



Universidad de la República – Facultad de Ciencias
Departamento de Ciencias de la Atmósfera
Pedeciba Geociencias
Tesis de Maestría

VARIACIÓN INTERDECADAL DE LA INFLUENCIA DE EL NIÑO SOBRE LA PRECIPITACIÓN EN URUGUAY

QUÍM. PABLO FERNÁNDEZ MANTERO

Orientador: Dr. Marcelo Barreiro

Montevideo, Uruguay

Septiembre 2020

PÁGINA DE APROBACIÓN

Tesis para la obtención del título de Magíster en Geociencias.

Autor: Quím. Pablo Fernández Mantero

Orientador: Dr. Marcelo Barreiro

Fecha: 07/12/2020

Tribunal:

1 – Madeleine Renom

2 – Gabriel Cazes

3 – Olga Penalba

Calificación:

AGRADECIMIENTOS

A Marcelo, por su dedicación y permanente disposición para la orientación y el intercambio.

A Roxana, por su apoyo, paciencia y compañía a lo largo de estos años.

A Luz, Inés, Paula y la familia, por estar siempre pendientes y con palabras de aliento.

A los docentes y compañeros que esta maestría me permitió conocer, por los aprendizajes y el tiempo compartido.

A los compañeros de Dinama, por brindarme facilidades necesarias para llegar hasta aquí y por prestarse a intercambios en relación con este trabajo.

A los amigos del barrio, del liceo y de la facultad, quienes siempre acompañaron con interés.

A Analía, por toda su gestión y apoyo para el programa.

A Alvarito, quien debe estar disfrutando este logro.

Índice de contenido

Resumen	vi
1. Introducción	1
1.1 Climatología de precipitaciones en el sudeste de Sudamérica	1
1.2 Modos de variabilidad climáticos con influencia sobre el sudeste de Sudamérica	4
1.3 Teleconexiones atmosféricas	7
1.3.1 Teleconexiones de ENOS	8
1.3.2 Variación interdecadal de la señal de ENOS	13
1.3.3 Influencia del Modo Anular del Sur	15
2. Objetivos	17
3. Datos	18
3.1 Precipitación	18
3.2 Campos atmosféricos y oceánicos	19
4. Metodología y procesamiento de datos	21
4.1 Vínculo entre temperatura de la superficie del mar en la zona Niño 3.4 y la precipitación en Uruguay	21
4.1.1 Mapas de correlación y regresión por subperíodos y trimestres ...	23
4.1.2 Relación entre la ODP y la precipitación	26
4.2 Relaciones entre campos globales y la precipitación en Uruguay para años Niño	27
4.2.1 Vínculo entre anomalías de TSM N3.4 y precipitación acumulada en zonas norte y sur de Uruguay	27
4.2.2 <i>Composites</i> de campos globales para años Niño durante primavera	28
4.2.3 Mapas de regresión entre las anomalías de TSM N3.4 y campos globales para años Niño durante primavera	28
4.2.4 Caracterización de teleconexión desde el océano Pacífico ecuatorial hacia Sudamérica durante primavera	29
5. Variabilidad interdecadal de la precipitación en Uruguay y su relación con los campos globales	31
5.1 Vínculo entre temperatura de la superficie del mar en la zona N3.4 y la precipitación en Uruguay	31
5.1.1 Zona norte	31
5.1.2 Zona sur	32
5.2 Anomalías asociadas a la precipitación en la zona norte del país	33

5.2.1	Octubre-Noviembre-Diciembre	34
5.2.2	Enero-Febrero-Marzo	43
5.3	Anomalías asociadas a la precipitación en la zona sur del país.....	49
5.3.1	Octubre-Noviembre-Diciembre	50
5.3.2	Enero-Febrero-Marzo	59
5.4	Relación entre la ODP y las precipitaciones	66
6.	Impacto de El Niño sobre Uruguay durante primavera (OND) para diferentes décadas.....	68
6.1	<i>Composites</i> de campos globales para años Niño durante primavera... 73	
6.2	Mapas de regresión entre anomalías de TSM N3.4 y campos globales para años Niño durante primavera	83
6.3	Propagación de ondas desde el Pacífico ecuatorial hacia Sudamérica durante la primavera	92
6.3.1	TSM.....	95
6.3.2	OLR.....	100
6.3.3	$\phi 200$	105
7.	Conclusiones	110
	Bibliografía.....	113

Resumen

En este trabajo se estudió la variabilidad interdecadal del impacto de El Niño-Oscilación Sur (ENOS) sobre el Sudeste de Sudamérica (SESA) con particular énfasis en la precipitación en las zonas norte (ZN) y sur (ZS) de Uruguay durante el período 1961-2016.

A través de un análisis de correlación se identificó la primavera (OND) y el verano (EFM) como los trimestres cuando la lluvia muestra mayores cambios en el impacto de ENOS. Dichos cambios ocurrieron a fines de la década de los '80 y para el análisis posterior se separó el período en dos subperíodos: 1989-2016 (P2) con mayor impacto en ZN y ZS, y 1961-1988 (P1), donde la señal de ENOS es significativamente más débil.

Mediante análisis de correlación y regresión lineal con campos globales de circulación para estos trimestres, se identificó para la ZN durante OND la propagación de dos trenes de ondas desde el océano Pacífico tropical (este y centro) hacia SESA en P2, patrón que en P1 es significativamente más débil. En EFM la conexión con ENOS ocurre solamente durante el P2, mientras que en P1 las lluvias en SESA se favorecieron por la predominancia de una circulación anticiclónica situada al noreste de Uruguay que debilita la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS). Para la ZS, durante OND la conexión en P1 se estableció débilmente solo con la cuenca oeste del Pacífico tropical y el patrón de teleconexión no es claro. Durante P2 las anomalías de circulación asociadas a las lluvias en la ZS son similares a las observadas para la ZN. Durante EFM no se observó vinculación con ENOS.

Para entender mejor los cambios detectados en el impacto de ENOS se enfocó el trabajo en OND, encontrándose que existió un cambio sustancial asociado a la fase cálida (El Niño): mientras que en P2 las anomalías de precipitación son mayores para eventos Niño más intensos, sucede lo contrario durante P1. Este cambio se asoció a la existencia de un patrón de ondas corto que nace en el Pacífico ecuatorial este y se propaga hacia Sudamérica durante P2, que no está presente durante P1.

Este tren de ondas se caracterizó mediante un índice (ITSA), cuyos centros presentan tendencia positiva y variabilidad interanual relacionada a ENOS y el Modo anular del Sur (MAS) durante P1, mientras que en P2 varían de forma conjunta, asociados al calentamiento en el Pacífico tropical.

Palabras clave: Variabilidad climática, El Niño – Oscilación Sur, teleconexiones, precipitación, Uruguay.

1. Introducción

1.1 Climatología de precipitaciones en el sudeste de Sudamérica

La región del sudeste de Sudamérica (SESA) se extiende al este de Los Andes, en la zona continental comprendida entre 65°W-47°W y 19°S-37°S, abarcando gran parte de las áreas productivas de Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay. Puede entenderse como una región de transición entre la parte central del continente donde las precipitaciones son producidas mayormente por sistemas de convección profunda durante la temporada cálida y la región sur donde los sistemas frontales tienen un peso mayor para la generación de lluvias (Silvestri y Vera 2003, Barreiro 2009, Barreiro 2017).

