	-0.03	0.05	-0.32	-0.07
	MAM	0.08	0.24	0.51	0.32

JJA	-0.42	0.01	-0.12	0.63
SON	0.21	0.50	-0.12	0.19

Para los meses de verano no se encontró ninguna relación significativa. Para el otoño, una tendencia a desarrollarse un patrón acorde con una fase positiva de SAODI se asocia a anomalías negativas (ciclónicas) de altura geopotencial en el centro y sur de la región y positivas hacia el sudeste y sudoeste, provocando allí un debilitamiento de las bajas subpolares (CP3 en Figura 2.1.2-A). En el caso del invierno, se relaciona con anomalías positivas (anticiclónicas) de altura geopotencial al oeste de la cuenca, incluyendo la costa atlántica de América del Sur y anomalías negativas (ciclónicas) hacia el centro-este de la cuenca oceánica (CP4 y patrón opuesto a CP1 y en Figura 2.1.3-A). Finalmente, para primavera, se observa un patrón similar al de invierno (CP2 en Figura 2.1.4-A)

En resumen, una señal en las anomalías de TSM coincidente con un patrón de fase positiva del SAODI en otoño se ve asociada a un debilitamiento de las bajas subpolares hacia el sudeste y sudoeste. En el caso del invierno y la primavera se relaciona con anomalías anticiclónicas sobre la costa Atlántica y ciclónicas al este. Estos resultados coinciden con lo encontrado por Nnamchi et al. (2011) en su estudio sobre la existencia de un modo dipolar de TSM en el océano Atlántico Sur. Para ello se utilizaron datos de TSM, circulación y precipitación del Hadley Center Global Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST) para el periodo 1950-2006 y de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) para 1950-2008. En sus resultados demostraron que los eventos positivos de SAODI están relacionados con anomalías negativas de presión a gran escala sobre el océano Atlántico Sur. La ocurrencia de anomalías positivas de TSM sobre la región NEP se asocia con la presencia de convergencia y movimientos de ascensos y un consecuente aumento de la precipitación. De manera opuesta, la región SWP se ve caracterizada por movimientos de subsidencia, lo que promueve la presencia de anomalías anticiclónicas cerca de la costa atlántica en invierno y la primavera subsiguiente.

CAPÍTULO 3: ESTUDIO DEL OCÉANO PACÍFICO

El objetivo de este capítulo es estudiar el comportamiento de la cuenca del océano Pacífico Sur en términos de la temperatura superficial del mar y la circulación en capas bajas. Para ello, se analizaron las componentes principales de las anomalías estacionales de ambas variables según la metodología detallada en el Capítulo 1, se caracterizó el AP y se estudiaron algunos fenómenos de variabilidad climática asociados a la variabilidad interanual de la TSM. Las siguientes secciones muestran los resultados obtenidos de dicho análisis junto con el estudio del acople océano-atmósfera en esta región.

3.1 Modos de variabilidad de HGT1000 y TSM

Se analizó la variabilidad de ambas variables a través del Análisis de Componentes Principales aplicado a las series estacionales de anomalías de TSM y HGT1000 para las cuatro estaciones del año, como se detalla en el Capítulo 1. En las subsecciones 3.1.1. a 3.1.4 se muestran los resultados de este análisis para cada estación.

3.1.1 Verano

La Figura 3.1.1-A, junto con la Tabla 3.1.1-A, muestra los patrones espaciales de anomalías de HGT1000 sobre el océano Pacífico en verano, derivados del análisis de componentes principales, que explican más del 50% de la varianza total en conjunto.

El comportamiento de HGT1000 durante los meses de verano en el océano Pacífico Sur se ve explicado en mayor medida por un patrón dipolar de máxima variabilidad con

orientación este-oeste centrado alrededor de 30°S. También hay gran variabilidad presente en latitudes medias-altas, en la región de las bajas subpolares. El campo espacial de la segunda componente principal también exhibe un patrón dipolar, pero con orientación sudoeste-noreste y abarcando gran parte de la cuenca. La tercera componente principal muestra un centro de máxima variabilidad al este del continente australiano centrado en aproximadamente 35°S, opuesto a la variabilidad al sudeste y sudoeste del mismo. Por último, la cuarta componente principal presenta máxima variabilidad cercana a Sudamérica, al sudeste del Pacífico Sur y de signo opuesto a la variabilidad en el resto de la región.

Las Figura 3.1.1-B y la Tabla 3.1.1-B muestran los resultados del ajuste lineal realizado a las series de los autovectores correspondientes a las componentes principales retenidas. En este caso, ninguna de ellas presenta una tendencia lineal significativa al 95%

Tabla 3.1.1-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en DEF en el océano Pacífico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	31.6	31.6
2	14.5	46.1
3	11.5	57.6
4	9.1	66.1

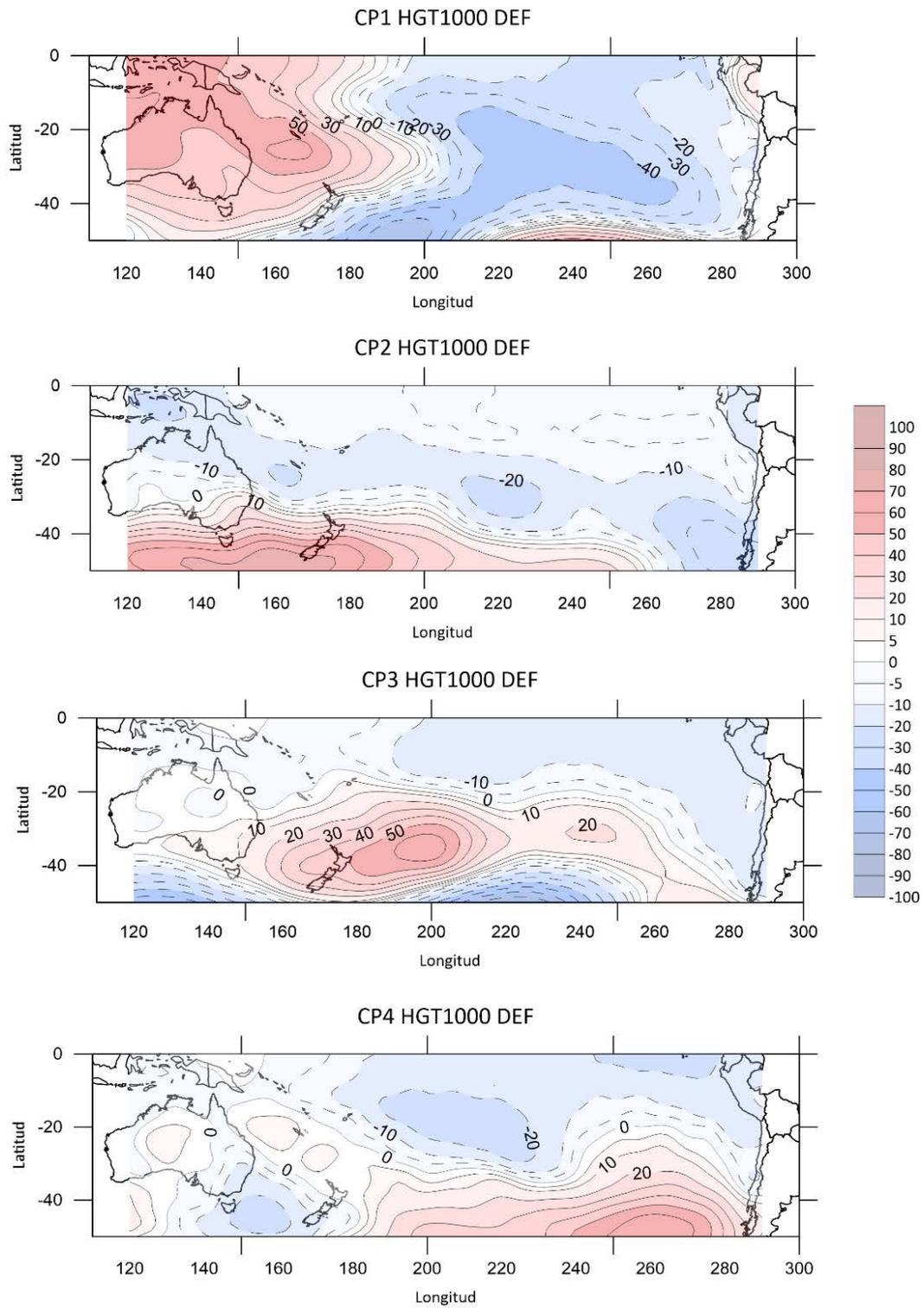


Figura 3.1.1-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para DEF en el océano Pacífico.

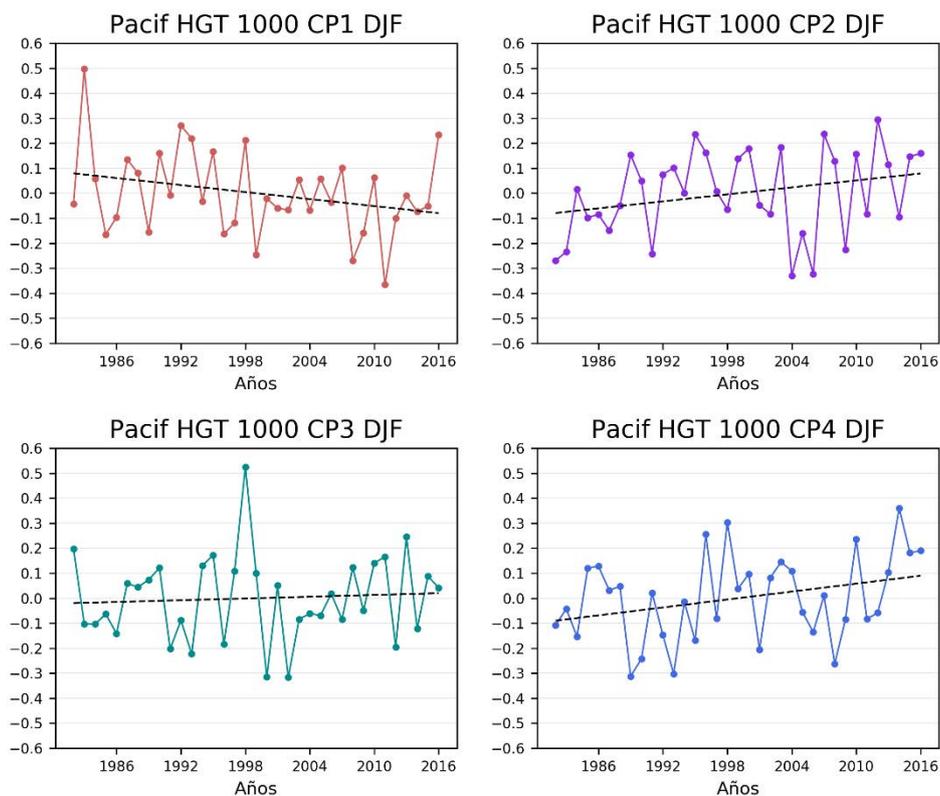


Figura 3.1.1-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para DEF en el océano Pacífico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 3.1.1-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para DEF en el océano Pacífico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 DEF			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R²	R
1	-0.0047	0.078	0.279
2	0.0047	0.0774	0.278
3	0.0012	0.0049	0.070
4	0.0053	0.0999	0.316

La Figura 3.1.1-C muestra los patrones espaciales de anomalías de TSM para la estación de verano que se derivan del análisis de componentes principales y que explican más del 50% de la varianza total de esta variable (Tabla 3.1.1-C). Casi la mitad de los casos observados pueden ser explicados por el patrón espacial de la primera componente principal, el cual muestra un dipolo de máxima variabilidad con orientación norte-sur extendiéndose casi en la totalidad de la región de estudio. La segunda componente también presenta un comportamiento similar con orientación sudoeste-noreste en la porción este del Pacífico Sur, además de otro centro de máxima variabilidad en la zona ecuatorial. Por otro lado, la tercera componente muestra centros de máxima variabilidad en el Pacífico central, tanto ecuatorial como sur, con centros de variabilidad opuesta en las costas de ambos continentes. Por último, la cuarta componente principal de verano muestra la alternancia de centros de diferente signo ubicados al sur de la región de estudio. La Figura 3.1.1-D y la Tabla 3.1.1-D muestran las series temporales de los autovectores de dichas componentes principales junto con su tendencia lineal. La segunda componente principal presenta una tendencia lineal positiva significativa con un 95% de confianza, indicando que, con el tiempo, la variabilidad de la TSM en verano se ve mayormente explicada por anomalías positivas (calentamiento) al sur y norte de la cuenca y negativas sobre el centro-este de la región (enfriamiento).

Tabla 3.1.1-C: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en DEF en el océano Pacífico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	49.6	49.63
2	9.4	59.0
3	8.0	67.0
4	4.7	71.7

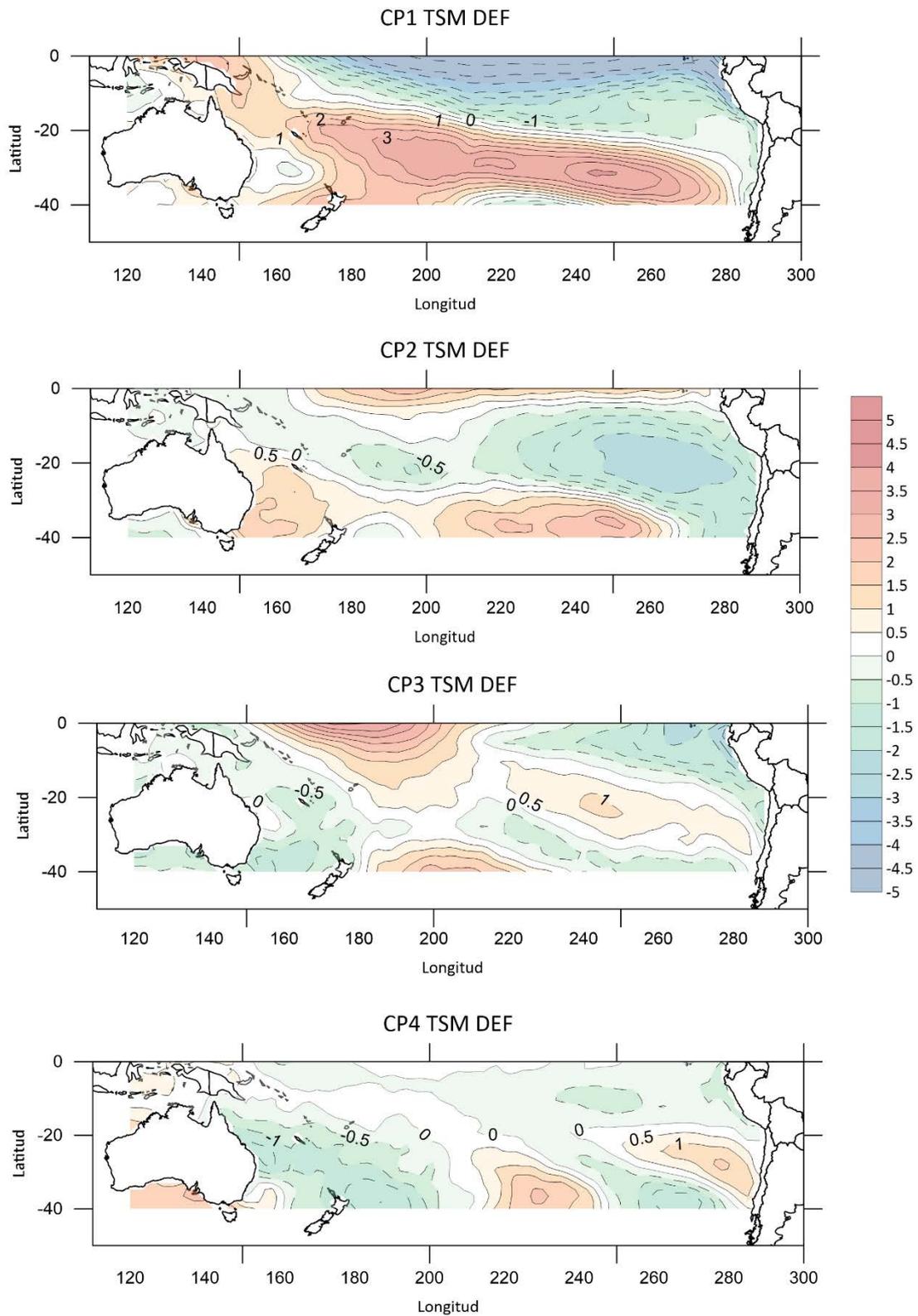


Figura 3.1.1-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM (°C) para DEF en el océano Pacífico.

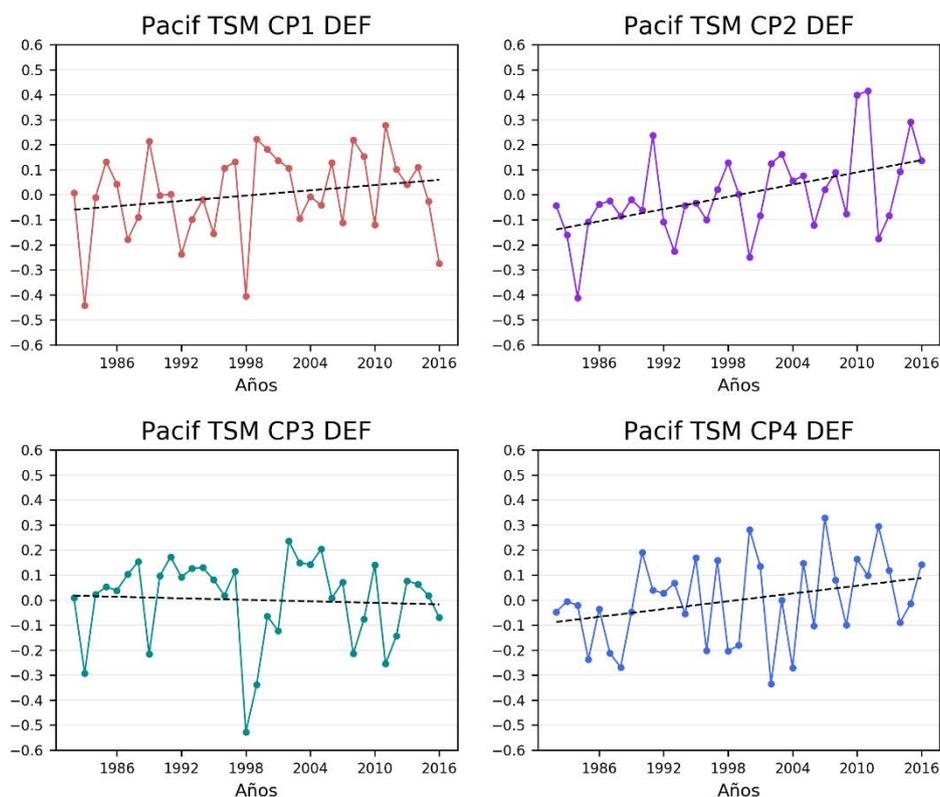


Figura 3.1.1-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para DEF en el océano Pacífico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 3.1.1-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para DEF en el océano Pacífico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM DEF			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R ²	R
1	0.0035	0.0439	0.209
2	0.0082	0.2373	0.487
3	-0.001	0.0037	0.061
4	0.0052	0.0953	0.308

3.1.2 Otoño

La Figura 3.1.2-A y la Tabla 3.1.2-A muestran los campos espaciales de anomalías de HGT1000 de otoño en el océano Pacífico Sur obtenidos a partir del análisis de componentes principales y que explican más del 50% de la varianza total de manera conjunta. El patrón espacial que mejor explica el comportamiento de esta variable en otoño (27.3% de la varianza total) muestra máxima variabilidad en la región de las bajas subpolares que contrasta con variabilidad del signo opuesto en el noroeste de la cuenca pacífica. Tanto la segunda como la cuarta componente principal muestran centros de máxima variabilidad alternados en latitudes medias-altas en donde se posicionan las bajas subpolares. La tercera componente principal, similar a aquella de verano, presenta un comportamiento dipolar con orientación norte-sur abarcando gran parte de la región central y sur de la cuenca.

La Figura 3.1.2-B muestra las series temporales de los autovectores correspondientes junto con su tendencia lineal. A partir de la Tabla 3.1.2-B, se ve que ninguna de estas presenta tendencia lineal significativa al 95%.

Tabla 3.1.2-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en MAM en el océano Pacífico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	27.3	27.3
2	19.0	46.3
3	14.1	60.4
4	9.9	70.3

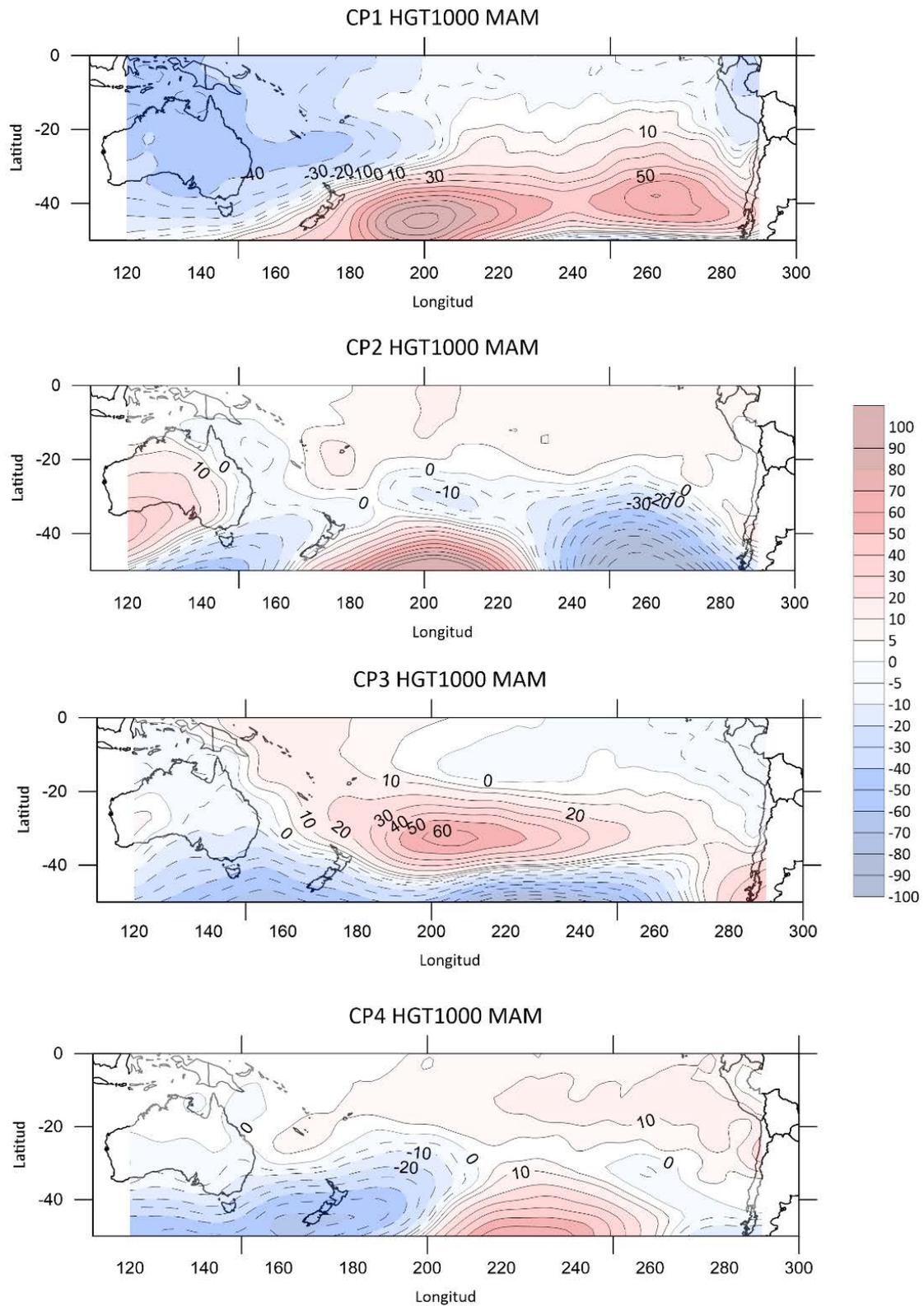


Figura 3.1.2-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para MAM en el océano Pacífico.

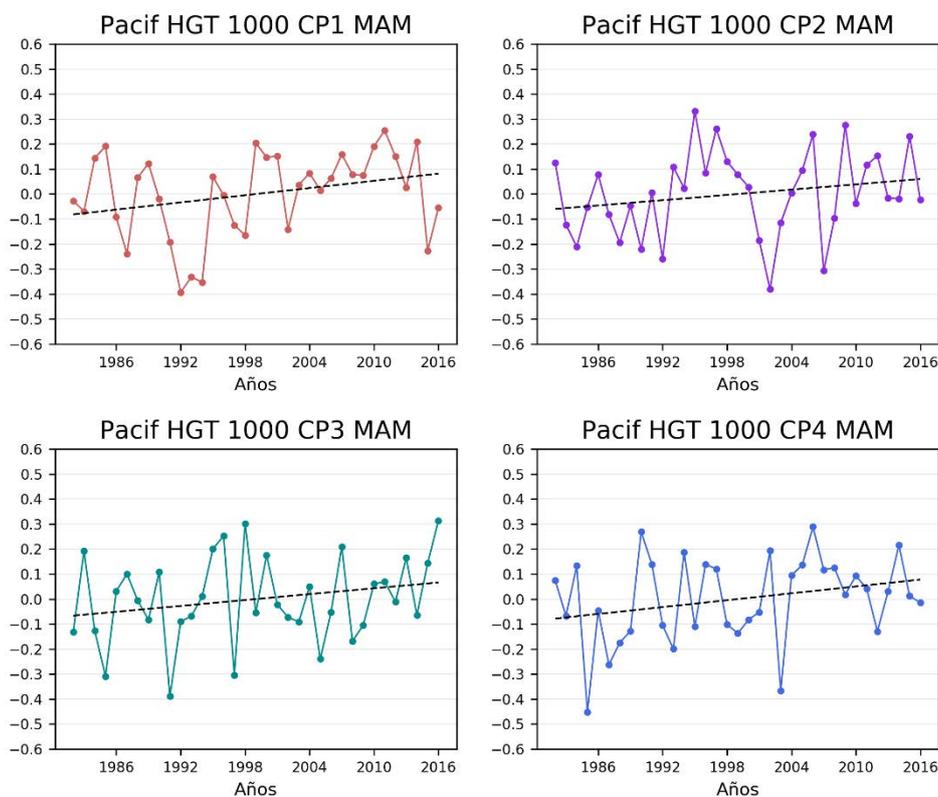


Figura 3.1.2-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para MAM en el océano Pacífico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 3.1.2-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para MAM en el océano Pacífico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 MAM			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R ²	R
1	0.0048	0.082	0.286
2	0.0035	0.0444	0.211
3	0.0039	0.0546	0.233
4	0.0046	0.0751	0.274

Para la TSM de otoño, la Figura 3.1.2-C muestra los campos espaciales de esta variable que en conjunto explican más del 50% de la varianza total (Tabla 3.1.2-C). La variabilidad de la TSM en otoño se ve en gran medida explicada a través de un comportamiento dipolar con orientación noreste-sudoeste abarcando la totalidad de la cuenca analizada, muy similar a la primer componente principal de verano. La segunda componente presenta un patrón similar al anterior, pero en este caso, el dipolo se posiciona en la porción oeste de la cuenca, mientras que en la zona ecuatorial también se ve un dipolo de máxima variabilidad entre la costa de Perú y la región central. La tercera componente principal muestra máxima variabilidad en el centro y este de la cuenca y variabilidad de signo opuesto en el oeste de la misma. Finalmente, la cuarta componente, similar a la tercera componente de verano, presenta máxima variabilidad en la región ecuatorial y al centro-sur, opuesta a la variabilidad encontrada en las costas de ambos continentes.

El estudio de las tendencias lineales de las series temporales de los autovectores de las cuatro componentes principales (Figura 3.1.2-D y Tabla 3.1.2-D) mostró que, al igual que en el caso de HGT1000, ninguna de ellas resultó significativa con un 95% de confianza.

Tabla 3.1.2-C: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en MAM en el océano Pacífico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	37.4	37.4
2	11.9	49.3
3	8.6	57.9
4	7.0	64.9

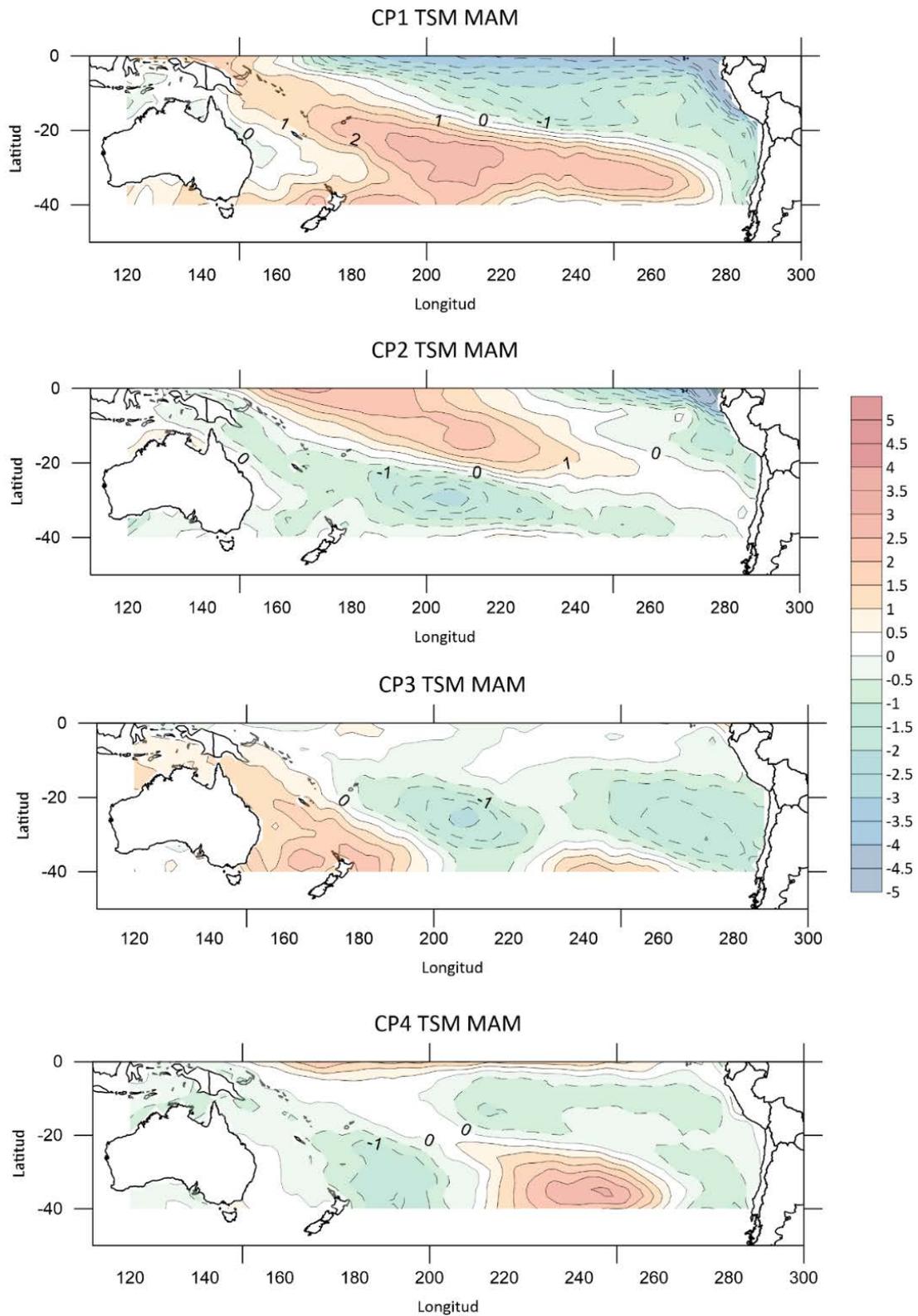


Figura 3.1.2-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para MAM en el océano Pacífico.

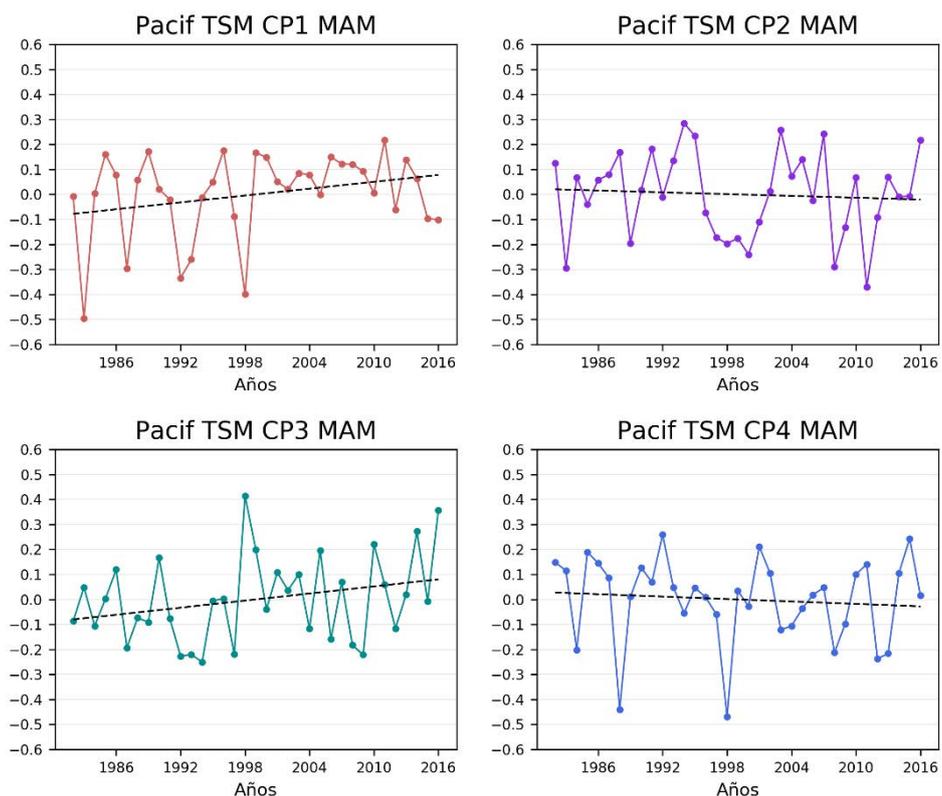


Figura 3.1.2-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para MAM en el océano Pacífico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 3.1.2-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para MAM en el océano Pacífico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM MAM			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R²	R
1	0.0046	0.0746	0.273
2	-0.0012	0.0051	0.071
3	0.0047	0.0796	0.282
4	-0.0016	0.0094	0.097

3.1.3 Invierno

La Figura 3.1.3-A y la Tabla 3.1.3-A presentan los patrones espaciales de anomalías de HGT1000 sobre el océano Pacífico durante invierno que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total. La primera componente muestra características similares a aquella de verano, ya que exhibe un comportamiento dipolar de máxima variabilidad con orientación este-oeste en el centro-sur de la cuenca. La segunda componente también muestra un comportamiento donde la máxima variabilidad se posiciona en el centro sur de la cuenca. La tercera componente de anomalías de HGT1000 de invierno es similar a la de otoño y de verano y muestra un dipolo norte-sur en el centro y sur de la cuenca. Por último, la cuarta componente principal presenta tres centros alternados de máxima variabilidad ubicados en el centro y sur de la cuenca, similar a la segunda componente de la misma variable en otoño.

La Figura 3.1.3-B y la Tabla 3.1.3-B muestran las series temporales de los autovectores de las cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para invierno en el océano Pacífico Sur junto con sus tendencias lineales. Una vez más, ninguna de ellas es significativa con un 95% de confianza.

Tabla 3.1.3-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en JJA en el océano Pacífico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	33.0	33.0
2	18.7	51.7
3	13.9	65.6
4	12.5	78.1

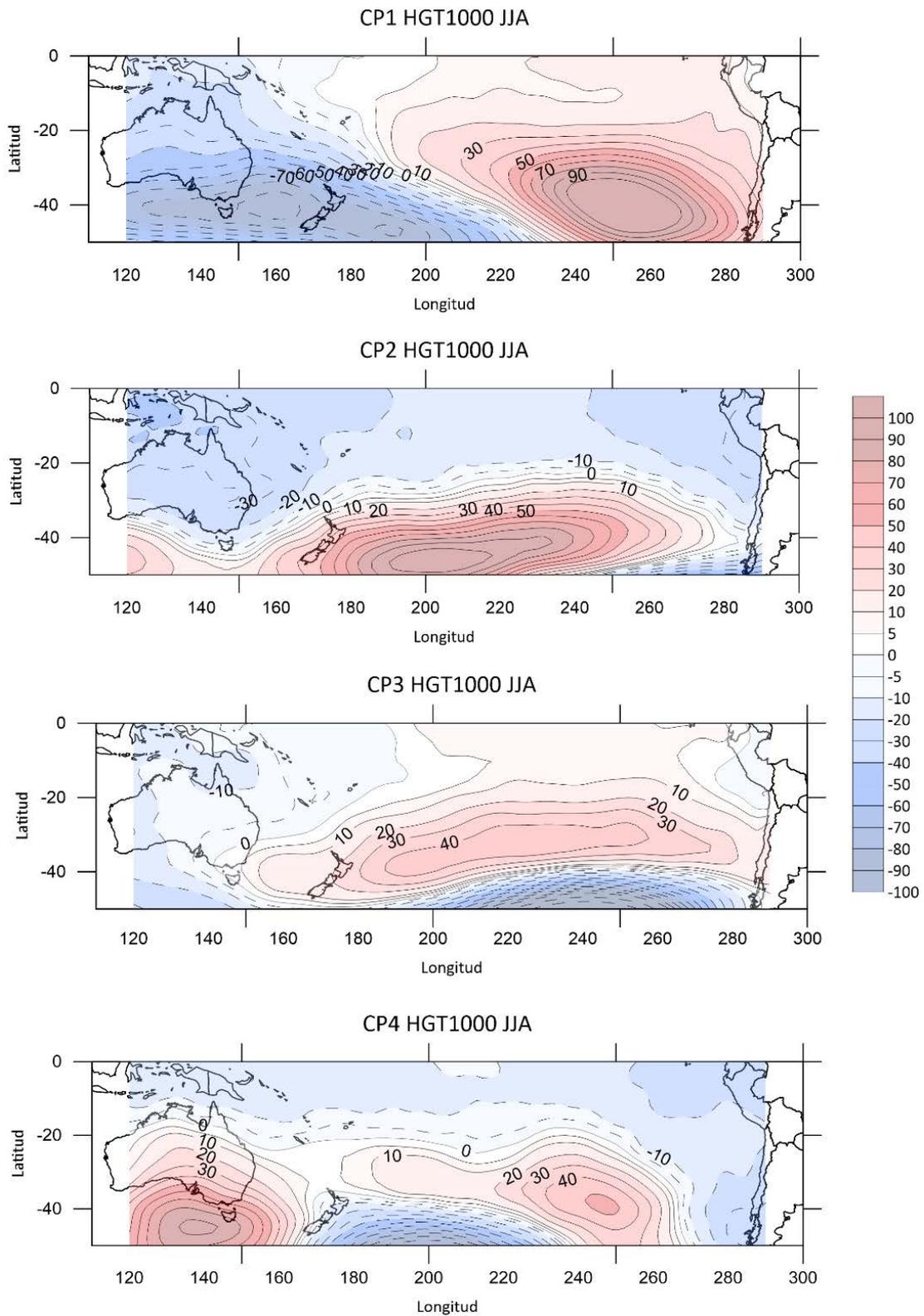


Figura 3.1.3-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (m/gp) para JJA en el océano Pacífico.

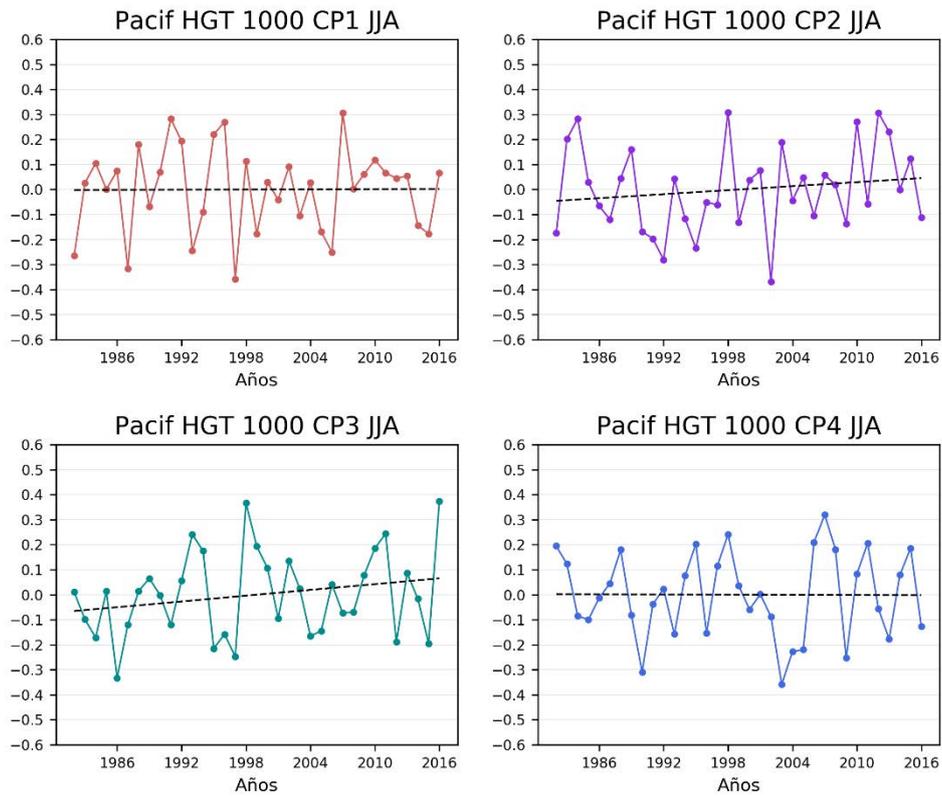


Figura 3.1.3-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para JJA en el océano Pacífico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 3.1.3-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para JJA en el océano Pacífico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 JJA			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R²	R
1	0.0001	0.00005	0.0071
2	0.0027	0.0255	0.159
3	0.0038	0.0529	0.23
4	-0.0001	0.00004	0.0063

La Figura 3.1.3-C y la Tabla 3.1.3-C muestran los patrones espaciales de anomalías de TSM de invierno obtenidos a partir del análisis de componentes principales que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total de la variable original. Al igual que para las estaciones de verano y otoño, la primera componente principal, que en este caso explica 41.4% de la varianza total, muestra un patrón de máxima variabilidad de forma dipolar con orientación sudoeste-noreste abarcando toda la cuenca. Además, la segunda componente de TSM muestra un comportamiento similar a aquella en otoño, con un dipolo este-oeste de máxima variabilidad en el Pacífico ecuatorial. Por otro lado, la tercera componente principal, similar a la segunda componente de verano, presenta un patrón de máxima variabilidad en forma de dipolo norte-sur en la parte este de la cuenca, abarcando latitudes medias a bajas, además de un dipolo sudoeste-noreste cercano a Australia. Finalmente, al igual que en verano, la cuarta componente muestra varios centros de máxima variabilidad en el centro sur de la región.

A partir de la Figura 3.1.3-D y la Tabla 3.1.3-D, se pueden ver las series temporales de los autovectores de las cuatro componentes principales de anomalías de TSM de invierno en el océano Pacífico Sur junto con su tendencia lineal. Tanto la tercera como la cuarta componente presentan tendencias significativas con un 95% de confianza, lo que indica que hay una tendencia a que el comportamiento de la TSM en los meses de invierno se vea explicado por un patrón de calentamiento en la región ecuatorial y enfriamiento en latitudes medias en la parte este de la cuenca pacífica (CP3) y de un calentamiento bastante generalizado de la cuenca (CP4).

Tabla 3.1.3-C: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en JJA en el océano Pacífico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	41.4	41.4
2	12.5	53.9
3	11.3	65.2
4	5.9	71.1

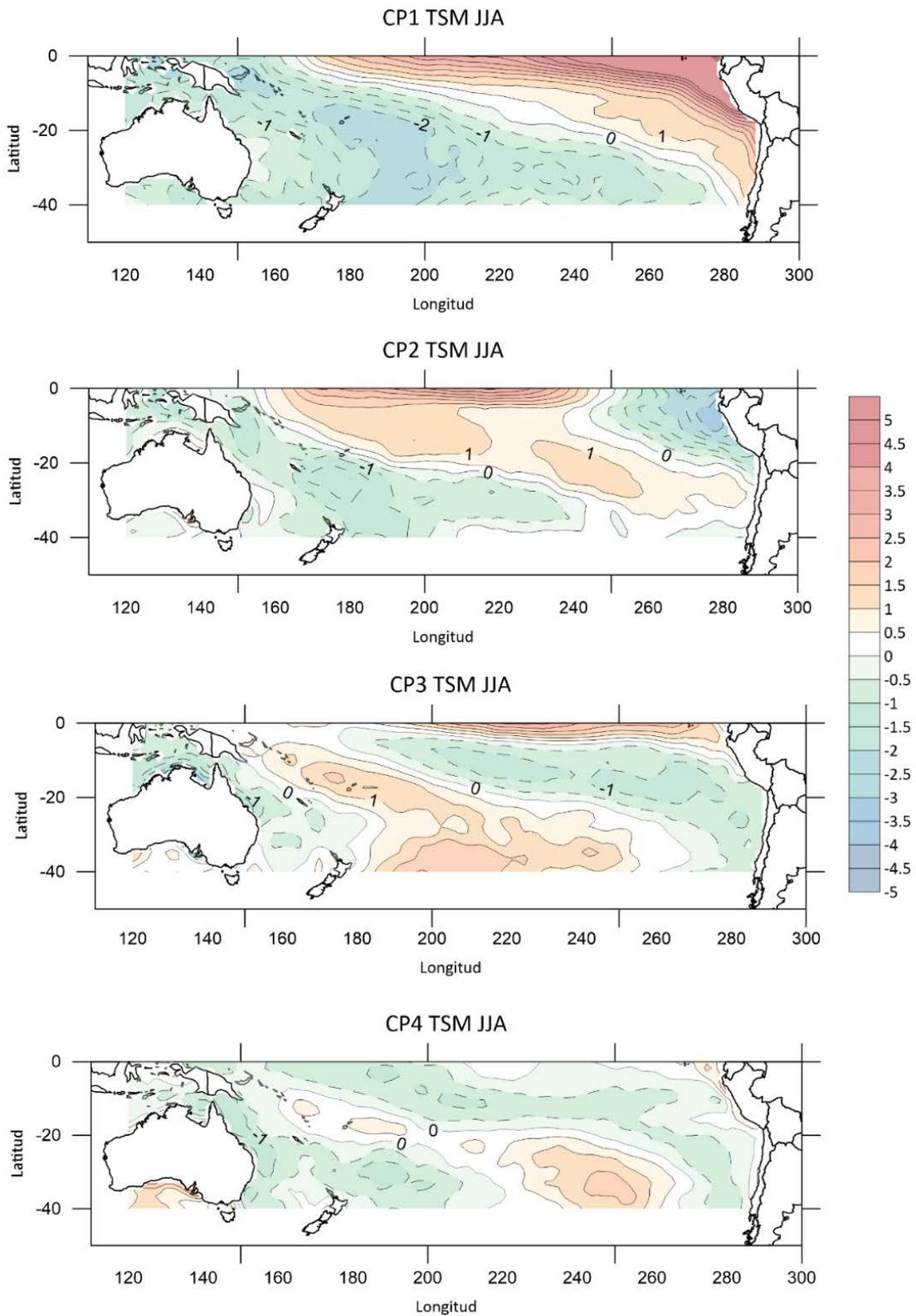


Figura 3.1.3-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para JJA en el océano Pacífico.

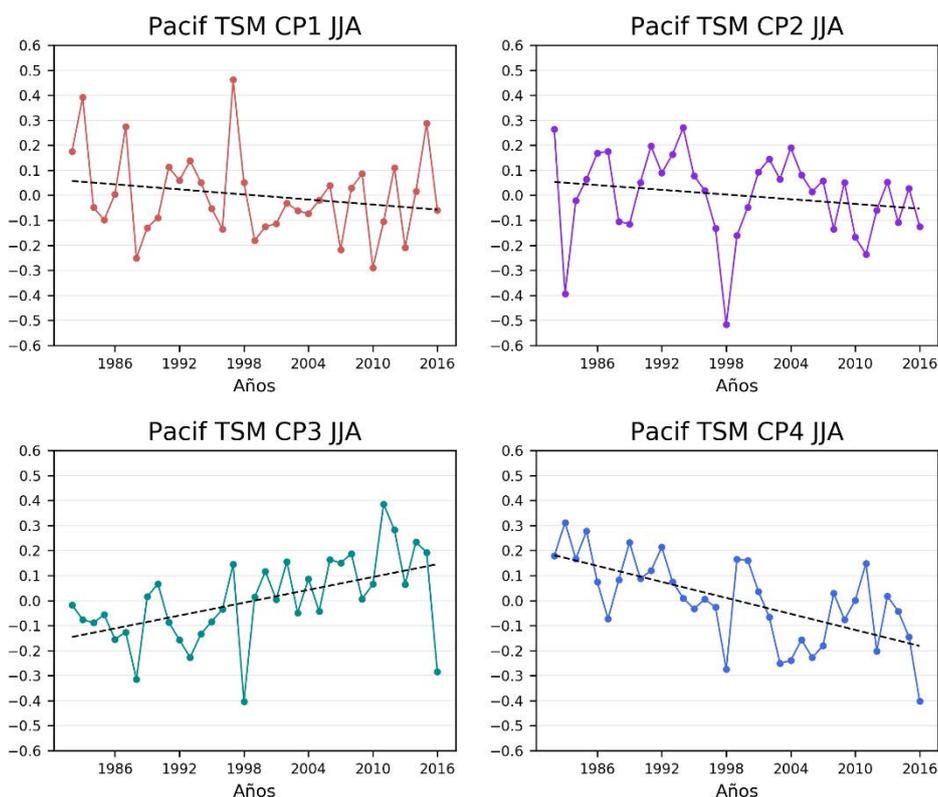


Figura 3.1.3-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para JJA en el océano Pacífico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 3.1.3-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para JJA en el océano Pacífico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM JJA			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R ²	R
1	-0.0034	0.0405	0.201
2	-0.0031	0.0352	0.187
3	0.0086	0.2619	0.511
4	-0.0107	0.4065	0.637

3.1.4 Primavera

La Figura 3.1.4-A y la Tabla 3.1.4-A, muestran los campos espaciales de anomalías de HGT1000 en el océano Pacífico en primavera que se derivan del análisis de componentes principales y que en conjunto explican más del 50% de la varianza total. En mayor medida, el comportamiento de HGT1000 en primavera se explica a través de un patrón de máxima variabilidad en forma de dipolo con orientación noroeste-sudeste en la mayor parte de la cuenca y otro dipolo norte-sur en las costas de Sudamérica, similar a la primer componente de otoño. La segunda componente muestra un patrón similar a la tercera de invierno en donde se ve un comportamiento dipolar con orientación norte-sur ubicado en el centro-este de la región. La tercera componente de HGT1000 de primavera es similar a la cuarta componente de otoño, donde se ve un comportamiento dipolar con orientación este-oeste en latitudes medias-altas. Finalmente, la cuarta componente principal muestra un patrón similar a aquella de invierno, presentando tres centros alternados de máxima variabilidad ubicados en el centro y sur de la cuenca. Si bien la cuarta componente principal es la que explica menos varianza (11.3 %), es la única que presenta tendencia significativa y positiva, lo que indica que, con el tiempo, el comportamiento de HGT1000 en primavera se ve explicado, en parte, por un aumento de la altura geopotencial (anomalías anticiclónicas) al sudeste y sudoeste y una disminución generalizada (anomalías ciclónicas) en el centro y en latitudes medias-altas en la zona de las bajas subpolares.

Tabla 3.1.4-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías HGT1000 en SON en el océano Pacífico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	29.1	29.1
2	18.5	47.6
3	17.6	65.2
4	11.3	76.5

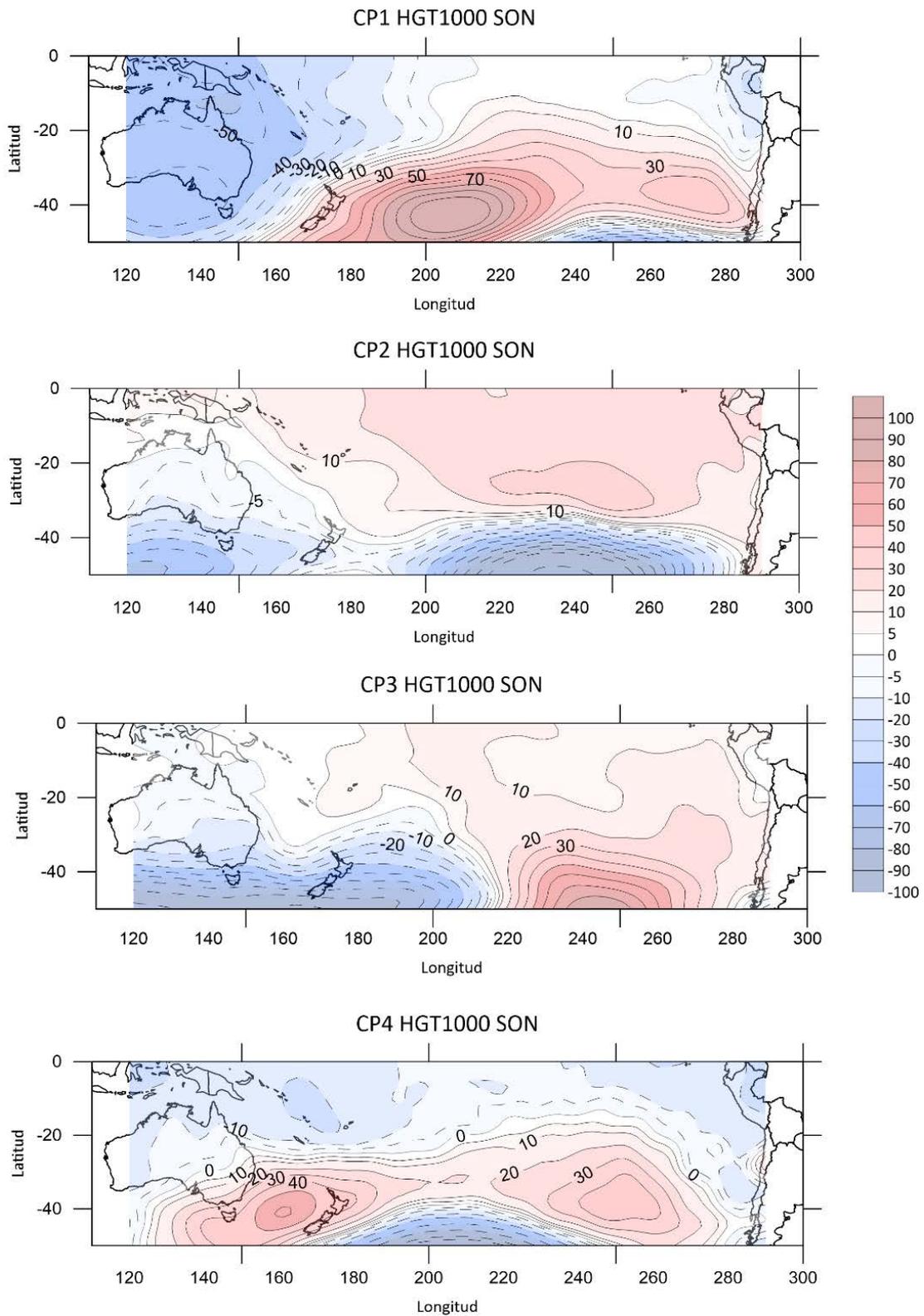


Figura 3.1.4-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para SON en el océano Pacífico.

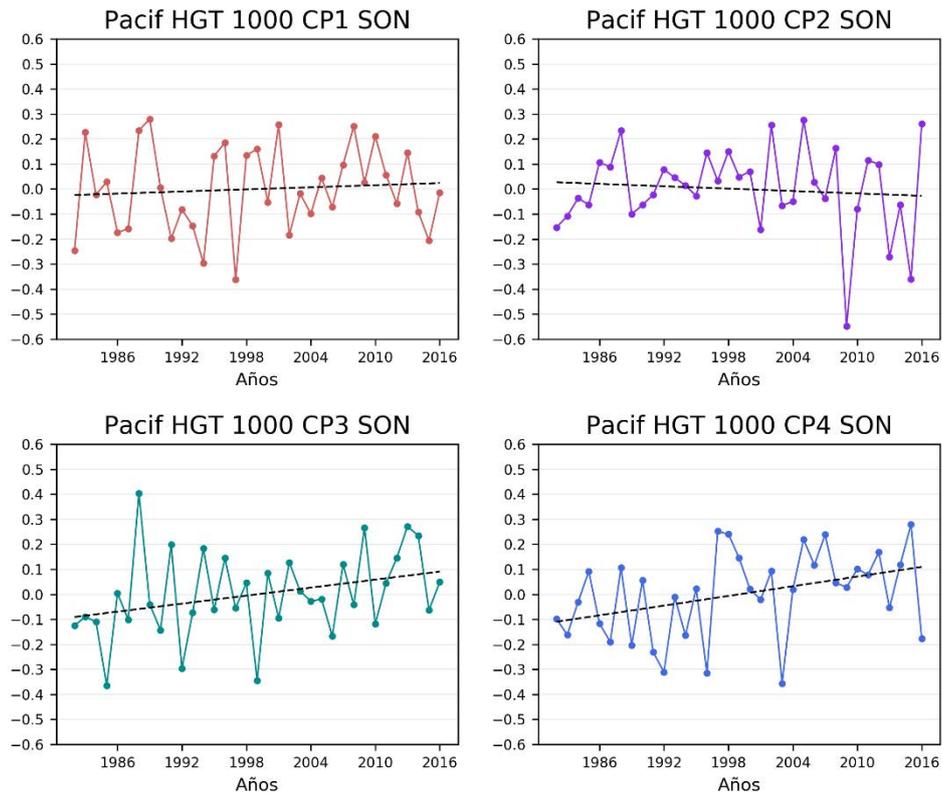


Figura 3.1.4-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para SON en el océano Pacífico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 3.1.4-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para SON en el océano Pacífico. En *negrita* se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 SON			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R ²	R
1	0.0014	0.0071	0.084
2	-0.0016	0.0091	0.095
3	0.0053	0.1015	0.318
4	0.0065	0.1487	0.376

La Figura 3.1.4-C muestra los campos espaciales de anomalías de TSM para primavera que se derivan del análisis de componentes principales y que explican más del 50% de la varianza total (Tabla 3.1.4-C). Al igual que en las demás estaciones del año, la primera componente principal muestra máxima variabilidad en forma dipolar con orientación sudoeste-noreste abarcando toda la cuenca. La segunda componente exhibe un patrón de dipolo este-oeste de máxima variabilidad ubicado en el Pacífico ecuatorial, al igual que en otoño e invierno. La tercera componente también presenta un comportamiento similar a la de invierno y a la segunda de verano, en la cual predomina un patrón dipolar de máxima variabilidad norte-sur en la porción este de la región de estudio. Al igual que en verano e invierno, la cuarta componente de primavera muestra varios centros de máxima variabilidad posicionados en latitudes medias-altas.

La Figura 3.1.4-D y la Tabla 3.1.4-D, muestran el ajuste lineal realizado a las series de los autovectores de las componentes principales analizadas. La tercera y cuarta componente presentan tendencias significativas con un 95% de confianza, siendo negativa y positiva respectivamente. Esto indica que el comportamiento de la TSM de primavera tiende a ser explicado por un enfriamiento del Pacífico central-este y un calentamiento del Pacífico ecuatorial este (CP3) y por un enfriamiento en el centro-este de la cuenca (CP4).

Tabla 3.1.4-C: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en SON en el océano Pacífico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	58.4	58.4
2	9.1	67.5
3	6.3	73.8
4	4.0	77.8

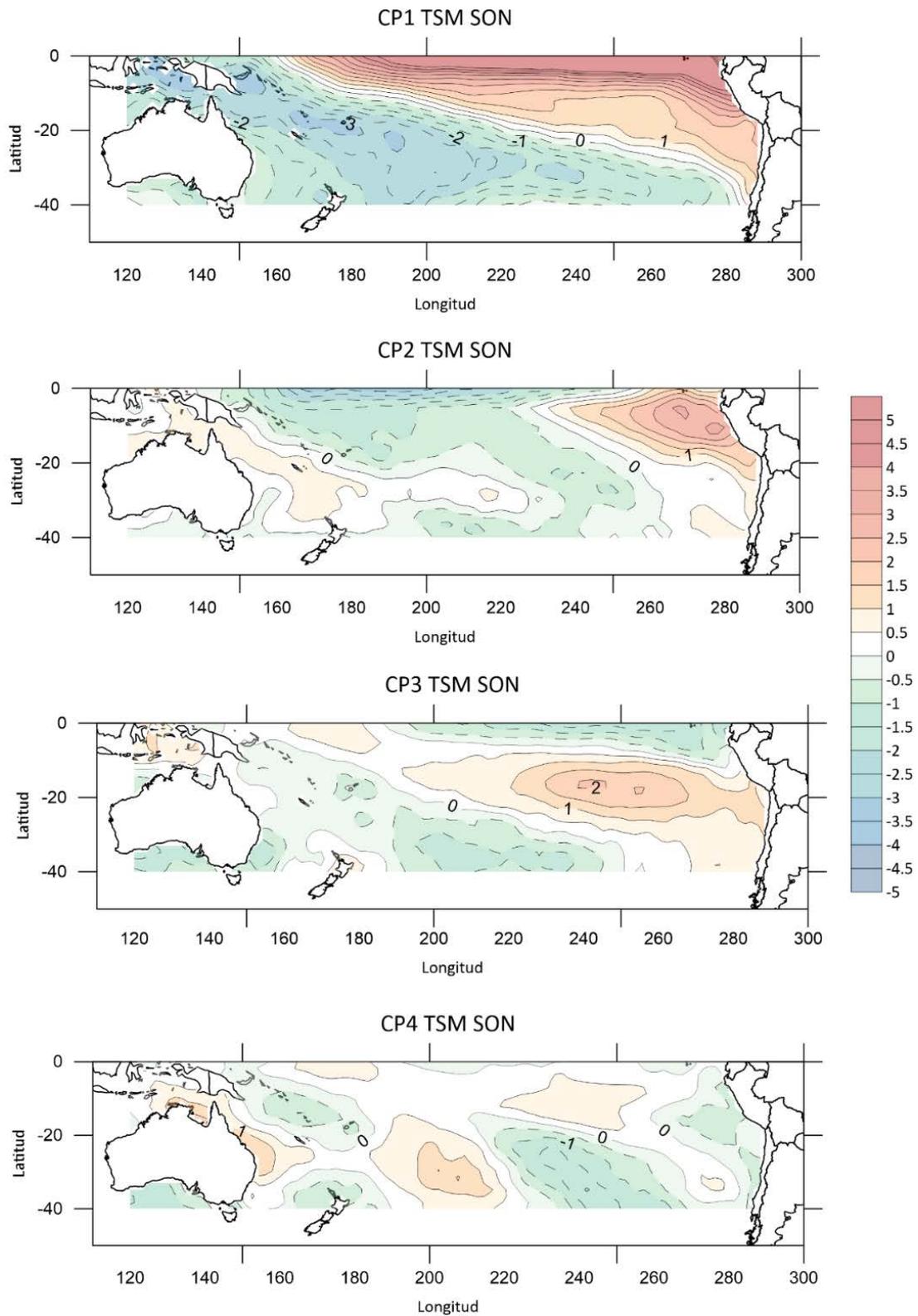


Figura 3.1.4-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM (°C) para SON en el océano Pacífico.