En SESA se encuentra la cuenca del Río de la Plata, también conocida como cuenca del Plata, que es una de las mayores reservas de agua dulce del mundo, donde funcionan represas para la generación de energía eléctrica que alimentan a la región (Silvestri y Vera 2003, Barreiro 2009, Barreiro 2017). Las cuencas del Río Uruguay y del Río Negro forman parte de la cuenca del Plata y son regiones particularmente productivas para la agricultura (Cazes-Boezio y Talento 2016).

Es por ello que las anomalías de precipitación pueden tener impactos importantes sobre las actividades humanas teniendo consecuencias sociales, ambientales y económicas. Surge así la importancia del entendimiento de los forzantes locales y remotos de la variabilidad de la precipitación sobre SESA (Zamboni et al. 2010, Martín-Gómez y Barreiro 2015). Junto con ello, la

posibilidad de contar con un pronóstico confiable ayuda a la toma de decisiones, la planificación o la respuesta efectiva a apartamientos de los valores promedio de precipitación de cada estación, anticipando su ocurrencia (Zamboni et al. 2010).

La precipitación en SESA presenta alta variabilidad desde escalas interanuales a multidecadales. Esta variabilidad puede ser entendida como resultado del forzamiento de los océanos, de procesos internos de la atmósfera y de interacciones locales atmósfera – superficie (Martín-Gómez y Barreiro 2015).

A escalas temporales menores, la precipitación sobre SESA puede entenderse como relativamente uniforme a lo largo del año, en contraposición a lo que ocurre en la mayor parte del continente, donde existe un marcado ciclo estacional en las lluvias. Más allá de esto, los mecanismos de precipitación en SESA presentan dependencia estacional: sistemas frontales asociados a la variabilidad atmosférica transiente dominan la época fría mientras que sistemas de convección profunda dominan la época cálida, a pesar de que en esta época aún hay sistemas frontales que llegan a la región y que son relevantes para la producción de precipitaciones (Barreiro 2017).

Los mecanismos generadores de precipitación involucran anomalías de circulación en capas altas y bajas de la atmósfera. En las capas altas la intensificación del jet y el aumento de sus meandros debido a la propagación de trenes de ondas de Rossby desde el Pacífico aumentan la baroclinicidad y la advección de vorticidad ciclónica sobre SESA, lo cual crea condiciones dinámicas favorables para el ascenso de aire. Por ejemplo, las vaguadas en el jet generan divergencia en altura y convergencia en superficie favoreciendo el

ascenso de aire húmedo. En capas bajas se incrementa el flujo en superficie desde la cuenca amazónica hacia latitudes más altas del hemisferio sur, disponiendo mayor humedad y aire cálido al sur de los 20°S. Como resultado, esta configuración favorece el incremento de lluvias en SESA (Barreiro 2009, Grimm et al. 2009, Zamboni et al. 2010, Martín-Gómez y Barreiro 2015, Ungerovich y Barreiro 2016, Barreiro 2017).

Durante la época cálida el cambio en las lluvias en SESA está acompañado por cambios en las lluvias de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS). Como se vio anteriormente un aumento de lluvia en SESA se logra a través de un aumento en el flujo de humedad hacia el sur. Esto implica un menor flujo de humedad hacia la ZCAS, generándose un dipolo de precipitaciones entre SESA y la ZCAS de tal forma que cuando llueve por encima de lo normal en SESA hay déficit de lluvias en la ZCAS y viceversa. Este modo de variabilidad ocurre en varias escalas de tiempo, desde intra-estacional a interanual (Carvalho et al. 2003, Díaz y Aceituno 2003). El dipolo tiene asociadas anomalías de circulación ciclónica (anticiclónica) en la alta tropósfera situadas al este del continente cuando la convección se encuentra más intensificada (deprimida) que lo normal en la ZCAS. Las anomalías de lluvia y nubosidad cuando la ZCAS está más intensa que lo normal inducen una anomalía negativa de temperatura de superficie del mar debido fundamentalmente a la disminución de la radiación incidente y al aumento en los flujos de calor latente (Rodrigues Chaves y Nobre 2004). Esta anomalía de temperatura de superficie del mar a su vez influye sobre la actividad convectiva en la ZCAS (Barreiro 2009).

1.2 Modos de variabilidad climáticos con influencia sobre el sudeste de Sudamérica

Uno de los modos de variabilidad principales que influye sobre SESA es El Niño – Oscilación Sur (ENOS), cuyo impacto en nuestra región genera predictibilidad estacional. Su componente oceánica se caracteriza por un calentamiento (El Niño) o enfriamiento (La Niña) anómalo de las aguas superficiales en el océano Pacífico tropical central y este. Estas anomalías de temperatura de superficie del mar cambian la zona de convección tropical modificando la posición e intensidad del calentamiento diabático, principal forzante tropical y extratropical de anomalías de circulación atmosférica (Arizmendi y Barreiro 2017, Kayano et al. 2009).

Existen distintos tipos de eventos Niño según su zona de máxima anomalía de temperatura de superficie del mar que pueden influir de manera distinta sobre la precipitación en SESA: El Niño Canónico, que ocurre cuando las máximas anomalías se encuentran en la cuenca este del océano Pacífico ecuatorial, y El Niño Modoki, que ocurre cuando estas máximas anomalías se encuentran sobre el Pacífico ecuatorial central (Martín-Gómez y Barreiro 2015).

Además de ENOS, existen otros modos de variabilidad a nivel global que por sus características son capaces de influir sobre el clima de SESA y modular los eventuales impactos que podrían generar eventos Niño o Niña.

En latitudes medias y altas del hemisferio sur, el Modo Anular del Sur (MAS) es el modo dominante y tiene variabilidad en muchas escalas de tiempo. Este modo de características barotrópicas se caracteriza por estructuras anulares alrededor de la Antártida, con perturbaciones de geopotencial de signo opuesto sobre la

Antártida hasta 60°S y una banda de latitudes entre 40° y 60° S (Reboita et al. 2009, Silvestri et al. 2009). Su fase positiva (negativa) está asociada con anomalías negativas (positivas) de altura de geopotencial sobre la Antártida y positivas (negativas) en latitudes medias, lo cual se traduce en un corrimiento hacia el sur (norte) del cinturón de vientos del oeste (Silvestri et al. 2003).

Para este hemisferio, también existen otros modos de variabilidad que explican menor variabilidad que MAS pero que están relacionados con ENOS. Ellos son los modos conocidos como *Pacific-South American* (PSA por su sigla en inglés). Estos se manifiestan en forma de ondas que se propagan desde el océano Pacífico hacia el sureste en extratropicos tomando luego dirección hacia el ecuador para llegar a Sudamérica. Suelen contar con número de onda tres en latitudes medias y son importantes para explicar el impacto de ENOS sobre SESA.

En la zona tropical del océano Índico existe un patrón de variabilidad interanual denominado Dipolo del Océano Índico (DOI), caracterizado por un dipolo de temperatura de superficie del mar constituido por anomalías negativas en la costa oeste de Sumatra y anomalías positivas en la región oeste de la cuenca que conlleva anomalías positivas de precipitación sobre la zona cálida y negativas sobre la zona fría (Saji 1999). Este dipolo genera anomalías locales de viento y precipitación y puede inducir anomalías remotas, tales como un aumento de la precipitación en la cuenca del Plata y disminución sobre la ZCAS (Cazes-Boezio y Talento 2016).

Ya en escalas de menor frecuencia tiene lugar la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) que puede modular la frecuencia e intensidad de ENOS y su influencia en

regiones remotas. Se trata de un patrón de temperatura de superficie del mar centrado en latitudes medias del océano Pacífico norte, que tiene influencia directa sobre el viento y la presión atmosférica en superficie. Su fase cálida se manifiesta con anomalías negativas de temperatura de superficie del mar en el Pacífico central norte coincidente con anomalías cálidas a lo largo de la costa oeste de América del Norte y el Pacífico tropical mientras que su fase fría se manifiesta con anomalías de signo opuesto.

Si bien el patrón de anomalías de temperatura de superficie del mar es similar al de ENOS, Mantua (2002) plantea tres características que distinguen a la ODP de ENOS. En primer lugar, los eventos de la ODP tienen duraciones de varias décadas (20 – 30 años) mientras que eventos de ENOS tienen duraciones típicas que fluctúan entre 6 y 18 meses. En segundo lugar, menciona que las anomalías de temperatura de la ODP son mayores en extratropicos y menores en los trópicos, mientras que para ENOS esto ocurre de manera opuesta. Finalmente, la tercera diferencia planteada entre estos dos modos de oscilación es relativa al entendimiento de sus causas, siendo ENOS más comprendido que la ODP.

También en bajas frecuencias se manifiesta la Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA) caracterizada por un calentamiento/enfriamiento de la temperatura de la superficie del mar en el océano Atlántico norte. La OMA puede presentar impactos sobre las condiciones de precipitación de Sudamérica (Barreiro et al. 2014).

1.3 Teleconexiones atmosféricas

La predicción estacional del clima en las regiones extratropicales se basa fuertemente en el impacto de los océanos tropicales sobre la circulación atmosférica, que genera patrones de circulación anómalos persistentes que pueden influenciar regiones remotas: patrones de teleconexión. Estas teleconexiones generan anomalías de circulación en regiones alejadas (típicamente a distancias mayores a los mil kilómetros) induciendo cambios en los patrones de precipitación y temperatura regional (Grimm y Ambrizzi 2009). Las teleconexiones pueden conectar regiones tropicales con otras regiones tropicales remotas (trópico-trópico) o conectar regiones tropicales con regiones extratropicales (trópico-extratropical). Las primeras se realizan fundamentalmente a través de cambios en la celda de Walker. Las segundas se pueden entender como la dispersión de ondas de Rossby forzadas en la zona tropical y su interacción con la dinámica de latitudes medias generando impactos remotos respecto a la zona de generación de la onda (Arizmendi y Barreiro 2017), si bien existe una corriente emergente que propone que el forzamiento tropical modula la frecuencia de ocurrencia de regímenes extratropicales afectando sí regiones remotas (Cazes-Boezio et al. 2003, Grimm y Ambrizzi 2009). Estudios muestran que las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en la zona tropical generan teleconexiones que inducen cambios en la circulación atmosférica en la región subtropical de Sudamérica que resultan en cambios en la precipitación, temperatura del aire, vientos y la temperatura de la superficie del mar adyacente (Kayano et al. 2009, Martín-Gómez y Barreiro 2015, Martín-Gómez y Barreiro 2017).

1.3.1 Teleconexiones de ENOS

ENOS es capaz de generar variaciones interanuales en el clima tanto en regiones tropicales como extratropicales alrededor del mundo, siendo SESA una de las regiones más afectadas. La señal más robusta de ENOS en SESA ocurre durante la primavera austral y consiste en un incremento (reducción) de la precipitación local durante episodios cálidos (fríos) de ENOS (Ropelewski y Halpert 1987, Barreiro 2009, Grimm y Ambrizzi 2009, Kayano et al. 2009, Zamboni et al. 2010, Martín-Gómez y Barreiro 2015). Dentro de SESA, las regiones en las que se pueden identificar efectos de eventos Niño o Niña son muy similares. En ellas se da un comportamiento general que muestra respuestas de signo opuesto con relación a los eventos Niño o Niña si se toman en cuenta las mismas temporadas para evaluar los impactos. Durante el fin de la primavera, el evento Niño se encuentra llegando a su etapa “madura” y las anomalías de circulación favorecen los procesos que posibilitan anomalías de precipitación en varios sitios (Kayano et al. 2009, Grimm et al. 2010, Zamboni et al. 2010).

Por su parte, Pisciotano et al. (1994) encuentra como resultado de su trabajo que en Uruguay existe una tendencia significativa a precipitaciones por encima del promedio durante eventos Niño desde el mes de noviembre en el que se desarrolla el calentamiento en ENOS hasta febrero del año siguiente y en menor medida entre marzo del año posterior al comienzo del calentamiento hasta el siguiente julio. Esto se manifiesta de manera más notoria en Uruguay para la región al norte del río Negro (particularmente norte y noroeste), mientras que esta tendencia es débil o casi desaparece en la región sur, especialmente entre los meses de marzo a julio. Esto se ve reflejado en los valores de caudal de los

ríos Negro y Uruguay, que se encuentran levemente por encima del promedio desde el mes de noviembre en el que se desarrolla el calentamiento en ENOS hasta febrero del año siguiente.

Un mayor impacto de ENOS se traduce en una mayor predictibilidad estacional para la región al norte del río Negro. Por otro lado, la región sur del país tiene una señal menos consistente y por ende menor predictibilidad. Por ejemplo, para la temporada de verano (diciembre-enero-febrero-marzo) la correlación de la precipitación entre la zona al norte y la zona al sur del río Negro es de 0,63, sugiriendo que distintos procesos físicos gobiernan la variabilidad en estas dos regiones. Un trabajo reciente muestra que el impacto de ENOS en la región sur depende del cambio en las trayectorias de los transientes atmosféricos, que está controlado por cambios en la posición del jet subtropical y que a su vez dependen del patrón espacial de anomalías de temperatura de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial (Barreiro 2017). Para que El Niño induzca anomalías de precipitación en el sur de Uruguay la actividad transiente debe incrementarse en la banda de latitud entre 35° y 45° sur al mismo tiempo que los flujos de humedad desde la Amazonia deben llegar hasta el sur de Uruguay. Sólo algunos eventos Niño producen un anticiclón en la costa sureste de Brasil que favorece este flujo en capas bajas y que también favorece el corrimiento del jet subtropical a la banda de latitudes en cuestión. Surge como hipótesis que esta configuración permite la interacción en superficie entre los sistemas frontales asociados a estas perturbaciones y las masas de aire cálidas y húmedas provenientes de la zona amazónica, propiciando condiciones para anomalías positivas de precipitación sobre Uruguay.

Es así que durante la temporada de verano la influencia de El Niño sobre el sur de Uruguay depende fuertemente de las zonas de calentamiento en el Pacífico ecuatorial ya que de acuerdo a donde ocurra este calentamiento se generarán distintos patrones de onda (Barreiro 2017). Por ejemplo, un evento Niño con un máximo de calentamiento de la superficie del mar en el Pacífico central inducirá una anomalía positiva de precipitación sobre Uruguay a través del forzamiento de dos ondas estacionarias. Una de ellas emana desde el Pacífico central y se propaga hacia el Atlántico sur describiendo un arco de baja curvatura primero hacia latitudes más altas y luego hacia el Atlántico sur, y una segunda onda, más corta, se genera en el Pacífico ecuatorial este y toma dirección noreste a la latitud del jet subtropical. Por otro lado, en los casos en los que el calentamiento presenta un máximo de temperatura de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial este se genera la propagación de una única onda estacionaria desde el Pacífico central, generándose una circulación regional en SESA dominada por dos anomalías ciclónicas en el océano Pacífico este y Atlántico oeste centradas en los 45° sur. Esta configuración permite al jet subtropical ubicarse al norte de los 30° sur desfavoreciendo las precipitaciones en el sur de Uruguay y generando anomalías positivas de precipitación sobre el sur de Brasil. Grimm y Ambrizzi (2009) encuentran y reportan una respuesta similar a eventos Niño, en relación a las ondas generadas y a los mecanismos para la generación de precipitaciones sobre Sudamérica, mencionando también que si bien para eventos Niña las anomalías son opuestas los patrones presentan algunos cambios ligeros.