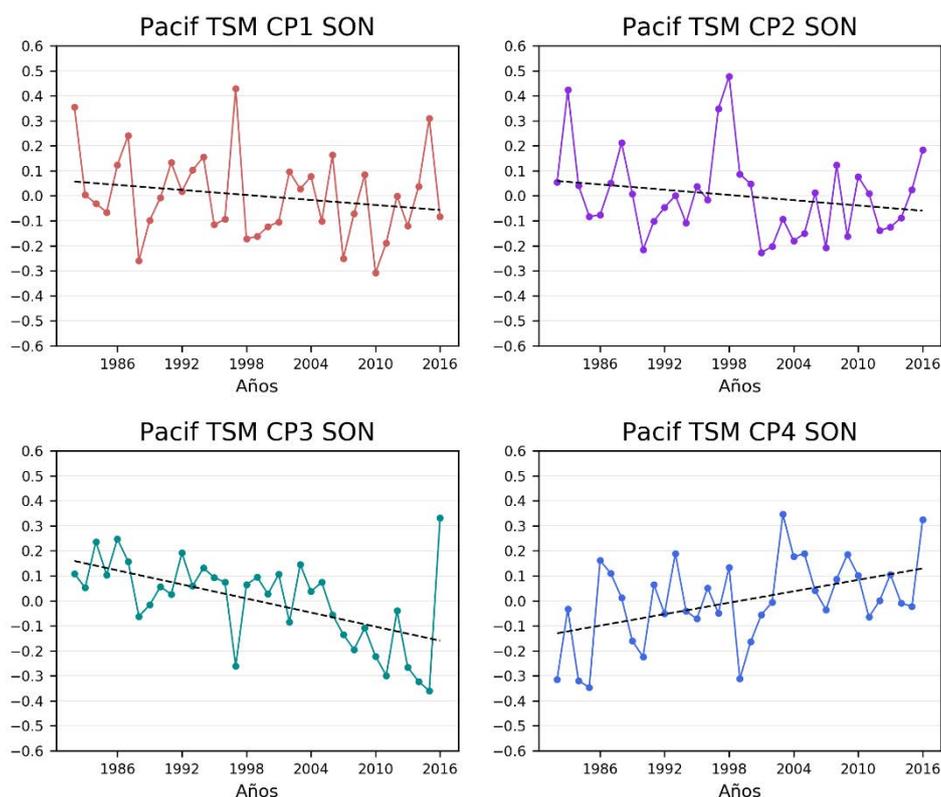


Figura 3.1.4-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para SON en el océano Pacífico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 3.1.4-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para SON en el océano Pacífico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM SON			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R ²	R
1	-0.0033	0.0399	0.199
2	-0.0035	0.0438	0.209
3	-0.0094	0.3143	0.560
4	0.0076	0.2075	0.455

En líneas generales, el patrón de anomalías de HGT1000 que más porcentaje de varianza total explica en verano e invierno, consiste en un dipolo este-oeste que abarca toda la cuenca del Pacífico Sur. En cambio, en otoño y primavera, consiste en dos dipolos, uno noroeste-sudeste al centro y oeste de la cuenca y otro norte-sur cerca de Sudamérica. Además, el segundo patrón con mayor varianza explicada en verano e invierno muestra un centro de máxima variabilidad que en verano se posiciona al sudoeste de la cuenca y en invierno se desplaza hacia el centro. En el caso de la primavera, la máxima variabilidad se ve desplazada hacia Sudamérica y con estructura de dipolo norte-sur mientras que en el otoño toma la forma de varios centros de máxima variabilidad en el sur. Asimismo, analizando las tendencias lineales significativas, podemos concluir que existe una mayor posibilidad de aumento de la HGT1000 (anomalías anticiclónicas) en las costas de ambos continentes y una disminución en el resto del dominio en primavera. Por otro lado, en todas las estaciones del año se ve que el patrón que mayor varianza de TSM explica exhibe un dipolo sudoeste-noreste. Además, a excepción del verano, la segunda componente principal se ve relacionada a un dipolo este-oeste de máxima variabilidad entre las costas de Perú y el Pacífico Ecuatorial centro y oeste. En verano, esta componente exhibe un dipolo sudoeste-noreste en la parte este de la cuenca, además de máxima variabilidad en todo el Pacífico ecuatorial. Es importante también concluir, a partir de las tendencias lineales significativas, que hay una mayor posibilidad de calentamiento en la región sur y norte y un enfriamiento en el centro-este de la cuenca en todo el año excepto otoño.

3.2 Relación entre los patrones de anomalías de circulación y temperatura del mar en el océano Pacífico Sur

Se relacionaron los patrones estacionales de anomalías de HGT1000 y TSM mediante el método de correlación lineal y su significancia fue testeada usando un test de distribución Normal. Dado el número de datos utilizados, el coeficiente de correlación crítico a partir del cual las correlaciones son significativas con un 95% de confianza es de 0.336.

3.2.1 Verano

La siguiente Tabla 3.2.1-A muestra los resultados de las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las series temporales asociadas a los patrones de anomalías de TSM y HGT1000 para la estación de verano y su significancia.

Tabla 3.2.1-A: *Coefficientes de correlación entre los autovectores de anomalías de TSM y HGT1000 para verano en el océano Pacífico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

DEF	TSM				
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	-0.91	-0.23	0.11	0.15
	2	0.03	-0.02	-0.08	0.51
	3	-0.20	0.32	-0.42	-0.02
	4	-0.22	0.38	0.04	-0.30

En verano, un dipolo de anomalías de TSM con un calentamiento en la región ecuatorial y costas de Sudamérica y un enfriamiento en el centro y sur, incluyendo las costas de Australia e Indonesia (patrón opuesto a CP1 TSM), se asocia a menores alturas geopotenciales (anomalías ciclónicas) en el centro-este de la región, incluyendo las costas de América del Sur, y mayores (anomalías anticiclónicas) sobre el continente australiano e Indonesia (CP1 HGT1000) (Figura 3.2.1-A). Además, cuando el calentamiento se ve localizado en el Ecuador y hay un enfriamiento en las costas de Perú y Chile (CP2 TSM), se asocian mayores alturas geopotenciales (debilitamiento de las bajas subpolares) en el sudeste de la región y menores (anomalías ciclónicas) en el centro de la cuenca, extendiéndose hacia las costas de Perú y norte de Chile (CP4 HGT1000) (Figura 3.2.1-D). Por otro lado, cuando en la región ecuatorial el calentamiento es diferencial, con mayores temperaturas en las costas de Perú y menores en Indonesia (patrón opuesto a CP3 TSM), se observa un aumento de altura geopotencial (anomalías anticiclónicas) en el centro y nuevamente una disminución al sudoeste y sobre la costa de América del sur,

estableciendo un tren de onda en latitudes medias-altas (CP3 HGT1000) (Figura 3.2.1-C). Asimismo, en verano, un enfriamiento de la TSM sobre la costa este de Australia y un calentamiento sobre el centro-norte de Chile (CP4 TSM) se asocia a mayores alturas geopotenciales (anomalías anticiclónicas) al sudoeste de la cuenca y menores (anomalías ciclónicas) en el centro y este (CP2 HGT1000) (Figura 3.2.1-B).

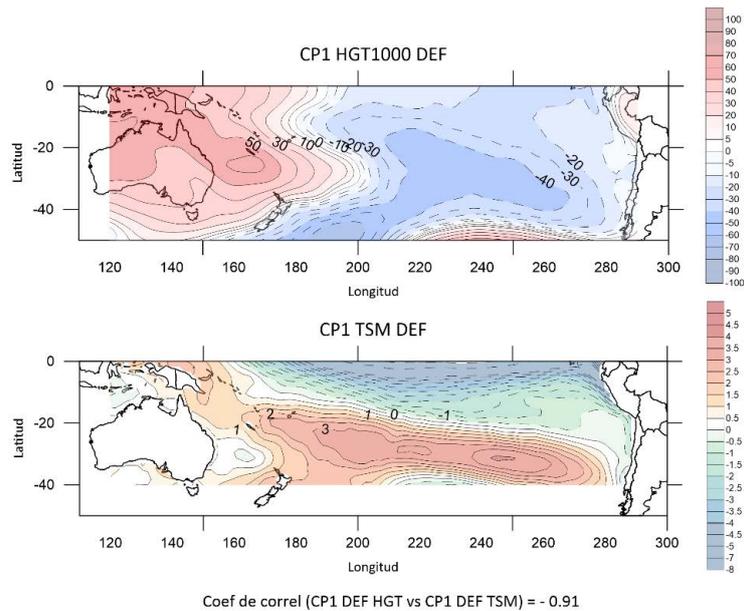


Figura 3.2.1-A: Arriba el campo espacial correspondiente a la primera componente principal de anomalías de HGT1000 (mgp) y abajo el campo espacial perteneciente a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de verano en el océano Pacífico.

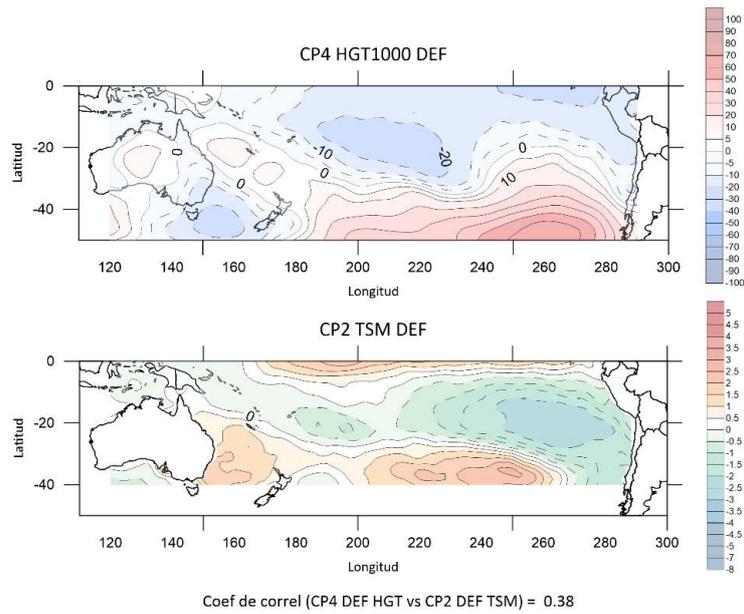


Figura 3.2.1-B: Arriba el campo espacial correspondiente a la cuarta componente principal de anomalías de HGT1000 (m_gp) y abajo el campo espacial perteneciente a la segunda componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de verano en el océano Pacífico.

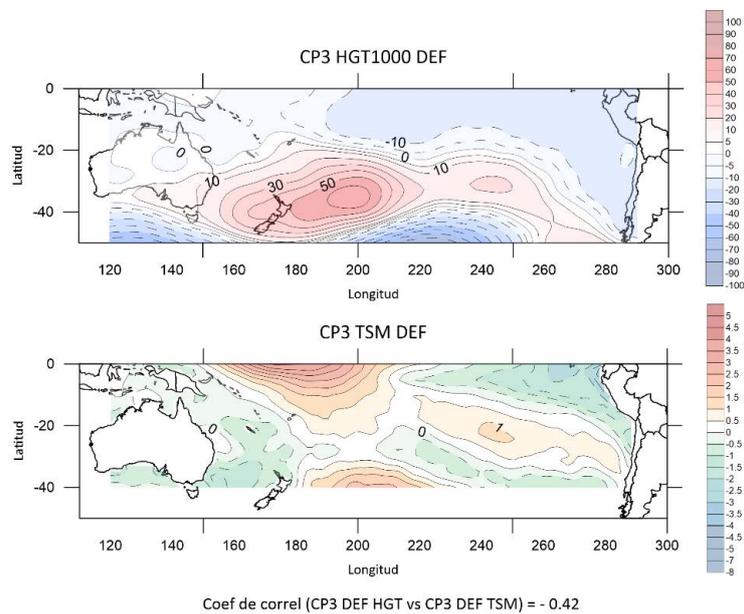


Figura 3.2.1-C: Arriba el campo espacial correspondiente a la tercera componente principal de anomalías de HGT1000 (m_gp) y abajo el campo espacial perteneciente a la tercera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de verano en el océano Pacífico.

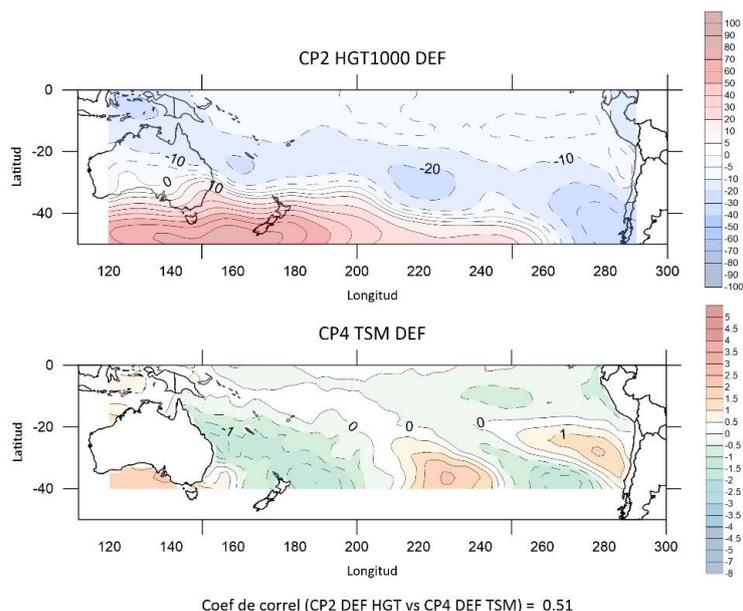


Figura 3.2.1-D: Arriba el campo espacial correspondiente a la segunda componente principal de anomalías de HGT1000 (m_gp) y abajo el campo espacial perteneciente a la cuarta componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de verano en el océano Pacífico.

3.2.2 Otoño

La Tabla 3.2.2-A contiene las correlaciones lineales resultantes entre las componentes principales de anomalías de TSM y HGT1000 para otoño y su significancia.

Tabla 3.2.2-A: Coeficientes de correlación entre los autovectores de anomalías de TSM y HGT1000 para otoño en el océano Pacífico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.

MAM		TSM			
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	0.67	-0.30	0.32	-0.12
	2	0.07	-0.14	-0.11	-0.08
	3	-0.18	-0.01	0.41	-0.10
	4	0.19	0.01	0.02	0.05

Un calentamiento en el noreste de la cuenca, incluyendo las costas de América del Sur, y un enfriamiento en el sudoeste durante los meses de otoño (CP1 TSM), se asocia a mayores alturas geopotenciales (anomalías anticiclónicas) en las costas de Australia y Perú y menores sobre el sur y centro-este de la región, abarcando las costas de Chile, asociado a la intensificación de las bajas subpolares (CP1 HGT1000) (Figura 3.2.2-A). Además, un calentamiento en la región central y este y un enfriamiento sobre Australia en estos meses (CP3 TSM), también se asocia a una disminución de la altura geopotencial (anomalías ciclónicas) en el centro de la cuenca y la costa chilena y a un aumento (anomalías anticiclónicas) sobre la banda de latitudes medias-altas, asociadas a un debilitamiento de las bajas subpolares (CP3 HGT1000) (Figura 3.2.2-B).

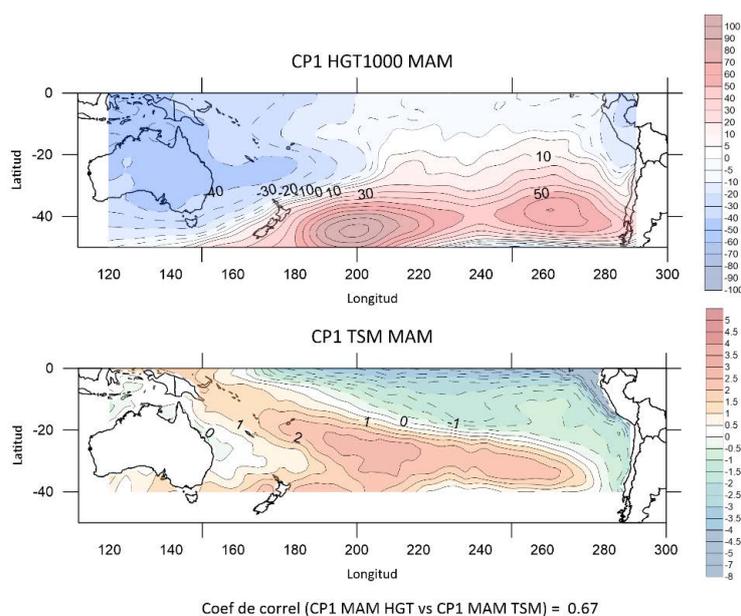


Figura 3.2.2-A: Arriba el campo espacial correspondiente a la primera componente principal de anomalías de HGT1000 (mgp) y abajo el campo espacial perteneciente a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de otoño en el océano Pacífico.

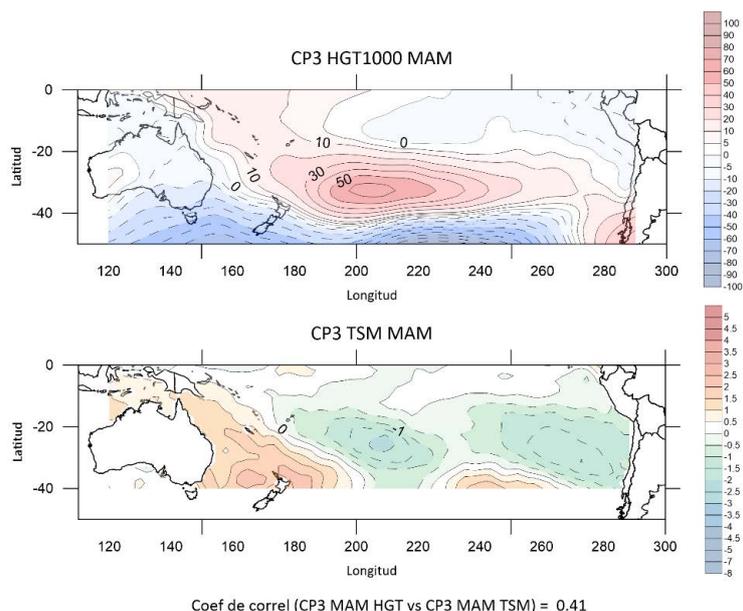


Figura 3.2.2-B: Arriba el campo espacial correspondiente a la tercera componente principal de anomalías de HGT1000 (m_gp) y abajo el campo espacial perteneciente a la tercera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de otoño en el océano Pacífico.

3.2.3 Invierno

La Tabla 3.2.3-A muestra las correlaciones lineales entre las componentes principales de anomalías de TSM y de HGT1000 para la estación de invierno, junto con su significancia.

Tabla 3.2.3-A: Coeficientes de correlación entre los autovectores de anomalías de TSM y HGT1000 para invierno en el océano Pacífico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.

JJA		TSM			
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	-0.51	-0.11	-0.15	0.06
	2	-0.11	-0.50	-0.005	-0.09
	3	-0.31	-0.32	-0.23	-0.08
	4	0.17	-0.33	0.10	0.07

Para los meses de invierno, el mismo escenario de calentamiento al noreste y enfriamiento al sudoeste (CP1 TSM), se asocia a anomalías negativas de altura geopotencial (anomalías ciclónicas) en el centro y este de la región, incluyendo las costas de América del Sur, y positivas (anticiclónicas) al oeste abarcando el continente australiano (patrón opuesto de CP1 HGT1000) (Figura 3.2.3-A). Esta respuesta es similar a la encontrada en otoño y verano. Por otro lado, si el calentamiento en la zona ecuatorial presenta un patrón dipolar, con calentamiento en la costa de Perú y enfriamiento en la zona central (patrón opuesto a CP2 TSM), similar al verano, se asocia a mayores alturas geopotenciales (anomalías anticiclónicas) en el centro-sur de la cuenca y a menores (anomalías ciclónicas) al norte y las costas de ambos continentes (CP2 HGT1000) (Figura 3.2.3-B).

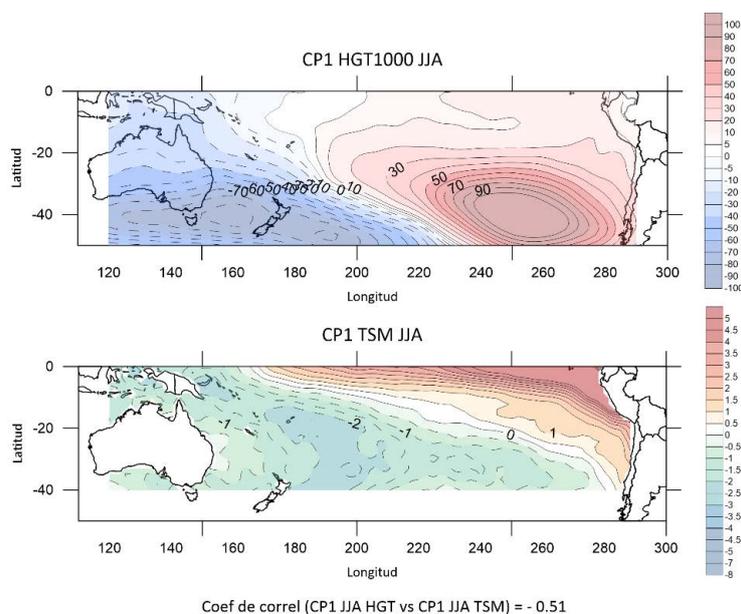


Figura 3.2.3-A: Arriba el campo espacial correspondiente a la primera componente principal de anomalías de HGT1000 (m) y abajo el campo espacial perteneciente a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de invierno en el océano Pacífico.

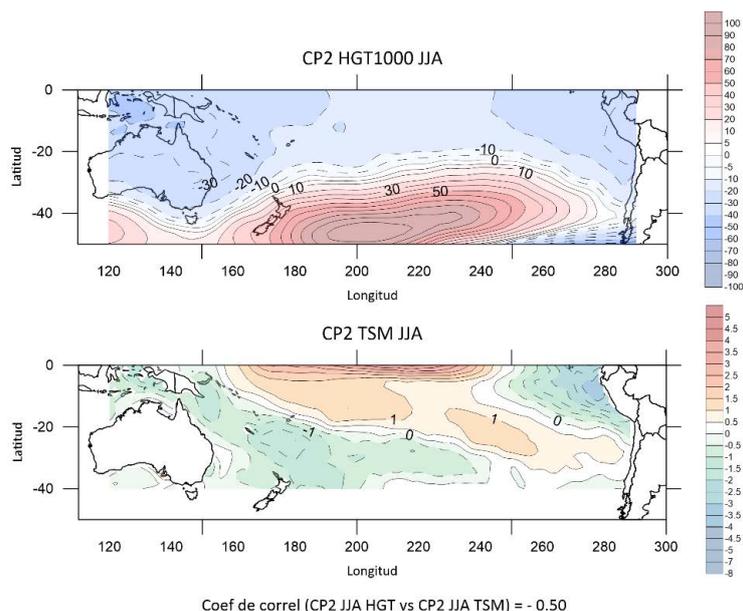


Figura 3.2.3-B: Arriba el campo espacial correspondiente a la segunda componente principal de anomalías de HGT1000 (mgp) y abajo el campo espacial perteneciente a la segunda componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de invierno en el océano Pacífico.

3.2.4 Primavera

La Tabla 3.2.4-A muestra los resultados de las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las componentes principales de anomalías de TSM y HGT1000 para la estación de primavera, junto con su significancia.

Tabla 3.2.4-A: Coeficientes de correlación entre los autovectores de anomalías de TSM y HGT1000 para primavera en el océano Pacífico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.

SON		TSM			
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	-0.82	0.15	-0.05	-0.03
	2	-0.23	0.23	0.31	0.14
	3	-0.12	-0.11	-0.32	0.42

4	-0.10	0.09	-0.55	-0.18
----------	-------	------	--------------	-------

En primavera, y al igual que en las demás estaciones del año, un calentamiento al noreste y un enfriamiento al sudoeste de la cuenca (CP1 TSM) se asocia a mayores alturas geopotenciales (anomalías anticiclónicas) sobre Australia y menores (anomalías ciclónicas) en el centro y este de la región, incluyendo la costa chilena. En particular, al igual que en otoño, se asocia también a anomalías positivas (anticiclónicas) sobre la región de Perú (patrón opuesto a CP1 HGT1000) (Figura 3.2.4-A). Por otro lado, similar al verano, un calentamiento localizado sobre el Ecuador a la par de enfriamiento en las costas de Perú y Chile y centro-este de la cuenca (patrón opuesto a CP3 TSM), se asocian a un tren de onda con anomalías anticiclónicas en el sudoeste (sudeste de Australia) y en el sudeste (oeste de Chile) de la región y ciclónicas en la zona central-sur (CP4 HGT1000) (Figura 3.2.4-B). Por último, un patrón de calentamiento en la cuenca este y en las costas de América del Sur junto con un enfriamiento localizado al noreste de Australia (CP4 TSM), se asocia a anomalías ciclónicas (anticiclónicas) en la porción este (oeste) de la cuenca (CP3 HGT1000) (Figura 3.2.4-C).

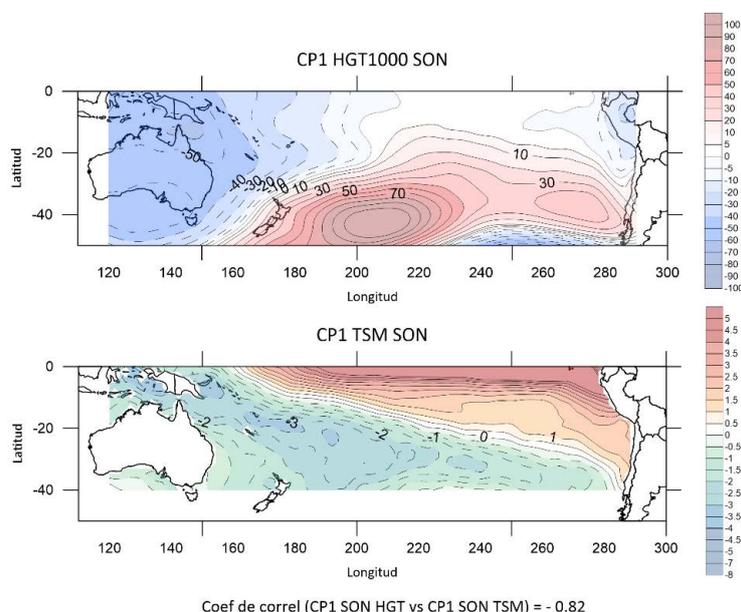


Figura 3.2.4-A: Arriba el campo espacial correspondiente a la primera componente principal de anomalías de HGT1000 (mgp) y abajo el campo espacial perteneciente a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de primavera en el océano Pacífico.

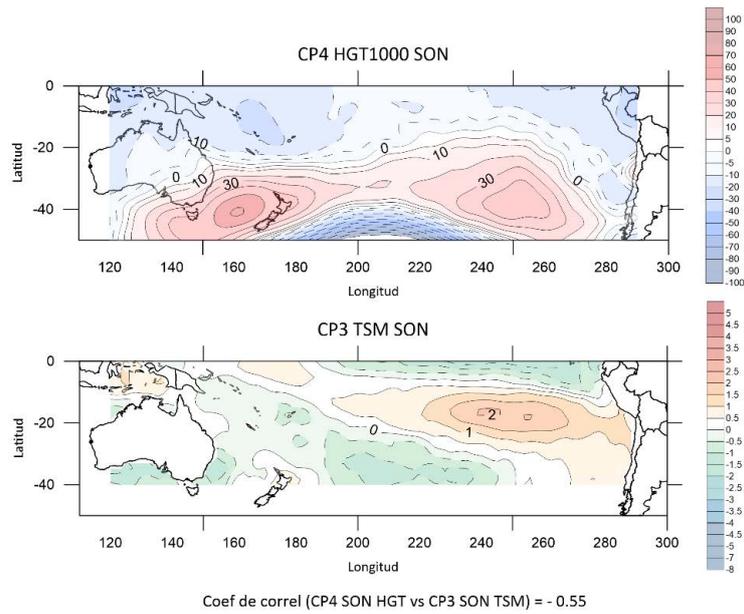


Figura 3.2.4-B: Arriba el campo espacial correspondiente a la cuarta componente principal de anomalías de HGT1000 (m) y abajo el campo espacial perteneciente a la tercera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de primavera en el océano Pacífico.

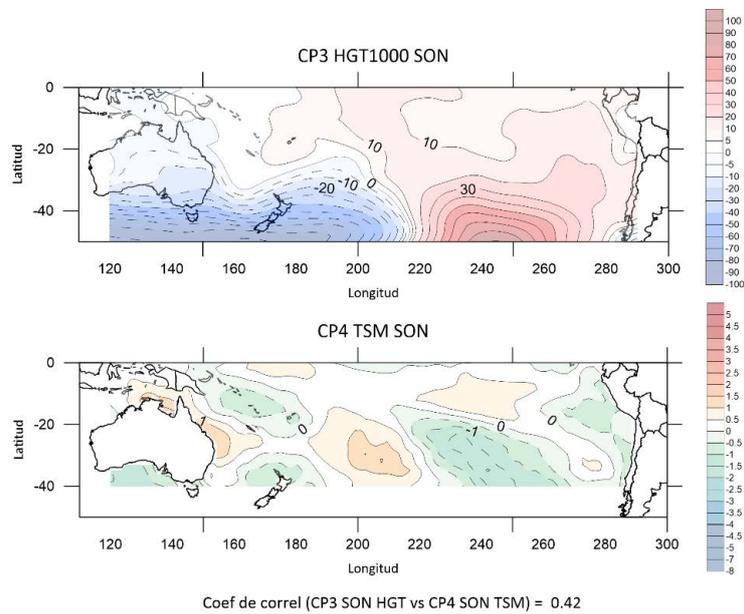


Figura 3.2.4-C: Arriba el campo espacial correspondiente a la tercera componente principal de anomalías de HGT1000 (m) y abajo el campo espacial perteneciente a la cuarta componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de primavera en el océano Pacífico.

En resumen, en todas las estaciones del año se observa que un patrón de calentamiento sobre el Pacífico tropical central y este extendiéndose hacia las costas de Sudamérica (similar al patrón de fase cálida del ENSO) se asocia a anomalías anticiclónicas en el oeste y ciclónicas al este de la cuenca. Este patrón de anomalías de TSM es similar a la fase positiva del dipolo subtropical del Pacífico sur estudiado por Zheng et al. (2018). Este trabajo fue llevado a cabo mediante datos de TSM del HadISST y de altura del nivel del mar (SSH) del Simple Ocean Data Assimilation (SODA) para el periodo 1950-2011. Los autores encontraron que la fase positiva, con pico en el verano austral, está caracterizada por calentamiento anómalo en la región ecuatorial y la costa oeste de Sudamérica y un enfriamiento en el centro y oeste de la cuenca, alrededor de la banda de 30°S y abarcando hasta Nueva Zelanda, similar a los patrones de CPI encontrados en este trabajo para todo el año. Los autores también señalan que este patrón se ve acoplado a anomalías ciclónicas en la región este de la cuenca y anticiclónicas cerca de la costa de Australia.

Por otro lado, en este trabajo se encontró, tanto en verano como en invierno, que un patrón dipolar este-oeste de anomalías de TSM en la región ecuatorial, con calentamiento sobre el Pacífico ecuatorial este y costas de Sudamérica y enfriamiento en la zona central, se asocia a anomalías anticiclónicas de HGT1000 bastante generalizadas en el centro-sur del Pacífico.

3.3 El Anticiclón del Océano Pacífico Sur

De igual manera que para el Atlántico Sur, una característica importante de la cuenca pacífica es el Anticiclón semipermanente del Océano Pacífico Sur (AP). En esta sección se analiza la variabilidad temporal y estacional de la posición e intensidad del AP a partir de la construcción de series temporales de intensidad máxima del AP y de la posición latitudinal y longitudinal correspondiente a la intensidad máxima, como se detalla en el Capítulo 1.

3.3.1 Evolución temporal y ciclo medio anual

La Figura 3.3.1-A muestra el ciclo medio anual de la máxima intensidad (Int. Máx.), de la posición longitudinal (Lon. Máx.) y latitudinal (Lat. Máx.) del AP. La Tabla 3.3.1-A muestra los parámetros estadísticos que caracterizan a dichas series temporales.

Tabla 3.3.1-A: *Valores medios y desvíos estándar de intensidad máxima y posición media estacional del AP.*

		Anticiclón del Océano Pacífico Sur			
		DEF	MAM	JJA	SON
Int. Máx. (m)	Valor medio	199.43	180.38	192.67	204.43
	Desvío estándar	11.50	11.95	14.31	11.88
Lat. Máx. (°S)	Valor medio	-33.17	-31.13	-28.42	-31.22
	Desvío Estándar	1.23	2.95	2.73	1.56
Lon. Máx. (°O)	Valor medio	-103.38	-95.60	-96.04	-95.11
	Desvío Estándar	5.40	5.73	6.78	4.27

La intensidad máxima del AP se registra en los meses de primavera, siendo el máximo absoluto en septiembre, mientras que los mínimos ocurren en otoño, especialmente en mayo. Por otro lado, el AP se posiciona más cerca del continente sudamericano en los meses invernales, mostrando su cercanía mayor en mayo y en septiembre, y se aleja en verano. En términos de posición latitudinal, el AP se ubica más al norte en los meses de invierno y alcanza su posición más austral en los meses de verano debido al balance radiativo. Esto coincide con los resultados presentados por Garbarini *et al.* (2020) quienes estudiaron la relación entre el AP y la precipitación en Argentina a través de datos mensuales de altura geopotencial en 1000 hPa del reanálisis ERA-Interim para el periodo

1979-2012. También, Barrett y Hameed (2017) arribaron a resultados análogos utilizando datos mensuales de SLP del reanálisis NCEP/NCAR para 1980-2013.

Si se consideran los valores medios estacionales (Tabla 3.3.1-A), se observa una máxima intensidad en primavera, pero la variabilidad máxima se produce en invierno (máximo desvío estándar). En otoño y primavera son máximos los desvíos de la posición latitudinal y en invierno los de la posición longitudinal.

Al tener en cuenta la variabilidad interanual de los valores estacionales se puede observar que la tendencia de la intensidad de AP es significativa con el 95% de confianza en todas las estaciones del año. En todos los casos se observa una intensificación, siendo máxima en otoño e invierno (0.5 m/año aproximadamente) y algo menor en verano y primavera (0.4 m/año) (Figura 3.3.1-B). Ancapichún y Garcés-Vargas (2015), en su estudio de la relación entre el AP y TSM sobre la costa central y norte de Chile, también encontraron que el anticiclón tiende a intensificarse y desplazarse al sudoeste. En su trabajo utilizaron datos de SLP para 1949-2012, provenientes del reanálisis NCEP/NCAR, datos de TSM del sensor Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) y de esfuerzo del viento superficial a través del Instituto Francés de Investigación para la Explotación del Mar (IFREMER).

En este trabajo, la posición longitudinal sólo presenta tendencia lineal significativa en primavera, mostrando alejamiento del continente sudamericano de $0.18^\circ/\text{año}$ (Figura 3.3.1-C). La posición latitudinal no presentó tendencias significativas.

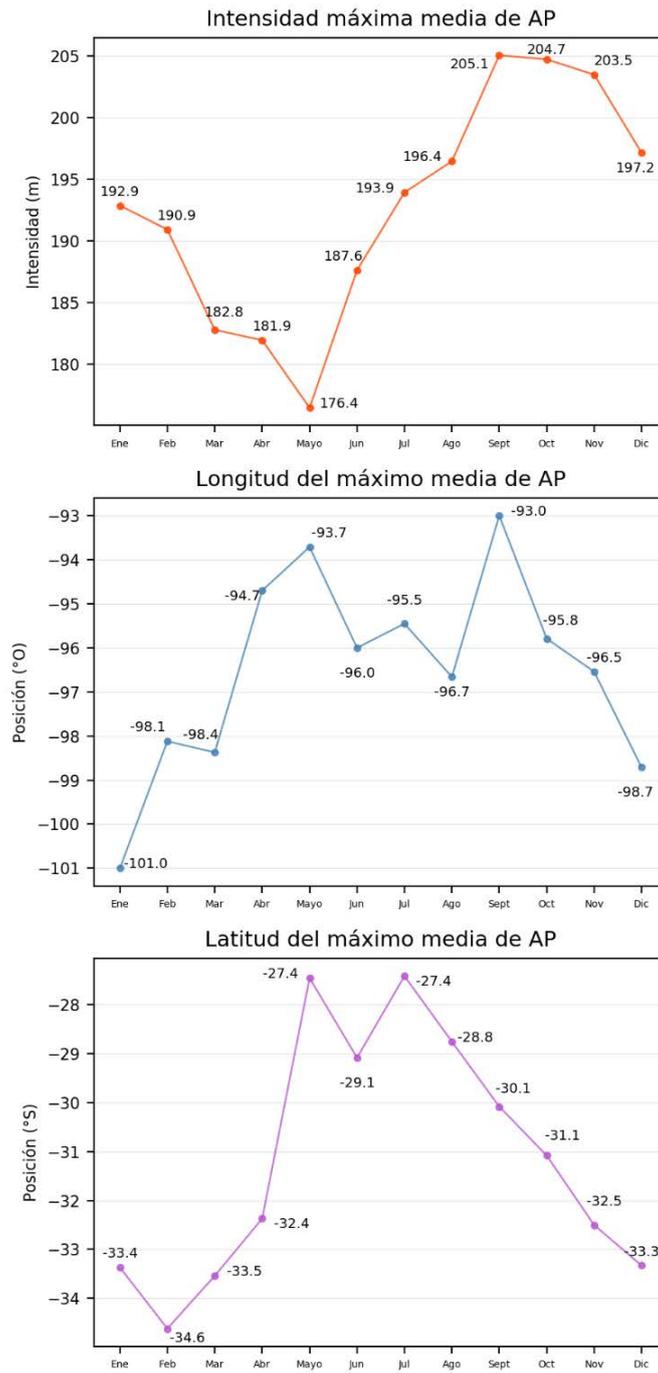


Figura 3.3.1-A: Ciclo medio anual de la intensidad (panel superior), la posición latitudinal (panel medio) y longitudinal (panel inferior) del AP.

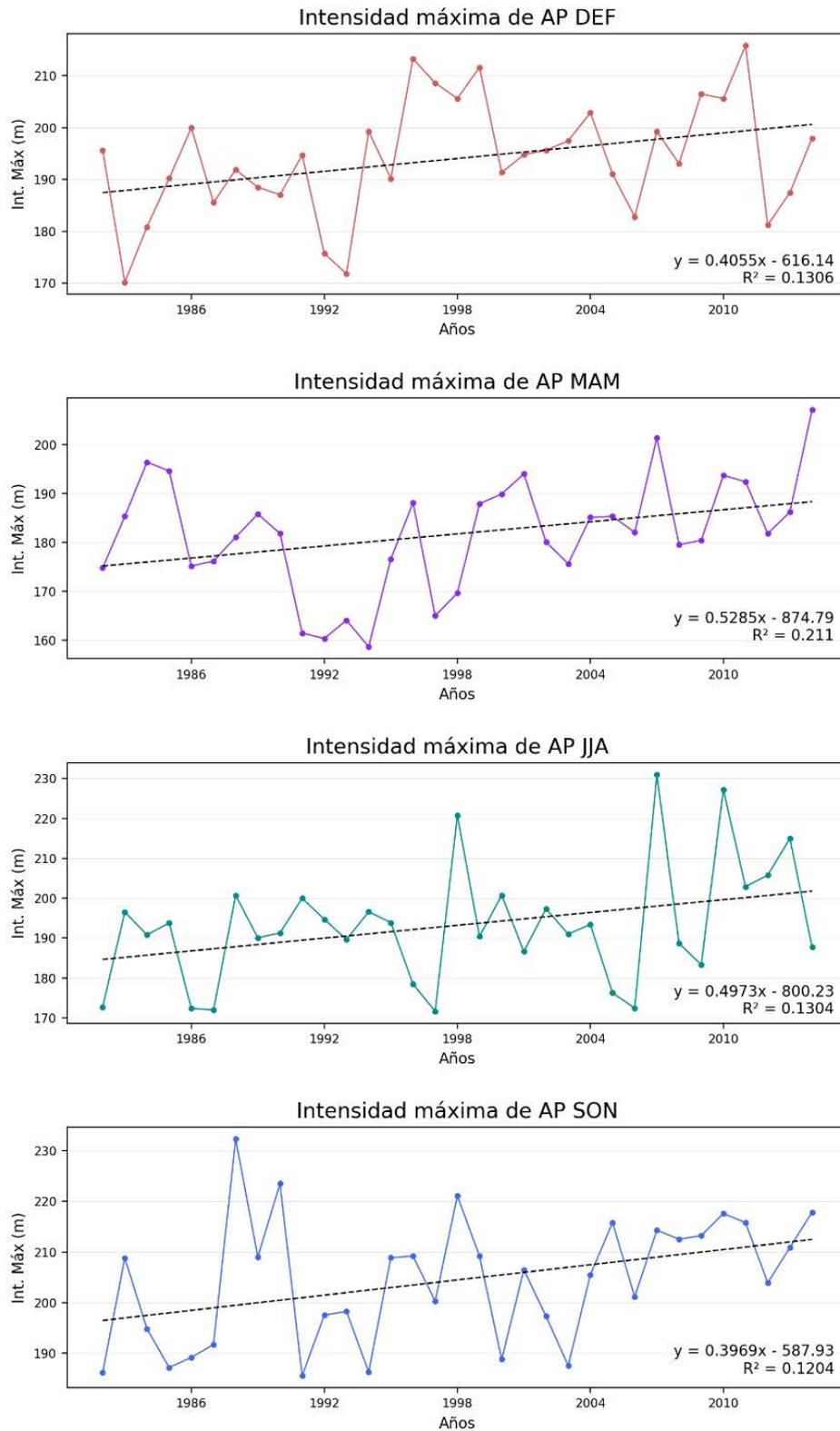


Figura 3.3.1-B: Ajuste lineal de tendencias de la intensidad del AP estacional.

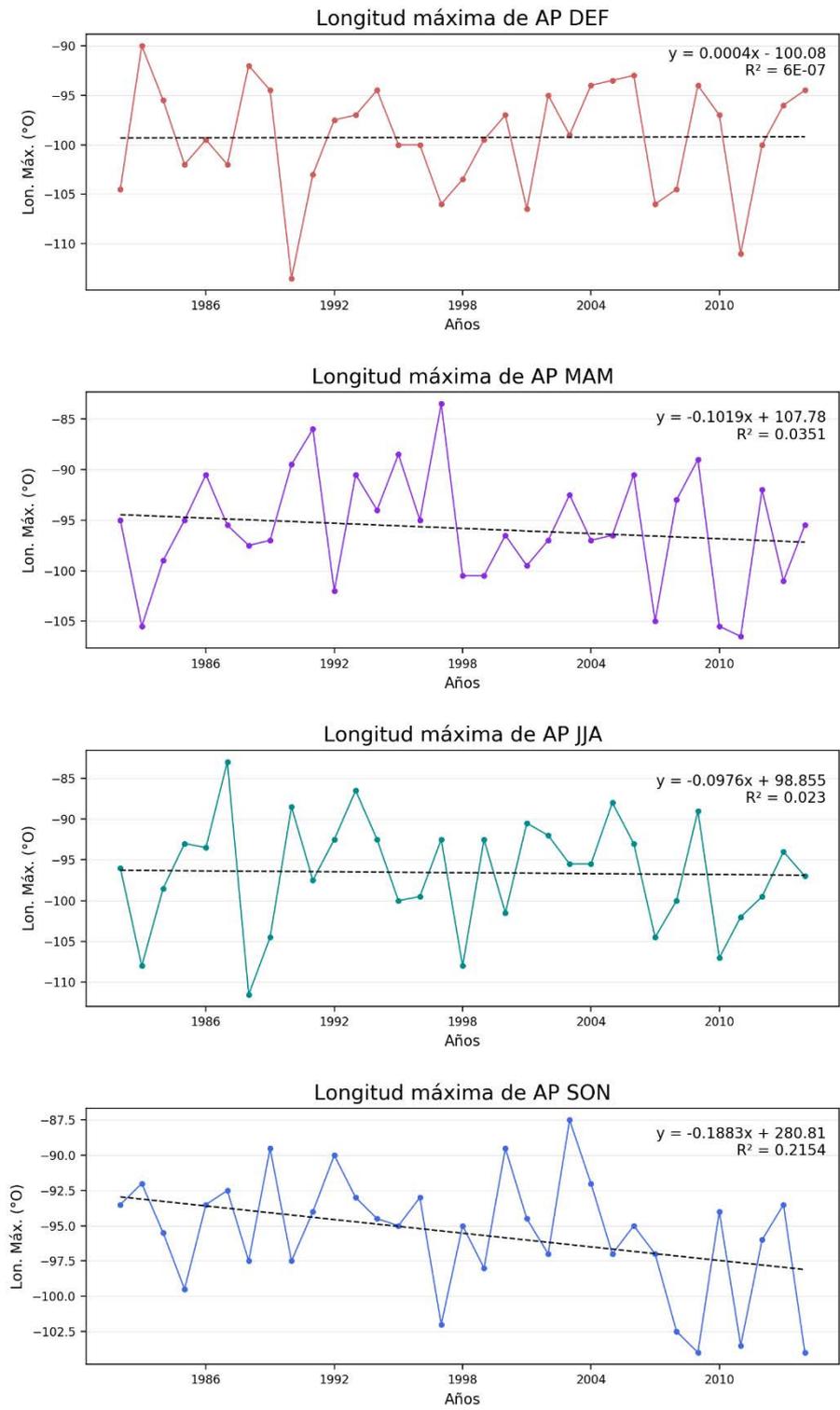


Figura 3.3.1-C: Ajuste lineal de tendencias de la posición longitudinal del AP estacional.

3.3.2 La relación del Anticiclón del Pacífico con la TSM

Con el fin de establecer si las anomalías de TSM influyen en la intensidad y posición del AP, se correlacionaron dichas series estacionales con los patrones de TSM detallados en la sección 3.1. El análisis se realizó utilizando el método de correlación lineal y su significancia fue testeada mediante un test de distribución Normal. Dado el número de datos utilizados, el coeficiente de correlación crítico a partir del cual las correlaciones son significativas con un 95% de confianza es de 0.34. Las Tablas 3.3.2-A a 3.3.2-D muestran los resultados para cada estación del año.

En verano (Tabla 3.3.2-A), un calentamiento (enfriamiento) en la región noreste y sobre las costas de Sudamérica y un enfriamiento (calentamiento) en el sudoeste y las costas de Australia se asocia a un AP más debilitado (intensificado) de lo normal para esta época (patrón opuesto a CP1 en Figura 3.1.1-C). Esta respuesta también puede observarse cuando el calentamiento (enfriamiento) está localizado sobre las costas de Perú y Chile y el enfriamiento (calentamiento) se registra sobre el Ecuador central y oriental y las costas de Australia (patrón opuesto a CP2 en Figura 3.1.1-C). Por otro lado, un calentamiento en las costas de Sudamérica (CP4) se asocia a un alejamiento del AP de las costas sudamericanas.

Tabla 3.3.2-A: Coeficientes de correlación entre Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. de AP y los autovectores de anomalías de TSM para verano. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.

DEF	TSM			
	CP1	CP2	CP3	CP4
Int. Máx.	0.39	0.60	-0.14	-0.17
Lat. Máx.	0.19	0.05	0.09	0.04
Lon. Máx.	-0.19	-0.30	0.17	-0.36

En otoño (Tabla 3.3.2-B), al igual que en verano, un calentamiento (enfriamiento) anómalo en la región noreste, incluyendo la zona ecuatorial y la costa sudamericana, y un enfriamiento (calentamiento) en el sudeste, se asocia a un debilitamiento (intensificación)

del AP y, además, a un corrimiento hacia el este (oeste) (patrones opuestos de CP1 y CP3 en Figura 3.1.2-C).

Tabla 3.3.2-B: *Coefficientes de correlación entre Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. de AP y los autovectores de anomalías de TSM para otoño. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

MAM	TSM			
	CP1	CP2	CP3	CP4
Int. Máx.	0.47	-0.23	0.46	0.10
Lat. Máx.	-0.08	-0.04	-0.23	-0.11
Lon. Máx.	0.10	0.23	-0.39	-0.06

Durante el invierno (Tabla 3.3.2-C), y similar a las estaciones anteriores, un calentamiento (enfriamiento) en la región noreste de la cuenca se asocia a un AP más débil (intenso) (CP1 en Figura 3.1.3-C). También se observa un debilitamiento y un corrimiento hacia el este cuando se enfrían las costas del norte de Sudamérica y se calienta el Pacífico tropical central (CP2 en Figura 3.1.3-C).

Tabla 3.3.2-C: *Coefficientes de correlación entre Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. de AP y los autovectores de anomalías de TSM para invierno. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

JJA	TSM			
	CP1	CP2	CP3	CP4
Int. Máx.	-0.48	-0.36	0.03	-0.10
Lat. Máx.	0.14	0.34	-0.08	0.12
Lon. Máx.	0.29	0.64	0.03	-0.10

Para los meses de primavera (Tabla 3.3.2-D), y al igual que durante el resto del año, un

aumento de la TSM al noreste y una disminución al sudoeste se asocia a un AP más débil de lo normal (CP1 en Figura 3.1.4-C). Además, si el calentamiento está localizado sobre las costas del sur de Perú y norte de Chile y el enfriamiento sobre el Ecuador central y oriental y las costas de Australia, también se asocia con un AP más débil y, en este caso también a un desplazamiento hacia América del Sur (CP3 en Figura 3.1.4-C).

Tabla 3.3.2-D: *Coefficientes de correlación entre Int. Máx., Lon. Máx. y Lat. Máx. de AP y los autovectores de anomalías de TSM para primavera. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

SON	TSM			
	CP1	CP2	CP3	CP4
Int. Máx.	-0.60	0.18	-0.50	0.12
Lat. Máx.	0.05	-0.12	0.33	-0.25
Lon. Máx.	0.01	-0.01	0.59	0.14

En resumen, en todas las estaciones del año se encontró que ante mayores temperaturas superficiales en la región noreste del océano Pacífico Sur y menores temperaturas hacia el sudoeste, el anticiclón semipermanente se debilita respecto de su intensidad media estacional. Este resultado coincide con lo analizado en la sección anterior y se relaciona con la fase positiva del dipolo subtropical del Pacífico sur que se ve acoplada con anomalías ciclónicas en la región este de la cuenca (Zheng et al., 2018). Este centro de anomalías coincide con la región donde se ubica el AP, favoreciendo su debilitamiento. También, en este trabajo, se encontró un debilitamiento del anticiclón relacionado con un calentamiento en las costas del norte de Sudamérica y un enfriamiento del Pacífico tropical central y oriental en verano y primavera. Este patrón de TSM presenta similitudes con la fase positiva del modo Cuadrupolar del Pacífico Sur (SPQM) estudiado por Zheng y Wang (2017). Los autores trabajaron con el periodo 1950-2012 a partir de datos de TSM del HadISST, de temperatura y velocidad de las corrientes oceánicas provenientes de SODA, y de campos de circulación atmosférica y flujos de calor en

superficie provenientes del reanálisis Twentieth Century Reanalysis V2 (20CR). Ellos demostraron que este patrón de TSM se ve acompañado por anomalías ciclónicas de viento en superficie en toda la cuenca, lo que debilita los alisios, reduciendo allí la evaporación y la pérdida de calor latente y, por lo tanto, aumentando la TSM. Por otro lado, las anomalías ciclónicas en la zona central de la cuenca se asocian a un transporte de aire frío y seco provenientes de latitudes altas, lo que disminuye la TSM en esa región a través de un aumento en la evaporación y la pérdida de calor latente.

Con respecto a la posición longitudinal, en este trabajo se muestra que el calentamiento de las costas sudamericanas tiende a producir un alejamiento del AP en verano e invierno mientras que lo opuesto ocurre en las estaciones de transición.

3.4 El Niño Southern Oscillation

Con el objetivo de profundizar en el estudio del acople entre el océano Pacífico Sur y la circulación en capas bajas, se analizó la variabilidad de la TSM a través del patrón de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). No se pretende hacer un estudio específico de este fenómeno sino relacionarlo con los patrones anteriormente obtenidos en esta tesis.

3.4.1 Introducción y características generales

El ENSO es un fenómeno de variabilidad interanual que vincula cambios en las anomalías de TSM sobre la región del Pacífico ecuatorial y anomalías en la circulación, influenciando los patrones climáticos no sólo sobre del Pacífico sino sobre todo el globo y que ha sido estudiado por muchos autores (Ropelewsky y Halpert, 1987; Compagnucci y Vargas, 1998; Vargas *et al.*, 1999; Grimm *et al.*, 2000; Vera *et al.*, 2004; entre otros). La fase neutral de este fenómeno corresponde a períodos en los cuales la TSM y la circulación se comportan de manera similar a la climatología de la zona, con mayor TSM y menores alturas geopotenciales sobre Indonesia (“Warm Pool”) y el patrón opuesto cerca de las costas de Perú. Por otro lado, la fase El Niño se caracteriza por un

desplazamiento de las anomalías cálidas de TSM y ciclónicas de altura geopotencial hacia el centro del Pacífico ecuatorial, mientras que la fase La Niña muestra un comportamiento opuesto en el cual las anomalías positivas de TSM y ciclónicas de altura geopotencial se encuentran aún más limitadas a la zona de Indonesia, prevaleciendo el enfriamiento sobre gran parte del Pacífico ecuatorial.

En este trabajo, para caracterizar el ENSO se tuvo en cuenta el índice EN3.4 construido por la NOAA a partir de los datos de anomalías de TSM, respecto del periodo 1981-2010, y promediados para el área del Pacífico Ecuatorial denominada Región 3.4 (5°S-5°N y 170°-120°O). A partir de los datos mensuales de EN3.4, se construyeron las series estacionales del mismo para el período de estudio 1982-2016 según lo detallado en el Capítulo 1. La Figura 3.4.1-A muestra las series estacionales del índice EN3.4 y la Tabla 3.4.1-A muestra los parámetros estadísticos que caracterizan a dichas series.

Tabla 3.4.1-A: Estadísticos de las series estacionales del índice EN3.4 para el período de estudio 1982-2016. En negrita se muestran las tendencias lineales significativas al 95%.

	Índice estacional EN3.4			
	DEF	MAM	JJA	SON
Media	0.0247	0.0259	0.0452	0.0474
Desvío estándar	1.1545	0.6721	0.6732	1.0278
Valor Máximo	2.41	1.39	1.57	2.27
Año del máximo	2016	1992	2015	1997
Valor Mínimo	-1.76	-1.08	-1.48	-1.86
Año del mínimo	1989	1989	1988	1988
Pendiente	-0.0048 / año	-0.0018 / año	0.0029 / año	0.0013 / año
R	0.043	0.026	0.044	0.014

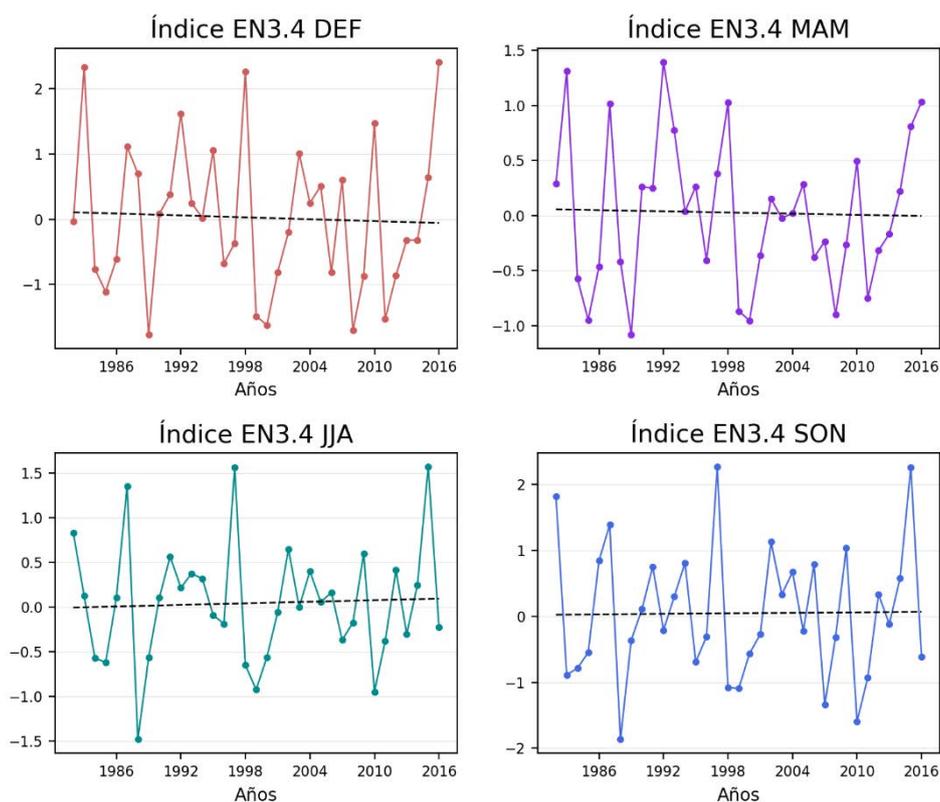


Figura 3.4.1-A: Series estacionales del índice EN3.4 junto con sus correspondientes tendencias lineales para el período de estudio 1982-2016.

En ninguna estación del año se observó una tendencia lineal significativa del índice EN3.4 con un 95% de confianza (Tabla 3.4.1-A). Tanto los valores estacionales mínimos de EN3.4 como los máximos se corresponden con eventos extremos de La Niña (1988-1989) y El Niño (1992, 1997 y 2015-2016) ampliamente estudiados.

3.4.2 La relación entre el ENSO y la circulación en capas bajas

Se analizó la relación entre el índice EN3.4 y los patrones de anomalías de HGT1000 analizados en este capítulo, a través del método de correlación lineal. La significancia fue testada usando un test de distribución Normal y el coeficiente de correlación crítico a partir del cual las correlaciones son significativas con un 95% de confianza es de 0.336. La Tabla 3.4.2-A muestra los resultados para las cuatro estaciones del año.

Tabla 3.4.2-A: *Coefficientes de correlación entre las series estacionales del índice EN3.4 y las series de los autovectores de las componentes principales de anomalías de HGT1000 para el océano Pacífico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

		HGT 1000			
		CP 1	CP 2	CP 3	CP 4
EN 3.4	DEF	0.84	-0.04	0.21	0.32
	MAM	-0.68	-0.01	0.25	0.01
	JJA	-0.48	-0.34	-0.39	-0.03
	SON	-0.79	-0.29	0.01	-0.03

En general se observa que un patrón de anomalías de TSM positivas (negativas) en la región ecuatorial y sobre las costas de Perú, similar a una fase El Niño, se asocia a anomalías ciclónicas (anticiclónicas) sobre el Pacífico este en todas las estaciones del año (CP1 de DEF y patrón opuesto de CP1 de MAM, JJA y SON). En el caso del invierno también ocurre cuando dominan las anomalías ciclónicas generalizadas en toda la cuenca (patrón opuesto a CP2 y CP3 de JJA).

3.5 El Niño Modoki

De igual forma que en la sección anterior, el acople entre el océano Pacífico Sur y la circulación en capas bajas se estudió a partir del análisis de la variabilidad de la temperatura superficial del mar a través del patrón de El Niño Modoki (EMI).

3.5.1 Introducción y características generales

El Niño Modoki es una variedad especial de Niño definido por Ashok *et al.* (2007) y Ashok y Yamagata (2009), cuya fase cálida se ve caracterizada por anomalías positivas de TSM en la zona central del océano Pacífico tropical y está acompañada por anomalías

frías hacia el este y el oeste de esta zona. Los Niño Modoki han sido estudiados en los últimos años y se ha demostrado que sus impactos no son los mismos que aquellos generados por los eventos Niño tradicionales (Weng *et al.*, 2007, 2009). Para estudiarlo, Ashok (2007) definió el índice EMI (El Niño Modoki Index) de la siguiente forma:

$$EMI = TSM_A - 0.5 TSM_B - 0.5 TSM_C \quad (20)$$

Los tres términos del lado derecho de la ecuación son derivados a partir del promedio areal de TSM sobre las regiones: A (165°E-140°O, 10°S-10°N), B (110°O-70°O, 15°S-5°N), y C (125°E-145°E, 10°S-20°N) respectivamente. De esta manera, la fase positiva de este fenómeno está caracterizada por anomalías positivas de TSM en la región central y negativas en las áreas adyacentes (Evento El Niño Modoki) y la fase negativa se ve caracterizada por el patrón opuesto (Evento La Niña Modoki).

En este trabajo, se tomó la serie mensual del índice EMI construida por la Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC). A partir de esta serie, se construyeron las series estacionales del índice EMI para el período de estudio 1982-2016 según lo detallado en el Capítulo 1. La Figura 3.5.1-A muestra las series estacionales del índice EMI y la Tabla 3.5.1-A muestra los parámetros estadísticos que caracterizan a dichas series.

Al igual que para el índice EN3.4, ninguna de las series estacionales presentó tendencia lineal significativa con un 95% de confianza (Tabla 3.5.1-A). Tanto los máximos como los mínimos estacionales ocurrieron en años que no coinciden con valores extremos del índice EN 3.4.

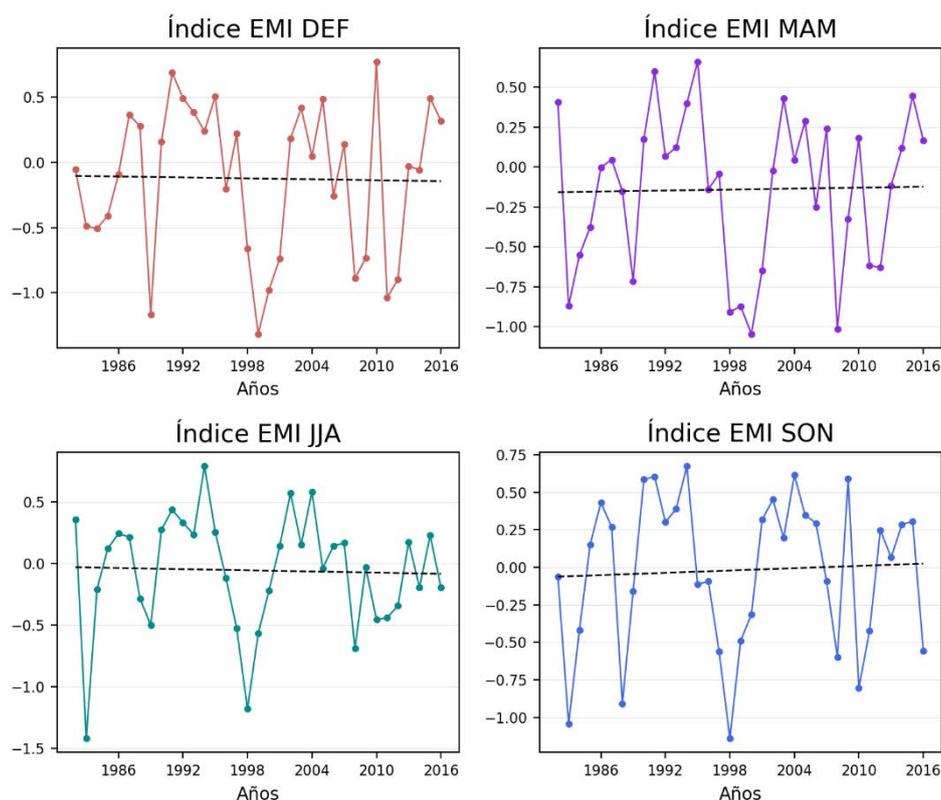


Figura 3.5.1-A: Series estacionales del índice EMI junto con sus tendencias lineales para el período de estudio 1982-2016.

Tabla 3.5.1-A: Estadísticos de las series estacionales del índice EMI para el período de estudio 1982-2016. En **negrita** se muestran las tendencias lineales significativas al 95%.

Índice estacional EMI				
	DEF	MAM	JJA	SON
Media	-0.1229	-0.1406	-0.0565	-0.0187
Desvío estándar	0.578	0.483	0.473	0.509
Valor Máximo	0.773	0.659	0.789	0.675
Año del máximo	2010	1995	1994	1994
Valor Mínimo	-1.316	-1.046	-1.418	-1.142

Año del mínimo	1999	2000	1983	1998
Pendiente	-0.0012 / año	0.001 / año	-0.0016 / año	0.0026 / año
R	0.020	0.022	0.033	0.051

3.5.2 La relación entre el EMI y la circulación en capas bajas

Se analizó la relación entre el índice EMI y los patrones de anomalías de HGT1000 analizados previamente con el método de correlación lineal y su significancia fue testada mediante un test de distribución Normal, con un nivel de confianza de 95%. La Tabla 3.5.2-A muestra los resultados de las correlaciones lineales para todas las estaciones del año.

Tabla 3.5.2-A: *Coefficientes de correlación entre las series estacionales del índice EMI y las series de los autovectores de las componentes principales de anomalías de HGT1000 para el océano Pacífico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

		HGT 1000			
		CP 1	CP 2	CP 3	CP 4
EMI	DEF	0.48	-0.04	-0.07	0.21
	MAM	-0.39	0.07	-0.09	0.18
	JJA	-0.01	-0.53	-0.17	-0.29
	SON	-0.51	-0.26	0.05	-0.18

Un calentamiento (enfriamiento) en la zona central del Pacífico tropical y un enfriamiento (calentamiento) hacia el este y el oeste de esta zona, es decir un patrón similar a El Niño Modoki (La Niña Modoki), se asocia a anomalías ciclónicas en la porción este de la cuenca del Pacífico en todas las estaciones del año excepto en invierno (CP1 de DEF y

patrón opuesto de CP1 de MAM y SON). En invierno, en cambio, un patrón de TSM similar al EMI positivo se asocia a anomalías ciclónicas generalizadas en toda la región central de la cuenca (patrón opuesto de CP2 de JJA).

Podemos concluir que, para todas las estaciones del año, cuando tiende a desarrollarse un patrón acorde con una fase positiva ENSO se observan anomalías ciclónicas sobre la porción este de la cuenca del Pacífico, mientras que si concuerda con una fase positiva del EMI lo hace excepto en invierno. Patrones de anomalías acordes a ambas fases positivas (ENSO y EMI) en invierno también se relacionan con anomalías ciclónicas generalizadas en la parte central de la cuenca.

Este resultado concuerda, en parte, con lo analizado por Rahn y Garreaud (2013) en su estudio del viento en superficie a lo largo de la costa oeste de Sudamérica a partir de datos de viento en superficie provenientes del reanálisis Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) para 1979-2010. Ellos demostraron que durante eventos El Niño, el anticiclón se debilita, lo que disminuye el gradiente de presión y el viento a lo largo de la costa de Chile. Lo contrario ocurre en eventos La Niña. Por otro lado, Weng et al. (2007) encontraron resultados similares al estudiar los impactos del EMI en la precipitación. Este trabajo fue realizado para el periodo 1979-2005 con datos mensuales de TSM del HadISST y campos de circulación atmosférica del NCEP/NCAR. Los autores demostraron que un evento El Niño Modoki resulta en una configuración anómala con dos celdas de circulación de Walker sobre el Pacífico tropical, lo que resulta en anomalías ciclónicas sobre el centro de la cuenca del Pacífico Sur y anomalías anticiclónicas sobre Australia y la costa de Sudamérica.

CAPÍTULO 4: ESTUDIO DEL OCÉANO ÍNDICO

En este capítulo se estudia el comportamiento de la cuenca del océano Índico en términos de su temperatura superficial del mar y la circulación atmosférica en capas bajas. Con este fin, se analizaron las componentes principales de las anomalías estacionales de ambas variables según lo detallado en el Capítulo 1 y se estudiaron algunos fenómenos de variabilidad climática asociados a la TSM. Dado que el océano Índico abarca ambos hemisferios, cabe aclarar que las estaciones se refieren a las ocurridas en el hemisferio austral. Las siguientes secciones muestran los resultados obtenidos de este análisis junto con el estudio del acople océano-atmósfera en esta cuenca.

4.1 Modos de variabilidad de HGT1000 y TSM

4.1.1 Verano

La Figura 4.1.1-A y la Tabla 4.1.1-A muestran los patrones espaciales de anomalía estacional de verano de HGT1000 en el océano Índico que explican más del 50% de la varianza total. El patrón espacial que mayor varianza de HGT1000 explica consiste en un dipolo de máxima variabilidad con orientación sudoeste-noreste abarcando la región sur y este de la cuenca. Por otro lado, el patrón espacial de la segunda componente principal muestra un centro de máxima variabilidad ubicado hacia el oeste de Australia, en el centro de la cuenca índica. La tercera componente muestra un dipolo de máxima variabilidad con orientación este-oeste mientras que la cuarta componente explica muy poca varianza y muestra un patrón de tres centros opuestos de máxima variabilidad en la región centro-

sur. Se puede observar que siempre los centros de máxima variabilidad se posicionan en el hemisferio sur.

Únicamente la serie correspondiente a la tercera componente principal muestra tendencia negativa lineal significativa con un 95% de confianza (Figura 4.1.1-B y la Tabla 4.1.1-B). Esto indica que, con el tiempo, hay mayor posibilidad de anomalías anticiclónicas al oeste de Australia.

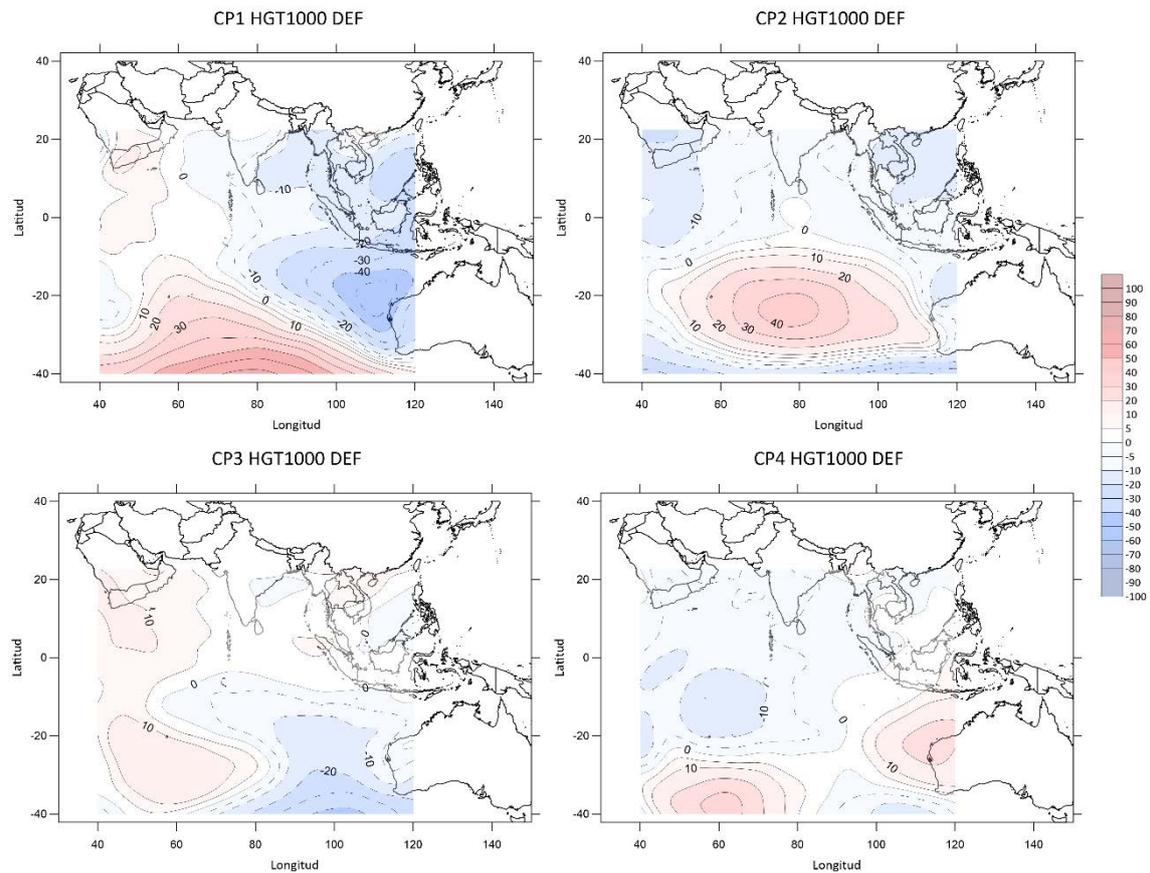


Figura 4.1.1-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para DEF en el océano Índico.

Tabla 4.1.1-A: Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en DEF en el océano Índico.

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	41.25	41.25
2	18.44	59.69

3	8.34	68.03
4	6.72	74.76

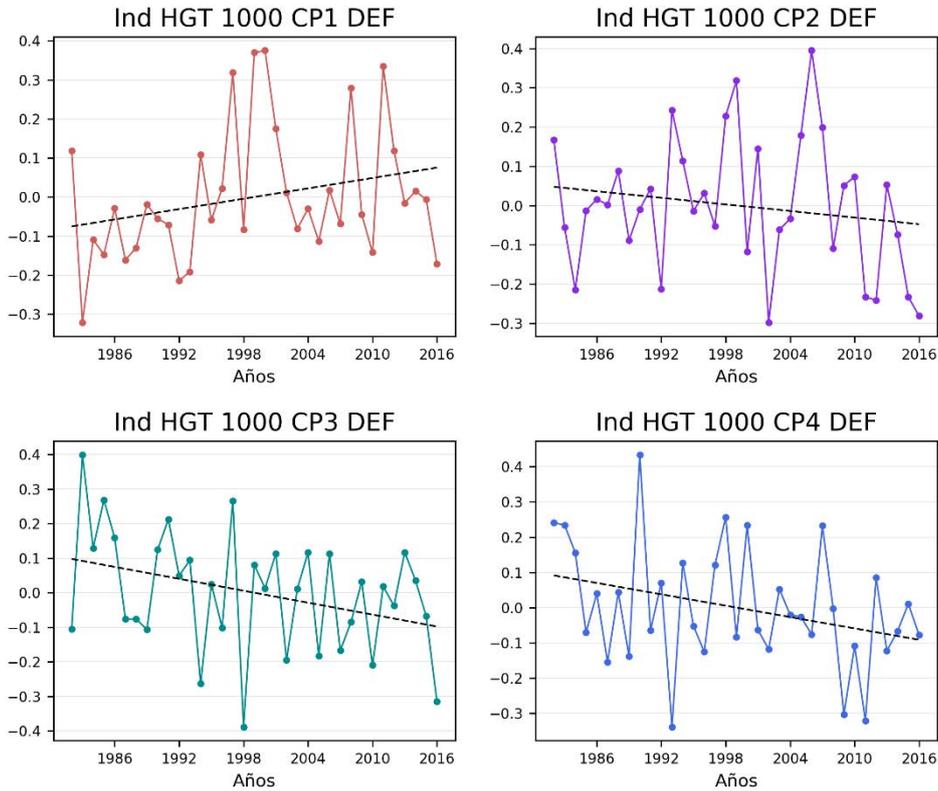


Figura 4.1.1-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para DEF en el océano Índico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 4.1.1-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para DEF en el océano Índico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 DEF			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R²	R
1	0.0044	0.0699	0.264
2	-0.0028	0.0279	0.167

3	-0.0058	0.1184	0.344
4	-0.0054	0.1033	0.321

La Figura 4.1.1-C muestra los patrones espaciales de anomalías de TSM sobre el océano Índico para la estación de verano que explican más del 50% de la varianza total (Tabla 4.1.1-C). La primera componente principal presenta un dipolo este-oeste de máxima variabilidad en el centro-sur de la cuenca. La segunda componente presenta centros alternados de distinto signo también en la cuenca sur. Por otro lado, la tercera componente muestra un centro de máxima variabilidad abarcando casi la totalidad del centro sur de la cuenca y la cuarta componente muestra un pequeño centro de máxima variabilidad en la costa sudoeste de Australia opuesta al resto de la cuenca. También la TSM muestra sus centros de máxima variabilidad en el hemisferio sur.

En este caso, las series correspondientes a la primera, tercera y cuarta componente presentan tendencia lineal significativa con un 95% de confianza (Figura 4.1.1-D y Tabla 4.1.1-D), positiva en los primeros casos y negativa en la cuarta. Esto indica que, con el tiempo, el comportamiento de la TSM durante el verano tiende a mostrar calentamiento al oeste de Australia (CP1) o en el sur de la cuenca (CP3) o un calentamiento generalizado (CP4).

Tabla 4.1.1-C: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en DEF en el océano Índico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	18.32	18.32
2	16.46	34.78
3	12.82	47.60
4	8.73	56.33

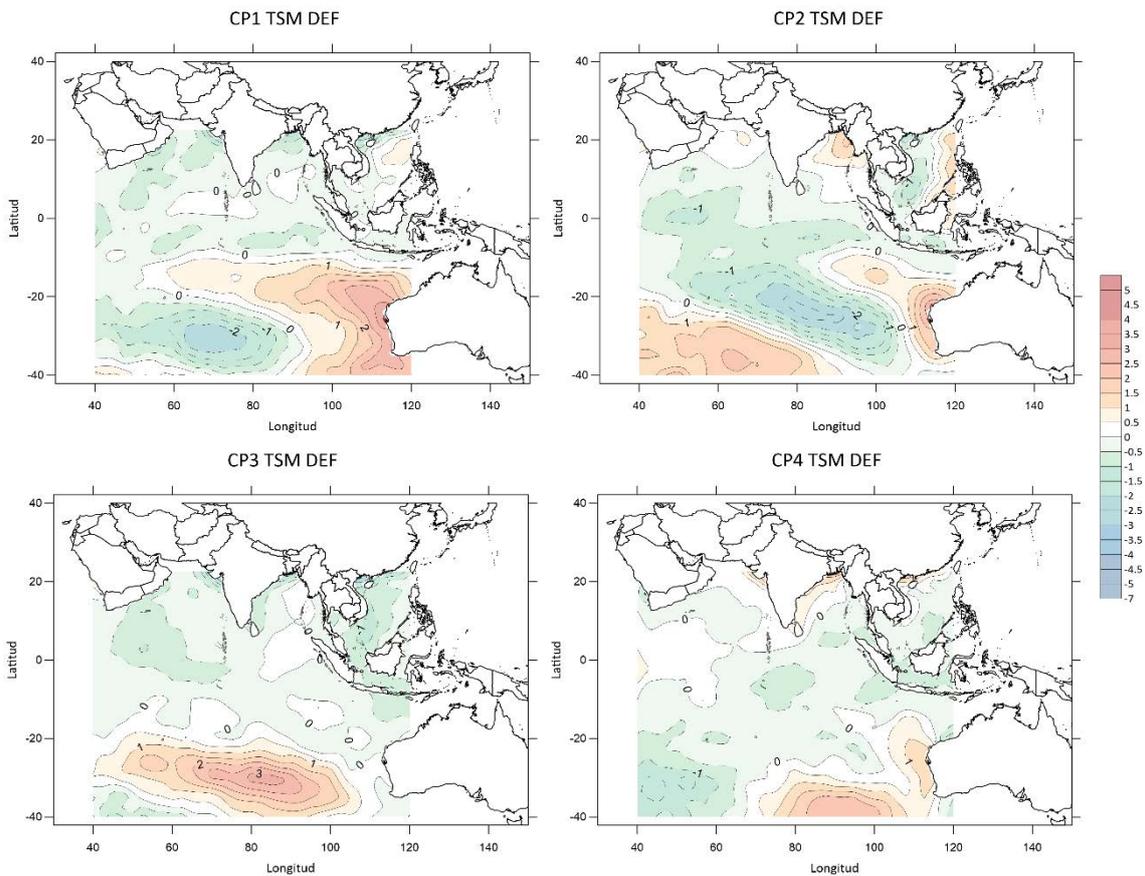


Figura 4.1.1-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM (°C) para DEF en el océano Índico.

Tabla 4.1.1-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para DEF en el océano Índico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM DEF			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R ²	R
1	0.0056	0.1139	0.337
2	0.0006	0.0012	0.034
3	0.0068	0.1658	0.407
4	-0.0078	0.2183	0.467

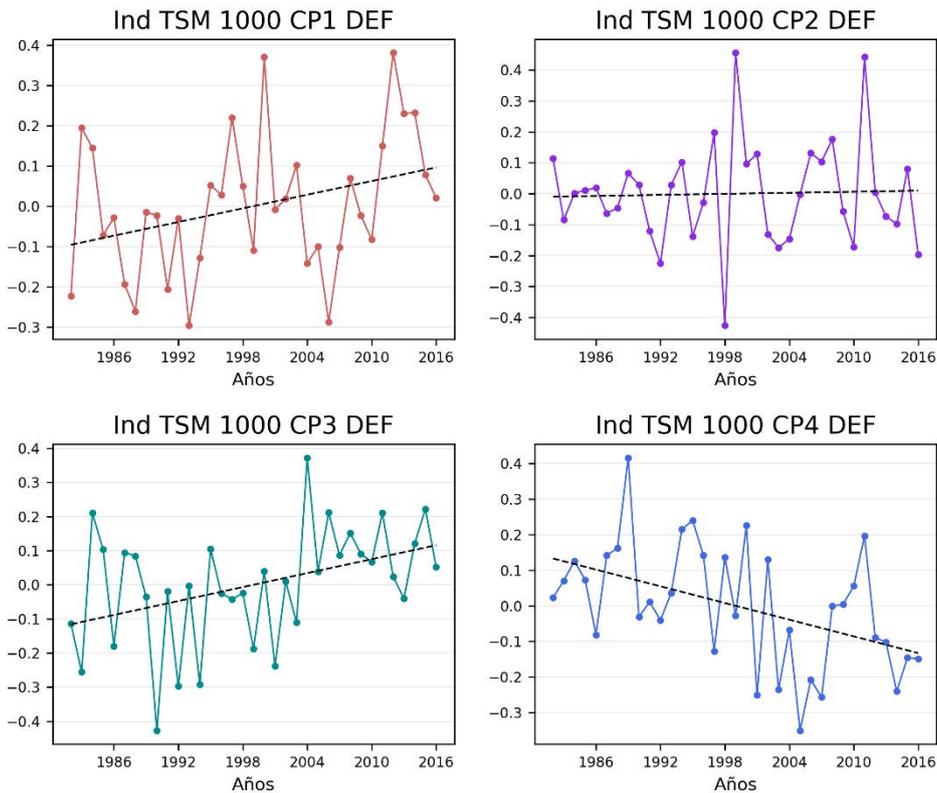


Figura 4.1.1-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para DEF en el océano Índico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

4.1.2 Otoño

La Figura 4.1.2-A y la Tabla 4.1.2-A muestran los patrones espaciales de anomalías de otoño de HGT1000 sobre el océano Índico que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total. El patrón que más explica la variabilidad de HGT1000 muestra un dipolo de máxima variabilidad con orientación norte-sur abarcando toda la cuenca, mientras que la segunda componente también presenta un comportamiento dipolar, pero con orientación este-oeste. La tercera componente principal muestra un dipolo norte-sur ubicado en la región sudoeste de la cuenca. Por último, la cuarta componente principal presenta un centro de máxima variabilidad en el centro-este de la cuenca.

Para estos meses, las tendencias lineales de los autovectores correspondientes (Figura 4.1.2-B y Tabla 4.1.2-B) no resultaron significativas con un 95% de confianza.

Tabla 4.1.2-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en MAM en el océano Índico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	35.67	35.67
2	19.85	55.52
3	10.86	66.39
4	7.37	73.76

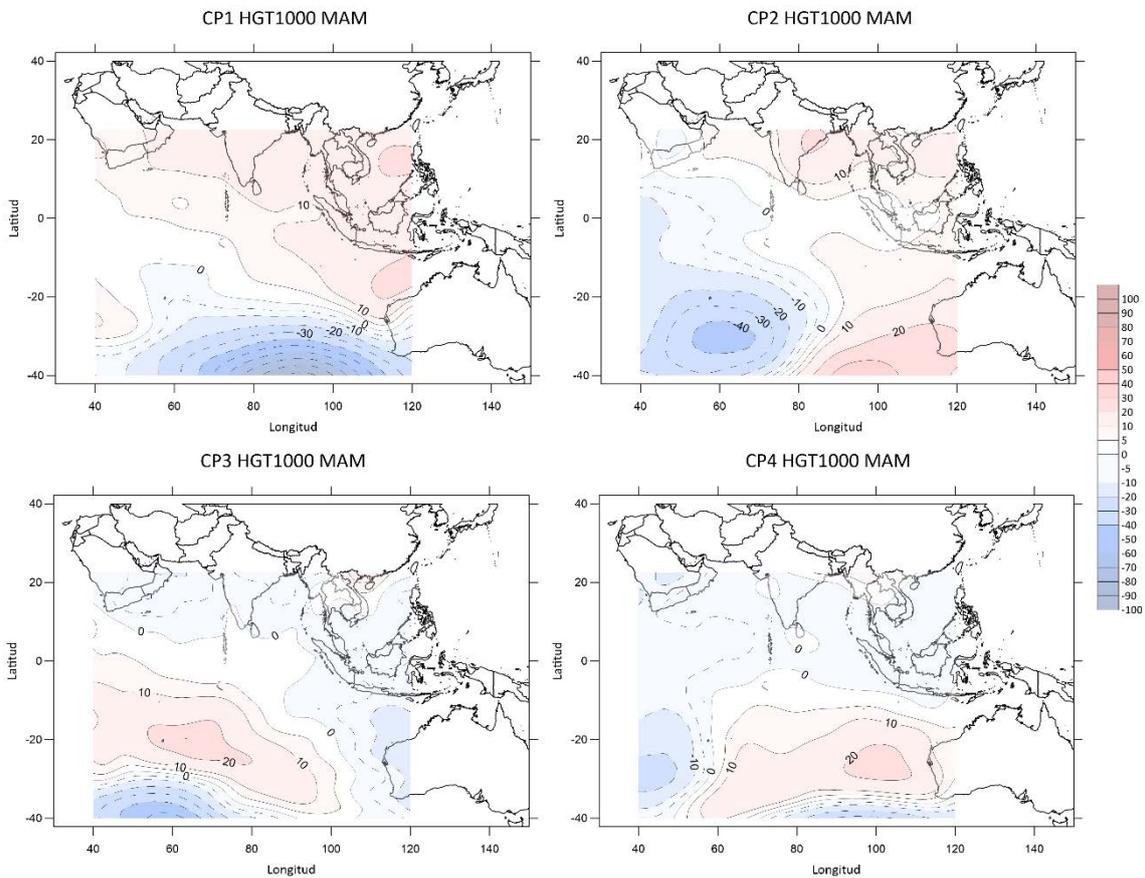


Figura 4.1.2-A: *Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para MAM en el océano Índico.*

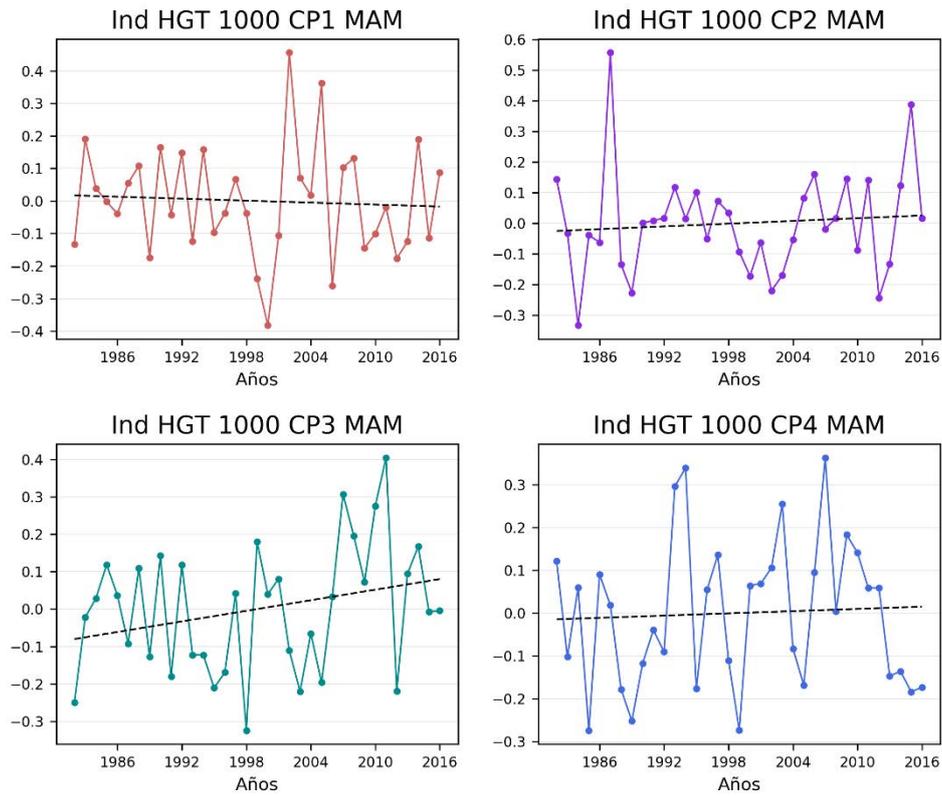


Figura 4.1.2-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para MAM en el océano Índico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 4.1.2-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para MAM en el océano Índico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 MAM			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R ²	R
1	-0.001	0.0036	0.060
2	0.0015	0.0079	0.088
3	0.0047	0.0793	0.281
4	0.0009	0.0027	0.051

La Figura 4.1.2-C y la Tabla 4.1.2-C muestran los patrones espaciales de anomalías de TSM sobre el océano Índico para otoño que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total. El patrón de TSM que explica mayor varianza muestra un dipolo de máxima variabilidad con orientación norte-sur abarcando toda la cuenca, mientras que el correspondiente a CP2 también muestra un comportamiento dipolar, pero con orientación este-oeste que se asemeja al patrón espacial de CP1 de verano. Por otro lado, la tercera componente de anomalías de TSM, al igual que en verano, muestra un centro de máxima variabilidad en el centro-sur de la región, pero con orientación noroeste-sudeste. Por último, la cuarta componente presenta variabilidad en el centro-sur de la región opuesta a la variabilidad presente sobre las costas. Nuevamente se ve que los centros de máxima variabilidad de TSM y HGT1000 se posicionan en el hemisferio sur. En este caso, la única serie de autovectores que presenta tendencia lineal significativa y positiva con un 95% de confianza es la correspondiente a CP3 (Figura 4.1.2-D y Tabla 4.1.2-D). Esto indica que, con el tiempo, el comportamiento de la TSM se ve explicado en mayor medida por un calentamiento en la zona centro-sur y un enfriamiento en el resto de la cuenca.

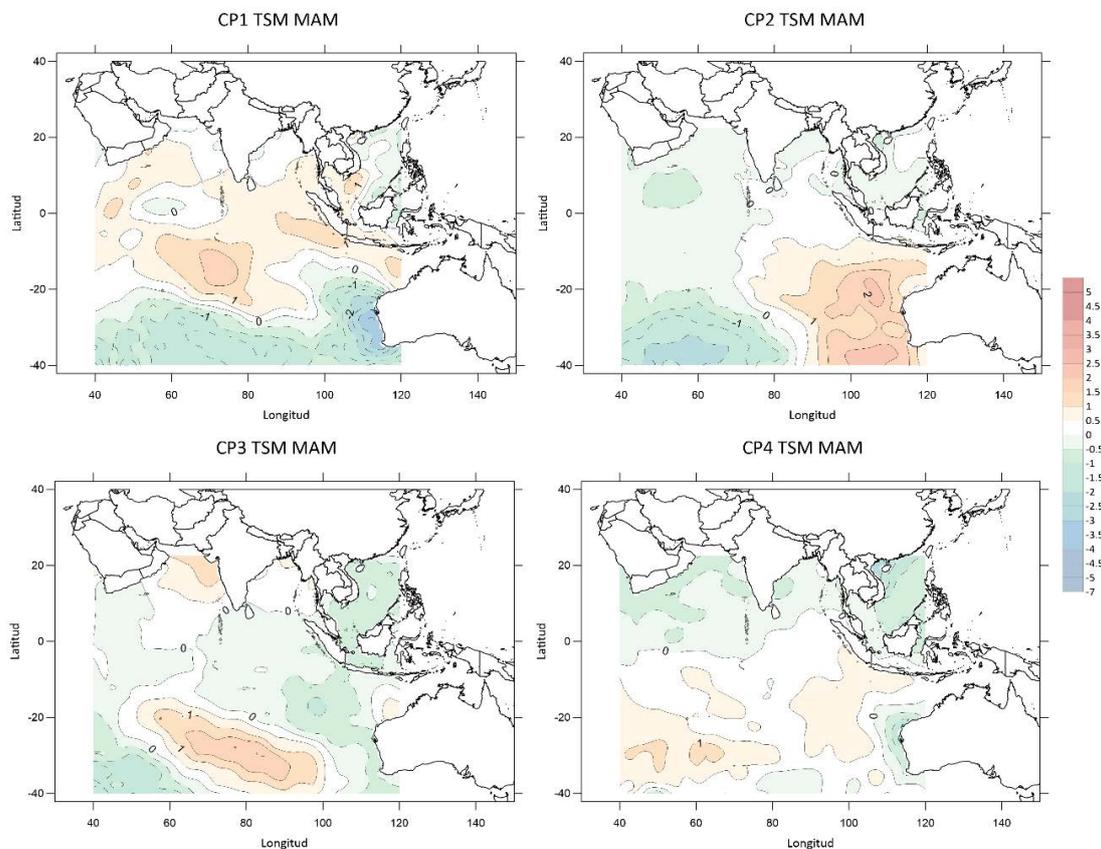


Figura 4.1.2-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM ($^{\circ}\text{C}$) para MAM en el océano Índico.

Tabla 4.1.2-C: Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en MAM en el océano Índico.

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	19.21	19.21
2	16.76	35.67
3	10.01	45.98
4	7.43	53.42

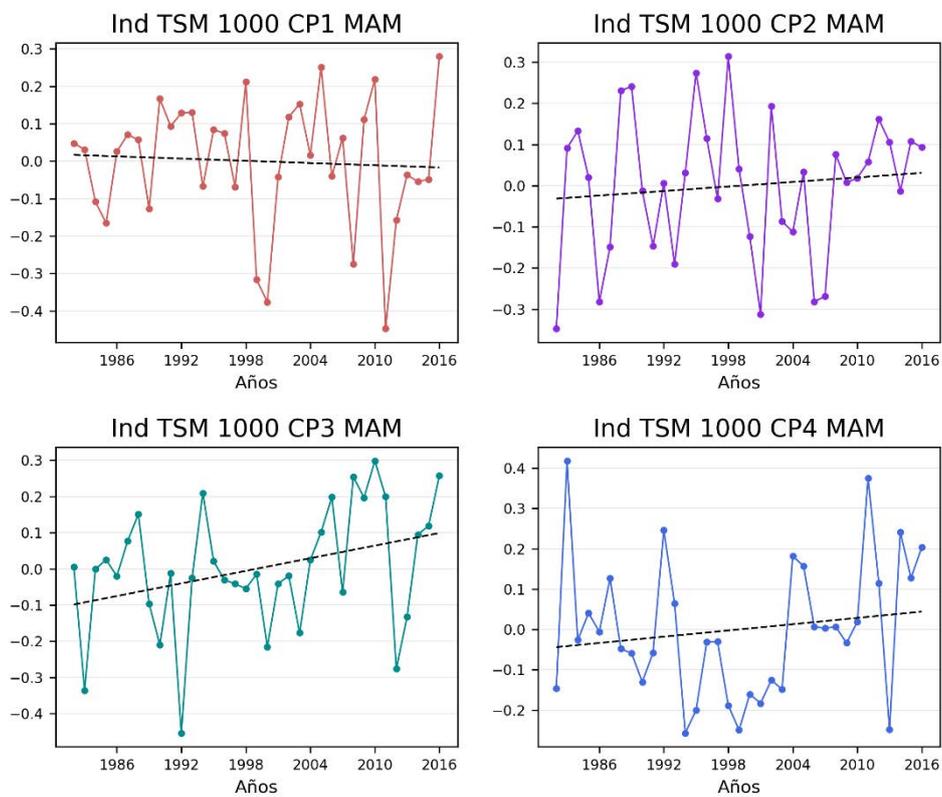


Figura 4.1.2-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para MAM en el océano Índico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 4.1.2-D: *Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para MAM en el océano Índico. En negrita se encuentran las tendencias significativas al 95%.*

TSM MAM			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R ²	R
1	-0.001	0.0035	0.059
2	0.0018	0.0121	0.11
3	0.0058	0.120	0.346
4	0.0026	0.0239	0.154

4.1.3 Invierno

La Figura 4.1.3-A, junto con la Tabla 4.1.3-A, muestra los patrones espaciales de anomalías de HGT1000 sobre el océano Índico para los meses de invierno que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total. Al igual que en otoño, los dos patrones espaciales que mayor varianza explican muestran un dipolo de máxima variabilidad de HGT1000 con orientación norte-sur (CP1) y con orientación este-oeste (CP2). Por otro lado, la tercera componente principal presenta un patrón dipolar de máxima variabilidad en la banda de latitudes medias mientras que la cuarta componente muestra centros alternados de máxima variabilidad al sur de la cuenca. La Figura 4.1.3-B y la Tabla 4.1.3-B muestran que ninguna de las series temporales de los autovectores presenta tendencia lineal significativa con un 95% de confianza.

Tabla 4.1.3-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en JJA en el océano Índico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	44.56	44.56
2	20.97	65.54
3	7.91	73.45

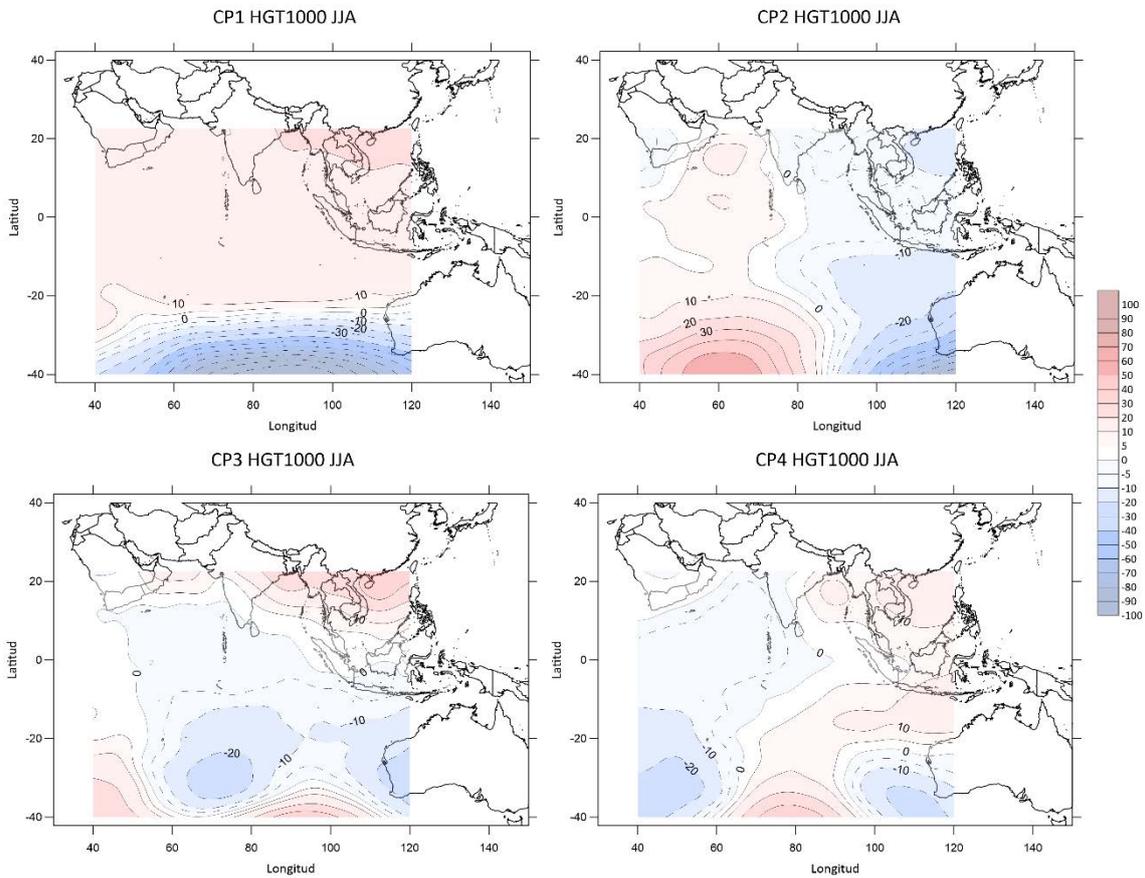


Figura 4.1.3-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para JJA en el océano Índico.

Tabla 4.1.3-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para JJA en el océano Índico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 JJA			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R ²	R
1	-0.0034	0.0416	0.203
2	-0.0024	0.0208	0.144
3	-0.0019	0.0134	0.115

4

0.0023

0.0194

0.139

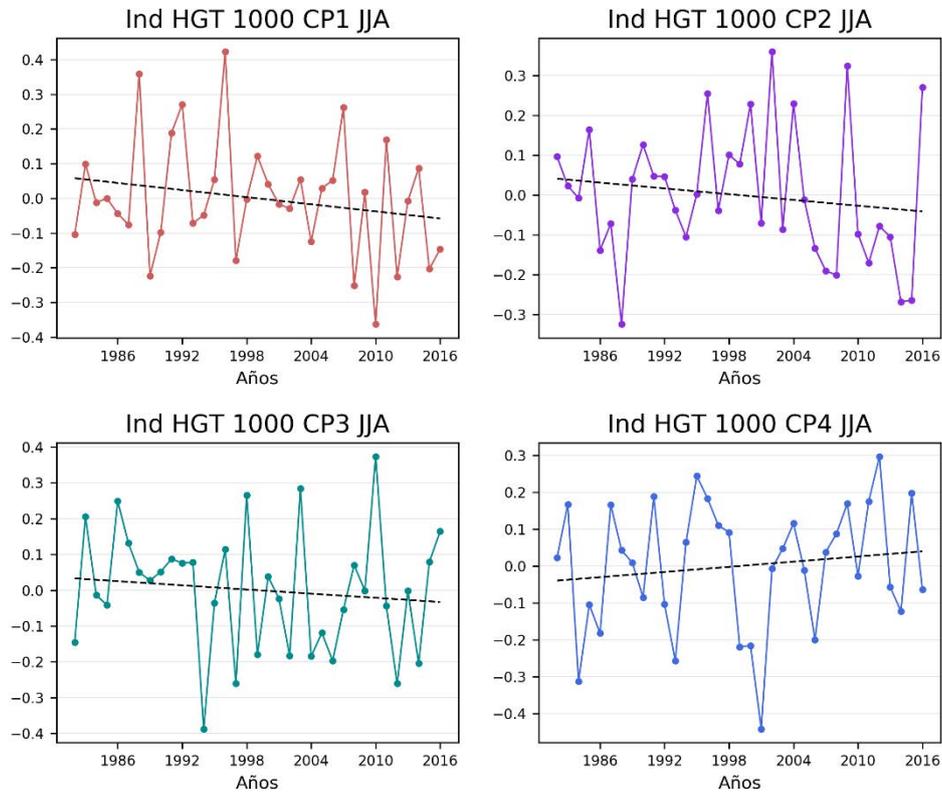


Figura 4.1.3-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para JJA en el océano Índico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

La Figura 4.1.3-C y la Tabla 4.1.3-C muestran los patrones espaciales de anomalías de TSM en el océano Índico para invierno que explican más del 50% de la varianza total. La primera componente muestra un patrón de máxima variabilidad dipolar noreste-sudoeste en la sección este de la cuenca, abarcando las costas de Australia e Indonesia. Por otro lado, la segunda componente principal también exhibe un patrón de máxima variabilidad dipolar, pero con orientación noroeste-sudeste en toda la cuenca. Además, la tercera componente muestra alternancia de centros de anomalías de distinto signo en el sur de la cuenca. Por último, la cuarta componente exhibe un centro de máxima variabilidad en el

centro de la región opuesta a la variabilidad presente sobre las costas. La única serie de autovectores que presenta una correlación lineal significativa con un 95% de confianza corresponde a la tercera componente principal de anomalías de TSM (4.1.3-D y Tabla 4.1.3-D), lo que indica que, con el tiempo, la TSM tiende a exhibir un calentamiento en la zona central y sur de la cuenca y un enfriamiento en la costa oriental de Australia.

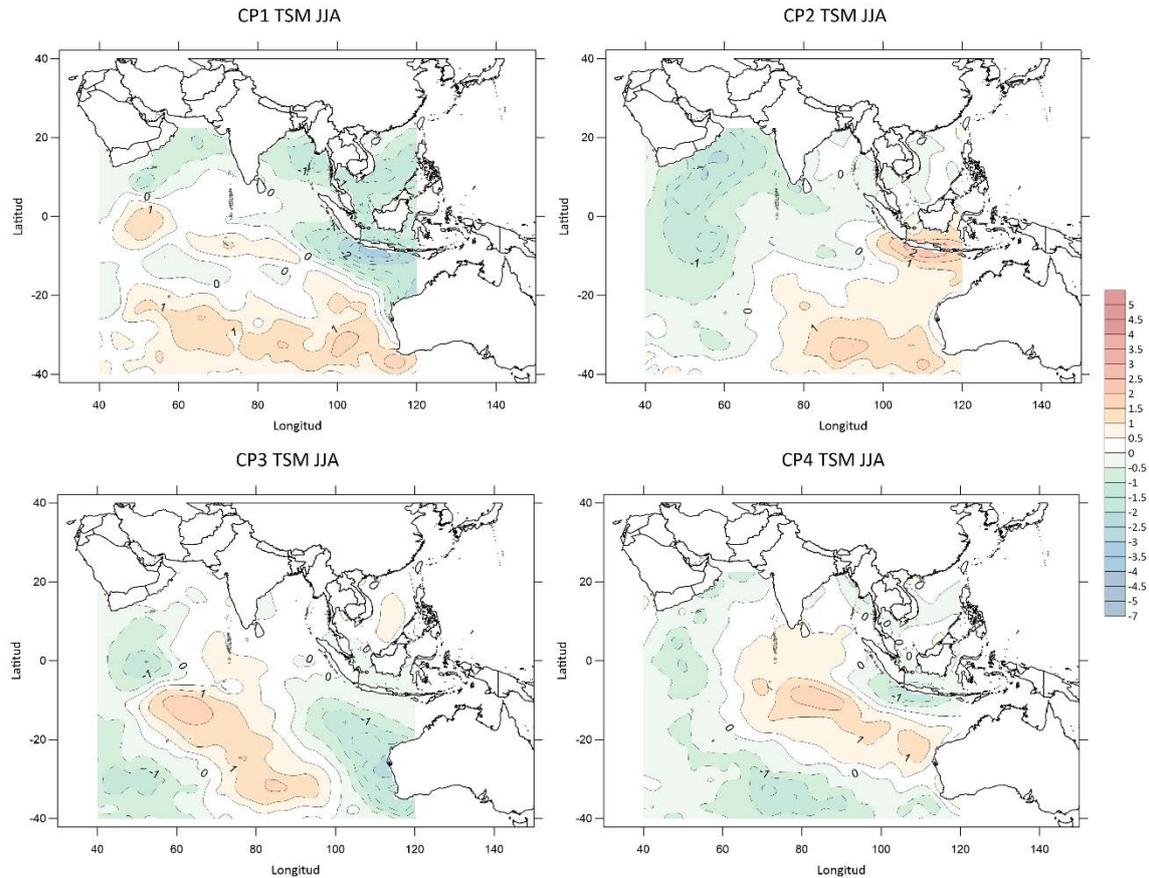


Figura 4.1.3-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM (°C) para JJA en el océano Índico.

Tabla 4.1.3-C: Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en JJA en el océano Índico.

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	16.98	16.98
2	14.13	31.12

3	11.9	43.1
4	8.37	51.38

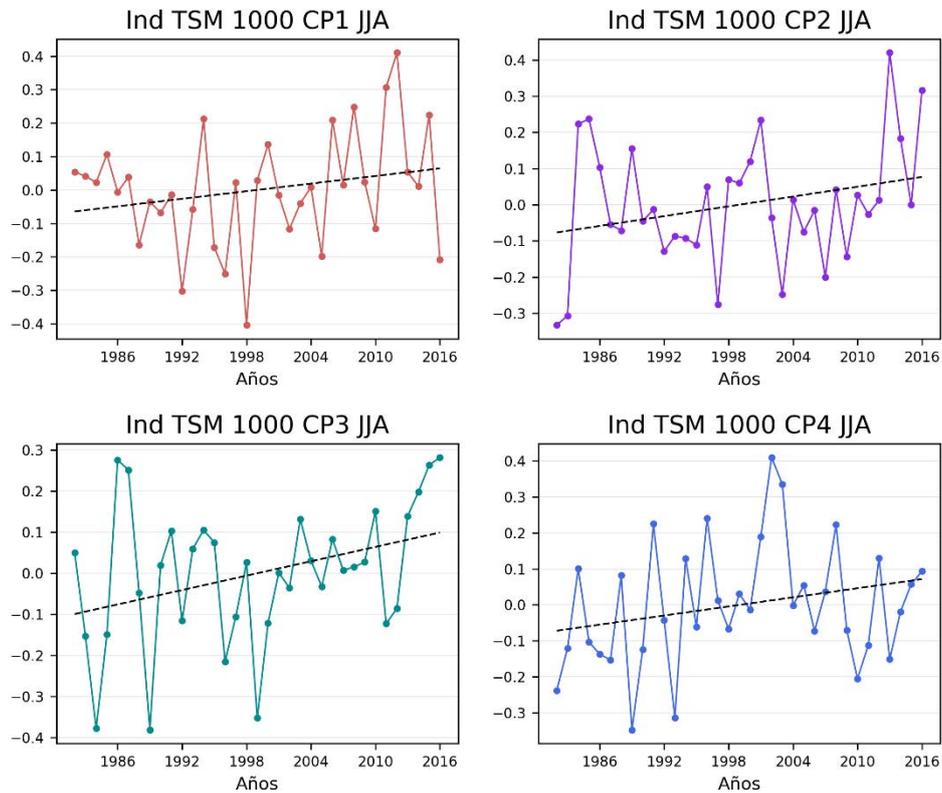


Figura 4.1.3-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para JJA en el océano Índico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 4.1.3-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para JJA en el océano Índico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM JJA			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R²	R
1	0.0038	0.0511	0.226
2	0.0045	0.0727	0.269

3	0.0058	0.1216	0.348
4	0.0042	0.0636	0.252

4.1.4 Primavera

La Figura 4.1.4-A y la Tabla 4.1.4-A, muestra los patrones espaciales de anomalías de HGT1000 sobre el océano Índico para primavera que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total. Al igual que en otoño e invierno, el patrón espacial que mayor varianza explica es un dipolo de máxima variabilidad con orientación norte-sur, mientras que el segundo patrón es un dipolo con orientación este-oeste. Además, la tercera componente principal presenta tres centros alternados de máxima variabilidad ubicados en la banda de latitudes medias. Por último, la cuarta componente muestra máxima variabilidad en la costa australiana. La única serie de autovectores que presenta una tendencia lineal significativa con un 95% de confianza es la correspondiente a CP3 (Figura 4.1.4-B y Tabla 4.1.4-B). Esto indica que, con el tiempo, las anomalías de HGT1000 de primavera tienden a ser positivas en el centro y sur de la región (anomalías anticiclónicas) y negativas al sudoeste, sudeste y sobre Indonesia (anomalías ciclónicas).

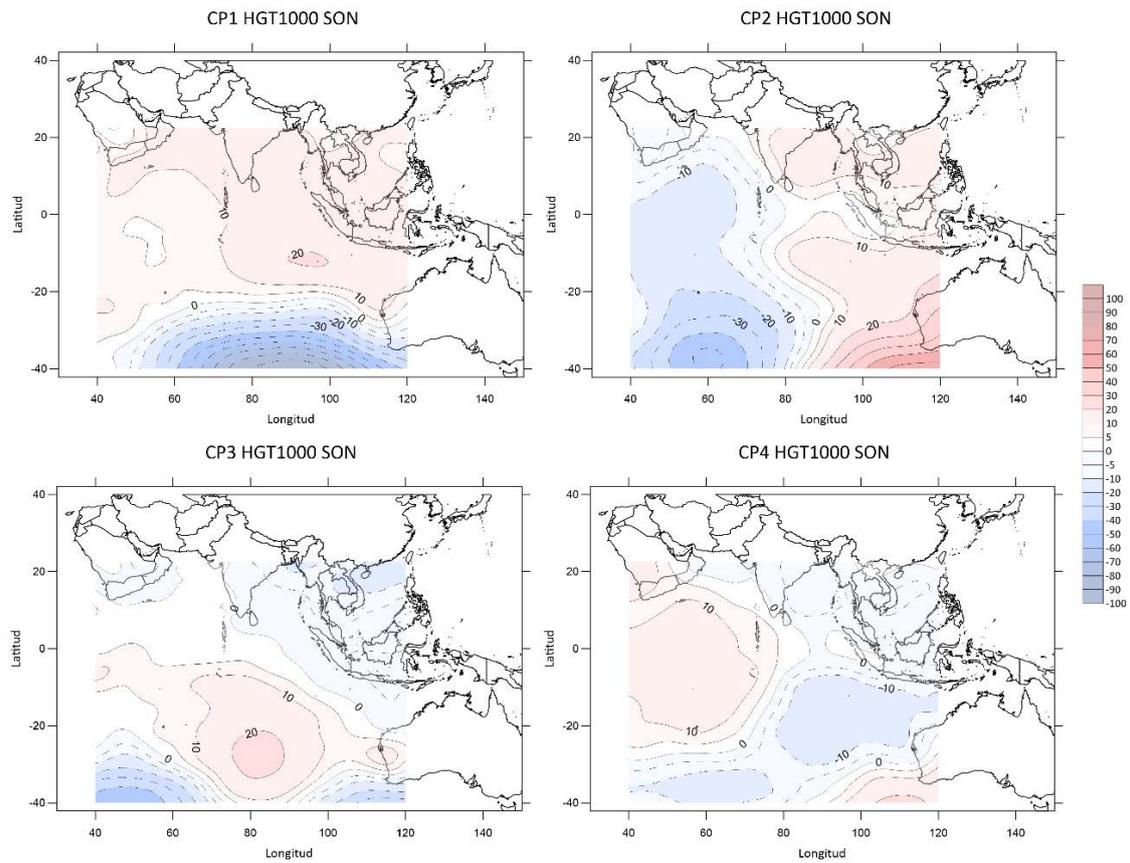


Figura 4.1.4-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 (mgp) para SON en el océano Índico.

Tabla 4.1.4-A: Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de HGT1000 en SON en el océano Índico.

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	39.68	39.68
2	25.53	65.21
3	9.49	74.71
4	6.16	80.87

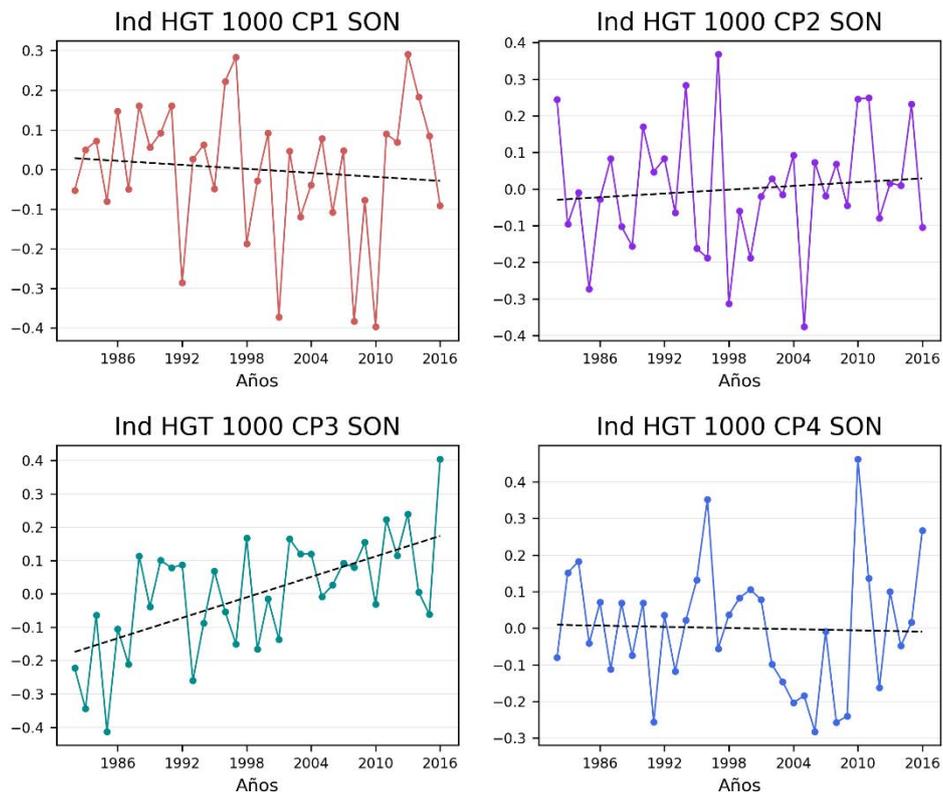


Figura 4.1.4-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de HGT1000 para SON en el océano Índico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 4.1.4-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de HGT1000 para SON en el océano Índico. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

HGT 1000 SON			
Componente Principal	Pendiente (mgp/año)	R ²	R
1	-0.0017	0.0101	0.100
2	0.0017	0.0106	0.102
3	0.0102	0.3738	0.611
4	-0.0005	0.0011	0.033

La Figura 4.1.4-C muestra los patrones espaciales de anomalías de TSM en el océano Índico para primavera que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total (Tabla 4.1.4-C). Al igual que en invierno, el patrón de anomalías de TSM que mayor varianza explica es un dipolo noreste-sudoeste de máxima variabilidad al este de la cuenca. Por otro lado, la segunda componente presenta un dipolo este-oeste de máxima variabilidad, semejante a CP2 de otoño y CP1 de verano. La tercera componente principal muestra un centro de máxima variabilidad en el centro-sur de la región. Por último, la cuarta componente presenta un patrón dipolar norte-sur de máxima variabilidad cerca de Indonesia y otro centro de máxima variabilidad al sur de la región. Ninguna de las series de los autovectores presenta tendencia lineal significativa con un 95% de confianza (Figura 4.1.4-D y Tabla 4.1.4-D).

Tabla 4.1.4-C: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de TSM en SON en el océano Índico.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	21.89	21.89
2	12.85	34.75
3	9.49	44.24
4	7.15	51.39

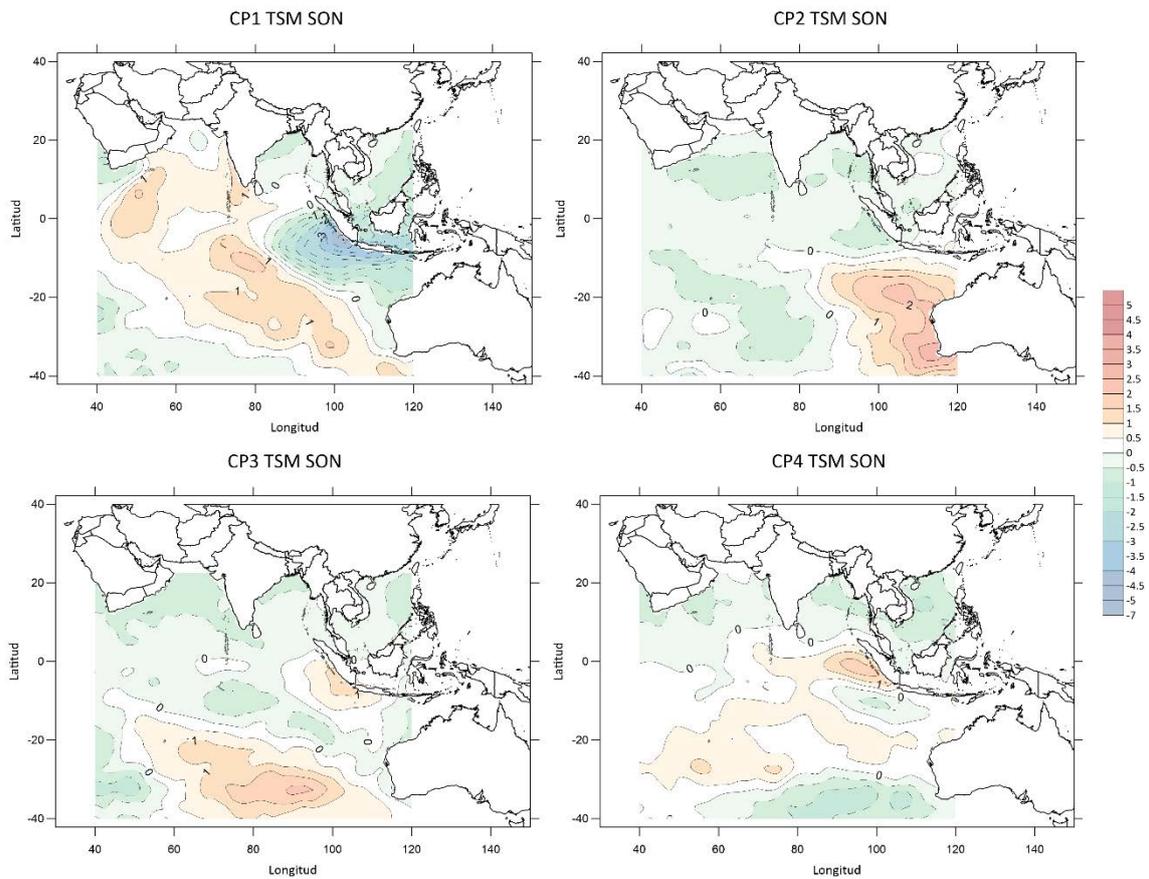


Figura 4.1.4-C: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM (°C) para SON en el océano Índico.

Tabla 4.1.4-D: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de TSM para SON en el océano Índico. En *negrita* se encuentran las tendencias significativas al 95%.

TSM SON			
Componente Principal	Pendiente (°C/año)	R ²	R
1	0.0019	0.0131	0.114
2	0.0004	0.0006	0.024
3	0.0023	0.0188	0.137
4	0.0033	0.039	0.197

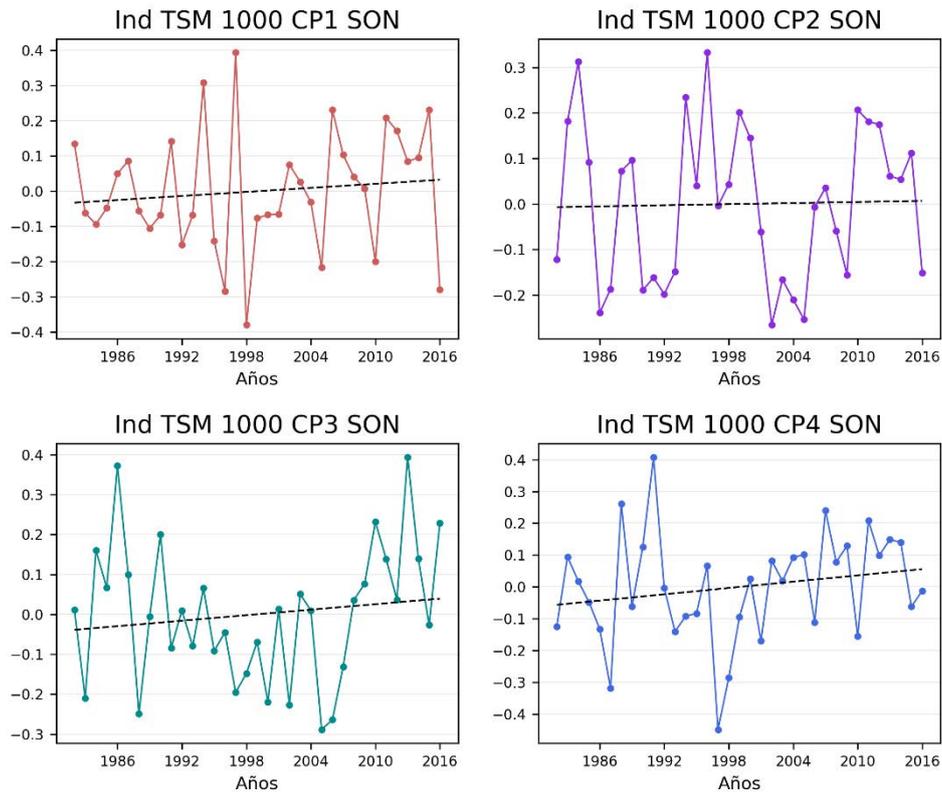


Figura 4.1.4-D: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de TSM para SON en el océano Índico. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal con su fórmula correspondiente.

A excepción del verano, los patrones de anomalías de HGT1000 que explican mayor varianza en el océano Índico son un dipolo norte-sur y otro este-oeste. El verano presenta un comportamiento distinto, con un dipolo noreste-sudoeste y un centro de máxima variabilidad en el centro de la cuenca. Por otro lado, los patrones que explican mayor porcentaje del comportamiento de la TSM en el océano Índico en las distintas estaciones del año, muestran un dipolo de máxima variabilidad con orientación este-oeste o bien sudoeste-noreste, abarcando el sudoeste de la cuenca y la región de Indonesia. Se observa además que, en el verano y otoño austral, los centros de máxima variabilidad se posicionan en el hemisferio sur.

4.2 Relación entre los patrones de anomalías de circulación y temperatura del mar en el océano Índico

Se relacionaron los patrones estacionales de anomalías de HGT1000 y TSM a partir del método de correlación lineal y su significancia fue testada usando un test de distribución Normal. Dado el número de datos utilizados, el coeficiente de correlación crítico a partir del cual las correlaciones son significativas con un 95% de confianza es de 0.336. En este caso se han considerado sólo las dos primeras componentes principales de HGT1000, con el fin de mostrar exclusivamente los resultados más robustos y relevantes.

4.2.1 Verano

La Tabla 4.2.1-A muestra los resultados de las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las series temporales asociadas a los patrones de anomalías de TSM y HGT1000 para verano. Las Figuras 4.2.1-A y Figura 4.2.1-B muestran los campos correlacionados.

Tabla 4.2.1-A: *Coefficientes de correlación entre las series de autovectores de las componentes principales de anomalías de TSM y HGT1000 para verano en el océano Índico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%*

DEF	CP	TSM			
		1	2	3	4
HGT1000	1	0.33	0.72	0.04	0.05
	2	-0.59	0.15	-0.16	-0.19

En verano, un aumento de la TSM en la costa de Australia y sudoeste de la cuenca y una disminución en la región central (CP2 TSM) se asocia a anomalías negativas de HGT1000 (anomalías ciclónicas) al este, abarcando la costa australiana, y positivas (anticiclónicas) en el sur de la cuenca (CP1 HGT1000) (Figura 4.2.1-A). Por otro lado, si el calentamiento en la costa australiana abarca parte del centro de la cuenca y el enfriamiento se localiza

al sudoeste (CP1 TSM), se asocian anomalías ciclónicas (negativas) en el centro de la cuenca y anticiclónicas (positivas) en el resto de la región (patrón opuesto a CP2 HGT1000) (Figura 4.2.1-B).

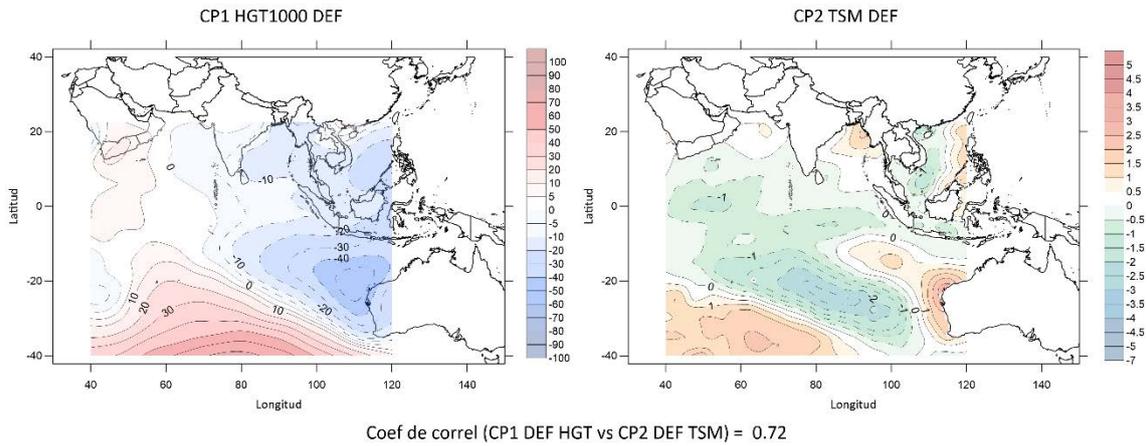


Figura 4.2.1-A: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la primera componente principal de anomalías de HGT1000 (m) y a la derecha el campo espacial perteneciente a la segunda componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de verano en el océano Índico.