Los patrones de teleconexión a veces se interpretan en términos de los patrones *Pacific-South American*. El modo PSA1 se asocia a la convección incrementada

sobre el océano Pacífico oeste y deprimida sobre el océano Índico. Por otro lado, el modo PSA2 está asociado a anomalías de calentamiento sobre el océano Pacífico central y convección deprimida sobre el océano Pacífico oeste (Grimm y Ambrizzi 2009, Arizmendi y Barreiro 2017).

La respuesta al calentamiento del océano Pacífico ecuatorial a través de patrones de ondas también es observada por Martín-Gómez et al. (2020). En este trabajo basado en experimentos de modelación numérica se reporta la generación de dos trenes de ondas de Rossby ante eventos Niño Canónico con características consistentes con lo obtenido por Barreiro (2017), con la salvedad de que en sus resultados la propagación de la onda más larga no se reporta hasta el Atlántico sur, asignando mayor responsabilidad a la intensidad de la onda corta en la generación de las condiciones favorables para la precipitación sobre SESA. El patrón de ondas en respuesta al calentamiento es distinto ante eventos Niño Modoki suficientemente intensos para generar la propagación de ondas. En estos casos se observa la generación de una única onda que emana desde el océano Pacífico subtropical oeste y se propaga hasta Sudamérica. A pesar de estas respuestas similares, se encuentra que tanto la intensidad de las anomalías de circulación en niveles altos como las anomalías de precipitación sobre SESA asociadas a eventos Modoki son menores respecto a eventos Canónico, lo que puede estar asociado con la menor intensidad de las anomalías de temperatura de superficie del mar que caracterizan los eventos Modoki o con la menor sensibilidad de la atmósfera ese patrón de calentamiento.

Además de las teleconexiones extratropicales hacia SESA también existe una conexión tropical. Durante eventos Niño la celda de Walker del Pacífico se ve debilitada y su zona de subsidencia se corre al este, ocurriendo sobre el norte de

Sudamérica y el océano Atlántico. La reducción de la convección sobre el norte de Sudamérica reduce la circulación de Hadley regional pudiendo afectar la región subtropical. Durante eventos Niña los episodios se manifiestan de manera casi opuesta (Grimm y Ambrizzi 2009).

El impacto de ENOS sobre SESA presenta variabilidad interdecadal. Durante el período 1949–2006 la señal más robusta se encontró en primavera, cuando eventos cálidos tendieron a incrementar la precipitación sobre SESA. Particularmente la predictibilidad de la precipitación a partir de ENOS no fue significativa entre 1949 y 1977 y sí lo fue en primavera y otoño entre 1978 y 2006, lo que muestra su variación interdecadal (Barreiro 2009). Kayano et al. (2009) trabaja sobre dos períodos (1948-1976 y 1977-2002) y marca este quiebre en la predictibilidad a partir de 1977, año a partir del cual la relación positiva entre El Niño y la precipitación en SESA es más importante. Por su parte, Cazes-Boezio y Talento (2016) marca este quiebre a partir del año 1979, ya que encuentra que la correlación entre la temperatura de la superficie del mar promedio en la zona Niño 3.4 durante el trimestre diciembre-enero-febrero (DEF) y la precipitación sobre SESA resulta significativa al 95% para el período 1979-2009 pero no así para el período 1949-1978. Además, establece que, en la región del sur de Brasil y norte de Uruguay, la influencia de los episodios Niña durante DEF (verano austral) ha sido más marcada luego del final de la década de 1970, lo que ayuda a explicar el incremento de la correlación entre los índices de ENOS y la precipitación local durante ese trimestre.

1.3.2 Variación interdecadal de la señal de ENOS

Además de ENOS, otros modos de variabilidad pueden influenciar la precipitación sobre SESA. Como ENOS es la señal más importante de los océanos tropicales sobre el clima de SESA muchas veces el impacto de otras cuencas tropicales o modos de variabilidad se observa como una modulación en la señal de ENOS y podría explicar, al menos en parte, la variabilidad interdecadal observada.

Por ejemplo, la influencia de episodios cálidos de ENOS durante el verano es más leve cuando en simultáneo existen anomalías cálidas en el Atlántico ecuatorial (Barreiro y Tipmann 2008). Barreiro (2009) también propone un papel moderador del océano Atlántico sudoccidental a la influencia de ENOS a través de experimentos numéricos.

A través de un estudio sistemático de las conexiones entre los océanos tropicales y las lluvias sobre SESA, Martín-Gómez y Barreiro (2015) menciona que la precipitación en SESA sufre la influencia de los océanos Pacífico, Atlántico e Índico tropicales, los que interactúan entre sí induciendo anomalías en cuencas remotas a través de teleconexiones atmosféricas y oceánicas. Además, concluye que el impacto combinado de estos océanos sobre SESA no es siempre el mismo y presenta variabilidad interanual e interdecadal. Martín-Gómez y Barreiro (2017) también menciona que tanto el Niño como el DOI y la variabilidad en el océano Atlántico tropical norte pueden tener influencia sobre la precipitación en SESA, particularmente durante primavera.

En cuanto al impacto del océano Índico, Arizmendi y Barreiro (2017) plantea que durante el trimestre septiembre-octubre-noviembre (SON) existe conectividad

desde este océano hacia el océano Atlántico a través de una onda que se propaga en forma de arco pasando por la zona polar. En la misma estación, Martín-Gómez y Barreiro (2015) menciona que el vínculo entre las lluvias en SESA y el Índico comienza en la década de 1970. Por otro lado, Cazes-Boezio y Talento (2016) menciona que durante verano las condiciones en el océano Índico comenzaron a modular la influencia de La Niña sobre lluvias en SESA a mediados de los años '70 a través de la propagación de un tren de ondas que se extiende desde el Índico hasta el océano Atlántico subtropical.

En cuanto a la influencia de la ODP, según Kayano et al. (2009) este modo de variabilidad actuó en segundo plano modulando las correlaciones de ENOS en el período 1948 – 2002 y afectando las lluvias en Sudamérica. También menciona que las señales de El Niño sobre episodios de lluvia en Sudamérica son más notorias durante el régimen cálido de la ODP que durante su régimen frío, sugiriendo que la ODP genera un sustento para que las teleconexiones desde ENOS sobre la precipitación en Sudamérica actúen incrementando (disminuyendo) las anomalías de precipitación cuando ambos regímenes se encuentran en igual (distinta) fase. Barreiro et al. (2014) menciona que la ODP tiene influencia en la teleconexión de El Niño sobre Sudamérica durante la estación cálida, generando mayores anomalías de precipitación cuando la fase positiva (negativa) de la ODP y el Niño (la Niña) coinciden. Además, sugiere que tanto la ODP como anomalías en la temperatura de la superficie del mar en el Atlántico tropical asociados a la OMA impactan sobre la variabilidad de la precipitación en Sudamérica subtropical.