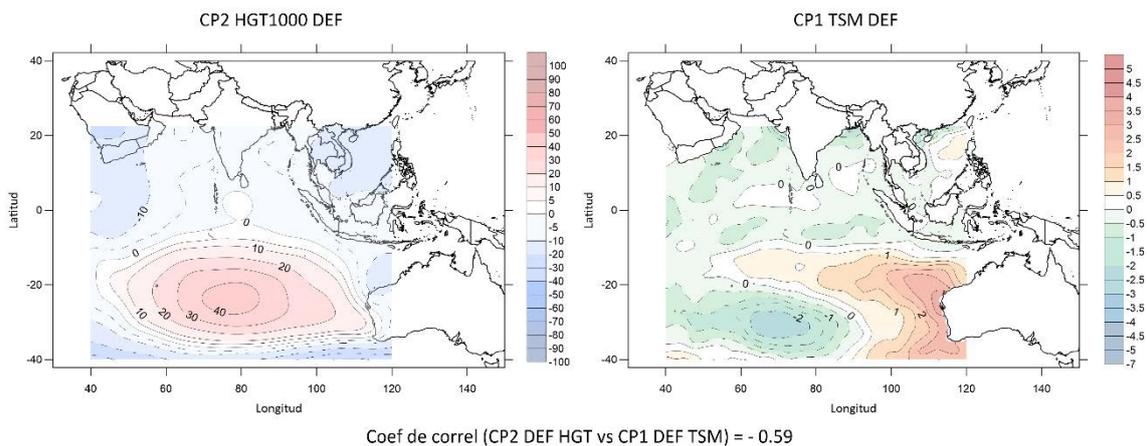


Figura 4.2.1-B: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la segunda componente principal de anomalías de HGT1000 (m) y a la derecha el campo espacial perteneciente a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de verano en el océano Índico.

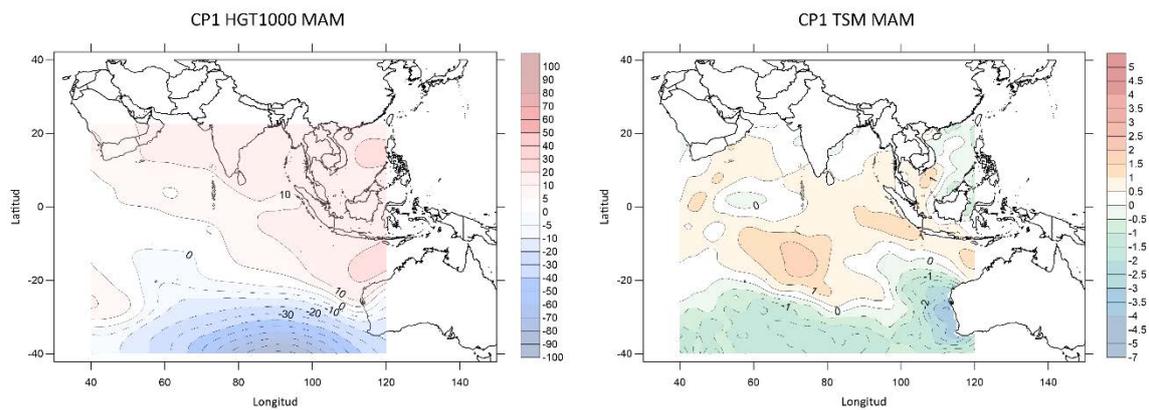
4.2.2 Otoño

La Tabla 4.2.2-A muestra los resultados de las correlaciones lineales llevadas a cabo entre las series de autovectores de las componentes principales retenidas para la estación de otoño.

Tabla 4.2.2-A: *Coefficientes de correlación entre las series de autovectores de las componentes principales de anomalías de TSM y HGT1000 para otoño. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

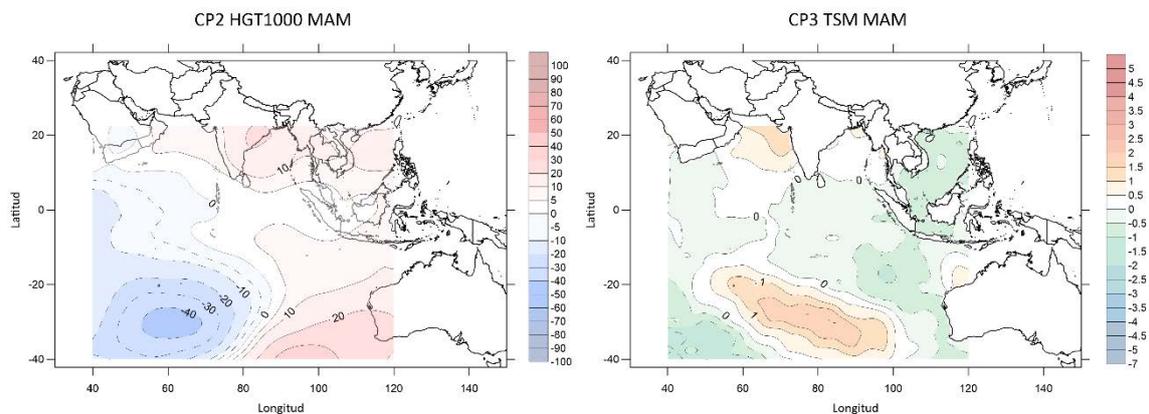
MAM		TSM			
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	0.40	0.21	0.02	0.29
	2	0.14	-0.27	0.34	0.30

En otoño, un enfriamiento al sur de la cuenca, especialmente al oeste de Australia (CP1 TSM), se asocia a anomalías ciclónicas al sur de la cuenca y anticiclónicas al norte, sobre todo en las costas de Asia (CP1 HGT1000) (Figura 4.2.2-A). También se encontró que un calentamiento en la región centro-sur y un enfriamiento en las zonas adyacentes (CP3 TSM), se asocia a anomalías anticiclónicas en el sector este de la cuenca y ciclónicas al oeste (CP2 HGT1000) (Figura 4.2.2-B).



Coef de correl (CP1 MAM HGT vs CP1 MAM TSM) = 0.40

Figura 4.2.2-A: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la primera componente principal de anomalías de HGT1000 (m_gp) y a la derecha el campo espacial perteneciente a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de otoño en el océano Índico junto con el coeficiente de correlación lineal correspondiente.



Coef de correl (CP2 MAM HGT vs CP3 MAM TSM) = 0.34

Figura 4.2.2-B: A la izquierda el campo espacial correspondiente a la segunda componente principal de anomalías de HGT1000 (m_gp) y a la derecha el campo espacial perteneciente a la tercera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de otoño en el océano Índico junto con el coeficiente de correlación lineal correspondiente.

4.2.3 Invierno

La Tabla 4.2.3-A muestra los resultados de las correlaciones lineales llevadas a cabo para la estación de invierno.

Tabla 4.2.3-A: *Coefficientes de correlación entre las series de autovectores de las componentes principales de anomalías de TSM y HGT1000 para invierno en el océano Índico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

JJA	TSM				
	CP	1	2	3	4
HGT1000	1	-0.31	-0.14	-0.25	0.25
	2	-0.35	0.05	-0.26	0.09

En invierno se encontró que un calentamiento en el centro y sur y un enfriamiento al noreste en las costas de Indonesia (CP1 TSM) se ve asociado a anomalías anticiclónicas al este y parte del centro de la cuenca y ciclónicas al sudoeste (patrón opuesto a CP2 HGT1000) (Figura 4.2.3-A).

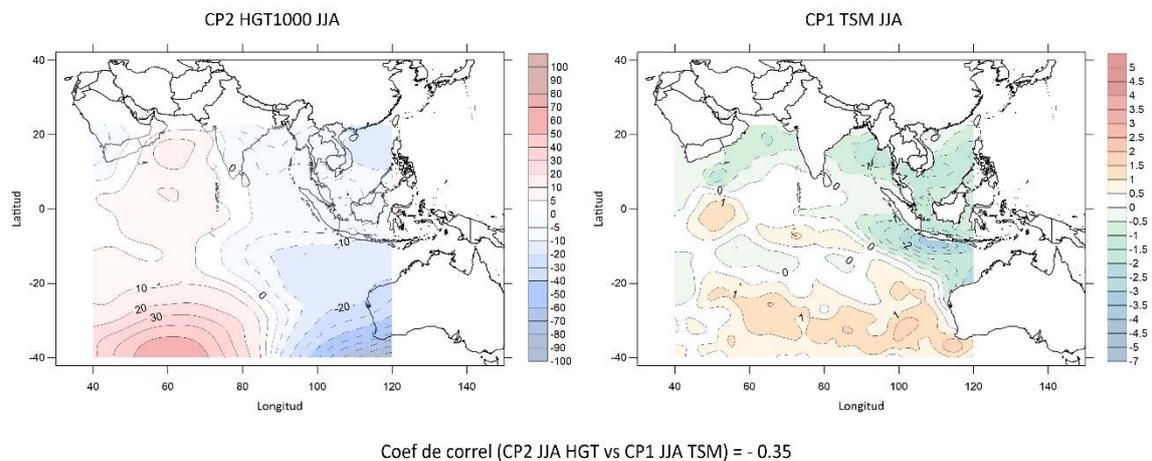


Figura 4.2.3-A: *A la izquierda el campo espacial correspondiente a la segunda componente principal de anomalías de HGT1000 (mvp) y a la derecha el campo*

espacial perteneciente a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) para los meses de invierno en el océano Índico junto con el coeficiente de correlación lineal correspondiente.

4.2.4 Primavera

La Tabla 4.2.4-A muestra los resultados de las correlaciones lineales entre las series temporales de anomalías de TSM y HGT1000 para la estación de primavera.

Tabla 4.2.4-A: *Coeficientes de correlación entre las series de autovectores de las componentes principales de anomalías de TSM y HGT1000 para primavera en el océano Índico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

SON		TSM			
CP		1	2	3	4
HGT1000	1	0.35	0.17	-0.04	0.27
	2	0.69	-0.01	0.28	-0.16

Para los meses de primavera, similar al invierno, un calentamiento en el centro de la cuenca y un enfriamiento en las costas de Indonesia (CP1 TSM) se asocia a anomalías ciclónicas al sudoeste y anticiclónicas al este (CP2 HGT1000) (Figura 4.2.4-A) o bien a anomalías ciclónicas dominando al sur de la cuenca (CP1 HGT1000).

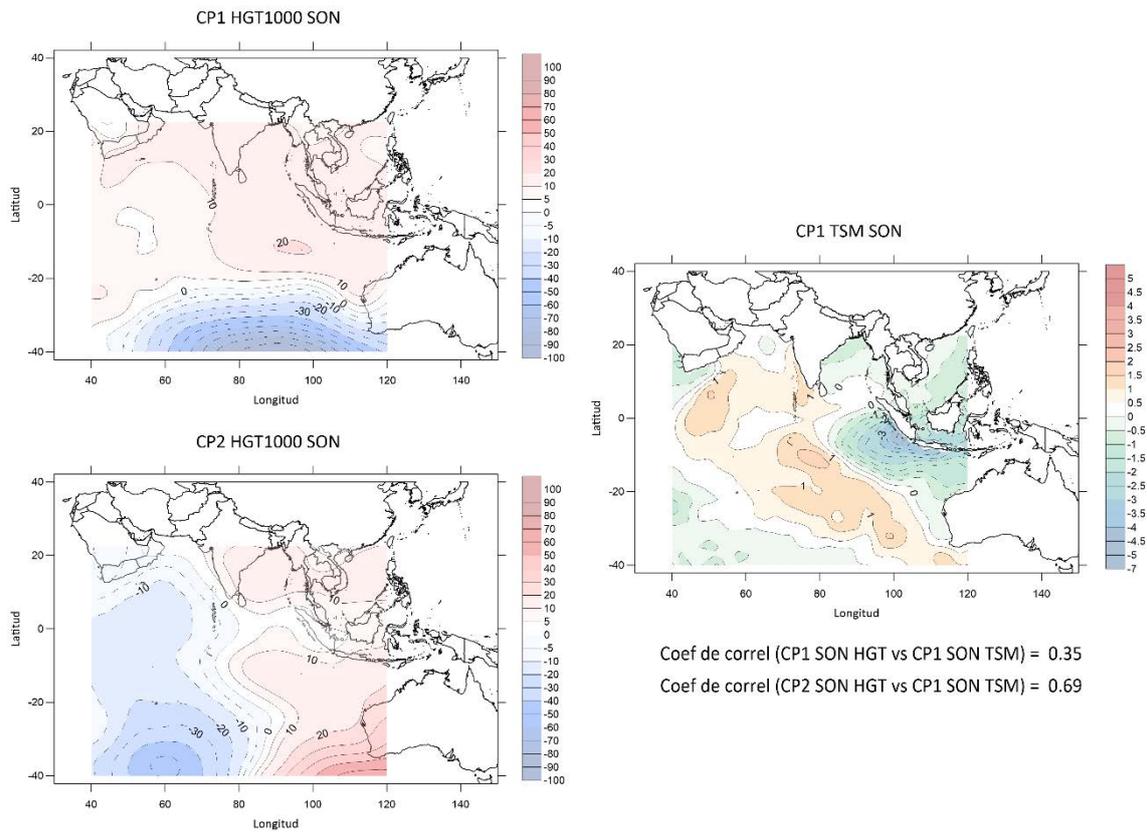


Figura 4.2.4-A: Campos espaciales correspondientes a la primera componente principal de anomalías de TSM (°C) (panel derecho) y a la primera y segunda componente principal de anomalías de HGT1000 (mgp) (panel superior e inferior izquierdo) para los meses de primavera en el océano Índico junto con los coeficientes de correlación lineal correspondientes.

En resumen, se encontró un comportamiento similar en invierno y primavera, con un calentamiento en el centro de la región y un enfriamiento sobre Indonesia asociado a anomalías ciclónicas al sudoeste y anticiclónicas al noreste. Este patrón de anomalías de TSM presenta similitud con un evento DOI positivo, según lo analizado por Saji et al (1999) utilizando datos de TSM y de viento superficial para 1958-1998 provenientes de los reanálisis GISST2.3b y NCEP/NCAR respectivamente. Los autores demostraron que, a comienzos del invierno, las anomalías frías de TSM en Indonesia son acompañadas por anomalías de viento sudeste en las costas de Sumatra, estableciendo una circulación anticiclónica sobre la región noreste de la cuenca del océano Índico.

Por otro lado, se encontró que, en verano y otoño, mayores (menores) temperaturas al

centro-sur, cerca de las costas de Australia, se asocian a anomalías ciclónicas (anticiclónicas) de HGT1000 en el sector centro y sur y anticiclónicas (ciclónicas) hacia el Ecuador y norte de la región. Un resultado similar para el verano fue encontrado anteriormente por Behera y Yamagata (2001), a partir de datos de TSM provenientes del reanálisis GISST 2.3b y esfuerzo de viento y flujos de calor derivados del reanálisis del NCEP/NCAR para el período 1958-1998. Los autores encontraron que anomalías frías de TSM en la región sudeste del océano Índico y cálidas cerca de Madagascar en el verano austral se ven asociados a anomalías anticiclónicas en el centro y sur de la cuenca Índica. Esto se debe, en parte, a un corrimiento hacia el sur del sistema de alta presión semipermanente del océano Índico en el verano en conjunción con anomalías ciclónicas sobre Australia debido al calentamiento continental en los meses de verano. Esto favorece anomalías de viento sudeste sobre la costa occidental de Australia y de viento este cerca de Madagascar, debilitando allí los oestes y reduciendo la pérdida de calor latente, lo que favorece el aumento de TSM. En otoño, el patrón permanece, aunque con una señal más débil.

4.3 El Dipolo del Océano Índico y el calentamiento generalizado de la cuenca (Indian Ocean Basin-wide Warming)

Para profundizar en el estudio del acople entre la circulación en capas bajas y el océano Índico, se exploró la variabilidad de la temperatura superficial del mar a través de los fenómenos del Dipolo del Océano Índico (DOI) e Indian Ocean Basin-wide Warming (IOBW).

4.3.1 Introducción y características generales

El Dipolo del Océano Índico (DOI) es un fenómeno de variabilidad interna definido por Saji *et al.* (1999) el cual da cuenta de aproximadamente el 12% de la variabilidad de la TSM del océano Índico. Este modo, en su fase positiva, se ve caracterizado por

temperaturas superficiales del mar más cálidas en la región occidental y más frías en la región de Indonesia, causando una disminución del flujo de humedad en el continente australiano y menores precipitaciones en su costa este. Su fase negativa está dada por el patrón contrario (Figura 4.3.1-A panel medio).

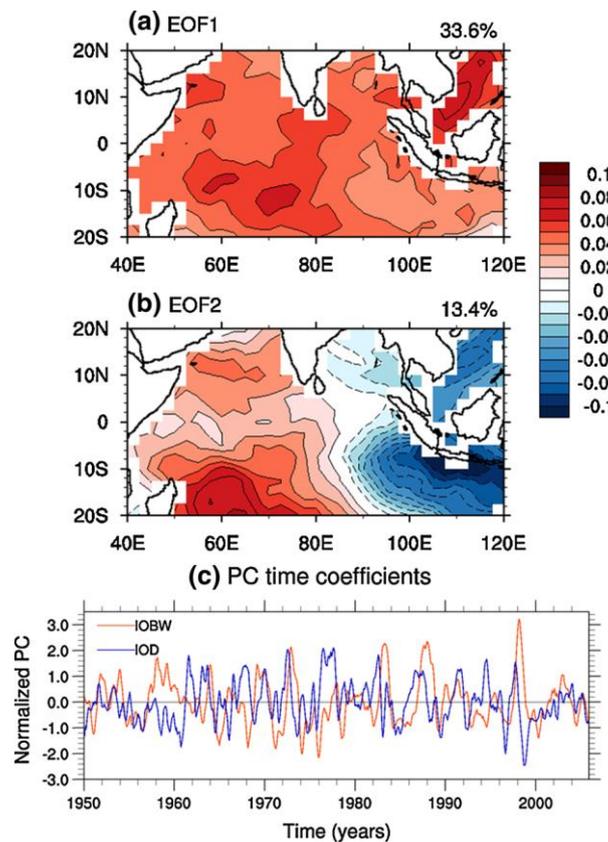


Figura 4.3.1-A: Patrones espaciales de (a) la primera componente principal y (b) la segunda componente principal de las anomalías de TSM mensuales observadas sobre el océano Índico (20°S-20°N, 40°-120°E). Se removieron las tendencias respecto del periodo 1950-2005 (extraída de Chu et al., 2014).

Chan *et al.* (2008) demostraron que, debido a los trenes de ondas de Rossby que se extienden desde el océano Índico tropical hacia el Pacífico Sur, el DOI está asociado a un patrón dipolar de anomalías de precipitación entre la cuenca del Plata y la región central de Brasil, generando allí menores lluvias que en la región argentina durante la primavera, y viceversa. Estos resultados fueron comprobados posteriormente por González *et al.* (2017).

La intensidad del DOI se calcula como el gradiente de anomalías (respecto de 1971-2000) de TSM entre la región Noroeste (NO: 50°E-70°E; 10°S-10°N) y la región sudeste (SE: 90°E-110°E; 10°S-0°N) del océano Índico:

$$DOI = SST_{NO} - SST_{SE} \quad (21)$$

A partir de los datos mensuales del índice DOI, se construyeron las series estacionales del índice para el período de estudio 1982-2016 según lo detallado en el Capítulo 1. La Figura 4.3.1-B muestra las series estacionales del índice DOI y la Tabla 4.3.1-A muestra los parámetros estadísticos que caracterizan a dichas series.

Únicamente para la estación de otoño se observa una tendencia lineal significativa del índice DOI, lo que implica que, con el tiempo, hay una tendencia hacia una fase positiva del fenómeno, con temperaturas más cálidas en la zona occidental y más frías sobre Indonesia.

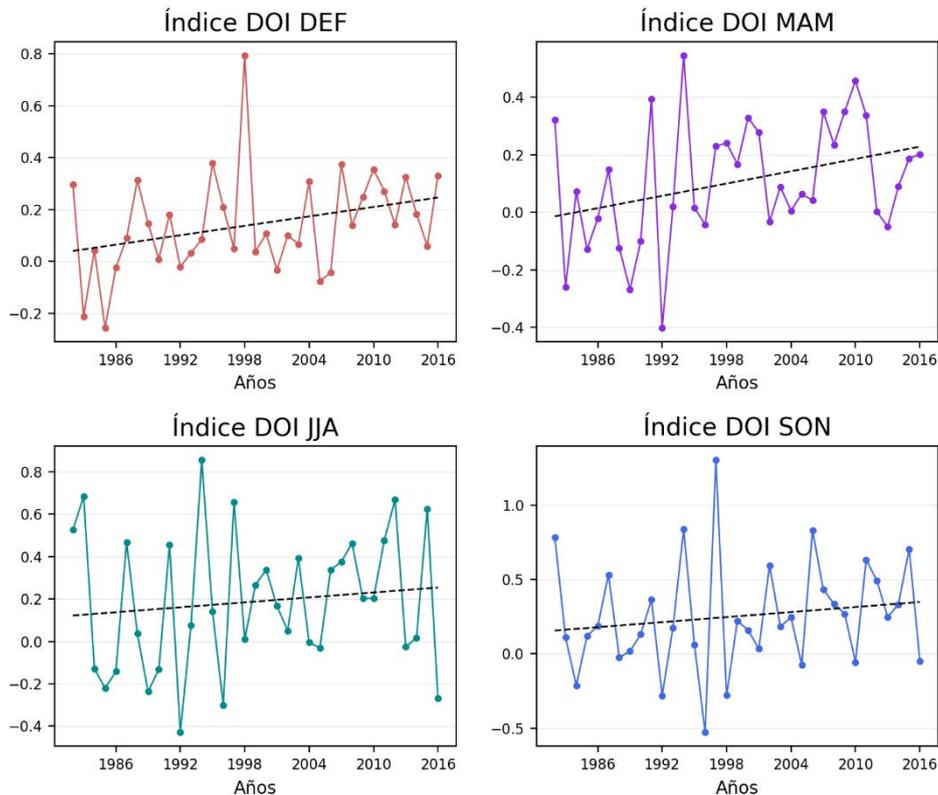


Figura 4.3.1-B: Series estacionales del índice DOI junto con sus correspondientes tendencias lineales para el período de estudio 1982-2016.

Tabla 4.3.1-A: Estadísticos de las series estacionales del índice DOI para el período de estudio 1982-2016. En negrita se muestran las tendencias lineales significativas al 95%.

	Índice estacional DOI			
	DEF	MAM	JJA	SON
Media	0.1429	0.1069	0.1881	0.2528
Desvío estándar	0.1956	0.2152	0.3267	0.3717
Valor Máximo	0.7943	0.5450	0.8563	1.3037
Año del máximo	1998	1994	1994	1997
Valor Mínimo	-0.2567	-0.4013	-0.4297	-0.5280
Año del mínimo	1985	1992	1992	1996
Pendiente	0.0061 / año	0.0071 / año	0.0039 / año	0.0056 / año
R	0.317	0.339	0.122	0.155

Por otro lado, el fenómeno Indian Ocean Basin-wide Warming (IOBW) es una señal uniforme que abarca la totalidad de la cuenca índica. Fue definido utilizando un análisis de componentes principales de TSM y explica más de un cuarto de la variabilidad mensual de esta variable en el océano Índico tropical (Taschetto y Ambrizzi, 2012 y Chu *et al.*, 2014). La fase positiva de este modo se ve caracterizada por un calentamiento generalizado en la cuenca, causando un aumento del calor disponible en el océano para su intercambio con la atmósfera (Figura 4.3.1-A panel superior).

Para este trabajo se tuvieron en cuenta los datos mensuales del índice IOBW construidos a partir de las anomalías de TSM (respecto del período 1981-2010) en la región denominada Océano Índico tropical (20°N-20°S, 40°E-100°E). Se construyeron las series estacionales del índice para el período de estudio 1982-2016 según lo detallado en el Capítulo 1. La Figura 4.3.1-C muestra las series estacionales de IOBW y la Tabla 4.3.1-B muestra los parámetros estadísticos que caracterizan a dichas series. Si bien ninguna de

las series estacionales presentó tendencia lineal significativa con un 95% de confianza (Tabla 4.3.1-B), todas presentan tendencia hacia valores positivos del IOBW, es decir que con el tiempo se registró un calentamiento generalizado en la cuenca del Índico.

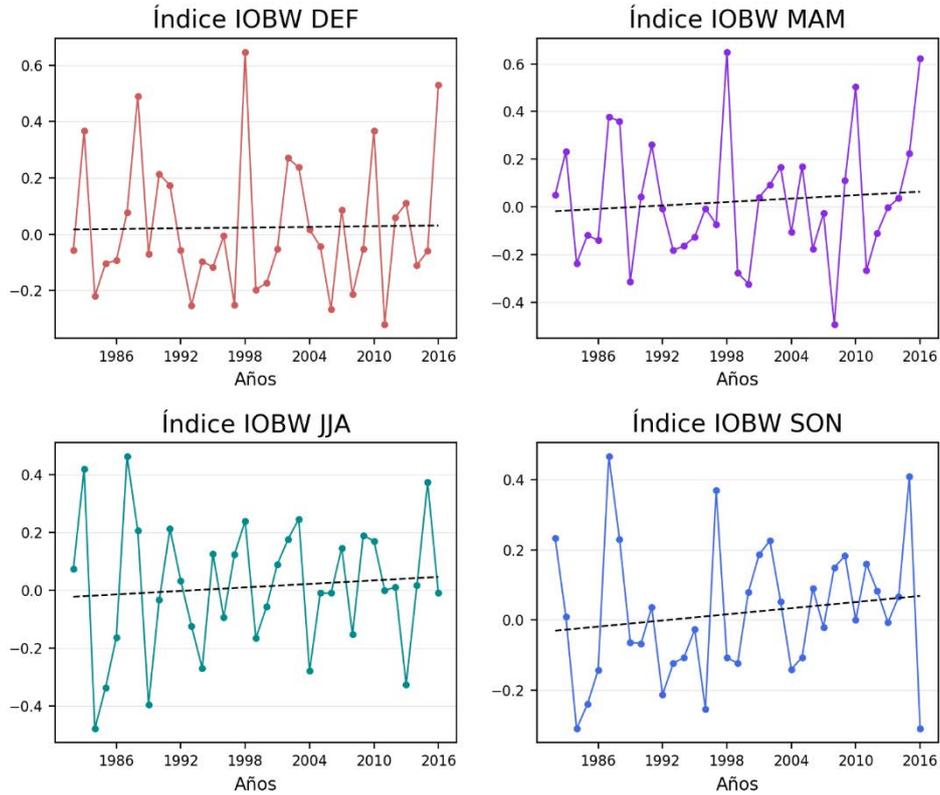


Figura 4.3.1-C: Series estacionales del índice IOBW junto con sus correspondientes tendencias lineales para el período de estudio 1982-2016.

Tabla 4.3.1-B: Estadísticos de las series estacionales del índice IOBW para el período de estudio 1982-2016. En negrita se muestran las tendencias lineales significativas al 95%.

Índice estacional IOBW				
	DEF	MAM	JJA	SON
Media	0.0237	0.0225	0.0117	0.0193
Desvío estándar	0.2402	0.2655	0.2276	0.1947
Valor Máximo	0.6467	0.65	0.4633	0.4667

Año del máximo	1998	1998	1987	1987
Valor Mínimo	-0.32	-0.4933	-0.48	-0.31
Año del mínimo	2011	2008	1984	2016
Pendiente	0.0004 / año	0.0024 / año	0.002 / año	0.0029 / año
R	0.017	0.093	0.091	0.153

4.3.2 La relación entre el DOI e IOBW y la circulación en capas bajas

Se analizó la relación entre el índice DOI y los patrones de anomalías de HGT1000, detallados a lo largo de este capítulo, utilizando el método de correlación lineal y testeando su significancia con un test de distribución Normal y con 95% de confianza (coeficiente de correlación crítico de 0.336). La Tabla 4.3.2-A muestra los resultados de las correlaciones lineales para las cuatro estaciones del año.

Tabla 4.3.2-A: *Coefficientes de correlación entre las series estacionales del índice DOI y las series de los autovectores de las componentes principales de anomalías de HGT1000 para el océano Índico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

		HGT 1000	
		CP 1	CP 2
DOI	DEF	0.04	0.08
	MAM	-0.20	0.23
	JJA	-0.22	-0.35
	SON	0.24	0.67

Un patrón de TSM similar a una fase positiva DOI en invierno y primavera se asocia a anomalías anticiclónicas que abarcan la sección este de la cuenca y ciclónicas en la

porción oeste (patrón opuesto a CP2 en Figura 4.1.3-A y patrón de CP2 en Figura 4.1.4-A).

Análogamente, se analizó la relación entre el IOBW y los patrones estacionales de anomalías de HGT1000 a través del método de correlación lineal. La Tabla 4.3.2-B muestra los resultados para todas las estaciones del año.

Tabla 4.3.2-B: *Coefficientes de correlación entre las series estacionales del índice IOBW y las series de los autovectores de las componentes principales de anomalías de HGT1000 para el océano Índico. En negrita se encuentran las correlaciones significativas al 95%.*

		HGT 1000	
		CP 1	CP 2
IOBW	DEF	-0.52	-0.06
	MAM	0.26	0.25
	JJA	0.12	-0.13
	SON	0.04	0.45

En el caso de IOBW la respuesta se obtuvo principalmente en verano y primavera. Un patrón de anomalías de TSM similar a una fase positiva de IOBW, es decir, calentamiento generalizado de la cuenca, se asocia a anomalías anticiclónicas de HGT1000 en la región este y ciclónicas al oeste (patrón opuesto a CP1 en Figura 4.1.1-A y patrón de CP2 en Figura 4.1.4-A).

En resumen, anomalías ciclónicas en la cuenca oeste y anticiclónicas en la sección este están relacionadas con patrones de TSM similares a una fase positiva del DOI en invierno y primavera y a una fase positiva del IOBW en primavera y verano.

Este resultado coincide con lo analizado en la sección anterior respecto a la fase positiva del DOI y su conexión con anomalías anticiclónicas sobre la región noreste de la cuenca del océano Índico (Saji et al., 1999). Por otro lado, Yang et al. (2007) encontraron un

resultado semejante en su estudio de las anomalías de TSM del océano Índico. Los autores analizaron datos mensuales de viento en 200 hPa y 850 hPa del reanálisis del NCEP/NCAR y datos de TSM de HadISST para 1951–2004. En su estudio encontraron que un evento IOBW positivo se relaciona con anomalías positivas de altura geopotencial en la región este de la cuenca del océano Índico. Los autores también detallan una posible explicación que relaciona un evento cálido del ENOS con una fase positiva de IOBW durante el fin de la primavera y el verano: en un evento ENOS cálido, se reduce la TSM en el este del Índico, lo que tiende a producir una fase positiva del DOI. Por efecto de la circulación de Walker anómala se produce subsidencia y anomalías anticiclónicas en el este del océano Indico. Esto reduce la convección y la nubosidad, favoreciendo el flujo de calor sensible hacia el océano (Klein et al., 1999) y como consecuencia se calienta el Índico oriental, lo cual lleva a un calentamiento generalizado de la cuenca (asociado a una fase positiva de IOBW).

CAPÍTULO 5: LA PRECIPITACIÓN EN ARGENTINA

El objetivo del siguiente capítulo es estudiar la variabilidad interanual de la precipitación en Argentina mediante el análisis por componentes principales de las anomalías de precipitación para las cuatro estaciones del año, según lo detallado en el Capítulo 1. También se procedió al estudio del aporte de cada cuenca oceánica a esta variabilidad.

5.1 Modos de variabilidad de la precipitación en Argentina

5.1.1 Verano

La Figura 5.1.1-A, junto con la Tabla 5.1.1-A, muestra los patrones espaciales derivados del método de componentes principales (modo T) de anomalías de precipitación en Argentina para la estación de verano que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total. La primera componente principal explica 24.78% de la varianza total y muestra máxima variabilidad en el Litoral y norte de la provincia de Buenos Aires con signos opuestos de anomalías entre dicha zona y el resto del país. Por otro lado, la segunda componente principal, con 14.6% de varianza, muestra máxima variabilidad en el noreste argentino y anomalías opuestas en el resto del país, con mayor variabilidad en el noroeste argentino y norte de la provincia de Buenos Aires. La tercera componente explica 7.9% de la varianza total y muestra un dipolo noroeste-sudeste con centros de variabilidad ubicados en el noroeste y en el centro del país. Por último, la cuarta componente principal, con 6.5% de varianza explicada, presenta máxima variabilidad en el centro y norte del país, con diversos centros de signos opuestos.

La Figura 5.1.1-B y la Tabla 5.1.1-B muestran las series temporales de los autovectores correspondientes a las cuatro componentes principales de anomalías de precipitación para verano junto con su tendencia lineal. La primera y tercera componente principal son las únicas que presentan tendencia significativa con un 95% de confianza, siendo estas negativas. Esto indica que, hacia el final del registro temporal, el comportamiento de las anomalías de precipitación para los meses de verano se ve explicado en mayor medida por anomalías negativas en la región central y anomalías positivas al este del Litoral, incluyendo la región de la Cuenca del Plata y en el noroeste argentino.

Tabla 5.1.1-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de precipitación en Argentina en DEF.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	24.78	24.78
2	14.60	39.38
3	7.90	47.28
4	6.50	53.78

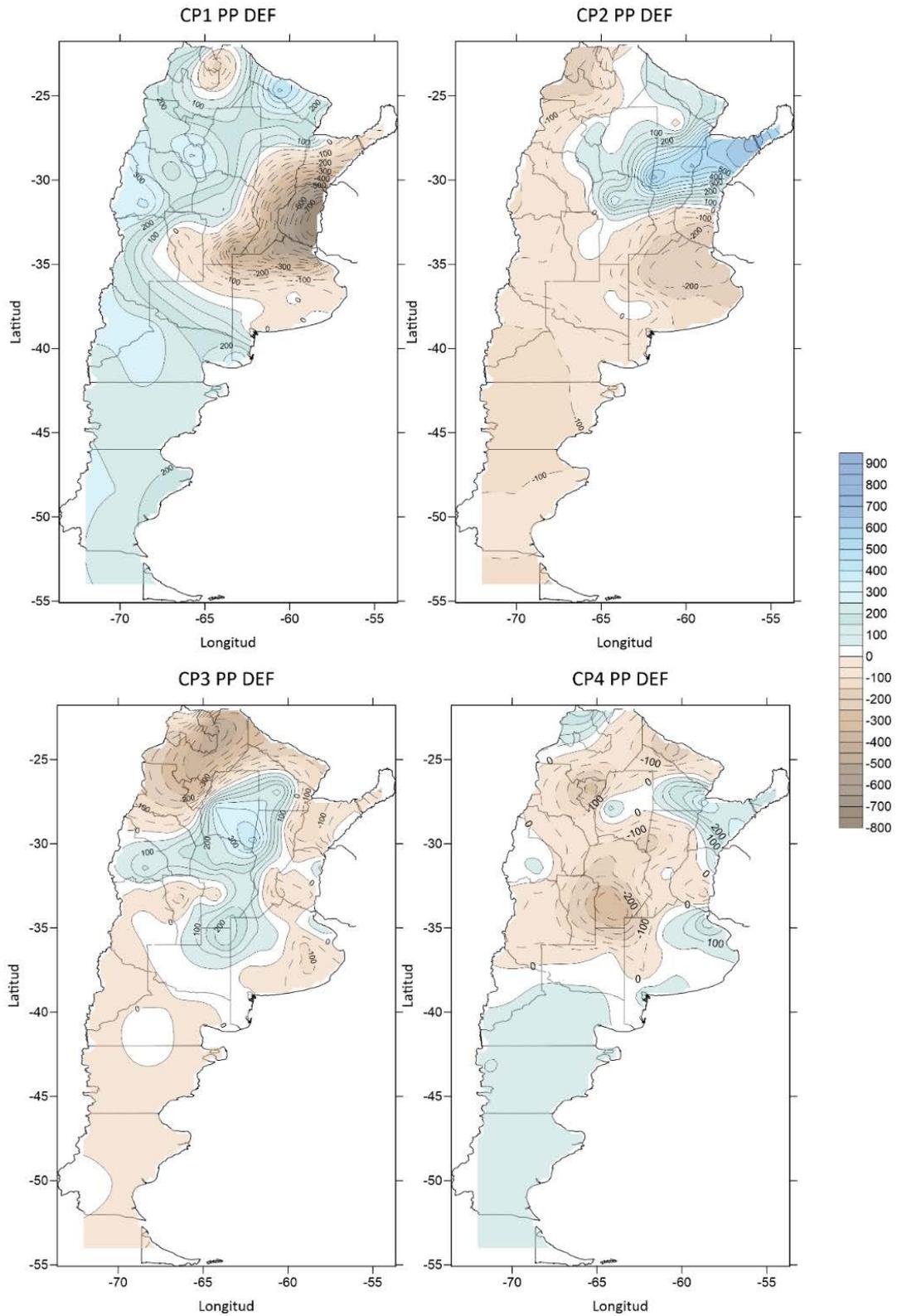


Figura 5.1.1-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de precipitación (mm) para DEF.

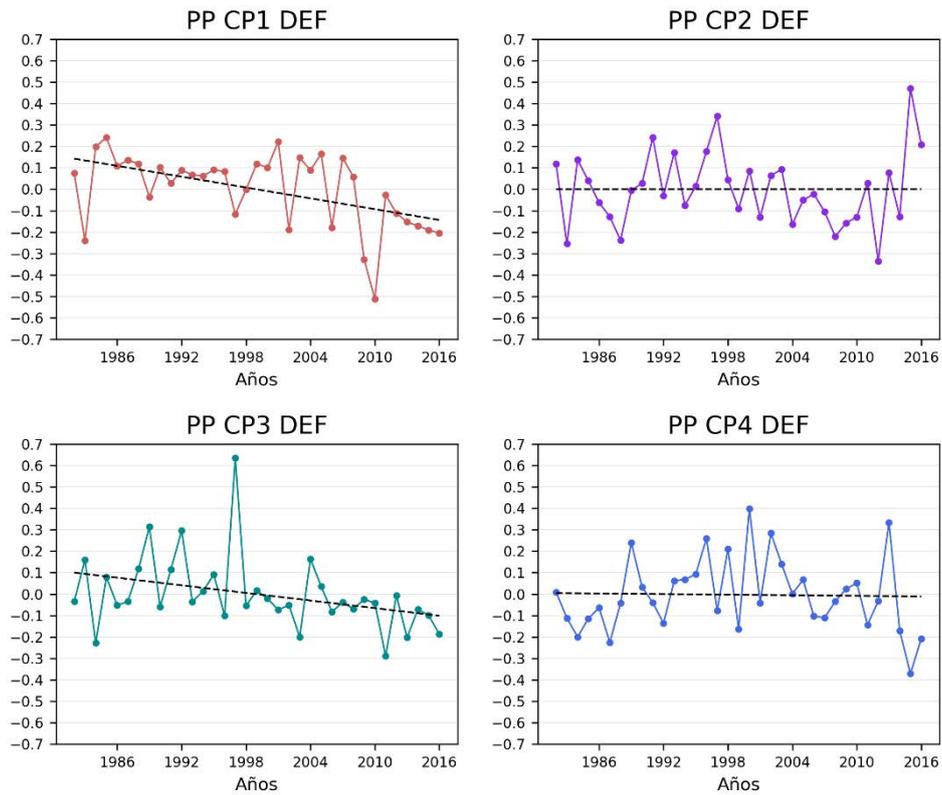


Figura 5.1.1-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de precipitación para DEF en Argentina. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 5.1.1-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de precipitación para DEF en Argentina. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

Precipitación DEF			
Componente Principal	Pendiente (mm/año)	R ²	R
1	-0.0084	0.2534	0.503
2	6E-06	2E-07	4E-04
3	-0.0059	0.1251	0.354
4	-0.0005	0.0007	0.026

5.1.2 Otoño

La Figura 5.1.2-A, junto con la Tabla 5.1.2-A, muestra los patrones espaciales derivados del método de componentes principales de anomalías de precipitación en Argentina en otoño que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total. La primera componente principal, con 29.51% de varianza explicada, muestra un dipolo de máxima variabilidad con orientación este-oeste en el centro y Litoral. La segunda componente explica 12.01% de la varianza total y muestra un centro de máxima variabilidad en el centro-este del país de signo opuesto al que se puede ver en el noreste del país y al sur de Buenos Aires. Por otro lado, la tercera componente principal, con 10.63% de varianza, presenta un dipolo norte-sur de máxima variabilidad en el Litoral y la cuarta componente explica 7.66% de la varianza total y muestra varios centros de máxima variabilidad en el este argentino, con signos alternados que abarcan desde la provincia de Buenos Aires hasta Misiones.

La Figura 5.1.2-B y la Tabla 5.1.2-B muestran las series temporales de los autovectores correspondientes junto con los datos de sus tendencias lineales. Únicamente la tercera componente principal presenta una tendencia negativa significativa con un 95% de confianza. Esto indica que, con el tiempo, la precipitación de otoño se ve explicada en mayor medida por un patrón de anomalías positivas en el centro-este del país, incluyendo la provincia de Buenos Aires y sur de Santa Fe y Entre Ríos, y Misiones; y anomalías negativas en el resto del país.

Tabla 5.1.2-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de precipitación en Argentina en MAM.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	29.51	29.51
2	12.01	41.52
3	10.63	52.15
4	7.66	59.81

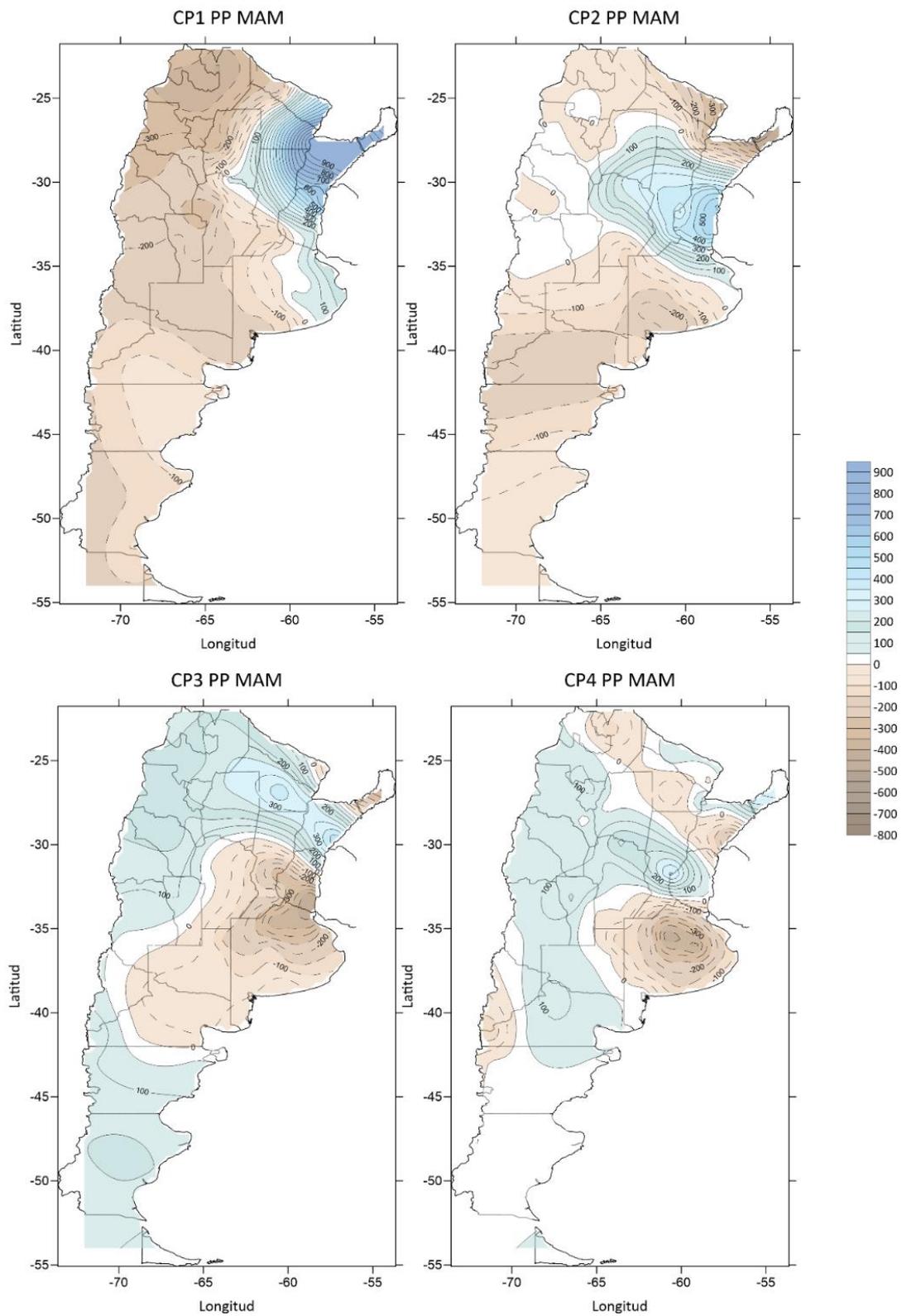


Figura 5.1.2-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de precipitación (mm) para MAM.

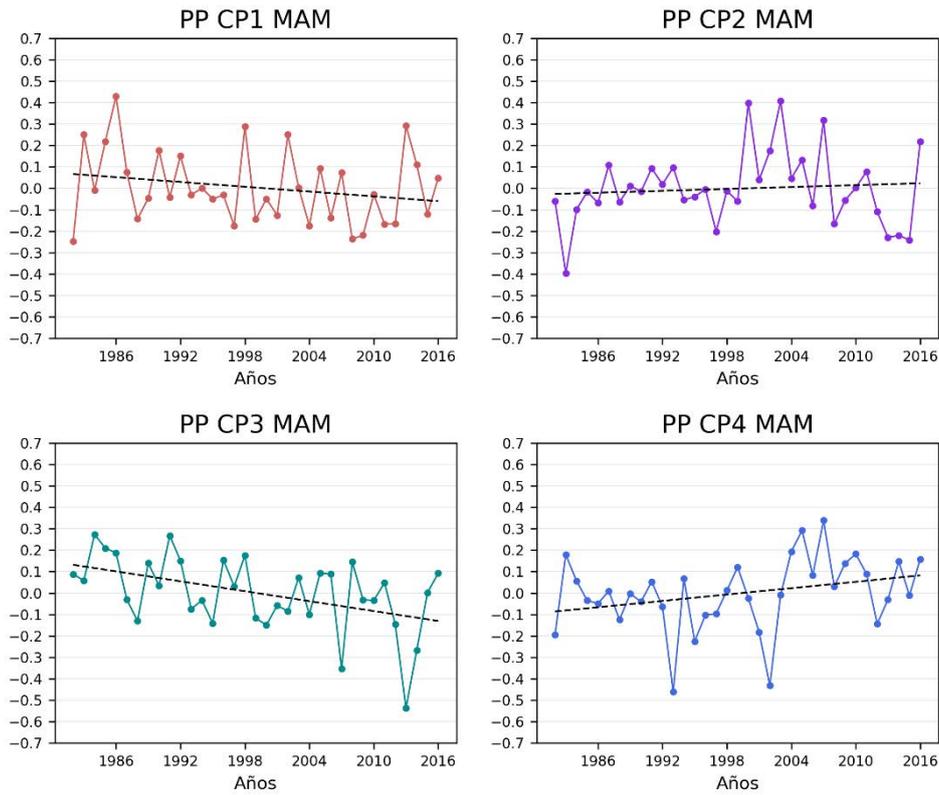


Figura 5.1.2-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de precipitación para MAM en Argentina. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 5.1.2-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de precipitación para MAM en Argentina. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

Precipitación MAM			
Componente Principal	Pendiente (mm/año)	R ²	R
1	-0.0037	0.0498	0.223
2	0.0015	0.0077	0.087
3	-0.0077	0.2129	0.461
4	0.005	0.0877	0.296

5.1.3 Invierno

La Figura 5.1.3-A muestra los campos espaciales de anomalías de precipitación en Argentina derivados del método de componentes principales para la estación de invierno que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total (Tabla 5.1.3-A). La primera componente principal explica 19.77% de la varianza y muestra dos centros de máxima variabilidad ubicados en el Noreste del país y la región de Comahue, con signos opuestos. Por otro lado, la segunda componente principal, con 15.17% de varianza explicada, muestra un centro de máxima variabilidad ubicado en la región de Comahue y los Andes sur y a su vez un pequeño dipolo de variabilidad en el noreste. La tercera componente principal explica 14.52% de varianza y expone un comportamiento de máxima variabilidad en el este argentino (Mesopotamia y Buenos Aires) opuesto a las anomalías presentes en casi todo el resto del país. Por último, la cuarta componente explica 8.89% de la varianza total y muestra máxima variabilidad en la región de Comahue y noreste del país opuesta a la variabilidad ubicada al sur de Buenos Aires.

La figura 5.1.3-B y la Tabla 5.1.3-B muestran las series temporales de los autovectores correspondientes a invierno junto con los datos de sus tendencias lineales. En este caso, ninguna de ellas presenta una tendencia lineal significativa con un 95% de confianza.

Tabla 5.1.3-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de precipitación en Argentina en JJA.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	19.77	19.77
2	15.17	34.94
3	14.52	49.46
4	8.89	58.35

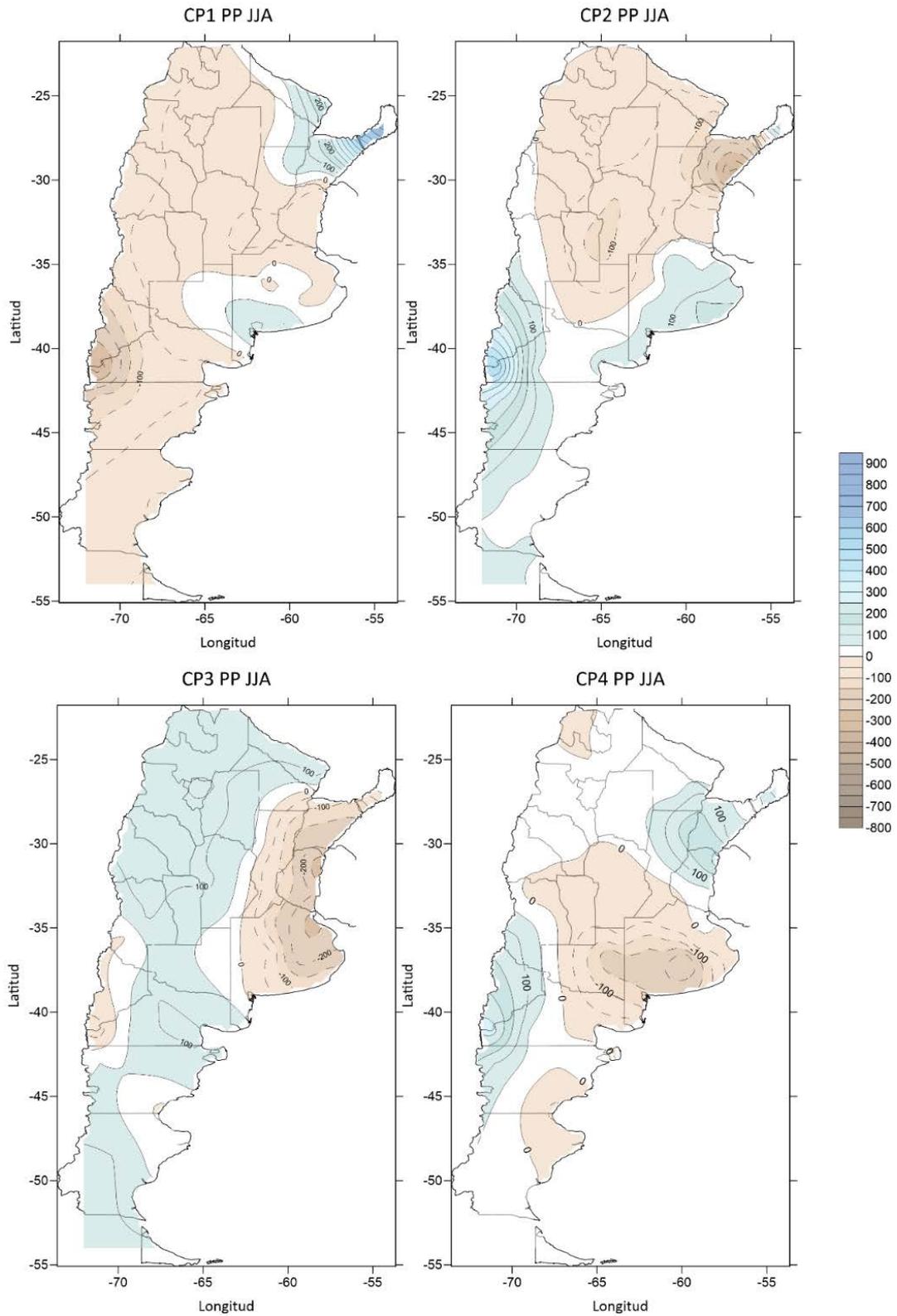


Figura 5.1.3-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de precipitación (mm) para JJA.

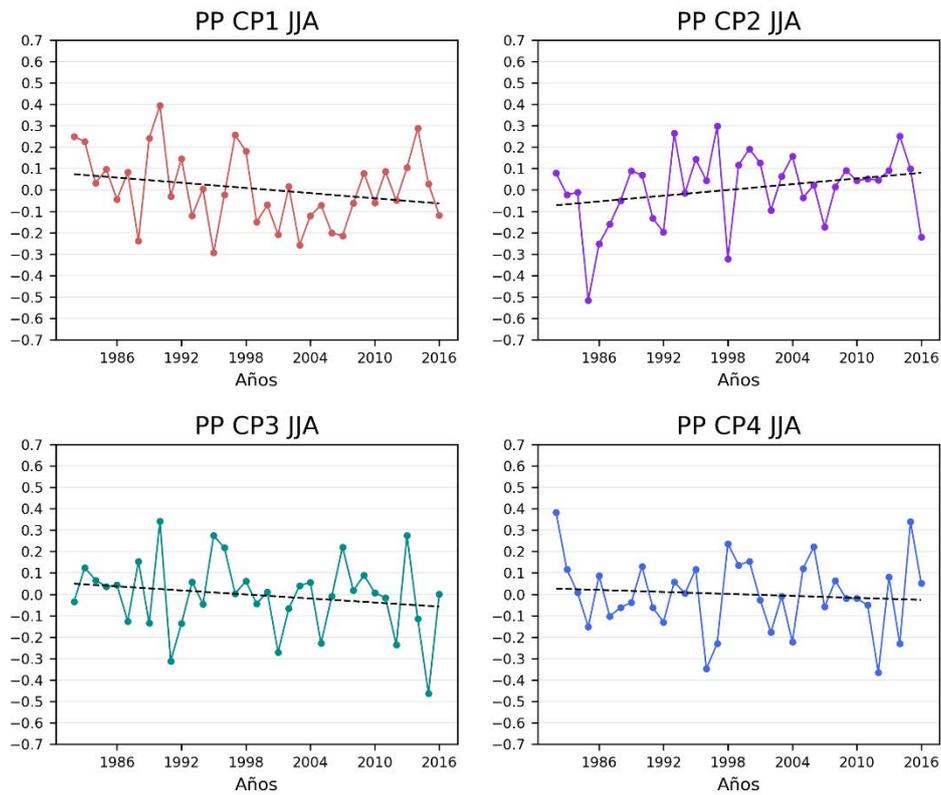


Figura 5.1.3-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de precipitación para JJA en Argentina. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 5.1.3-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de precipitación para JJA en Argentina. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

Precipitación JJA			
Componente Principal	Pendiente (mm/año)	R²	R
1	-0.004	0.0582	0.241
2	0.0045	0.0713	0.267
3	-0.0031	0.0353	0.187
4	-0.0015	0.0085	0.092

5.1.4 Primavera

La Figura 5.1.4-A, junto con la Tabla 5.1.4-A, muestra los campos espaciales de anomalías de precipitación que se derivan del método de componentes principales para la estación de primavera que, en conjunto, explican más del 50% de la varianza total. La primera componente principal explica 27.2% de la varianza total y muestra un dipolo de máxima variabilidad con orientación noreste-sudoeste, abarcando el Litoral y centro del país. La segunda componente principal, con 17.06% de varianza explicada, presenta un dipolo de orientación norte-sur en el noreste del país, Litoral y provincia de Buenos Aires. Por otro lado, la tercera componente principal explica 7.52% de varianza y muestra un gran centro de máxima variabilidad en el centro del país de signo opuesto a la variabilidad presente en el resto del territorio. Finalmente, la cuarta componente principal, con 6.48% de varianza explicada, presenta un pequeño dipolo de máxima variabilidad en el Litoral y norte de la provincia de Buenos Aires, así como también uno en la provincia de Misiones.

La Figura 5.1.4-B y la Tabla 5.1.4-B muestran las series temporales de los autovectores correspondientes a primavera junto con los datos de sus tendencias lineales. Nuevamente, ninguna de ellas presenta una tendencia lineal significativa con un 95% de confianza.

Tabla 5.1.4-A: *Varianza explicada por las componentes principales de anomalías de precipitación en Argentina en SON.*

Componente Principal	Varianza Explicada (%)	Varianza Explicada Acumulada (%)
1	27.20	27.20
2	17.06	44.26
3	7.52	51.78
4	6.48	58.26

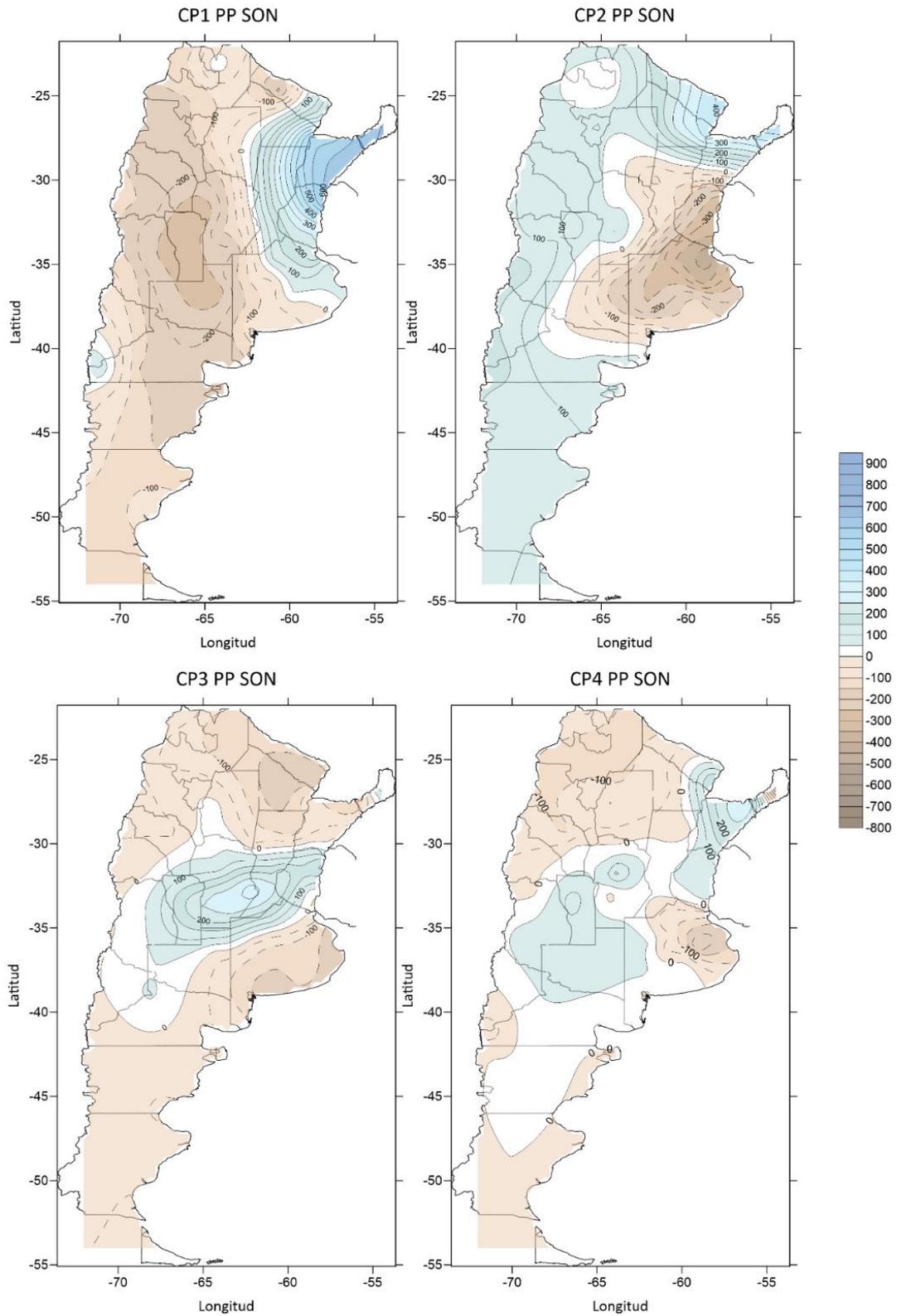


Figura 5.1.4-A: Campos espaciales correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de precipitación (mm) para SON.

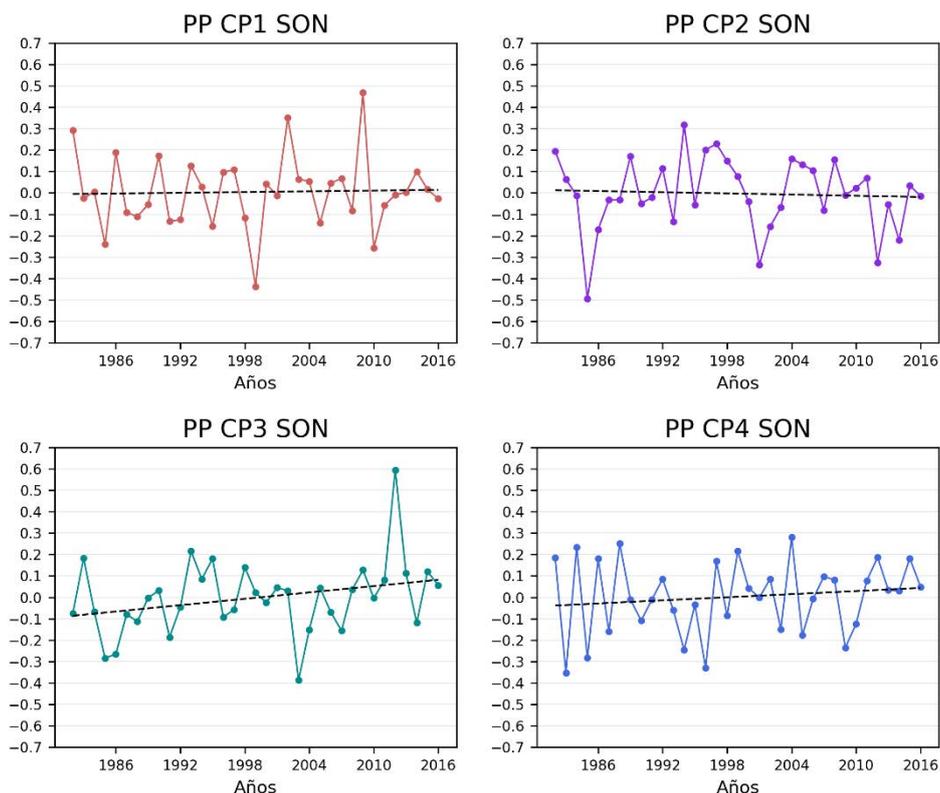


Figura 5.1.4-B: Series temporales de los autovectores correspondientes a las primeras cuatro componentes principales de anomalías de precipitación para SON en Argentina. La línea negra punteada corresponde a la recta de regresión lineal.

Tabla 5.1.4-B: Ajuste lineal de los autovectores correspondientes a las cuatro primeras componentes principales de anomalías de precipitación para SON en Argentina. En **negrita** se encuentran las tendencias significativas al 95%.

Precipitación SON			
Componente Principal	Pendiente (mm/año)	R ²	R
1	0.0006	0.0012	0.034
2	-0.0009	0.0030	0.054
3	0.005	0.0877	0.296
4	0.0024	0.0208	0.144

En resumen, en todas las estaciones del año se encontró que el patrón de anomalías de precipitación estacional que mayor varianza explica consiste en máxima variabilidad al noreste. En particular en invierno y primavera también hay gran variabilidad en la región de Comahue.

Este resultado se encuentra en concordancia con estudios previos sobre el comportamiento de la precipitación en Argentina. Entre muchos otros trabajos sobre el tema se pueden mencionar, por ejemplo, González y Barros (1998), quienes, en su estudio sobre la convección tropical y el fin de la temporada seca en la región subtropical del país (al norte de 40°S), encontraron tres patrones distintivos en el ciclo anual de la precipitación media. A partir de datos de precipitación provenientes de 32 estaciones meteorológicas del país y de OLR provenientes del NCEP para el período 1975-1991, analizaron los tres regímenes encontrados. Los autores notaron que la precipitación de invierno se encuentra dominada por un gradiente este-oeste relacionado con la advección de aire húmedo desde el noreste a través del AA, mientras que la de verano se caracteriza por máxima variabilidad en el noroeste argentino debido a la advección de aire húmedo desde el norte asociada a la convección en la selva brasilera. Además, tanto el otoño como finales de la primavera presentan una variabilidad opuesta entre el sudeste y noreste de Argentina subtropical, asociado al flujo del este y al inicio del monzón sudamericano en verano. Por otro lado, Vera y Silvestri (2009) estudiaron la variabilidad interanual de la precipitación en Sudamérica mediante datos de precipitación media del CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) para el período 1979-1999 y simulaciones de siete modelos pertenecientes al WCRP-CMIP3. Ellos mostraron que, en líneas generales, la variabilidad de la precipitación de verano y primavera se centra en la región de la SACZ y noreste del país, y que en otoño e invierno la variabilidad se concentra en el noreste y los Andes centrales.

5.2 La influencia de la temperatura del mar y la circulación en los distintos océanos sobre la precipitación estacional

El objetivo de esta sección es establecer la posible influencia de las relaciones estudiadas anteriormente entre la TSM y la circulación, sobre los patrones de precipitación estacional. Es importante aclarar que la precipitación estacional está influenciada por un gran número de factores, algunos de los cuales no están considerados en este estudio. En este caso, se trata de evaluar la contribución de los indicadores definidos en los diferentes océanos (a través de las variables HGT1000 y TSM) para explicar parte del comportamiento de la lluvia estacional y su importancia relativa (ver Anexo). Se sumaron a estos indicadores los índices climáticos definidos en capítulos anteriores (DOI, IOBW, SAODI, EN3.4 y EMI).

Además, como se abordó en la Introducción de este trabajo, es importante recordar que los comportamientos de cada cuenca no son independientes entre sí y que se deben tener en cuenta las interacciones interoceánicas a la hora de estudiar la variabilidad climática (Wang, 2019). Numerosos autores estudiaron la relación entre los fenómenos de teleconexión considerados en este trabajo (Morioka *et al.*, 2014; Cai *et al.*, 2019; Thanh Le *et al.*, 2020; Yoo *et al.*, 2020; entre otros). Si bien las cuencas oceánicas no son independientes, existen trabajos como Wang *et al.* (2016) que demuestran que fenómenos como el DOI pueden desarrollarse en ausencia del ENSO. En este trabajo, el estudio de cada cuenca por separado se llevó a cabo con el fin de focalizar sobre la variabilidad propia de cada océano. En caso contrario, es probable que una variabilidad importante, como ser el ENSO, opaque al resto de los fenómenos considerados. De hecho, en este capítulo se pretende mostrar la dependencia de la precipitación frente a diferentes índices, tanto de forma directa como a través de otros factores.

Para ello, las series de los autovectores de las componentes principales de anomalías de precipitación retenidas para cada estación del año se correlacionaron en forma simultánea con los índices previamente definidos a partir del análisis realizado con las variables de HGT1000 y TSM para todos los océanos y detallados en el Anexo, así como también los índices de los fenómenos climáticos definidos en las secciones 2.4 (SAODI), 3.4 (EN3.4), 3.5 (EMI) y 4.3 (DOI e IOBW). Se evaluó la presencia de correlaciones significativas con

un 95% de confianza entre la precipitación estacional y todos los posibles indicadores considerados para la misma estación del año, utilizando un test Normal. Al conjunto de indicadores significativos se le aplicó la metodología LASSO (Tibshirani, 1996) detallada en el Capítulo 1, para determinar el subconjunto de ellos que mejor explican el patrón de precipitación. Las Tablas 5.2-A a 5.2-D muestran los resultados obtenidos.

Tabla 5.2-A: *Lista de indicadores mediante ambas técnicas para cada componente principal retenida de la precipitación de verano.*

Precipitación DEF		
CP	Indicadores preseleccionados mediante correlación lineal	Indicadores seleccionados mediante técnica LASSO
1	No posee	No posee
2	No posee	No posee
3	No posee	No posee
4	HGT_Atl_CP1_DEF _b	HGT_Atl_CP1_DEF _b

Tabla 5.2-B: *Lista de indicadores mediante ambas técnicas para cada componente principal retenida de la precipitación de otoño.*

Precipitación MAM		
CP	Indicadores preseleccionados mediante correlación lineal	Indicadores seleccionados mediante técnica LASSO
1	DOI HGT_Atl_CP1_MAM _b HGT_Atl_CP2_MAM _b HGT_Atl_CP3_MAM _b HGT_Atl_CP4_MAM _b Dip_HGT_Atl_CP1_MAM TSM_Atl_CP1_MAM _c TSM_Atl_CP2_MAM _b TSM_Atl_CP4_MAM _a HGT_Pacif_CP1_MAM _a HGT_Pacif_CP1_MAM _b HGT_Pacif_CP2_MAM _c HGT_Pacif_CP2_MAM _c	DOI Dip_HGT_Atl_CP1_MAM HGT_Pacif_CP1_MAM _a Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM1

	Dip_HGT_Pacif_CP2_MAM ₁ TSM_Pacif_CP1_MAM _c TSM_Pacif_CP2_MAM _b TSM_Pacif_CP3_MAM _b TSM_Pacif_CP3_MAM _d Dip_TSM_Pacif_CP1_MAM Dip_TSM_Pacif_CP2_MAM Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM ₁	
2	TSM_Atl_CP2_MAM _d TSM_Atl_CP3_MAM _a TSM_Pacif_CP1_MAM _b	TSM_Atl_CP2_MAM _d TSM_Pacif_CP1_MAM _b
3	No posee	No posee
4	HGT_Pacif_CP1_MAM _b HGT_Pacif_CP3_MAM _c HGT_Pacif_CP4_MAM _b Dip_HGT_Ind_CP3_MAM TSM_Ind_CP2_MAM _a TSM_Ind_CP4_MAM _a	HGT_Pacif_CP1_MAM _b Dip_HGT_Ind_CP3_MAM TSM_Ind_CP4_MAM _a

Tabla 5.2-C: Lista de indicadores mediante ambas técnicas para cada componente principal retenida de la precipitación de invierno.

Precipitación JJA		
CP	Indicadores preseleccionados mediante correlación lineal	Indicadores seleccionados mediante técnica LASSO
1	SAODI TSM_Atl_CP1_JJA _a TSM_Atl_CP3_JJA _c Dip_TSM_Atl_CP1_JJA TSM_Pacif_CP1_JJA _c TSM_Pacif_CP2_JJA _c TSM_Pacif_CP3_JJA _b Dip_TSM_Pacif_CP2_JJA Dip_TSM_Pacif_CP3_JJA	TSM_Atl_CP1_JJA _a Dip_TSM_Pacif_CP2_JJA
2	HGT_Atl_CP1_JJA _a Dip_HGT_Pacif_CP4_JJA ₂ Dip_TSM_Pacif_CP3_JJA HGT_Ind_CP3_JJA _d Dip_TSM_Ind_CP3_JJA ₁	HGT_Atl_CP1_JJA _a Dip_HGT_Pacif_CP4_JJA ₂ Dip_TSM_Ind_CP3_JJA ₁

3	<p>EN3.4</p> <p>HGT_Atl_CP1_JJA_b</p> <p>HGT_Atl_CP2_JJA_a</p> <p>HGT_Atl_CP3_JJA_a</p> <p>HGT_Atl_CP3_JJA_b</p> <p>HGT_Atl_CP4_JJA_b</p> <p>HGT_Atl_CP4_JJA_c</p> <p>Dip_HGT_Atl_CP4_JJA₁</p> <p>TSM_Atl_CP1_JJA_b</p> <p>TSM_Atl_CP2_JJA_a</p> <p>TSM_Atl_CP3_JJA_a</p> <p>TSM_Atl_CP4_JJA_b</p> <p>Dip_TSM_Atl_CP1_JJA</p> <p>Dip_TSM_Atl_CP2_JJA₁</p> <p>Dip_TSM_Atl_CP3_JJA₁</p> <p>Dip_TSM_Atl_CP4_JJA</p> <p>Dip_HGT_Pacif_CP1_JJA</p> <p>TSM_Pacif_CP1_JJA_b</p> <p>TSM_Pacif_CP2_JJA_b</p> <p>TSM_Pacif_CP3_JJA_b</p> <p>Dip_TSM_Pacif_CP1_JJA</p> <p>Dip_TSM_Pacif_CP3_JJA</p> <p>HGT_Ind_CP2_JJA_b</p> <p>Dip_TSM_Ind_CP1_JJA₂</p> <p>Dip_TSM_Ind_CP4_JJA</p>	<p>HGT_Atl_CP3_JJA_a</p> <p>HGT_Atl_CP3_JJA_b</p> <p>Dip_HGT_Pacif_CP1_JJA</p> <p>TSM_Pacif_CP2_JJA_b</p>
4	No posee	No posee

Tabla 5.2-D: Lista de indicadores mediante ambas técnicas para cada componente principal retenida de la precipitación de primavera.

Precipitación SON		
CP	Indicadores preseleccionados mediante correlación lineal	Indicadores seleccionados mediante técnica LASSO
1	<p>EN3.4</p> <p>EMI</p> <p>HGT_Atl_CP2_SON_a</p> <p>HGT_Atl_CP4_SON_b</p> <p>Dip_HGT_Atl_CP2_SON</p> <p>TSM_Atl_CP2_SON_b</p> <p>TSM_Atl_CP3_SON_a</p> <p>TSM_Atl_CP3_SON_d</p>	<p>Dip_HGT_Pacif_CP3_SON</p> <p>TSM_Pacif_CP2_SON_b</p>

	Dip_TSM_Atl_CP2_SON Dip_TSM_Atl_CP3_SON ₂ HGT_Pacif_CP1_SON _b HGT_Pacif_CP2_SON _b HGT_Pacif_CP3_SON _a HGT_Pacif_CP4_SON _b Dip_HGT_Pacif_CP1_SON ₁ Dip_HGT_Pacif_CP1_SON ₂ Dip_HGT_Pacif_CP2_SON Dip_HGT_Pacif_CP3_SON TSM_Pacif_CP1_SON _a TSM_Pacif_CP1_SON _b TSM_Pacif_CP2_SON _b TSM_Pacif_CP2_SON _c TSM_Pacif_CP3_SON _a TSM_Pacif_CP3_SON _b Dip_TSM_Pacif_CP1_SON Dip_TSM_Pacif_CP3_SON HGT_Ind_CP1_SON _a HGT_Ind_CP2_SON _c HGT_Ind_CP4_SON _c Dip_HGT_Ind_CP4_SON ₂	
2	TSM_Atl_CP2_SON _a TSM_Atl_CP3_SON _d Dip_TSM_Atl_CP3_SON ₂ TSM_Pacif_CP4_SON _b Dip_TSM_Pacif_CP2_SON	TSM_Atl_CP3_SON _d
3	TSM_Ind_CP2_SON _b Dip_TSM_Ind_CP2_SON	Dip_TSM_Ind_CP2_SON
4	Dip_HGT_Pacif_CP4_SON ₁ Dip_HGT_Pacif_CP4_SON ₂ Dip_HGT_Ind_CP3_SON ₁ Dip_HGT_Ind_CP4_SON ₁	Dip_HGT_Pacif_CP4_SON ₁ Dip_HGT_Ind_CP3_SON ₁

A partir de la Tabla 5.2-A puede verse que, de los 80 indicadores totales considerados para la estación de verano, sólo uno de ellos se encuentra correlacionado significativamente con las series temporales de los autovectores de anomalías de precipitación para aquella estación del año. En particular, se halló que la cuarta componente principal se encuentra parcialmente explicada por el comportamiento de la

altura geopotencial en niveles bajos en la región de las bajas subpolares en el océano Atlántico Sur.

En el caso de la precipitación de otoño (Tabla 5.2-B), se consideraron 95 indicadores totales definidos previamente. La primera componente principal de precipitación otoñal se encuentra influenciada por las tres cuencas oceánicas, a través del comportamiento de HGT1000 en las regiones del Atlántico y Pacífico Sur y a través de la TSM en el Índico y Pacífico. Por otro lado, la segunda componente principal está influenciada únicamente por indicadores relacionados a la TSM, tanto en el Atlántico, cerca de Sudáfrica, como el Pacífico, cercano a las costas de Perú. En el caso de la cuarta componente se encontró una influencia de la región del Pacífico, a través de la HGT1000, y del Índico a través de ambas variables.

Para evaluar la influencia sobre los patrones de la precipitación de invierno, se tuvieron en cuenta 97 indicadores definidos previamente. La primer componente principal de la precipitación invernal se ve afectada exclusivamente por la TSM en el océano Pacífico sur y Atlántico sur. Por otro lado, la segunda componente principal está influenciada por las tres cuencas oceánicas y mayoritariamente por el comportamiento de HGT1000. De igual manera, la tercera componente principal de anomalías de precipitación invernales se ve relacionada en mayor medida a la variabilidad de HGT1000, en este caso involucrando únicamente a las cuencas del Atlántico y Pacífico Sur (Tabla 5.2-C).

Por último, al analizar la influencia sobre la precipitación de primavera se consideraron 103 predictores totales. Según la Tabla 5.2-D, la primera componente principal de anomalías de precipitación está únicamente influenciada por la variabilidad del océano Pacífico sur, a través de ambas variables (HGT1000 y TSM). A su vez, la segunda y tercera componente principal se ven moduladas por el comportamiento de la TSM en el océano Atlántico e Índico respectivamente. Contrariamente, la cuarta componente principal se ve influenciada exclusivamente por el efecto de HGT1000, involucrando el océano Pacífico sur e Índico.

Estos resultados se resumen en la Figura 5.2-A. Por otro lado, es importante notar la efectividad de la técnica LASSO a la hora de reducir considerablemente la cantidad de indicadores significativos e independientes entre sí.



Figura 5.2-A: Esquema de las variables y cuencas (Atlántico en celeste, Pacífico en verde e Índico en naranja) que influyen la precipitación de verano (primer panel), otoño (segundo panel), invierno (tercer panel) y primavera (cuarto panel).

Para poder establecer el porcentaje de varianza de cada patrón de precipitación que cada conjunto de indicadores explica, se generaron modelos de regresión lineal múltiple con el método Stepwise. Se eligieron aquellos modelos que presentaran mayor porcentaje de varianza ($AdjR^2$) y la mayor estabilidad (menor valor de CV). En las Tablas 5.2-E a 5.2-H se muestran los modelos diseñados en cada caso, junto al porcentaje de varianza ($AdjR^2$) y el valor de CV explicada por el mismo.

Tabla 5.2-E: Modelos para los patrones de precipitación estival. En negrita se encuentran marcados aquellos valores de $AdjR^2$ superiores a 0.30.

Precipitación de verano		
Fórmula	CV	AdjR ²
CP1 _{DEF} no posee indicadores significativos	—	—
CP2 _{DEF} no posee indicadores significativos	—	—
CP3 _{DEF} no posee indicadores significativos	—	—

$$CP4_{DEF} = 0.004 * HGT_Atl_CP1_DEF_b + 8.4 \quad 0.029 \quad 0.090$$

Tabla 5.2-F: Modelos para los patrones de precipitación otoñal. En negrita se encuentran marcados aquellos valores de $AdjR^2$ superiores a 0.30.

Precipitación de otoño		
Fórmula	CV	AdjR ²
CP1 _{MAM} = - 0.3 * DOI + 0.10 *		
Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM ₁ + 0.01 *		
HGT_Pacif_CP1_MAM _a - 0.003 *	0.018	0.440
Dip_HGT_Atl_CP1_MAM + 0.032		
CP2 _{MAM} = 0.2 * TSM_Atl_CP2_MAM _d - 0.09 *		
TSM_Pacif_CP1_MAM _b + 0.0009	0.023	0.278
CP3 _{MAM} no posee indicadores significativos	—	—
CP4 _{MAM} = 0.2 * TSM_Ind_CP4_MAM _a + 0.007 *		
Dip_HGT_Ind_CP3_MAM + 0.004 *	0.023	0.305
HGT_Pacif_CP1_MAM _b - 0.02		

Tabla 5.2-G: Modelos para los patrones de precipitación invernal. En negrita se encuentran marcados aquellos valores de $AdjR^2$ superiores a 0.30.

Precipitación de invierno		
Fórmula	CV	AdjR ²
CP1 _{JJA} = - 0.2 * TSM_Atl_CP1_JJA _a - 0.09 *		
Dip_TSM_Pacif_CP2_JJA + 0.002	0.020	0.359
CP2 _{JJA} = - 0.17 * Dip_TSM_Ind_CP3_JJA ₁ - 0.004		
* HGT_Atl_CP1_JJA _a - 0.002 *		
Dip_HGT_Pacif_CP4_JJA ₂ + 0.003	0.022	0.325
CP3 _{JJA} = - 0.009 * HGT_Atl_CP3_JJA _a - 0.003 *		
HGT_Atl_CP3_JJA _b + 0.003 *		
Dip_HGT_Pacif_CP1_JJA + 0.02	0.016	0.491
CP4 _{JJA} no posee indicadores significativos	—	—

Tabla 5.2-H: Modelos para los patrones de precipitación. En negrita se encuentran marcados aquellos valores de $AdjR^2$ superiores a 0.30.

Precipitación de primavera		
Fórmula	CV	AdjR²
$CP1_{SON} = 0.12 * TSM_Pacif_CP2_SON_b + 0.003 * Dip_HGT_Pacif_CP3_SON - 0.007$	0.017	0.466
$CP2_{SON} = -0.18 * TSM_Atl_CP3_SON_d + 0.005$	0.022	0.285
$CP3_{SON} = 0.19 * Dip_TSM_Ind_CP2_SON - 0.01$	0.027	0.113
$CP4_{SON} = 0.007 * Dip_HGT_Ind_CP3_SON_i + 0.002 * Dip_HGT_Pacif_CP4_SON_i - 0.009$	0.024	0.215

Como se deriva de las tablas anteriores, la precipitación de verano no se explica por los indicadores definidos. En el caso del otoño, el primer y el cuarto patrón se encuentran significativamente explicados por sus indicadores (44% y 30.5% de varianza respectivamente). Por otro lado, en primavera, el 46.6% del primer patrón es explicado por los indicadores. La precipitación de invierno es la que presenta la mayor señal: el primer, segundo y tercer patrón son explicados con 35.9%, 32.5% y 49.1% de su varianza respectivamente.

No obstante, y con el fin de analizar la contribución relativa de cada uno de los indicadores involucrados en cada patrón de precipitación, se aplicó el Análisis de Sendero según lo detallado en el Capítulo 1, únicamente en los casos en que los modelos anteriores explicaran una varianza superior al 30%. Este valor fue elegido arbitrariamente con el fin de limitar la explicación a los modelos más representativos. El análisis de sendero permite separar la influencia de cada índice con la precipitación sin la intervención de otros indicadores (vía directa) y a través de los demás indicadores considerados en el modelo (vía indirecta). En la siguientes Tabla 5.2-I a Tabla 5.2-N y Figura 5.2-B a Figura 5.2-G se pueden ver los resultados de aplicar dicho método.

Tabla 5.2-I: Indicadores del modelo de $CP1_{MAM}$ junto con los coeficientes de correlación de forma directa e indirecta, el parámetro R^2 correspondiente al coeficiente R total (con el p-valor) y al R directo de cada uno de los efectos involucrados.

Forzante	Vía	Coef.	R^2 total	p-valor	R^2 directo
DOI_{MAM}	<i>Directa</i>	-0.35			
	<i>Indirecta</i>	-0.048	0.158	0.018	0.122
	Total	-0.398			
Dip_HGT_Atl_CP1_MAM	<i>Directa</i>	-0.30			
	<i>Indirecta</i>	-0.07	0.137	0.029	0.09
	Total	-0.37			
HGT_Pacif_CP1_MAM _a	<i>Directa</i>	0.31			
	<i>Indirecta</i>	0.11	0.176	0.011	0.096
	Total	0.42			
Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM ₁	<i>Directa</i>	0.34			
	<i>Indirecta</i>	0.018	0.128	0.033	0.116
	Total	0.358			

A partir de la Tabla 5.2-I y la Figura 5.2-B se observa, por un lado, que cada uno de los efectos que influyen sobre $CP1_{MAM}$ se correlacionan en forma mayoritariamente directa y todos presentando un p-valor pequeño, lo que confirma la independencia de estos fenómenos entre sí. Por otro lado, ya que los indicadores ($HGT_Pacif_CP1_MAM_a$ y $Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM_1$) son conjuntamente los que mayor varianza explican en forma directa, es posible ver que el océano Pacífico Sur es la subcuena más involucrada en el comportamiento de dicho patrón de precipitación, el cual muestra un dipolo este-oeste de máxima variabilidad en el Litoral, opuesta a la variabilidad en el centro y norte del país. En segunda instancia, la $CP1_{MAM}$ se ve afectada por el océano Índico, a través del fenómeno del Dipolo del Océano Índico, y en última instancia por el océano Atlántico Sur mediante un dipolo de HGT1000 allí definido.

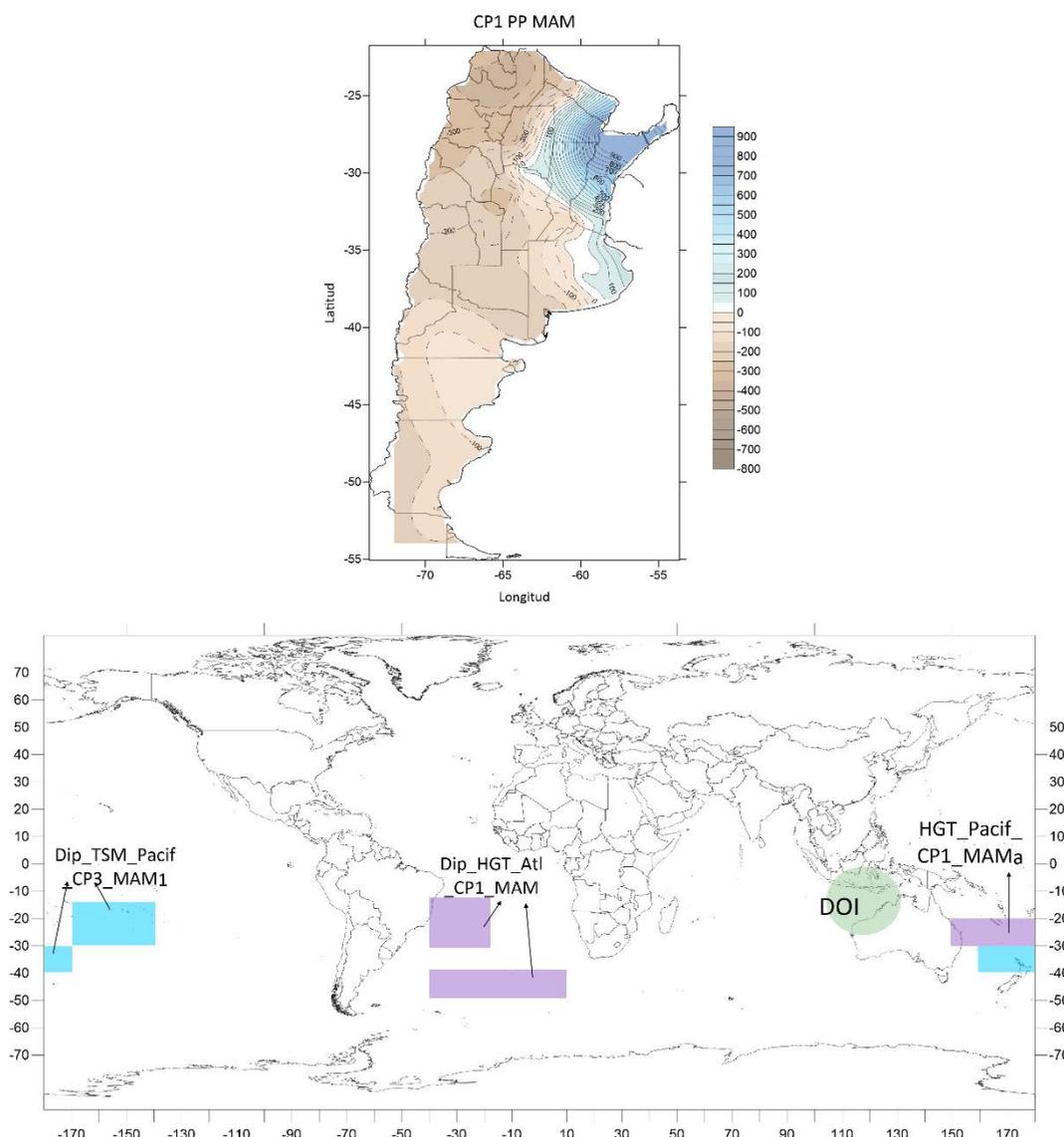


Figura 5.2-B: Campo correspondiente a la primer componente principal de anomalías de precipitación (mm) para MAM (panel superior). Mapa de los indicadores LASSO elegidos para el modelo de $CP1_{MAM}$ (panel inferior).

Análogamente, en la Tabla 5.2-J, los coeficientes de correlación vía indirecta de cada uno de los efectos que influyen a $CP4_{MAM}$ son muy pequeños, es decir, éstos modifican dicho campo de precipitación de forma mayoritariamente directa y no a través de los otros efectos considerados. Por otro lado, también presentan un p-valor pequeño, lo que confirma nuevamente la independencia de estos fenómenos entre sí. Además, es posible ver que el océano Índico es la subcuenca que más influencia el comportamiento de $CP4_{MAM}$, ya que los dos indicadores allí definidos ($Dip_HGT_Ind_CP3_MAM$ y

TSM_Ind_CP4_MAM_a) explican conjuntamente la mayor varianza en forma directa del patrón que muestra dicha componente, el cual exhibe una franja de máxima variabilidad de precipitación con orientación noroeste-sudeste y un dipolo norte-sur que abarca el sur del Litoral y la provincia de Buenos Aires (Figura 5.2-C panel superior). Por último, el océano Pacífico Sur, a través de HGT_Pacif_CP1_MAM_b, contribuye explicando menor varianza. Las regiones geográficas de estos indicadores se muestran en la Figura 5.2-C junto con el campo de CP4_{MAM}.

Tabla 5.2-J: Indicadores del modelo de CP4_{MAM} junto con los coeficientes de correlación de forma directa e indirecta, el parámetro R^2 correspondiente al coeficiente R total (con el p -valor) y al R directo de cada uno de los efectos involucrados.

Forzante	Vía	Coef.	R^2 total	p-valor	R^2 directo
HGT_Pacif_CP1_MAM _b	<i>Directa</i>	0.36			
	<i>Indirecta</i>	0	0.130	0.033	0.13
	Total	0.36			
Dip_HGT_Ind_CP3_MAM	<i>Directa</i>	0.32			
	<i>Indirecta</i>	0.02	0.116	0.045	0.102
	Total	0.34			
TSM_Ind_CP4_MAM _a	<i>Directa</i>	0.36			
	<i>Indirecta</i>	0	0.130	0.034	0.13
	Total	0.36			

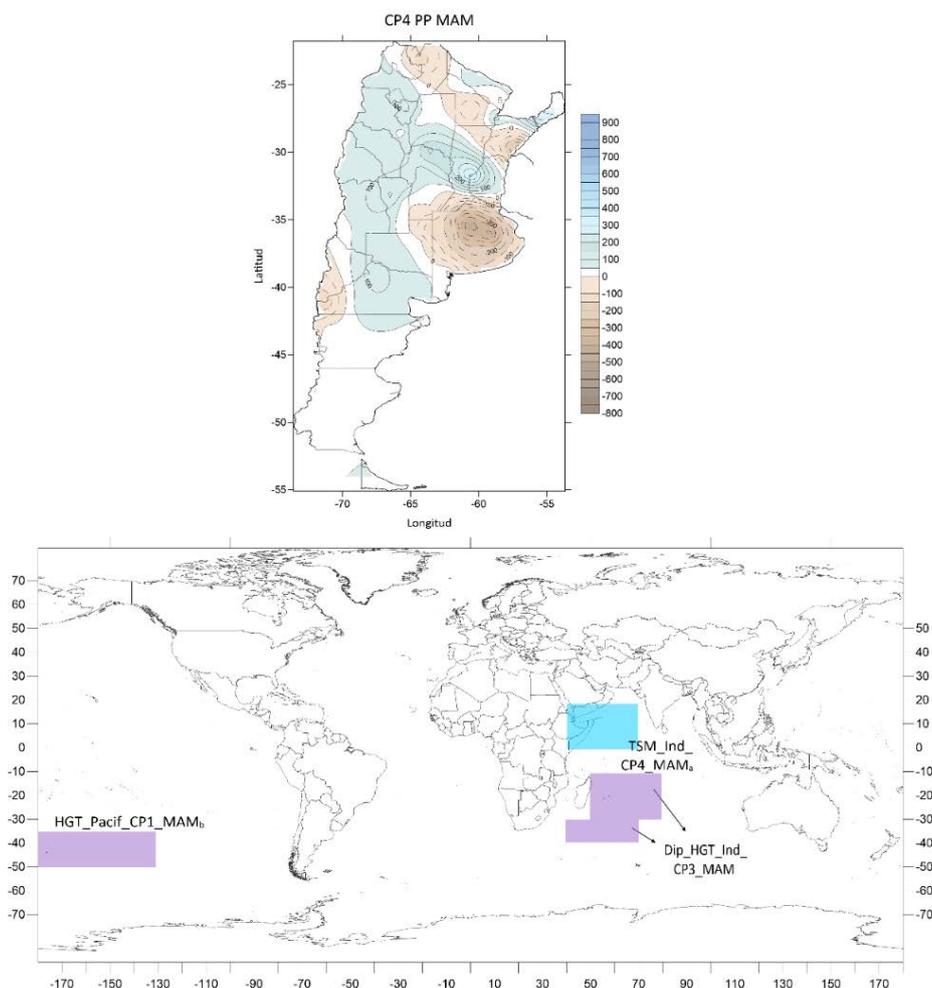


Figura 5.2-C: Campo correspondiente a la cuarta componente principal de anomalías de precipitación (mm) para MAM (panel superior). Mapa de los indicadores LASSO elegidos para el modelo de $CP4_{MAM}$ (panel inferior)

Para el caso del invierno, la Tabla 5.2-K muestra que los coeficientes de correlación directa nuevamente son los que más aportan al coeficiente de correlación total. En este caso, ambos efectos se ven correlacionados de manera negativa con el comportamiento de $CP1_{JJA}$, el cual muestra dos centros de variabilidad de precipitación opuesta en el NEA y la región de Comahue (Figura 5.2-D panel superior). En este caso, la subcuenca del Atlántico sur es la que más contribuye a la varianza explicada por el modelo de $CP1_{JJA}$, a través de las anomalías de TSM cerca de las costas de África (Figura 5.2-D panel inferior). El segundo efecto, ubicado en la cuenca del océano Pacífico Sur, presenta una estructura dipolar y depende de la variabilidad de la TSM, mientras que el océano Índico no influye mediante ninguna variable.

Tabla 5.2-K: Indicadores del modelo de CP1_{JJA} junto con los coeficientes de correlación de forma directa e indirecta, el parámetro R^2 correspondiente al coeficiente R total (con el p-valor) y al R directo de cada uno de los efectos involucrados.

Forzante	Vía	Coef.	R^2 total	p-valor	R^2 directo
TSM_Atl_CP1_JJA _a	Directa	-0.45			
	Indirecta	-0.06	0.26	0.002	0.20
	Total	-0.51			
Dip_TSM_Pacif_CP2_JJA	Directa	-0.38			
	Indirecta	-0.07	0.194	0.008	0.144
	Total	-0.44			

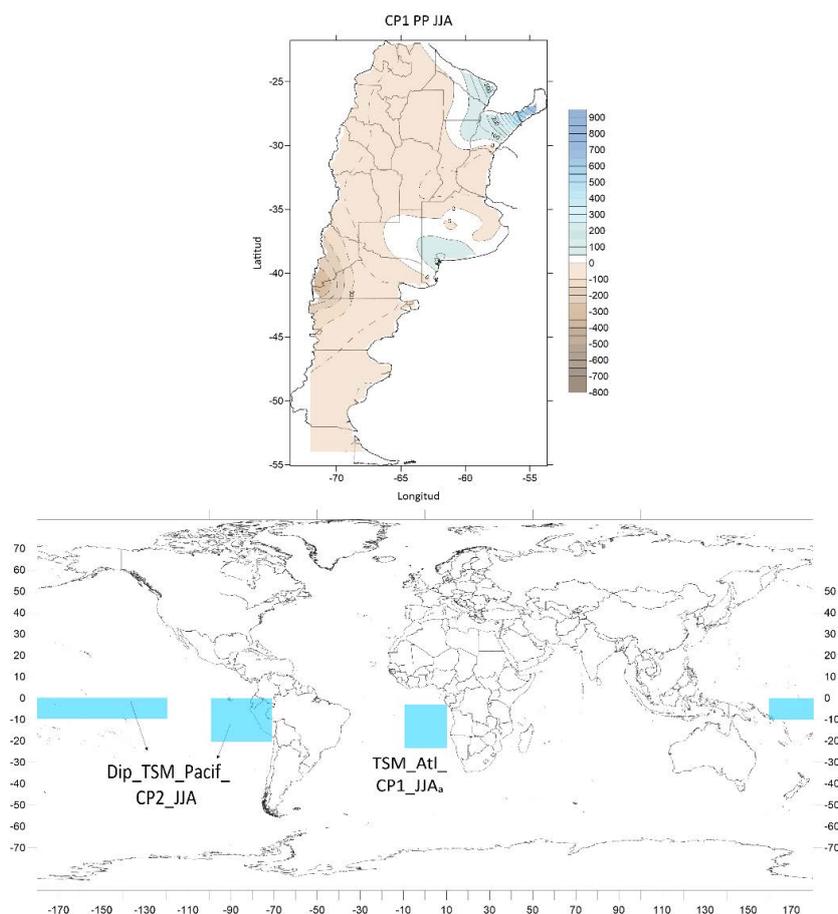


Figura 5.2-D: Campo correspondiente a la primera componente principal de anomalías de precipitación (mm) para JJA (panel superior). Mapa de los indicadores LASSO elegidos para el modelo de CP1_{JJA} (panel inferior).

Por otro lado, la Tabla 5.2-L muestra, de igual manera que el caso anterior, que los tres indicadores del modelo de CP2_{JJA} se ven correlacionados de manera negativa con el comportamiento de dicha componente principal, la cual muestra una gran variabilidad de la precipitación en la región de Comahue, opuesta a la encontrada en el Litoral (Figura 5.2-E panel superior). En este caso, si bien las tres subcuencas se ven involucradas casi en igual proporción, la subcuenca del Atlántico sur es la que más contribuye a la varianza que el modelo explica, a través de la variabilidad de HGT1000 en la región del Mar Argentino (Figura 5.2-E panel inferior). Las regiones geográficas de todos los indicadores involucrados se muestran en la Figura 5.2-E junto con el campo de CP2_{JJA}.

Tabla 5.2-L: *Indicadores del modelo de CP2_{JJA} junto con los coeficientes de correlación de forma directa e indirecta, el parámetro R² correspondiente al coeficiente R total (con el p-valor) y al R directo de cada uno de los efectos involucrados.*

Forzante	Vía	Coef.	R² total	p-valor	R² directo
HGT_Atl_CP1_JJA _a	<i>Directa</i>	-0.34	0.16	0.018	0.116
	<i>Indirecta</i>	-0.06			
	Total	-0.40			
Dip_HGT_Pacif_CP4_JJA ₂	<i>Directa</i>	-0.33	0.15	0.020	0.109
	<i>Indirecta</i>	-0.06			
	Total	-0.39			
Dip_TSM_Ind_CP3_JJA ₁	<i>Directa</i>	-0.30	0.15	0.021	0.09
	<i>Indirecta</i>	-0.09			
	Total	-0.39			

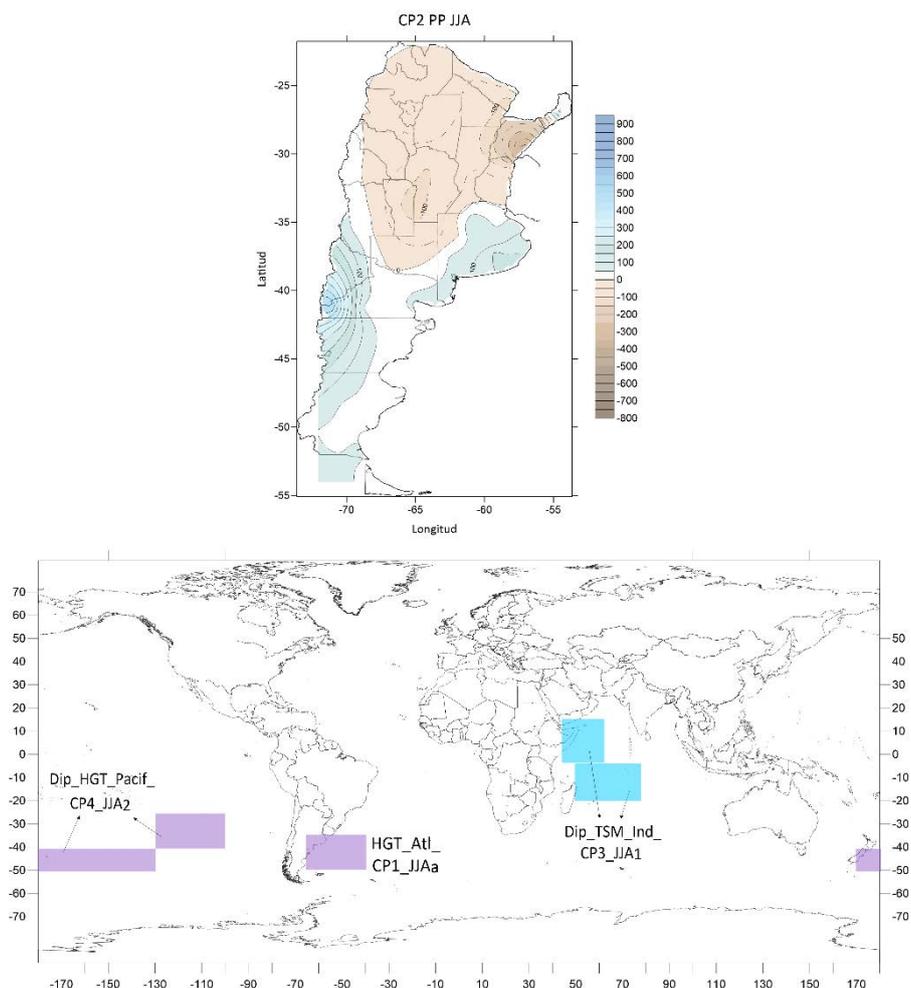


Figura 5.2-E: Campo correspondiente a la segunda componente principal de anomalías de precipitación (mm) para JJA (panel superior). Mapa de los indicadores LASSO elegidos para el modelo de CP2_{JJA} (panel inferior).

La Tabla 5.2-M muestra que el patrón de máxima variabilidad en Comahue en conjunto con el Litoral y provincia de Buenos Aires, mostrado en CP3_{JJA} (Figura 5.2-F panel superior) se ve asociado a la variabilidad local de HGT1000 a través de tres efectos, dos ubicados en el océano Atlántico Sur y uno en el Pacífico Sur (Figura 5.2-F panel inferior). En este caso, la región este del Atlántico Sur cerca de las costas de Brasil es la que más varianza explica del modelo. Es importante notar nuevamente la independencia de los indicadores a través del p-valor.

Tabla 5.2-M: Indicadores del modelo de CP3_{JJA} junto con los coeficientes de correlación de forma directa e indirecta, el parámetro R² correspondiente al coeficiente R total (con el p-valor) y al R directo de cada uno de los efectos involucrados.

Forzante	Vía	Coef.	R ² total	p-valor	R ² directo
HGT_Atl_CP3_JJA _a	Directa	-0.57	0.29	0.0009	0.33
	Indirecta	0.03			
	Total	-0.54			
HGT_Atl_CP3_JJA _b	Directa	-0.22	0.14	0.026	0.49
	Indirecta	-0.15			
	Total	-0.37			
Dip_HGT_Pacif_CP1_JJA	Directa	0.44	0.12	0.047	0.194
	Indirecta	-0.10			
	Total	0.34			

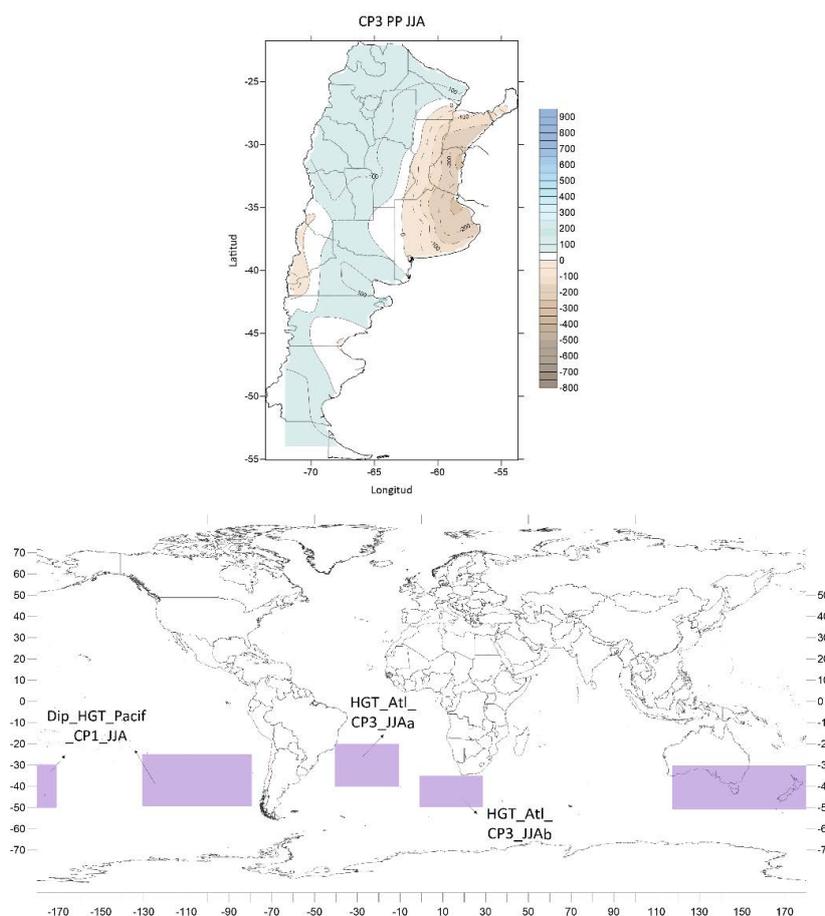


Figura 5.2-F: Campo correspondiente a la tercera componente principal de anomalías de precipitación (mm) para JJA (panel superior). Mapa de los indicadores LASSO elegidos para el modelo de CP3_{JJA} (panel inferior).

Al analizar la primavera (Tabla 5.2-N), puede verse, una vez más, que la correlación total de cada efecto está dominada por la correlación directa y también presentan un p-valor pequeño, lo que corrobora la independencia de estos efectos entre sí. Es importante notar que el patrón de $CP1_{SON}$, con máxima variabilidad de la precipitación en el Litoral, Misiones, norte de Buenos Aires y sur de Comahue (Figura 5.2-G panel superior), está asociado únicamente a la variabilidad de la subcuenca del Pacífico Sur. Allí, el fenómeno que explica mayor varianza del modelo se ve relacionado con las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial (Figura 5.2-G panel inferior) mientras que la variabilidad de HGT1000 en latitudes medias explica menor proporción de esta varianza.

Tabla 5.2-N: Indicadores del modelo de $CP1_{SON}$ junto con los coeficientes de correlación de forma directa e indirecta, el parámetro R^2 correspondiente al coeficiente R total (con el p-valor) y al R directo de cada uno de los efectos involucrados.

Forzante	Vía	Coef.	R^2 total	p-valor	R^2 directo
	<i>Directa</i>	0.39			
Dip_HGT_Pacif_CP3_SON	<i>Indirecta</i>	0.05	0.19	0.0085	0.152
	Total	0.44			
	<i>Directa</i>	0.56			
TSM_Pacif_CP2_SON _b	<i>Indirecta</i>	0.03	0.35	0.0002	0.314
	Total	0.59			

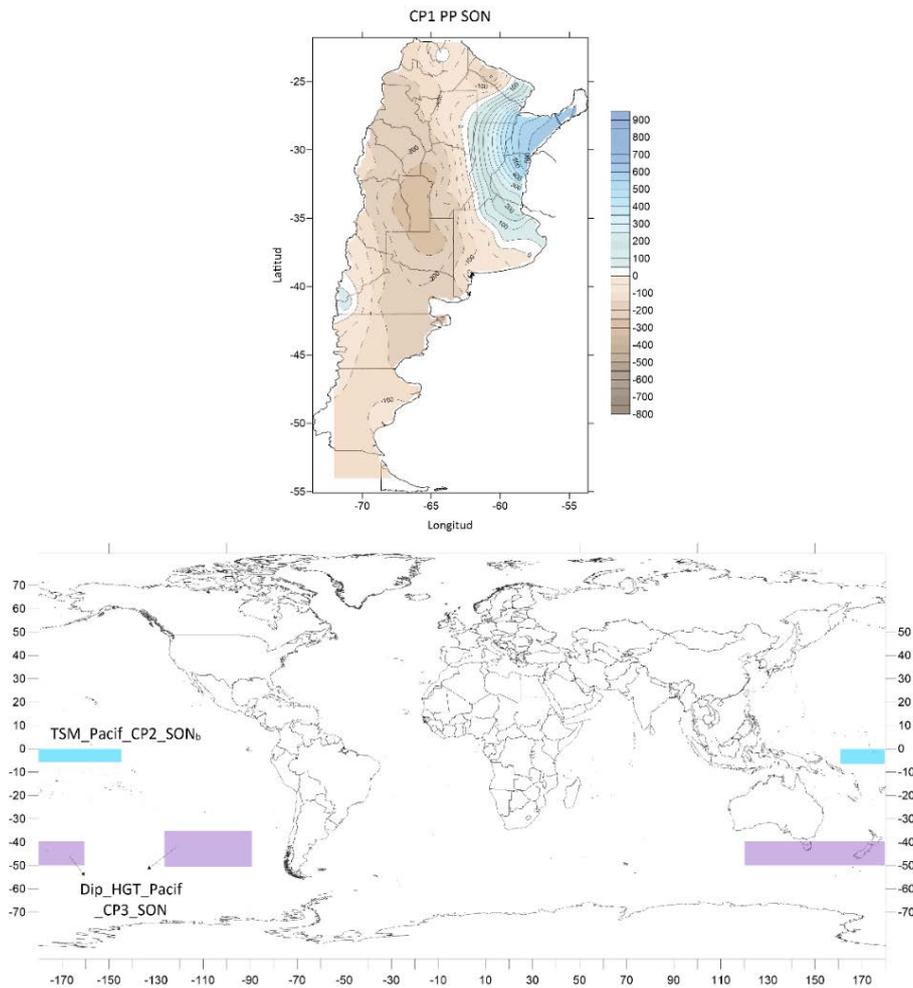


Figura 5.2-G: Campo correspondiente a la primera componente principal de anomalías de precipitación (mm) para SON (panel superior). Mapa de los indicadores LASSO elegidos para el modelo de $CP1_{SON}$ (panel inferior).

La Figura 5.2-H resume los resultados anteriores y muestra esquemáticamente la importancia relativa de los distintos océanos a los patrones de variabilidad de precipitación estacional. Se puede concluir que la variabilidad de otoño se encuentra mayoritariamente relacionada a la cuenca del océano Pacífico Sur e Índico y, en menor medida al océano Atlántico. Por otro lado, en invierno, la influencia proviene de las tres cuencas, con el océano Atlántico Sur prevaleciendo levemente por sobre los demás. Durante la primavera, en cambio, es la cuenca del Pacífico Sur la que domina la variabilidad de la precipitación.

	 VERANO	 OTOÑO	 INVIERNO	 PRIMAVERA
CP 1		1.- PACÍFICO 2.- ÍNDICO 3.- ATLÁNTICO	ATLÁNTICO y PACÍFICO por igual	1.- PACÍFICO
CP 2			ATLÁNTICO, PACÍFICO e ÍNDICO por igual	
CP 3			1.- ATLÁNTICO 2.- PACÍFICO	
CP 4		1.- ÍNDICO 2.- PACÍFICO		

Figura 5.2-H: Esquema de las cuencas (Atlántico en celeste, Pacífico en verde e Índico en naranja) que influyen la precipitación de verano (primer panel), otoño (segundo panel), invierno (tercer panel) y primavera (cuarto panel). Los números indican el grado de influencia de cada una.

CAPÍTULO 6: PREDICTIBILIDAD DE LA PRECIPITACIÓN ESTACIONAL ASOCIADA A LOS INDICADORES DE LOS OCÉANOS

El siguiente capítulo tiene como objetivo determinar si los indicadores definidos anteriormente presentan algún grado de predictibilidad sobre la precipitación estacional en Argentina. Para poder establecer la magnitud de la varianza que los mismos pueden explicar, se construyeron modelos estadísticos de regresión lineal múltiple según lo detallado en el Capítulo 1. También se evaluó el rendimiento de dichos modelos. Estos predictores definidos podrán sumarse a otros no considerados en este estudio, para generar modelos más eficientes utilizando técnicas diversas.

6.1 Regionalización del territorio

A partir de los datos correspondientes a las estaciones meteorológicas detalladas en la Tabla 1.2-A, y según Garbarini (2016), se realizó una regionalización de la Argentina en nueve zonas, mediante la metodología de Lund (1963) aplicada al ciclo anual de la lluvia (Capítulo 1). El detalle de las estaciones meteorológicas incluidas en cada región se encuentra en la Figura 6.1-A y la Tabla 6.1-A.

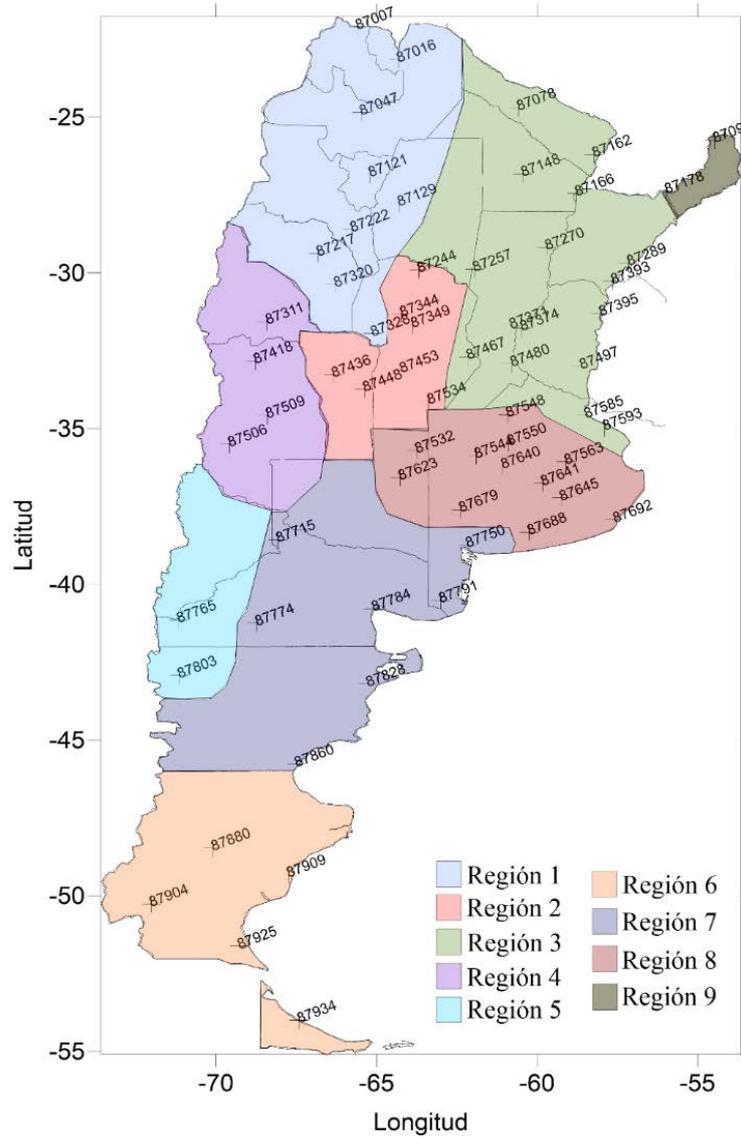


Figura 6.1-A: Regiones obtenidas sombreadas según su régimen de precipitación junto a las estaciones meteorológicas empleadas en el estudio marcadas con una cruz.

Tabla 6.1-A: Estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio clasificadas según las regiones obtenidas.

	Nro. OMM	Nombre	Latitud	Longitud	Provincia
Región 1	87007	La Quiaca Obs.	22.06°S	65.36°O	Jujuy
	87016	Oran Aero	23.09°S	64.19°O	Salta
	87047	Salta Aero	24.51°S	65.29°O	Salta
	87129	Santiago Del Estero Aero	27.46°S	64.18°O	Sgo del Estero

	87121	Tucumán Aero	26.51°S	65.06°O	Tucumán
	87217	La Rioja Aero	29.23°S	66.49°O	La Rioja
	87222	Catamarca Aero	28.36°S	65.46°O	Catamarca
	87320	Chamical Aero	30.22°S	66.17°O	La Rioja
	87328	Villa Dolores Aero	31.57°S	65.08°O	Córdoba
Región 2	87344	Córdoba Aero	31.19°S	64.13°O	Córdoba
	87534	Laboulaye Aero	34.08°S	63.22°O	Córdoba
	87349	Pilar Obs.	31.4°S	63.53°O	Córdoba
	87453	Rio Cuarto Aero	33.07°S	64.14°O	Córdoba
	87436	San Luis Aero	33.16°S	66.21°O	San Luis
	87244	Villa María Del Rio Seco	29.54°S	63.41°O	Córdoba
	87448	Villa Reynolds Aero	33.44°S	65.23°O	San Luis
Región 3	87585	Buenos Aires	34.35°S	58.29°O	CABA
	87257	Ceres Aero	29.53°S	61.57°O	Santa Fe
	87395	Concordia Aero	31.18°S	58.01°O	Entre Ríos
	87162	Formosa Aero	26.12°S	58.14°O	Formosa
	87166	Corrientes Aero	27.27°S	58.46°O	Corrientes
	87497	Guauguaychú Aero	33°S	58.37°O	Entre Ríos
	87593	La Plata Aero	34.58°S	57.54°O	Bs As
	87078	Las Lomitas	24.42°S	60.35°O	Formosa
	87467	Marcos Juárez Aero	32.42°S	62.09°O	Córdoba
	87393	Monte Caseros Aero	30.16°S	57.39°O	Corrientes
	87374	Paraná Aero	31.47°S	60.29°O	Entre Ríos
	87289	Paso De Los Libres Aero	29.41°S	57.09°O	Corrientes
	87148	Pcia. Roque Sáenz Peña	26.45°S	60.24°O	Chaco
	87270	Reconquista Aero	29.11°S	59.42°O	Santa Fe
	87480	Rosario Aero	32.55°S	60.47°O	Santa Fe
87371	Sauce Viejo Aero	31.42°S	60.49°O	Santa Fe	
Región 4	87506	Malargüe Aero	35.3°S	69.35°O	Mendoza
	87509	San Rafael Aero	34.35°S	68.24°O	Mendoza
	87311	San Juan Aero	31.34°S	68.25°O	San Juan
	87418	Mendoza Aero	32.5°S	68.47°O	Mendoza
Reg 5	87803	Esquel Aero	42.56°S	71.09°O	Chubut
	87765	Bariloche Aero	41.09°S	71.1°O	Río Negro

Región 6	87904	El Calafate Aero	50.16°S	72.03°O	Santa Cruz
	87925	Rio Gallegos Aero	51.37°S	69.17°O	Santa Cruz
	87909	San Julián Aero	49.19°S	67.47°O	Santa Cruz
	87934	Rio Grande B.A.	53.48°S	67.45°O	Tierra del Fuego
	87880	Gdor Gregores Aero	48.47°S	70.1°O	Santa Cruz
Región 7	87750	Bahía Blanca Aero	38.44°S	62.1°O	Bs As
	87860	Comodoro Rivadavia Aero	45.47°S	67.3°O	Chubut
	87774	Maquinchao	41.15°S	68.44°O	Río Negro
	87715	Neuquén Aero	38.57°S	68.08°O	Neuquén
	87784	San Antonio Oeste Aero	40.47°S	65.06°O	Río Negro
	87828	Trelew Aero	43.12°S	65.16°O	Chubut
	87791	Viedma Aero	40.51°S	63.01°O	Río Negro
Región 8	87641	Azul Aero	36.5°S	59.53°O	Bs As
	87640	Bolívar Aero	36.12°S	61.04°O	Bs As
	87532	General Pico Aero	35.42°S	63.45°O	La Pampa
	87548	Junín Aero	34.33°S	60.55°O	Bs As
	87563	Las Flores Aero	36.02°S	59.08°O	Bs As
	87692	Mar Del Plata Aero	37.56°S	57.35°O	Bs As
	87550	Nueve De Julio	35.27°S	60.53°O	Bs As
	87544	Pehuajó Aero	35.52°S	61.54°O	Bs As
	87679	Pigüé Aero	37.36°S	62.23°O	Bs As
	87623	Santa Rosa Aero	36.34°S	64.16°O	La Pampa
	87645	Tandil Aero	37.14°S	59.15°O	Bs As
	87688	Tres Arroyos	38.2°S	60.15°O	Bs As
Reg 9	87178	Posadas Aero	27.22°S	55.58°O	Misiones
	87097	Iguazú Aero	25.44°S	54.28°O	Misiones

El ciclo anual promedio de precipitación de cada región se muestra en la Fig. 6.1-B. Las regiones 1 y 2 están caracterizadas por una estación seca invernal y una estación húmeda estival, siendo más marcada la estación seca en el noroeste (región 2). Por otro lado, tanto la región del litoral como la del centro-este del país (regiones 3 y 8) presentan una distribución bimodal con máximos de precipitación en las estaciones de transición,

además de un mínimo en invierno y un máximo a fines del verano y comienzos del otoño. Si bien ambas regiones presentan un comportamiento similar, los valores de precipitación son superiores para la zona del Litoral (región 3). En el caso de Cuyo (región 4), la precipitación se mantiene en valores similares y por debajo de los 50 mm/mes desde principios del otoño hasta mediados de la primavera y presenta un máximo en verano. Las regiones patagónicas (regiones 6 y 7) también presentan valores mensuales inferiores a los 50 mm/mes, aunque con un mínimo en la primavera y un máximo de precipitación en otoño. Por el contrario, la zona de Misiones (región 9) evidencia un comportamiento relativamente parejo durante todo el año, con altos valores de la precipitación mensual, y con un máximo en el mes de octubre y un mínimo a fines del invierno. A diferencia de las demás regiones, la zona del Comahue (región 5) presenta un comportamiento totalmente opuesto, con un máximo de precipitación en invierno y un mínimo en verano.

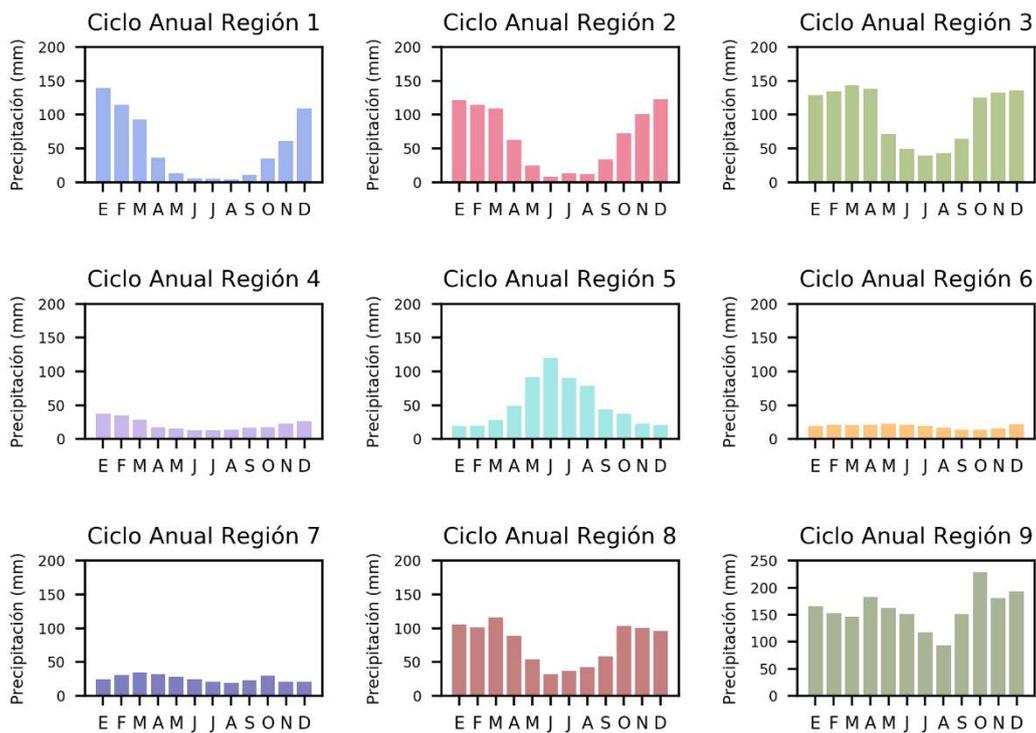


Figura 6.1-B: Ciclo anual de precipitación correspondiente a las nueve regiones de Argentina definidas previamente y para el período diciembre 1981- noviembre 2016 (mm).

Este resultado coincide con lo analizado por Doyle (2020) en su estudio de la estacionalidad de la precipitación en Argentina en el período 1961-2010 a partir del índice de estacionalidad (SI) y del índice de concentración de precipitación (PCI) calculados en base a datos de precipitación observada en 56 estaciones meteorológicas y grilladas provenientes de la base de datos CRU TS3.23. El trabajo muestra que la precipitación se ve caracterizada por una estación seca corta en la región cercana a la costa atlántica, la cual aumenta su duración hacia el oeste, demostrando la presencia de un gradiente este-oeste de estacionalidad. Además, en la región noroeste andina es donde la estacionalidad alcanza su valor máximo, ya que la precipitación se concentra en un período de 3 meses, principalmente en verano.

Para cada región se construyeron las series de precipitación acumulada estacional representativa del área como el promedio aritmético de la precipitación acumulada estacional en todas las estaciones meteorológicas que componen cada región. La Figura 6.1-C muestra la variabilidad interanual de la precipitación estacional en dichas regiones. La precipitación de verano (panel superior izquierdo) muestra una clara diferencia según la zona, siendo menor en las regiones de Comahue, Cuyo y Patagonia (regiones 5, 4, 6 y 7 respectivamente). La precipitación estival en las zonas de Noroeste y centro del país (regiones 1 y 2) siguen un comportamiento muy similar a lo largo de los veranos. Las regiones andinas y patagónicas son también las que presentan menor variabilidad. Por otro lado, en la zona de Buenos Aires y el Litoral argentino (regiones 8 y 3), la precipitación de verano se mantiene por debajo de los 400 mm trimestrales en promedio y, si bien a comienzos del registro temporal presentan valores similares, a fines de la década de 1990 los valores de precipitación en el Litoral comienzan a ser superiores. Por último, la región de Misiones presenta valores trimestrales más altos que las demás áreas del país, con un valor medio superior a los 500 mm.