Considerando lo que ocurre en el océano Pacífico y Atlántico, Martín-Gómez y Barreiro (2015) sugieren que el océano Atlántico tropical influye sobre la

precipitación en SESA principalmente en la escala multidecadal mientras que el océano Pacífico lo hace en la escala interanual y decadal. Entre ambos, explican de manera conjunta la mayor parte de la variabilidad en el rango de dichas escalas temporales.

1.3.3 Influencia del Modo Anular del Sur

Como fue mencionado previamente el MAS es el principal modo climático del hemisferio sur que tiene variabilidad en bajas frecuencias. Los patrones de anomalías de circulación relacionadas con el MAS afectan el transporte de humedad desde la Amazonia y su convergencia sobre la zona extratropical de Sudamérica. En las últimas décadas durante la primavera, las fases positivas (negativas) del MAS se asocian con la intensificación en capas altas de anomalías anticiclónicas (cyclónicas) sobre el sureste del océano Pacífico, debilitando (incrementando) la convergencia de humedad y desfavoreciendo (favoreciendo) de precipitaciones sobre SESA (Silvestri y Vera 2009). A su vez, una intensificación (debilitamiento) del jet subtropical es observada durante la fase negativa (positiva) del MAS, debilitándose (intensificándose) el jet polar y aumentando la ocurrencia de ciclones extratropicales en latitudes más bajas (Reboita et al. 2009, Silvestri y Vera 2003). En consecuencia, los eventos de precipitación sobre Sudamérica en respuesta a ENOS pueden estar modulados por la configuración del MAS, aunque la influencia de ENOS sobre la precipitación en Uruguay tiene mayor independencia del MAS en comparación con otras zonas de SESA (Silvestri y Vera 2003).

De esta descripción resumida de los antecedentes se observa que, si bien se ha avanzado significativamente en la comprensión de los mecanismos de

variabilidad climática sobre SESA, en particular aquellos relacionados a ENOS, aún se desconoce las razones de sus variaciones de más largo plazo. Asimismo, es reducido el número de trabajos que se enfocan específicamente en las lluvias de nuestro país. Esto es particularmente relevante ya que, como se explicó, las variaciones climáticas en SESA no son homogéneas.

2. Objetivos

El objetivo general de este trabajo es estudiar la variabilidad interdecadal de la influencia de El Niño sobre la precipitación en Uruguay para el período 1961–2016.

En este marco se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Identificar subperíodos de distinta influencia de ENOS sobre la precipitación al norte y sur de Uruguay.
- Explicar la(s) causa(s) de las diferencias que se encuentren en la influencia de ENOS sobre la precipitación en el norte y sur de Uruguay para las estaciones correspondientes.

A continuación, el capítulo 3 detalla los datos utilizados. El capítulo 4 explica el tratamiento de datos y la metodología aplicada. Los resultados del trabajo fueron compilados en los capítulos 5 y 6 donde se presenta el análisis junto a su discusión. Finalmente, las principales conclusiones extraídas y perspectivas de trabajo a futuro se resumen en el capítulo 7.

3. Datos

3.1 Precipitación

Se utilizaron datos observados de precipitación del Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET) que corresponden a precipitación acumulada mensual desde enero 1961 a diciembre 2016, en dieciséis estaciones distribuidas en Uruguay según se detalla en la Tabla 1.

Tabla 1: Estaciones de precipitación utilizadas (zona N/S indica la clasificación de la estación para el procesamiento en este trabajo).

Código OMM	Localidad	Latitud (S)	Longitud (O)	Zona N/S
86315	Bella Unión	-30,28	-57,60	N
86330	Artigas	-30,40	-56,52	N
86350	Rivera	-30,90	-55,50	N
86360	Salto	-31,43	-57,98	N
86370	Tacuarembó	-31,70	-56,03	N
86430	Paysandú	-32,35	-58,10	N
86440	Melo	-32,37	-54,20	S
86460	Paso de los Toros	-32,70	-56,05	S
86490	Mercedes	-33,25	-58,07	S
86500	Treinta y Tres	-33,22	-54,38	S
86530	Durazno	-33,35	-56,50	S
86545	Florida	-34,07	-56,23	S
86560	Colonia	-34,45	-57,77	S
86565	Rocha	-34,50	-54,32	S
86580	Carrasco	-34,83	-56,02	S
86585	Prado	-34,87	-56,20	S

Se muestra en la Figura 1 la ubicación de las estaciones de precipitación en el mapa de Uruguay.

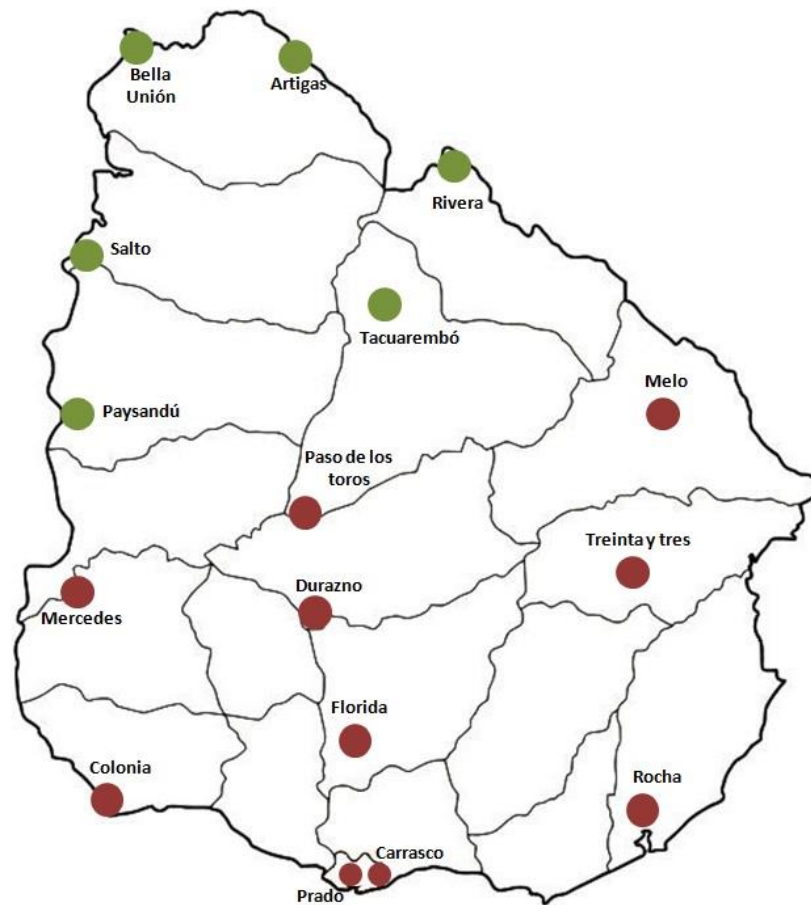


Figura 1: Distribución de estaciones de precipitación. En verde estaciones tomadas para la zona norte, en rojo estaciones tomadas para la zona sur.

3.2 Campos atmosféricos y oceánicos

Se utilizaron datos mensuales del reanálisis *Climate Data Assimilation System* de *National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research* (NCEP-NCAR/CDAS-1¹) de los siguientes campos:

- Viento zonal y meridional en 850 hPa ($\vec{V}_{850} = (u_{850}, v_{850})$).
- Viento zonal y meridional en 200 hPa ($\vec{V}_{200} = (u_{200}, v_{200})$).
- Emisión de radiación de onda larga (OLR por su sigla en inglés).
- Altura de geopotencial en 200 hPa (ϕ_{200}).