Análogamente, la precipitación de invierno también muestra algunas diferencias entre regiones (panel inferior izquierdo). Por un lado, las zonas del NOA, centro del país, Cuyo y Patagonia (regiones 1, 2, 4, 6 y 7 respectivamente) presentan valores muy bajos de precipitación invernal, con un acumulado promedio de entre 15 mm y 60 mm. Por otro lado, las zonas del Litoral y provincia de Buenos Aires (regiones 3 y 8) muestran un promedio de precipitación acumulada superior a los 100 mm trimestrales mientras que la zona del Comahue en promedio acumula casi 300 mm en invierno. Nuevamente, aun

siendo la estación del año donde la precipitación es menor, la provincia de Misiones es la región con mayores valores de precipitación acumulada invernal.

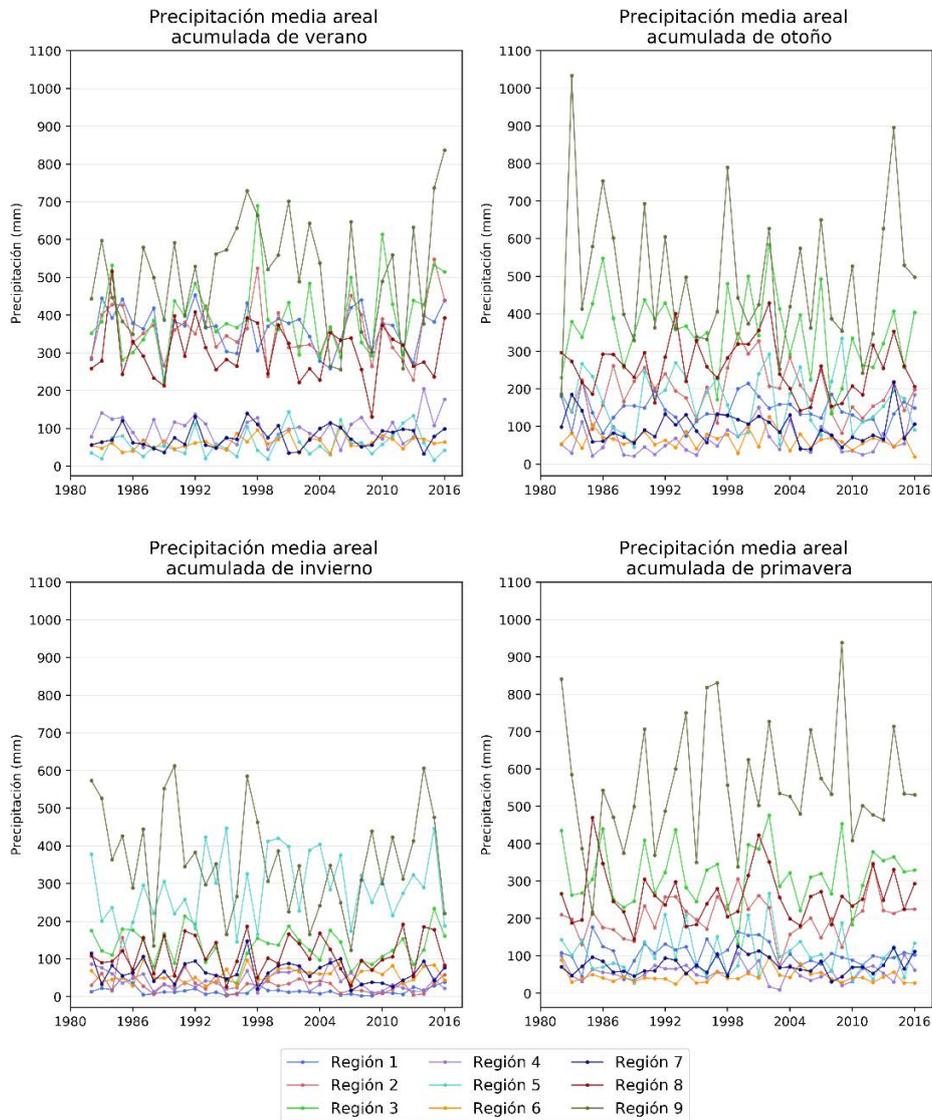


Figura 6.1-C: Series medias areales de precipitación estacional correspondientes a las nueve regiones de Argentina definidas previamente.

Para el caso de la precipitación acumulada en las estaciones de transición (paneles derechos), no es tan evidente la diferencia entre distintas regiones. Ambas estaciones muestran que las áreas con acumulados promedio de precipitación menores a 100 mm son Cuyo y la Patagonia (regiones 4, 6 y 7), seguidas por las zonas del NOA, centro del país y Comahue (regiones 1, 2 y 5). La distribución de regiones es relativamente equitativa al analizar los valores promedio de precipitación acumulada estacional y no

se logra ver una diferencia como en invierno y verano. Una vez más, las regiones de Buenos Aires, Litoral y Misiones son las que presentan mayores valores promedios de precipitación acumulada.

De todas las series analizadas, únicamente la serie correspondiente al promedio areal acumulado para invierno en la zona del centro del país (región 2) presentó tendencia negativa significativa con un 95% de confianza (-0.9273 mm/año). Esto indica una disminución de la precipitación acumulada durante el invierno a lo largo del registro temporal.

6.2 La predictibilidad de la precipitación estacional

Para determinar si los indicadores definidos a lo largo de esta tesis presentan algún grado de predictibilidad de la precipitación estacional, se consideraron como posibles predictores los índices del Anexo evaluados en la estación del año previa a la que se quería pronosticar. Para ello se correlacionaron las series representativas areales de precipitación acumulada para cada región y cada estación del año con los índices mencionados en la estación previa y se evaluó la significancia con un 95% de confianza. Al resultado de este análisis se le aplicó la metodología LASSO para reducir la cantidad de predictores significativos. Las siguientes Tablas 6.2-A a 6.2-D muestran ambos resultados.

Tabla 6.2-A: Lista de predictores mediante ambas técnicas para la precipitación acumulada de verano en cada región.

Precipitación DEF		
Región	Indicadores preseleccionados mediante correlación lineal	Indicadores seleccionados mediante técnica LASSO
1	Dip_HGT_Ind_CP3_SON ₂	Dip_HGT_Ind_CP3_SON ₂
2	Dip_TSM_Pacif_CP2_SON	Dip_TSM_Pacif_CP2_SON

3	<p>EMI_{SON} HGT_Atl_CP1_SON_a HGT_Atl_CP2_SON_b TSM_Pacif_CP1_SON_b TSM_Pacif_CP2_SON_a TSM_Pacif_CP2_SON_b TSM_Pacif_CP3_SON_c TSM_Pacif_CP4_SON_a Dip_HGT_Ind_CP4_SON₃ TSM_Ind_CP1_SON_b TSM_Ind_CP2_SON_c TSM_Ind_CP3_SON_a TSM_Ind_CP3_SON_d TSM_Ind_CP4_SON_d Dip_TSM_Ind_CP1_SON Dip_TSM_Ind_CP2_SON Dip_TSM_Ind_CP3_SON₂ Dip_TSM_Ind_CP4_SON₂</p>	<p>EMI_{SON} TSM_Pacif_CP3_SON_c Dip_HGT_Ind_CP4_SON₃ TSM_Ind_CP3_SON_a</p>
4	No posee	No posee
5	<p>TSM_Atl_CP1_SON_a TSM_Atl_CP3_SON_b TSM_Atl_CP4_SON_b Dip_TSM_Atl_CP4_SON TSM_Pacif_CP4_SON_b</p>	TSM_Atl_CP4_SON _b
6	<p>HGT_Atl_CP1_SON_a HGT_Atl_CP2_SON_b HGT_Atl_CP3_SON_a Dip_TSM_Atl_CP3_SON₂ Dip_TSM_Pacif_CP4_SON Dip_TSM_Ind_CP2_SON Dip_TSM_Ind_CP4_SON₁</p>	<p>HGT_Atl_CP2_SON_b Dip_TSM_Atl_CP3_SON₂ Dip_TSM_Ind_CP2_SON</p>
7	Dip_HGT_Pacif_CP3_SON	Dip_HGT_Pacif_CP3_SON
8	<p>HGT_Pacif_CP1_SON_d HGT_Pacif_CP2_SON_c HGT_Pacif_CP3_SON_b Dip_HGT_Pacif_CP2_SON Dip_HGT_Pacif_CP3_SON TSM_Ind_CP2_SON_a</p>	Dip_HGT_Pacif_CP2_SON ₃
9	Dip_HGT_Ind_CP4_SON ₁	Dip_HGT_Ind_CP4_SON ₁

Tabla 6.2-B: Lista de predictores mediante ambas técnicas para la precipitación acumulada de otoño en cada región.

Precipitación MAM		
Región	Indicadores preseleccionados mediante correlación lineal	Indicadores seleccionados mediante técnica LASSO
1	HGT_Pacif_CP4_DEF _b	HGT_Pacif_CP4_DEF _b
2	TSM_Pacif_CP3_DEF _d HGT_Ind_CP1_DEF _a HGT_Ind_CP3_DEF _a HGT_Ind_CP4_DEF _b	TSM_Pacif_CP3_DEF _d HGT_Ind_CP1_DEF _a
3	IOBW _{DEF} HGT_Pacif_CP3_DEF _b Dip_HGT_Pacif_CP1_DEF HGT_Ind_CP1_DEF _b HGT_Ind_CP4_DEF _c	HGT_Pacif_CP3_DEF _b HGT_Ind_CP4_DEF _c
4	No posee	No posee
5	No posee	No posee
6	TSM_Atl_CP2_DEF _a	TSM_Atl_CP2_DEF _a
7	Dip_HGT_Pacif_CP1_DEF TSM_Pacif_CP3_DEF _e Dip_TSM_Ind_CP1_DEF	Dip_HGT_Pacif_CP1_DEF Dip_TSM_Ind_CP1_DEF
8	Dip_TSM_Atl_CP3_DEF ₁	Dip_TSM_Atl_CP3_DEF ₁
9	EN3.4 _{DEF} IOBW _{DEF} Dip_HGT_Atl_CP4_DEF ₁ Dip_TSM_Atl_CP1_DEF Dip_TSM_Atl_CP3_DEF ₂ Dip_HGT_Pacif_CP1_DEF TSM_Pacif_CP1_DEF _a TSM_Pacif_CP2_DEF _a TSM_Pacif_CP3_DEF _a TSM_Pacif_CP3_DEF _e HGT_Ind_CP1_DEF _b HGT_Ind_CP4_DEF _c Dip_HGT_Ind_CP4_DEF ₂ TSM_Ind_CP4_DEF _a	Dip_HGT_Atl_CP4_DEF ₁ TSM_Ind_CP4_DEF _a

Tabla 6.2-C: Lista de predictores mediante ambas técnicas para la precipitación acumulada de invierno en cada región.

Precipitación JJA		
Región	Indicadores preseleccionados mediante correlación lineal	Indicadores seleccionados mediante técnica LASSO
1	TSM_Pacif_CP3_MAM _d Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM ₁ HGT_Ind_CP4_MAM _a	TSM_Pacif_CP3_MAM _d Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM ₁ HGT_Ind_CP4_MAM _a
2	Dip_HGT_Atl_CP1_MAM TSM_Atl_CP2_MAM _a HGT_Pacif_CP3_MAM _a TSM_Pacif_CP3_MAM _d TSM_Pacif_CP4_MAM _c Dip_TSM_Pacif_CP4_MAM ₂	Dip_HGT_Atl_CP1_MAM TSM_Atl_CP2_MAM _a HGT_Pacif_CP3_MAM _a TSM_Pacif_CP3_MAM _d Dip_TSM_Pacif_CP4_MAM ₂
3	HGT_Atl_CP1_MAM _a Dip_HGT_Atl_CP3_MAM HGT_Pacif_CP3_MAM _b TSM_Pacif_CP4_MAM _c Dip_TSM_Pacif_CP4_MAM ₂	Dip_HGT_Atl_CP3_MAM HGT_Pacif_CP3_MAM _b Dip_TSM_Pacif_CP4_MAM ₂
4	TSM_Atl_CP1_MAM _b TSM_Ind_CP2_MAM _b Dip_TSM_Ind_CP2_MAM	TSM_Atl_CP1_MAM _b Dip_TSM_Ind_CP2_MAM
5	HGT_Atl_CP1_MAM _b HGT_Atl_CP2_MAM _a HGT_Atl_CP2_MAM _b HGT_Atl_CP3_MAM _a HGT_Atl_CP3_MAM _b HGT_Atl_CP4_MAM _b Dip_HGT_Atl_CP1_MAM Dip_HGT_Pacif_CP2_MAM ₁ HGT_Ind_CP1_MAM _b HGT_Ind_CP2_MAM _b HGT_Ind_CP4_MAM _c Dip_HGT_Ind_CP4_MAM ₂	HGT_Atl_CP2_MAM _a HGT_Ind_CP2_MAM _b
6	HGT_Atl_CP4_MAM _b Dip_HGT_Atl_CP1_MAM TSM_Atl_CP1_MAM _c TSM_Atl_CP3_MAM _b TSM_Pacif_CP1_MAM _c TSM_Pacif_CP1_MAM _d TSM_Pacif_CP2_MAM _b TSM_Pacif_CP3_MAM _b TSM_Pacif_CP4_MAM _c TSM_Pacif_CP4_MAM _d Dip_TSM_Pacif_CP2_MAM HGT_Ind_CP2_MAM _a	HGT_Atl_CP4_MAM _b TSM_Pacif_CP1_MAM _d Dip_HGT_Ind_CP2_MAM TSM_Ind_CP1_MAM _b

	<p>HGT_Ind_CP3_MAM_b HGT_Ind_CP4_MAM_a Dip_HGT_Ind_CP2_MAM TSM_Ind_CP1_MAM_b TSM_Ind_CP2_MAM_a TSM_Ind_CP3_MAM_a Dip_TSM_Ind_CP1_MAM</p>	
7	<p>SAODI_{MAM} HGT_Atl_CP1_MAM_a Dip_HGT_Atl_CP3_MAM TSM_Atl_CP1_MAM_a TSM_Atl_CP1_MAM_b TSM_Atl_CP2_MAM_a TSM_Atl_CP3_MAM_a Dip_TSM_Atl_CP1_MAM HGT_Pacif_CP2_MAM_d HGT_Pacif_CP3_MAM_b Dip_HGT_Pacif_CP3_MAM Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM₁ HGT_Ind_CP1_MAM_a TSM_Ind_CP1_MAM_c TSM_Ind_CP2_MAM_b TSM_Ind_CP3_MAM_b Dip_TSM_Ind_CP2_MAM</p>	<p>SAODI_{MAM} HGT_Pacif_CP3_MAM_b</p>
8	<p>SAODI_{MAM} HGT_Atl_CP1_MAM_a Dip_HGT_Atl_CP3_MAM TSM_Atl_CP1_MAM_a TSM_Atl_CP1_MAM_b TSM_Atl_CP1_MAM_c TSM_Atl_CP2_MAM_a TSM_Atl_CP3_MAM_a TSM_Atl_CP3_MAM_b Dip_TSM_Atl_CP1_MAM Dip_TSM_Atl_CP2_MAM₂ HGT_Pacif_CP2_MAM_d HGT_Pacif_CP3_MAM_b Dip_HGT_Pacif_CP3_MAM Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM₁</p>	<p>Dip_HGT_Atl_CP3_MAM Dip_TSM_Atl_CP1_MAM</p>
9	<p>TSM_Atl_CP1_MAM_a TSM_Atl_CP1_MAM_b TSM_Atl_CP2_MAM_a TSM_Atl_CP3_MAM_a Dip_TSM_Atl_CP1_MAM Dip_TSM_Atl_CP2_MAM₁ HGT_Pacif_CP2_MAM_c</p>	<p>TSM_Atl_CP3_MAM_a Dip_TSM_Atl_CP2_MAM₁ HGT_Pacif_CP2_MAM_c</p>

Tabla 6.2-D: Lista de predictores mediante ambas técnicas para la precipitación acumulada de primavera en cada región.

Precipitación SON		
Región	Indicadores preseleccionados mediante correlación lineal	Indicadores seleccionados mediante técnica LASSO
1	HGT_Atl_CP3_JJA _b HGT_Atl_CP4_JJA _c Dip_HGT_Atl_CP3_JJA TSM_Atl_CP2_JJA _b TSM_Atl_CP3_JJA _b Dip_TSM_Atl_CP2_JJA ₁ Dip_TSM_Atl_CP3_JJA ₁ HGT_Pacif_CP2_JJA _b HGT_Pacif_CP3_JJA _b Dip_TSM_Pacif_CP4_JJA HGT_Ind_CP2_JJA _a HGT_Ind_CP4_JJA _a Dip_HGT_Ind_CP2_JJA	TSM_Atl_CP3_JJA _b Dip_TSM_Atl_CP2_JJA ₁ HGT_Pacif_CP3_JJA _b Dip_TSM_Pacif_CP4_JJA Dip_HGT_Ind_CP2_JJA
2	Dip_TSM_Atl_CP1_JJA	Dip_TSM_Atl_CP1_JJA
3	EN3.4 _{JJA} EMI _{JJA} HGT_Pacif_CP2_JJA _b HGT_Pacif_CP3_JJA _a HGT_Pacif_CP4_JJA _c TSM_Pacif_CP2_JJA _b TSM_Ind_CP3_JJA _e Dip_TSM_Ind_CP3_JJA ₂	EN3.4 _{JJA} TSM_Ind_CP3_JJA _e
4	TSM_Atl_CP1_JJA _a Dip_TSM_Atl_CP1_JJA Dip_HGT_Pacif_CP4_JJA ₁	Dip_TSM_Atl_CP1_JJA Dip_HGT_Pacif_CP4_JJA ₁
5	SAODI _{JJA} EMI _{JJA} TSM_Atl_CP1_JJA _a HGT_Pacif_CP1_JJA _b HGT_Pacif_CP2_JJA _b HGT_Pacif_CP3_JJA _a HGT_Pacif_CP3_JJA _b HGT_Pacif_CP4_JJA _b HGT_Pacif_CP4_JJA _c TSM_Pacif_CP2_JJA _b Dip_HGT_Ind_CP2_JJA Dip_HGT_Ind_CP3_JJA TSM_Ind_CP1_JJA _d	SAODI _{JJA} EMI _{JJA} HGT_Pacif_CP3_JJA _b TSM_Ind_CP4_JJA _d

	TSM_Ind_CP2_JJA _c TSM_Ind_CP4_JJA _d	
6	No posee	No posee
7	TSM_Pacif_CP4_JJA _b	TSM_Pacif_CP4_JJA _b
8	No posee	No posee
9	EN3.4 _{JJA} HGT_Atl_CP1_JJA _a HGT_Pacif_CP1_JJA _b HGT_Pacif_CP2_JJA _b HGT_Pacif_CP3_JJA _a HGT_Pacif_CP3_JJA _b HGT_Pacif_CP4_JJA _c TSM_Pacif_CP1_JJA _b TSM_Pacif_CP2_JJA _b TSM_Pacif_CP3_JJA _b Dip_TSM_Pacif_CP3_JJA TSM_Ind_CP3_JJA _a Dip_TSM_Ind_CP2_JJA	EN3.4 _{JJA} HGT_Pacif_CP3_JJA _b Dip_TSM_Ind_CP2_JJA

A partir de las Tablas 6.2-A a 6.2-D se observa que la precipitación de invierno cuenta con mayor cantidad de predictores LASSO, además de que todas las regiones tienen al menos un predictor. Es importante notar que la cuenca atlántica es la que aporta mayor cantidad de predictores y, además, la mayoría de los predictores independientes seleccionados corresponden a la variabilidad presente en la TSM de todas las cuencas durante el otoño. Esto también se observa en el caso de la precipitación de verano y primavera, donde la cantidad de predictores vinculados a la TSM es mayor que aquellos relacionados con HGT1000. Por otro lado, el análisis de la precipitación de verano y otoño mostró una contribución equitativa de predictores LASSO provenientes del océano Pacífico e Índico. En el caso de la primavera predomina la influencia de la cuenca del Pacífico.

Los predictores seleccionados con la técnica LASSO fueron utilizados como entrada al método de regresión lineal múltiple (Stepwise) para obtener posibles modelos que permitan evaluar la posibilidad de que sean útiles para un pronóstico de la precipitación estacional en cada región. De esta forma podrán, a futuro, ser incorporados en modelos más complejos que permitan un pronóstico de precipitación eficiente. Se consideró el

modelo que presentara mayor valor de varianza explicada (*AdjR2*) y mayor estabilidad (menor valor de *CV*). En las siguientes Tablas 6.3-A a 6.3-D se detalla el modelo elegido en cada caso. Las Figuras 6.3-A a 6.3-L muestran el dominio geográfico de los predictores involucrados. De aquí en adelante se analizarán sólo aquellos modelos que expliquen más de un 30% de la precipitación estacional correspondiente. Dicho umbral es arbitrario y se ha definido sólo para considerar aquellos modelos que brinden la mejor información.

Tabla 6.3-A: Modelos seleccionados en cada región (R1 a R9) para la precipitación de verano y sus coeficientes de eficiencia. En negrita se encuentran marcados aquellos valores significativos con 95% de confianza.

Precipitación de verano		
Fórmula	CV	AdjR2
$PP_{R1} = -2.04 * Dip_HGT_Ind_CP3_SON_2 + 363.4$	3348.7	0.097
$PP_{R2} = 37.9 * Dip_TSM_Pacif_CP2_SON + 358.2$	5032.5	0.111
$PP_{R3} = -156.8 * TSM_Ind_CP3_SON_a + 100.4$ * $TSM_Pacif_CP3_SON_c - 38.3 * EMI_{SON} + 3.1$ * $Dip_HGT_Ind_CP4_SON_3 + 397.1$	7115.7	0.399
PP_{R4} no posee predictores significativos	-	-
$PP_{R5} = -56.9 * TSM_Atl_CP4_SON_b + 57.3$	1011.1	0.166
$PP_{R6} = 12.2 * Dip_TSM_Ind_CP2_SON + 10.8$ * $Dip_TSM_Atl_CP3_SON_2 + 0.7 * HGT_Atl_CP2_SON_b + 60.9$	208.9	0.378
$PP_{R7} = -0.5 * Dip_HGT_Pacif_CP3_SON + 77.9$	730	0.132
$PP_{R8} = 1.6 * Dip_HGT_Pacif_CP2_SON + 304.2$	4853.2	0.160
$PP_{R9} = 6.7 * Dip_HGT_Ind_CP4_SON_1 + 501.1$	19739	0.131

Según la Tabla 6.3-A, únicamente los modelos que representan la precipitación de verano en las regiones del Litoral y sur de la Patagonia (regiones 3 y 6 respectivamente) explican más de un 30% de la varianza total de la serie de precipitación acumulada de verano media para la región. En el caso del Litoral, PP_{R3} de verano se explica por la variabilidad de la TSM en el océano Índico, al sur de Madagascar, y en el océano Pacífico durante la primavera anterior en latitudes medias (a través de $TSM_Pacif_CP3_SON_c$) y en la zona ecuatorial, a través del fenómeno de El Niño Modoki. En menor medida se ve afectada por la variabilidad de HGT1000 en la zona este del océano Índico y, además, es independiente del comportamiento del océano Atlántico (Figura 6.3-A). Por otro lado, en el caso de la zona sur de la Patagonia, PP_{R6} de verano se ve influenciada en mayor medida por la variabilidad de la TSM durante primavera en el océano Índico y en la costa atlántica y menos por la circulación de capas bajas en la región sudeste del océano Atlántico. En este caso, la cuenca del Pacífico no se ve involucrada (Figura 6.3-B).

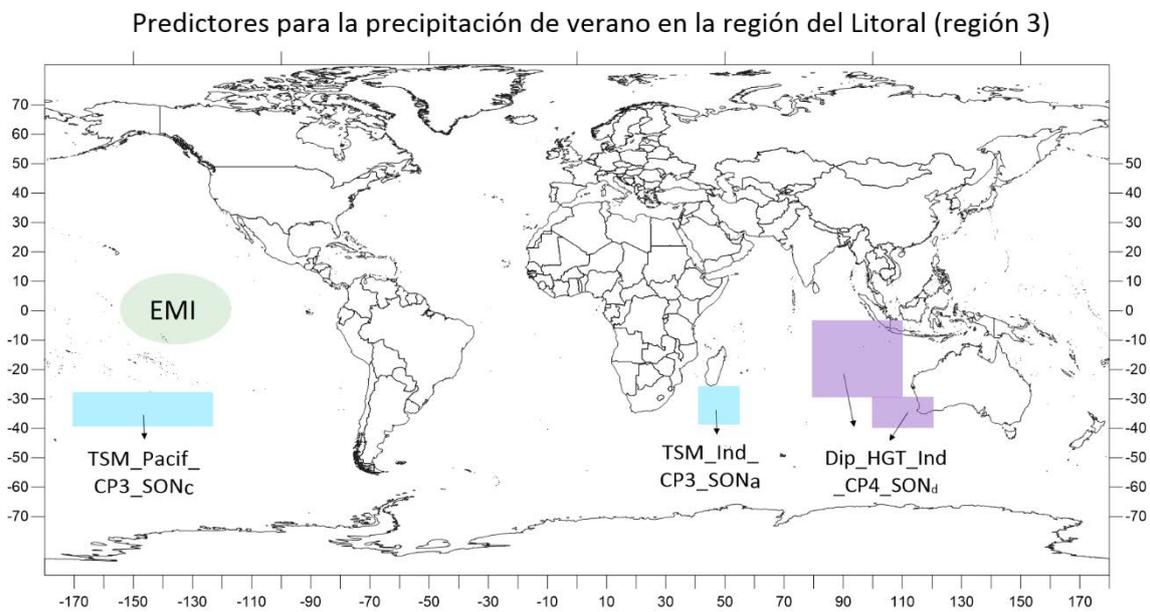


Figura 6.3-A: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de verano en la Región 3.

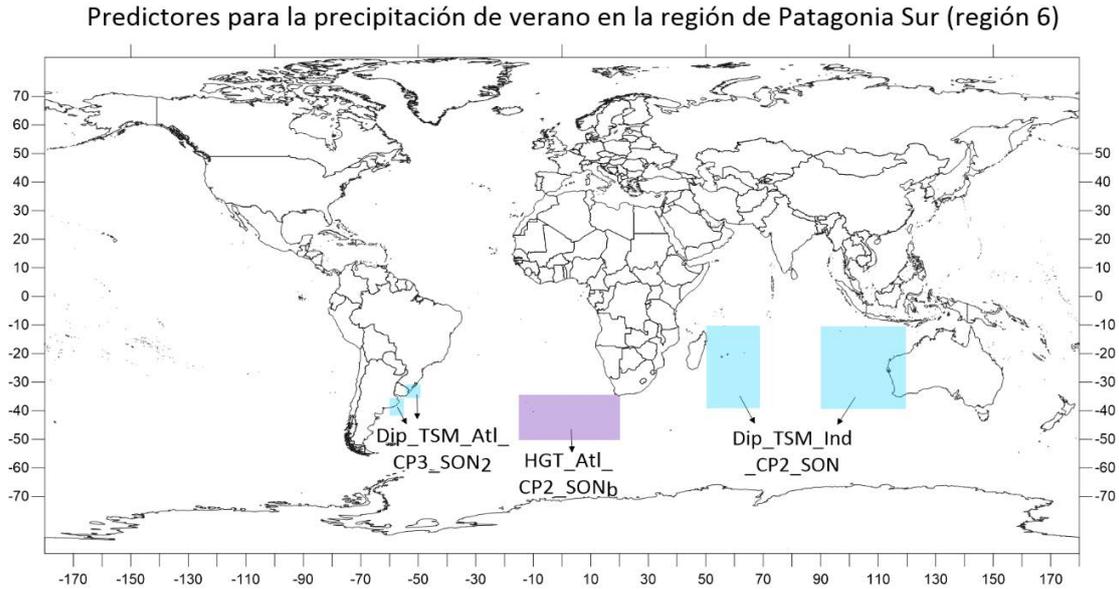


Figura 6.3-B: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de verano en la Región 6.

La Tabla 6.3-B muestra que, de todos los modelos de precipitación acumulada regional de otoño, sólo el correspondiente a la zona del Litoral (región 3) explica más de un 30% de la varianza total de la serie. La PP_{R3} de otoño se ve influenciada únicamente por la variabilidad de HGT1000 durante el verano, tanto en el océano Índico al noroeste de Australia, como en el océano Pacífico en latitudes medias-altas. En este caso, ni la cuenca del Atlántico ni la variabilidad de la TSM se ven involucradas en la predicción del comportamiento de la precipitación acumulada de otoño en el Litoral (Figura 6.3-C).

Tabla 6.3-B: Modelos seleccionados en cada región (R1 a R9) para la precipitación de otoño y sus coeficientes de eficiencia. En negrita se encuentran marcados aquellos valores significativos con 95% de confianza.

Precipitación de otoño		
Fórmula	CV	AdjR2
$PP_{R1} = 1.55 * HGT_Pacif_CP4_DEF_b + 141.4$	1371.9	0.089
$PP_{R2} = 52.8 * TSM_Pacif_CP3_DEF_d + 2.9 * HGT_Ind_CP1_DEF_a + 204.1$	3606.8	0.207

$PP_{R3} = 4.6 * HGT_Ind_CP4_DEF_c + 4.3 * HGT_Pacif_CP3_DEF_b + 353.7$	7408.5	0.345
PP_{R4} no posee predictores significativos	—	—
PP_{R5} no posee predictores significativos	—	—
$PP_{R6} = 14.3 * TSM_Atl_CP2_DEF_a + 63.7$	475.4	0.115
$PP_{R7} = 25.3 * Dip_TSM_Ind_CP1_DEF + 0.8 * Dip_HGT_Pacif_CP1_DEF + 93.7$	1397.2	0.173
$PP_{R8} = 50.1 * Dip_TSM_Atl_CP3_DEF_1 + 262.6$	4288.8	0.175
$PP_{R9} = 196.3 * TSM_Ind_CP4_DEF_a + 4.38 * Dip_HGT_Atl_CP4_DEF_1 + 475.6$	29808	0.207

Predictores para la precipitación de otoño en la región del Litoral (región 3)

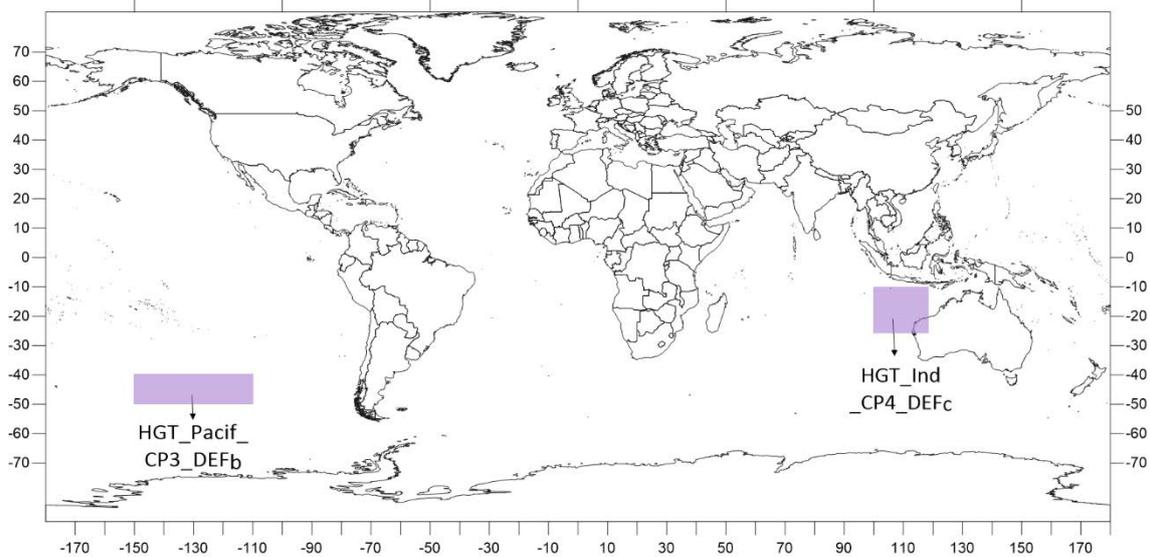


Figura 6.3-C: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de otoño en la Región 3.

A partir de la Tabla 6.3-C se puede notar que la mayoría de los modelos de precipitación acumulada de invierno a nivel regional explican más de un 30% de la varianza total de la serie correspondiente. El que mayor varianza explica es el modelo de PP_{R2} de invierno (superior a 43%), el cual muestra que la precipitación en el centro del país se ve

influenciada en mayor medida por la variabilidad de la TSM y en menor medida por el comportamiento de HGT1000 en otoño, tanto en el océano Pacífico como en el Atlántico. En este caso, la variabilidad de otoño del océano Índico no se ve involucrada (Figura 6.3-D). Esto también sucede en el caso de los modelos de PP_{R8} y PP_{R9} , los cuales también explican aproximadamente 43% de varianza. Estos muestran que, por un lado, la precipitación de invierno en la provincia de Buenos Aires (PP_{R8}) depende únicamente del comportamiento del océano Atlántico durante otoño (mediante ambas variables) y, por otro lado, la precipitación acumulada de invierno en Misiones (PP_{R9}) se ve influenciada en mayor medida por la TSM en otoño en el océano Atlántico y en menor medida por HGT1000 en el océano Pacífico (Figuras 6.3-E y 6.3-F respectivamente). Además, se pudieron encontrar modelos que expliquen más de un 30% de la varianza total para la zona de Patagonia sur y centro-norte de la Patagonia (regiones 6 y 7). Estos muestran que, en mayor medida, la precipitación acumulada en el sur patagónico (PP_{R6}) se puede explicar mediante la variabilidad de la TSM en latitudes medias del océano Pacífico e Índico durante el otoño, y también a través de la circulación superficial en la cuenca atlántica e índica (Figura 6.3-G). El comportamiento de la precipitación en el centro y norte patagónico en invierno (PP_{R7}) está influenciado por la variabilidad de los océanos Pacífico, a través de la circulación en latitudes medias, y Atlántico, a través del fenómeno SAODI en otoño (Figura 6.3-H). Finalmente, el modelo de precipitación invernal para el Litoral argentino (PP_{R3}), con un poco más de 30% de la varianza total explicada, muestra una influencia de ambas variables en latitudes medias del océano Pacífico y de un dipolo de circulación en capas bajas definido en la región sur del océano Atlántico. No se ve una influencia de la cuenca índica (Figura 6.3-I).

Tabla 6.3-C : Modelos seleccionados en cada región (R1 a R9) para la precipitación de invierno y sus coeficientes de eficiencia. En negrita se encuentran marcados aquellos valores significativos con 95% de confianza.

Precipitación de invierno		
Fórmula	CV	AdjR2
$PP_{R1} = -9.7 * TSM_Pacif_CP3_MAMd + 4.6 * Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM1 + 0.8 * HGT_Ind_CP4_MAMa + 15.1$	108.6	0.262

$PP_{R2} = -23.8 * TSM_Pacif_CP3_MAM_d + 17.1 *$ $Dip_TSM_Pacif_CP4_MAM_2 - 15.3 *$ $TSM_Atl_CP2_MAM_a - 0.5 * Dip_HGT_Atl_CP1_MAM$ $+ 0.5 * HGT_Pacif_CP3_MAM_a + 36.6$	702.3	0.433
$PP_{R3} = 21.7 * Dip_TSM_Pacif_CP4_MAM_2 - 1.1 *$ $Dip_HGT_Atl_CP3_MAM - 0.9 *$ $HGT_Pacif_CP3_MAM_b + 132.9$	1698.9	0.302
$PP_{R4} = -22.6 * TSM_Atl_CP1_MAM_b - 13.6 *$ $Dip_TSM_Ind_CP2_MAM + 41.5$	477.7	0.191
$PP_{R5} = 4.1 * HGT_Ind_CP2_MAM_b + 1.9 *$ $HGT_Atl_CP2_MAM_a + 285.8$	7832.2	0.167
$PP_{R6} = 14.7 * TSM_Pacif_CP1_MAM_d + 9.8 *$ $TSM_Ind_CP1_MAM_b + 1.1 * Dip_HGT_Ind_CP2_MAM$ $+ 0.3 * HGT_Atl_CP4_MAM_b + 55.8$	313.1	0.402
$PP_{R7} = -23.2 * SAODI_{MAM} - 1.03 *$ $HGT_Pacif_CP3_MAM_b + 68.2$	633.1	0.356
$PP_{R8} = 39.2 * Dip_TSM_Atl_CP1_MAM$ $- 1.3 * Dip_HGT_Atl_CP3_MAM + 110.2$	1390.6	0.431
$PP_{R9} = -132.5 * TSM_Atl_CP3_MAM_a - 58.7 *$ $Dip_TSM_Atl_CP2_MAM_1 + 8.8 *$ $HGT_Pacif_CP2_MAM_c + 361.1$	11178	0.431

Predictores para la precipitación de invierno en el centro del país (región 2)

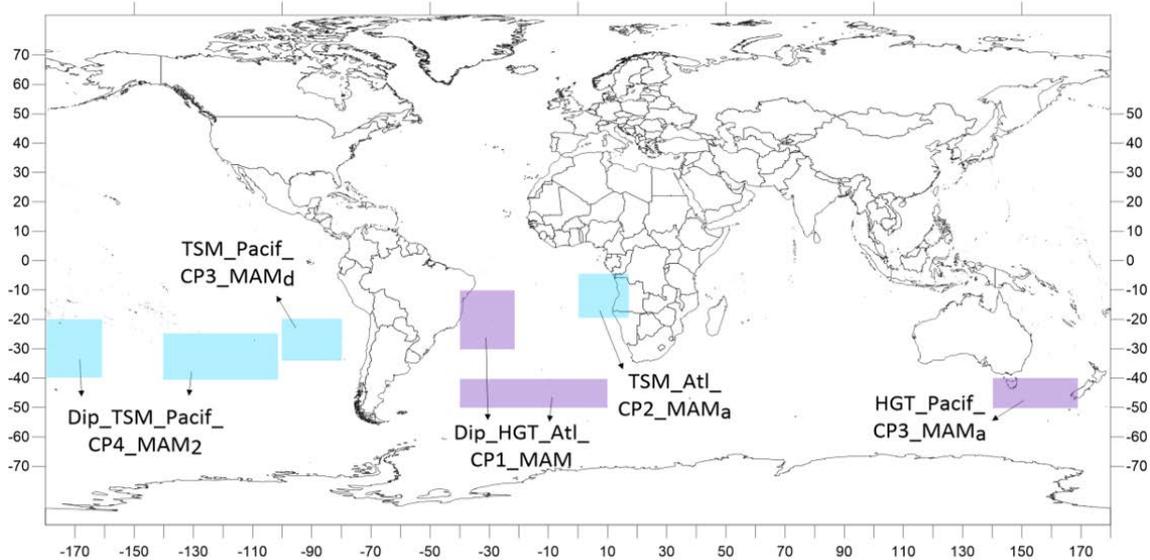


Figura 6.3-D: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de invierno en la Región 2.

Predictores para la precipitación de invierno en la región de Buenos Aires (región 8)

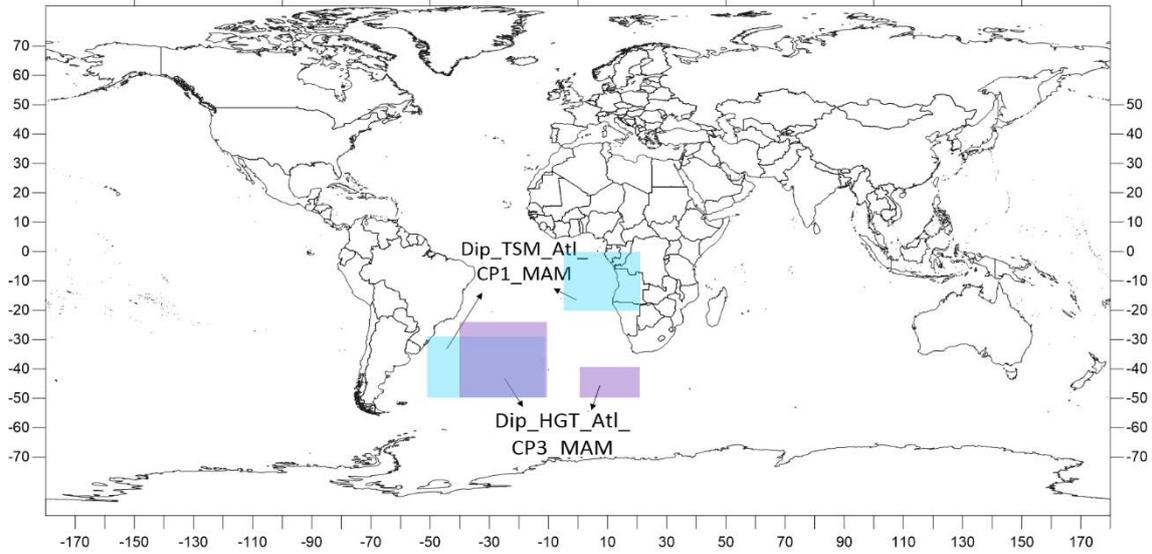


Figura 6.3-E: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de invierno en la Región 8.

Predictores para la precipitación de invierno en la región de Misiones (región 9)

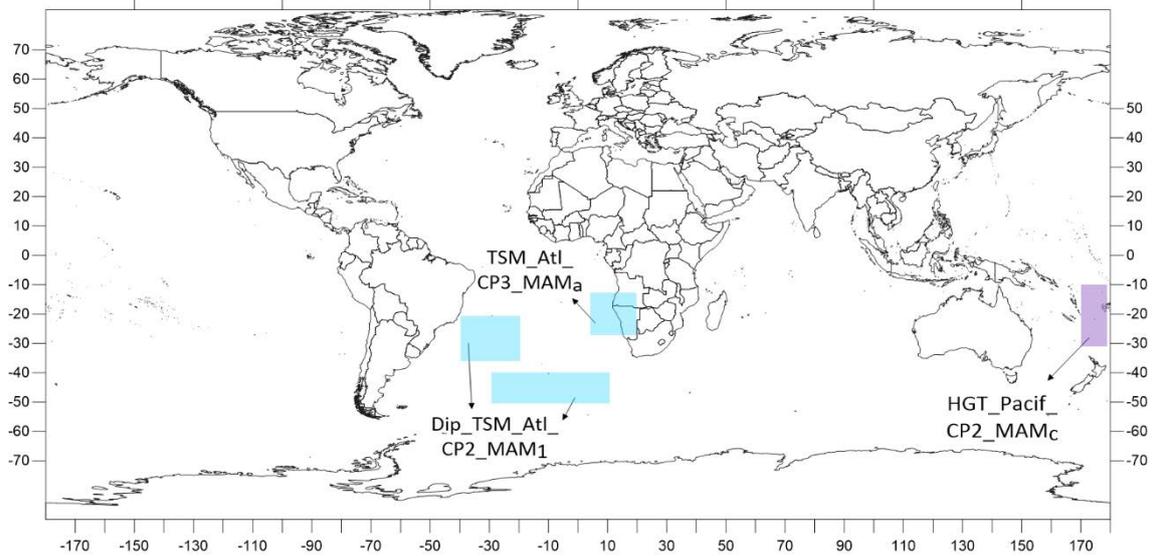


Figura 6.3-F: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de invierno en la Región 9.

Predictores para la precipitación de invierno en la región de Patagonia Sur (región 6)

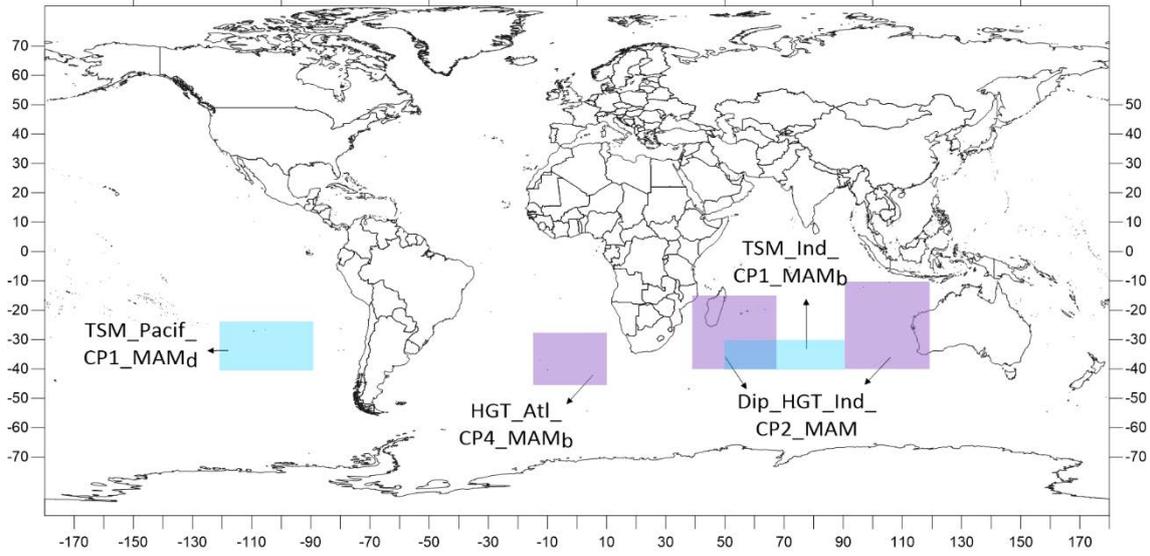


Figura 6.3-G: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de invierno en la Región 6.

Predictores para la precipitación de invierno en la región centro-norte patagónica (región 7)

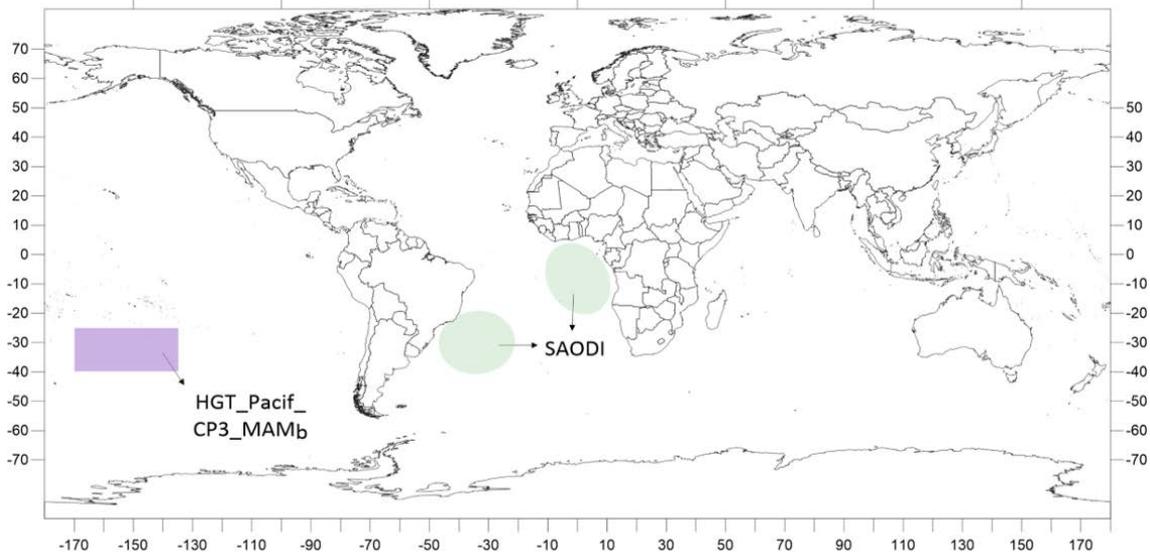


Figura 6.3-H: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de invierno en la Región 7.

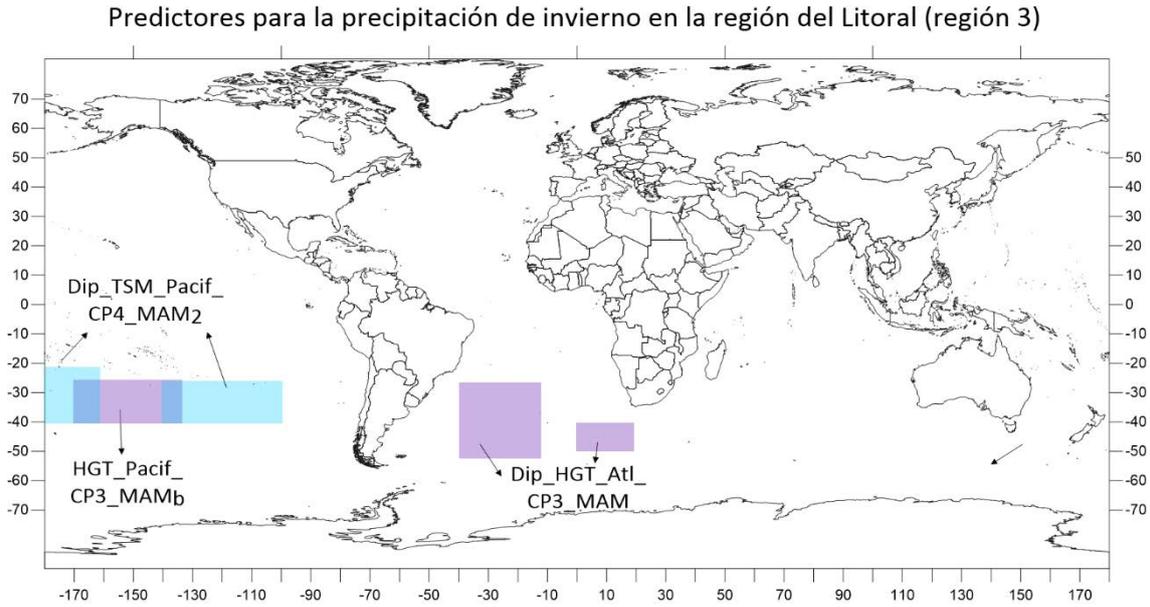


Figura 6.3-I: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de invierno en la Región 3.

En el caso de la precipitación de primavera (Tabla 6.3-D), sólo tres regiones presentan modelos que explican más de un 30% de la varianza total de la serie de precipitación acumulada correspondiente. Tanto la precipitación acumulada en la región del NOA (PP_{R1}) como la de la región de Comahue (PP_{R5}) se ven influenciadas por la variabilidad de las tres cuencas oceánicas en invierno. En el caso del NOA, la precipitación de primavera se ve mayormente modulada por el comportamiento de la TSM en el océano Atlántico y Pacífico en latitudes medias-altas y en menor medida por cambios en HGT1000 en el Índico y Pacífico durante el invierno anterior (Figura 6.3-J). En Comahue, en cambio, los factores que influyen la precipitación de primavera son la TSM en los océanos Índico y Atlántico y la variabilidad de HGT1000 sobre el océano Pacífico en el trimestre previo (Figura 6.3-K). Al contrario, la precipitación acumulada de primavera en la zona de Misiones (PP_{R9}) no depende del comportamiento del océano Atlántico en invierno, sino que se ve más influenciada por la TSM de invierno en el océano Índico y por ambas variables en el océano Pacífico (Figura 6.3-L).

Tabla 6.3-D: Modelos seleccionados en cada región (R1 a R9) para la precipitación de primavera y sus coeficientes de eficiencia. En negrita se encuentran marcados aquellos valores significativos con 95% de confianza.

Precipitación de primavera			
Fórmula	CV	AdjR2	
$PP_{R1} = -34.7 * TSM_Atl_CP3_JJA_b - 13.01 * Dip_TSM_Atl_CP2_JJA_1 + 10.5 * Dip_TSM_Pacif_CP4_JJA + 1.1 * Dip_HGT_Ind_CP2_JJA - 0.4 * HGT_Pacif_CP3_JJA_b + 110.9$	623.9	0.482	
$PP_{R2} = 24.7 * Dip_TSM_Atl_CP1_JJA + 203.6$	2649.2	0.092	
$PP_{R3} = -68.1 * TSM_Ind_CP3_JJA_e + 43.9 * EN3.4_{JJA} + 321.6$	5484.1	0.218	
$PP_{R4} = 10.4 * Dip_TSM_Atl_CP1_JJA + 0.3 * Dip_HGT_Pacif_CP4_JJA_1 + 54.7$	481.1	0.177	
$PP_{R5} = -52.6 * TSM_Ind_CP4_JJA_d - 37.3 * SAODI_{JJA} - 1.2 * HGT_Pacif_CP3_JJA_b + 115.1$	2208.1	0.410	
PP_{R6} no tiene predictores significativos	-	-	
$PP_{R7} = 31.5 * TSM_Pacif_CP4_JJA_b + 73.04$	516.2	0.129	
PP_{R8} no tiene predictores significativos	-	-	
$PP_{R9} = -98.4 * Dip_TSM_Ind_CP2_JJA + 85.1 * EN3.4_{JJA} - 2.2 * HGT_Pacif_CP3_JJA_b + 562.9$	19990	0.308	

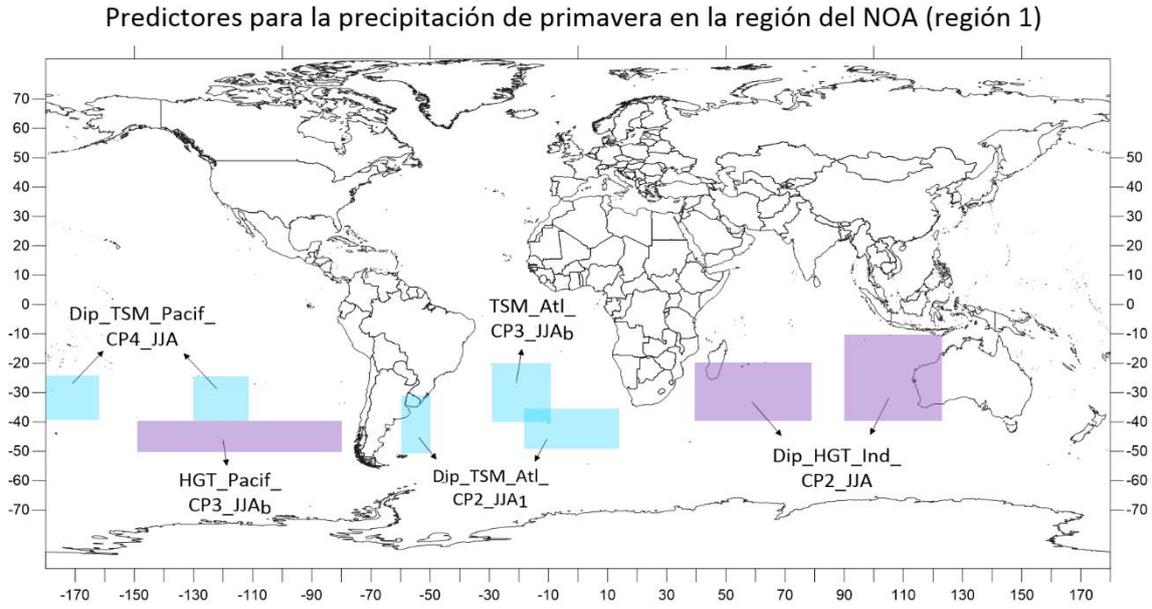


Figura 6.3-J: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de primavera en la Región 1.

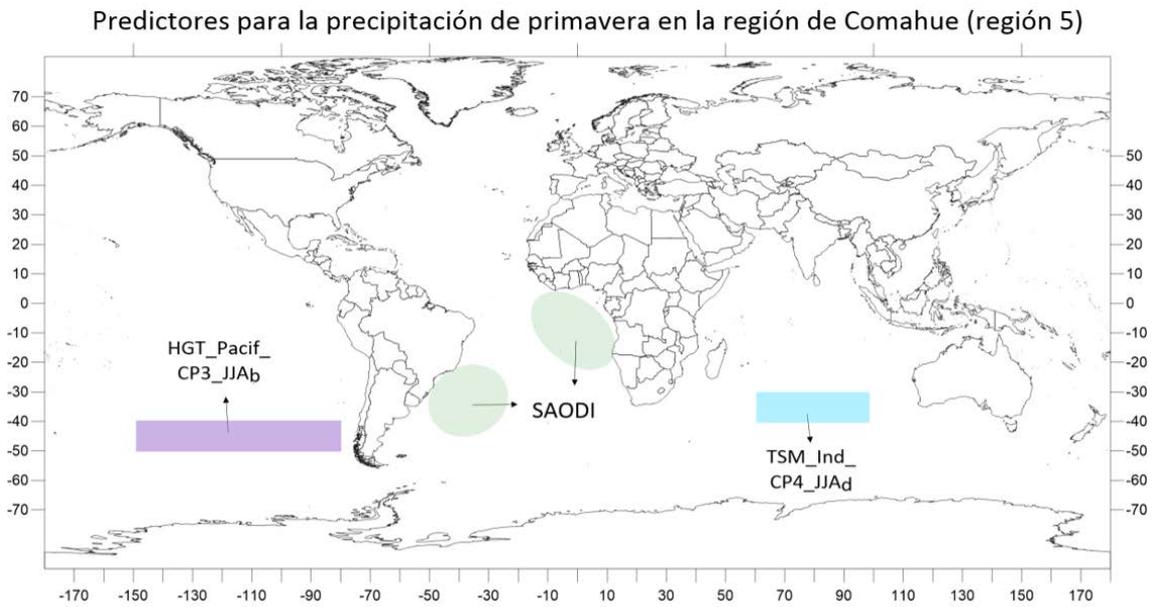


Figura 6.3-K: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de primavera en la Región 5.

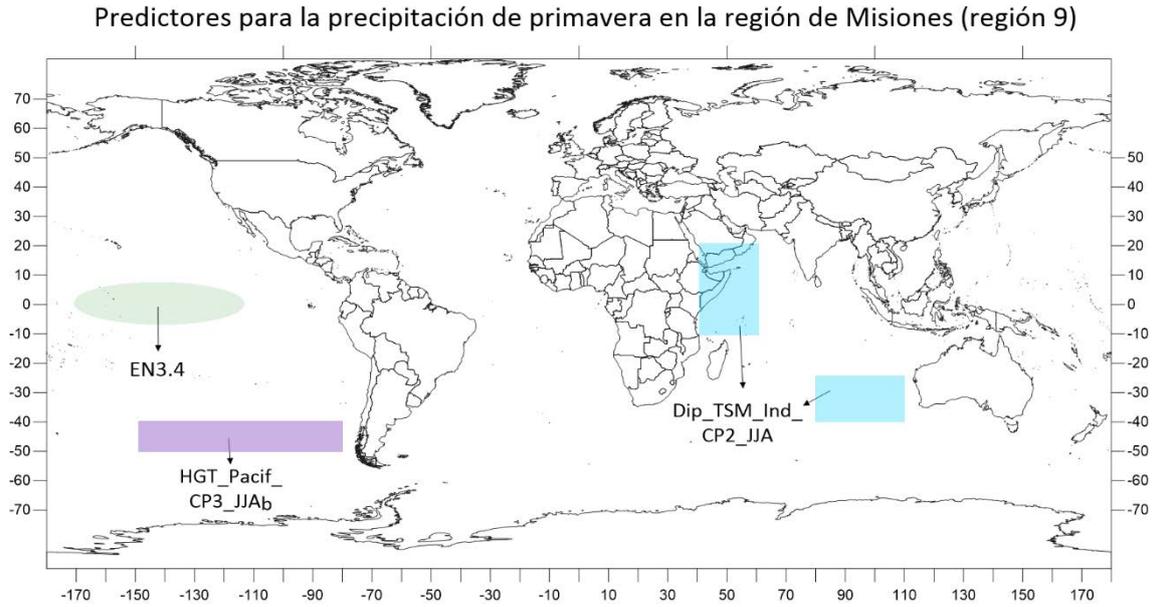


Figura 6.3-L: Localización de los predictores LASSO seleccionados para el modelo de precipitación acumulada de primavera en la Región 9.

Para evaluar el rendimiento de los modelos analizados se utilizó el método de validación cruzada a través de la técnica Leave-one-out Cross-Validation (LOOCV) (ver Capítulo 1). La misma genera una serie modelada empleando todos los años del registro menos uno y utilizando ese año para la predicción, repitiendo el proceso tantas veces como años existan en el registro temporal. Este método es especialmente útil cuando el registro de datos no es muy grande y por lo tanto se dificulta la división del mismo en un período de entrenamiento y otro de verificación. Se realizó un análisis comparativo de las series observadas, las modeladas (según los modelos finales detallados en las tablas anteriores) y las construidas mediante LOOCV para cada modelo, junto con los predictores involucrados. Las series modeladas están constituidas por valores derivados de la aplicación del modelo a todos los años utilizados en el periodo de entrenamiento. Las series construidas mediante LOOCV se constituyen por valores que han sido pronosticados para cada año con un periodo de entrenamiento que no lo incluye. Por lo tanto, que ambas series sean similares es un indicador de la estabilidad del modelo generado. Es por ello que en las figuras que se presentan a continuación se detallan ambas series junto con la serie de precipitación observada.

Para cada una de las series de precipitación acumulada estacional observada representativas de cada región, se calculó el percentil 33 y 66 en el período 1982-2016 para categorizar los valores de precipitación en “subnormales” si eran inferiores al primer tercil, “sobrenormales” si eran superiores al segundo tercil, o “normales” si se encontraban entre ambos valores. Las Figuras 6.4-A a 6.4-L junto con las Tablas 6.4-A a 6.4_L muestran estos resultados.

Tabla 6.4-A: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R3 DEF}$.

		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	Subnormal	4	2	1	7
	Normal	6	6	4	16
	Sobrenormal	1	4	7	12
	Subtotal	11	12	12	35

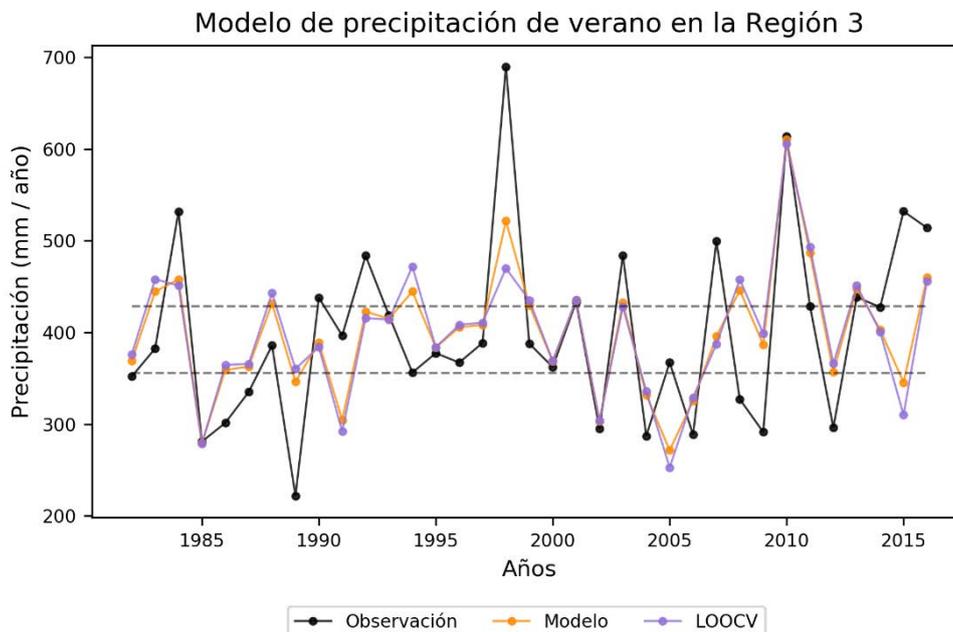


Figura 6.4-A: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de verano en la región del Litoral (región 3). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

Tabla 6.4-B: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R6\ DEF}$.

		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	Subnormal	4	4	1	9
	Normal	6	5	5	16
	Sobrenormal	1	3	6	10
	Subtotal	11	12	12	35

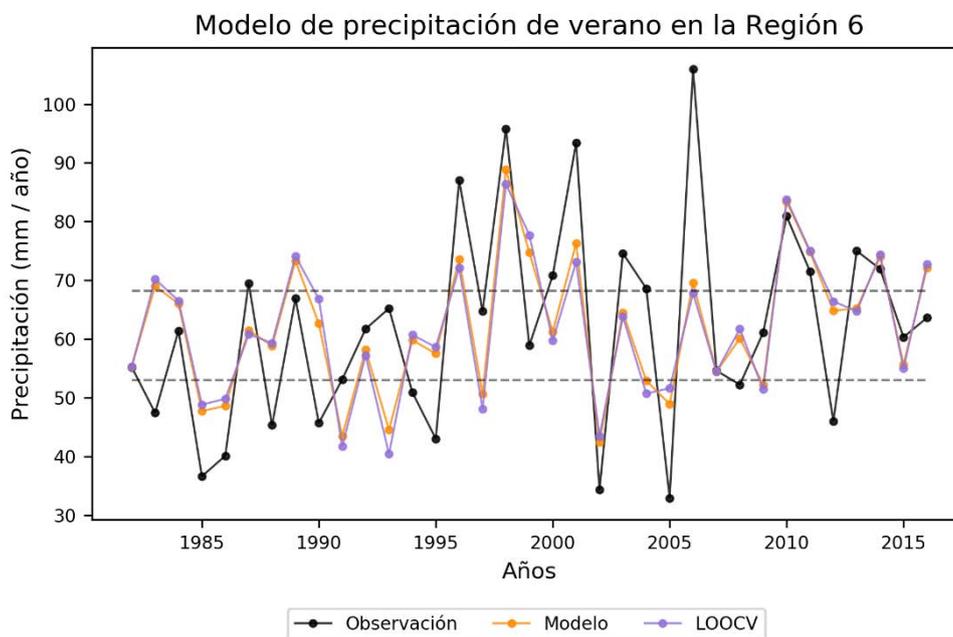


Figura 6.4-B: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de verano en la región del sur patagónico (región 6). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

En el caso de la precipitación acumulada de verano en la región del Litoral (Figura 6.4-A) puede verse que a grandes rasgos representa el comportamiento observado de la precipitación. Las series modeladas tienden a subestimar la amplitud de los extremos de precipitación acumulada observada. Esto también puede comprobarse a partir de la Tabla 6.4-A, la cual muestra que la mayoría de los eventos modelados según LOOCV pertenecen a la categoría normal a pesar de que se observaron casi igual cantidad de

eventos en las tres categorías. La clase sobrenormal es la segunda con más eventos pronosticados y, si bien el total de casos sobrenormales observados y pronosticados coincide, dentro de aquellos casos no pronosticados como sobrenormales, el modelo los pronosticó como normales. Esto, junto con que la cantidad de eventos subnormales pronosticados fueron menores que los observados, evidencia la subestimación de los extremos de la serie.

Para la precipitación acumulada de verano en Patagonia Sur (Figura 6.4-B y Tabla 6.4-B) se ve un comportamiento similar, en el cual la precipitación modelada sigue, en líneas generales, la observada pero no ajusta correctamente los valores extremos de precipitación, aunque sí las categorías. Nuevamente, el modelo cross-validado sobreestima la cantidad de casos normales y pronostica más casos sobrenormales que subnormales.

Tabla 6.4-C: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R3\ MAM}$.

		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	$PP_{R3\ MAM}$				
	Subnormal	6	3	1	10
	Normal	5	4	6	15
	Sobrenormal	0	5	5	10
Subtotal		11	12	12	35

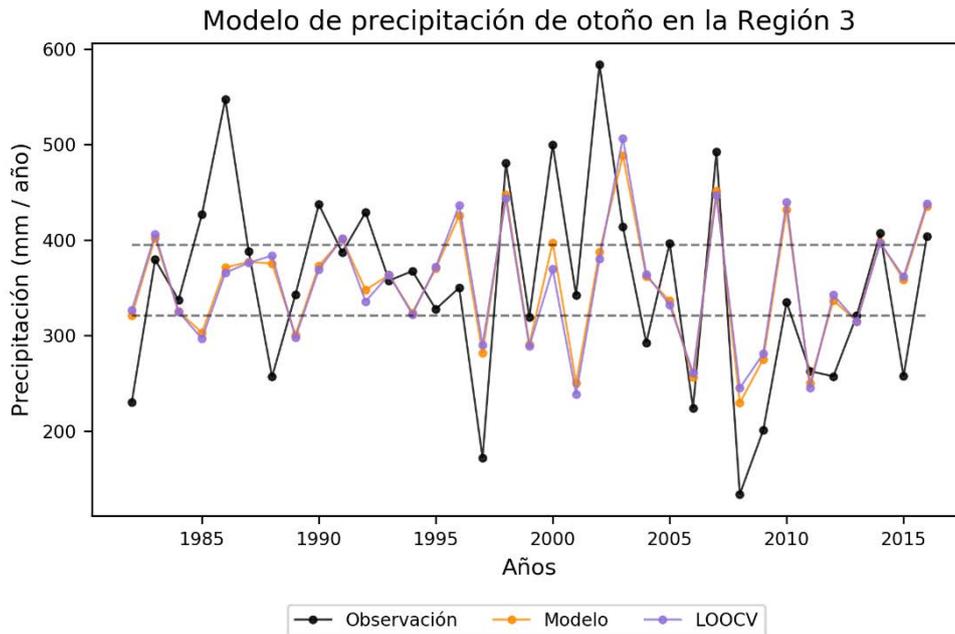


Figura 6.4-C: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de otoño en la región del Litoral (región 3). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

En el caso de otoño, en la región del Litoral (Figura 6.4-C) hay poca concordancia entre las series modeladas y la observada en la primera mitad del registro temporal. Sin embargo, hacia la segunda mitad del registro, el modelo logra representar un poco mejor el comportamiento observado. La Tabla 6.4-C muestra que, a diferencia del caso del verano, si bien la categoría con más eventos pronosticados es la normal, las demás categorías cuentan con igual cantidad de eventos pronosticados, siendo ambas levemente subestimadas. Además, de los diez eventos que el modelo Cross-validado pronosticó como sobrenormales, casi la mitad de ellos fueron sobrestimados ya que eran eventos normales de precipitación acumulada.

Algo similar ocurre en el caso de la precipitación acumulada de invierno en el centro del país (Figura 6.4_D), donde las series modeladas no reproducen correctamente el comportamiento observado. En algunos casos, incluso, el modelo presenta valores más extremos que los reales. La Tabla 6.4_D muestra claramente que, si bien las tres categorías poseen casi la misma cantidad de eventos observados, el modelo reproduce

mucha mayor cantidad de casos sobrenormales y que, de hecho, la categoría normal es la que posee menos eventos pronosticados.

Tabla 6.4-D: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R2 JJA}$.

$PP_{R2 JJA}$	Observada			Subtotal	
	Subnormal	Normal	Sobrenormal		
LOOCV	Subnormal	6	5	2	13
	Normal	3	1	0	4
	Sobrenormal	2	6	10	18
	Subtotal	11	12	12	35

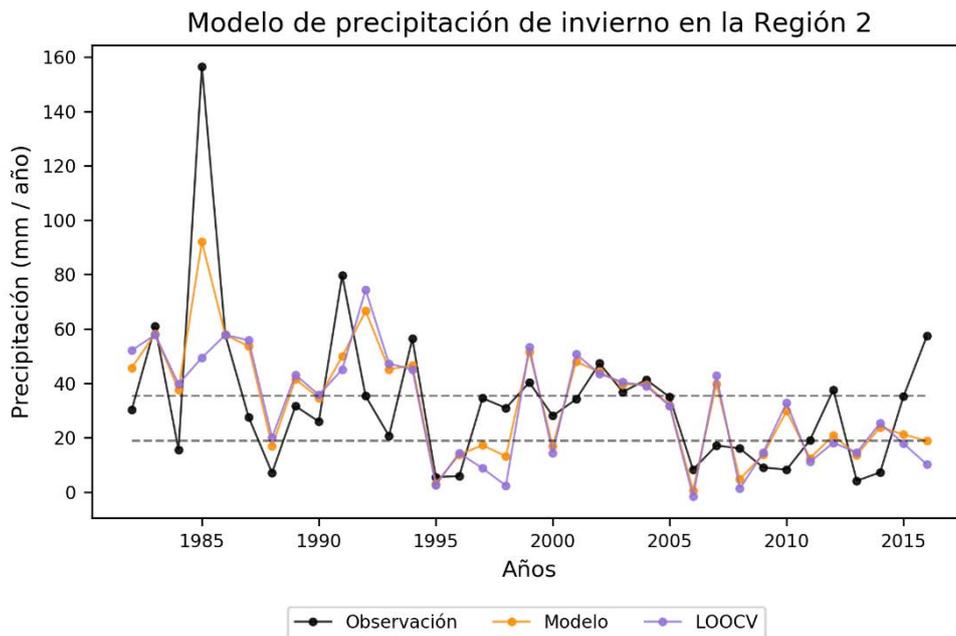


Figura 6.4_D: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de invierno en la región del centro del país (región 2). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

En cambio, para el modelo de precipitación acumulada de invierno en el Litoral (Figura 6.4-E) nuevamente se ve que las series de pronóstico parecen seguir el comportamiento de la precipitación observada, pero subestimando los extremos. Los modelos de

precipitación de invierno para ambas regiones patagónicas presentan estos mismos rasgos (Figuras 6.4-F y 6.4-G), aunque estos dos últimos parecen fallar en representar el comportamiento observado especialmente entre los años 2000-2010. Al igual que los modelos de verano y otoño analizados previamente, se ve una mayor cantidad de eventos pronosticados en la categoría normal. Para el caso del Litoral, la segunda categoría con más eventos pronosticados fue la sobrenormal (Tabla 6.4_E), para Patagonia sur la subnormal (Tabla 6.4-F) y para Patagonia centro y norte fueron ambas por igual (Tabla 7.4-G). Lo mismo ocurre con los modelos de precipitación acumulada para las zonas de Buenos Aires y Misiones (Figuras 6.4-H y 6.4-I). En este caso, la cantidad de eventos normales pronosticados es casi el doble de los observados, lo que una vez más confirma la dificultad de estos modelos a la hora de representar los valores extremos de precipitación acumulada. Además, para la zona de Buenos Aires la segunda categoría con más eventos pronosticados es la subnormal mientras que para el área de Misiones es la sobrenormal (Tablas 6.4-H y 6.4-I).

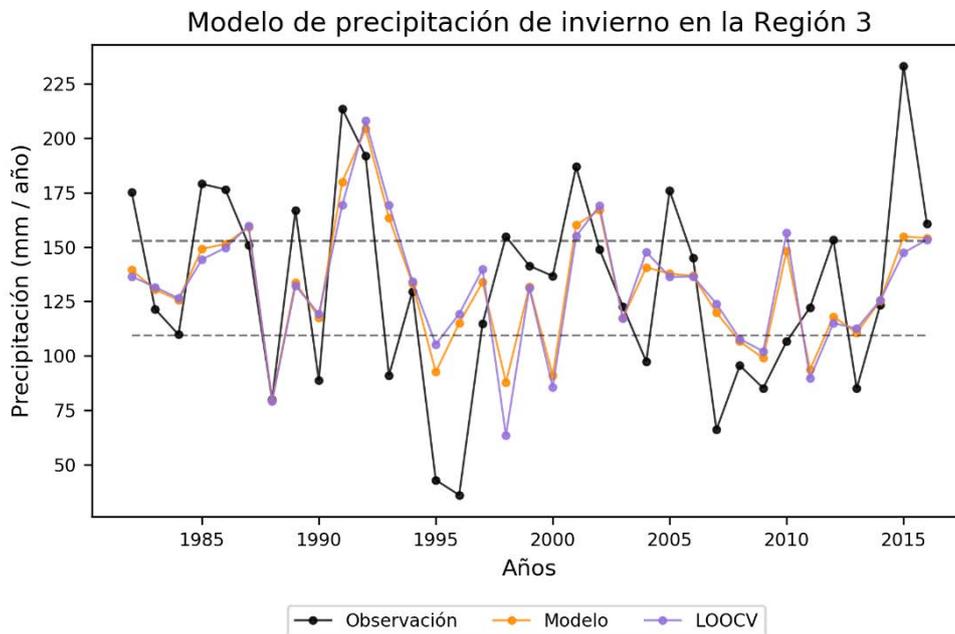


Figura 6.4-E: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de invierno en la región del Litoral (región 3). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

Tabla 6.4-E: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R3 JJA}$.

		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	$PP_{R3 JJA}$				
	Subnormal	4	2	1	7
	Normal	5	8	7	20
	Sobrenormal	2	2	4	8
Subtotal		11	12	12	35

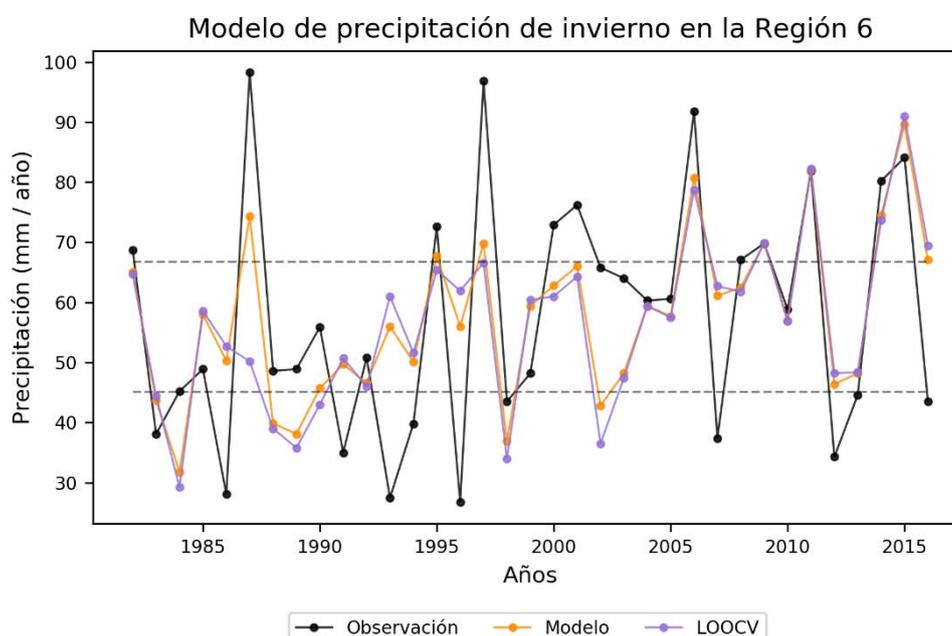


Figura 6.4-F: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de otoño en la región del sur patagónico (región 6). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

Tabla 6.4-F: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R6 JJA}$.

		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	$PP_{R6 JJA}$				
	Subnormal	2	5	0	7
	Normal	8	7	7	22
	Sobrenormal	1	0	5	6
Subtotal		11	12	12	35

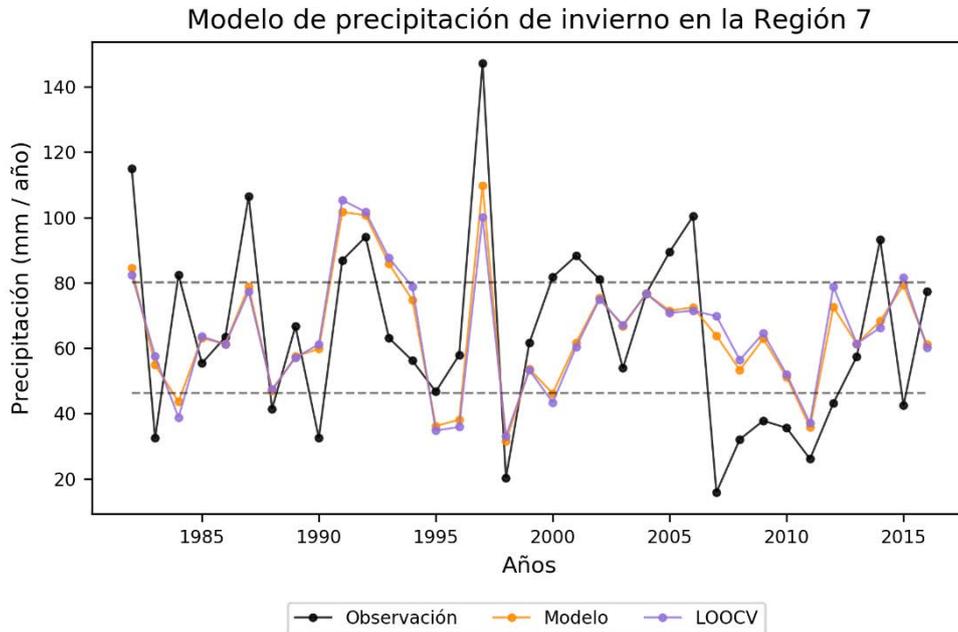


Figura 6.4-G: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de otoño en la región del centro-norte patagónico (región 7). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

Tabla 6.4-G: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R7 JJA}$.

		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	Subnormal	2	2	2	6
	Normal	8	9	6	23
	Sobrenormal	1	1	4	6
	Subtotal	11	12	12	35

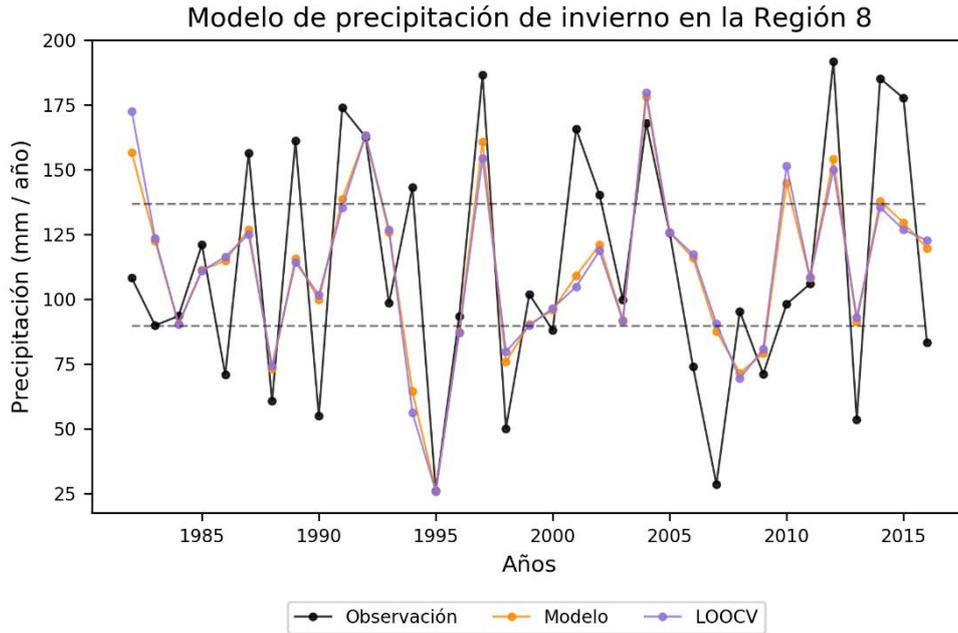


Figura 6.4-H: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de otoño en la región de Buenos Aires (región 8). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

Tabla 6.4-H: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R8 JJA}$.

$PP_{R8 JJA}$		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	Subnormal	4	2	1	7
	Normal	7	8	7	22
	Sobrenormal	0	2	4	6
	Subtotal	11	12	12	35

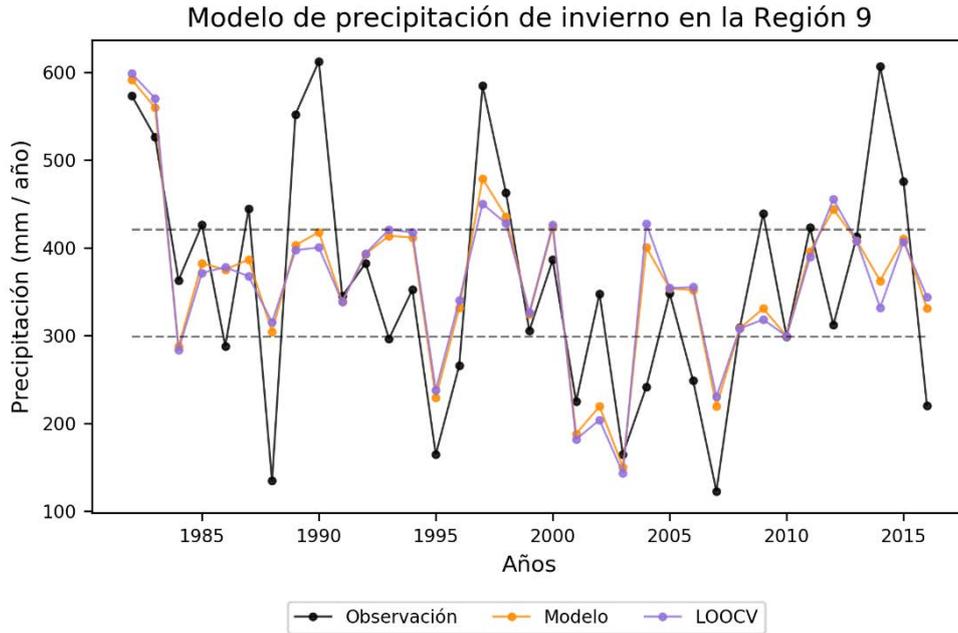


Figura 6.4-I: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de otoño en la región de Misiones (región 9). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

Tabla 6.4-I: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R9 JJA}$.

$PP_{R9 JJA}$		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	Subnormal	4	2	0	6
	Normal	5	8	8	21
	Sobrenormal	2	2	4	12
	Subtotal	11	12	12	35

Al analizar los modelos de precipitación acumulada de primavera (Figuras 6.4-J, 6.4-K y 6.4-L) se ve un comportamiento similar a lo encontrado para el verano ya que las tres categorías pronosticadas presentan una cantidad más equitativa de eventos. En particular, para la precipitación de primavera en el NOA, el modelo Cross-validado tiende a sobreestimar los valores observados ya que la categoría con mayor cantidad de eventos pronosticados es la sobrenormal (Tabla 6.4-J). Por otro lado, el modelo para la región de Comahue pronostica más eventos normales que los observados, pero no presenta una

tendencia hacia las categorías restantes (Tabla 6.4-K). Por último, para la zona de Misiones, y al igual que los modelos de precipitación acumulada de verano, si bien la categoría normal es la más pronosticada, la segunda categoría más frecuente es la sobrenormal (Tabla 6.4-L).

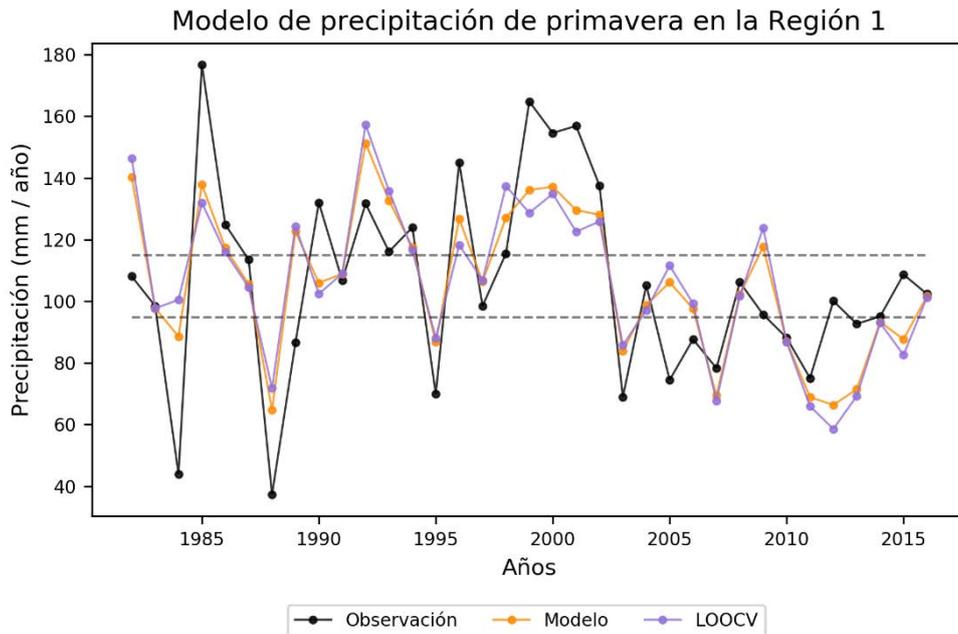


Figura 6.4-J: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de primavera en la región del NOA (región 1). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

Tabla 6.4-J: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{RI\ SON}$.

		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	Subnormal	7	3	0	10
	Normal	3	7	1	11
	Sobrenormal	1	2	11	14
	Subtotal	11	12	12	35

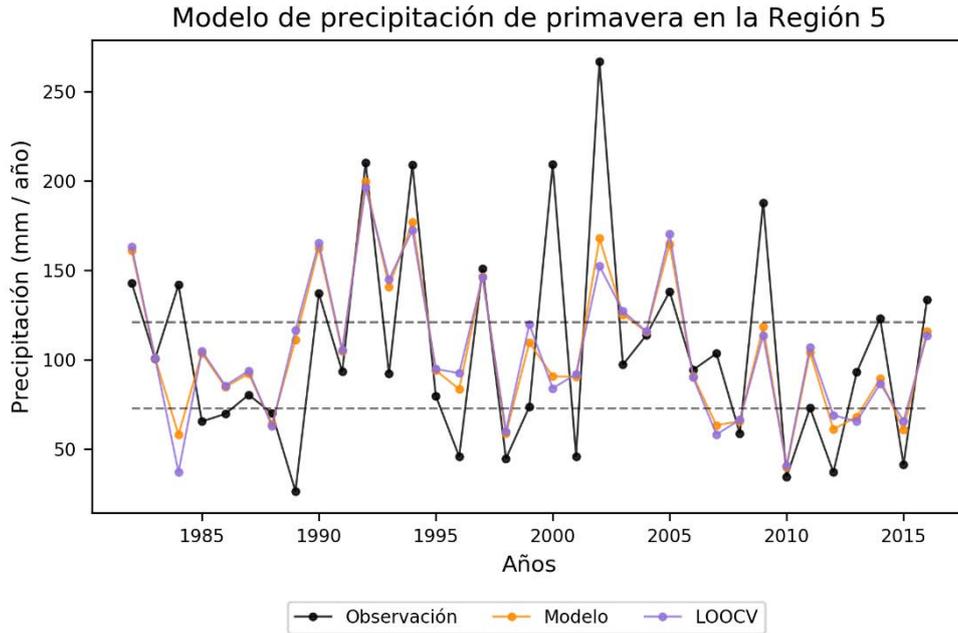


Figura 6.4-K: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de otoño en la región de Comahue (región 5). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

Tabla 6.4-K: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R5\text{ SON}}$.

$PP_{R5\text{ SON}}$		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	Subnormal	6	2	1	9
	Normal	5	8	4	17
	Sobrenormal	0	2	7	9
	Subtotal	11	12	12	35

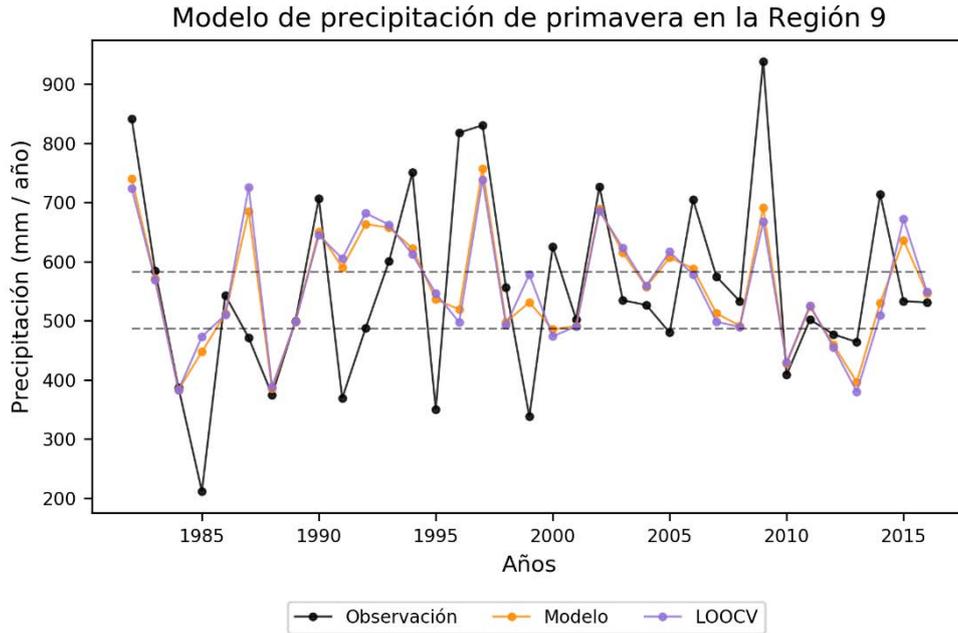


Figura 6.4-L: Series de precipitación observada (línea negra), modelada (línea naranja) y según la metodología LOOCV (línea violeta) para la precipitación acumulada de otoño en la región de Misiones (región 9). Las líneas punteadas indican el tercil inferior y superior correspondiente a la serie observada.

Tabla 6.4-L: Cantidad de eventos por categorías para la precipitación acumulada estacional observada y la obtenida a partir de LOOCV para $PP_{R9\text{ SON}}$.

$PP_{R9\text{ SON}}$		Observada			Subtotal
		Subnormal	Normal	Sobrenormal	
LOOCV	Subnormal	6	0	1	7
	Normal	2	9	4	15
	Sobrenormal	3	3	7	13
	Subtotal	12	12	12	35

Además, se llevó a cabo un test de Chi cuadrado (χ^2) con el fin de analizar la bondad de ajuste, planteando la hipótesis nula de que la serie de precipitación acumulada estacional a partir de LOOCV proviene de la misma distribución de probabilidades que la observada en cada región. De esta forma, aquellos modelos que no rechacen dicho test de hipótesis presentan un buen ajuste. La Tabla 6.4-M muestra los resultados de este análisis.

Tabla 6.4-M: Resultados del test de hipótesis de χ^2 para las series de precipitación acumulada estacional obtenidas por regiones a partir de LOOCV con un 95% de confianza.

Precipitación a pronosticar	Hipótesis nula no rechazada	Hipótesis nula rechazada
DEF	R3, R6	-
MAM	-	R3
JJA	R3, R6, R7, R8, R9	R2
SON	R1, R9	R5

En todas las estaciones del año excepto en otoño, en la mayoría de las regiones el modelo de pronóstico de precipitación acumulada tiene una distribución de probabilidades que no difiere estadísticamente de la observada, por lo que presentan un buen ajuste. La precipitación acumulada de otoño en la zona del Litoral (región 3) no cumple esto ya que rechaza la hipótesis nula del test. Esto deja a la estación de otoño sin modelos de precipitación estables que no difieran estadísticamente de la precipitación observada (y/o que expliquen más de un 30% de la varianza total de la serie original).

Se procedió a realizar un análisis de la precipitación acumulada estacional obtenida mediante LOOCV según las categorías mencionadas anteriormente. Se consideraron “buenos” pronósticos a aquellos que fueron capaces de predecir la categoría de precipitación acumulada observada en una dada estación del año y región del país. En los casos en que la precipitación observada y obtenida por LOOCV no coincidieron por una categoría se consideró un pronóstico “Regular” y en los casos en que difirieron por dos categorías se lo consideró “Malo”. Este análisis puede verse en la Figura 6.4-M.

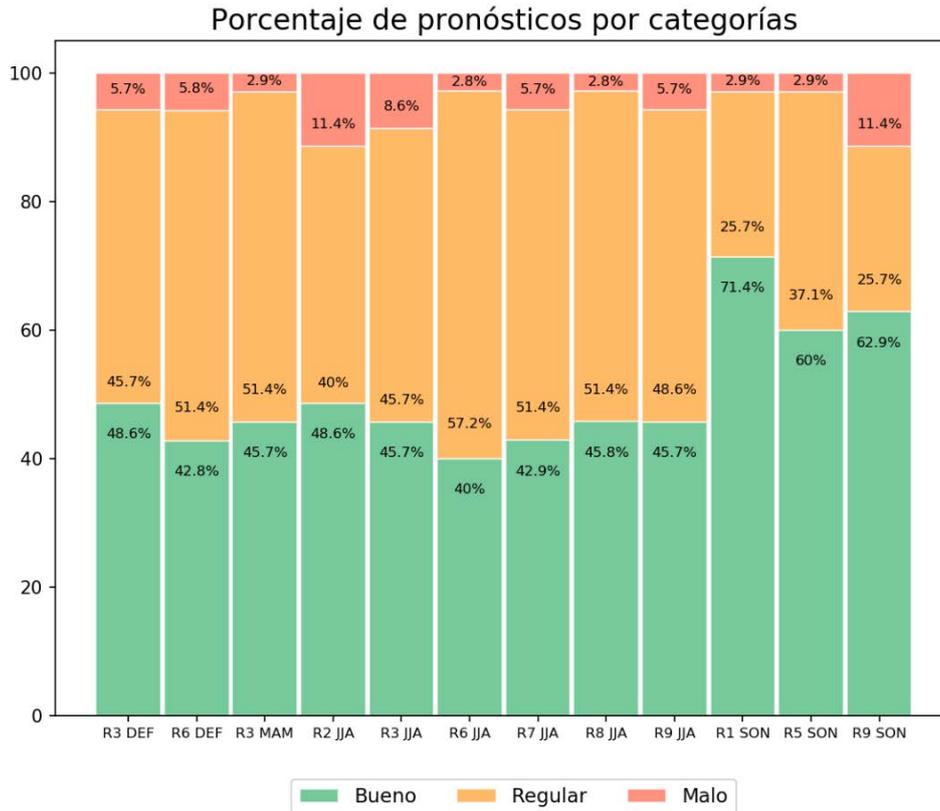


Figura 6.4-M: *Porcentaje de pronósticos buenos (verde), regulares (amarillo), y malos (rojo) para los modelos Cross-validados que explican más de 30% de varianza.*

Los modelos Cross-validados con mayor proporción de pronósticos buenos corresponden a la precipitación acumulada de primavera y, en particular, evaluando la cantidad de pronósticos buenos, el mejor modelo es el correspondiente a la región del NOA para esta estación del año ($PP_{R1\text{ SON}}$). Los modelos de las demás estaciones presentan entre 40% y 49% de pronósticos buenos, y una proporción similar de pronósticos regulares (40% a 57%). La mayoría de ellos incluso presenta más pronósticos regulares que buenos, por lo que tienden a pronosticar eventos de precipitación acumulada con una categoría de diferencia. Esto se debe a la dificultad de captar los valores extremos. En particular, se había visto que los modelos de precipitación de invierno, excepto el correspondiente al centro del país (región 2), pronosticaban casi el doble de la cantidad de eventos normales observados por lo que es de esperar que en estos modelos predominen los pronósticos regulares por sobre los buenos. Además, en todos los casos, la cantidad de pronósticos malos apenas supera el 10% de la totalidad de eventos.

Otra forma de analizar el desempeño de estos modelos fue mediante la consideración de tablas de contingencia para eventos dicotómicos para cada categoría de precipitación (subnormal, normal y sobrenormal) y para los doce modelos analizados en esta sección. Para ello, se tuvieron en cuenta las medidas de eficiencia introducidas en el Capítulo 1: Proporción Correcta (PC), Índice Crítico de Éxito o Threat Score (TS), Probabilidad de Detección (POD), 1 menos la Especificidad (1-E) y False Alarm Ratio (FAR). La Figura 6.4-N muestra los resultados comparativos de este análisis.

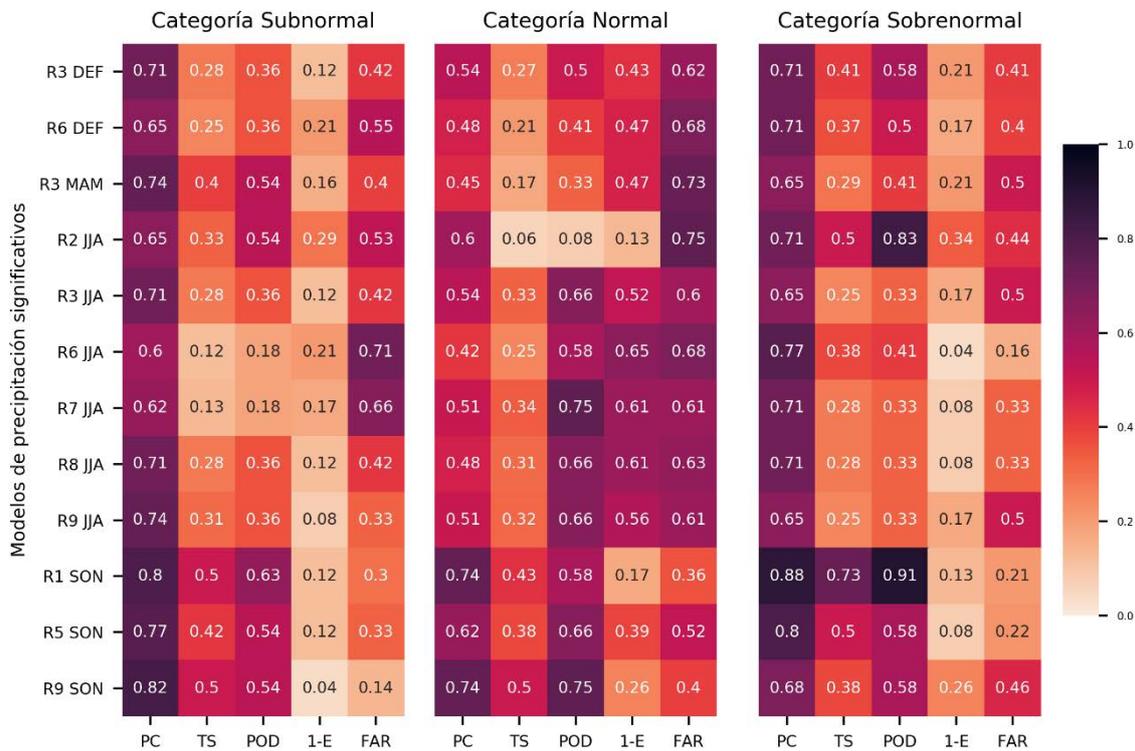


Figura 6.4-N: Medidas de desempeño para los modelos Cross-validados de precipitación acumulada estacional regional que explican más de 30% de varianza para las tres categorías de eventos de precipitación consideradas.

Como PC indica la proporción de pronósticos correctos sobre el total de pronósticos, cuanto más cercano a 1, mejor desempeño presenta el modelo analizado. Lo mismo ocurre con TS ya que representa la cantidad de pronósticos favorables de ocurrencia sobre el total de pronósticos y de desaciertos habiendo ocurrido el evento. En líneas generales, los pronósticos de eventos subnormales y sobrenormales presentan valores más altos de ambas medidas que los pronósticos de eventos normales. Esto nuevamente puede verse

asociado a la inhabilidad de los modelos de reproducir con exactitud los extremos de precipitación y la consecuente sobreestimación de los eventos normales, especialmente en la mayoría de los modelos de precipitación invernal. También puede notarse que el modelo de precipitación acumulada de primavera para la región del NOA ($PP_{R1\text{ SON}}$), el cual presentaba mayor porcentaje de pronósticos buenos, es también el que presenta los mayores valores de PC y TS, especialmente en la categoría sobrenormal. Por otro lado, como FAR representa la cantidad de falsas alarmas sobre el total de eventos de ocurrencia pronosticados, menores valores de esta medida indican un mejor desempeño de los modelos. En este caso, también puede verse una mayor eficiencia a la hora de pronosticar eventos sobrenormales.

También se tuvieron en cuenta POD, la proporción de ocurrencias pronosticadas favorablemente, y 1-E, que representa la cantidad de falsas alarmas sobre el total de eventos observados, es decir, la probabilidad de que el modelo pronostique un evento de ocurrencia a pesar de que no haya ocurrido (también llamado False Alarm Rate o tasa de falsa alarma). Cuanto más cercana a 1 sea la probabilidad de detección y más cercana a 0 sea la tasa de falsa alarma, mejor es el modelo. La relación entre estas medidas también puede verse en las Figuras 6.4-O a 6.4-Q.

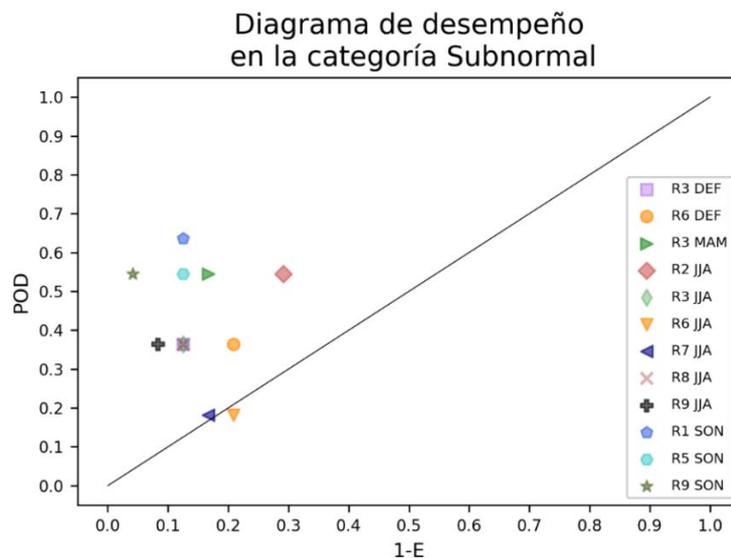


Figura 6.4-O: Diagrama de POD versus (1- E) para los eventos subnormales y para los modelos que explican más de 30% de varianza. La línea negra representa la igualdad de ambos parámetros.

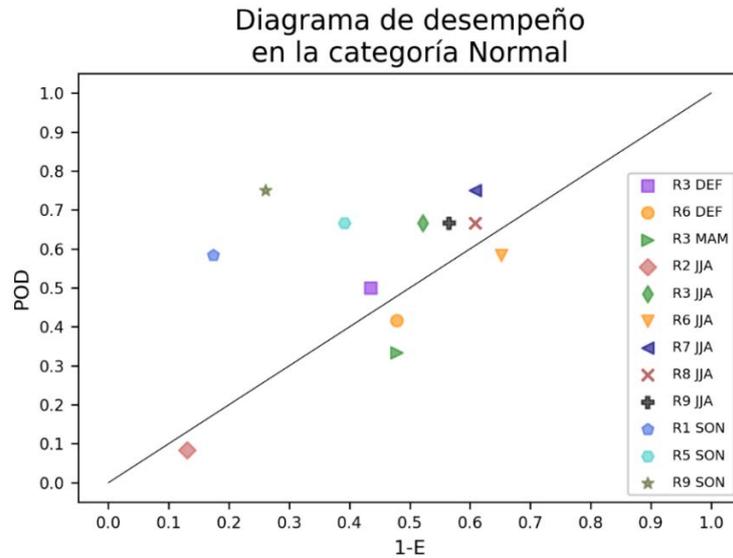


Figura 6.4-P: Diagrama de POD versus (1-E) para los eventos normales y para los modelos que explican más de 30% de varianza. La línea negra representa la igualdad de ambos parámetros.

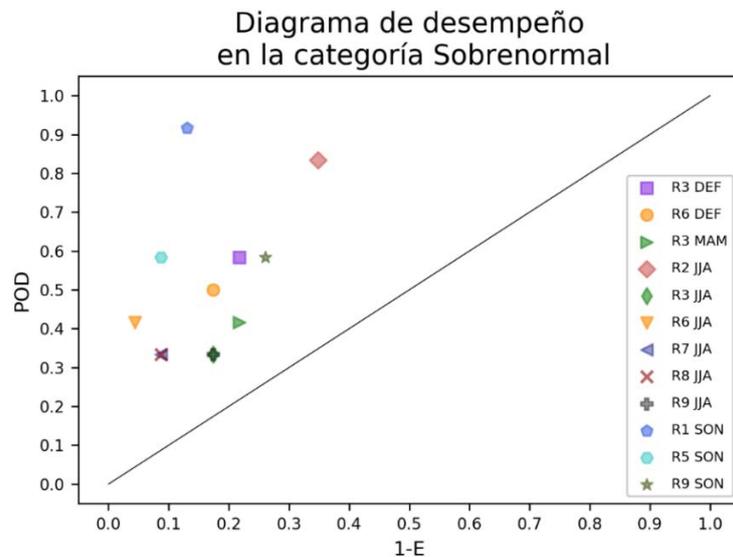


Figura 6.4-Q: Diagrama de POD versus (1-E) para los eventos sobrenormales y para los modelos que explican más de 30% de varianza. La línea negra representa la igualdad de ambos parámetros.

Nuevamente se ve un mejor desempeño en los modelos a la hora de pronosticar las categorías sobre y subnormales, con un sesgo hacia la categoría sobrenormal. Una vez más, el modelo con mejor desempeño parece ser el considerado para la precipitación acumulada de primavera en la región del NOA (PP_{R1 SON}). En general, los modelos de

primavera son los que presentan mayores valores de POD y menores de (1-E) en las tres categorías. Sin embargo, el mejor desempeño se ve, en primera instancia, a la hora de pronosticar eventos sobrenormales y, en segunda medida, en la categoría subnormal. Los modelos de invierno presentan altas tasas de falsa alarma en la categoría normal, lo que se condice con la sobreestimación en la cantidad de eventos normales visto anteriormente. Varios de ellos incluso se encuentran debajo de la línea de identidad, indicando un desempeño pobre. Por otro lado, los modelos de verano presentan mayor probabilidad de detección en la categoría normal y sobrenormal, siendo en esta última donde también presentan menor tasa de falsa alarma y, por lo tanto, mejor desempeño. Por último, el modelo de otoño, al igual que los modelos de invierno, presenta un desempeño pobre en la categoría normal. Sin embargo, es más eficiente al pronosticar eventos subnormales y en segunda medida, sobrenormales.

En este capítulo se ha podido detectar la presencia de predictibilidad de la precipitación estacional en algunas regiones y en determinadas épocas del año, asociada a los índices definidos a lo largo de la tesis que han sido derivados del estudio de la circulación en capas bajas (HGT1000) y de la TSM en cada cuenca oceánica separadamente. Claramente un pronóstico eficiente de precipitación estacional deberá:

- sumar otros predictores de circulación hemisféricos y regionales (por ejemplo, la Oscilación Antártica, la convección en la selva brasilera, las circulaciones locales y regionales, entre otros),
- aplicar otras metodologías que mejoren la regresión lineal (modelos polinómicos, redes neuronales, entre otras)
- utilizar los predictores en diferentes períodos previos (un mes, un bimestre antes de la precipitación).

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

El trabajo desarrollado en esta tesis tuvo como objetivo el estudio de la interrelación entre la temperatura de la superficie del mar y los patrones de circulación atmosférica en capas bajas sobre dominios restringidos a cada uno de los tres océanos del hemisferio sur, con el fin de identificar su posible contribución como predictores de la precipitación estacional en Argentina. El estudio de la variabilidad de la precipitación en Argentina ha demostrado ser muy importante ya que afecta significativamente los aspectos ambiental, social y económico en el país, por lo que es necesario un pronóstico eficiente de la misma. Los pronósticos de precipitación que emplean métodos estadísticos, como los abordados en este trabajo, se basan en detectar las diferentes relaciones físicas entre la precipitación y patrones de circulación previamente observados. Entre las posibles fuentes de error de dichos pronósticos se encuentra el tipo de información utilizada como predictores de la precipitación que se desea pronosticar. Debido a esto es que se decidió profundizar y ampliar en el estudio de patrones de temperatura superficial del mar y altura geopotencial, con el fin de poder identificar nuevos predictores capaces de ser incluidos en futuros pronósticos de precipitación estacional y, así, mejorar la eficiencia de dichos pronósticos.

El estudio de los patrones de temperatura superficial del mar y altura geopotencial a través del análisis de componentes principales, permitió detectar regiones de máxima variabilidad en los distintos dominios analizados. Aquellos patrones que explicaron la mayor parte de las anomalías de ambas variables fueron comparados entre sí para identificar la respuesta atmosférica a los cambios de temperatura del mar. Las principales conclusiones fueron:

- En primavera y verano, un calentamiento (enfriamiento) en el centro y norte de la cuenca atlántica a la par de un enfriamiento (calentamiento) al sur, se asocian a una intensificación (debilitamiento) de las bajas subpolares. Esta relación puede estar asociada a la presencia de remolinos anticiclónicos en la región sudoeste del océano Atlántico y su relación con cambios en el flujo de calor regional que modifican la estabilidad atmosférica (Leyba *et al.*, 2019). En otoño, la intensificación de las bajas subpolares se localiza al sudoeste, asociado a un enfriamiento en la región central y un calentamiento al norte y sur del Atlántico mientras que, en invierno, anomalías anticiclónicas sobre la costa argentina se producen cuando se observa enfriamiento al sudoeste de la cuenca atlántica (incluida la costa sur de Brasil, Uruguay y Buenos Aires) y calentamiento al noreste de la cuenca. Este comportamiento sería una respuesta a un evento positivo de SASD, donde las anomalías de TSM generan cambios en la profundidad de la capa de mezcla y el flujo de calor latente, eventualmente modificando el campo de viento e impactando en la circulación atmosférica de capas bajas (Morioka *et al.*, 2011).
- En todas las estaciones del año, se observó que un calentamiento al norte del Atlántico Sur y un enfriamiento hacia el sur se relaciona con un debilitamiento del anticiclón. Esto, a su vez, tiende a disminuir la intensidad de los alisios, suprimiendo la evaporación y generando un aumento de la TSM hacia el norte, a la vez que se atenúa el viento en el sector sudoeste del AA, disminuyendo la advección y generando enfriamiento de la TSM a través de la evaporación (Nnamchi *et al.*, 2016). En el caso del verano, también se encontró un desplazamiento del AA hacia el noroeste de su posición media asociado a un calentamiento anómalo cercano a la costa atlántica y un enfriamiento hacia el sudeste.
- Patrones acordes con una fase positiva de SAODI se asocian a bajas subpolares intensificadas en el centro-sur de la cuenca en otoño y a anomalías anticiclónicas sobre la costa y ciclónicas hacia el este en invierno y primavera. La presencia de este patrón de circulación de capas bajas se ve asociado a la subsidencia y

movimientos de descenso en la región sudoeste debido al desarrollo anomalías negativas de TSM que caracterizan al SAODI (Nnamchi *et al.*, 2011).

- En todas las estaciones del año, un patrón de calentamiento sobre el Pacífico tropical central y este extendiéndose hacia las costas de Sudamérica se asocia a anomalías anticiclónicas en el oeste y ciclónicas al este de la cuenca. Este patrón de TSM presenta similitudes con la fase positiva del dipolo subtropical del Pacífico Sur y su acople con dichas anomalías de geopotencial en capas bajas (Zheng *et al.*, 2018). Esta misma respuesta atmosférica se observó al estudiar la fase positiva del ENSO y del Niño Modoki, posiblemente asociado a un debilitamiento (intensificación) del AP durante eventos El Niño (La Niña) y a una configuración anómala con dos celdas de Walker sobre el Pacífico tropical en eventos El Niño Modoki (Rahn y Garreaud, 2013 y Weng *et al.*, 2007)
- En verano e invierno, un patrón dipolar este-oeste de anomalías de TSM en la región ecuatorial, con calentamiento sobre el Pacífico ecuatorial este y costas de Sudamérica y enfriamiento en la zona central, se asocia a anomalías anticiclónicas generalizadas en el centro-sur del Pacífico.
- En todas las estaciones del año se encontró que ante mayores temperaturas superficiales en la región noreste del océano Pacífico Sur y menores temperaturas hacia el sudoeste, el anticiclón semipermanente AP se debilita, asociado a la fase positiva del dipolo subtropical del Pacífico Sur (Zheng *et al.*, 2018). Lo mismo ocurre cuando se produce calentamiento en las costas del norte de Sudamérica y enfriamiento del Pacífico tropical central y oriental en verano y en primavera, similar a la fase positiva del modo Cuadrupolar del Pacífico Sur, la cual se ve acompañada por anomalías ciclónicas generalizadas en la cuenca (Zheng y Wang, 2017). Además, se encontró que el calentamiento de las costas sudamericanas se asocia a un corrimiento del AP lejos de Sudamérica en verano e invierno y a lo opuesto en las estaciones del transición.
- Tanto en invierno como en primavera, mayores temperaturas en el centro de la cuenca del océano Índico y menores en la región de Indonesia favorecen anomalías ciclónicas al sudoeste y anticiclónicas sobre el noreste, similar a un

evento DOI positivo cuyas anomalías frías de TSM establecen una circulación anticiclónica en la región noreste de la cuenca (Saji *et al.*, 1999). Por otro lado, en verano y otoño, se encontró que un enfriamiento anómalo sobre la región centro-sur de la cuenca se asocia con anomalías anticiclónicas allí y ciclónicas hacia el norte. Este acople podría estar asociado a un desplazamiento hacia el sur del sistema de alta presión en el océano Índico y la presencia de anomalías ciclónicas sobre Australia debido al calentamiento continental de verano. Esta configuración de la circulación en capas bajas genera cambios en el campo de viento en superficie y un aumento de la TSM cercano a Madagascar (Behera y Yamagata, 2001).

- En invierno y primavera se observaron anomalías ciclónicas en la porción oeste de la cuenca índica y anticiclónicas al este relacionadas con un patrón de TSM acorde con una fase positiva de DOI, coincidente con lo analizado por Saji *et al.* (1999). Este mismo patrón de anomalías de altura geopotencial se encontró en primavera y verano asociadas con una fase positiva de IOBW, posiblemente debido a la rama descendente de la circulación de Walker (Yang *et al.*, 2007).

Numerosos estudios previos han demostrado la influencia de los distintos océanos sobre la precipitación en Argentina y también han profundizado en los mecanismos involucrados en dichas interacciones. En particular, los océanos Pacífico e Índico inciden sobre la precipitación en Argentina debido a los trenes de onda que se desplazan hacia los extratropicos generados por las anomalías de temperatura del mar en la zona tropical. Por otro lado, la circulación sobre el océano Atlántico incide principalmente a través de la advección de humedad hacia Sudamérica. Es por ello que los resultados anteriores fueron utilizados para identificar las zonas con máxima variabilidad que pudiesen servir para definir indicadores que se relacionaran con los patrones de variabilidad interanual de la precipitación estacional en Argentina. El estudio de cada cuenca permitió definir 122 indicadores en el océano Pacífico (54 correspondientes a HGT1000 y 68 a TSM), 101 en el océano Atlántico (43 de HGT1000 y 58 de TSM) y 128 en el océano Índico (63 de HGT1000 y 65 de TSM). Mediante el método de correlación lineal y la técnica LASSO (Tibshirani, 1996) se determinó el subconjunto de indicadores independientes

relacionados a cada patrón de anomalías de precipitación estacional. Finalmente, aplicar un modelo de regresión múltiple mediante el método de *Forward Stepwise Regression* (Wilks, 2011) y la técnica de Análisis de Sendero (Conover, 1999) permitieron encontrar los modelos que explicaran mayor porcentaje de varianza, así como también analizar la contribución relativa de cada uno de los indicadores involucrados en cada patrón de precipitación estacional. Los resultados obtenidos demostraron que los indicadores definidos en los tres océanos afectan a la precipitación estacional, siendo la precipitación de primavera la que se ve principalmente influenciada por la variabilidad del Pacífico Sur. En invierno, las tres cuencas oceánicas afectan a la precipitación, aunque la variabilidad de la TSM del Atlántico Sur noreste y de la HGT1000 en el mar Argentino prevalece por sobre la variabilidad de las demás cuencas. La precipitación en otoño está influenciada por la cuenca del océano Pacífico Sur e Índico (a través de ambas variables) y, en menor medida por el océano Atlántico Sur mientras que el verano presenta muy débil señal.

Por último, se analizó la posibilidad de que estos indicadores puedan ser usados como predictores de la precipitación que se registrará la estación venidera. Es sabido que un modelo de pronóstico estacional de precipitación debe contar con diversos predictores, como variables meteorológicas en distintos niveles, circulación en extratropicos y regional, entre otros, para poder obtener resultados eficientes. En este caso, se quiso determinar el grado de predictibilidad de los indicadores definidos en este trabajo sobre la precipitación estacional en Argentina, con el fin de considerarlos como predictores que podrían aumentar la eficiencia de los pronósticos de precipitación. Para ello, se generaron modelos de regresión lineal múltiple para la precipitación acumulada estacional promedio en distintas regiones de Argentina. La predictibilidad fue diferente en cada estación del año y según las diferentes regiones definidas. De los modelos de pronóstico que explican más del 30% de varianza, se observó que la variabilidad en primavera de los océanos Pacífico e Índico y Atlántico e Índico influyen la precipitación de verano en el Litoral y Patagonia sur respectivamente. Por otro lado, la variabilidad de HGT1000 de verano al sur del océano Pacífico y al este del Índico podrían actuar como predictores de la precipitación de otoño en el Litoral. Asimismo, la precipitación de invierno fue la que presentó mayor cantidad de regiones con predictores. La región de Buenos Aires mostró influencia únicamente de la variabilidad del océano Atlántico en otoño. El Litoral, Misiones y centro-norte de la Patagonia también presentaron influencia del océano

Pacífico y el centro del país se vio modulado por las tres cuencas. Además, se observó la influencia de la variabilidad de invierno de las tres cuencas sobre la precipitación de primavera en el NOA y la región de Comahue, mientras que en Misiones la señal del océano Atlántico no se observa.

La evaluación del rendimiento de los modelos llevada a cabo mediante la técnica LOOCV (Stone, 1974) y a través de distintas métricas (Hyndman y Athanasopoulos, 2018) demostró que, en general, los modelos de pronóstico tienden a subestimar el valor de los extremos. Aún así, un análisis de la bondad de ajuste de los modelos a través de un test de chi-cuadrado (Wilks, 2011) demostró que la mayoría de ellos no difieren estadísticamente de la precipitación observada. Además, el análisis del rendimiento del pronóstico por categorías permitió ahondar en la eficiencia de los modelos obtenidos. En este caso se encontró que los modelos de precipitación primaveral son los que presentan mayor proporción de pronósticos buenos. En primavera y en verano, los modelos detectan mejor los eventos de precipitación por encima de lo normal, mientras que en invierno y otoño son más eficientes al pronosticar eventos subnormales.

Los resultados obtenidos permiten detectar la presencia de predictibilidad de la precipitación estacional por regiones y época del año, a partir de considerar los índices desarrollados y tenidos en cuenta a lo largo de este trabajo. El aporte científico de esta tesis de doctorado es la definición de nuevos indicadores que podrían ser incorporados como nuevos forzantes para eventualmente generar el mejor conjunto de predictores para obtener un modelo estadístico de precipitación estacional más eficiente. Existen muchos otros factores que pueden tenerse en cuenta para aumentar la eficiencia de un pronóstico de precipitación, como sumar otros predictores o aplicar nuevas metodologías. Sin embargo, en este trabajo se avanzó en el conocimiento de nuevos predictores que permitan reducir los errores de los modelos asociados a la información utilizada como forzante de la precipitación. En el futuro se avanzará en la reducción del error del pronóstico estadístico a través de la aplicación de diferentes metodologías como los modelos GAM, técnicas SVR (Support Vector Regression), regresión múltiple no lineal y redes neuronales.

ANEXO: INDICADORES DE LA VARIABILIDAD OCÉANO-ATMÓSFERA

A partir de lo analizado en los capítulos 2, 3 y 4, se procedió a la definición de distintos indicadores de la variabilidad del océano y la atmósfera, y su eventual acople, teniendo en cuenta ambas variables de estudio para cada dominio (TSM y HGT1000). Se definió un posible indicador como una región coincidente con un centro de máxima variabilidad en los patrones espaciales de las mismas. A partir de esto, se construyeron las series temporales de anomalías respecto del período 1981-2010 para cada indicador definido, utilizando los reanálisis del NCEP/NCAR. El nombre asignado a cada indicador esta dado de la siguiente manera:

$$V_O_CPx_E_índice \quad (A-1)$$

Donde V es la variable tenida en cuenta (HGT o TSM), O representa la cuenca oceánica elegida (Atl, Pacif o Ind), CPx es el número de componente principal que se utilizó al analizar la variabilidad de la variable V y E es la estación del año (DEF, MAM, JJA o SON). El índice es una letra que numera el indicador en caso de ser necesario.

Para el caso de indicadores dipolares, estos fueron definidos como la resta de los promedios areales de las regiones que conforman dicho dipolo, teniendo en cuenta a la región de anomalías positivas como el minuendo y la región de anomalías negativas como el sustraendo. Análogo a (A-1), el nombre asignado a cada indicador esta dado por:

$$Dip_V_O_CPx_E_índice \quad (A-2)$$

Donde *Dip* marca que el indicador es dipolar, *V* es la variable tenida en cuenta (HGT o TSM), *O* representa la cuenca oceánica elegida (Atl, Pacif o Ind), *CPx* es el número de componente principal que se utilizó al analizar la variabilidad de *V* y *E* es la estación del año (DEF, MAM, JJA o SON). En este caso, el índice es un número que identifica el indicador en caso de ser necesario.

La Tabla A-1 muestra los indicadores tenidos en cuenta a partir de las componentes principales de ambas variables analizadas para el océano Atlántico:

Tabla A-1: Indicadores considerados a partir de los modos de variabilidad de HGT1000 y TSM en el océano Atlántico.