¹ <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/>

- Potencial de velocidad en 200 hPa (χ_{200}).

El viento horizontal V_h puede descomponerse en sus componentes rotacional (representada por la función de corriente ψ) y divergente (representada por el potencial de velocidades χ) según

$$\vec{V}_h = \hat{k} \wedge \nabla_h \psi + \nabla_h \chi$$

lo cual facilita la interpretación de las anomalías de circulación. Notar que en la aproximación cuasigeostrófica, válida para la circulación de gran escala en latitudes medias, se puede definir la función corriente como el geopotencial dividido por el parámetro de Coriolis ($\psi = \phi/f$). Por lo tanto, en este trabajo se consideró ϕ_{200} y χ_{200} , utilizándose el primero para describir principalmente las anomalías extratropicales y el segundo las anomalías tropicales.

Estos campos se trabajaron para el período enero 1961 a diciembre 2016 para todo el globo. La resolución horizontal de los campos u , v , ϕ_{200} y χ_{200} es de $2,5^\circ$ de longitud x $2,5^\circ$ de latitud, mientras que la resolución horizontal del campo OLR es de $1,8750^\circ$ de longitud x $1,9047^\circ$ de latitud.

Se utilizó también el campo de temperatura de superficie del mar (TSM) del reanálisis *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature* del *National Climatic Data Center* (NCDC/ERSST versión 4²) con resolución horizontal 2° de latitud x 2° de longitud.

² <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version4/.sst/>

4. Metodología y procesamiento de datos

4.1 Vínculo entre temperatura de la superficie del mar en la zona Niño 3.4 y la precipitación en Uruguay

Teniendo en cuenta la evidencia de los distintos procesos que resultan determinantes para la generación de precipitaciones al norte y al sur de Uruguay, y el diferente impacto de ENOS observado, se consideraron dos regiones: zona norte (ZN) y zona sur (ZS) tomando como referencia el Río Negro (Paso de los Toros se ubicó en la zona sur). Posteriormente se trabajó por separado para ZN y para ZS, calculando en cada caso el promedio espacial de las precipitaciones de cada mes para todas las estaciones ubicadas en cada zona. De esta manera se obtuvo una serie para ZN y otra para ZS con un valor de precipitación por mes.

Por otra parte, se calculó el promedio espacial de TSM en la zona Niño 3.4 (N3.4) (5°N – 5°S , 120°W - 170°W) resultando en una serie temporal de valores mensuales.

Se calcularon las anomalías de precipitación y TSM N3.4 utilizando la climatología generada con toda la serie de cada variable, constituyéndose así un índice de precipitación para cada zona (ZN y ZS) y un índice de TSM N3.4 (TSM N3.4), con los que se continuó trabajando en adelante.

Luego, tanto para los índices de precipitación como para el de TSM N3.4, se tomaron ventanas de 11 años comenzando en el trimestre junio-julio-agosto (JJA) de 1961. De esta manera, para este primer caso se tomaron todos los JJA

hasta 1971 (33 valores) y luego se promediaron trimestralmente obteniendo un valor de anomalía promedio para cada año de la ventana (11 valores).

Posteriormente se calcularon las correlaciones entre las anomalías de precipitación y las de TSM N3.4 con las series de 11 valores promedio generadas anteriormente. Se consideró la correlación de Pearson con un T-test de dos extremos con significancia estadística 0,05 y de un extremo con significancia estadística 0,05 y 0,10. También se consideró la correlación de Spearman con un T-test de dos extremos con una significancia estadística 0,05, para verificar la posible influencia de datos atípicos.

Por último, se calculó la regresión lineal entre las anomalías de la variable independiente estandarizada (TSM N3.4) y las anomalías de la variable dependiente (precipitación).

Obtenidos los coeficientes de correlación y de regresión para un trimestre, la ventana se movió un mes hacia adelante volviendo a realizar los mismos cálculos, por lo que en segunda instancia se tomó julio-agosto-septiembre (JAS) de 11 años consecutivos (en el primer caso de 1961 a 1971). Así sucesivamente hasta que la ventana llegó al final de las series. Para cada ventana utilizada, el coeficiente de correlación encontrado corresponde al trimestre del año de la mitad de la ventana. Por lo tanto, el primer año que aparecerá en los diagramas será 1966 y el último será 2011.

Para generar los diagramas se graficaron en gris las zonas con correlación significativa y en contornos los coeficientes de regresión lineal. Se seleccionaron los resultados significativos del análisis de Pearson a partir de un test de Student de un extremo con significancia estadística 0,10 ya que con estos diagramas los

resultados fueron más claros para su interpretación. Se verificó que el resultado obtenido a través de la correlación de Spearman arrojara resultados similares.

A partir de los resultados de esta etapa se continuó el trabajo dividiendo el período de cincuenta y seis años en dos subperíodos iguales de veintiocho años cada uno, a saber: subperíodo P1 de 1961 a 1988 y subperíodo P2 de 1989 a 2016. Además, se identificaron dos trimestres de interés que muestran un comportamiento distinto en estos subperíodos: enero-febrero-marzo (EFM) y octubre-noviembre-diciembre (OND).

4.1.1 Mapas de correlación y regresión por subperíodos y trimestres

Para el procesamiento posterior a los diagramas encontrados, los índices de precipitación de todo el período se separaron en los subperíodos P1 y P2 y en cada uno de ellos se obtuvieron los promedios para los trimestres EFM y OND. Como resultado se obtuvieron cuatro series en cada zona (ZN y ZS): P1_EFM, P1_OND, P2_EFM y P2_OND (Figura 2), cada una conteniendo un dato por año del subperíodo correspondiente al trimestre promediado.