Océano Atlántico		
Índice	Latitud	Longitud (°E)
HGT_Atl_CP1_DEF _a	40°S; 50°S	295°; 310°
HGT_Atl_CP1_DEF _b	40°S; 50°S	330°; 10°
HGT_Atl_CP2_DEF _a	40°S; 50°S	300°; 335°
HGT_Atl_CP2_DEF _b	30°S; 50°S	355°; 20°
HGT_Atl_CP3_DEF _a	25°S; 40°S	340°; 0°
HGT_Atl_CP4_DEF _a	40°S; 50°S	295°; 310°
HGT_Atl_CP4_DEF _b	40°S; 50°S	320°; 340°
HGT_Atl_CP4_DEF _c	30°S; 40°S	345°; 10°
TSM_Atl_CP1_DEF _a	35.2°S; 48.6°S	309.4°; 350.6°
TSM_Atl_CP1_DEF _b	14.3°S; 29.5°S	330°; 5.6°
TSM_Atl_CP2_DEF _a	41°S; 48.6°S	296.3°; 320.6°
TSM_Atl_CP2_DEF _b	25.7°S; 41°S	330°; 0°
TSM_Atl_CP3_DEF _a	10.5°S; 20°S	5.6°; 15°
TSM_Atl_CP3_DEF _b	35.2°S; 44.8°S	345°; 18.8°
TSM_Atl_CP3_DEF _c	20°S; 29.5°S	339.4°; 0°

TSM_Atl_CP3_DEF _d	29.5°S; 48.6°S	309.4°; 320.6°
TSM_Atl_CP4_DEF _a	29.5°S; 44.8°S	300°; 320.6°
TSM_Atl_CP4_DEF _b	29.5°S; 48.6°S	5.6°; 18.8°
HGT_Atl_CP1_MAM _a	10°S; 30°S	320°; 340°
HGT_Atl_CP1_MAM _b	40°S; 50°S	320°; 10°
HGT_Atl_CP2_MAM _a	35°S; 50°S	300°; 330°
HGT_Atl_CP2_MAM _b	35°S; 50°S	345°; 20°
HGT_Atl_CP3_MAM _a	25°S; 50°S	320°; 350°
HGT_Atl_CP3_MAM _b	40°S; 50°S	0°; 20°
HGT_Atl_CP4_MAM _a	30°S; 45°S	310°; 330°
HGT_Atl_CP4_MAM _b	25°S; 45°S	345°; 10°
TSM_Atl_CP1_MAM _a	1°S; 20°S	5.6°; 18.8°
TSM_Atl_CP1_MAM _b	10.5°S; 25.7°S	320.6°; 354.4°
TSM_Atl_CP1_MAM _c	29.5°S; 48.6°S	309.4°; 350.6°
TSM_Atl_CP2_MAM _a	4.8°S; 20°S	0°; 18.8°
TSM_Atl_CP2_MAM _b	41°S; 48.6°S	330°; 9.4°
TSM_Atl_CP2_MAM _c	20°S; 35.2°S	320.6°; 339.4°
TSM_Atl_CP2_MAM _d	25.7°S; 35.2°S	9.4°; 18.8°
TSM_Atl_CP3_MAM _a	10.5°S; 25.7°S	5.6°; 18.8°
TSM_Atl_CP3_MAM _b	25.7°S; 41°S	309.4°; 339.4°
TSM_Atl_CP4_MAM _a	41°S; 48.6°S	296.3°; 320.6°
HGT_Atl_CP1_JJA _a	35°S; 50°S	295°; 320°
HGT_Atl_CP1_JJA _b	30°S; 50°S	335°; 5°
HGT_Atl_CP2_JJA _a	35°S; 50°S	310°; 340°
HGT_Atl_CP3_JJA _a	20°S; 40°S	320°; 350°
HGT_Atl_CP3_JJA _b	35°S; 50°S	0°; 20°
HGT_Atl_CP4_JJA _a	20°S; 40°S	300°; 330°
HGT_Atl_CP4_JJA _b	40°S; 50°S	330°; 350°
HGT_Atl_CP4_JJA _c	40°S; 50°S	0°; 20°

TSM_Atl_CP1_JJA _a	1°S; 20°S	350.6°; 9.4°
TSM_Atl_CP1_JJA _b	29.5°S; 44.8°S	300°; 315°
TSM_Atl_CP2_JJA _a	29.5°S; 48.6°S	300°; 309.4°
TSM_Atl_CP2_JJA _b	35.2°S; 48.6°S	339.4°; 9.4°
TSM_Atl_CP3_JJA _a	29.5°S; 41°S	300°; 315°
TSM_Atl_CP3_JJA _b	20°S; 41°S	330°; 350.6°
TSM_Atl_CP3_JJA _c	29.5°S; 48.6°S	9.4°; 18.8°
TSM_Atl_CP4_JJA _a	41°S; 48.6°S	296.3°; 309.4°
TSM_Atl_CP4_JJA _b	35.2°S; 41°S	300°; 320.6°
HGT_Atl_CP1_SON _a	35°S; 50°S	310°; 0°
HGT_Atl_CP2_SON _a	30°S; 50°S	300°; 320°
HGT_Atl_CP2_SON _b	35°S; 50°S	345°; 20°
HGT_Atl_CP3_SON _a	25°S; 45°S	320°; 0°
HGT_Atl_CP4_SON _a	10°S; 30°S	320°; 345°
HGT_Atl_CP4_SON _b	35°S; 45°S	300°; 330°
HGT_Atl_CP4_SON _c	30°S; 45°S	0°; 20°
TSM_Atl_CP1_SON _a	10.5°S; 20°S	330°; 9.4°
TSM_Atl_CP1_SON _b	25.7°S; 44.8°S	309.4°; 339.4°
TSM_Atl_CP2_SON _a	29.5°S; 48.6°S	300°; 309.4°
TSM_Atl_CP2_SON _b	20°S; 35.2°S	320.6°; 350.6°
TSM_Atl_CP2_SON _c	29.5°S; 48.6°S	9.4°; 18.8°
TSM_Atl_CP3_SON _a	25.7°S; 35.2°S	320.6°; 350.6°
TSM_Atl_CP3_SON _b	10.5°S; 20°S	335.6°; 0°
TSM_Atl_CP3_SON _c	37.1°S; 41°S	300°; 303.8°
TSM_Atl_CP3_SON _d	29.5°S; 31.4°S	307.5°; 309.4°
TSM_Atl_CP4_SON _a	29.5°S; 48.6°S	330°; 350.6°
TSM_Atl_CP4_SON _b	10.5°S; 25.7°S	330°; 0°

La Tabla A-2 muestra los indicadores dipolares tenidos en cuenta a partir de las componentes principales de ambas variables analizadas para el océano Atlántico:

Tabla A-2: *Indicadores con estructura dipolar considerados a partir de los índices definidos en la Tabla A-1 para el océano Atlántico.*

Océano Atlántico
Índice dipolar y definición
$Dip_HGT_Atl_CP2_DEF = HGT_Atl_CP2_DEF_a - HGT_Atl_CP2_DEF_b$
$Dip_HGT_Atl_CP4_DEF_1 = HGT_Atl_CP4_DEF_a - HGT_Atl_CP4_DEF_b$
$Dip_HGT_Atl_CP4_DEF_2 = HGT_Atl_CP4_DEF_c - HGT_Atl_CP4_DEF_b$
$Dip_TSM_Atl_CP1_DEF = TSM_Atl_CP1_DEF_b - TSM_Atl_CP1_DEF_a$
$Dip_TSM_Atl_CP2_DEF = TSM_Atl_CP2_DEF_a - TSM_Atl_CP2_DEF_b$
$Dip_TSM_Atl_CP3_DEF_1 = TSM_Atl_CP3_DEF_c - TSM_Atl_CP3_DEF_a$
$Dip_TSM_Atl_CP3_DEF_2 = TSM_Atl_CP3_DEF_c - TSM_Atl_CP3_DEF_b$
$Dip_TSM_Atl_CP3_DEF_3 = TSM_Atl_CP3_DEF_d - TSM_Atl_CP3_DEF_b$
$Dip_HGT_Atl_CP1_MAM = HGT_Atl_CP1_MAM_b - HGT_Atl_CP1_MAM_a$
$Dip_HGT_Atl_CP2_MAM = HGT_Atl_CP2_MAM_b - HGT_Atl_CP2_MAM_a$
$Dip_HGT_Atl_CP3_MAM = HGT_Atl_CP3_MAM_b - HGT_Atl_CP3_MAM_a$
$Dip_HGT_Atl_CP4_MAM = HGT_Atl_CP4_MAM_a - HGT_Atl_CP4_MAM_b$
$Dip_TSM_Atl_CP1_MAM = TSM_Atl_CP1_MAM_c - TSM_Atl_CP1_MAM_a$
$Dip_TSM_Atl_CP2_MAM_1 = TSM_Atl_CP2_MAM_c - TSM_Atl_CP2_MAM_b$
$Dip_TSM_Atl_CP2_MAM_2 = TSM_Atl_CP2_MAM_d - TSM_Atl_CP2_MAM_a$
$Dip_HGT_Atl_CP1_JJA = HGT_Atl_CP1_JJA_b - HGT_Atl_CP1_JJA_a$
$Dip_HGT_Atl_CP3_JJA = HGT_Atl_CP3_JJA_a - HGT_Atl_CP3_JJA_b$
$Dip_HGT_Atl_CP4_JJA_1 = HGT_Atl_CP4_JJA_a - HGT_Atl_CP4_JJA_b$
$Dip_HGT_Atl_CP4_JJA_2 = HGT_Atl_CP4_JJA_c - HGT_Atl_CP4_JJA_b$
$Dip_TSM_Atl_CP1_JJA = TSM_Atl_CP1_JJA_b - TSM_Atl_CP1_JJA_a$
$Dip_TSM_Atl_CP2_JJA_1 = TSM_Atl_CP2_JJA_b - TSM_Atl_CP2_JJA_a$

$$\text{Dip_TSM_Atl_CP3_JJA}_1 = \text{TSM_Atl_CP3_JJA}_a - \text{TSM_Atl_CP3_JJA}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Atl_CP3_JJA}_2 = \text{TSM_Atl_CP3_JJA}_c - \text{TSM_Atl_CP3_JJA}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Atl_CP4_JJA} = \text{TSM_Atl_CP4_JJA}_a - \text{TSM_Atl_CP4_JJA}_b$$

$$\text{Dip_HGT_Atl_CP2_SON} = \text{HGT_Atl_CP2_SON}_a - \text{HGT_Atl_CP2_SON}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Atl_CP1_SON} = \text{TSM_Atl_CP1_SON}_a - \text{TSM_Atl_CP1_SON}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Atl_CP2_SON} = \text{TSM_Atl_CP2_SON}_b - \text{TSM_Atl_CP2_SON}_a$$

$$\text{Dip_TSM_Atl_CP3_SON}_1 = \text{TSM_Atl_CP3_SON}_a - \text{TSM_Atl_CP3_SON}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Atl_CP3_SON}_2 = \text{TSM_Atl_CP3_SON}_c - \text{TSM_Atl_CP3_SON}_d$$

$$\text{Dip_TSM_Atl_CP4_SON} = \text{TSM_Atl_CP4_SON}_b - \text{TSM_Atl_CP4_SON}_a$$

Análogamente, la Tabla A-3 muestra los indicadores tenidos en cuenta a partir de las componentes principales de ambas variables analizadas para el océano Pacífico:

Tabla A-3: *Indicadores considerados a partir de los modos de variabilidad de HGT1000 y TSM en el océano Pacífico.*

Océano Pacífico		
Índice	Latitud	Longitud (°E)
HGT_Pacif_CP1_DEF _a	15°S; 35°S	150°; 180°
HGT_Pacif_CP1_DEF _b	10°S; 35°S	210°; 260°
HGT_Pacif_CP2_DEF	35°S; 50°S	120°; 180°
HGT_Pacif_CP3_DEF _a	25°S; 40°S	170°; 210°
HGT_Pacif_CP3_DEF _b	40°S; 50°S	210°; 250°
HGT_Pacif_CP4_DEF _a	35°S; 50°S	140°; 170°
HGT_Pacif_CP4_DEF _b	10°S; 25°S	190°; 230°
HGT_Pacif_CP4_DEF _c	40°S; 50°S	230°; 280°
TSM_Pacif_CP1_DEF _a	1°S; 10.5°S	189.4°; 260.6°
TSM_Pacif_CP1_DEF _b	25.7°S; 39°S	200.6°; 270°

TSM_Pacif_CP2_DEF _a	1°S; 10.5°S	180°; 210°
TSM_Pacif_CP2_DEF _b	14.3°S; 25.7°S	180°; 200.6°
TSM_Pacif_CP2_DEF _c	10.5°S; 29.5°S	249.4°; 279.4°
TSM_Pacif_CP2_DEF _d	29.5°S; 39°S	210°; 260.6°
TSM_Pacif_CP3_DEF _a	1°S; 10.5°S	159.4°; 210°
TSM_Pacif_CP3_DEF _b	20°S; 35.2°S	150°; 170.6°
TSM_Pacif_CP3_DEF _c	29.5°S; 39°S	189.4°; 210°
TSM_Pacif_CP3_DEF _d	14.3°S; 25.7°S	230.6°; 255°
TSM_Pacif_CP3_DEF _e	1°S; 10.5°S	240°; 290.6°
HGT_Pacif_CP1_MAM _a	20°S; 30°S	150°; 180°
HGT_Pacif_CP1_MAM _b	35°S; 50°S	180°; 230°
HGT_Pacif_CP1_MAM _c	30°S; 45°S	250°; 280°
HGT_Pacif_CP2_MAM _a	20°S; 40°S	120°; 135°
HGT_Pacif_CP2_MAM _b	40°S; 50°S	140°; 160°
HGT_Pacif_CP2_MAM _c	10°S; 30°S	170°; 180°
HGT_Pacif_CP2_MAM _d	25°S; 35°S	190°; 210°
HGT_Pacif_CP2_MAM _e	40°S; 50°S	180°; 220°
HGT_Pacif_CP2_MAM _f	35°S; 50°S	240°; 270°
HGT_Pacif_CP3_MAM _a	40°S; 50°S	140°; 170°
HGT_Pacif_CP3_MAM _b	25°S; 40°S	190°; 225°
HGT_Pacif_CP3_MAM _c	40°S; 50°S	210°; 250°
HGT_Pacif_CP4_MAM _a	40°S; 50°S	150°; 190°
HGT_Pacif_CP4_MAM _b	40°S; 50°S	210°; 250°
TSM_Pacif_CP1_MAM _a	1°S; 4.8°S	170.6°; 260.6°
TSM_Pacif_CP1_MAM _b	1°S; 20°S	270°; 290.6°
TSM_Pacif_CP1_MAM _c	20°S; 35.2°S	189.4°; 219.4°
TSM_Pacif_CP1_MAM _d	25.7°S; 39°S	240°; 270°
TSM_Pacif_CP2_MAM _a	4.8°S; 14.3°S	189.4°; 230.6°
TSM_Pacif_CP2_MAM _b	25.7°S; 35.2°S	189.4°; 230.6°

TSM_Pacif_CP2_MAM _c	1°S; 10.5°S	249.4°; 279.4°
TSM_Pacif_CP3_MAM _a	29.5°S; 39°S	159.4°; 189.4°
TSM_Pacif_CP3_MAM _b	14.3°S; 29.5°S	189.4°; 219.4°
TSM_Pacif_CP3_MAM _c	29.5°S; 39°S	230.6°; 255°
TSM_Pacif_CP3_MAM _d	20°S; 35.2°S	260.6°; 279.4°
TSM_Pacif_CP4_MAM _a	1°S; 4.8°S	159.4°; 200.6°
TSM_Pacif_CP4_MAM _b	4.8°S; 14.3°S	210°; 270°
TSM_Pacif_CP4_MAM _c	20°S; 39°S	180°; 200.6°
TSM_Pacif_CP4_MAM _d	25.7°S; 39°S	219.4°; 260.6°
HGT_Pacif_CP1_JJA _a	30°S; 50°S	120°; 190°
HGT_Pacif_CP1_JJA _b	25°S; 50°S	230°; 280°
HGT_Pacif_CP2_JJA _a	10°S; 30°S	120°; 160°
HGT_Pacif_CP2_JJA _b	30°S; 50°S	180°; 245°
HGT_Pacif_CP3_JJA _a	20°S; 35°S	200°; 260°
HGT_Pacif_CP3_JJA _b	40°S; 50°S	210°; 280°
HGT_Pacif_CP4_JJA _a	30°S; 50°S	120°; 160°
HGT_Pacif_CP4_JJA _b	40°S; 50°S	170°; 230°
HGT_Pacif_CP4_JJA _c	25°S; 45°S	230°; 260°
TSM_Pacif_CP1_JJA _a	14.3°S; 35.2°S	170.6°; 210°
TSM_Pacif_CP1_JJA _b	1°S; 10.5°S	210°; 249.4°
TSM_Pacif_CP1_JJA _c	1°S; 20°S	260.6°; 290.6°
TSM_Pacif_CP2_JJA _a	20°S; 39°S	159.4°; 189.4°
TSM_Pacif_CP2_JJA _b	1°S; 10.5°S	159.4°; 240°
TSM_Pacif_CP2_JJA _c	1°S; 20°S	260.6°; 290.6°
TSM_Pacif_CP3_JJA _a	20°S; 35.2°S	144.4°; 170.6°
TSM_Pacif_CP3_JJA _b	1°S; 4.8°S	219.4°; 270°
TSM_Pacif_CP3_JJA _c	25.7°S; 39°S	219.4°; 249.4°
TSM_Pacif_CP3_JJA _d	10.5°S; 20°S	240°; 279.4°
TSM_Pacif_CP4_JJA _a	25.7°S; 39°S	180°; 200.6°

TSM_Pacif_CP4_JJA _b	25.7°S; 39°S	230.6°; 260.6°
HGT_Pacif_CP1_SON _a	10°S; 40°S	120°; 160°
HGT_Pacif_CP1_SON _b	30°S; 50°S	190°; 220°
HGT_Pacif_CP1_SON _c	30°S; 40°S	260°; 280°
HGT_Pacif_CP1_SON _d	45°S; 50°S	230°; 280°
HGT_Pacif_CP2_SON _a	30°S; 50°S	120°; 150°
HGT_Pacif_CP2_SON _b	20°S; 30°S	220°; 260°
HGT_Pacif_CP2_SON _c	40°S; 50°S	210°; 270°
HGT_Pacif_CP3_SON _a	40°S; 50°S	120°; 200°
HGT_Pacif_CP3_SON _b	35°S; 50°S	225°; 270°
HGT_Pacif_CP4_SON _a	30°S; 45°S	150°; 170°
HGT_Pacif_CP4_SON _b	40°S; 50°S	190°; 220°
HGT_Pacif_CP4_SON _c	25°S; 45°S	240°; 260°
TSM_Pacif_CP1_SON _a	1°S; 10.5°S	170.6°; 279.4°
TSM_Pacif_CP1_SON _b	14.3°S; 29.5°S	159.4°; 200.6°
TSM_Pacif_CP2_SON _a	20°S; 35.2°S	159.4°; 180°
TSM_Pacif_CP2_SON _b	1°S; 4.8°S	159.4°; 219.4°
TSM_Pacif_CP2_SON _c	1°S; 14.3°S	249.4°; 279.4°
TSM_Pacif_CP3_SON _a	1°S; 4.8°S	200.6°; 270°
TSM_Pacif_CP3_SON _b	10.5°S; 25.7°S	230.6°; 270°
TSM_Pacif_CP3_SON _c	29.5°S; 39°S	189.4°; 240°
TSM_Pacif_CP4_SON _a	25.7°S; 35.2°S	195°; 215.6°
TSM_Pacif_CP4_SON _b	20°S; 39°S	219.4°; 249.4°
TSM_Pacif_CP4_SON _c	10.5°S; 25.7°S	270°; 290.6°

La Tabla A-4 muestra los indicadores dipolares tenidos en cuenta a partir de las componentes principales de ambas variables analizadas para el océano Pacífico:

Tabla A-4: Indicadores con estructura dipolar considerados a partir de los índices definidos en la Tabla A-3 para el océano Pacífico.

Océano Pacífico
Índice dipolar y definición
$Dip_HGT_Pacif_CP1_DEF = HGT_Pacif_CP1_DEF_a - HGT_Pacif_CP1_DEF_b$
$Dip_TSM_Pacif_CP1_DEF = TSM_Pacif_CP1_DEF_b - TSM_Pacif_CP1_DEF_a$
$Dip_TSM_Pacif_CP2_DEF_1 = TSM_Pacif_CP2_DEF_a - TSM_Pacif_CP2_DEF_c$
$Dip_TSM_Pacif_CP2_DEF_2 = TSM_Pacif_CP2_DEF_d - TSM_Pacif_CP2_DEF_c$
$Dip_TSM_Pacif_CP3_DEF_1 = TSM_Pacif_CP3_DEF_d - TSM_Pacif_CP3_DEF_e$
$Dip_TSM_Pacif_CP3_DEF_2 = TSM_Pacif_CP3_DEF_a - TSM_Pacif_CP3_DEF_e$
$Dip_TSM_Pacif_CP1_MAM = TSM_Pacif_CP1_MAM_a - TSM_Pacif_CP1_MAM_c$
$Dip_TSM_Pacif_CP2_MAM = TSM_Pacif_CP2_MAM_a - TSM_Pacif_CP2_MAM_b$
$Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM_1 = TSM_Pacif_CP3_MAM_a - TSM_Pacif_CP3_MAM_b$
$Dip_TSM_Pacif_CP3_MAM_2 = TSM_Pacif_CP3_MAM_c - TSM_Pacif_CP3_MAM_d$
$Dip_TSM_Pacif_CP4_MAM_1 = TSM_Pacif_CP4_MAM_a - TSM_Pacif_CP4_MAM_b$
$Dip_TSM_Pacif_CP4_MAM_2 = TSM_Pacif_CP4_MAM_d - TSM_Pacif_CP4_MAM_c$
$Dip_HGT_Pacif_CP1_JJA = HGT_Pacif_CP1_JJA_b - HGT_Pacif_CP1_JJA_a$
$Dip_HGT_Pacif_CP3_JJA = HGT_Pacif_CP3_JJA_a - HGT_Pacif_CP3_JJA_b$
$Dip_HGT_Pacif_CP4_JJA_1 = HGT_Pacif_CP4_JJA_a - HGT_Pacif_CP4_JJA_b$
$Dip_HGT_Pacif_CP4_JJA_2 = HGT_Pacif_CP4_JJA_c - HGT_Pacif_CP4_JJA_b$
$Dip_TSM_Pacif_CP1_JJA = TSM_Pacif_CP1_JJA_b - TSM_Pacif_CP1_JJA_a$
$Dip_TSM_Pacif_CP2_JJA = TSM_Pacif_CP2_JJA_b - TSM_Pacif_CP2_JJA_c$
$Dip_TSM_Pacif_CP3_JJA = TSM_Pacif_CP3_JJA_b - TSM_Pacif_CP3_JJA_d$
$Dip_TSM_Pacif_CP4_JJA = TSM_Pacif_CP4_JJA_b - TSM_Pacif_CP4_JJA_a$
$Dip_HGT_Pacif_CP1_SON_1 = HGT_Pacif_CP1_SON_b - HGT_Pacif_CP1_SON_d$
$Dip_HGT_Pacif_CP1_SON_2 = HGT_Pacif_CP1_SON_c - HGT_Pacif_CP1_SON_d$
$Dip_HGT_Pacif_CP2_SON = HGT_Pacif_CP2_SON_b - HGT_Pacif_CP2_SON_c$

$$\text{Dip_HGT_Pacif_CP3_SON} = \text{HGT_Pacif_CP3_SON}_b - \text{HGT_Pacif_CP3_SON}_a$$

$$\text{Dip_HGT_Pacif_CP4_SON}_1 = \text{HGT_Pacif_CP4_SON}_a - \text{HGT_Pacif_CP4_SON}_b$$

$$\text{Dip_HGT_Pacif_CP4_SON}_2 = \text{HGT_Pacif_CP4_SON}_c - \text{HGT_Pacif_CP4_SON}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Pacif_CP1_SON} = \text{TSM_Pacif_CP1_SON}_a - \text{TSM_Pacif_CP1_SON}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Pacif_CP2_SON} = \text{TSM_Pacif_CP2_SON}_c - \text{TSM_Pacif_CP2_SON}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Pacif_CP3_SON} = \text{TSM_Pacif_CP3_SON}_b - \text{TSM_Pacif_CP3_SON}_a$$

$$\text{Dip_TSM_Pacif_CP4_SON} = \text{TSM_Pacif_CP4_SON}_a - \text{TSM_Pacif_CP4_SON}_b$$

Por último, la Tabla A-5 muestra los indicadores tenidos en cuenta a partir de las componentes principales de ambas variables analizadas para el océano Índico:

Tabla A-5: *Indicadores considerados a partir de los modos de variabilidad de HGT1000 y TSM en el océano Índico.*

Océano Índico		
Índice	Latitud	Longitud (°E)
HGT_Ind_CP1_DEF _a	20°S; 40°S	50°; 80°
HGT_Ind_CP1_DEF _b	10°S; 30°S	100°; 120°
HGT_Ind_CP2_DEF	10°S; 30°S	60°; 90°
HGT_Ind_CP3_DEF _a	20°S; 40°S	50°; 70°
HGT_Ind_CP3_DEF _b	30°S; 40°S	90°; 110°
HGT_Ind_CP4_DEF _a	0°; 20°S	50°; 70°
HGT_Ind_CP4_DEF _b	30°S; 40°S	50°; 70°
HGT_Ind_CP4_DEF _c	10°S; 25°S	100°; 120°
HGT_Ind_CP4_DEF _d	30°S; 40°S	90°; 110°
TSM_Ind_CP1_DEF _a	20°S; 39°S	60°; 80.6°
TSM_Ind_CP1_DEF _b	10.5°S; 39°S	95.6°; 120°
TSM_Ind_CP2_DEF _a	29.5°S; 39°S	41.3°; 80.6°

TSM_Ind_CP2_DEF _b	20°S; 29.5°S	80.6°; 99.4°
TSM_Ind_CP2_DEF _c	10.5°S; 39°S	110.6°; 120°
TSM_Ind_CP3_DEF _a	10.5°N; 10.5°S	50.6°; 69.4°
TSM_Ind_CP3_DEF _b	20°S; 39°S	69.4°; 90°
TSM_Ind_CP4_DEF _a	1°S; 20°S	60°; 90°
TSM_Ind_CP4_DEF _b	29.5°S; 39°S	69.4°; 110.6°
HGT_Ind_CP1_MAM _a	0°; 20°S	90°; 120°
HGT_Ind_CP1_MAM _b	30°S; 40°S	60°; 110°
HGT_Ind_CP2_MAM _a	15°S; 40°S	40°; 70°
HGT_Ind_CP2_MAM _b	10°S; 40°S	90°; 120°
HGT_Ind_CP3_MAM _a	10°S; 30°S	50°; 80°
HGT_Ind_CP3_MAM _b	30°S; 40°S	40°; 70°
HGT_Ind_CP4_MAM _a	10°S; 40°S	40°; 50°
HGT_Ind_CP4_MAM _b	20°S; 35°S	60°; 80°
HGT_Ind_CP4_MAM _c	35°S; 40°S	80°; 110°
HGT_Ind_CP4_MAM _d	10°S; 30°S	90°; 110°
TSM_Ind_CP1_MAM _a	1°; 20°S	50.6°; 80.6°
TSM_Ind_CP1_MAM _b	29.5°S; 39°S	50.6°; 90°
TSM_Ind_CP1_MAM _c	20°S; 39°S	99.4°; 120°
TSM_Ind_CP2_MAM _a	20°S; 39°S	41.3°; 69.4°
TSM_Ind_CP2_MAM _b	10.5°S; 39°S	90°; 120°
TSM_Ind_CP3_MAM _a	20°S; 39°S	69.4°; 90°
TSM_Ind_CP3_MAM _b	10.5°S; 29.5°S	99.4°; 120°
TSM_Ind_CP4_MAM _a	20°N; 1°S	41.3°; 69.4°
TSM_Ind_CP4_MAM _b	10.5°S; 29.5°S	80.6°; 99.4°
TSM_Ind_CP4_MAM _c	10.5°S; 39°S	110.6°; 120°
HGT_Ind_CP1_JJA	25°S; 40°S	60°; 110°
HGT_Ind_CP2_JJA _a	20°S; 40°S	40°; 80°
HGT_Ind_CP2_JJA _b	10°S; 40°S	90°; 120°

HGT_Ind_CP3_JJA _a	20°N; 0°	70°; 120°
HGT_Ind_CP3_JJA _b	20°S; 35°S	60°; 80°
HGT_Ind_CP3_JJA _c	30°S; 40°S	85°; 100°
HGT_Ind_CP3_JJA _d	10°S; 35°S	105°; 120°
HGT_Ind_CP4_JJA _a	20°S; 40°S	40°; 60°
HGT_Ind_CP4_JJA _b	0°; 20°S	90°; 120°
HGT_Ind_CP4_JJA _c	30°S; 40°S	70°; 90°
HGT_Ind_CP4_JJA _d	25°S; 40°S	100°; 120°
TSM_Ind_CP1_JJA _a	20°N; 4.8°N	41.3°; 60°
TSM_Ind_CP1_JJA _b	4.8°N; 10.5°S	41.3°; 60°
TSM_Ind_CP1_JJA _c	10.5°N; 14.3°S	99.4°; 120°
TSM_Ind_CP1_JJA _d	20°S; 39°S	80.6°; 110.6°
TSM_Ind_CP2_JJA _a	20°N; 10.5°S	41.3°; 60°
TSM_Ind_CP2_JJA _b	1°S; 20°S	99.4°; 120°
TSM_Ind_CP2_JJA _c	25.7°S; 39°S	80.6°; 110.6°
TSM_Ind_CP3_JJA _a	14.3°N; 4.8°S	41.3°; 60°
TSM_Ind_CP3_JJA _b	4.8°S; 20°S	50.6°; 80.6°
TSM_Ind_CP3_JJA _c	20°S; 39°S	41.3°; 60°
TSM_Ind_CP3_JJA _d	20°S; 39°S	69.4°; 99.4°
TSM_Ind_CP3_JJA _e	10.5°S; 39°S	99.4°; 120°
TSM_Ind_CP4_JJA _a	10.5°N; 10.5°S	41.3°; 60°
TSM_Ind_CP4_JJA _b	1°S; 20°S	69.4°; 90°
TSM_Ind_CP4_JJA _c	10.5°N; 10.5°S	99.4°; 120°
TSM_Ind_CP4_JJA _d	29.5°S; 39°S	60°; 99.4°
HGT_Ind_CP1_SON _a	5°N; 20°S	70°; 110°
HGT_Ind_CP1_SON _b	25°S; 40°S	60°; 110°
HGT_Ind_CP2_SON _a	20°N; 0°	40°; 70°
HGT_Ind_CP2_SON _b	20°N; 0°	80°; 100°
HGT_Ind_CP2_SON _c	0°; 20°S	80°; 100°

HGT_Ind_CP2_SON _d	20°S; 40°S	40°; 80°
HGT_Ind_CP2_SON _e	20°S; 40°S	90°; 120°
HGT_Ind_CP3_SON _a	25°S; 40°S	40°; 60°
HGT_Ind_CP3_SON _b	10°S; 40°S	70°; 95°
HGT_Ind_CP3_SON _c	30°S; 40°S	100°; 120°
HGT_Ind_CP4_SON _a	20°N; 20°S	40°; 70°
HGT_Ind_CP4_SON _b	30°S; 40°S	40°; 70°
HGT_Ind_CP4_SON _c	5°S; 30°S	80°; 110°
HGT_Ind_CP4_SON _d	30°S; 40°S	100°; 120°
TSM_Ind_CP1_SON _a	4.8°S; 29.5°S	60°; 80.6°
TSM_Ind_CP1_SON _b	10.5°N; 14.3°S	80.6°; 120°
TSM_Ind_CP2_SON _a	10.5°S; 39°S	50.6°; 69.4°
TSM_Ind_CP2_SON _b	10.5°S; 39°S	90°; 120°
TSM_Ind_CP2_SON _c	10.5°N; 10.5°S	90°; 120°
TSM_Ind_CP3_SON _a	25.7°S; 39°S	41.3°; 54.4°
TSM_Ind_CP3_SON _b	1°S; 14.3°S	60°; 90°
TSM_Ind_CP3_SON _c	20°S; 39°S	60°; 99.4°
TSM_Ind_CP3_SON _d	1°S; 14.3°S	95.6°; 120°
TSM_Ind_CP4_SON _a	10.5°S; 29.5°S	50.6°; 84.4°
TSM_Ind_CP4_SON _b	29.5°S; 39°S	80.6°; 110.6°
TSM_Ind_CP4_SON _c	4.8°N; 4.8°S	80.6°; 114.4°
TSM_Ind_CP4_SON _d	4.8°S; 14.3°S	84.4°; 114.4°

La Tabla A-6 muestra los indicadores dipolares tenidos en cuenta a partir de las componentes principales de ambas variables analizadas para el océano Índico:

Tabla A-6: Indicadores con estructura dipolar considerados a partir de los índices definidos en la Tabla A-5 para el océano Índico.

Océano Índico
Índice dipolar y definición
$Dip_HGT_Ind_CP1_DEF = HGT_Ind_CP1_DEF_a - HGT_Ind_CP1_DEF_b$
$Dip_HGT_Ind_CP4_DEF_1 = HGT_Ind_CP4_DEF_b - HGT_Ind_CP4_DEF_d$
$Dip_HGT_Ind_CP4_DEF_2 = HGT_Ind_CP4_DEF_c - HGT_Ind_CP4_DEF_d$
$Dip_TSM_Ind_CP1_DEF = TSM_Ind_CP1_DEF_b - TSM_Ind_CP1_DEF_a$
$Dip_TSM_Ind_CP2_DEF_1 = TSM_Ind_CP2_DEF_a - TSM_Ind_CP2_DEF_b$
$Dip_TSM_Ind_CP2_DEF_2 = TSM_Ind_CP2_DEF_c - TSM_Ind_CP2_DEF_b$
$Dip_HGT_Ind_CP2_MAM = HGT_Ind_CP2_MAM_b - HGT_Ind_CP2_MAM_a$
$Dip_HGT_Ind_CP3_MAM = HGT_Ind_CP3_MAM_a - HGT_Ind_CP3_MAM_b$
$Dip_HGT_Ind_CP4_MAM_1 = HGT_Ind_CP4_MAM_b - HGT_Ind_CP4_MAM_a$
$Dip_HGT_Ind_CP4_MAM_2 = HGT_Ind_CP4_MAM_d - HGT_Ind_CP4_MAM_c$
$Dip_TSM_Ind_CP1_MAM = TSM_Ind_CP1_MAM_a - TSM_Ind_CP1_MAM_b$
$Dip_TSM_Ind_CP2_MAM_2 = TSM_Ind_CP2_MAM_b - TSM_Ind_CP2_MAM_a$
$Dip_HGT_Ind_CP2_JJA = HGT_Ind_CP2_JJA_a - HGT_Ind_CP2_JJA_b$
$Dip_HGT_Ind_CP3_JJA = HGT_Ind_CP3_JJA_c - HGT_Ind_CP3_JJA_b$
$Dip_HGT_Ind_CP4_JJA_1 = HGT_Ind_CP4_JJA_c - HGT_Ind_CP4_JJA_a$
$Dip_HGT_Ind_CP4_JJA_2 = HGT_Ind_CP4_JJA_c - HGT_Ind_CP4_JJA_d$
$Dip_TSM_Ind_CP1_JJA_1 = TSM_Ind_CP1_JJA_b - TSM_Ind_CP1_JJA_a$
$Dip_TSM_Ind_CP1_JJA_2 = TSM_Ind_CP1_JJA_d - TSM_Ind_CP1_JJA_c$
$Dip_TSM_Ind_CP2_JJA = TSM_Ind_CP2_JJA_c - TSM_Ind_CP2_JJA_a$
$Dip_TSM_Ind_CP3_JJA_1 = TSM_Ind_CP3_JJA_b - TSM_Ind_CP3_JJA_a$
$Dip_TSM_Ind_CP3_JJA_2 = TSM_Ind_CP3_JJA_d - TSM_Ind_CP3_JJA_e$
$Dip_TSM_Ind_CP4_JJA = TSM_Ind_CP4_JJA_b - TSM_Ind_CP4_JJA_c$
$Dip_HGT_Ind_CP1_SON = HGT_Ind_CP1_SON_a - HGT_Ind_CP1_SON_b$

$$\text{Dip_HGT_Ind_CP2_SON}_1 = \text{HGT_Ind_CP2_SON}_b - \text{HGT_Ind_CP2_SON}_a$$

$$\text{Dip_HGT_Ind_CP2_SON}_2 = \text{HGT_Ind_CP2_SON}_e - \text{HGT_Ind_CP2_SON}_d$$

$$\text{Dip_HGT_Ind_CP3_SON}_1 = \text{HGT_Ind_CP3_SON}_b - \text{HGT_Ind_CP3_SON}_a$$

$$\text{Dip_HGT_Ind_CP3_SON}_2 = \text{HGT_Ind_CP3_SON}_b - \text{HGT_Ind_CP3_SON}_c$$

$$\text{Dip_HGT_Ind_CP4_SON}_1 = \text{HGT_Ind_CP4_SON}_a - \text{HGT_Ind_CP4_SON}_b$$

$$\text{Dip_HGT_Ind_CP4_SON}_2 = \text{HGT_Ind_CP4_SON}_a - \text{HGT_Ind_CP4_SON}_c$$

$$\text{Dip_HGT_Ind_CP4_SON}_3 = \text{HGT_Ind_CP4_SON}_d - \text{HGT_Ind_CP4_SON}_c$$

$$\text{Dip_TSM_Ind_CP1_SON} = \text{TSM_Ind_CP1_SON}_a - \text{TSM_Ind_CP1_SON}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Ind_CP2_SON} = \text{TSM_Ind_CP2_SON}_b - \text{TSM_Ind_CP2_SON}_a$$

$$\text{Dip_TSM_Ind_CP3_SON}_1 = \text{TSM_Ind_CP3_SON}_c - \text{TSM_Ind_CP3_SON}_a$$

$$\text{Dip_TSM_Ind_CP3_SON}_2 = \text{TSM_Ind_CP3_SON}_d - \text{TSM_Ind_CP3_SON}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Ind_CP4_SON}_1 = \text{TSM_Ind_CP4_SON}_a - \text{TSM_Ind_CP4_SON}_b$$

$$\text{Dip_TSM_Ind_CP4_SON}_2 = \text{TSM_Ind_CP4_SON}_c - \text{TSM_Ind_CP4_SON}_d$$

REFERENCIAS

Ancapichún, S., Garcés-Vargas, J. 2015. Variability of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone and its impact on sea surface temperature off northcentral Chile, *Ciencias Marinas*, 41, 1-20. DOI: 10.7773/cm.v41i1.2338

Aguirre, C., García-Loyola, S., Testa, G., Silva, D., y Fariás, L. 2018. Insight into anthropogenic forcing on coastal upwelling off south-central Chile, *Elem. Sci. Anth.*, 6, 59. DOI: 10.1525/elementa.314, 2018.

Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A., Weng, H., Yamagata, T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, 112, C11007. DOI: 10.1029/2006JC003798.

Ashok, K., Yamagata, T. 2009. The El Niño with a difference. *Nature* 461, 481–484. DOI: 10.1038/461481a

Ayala, S. N. 2019. La posibilidad del pronóstico estadístico de precipitación de primavera en la cuenca del río Bermejo. Tesis de Licenciatura, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Barrett, B. y Hameed, S. 2017. Seasonal Variability in Precipitation in Central and Southern Chile: Modulation by the South Pacific High. *J. Clim.*, 30, 55-69. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0019.1.

Barnes, E. A., Hurrell, J. W., Ebert-Uphoff, I., Anderson, C., y Anderson, D. 2019. Viewing forced climate patterns through an AI Lens. *Geophysical Research Letters*, 46, 13389– 13398. DOI: 10.1029/2019GL084944

Barnston, A., Kumar, A., Goddard, L., Hoerling, M. 2005. Improving seasonal prediction practices thorough attribution of climate variability. *BAMS*, 59-72. DOI: 10.1175/BAMS-86-1 -59

Barreiro, M. 2009. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Clim Dyn* 35, 1493–1508. DOI: 10.1007/s00382-009-0666-9

Barreiro, M. y Díaz, N. 2011. Land–atmosphere coupling in El Niño influence over South America. *Atmosph. Sci. Lett.*, 12: 351-355. DOI: 10.1002/asl.348

Barros, V., Doyle, M., Camilloni, I. 2008. Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and the low-level circulation. *Theoretical and Appl. Climatology*. 93, 1-2:19-33. DOI: 10.1007/s00704-007-0329-x

Behera, S. K., y Yamagata, T. 2001. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 327–330. DOI:10.1029/2000GL011451.

Bombardi, R. J., Carvalho, L. M. V. 2011. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations. *Clim Dyn* 36, 2091–2102. DOI: 10.1007/s00382-010-0836-9

Bombardi, R. J., Carvalho, L. M. V., Jones, C. y Reboita, M. S. 2014. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic sea surface temperature during neutral ENSO periods. *Climate Dyn.*,42, 1553–1568. DOI: 10.1007/s00382-013-1832-7.

Cabos, W., Sein, D., Pinto, J., Fink, A, Koldunov, N., Alvarez, F., Izquierdo, A., Keenlyside, N., Jacob, D. 2017. The South Atlantic Anticyclone as a key player for the representation of the tropical Atlantic climate in coupled climate models. *Clim Dyn*. 48: 4051. DOI: 10.1007/s00382-016-3319-9.

Cai, W., Wu, L., Lengaigne, M., Li T., McGregor, S., Kug, J. S., Yu, J. Y., Stuecker, M. F., Santoso, A., Li, X., Ham, Y. G., Chikamoto, Y., Ng, B., McPhaden, M. J., Du, Y., Dommenges, D., Jia, F., Kajtar, J. B., Keenlyside, N., Lin, X., Luo, J. J., Martín-Rey, M., Ruprich-Robert, Y., Wang, G., Xie, S. P., Yang, Y., Kang, S. M., Choi, J. Y., Gan, B., Kim, G. I., Kim, C. E., Kim, S., Kim, J. H., Chang, P. 2019. Pantropical climate interactions. *Science* Vol. 363, Issue 6430, eaav4236. DOI: 10.1126/science.aav4236.

Cai, W., McPhaden, M. J., Grimm, A. M. et al. 2020. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nat Rev Earth Environ* 1, 215–231 (2020). DOI: 10.1038/s43017-020-0040-3

Camilloni I., Doyle, M., Barros, V., 2004. Interannual variability of the South Atlantic High and rainfall in Southeastern South America during summer months. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, Brasil.

Camilloni, I., Barros, V., Di Luca, A. 2005. Trends in the position of the South Atlantic high and its representation by Global Climate Models: impacts over the Río de la Plata estuary and adjacent ocean (in Spanish). Preprints of IX Congreso Argentino de Meteorología (CD-ROM). Buenos Aires, Argentina.

Chan, S., Behera, S.K., Yamagata, T. 2008. Indian Ocean dipole influence on South American rainfall, *Geophysical Research Letters*, 35: L14S12. DOI: 10.1029/2008GL034204.

Cherchi, A., Ambrizzi, T., Behera, S. et al. 2018. The Response of Subtropical Highs to Climate Change. *Curr Clim Change Rep* 4, 371–382. DOI: 10.1007/s40641-018-0114-1

Chu, J., Ha, K., Lee, J., Wang, B., Kim, B., Chung, C. 2014. Future change of the Indian Ocean basin-wide and dipole modes in the CMIP5. *Clim Dyn* 43, 535–551. DOI: 10.1007/s00382-013-2002-7

Coelho, C. A. S., Stephenson, D. B., Balmaseda, M., Doblas-Reyes, F. J., van Oldenborgh, G. J. 2005. Toward an Integrated Seasonal Forecasting System for South America. *J. Climate*, 19, 3704–3721. DOI: 10.1175/JCLI3801.1.

Compagnucci, R. H. y Vargas, W. M. 1998. Inter-annual variability of the Cuyo rivers' streamflow in the Argentinean Andean mountains and ENSO events. *Int. J. Climatol.*, 18: 1593-1609. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(19981130)18:14<1593::AID-JOC327>3.0.CO;2-U

Conover, W.J. 1999. *Practical Nonparametric Statistics*. John Wiley & Sons, Inc., New York. ISBN 13: 9780471160687.

Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J-J., Park B-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J-N. y Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597. DOI: 10.1002/qj.828

Delsole, T., Yan, X., Dirmeyer, P. A., Fennessy, M., y Altshuler, E. 2014. Changes in seasonal predictability due to global warming. *Journal of Climate* 27.1, 300-311. ISSN: 08948755. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00026.1.

Ding, R., J. Li, Y.-h. Tseng, C. Sun, y F. Xie. 2017. Joint impact of North and South Pacific extratropical atmospheric variability on the onset of ENSO events, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 279–298. DOI:10.1002/2016JD025502.

Di Rienzo J. A., Casanoves F., Balzarini M. G., Gonzalez L., Tablada M., Robledo C. W. *InfoStat versión 2020*. Centro de Transferencia InfoStat, FCA, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. URL <http://www.infostat.com.ar>

-
- Domínguez, D. A. y González, M. H. 2013. Variabilidad de la precipitación en el centro oeste de Argentina y un modelo de predicción estadística. *Meteorologica* 38.2, 105-120. versión On-line ISSN 1850-468X
- Dong, S., Lopez, H., Lee, S.-K., Meinen, C. S., Goni, G., y Baringer, M. 2020. What caused the large-scale heat deficit in the subtropical South Atlantic Ocean during 2009–2012? *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL088206. DOI: 10.1029/2020GL088206
- 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. *J. Climate*, 15, 3394-3410. DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<3394:MLLCAP>2.0.CO;2.
- Doyle, M.E. 2020. Observed and simulated changes in precipitation seasonality in Argentina. *Int J Climatol*. 2020; 40: 1716– 1737. DOI: 10.1002/joc.6297
- Fahad, A., Burls, N.J. y Strasberg, Z. 2020. How will southern hemisphere subtropical anticyclones respond to global warming? Mechanisms and seasonality in CMIP5 and CMIP6 model projections. *Clim Dyn* 55, 703–718. DOI: 10.1007/s00382-020-05290-7
- Feng, M. y Meyers, G. 2003. Interannual variability in the tropical Indian Ocean: a two-year time-scale of Indian Ocean Dipole. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, Volume 50, Issues 12–13, 2263-2284, ISSN 0967-0645. DOI: 10.1016/S0967-0645(03)00056-0.
- Flores-Aqueveque, V., Rojas, M., Aguirre, C., Arias, P. A., González, C. 2020. South Pacific Subtropical High from the late Holocene to the end of the 21st century: insights from climate proxies and general circulation models. *Clim. Past*, 16, 79–99. DOI: 10.5194/cp-16-79-2020
- Garbarini, E. M. 2016. Algunos indicadores para la predicción estadística de la precipitación estacional en Argentina. Tesis de Licenciatura. Departamento de Ciencias

de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Garbarini, E. M., Skansi, M., González, M. H., Rolla, A. L. 2016. ENSO Influence over Precipitation in Argentina, *Advances in Environmental Research*. Cap 7. Volume 52. 223-246, NOVA Publisher, NY, USA. ISBN: 978-1-53610-058-7.

Garbarini, E. M., González, M. H., Rolla, A. L. 2019. The influence of Atlantic High on seasonal rainfall in Argentina. *Int J Climatol*. 39: 4688– 4702. DOI: 10.1002/joc.6098

Garbarini, E. M., González, M. H., Rolla, A. L. 2020. Modulation of seasonal precipitation in Argentina by the South Pacific high. *Int J Climatol*. 2021; 41 (Suppl.1): E3279– E3297. DOI:10.1002/joc.6924

Gilliland, J. M., y Keim, B. D. 2018. Position of the South Atlantic Anticyclone and Its Impact on Surface Conditions across Brazil. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 57, 535–553, DOI: 10.1175/JAMC-D-17-0178.1.

Goddard, L., Barnston, A., Mason, S. 2003. Evaluation of the IRI's "net assesment" seasonal climate forecasts 1997-2001. *BAMS*, 1761-1781. DOI: 10.1175/BAMS-84-12-1761

Gong, D. y Wan, S. 1999. Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, 4, Vol 26, 459-462, DOI: 10.1029/1999GL900003

Gonzalez, M. y Barros, V. 1998. The relationship between tropical convection in South America and the end of the dry period in subtropical Argentina. *Int. J. Climatol.*, 18: 1669-1685. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(199812)18:15<1669::AID-JOC340>3.0.CO;2-1

González, M.H., Barros, V.R., Doyle, M.E. 2002. Relation between the onset and end of the South American summer monsoon and rainfall in subtropical South America. *Clim. Res.*, 21, 141-155. DOI: 10.3354/cr021141

González, M. H. y Cariaga, M. L. 2009. An approach to seasonal forecasting of summer rainfall in Buenos Aires, Argentina. *Atmósfera* [online]. Vol.22, n.3, pp.267-279. ISSN 0187-6236.

González, M. H., Skansi, M. M. y Losano, F. 2010. A statistical study of seasonal winter rainfall prediction in the Comahue region (Argentina). *Atmósfera* 23.3, 277-294. ISSN 0187-6236

González, M. H. 2013. Some indicators of interannual rainfall variability in Patagonia (Argentina). *Climate Variability-Regional and Thematic Patterns*. A. Tarhule Ed., 1st ed., Intech, 131-161. DOI: 10.5772/55494

González, M. H. y Herrera, N. 2014. Statistical prediction of Winter rainfall in Patagonia (Argentina), in *Horizons in Earth Science Research*. Volume 11, Chapter 7. 221-238. Editor: Benjamin Veress and Jozsi Szigethy, NOVA Publisher, NY, USA. ISBN: 978-1-63321-297-8

González M. H., Garbarini E. M., Rolla A. L., Eslamian S. 2017. Meteorological Drought Indices: Rainfall Prediction in Argentina en *Handbook of Drought and Water Scarcity: Vol. 1, Principle of Drought and Water Scarcity*, Chapter 29, 540-567, Taylor & Francis Publishing (CRC Group) Editor: Saeid Eslamian. ISBN: 9781498731089 1498731082. Reino Unido, Abingdon.

González, M. H., Rolla A. L. 2019. Comparison between statistical precipitation prediction in northern Patagonia (Argentina) using ERA- INTERIM and NCEP reanalysis datasets. *Agricultural Research Updates*, Vol. 27, Ed. Prathamesh Gorawala y Srushti Mandhari, NOVA Science Publications, Nueva York, USA. ISBN: 978-1-53615-916-5

Gramcianinov, C. B., Hodges, K. I. y Camargo, R. 2019. The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones. *Clim Dyn* 53, 4115–4140. DOI: 10.1007/s00382-019-04778-1

Grimm, A. M., Barros, V. R., Doyle, M. E. 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate*, 13, 35–58, DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<0035:CVISSA>2.0.CO;2.

Grotjahn, R. 2004, Remote weather associated with South Pacific subtropical sea-level high properties. *Int. J. Climatol.*, 24: 823-839. DOI: 10.1002/joc.1024

Gulizia, C., Camilloni, I. y Doyle, M. 2013. Identification of the principal patterns of summer moisture transport in South America and their representation by WCRP/CMIP3 global climate models. *Theor Appl Climatol* 112, 227–241. DOI: 10.1007/s00704-012-0729-4

Haarsma, R. J., Campos, E. J. D., Hazeleger, W., Severijns, C., Piola, A. R., Molteni, F. 2005. Dominant Modes of Variability in the South Atlantic: A Study with a Hierarchy of Ocean–Atmosphere Models. *J. Climate*, 18, 1719–1735, DOI: 10.1175/JCLI3370.1.

Hoskins, B. J. y Karoly, D. J. 1981. The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1179–1196, DOI: 10.1175/1520-0469(1981)038<1179:TSLROA>2.0.CO;2.

Hoskins, B. J., y Hodges, K. I. 2005. A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Climate*, 18, 4108–4129. DOI: 10.1175/JCLI3570.1.

Huang, B., y Shukla, J. 2006. Interannual SST Variability in the Southern Subtropical and Extra-tropical Ocean. COLA Tech. Rep., 223, 20pp.

Huang, B. y Shukla, J. 2008. Interannual variability of the South Indian Ocean in observations and a coupled model. *Indian Journal of Marine Sciences*, 37, 13–34.

Hyndman, R. J. y Athanasopoulos, G. 2018. *Forecasting: principles and practice*. 2nd edition. ISBN 978-0987507105. Consultado en <https://otexts.com/fpp2/>

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J. y Zhu, Y., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis

project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77,3, 437-472. DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2

Kidson, J. W. 1999. Principal modes of southern hemisphere low frequency variability obtained from NCEP-NCAR Reanalyses. *J. Climate*, 12, 2808–2830, DOI: 10.1175/1520-0442(1999)012<2808:PMOSHL>2.0.CO;2.

Klein, S. A., Soden, B., Lau, N-C. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge. *J Clim* 12:917–932. DOI: 10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2

Kumar, A. 2006. On the interpretation and utility of skill information for seasonal climate predictions. *Mon. Wea. Rev.*, 135: 1974 - 1984. DOI: 10.1175/MWR3385.1.

Leetmaa, A. 2003. Seasonal Forecasting, Innovation in practice and institutions. *BAMS*, 84: 1686-1691.

Leyba, I. M., Solman, S. A., Saraceno, M. 2019. Trends in sea surface temperature and air–sea heat fluxes over the South Atlantic Ocean. *Clim Dyn* 53, 4141–4153. DOI: 10.1007/s00382-019-04777-2.

Liebmann, B., Camargo, S. J., Seth, A., Marengo, J. A., Carvalho, L. M. V., Allured, D., Fu, R., y Vera, C. S. 2007. Onset and End of the Rainy Season in South America in Observations and the ECHAM 4.5 Atmospheric General Circulation Model, *Journal of Climate*, 20(10), 2037-2050. DOI: 10.1175/JCLI4122.1

Liu, N., Chen, H., Lü, L. 2007. Teleconnection of IOD signal in the upper troposphere over southern high latitudes. *J Oceanogr* 63, 155-157. DOI: 10.1007/s10872-007-0014-9

Liu, Z., y Alexander, M. 2007. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections, *Rev. Geophys.*, 45, RG2005. DOI:10.1029/2005RG000172.

Lund, I. A. 1963. Map pattern classification by statistical methods. *Journal of Applied Met.* 2: 56-65. DOI: 10.1175/1520-0450(1963)002<0056:MPCBSM>2.0.CO;2.

-
- Martinez A. J. y Dominguez F. 2014. Sources of atmospheric moisture for the La Plata River Basin. *J Clim* 27(17): 6737–6753. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00022 .1
- Mason, I. B. 2003. Binary Events. Capítulo 3 en “Forecast Verification: A Practitioner’s Guide in Atmospheric Science”, p. 37-76. Editores Jolliffe, I. T. y Stephenson, D. B., Wiley, West Sussex, Reino Unido. ISBN 0-471-49759-2
- Mishra, V., Smoliak, B. V., Lettenmaier, D. P., Wallace, J. M. 2012. A prominent pattern of year-to-year variability in Indian Summer Monsoon Rainfall. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109 (19) 7213-7217. DOI: 10.1073/pnas.1119150109
- Mo K. C. 2000. Relationships between low frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 13, 3599-3610. DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<3599:RBLFVI>2.0.CO;2.
- Morioka, Y., Tozuka, T. y Yamagata, T. 2011. On the growth and decay of the Subtropical Dipole mode in the South Atlantic. *J. Climate* 24, 5538–5554. DOI: 10.1175/2011JCLI4010.1
- Morioka, Y., Ratnam, J. V., Sasaki, W., y Masumoto, Y. 2013. Generation Mechanism of the South Pacific Subtropical Dipole, *Journal of Climate*, 26(16), 6033-6045. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00648.1
- Morioka, Y., Masson, S., Terray, P., Prodhomme, C., Behera, S. K., y Masumoto, Y. 2014. Role of Tropical SST Variability on the Formation of Subtropical Dipoles, *Journal of Climate*, 27(12), 4486-4507. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00506.1
- Müller, G.V., Fernández Long M.E., Bosch E. 2015. Relación entre la temperatura de la superficie del mar de diferentes océanos y los rendimientos de maíz en la pampa húmeda. *Meteorológica*, 40,1, 5-16. ISSN: 0325-187X
- Nan, S., y Li, J. 2003. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode, *Geophys. Res. Lett.*, 30, Vol 24, 2266. DOI:10.1029/2003GL018381

Nnamchi, H.C., Li, J.P., Anyadike, R.N., 2011. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? *J. Geophys. Res.*, 116, DOI: 10.1029/2010JD015579.

Nnamchi, H. C., Li, J., Kucharski, F., Kang, I., Keenlyside, N. S., Chang, P., y Farneti, R. 2016. An Equatorial–Extratropical Dipole Structure of the Atlantic Niño. *Journal of Climate*, 29 (20), 7295-7311. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0894.1

Nnamchi, H.C., Kucharski, F., Keenlyside, N.S., Farneti, R. 2017. Analogous seasonal evolution of the South Atlantic SST dipole indices. *Atmospheric Science Letters*. 18, 396-402. DOI: 10.1002/asl.781

Nobre, P., Marengo, J. A., Cavalcanti, I. F. A., Obregon, G., Barros, V., Camilloni, I., Campos, N., Ferreira, A. G. 2006. Seasonal-to-Decadal Predictability and Prediction of South American Climate. *J. Climate*, 19, 5988–6004, DOI:10.1175/JCLI3946.1.

Paegle, J. y Mo, K.C. 2002. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Climate* 15: 1389-1407. DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<1389:LBSRVO>2.0.CO;2.

Pántano V, Penalba O, Spescha L, Murphy G. 2017. Assessing how accumulated precipitation and long dry sequences impact the soil water storage. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.5087.

Pizarro, O., Hormazábal, S., González, A., y Yáñez, E. 1994. Variabilidad del viento, nivel del mar y temperatura en la costa norte de Chile, *Investigaciones Marinas*, Valparaíso, 22, 85–101. DOI: 10.4067/S0717-71781994002200007

Rahn, D. A. y Garreaud, R. D. 2013. A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America, *Int. J. Climatol.*, 34, 780–792. DOI:10.1002/joc.3724.

Reboita, M. S., Ambrizzi, T., Silva Bruna, A., Pinheiro Raniele, F., da Rocha, R. 2019. The South Atlantic Subtropical Anticyclone: Present and Future Climate. *Frontiers in Earth Science*, 7 DOI: 10.3389/feart.2019.00008

Reichstein, M., Camps-Valls, G., Stevens, B., Jung, M., Denzler, J., Carvalhais, N., y Prabhat. 2019. Deep learning and process understanding for data-driven Earth system science. *Nature*, 566, 195-204.

Richter, I., Mechoso, C. R., Robertson, A.W. 2008. What determines the position and intensity of the South Atlantic anticyclone in austral winter? An AGCM study. *J Clim* 21:214–229. DOI: 10.1175/2007JCLI1802.1

Rodwell, M.J., Hoskins, B. J. 2001. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J Clim* 14:3192–3211. DOI: 10.1175/1520-0442(2001)014%3c3192:SAAS M%3e2 .0.CO;2

Rolla, A. L. 2018. Modelo de pronóstico estadístico de precipitación estacional para el verano aplicado a la región Pampeana. Trabajo de Especialización de Maestría en Explotación de Datos y Descubrimiento del Conocimiento, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Ropelewski, C. H., y Halpert, S. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626. DOI: 10.1175/1520-0493(1987)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2.

Saji, N. H., Goswami, B. N., Vinayachandran, P. N., Yamagata, T. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature* 401: 360-363. DOI: 10.1038/43854

Santis, W., Castellanos, P., y Campos, E. 2020. Memory Effect of the Southern Atlantic Subtropical Dipole, *Journal of Climate*, 33(17), 7679-7696. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0745.1

Saurral, R. I., Doblas-Reyes, F. J. y García-Serrano, J. 2018. Observed modes of sea surface temperature variability in the South Pacific region. *Clim Dyn* 50, 1129–1143. DOI: 10.1007/s00382-017-3666-1

Schott, F. A., Xie, S-P., McCreary, J. P. 2009. Indian Ocean circulation and climate variability, *Rev. Geophys.*, 47, RG1002. DOI:10.1029/2007RG000245.

Seager, R., Murtugudde, R., Naik, N., Clement, A., Gordon, N. y Miller, J. 2003. Air–Sea Interaction and the Seasonal Cycle of the Subtropical Anticyclones. *J. Climate*, 16, 1948–1966. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<1948:AIATSC>2.0.CO;2.

Silvestri, G. y Vera, C. 2008. Evaluation of the WCRP-CMIP3 model simulations in the La Plata basin. *Met. Apps*, 15: 497-502. DOI: 10.1002/met.98

Solman, S. A., y Orlanski, I. 2010. Subpolar High Anomaly Preconditioning Precipitation over South America. *J. Atmos. Sci.*, 67, 1526-1542. DOI: 10.1175/2009JAS3309.1.

Stan, C., Straus, D. M., Frederiksen, J. S., Lin, H., Maloney, E. D., y Schumacher, C. 2017. Review of tropical-extratropical teleconnections on intraseasonal time scales. *Reviews of Geophysics*, 55, 902– 937. DOI: 10.1002/2016RG000538

Stone, M. 1974. Cross-validatory choice and assessment of statistical predictions. *J. Royal Stat. Soc.*, 36 (2), 111–147. Retrieved July 27, 2020, from www.jstor.org/stable/2984809

Sun, X., Cook, K., Vizy, E. 2017. The South Atlantic Subtropical High: Climatology and Interannual Variability. *J. Clim.*, 30, 3279–3296, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0705.1

Sun, X., Vizy, E. K. y Cook, K. H. 2019. Land–atmosphere–ocean interactions in the southeastern Atlantic: interannual variability. *Clim Dyn* 52, 539–561. DOI: 10.1007/s00382-018-4155-x

Tan, P.N., Steinbach, M. y Kumar, V. 2006. *Introduction to Data Mining*. Pearson: Addison Wesley, Boston. ISBN-13: 9780321321367

Taschetto, A. y Wainer, I. 2008. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American Precipitation. *Ann. Geophys.* 26, 3457–3476. DOI: 10.5194/angeo-26-3457-2008

Taschetto, A. S. y Ambrizzi, T. 2012. Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall? *Clim Dyn* 38, 1615–1628. DOI: 10.1007/s00382-011-1165-3

Thanh Le, et al. 2020. Causal effects of Indian Ocean Dipole on El Niño–Southern Oscillation during 1950–2014 based on high-resolution models and reanalysis data. *Environ. Res. Lett.* 15 1040b6. DOI: 10.1088/1748-9326/abb96d

Tibshirani, R. 1996. Regression Shrinkage and Selection via the lasso. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (methodological)* 58 (1). Wiley: 267–88. <http://www.jstor.org/stable/2346178>

Vargas, W., Penalba, O., Minetti, J. 1999. Las precipitaciones mensuales en zonas de la Argentina y el ENOS. Un enfoque hacia problemas de decisión. *Meteorológica*, 24, 3-22.

Venegas, S. A., Mysak, L. A., Straub, D. N. 1997. Atmosphere-Ocean Coupled Variability in the South Atlantic. *J. Climate*, 10, 2904-2920. DOI: 10.1175/1520-0442(1997)010<2904:AOCVIT>2.0.CO;2.

Vera, C., Silvestri, G., Barros, V., Carril, A. 2004. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, 17 (9), 1741-1753. DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017<1741:DIENRO>2.0.CO;2

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., Zhang, C. 2006. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, 19, 4977-5000. DOI: 10.1175/JCLI3896.1.

Vera, C., Silvestri, G. 2009. Precipitation interannual variability in South America from the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. *Clim Dyn* 32, 1003–1014 (2009). DOI: 10.1007/s00382-009-0534-7

Vershovskii, M. G., Kondratovich, K. V. 2007. South Pacific subtropical anticyclone: Intensity and localization. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 32, 738–742. DOI: 10.3103/S1068373907120035

-
- Vidya P. J., Ravichandran, M., Subeesh, M. P. et al. 2020. Global warming hiatus contributed weakening of the Mascarene High in the Southern Indian Ocean. *Sci Rep* 10, 3255. DOI: 10.1038/s41598-020-59964-7
- Wang, F. 2010. Subtropical dipole mode in the Southern Hemisphere: A global view, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L10702. DOI:10.1029/2010GL042750.
- Wang, H., Murtugudde, R. y Kumar, A. 2016. Evolution of Indian Ocean dipole and its forcing mechanisms in the absence of ENSO. *Clim Dyn* 47, 2481–2500 (2016). DOI: 10.1007/s00382-016-2977-y
- Wang, C. 2019. Three-ocean interactions and climate variability: a review and perspective. *Clim Dyn* 53, 5119–5136. DOI: 10.1007/s00382-019-04930-x
- Weng, H., Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A., Yamagata, T. 2007. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Clim Dyn* 29, 113–129. DOI: 10.1007/s00382-007-0234-0
- Weng, H., Behera, S. K., Yamagata, T. 2009. Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. *Clim Dyn* 32, 663–674. DOI: 10.1007/s00382-008-0394-6
- Wilks, D. S., 2011. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 3rd. ed., Academic Press, 676p. ISBN: 9780123850225.
- Wood, S. N. 2006. *Generalized additive models – An introduction with R*. Chapman and Hall, Lon-don. 410 pp. ISBN 9781498728331
- Xie, S-P, y Philander, S. G. H. 1994. A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 46:4, 340-350, DOI: 10.3402/tellusa.v46i4.15484

-
- Xulu, N., Chikoore, H., Bopape, M-J, Nethengwe, N S. 2020. Climatology of the Mascarene High and Its Influence on Weather and Climate over Southern Africa. *Climate* 8(7):86. DOI: 10.3390/cli8070086
- Yamagata, T., Behera, S., Luo, J-J, Masson, S., Jury, M. R, y Rao, S. A. 2004. Coupled ocean–atmosphere variability in the Indian ocean. *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*. (2004), *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 147, edited by C. Wang, S.-P. Xie, and J. A. Carton, pp. 189-211, AGU, Washington, D. C.
- Yang, J., Liu, Q., Xie, S-P., Liu, Z., y Wu, L. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02708, DOI: 10.1029/2006GL028571.
- Yoo, J. H., Moon, S., Ha, K. J. et al. 2020. Cases for the sole effect of the Indian Ocean Dipole in the rapid phase transition of the El Niño–Southern Oscillation. *Theor Appl Climatol* 141, 999–1007. DOI: 10.1007/s00704-020-03265-6
- You, Y., y Furtado, J. C. 2018. The South Pacific Meridional Mode and Its Role in Tropical Pacific Climate Variability. *J. Climate*, 31, 10141–10163, DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0860.1.
- Zhang, L., Gan, B., Wu, L., Cai, W., y Ma, H. 2018. Seasonal dependence of coupling between storm tracks and sea surface temperature in the Southern Hemisphere midlatitudes: A statistical assessment. *Journal of Climate*, 31, 4055–4074. DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0196.1
- Zhang, L., Gan, B., Wang, H., Wu, L., y Cai, W. 2020. Essential role of the midlatitude South Atlantic variability in altering the Southern Hemisphere summer storm tracks. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL087910. DOI: 10.1029/2020GL087910
- Zheng, J., y Wang, F. 2017. On the formation of the South Pacific quadrupole mode. *Theor. Appl. Climatol.*, 130, 331–344. DOI:10.1007/s00704-016-1885-8.

Zheng, J., Wang, F., Alexander, M. A., y Wang, M. 2018. Impact of South Pacific Subtropical Dipole Mode on the Equatorial Pacific, *Journal of Climate*, 31(6), 2197-2216. DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0256.1

Zhou, J., y Lau, K., 1998. Does a Monsoon Climate Exist over South America? *J. Climate*, 11, 1020–1040, DOI: 10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2.

Zilli, M. T., Carvalho, L.M.V. 2021. Detection and attribution of precipitation trends associated with the poleward shift of the South Atlantic Convergence Zone using CMIP5 simulations. *Int J Climatol*. 2021; 1– 22. DOI: 10.1002/joc.7007