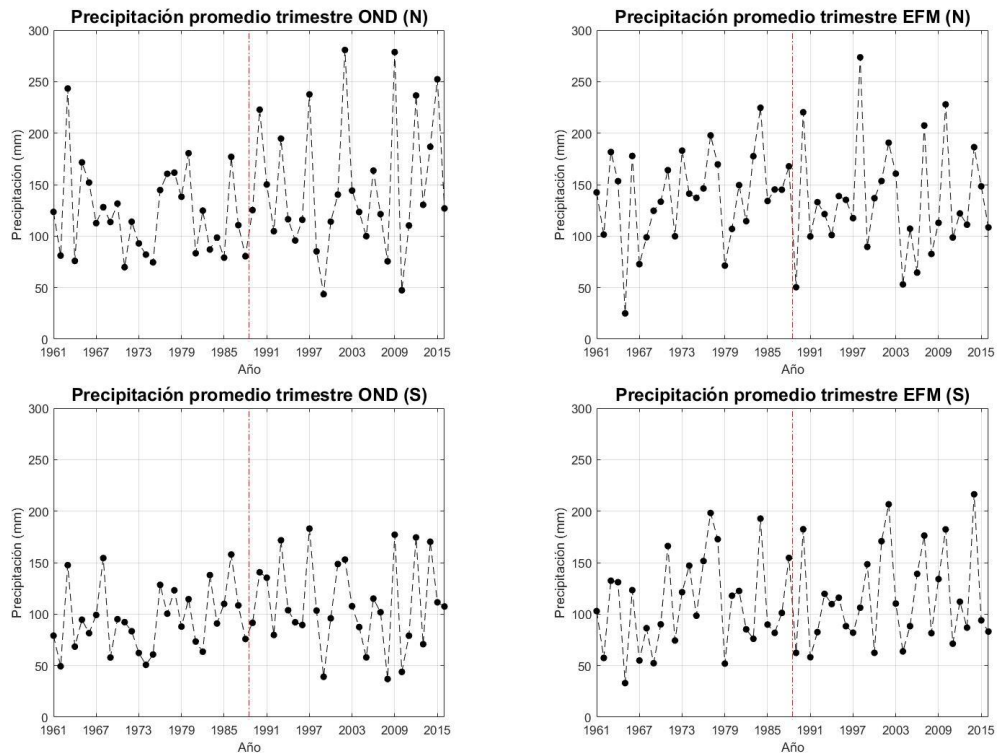


Figura 2: Evolución de promedios trimestrales de precipitación. Arriba: ZN; abajo: ZS. Izquierda: trimestre OND; derecha: trimestre EFM. Las líneas discontinuas verticales marcan el límite entre los subperíodos considerados.

Estas series muestran que durante OND la variabilidad interanual de los promedios de precipitación se incrementó en P2 respecto a P1, principalmente en la ZN. Por su parte, en EFM puede interpretarse para ambas zonas la presencia de una tendencia creciente leve, evidenciada por valores mayores de máximos y mínimos relativos hacia el final del período.

Por otra parte, se realizó un procesamiento similar de los campos. Se calcularon sus anomalías para todo el período. Luego se separaron en los dos subperíodos y dentro de cada uno de ellos se obtuvieron los trimestres EFM y OND ya promediados. Como resultado de cada campo original se obtuvieron cuatro campos de anomalías coherentes con las series encontradas para precipitación.

Teniendo las series de anomalías promediadas por trimestre para cada subperíodo se calcularon las correlaciones de Pearson entre las

correspondientes a la precipitación y a cada campo (TSM, V_{850} , V_{200} , OLR, ϕ_{200} y χ_{200}) para cada trimestre de cada subperíodo en ambas zonas. De estas correlaciones se conservaron las zonas significativas aplicando un test de Student de dos extremos con significancia estadística de 0,05. En el caso particular de los campos de V_{850} y V_{200} , el cálculo de las correlaciones se trabajó con las componentes u y v por separado determinándose luego la zona significativa para todo el campo de viento a partir de la unión de los campos de correlaciones significativas de u y v .

También se calcularon los coeficientes de regresión lineal entre las anomalías de la variable independiente estandarizada (precipitación) y las anomalías de la variable dependiente (campos), en cada trimestre de cada subperíodo para cada zona.

Se generaron mapas que muestran en gris las zonas de correlación significativa -en gris oscuro las positivas y en gris claro las negativas- salvo en el caso de los vientos que no se distingue entre correlaciones positivas y negativas. Los contornos de los coeficientes de regresión de primer grado llevan las unidades de cada campo de acuerdo al procedimiento llevado a cabo. En el caso del viento se graficaron los vectores utilizando las componentes u y v de cada nivel.

Este procesamiento también se realizó removiendo previamente la tendencia lineal temporal tanto de la serie de precipitación acumulada promedio por zona y trimestre como de cada campo, de manera de evaluar si la eventual existencia de alguna tendencia en las series podría influir en los resultados. Dado que no se identificaron diferencias importantes entre estos resultados y los correspondientes a las series sin someterlas a este procesamiento, se continuó

trabajando con las series originales considerando que no contienen una tendencia que pueda producir un sesgo en los resultados.

4.1.2 Relación entre la ODP y la precipitación

Dado que en los mapas de regresión de TSM resultantes se observó una señal que podría estar vinculada a la ODP, se estudió el vínculo de ésta última con la OLR como indicativo de precipitación.

A partir de la serie de la ODP³ se obtuvieron los índices promedio para los trimestres EFM y OND para el período de estudio (Índice ODP).

Se calcularon las correlaciones para cada trimestre entre los índices de la ODP y los campos de anomalías de OLR para el período completo. De estas correlaciones se conservaron las zonas significativas aplicando un test de Student de dos extremos con significancia estadística 0,05.

También se calcularon las regresiones lineales entre las anomalías de la variable independiente estandarizada (Índice ODP) y las anomalías de la variable dependiente (OLR) para cada trimestre.

Para generar los mapas se procesaron las zonas significativas de forma análoga a los mapas de regresión globales por subperíodos y trimestres, graficando los contornos de regresión de primer grado que llevan las unidades de OLR, consistente con el procedimiento llevado a cabo.

³ <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/ODP/>

4.2 Relaciones entre campos globales y la precipitación en Uruguay para años Niño

Focalizando en los años Niño, se estudiaron con más detalle los eventuales vínculos establecidos entre los campos globales y la precipitación en Uruguay.

4.2.1 Vínculo entre anomalías de TSM N3.4 y precipitación acumulada en zonas norte y sur de Uruguay

Se construyeron diagramas de dispersión que muestran la precipitación acumulada en el trimestre de interés en función del promedio de las anomalías del índice TSM N3.4 correspondiente. Se conformaron diagramas tanto para ZN como para ZS, discriminando en subperíodos (P1, P2) y trimestres (EFM, OND).

En cada uno de estos gráficos se resaltan en líneas discontinuas verticales las anomalías de TSM de $\pm 0,7^{\circ}\text{C}$ como valor de referencia para asumir presencia de años Niño o Niña respectivamente, considerándose años Neutro los que se encuentran comprendidos entre estos umbrales (Cazes-Boezio y Talento 2016). En línea discontinua horizontal se muestra el promedio de precipitación acumulada del trimestre en cada zona para todo el período, como fuera realizado en Cazes-Boezio y Talento (2016).

Se comparó el criterio anterior para la definición de años Niño con el Índice Niño Oceánico (ONI Index⁴), obteniéndose resultados similares en la identificación de los años Niño bajo ambos criterios. Este índice considera un año Niño cuando por al menos cinco trimestres móviles consecutivos se mantiene una anomalía de TSM positiva tomando como umbral un apartamiento de $0,5^{\circ}\text{C}$ respecto a la

⁴ https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ENOSstuff/ONI_v5.php

media de los últimos 30 años. La anomalía para la construcción de este índice se calcula a partir de la base de datos de reanálisis *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature* (ERSST) v4.

De acuerdo con los resultados encontrados, en adelante se enfocó el trabajo en los años Niño del trimestre OND, estudiando por separado el comportamiento en ambos subperíodos.

4.2.2 Composites de campos globales para años Niño durante primavera

Se identificaron los años como Niño, Niña y Neutro en cada subperíodo para el trimestre OND de acuerdo al criterio mencionado en 4.2.1. Para construir los *composites* de los campos globales (TSM, V_{850} , V_{200} , OLR, ϕ_{200} y χ_{200}) durante estos años se calculó la diferencia de las anomalías entre los años Niño y los años Neutro, cada uno promediado por la dimensión del tiempo en cada punto de grilla.

Se calculó la significancia estadística de diferencia de medias a través de un test de Student de dos extremos con significancia estadística de 0,05 y posteriormente se graficó cada resultado en un mapa, como se explicó en la sección 4.1.1.

4.2.3 Mapas de regresión entre las anomalías de TSM N3.4 y campos globales para años Niño durante primavera

Nuevamente considerando los años Niño de ambos subperíodos en el trimestre OND se calcularon las correlaciones entre las anomalías del Índice de TSM N3.4 y cada campo (TSM, V_{850} , V_{200} , OLR, ϕ_{200} , χ_{200}). De estas correlaciones se

conservaron las zonas significativas aplicando un test de Student de dos extremos con significancia estadística 0,10 (inicialmente se utilizó 0,05 pero las zonas con significancia estadística eran mínimas, probablemente a causa del pequeño número de años considerados). También se calcularon las regresiones lineales de primer grado entre la variable independiente estandarizada (TSM N3.4) y la variable dependiente (campos). Los mapas con su significancia estadística se calcularon como en los análisis de regresión previos.

Posteriormente se profundizó el análisis sobre Uruguay calculando las correlaciones entre las anomalías de TSM N3.4 y la precipitación en cada una de las estaciones consideradas. Se siguió el mismo procedimiento que con los campos globales utilizando las series de precipitación en sustitución de los campos y utilizando un dato menos para la estación de Bella Unión en P2 por la falta de datos en uno de los años Niño. Dado que se trabajó con estaciones de precipitación que no tienen una distribución homogénea, los campos de correlaciones significativas como los de regresión fueron regrillados para su mapeo a través del método de *kriging*.

4.2.4 Caracterización de teleconexión desde el océano Pacífico ecuatorial hacia Sudamérica durante primavera

Se construyó un índice que representa las variaciones de ϕ_{200} asociadas a la teleconexión desde el Pacífico tropical. Para ello se seleccionó en el *composite* del subperíodo P2 una zona con un mínimo significativo de ϕ_{200} ubicada en el extremo suroeste de Sudamérica (30°S–50°S, 60°W–100°W) y una zona con un máximo significativo ubicada en su costa este (15°S–30°S, 20°W–50°W). Posteriormente, en cada zona los valores del campo de anomalías se

promediaron espacialmente, logrando un valor por año para cada una de ellas. Finalmente, el índice, el que se denominó Índice Teleconexión Sudamérica (ITSA), se construyó computando la diferencia entre el valor obtenido para la zona del máximo y el valor obtenido para la zona del mínimo en cada año.

Luego, se realizó un análisis de correlación y regresión del ITSA con los campos globales (TSM, OLR y ϕ_{200}), conservando las zonas significativas que resultaron de aplicar un test de Student de dos extremos con significancia estadística de 0,05. Para ello, se procedió de manera análoga a los análisis anteriores.

Posteriormente, este análisis se repitió por subperíodo, realizando un procesamiento igual al descrito, pero trabajando en P1 y P2 por separado. Al mismo tiempo, el análisis del ITSA se dividió tomando en cuenta únicamente cada uno de los términos que lo componen (centros).

5. Variabilidad interdecadal de la precipitación en Uruguay y su relación con los campos globales

5.1 Vínculo entre temperatura de la superficie del mar en la zona N3.4 y la precipitación en Uruguay

En este apartado se presentan los resultados de correlación y regresión lineal entre las anomalías de TSM N3.4 y la precipitación para las zonas norte y sur de Uruguay.

5.1.1 Zona norte

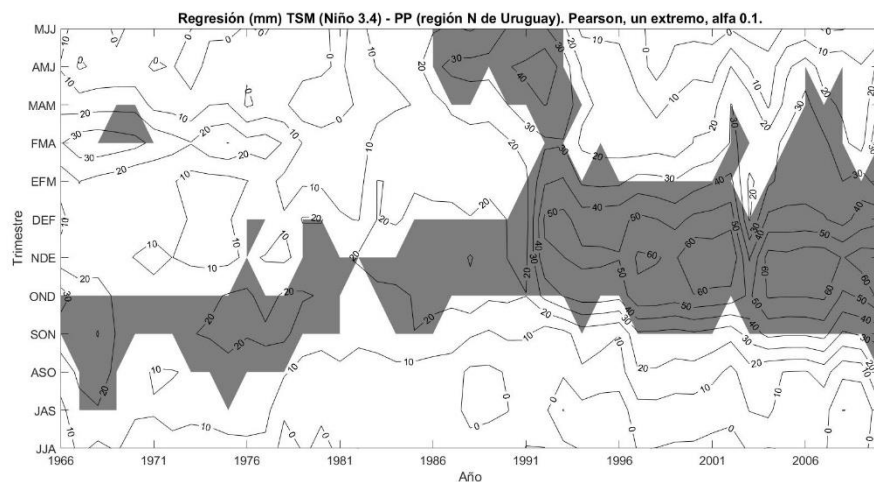


Figura 3: Regresión lineal entre anomalías TSM N3.4 y anomalías de precipitación en trimestres móviles para ZN (mm). Sombreado en gris zonas significativas al 90%.

En la Figura 3 se observan señales de correlación significativas consolidadas y más extendidas para los trimestres comprendidos entre agosto y diciembre

durante la primera mitad del período (P1) y para los trimestres comprendidos entre septiembre y marzo en la segunda mitad del período (P2). También se observa una señal significativa entre febrero y mayo en la década del '60 y en los trimestres comprendidos entre febrero y julio en el entorno de la mitad de todo el período considerado.

Sobre las señales significativas consolidadas se observan contornos de regresión positivos lo que indica que las variables vinculadas en estos diagramas varían en el mismo sentido. Es decir que cuando aparecen anomalías positivas de TSM N3.4 también aparecerán anomalías positivas de precipitación en la zona norte de Uruguay y viceversa.

Los valores de regresión son más importantes durante P2, lo que implica que ante anomalías positivas de TSM N3.4 las anomalías de precipitación asociadas serán mayores que en la primera mitad del período.

5.1.2 Zona sur

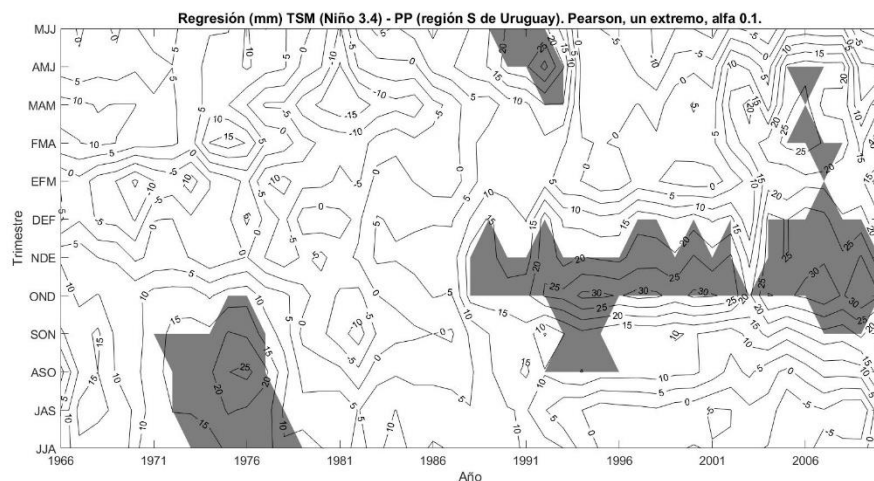


Figura 4: Ídem Figura 3 para la precipitación en ZS.

Para el caso de ZS, las señales significativas más importantes se observan para los trimestres comprendidos entre junio y diciembre durante la década del '70 y en los trimestres comprendidos entre octubre y febrero durante el subperíodo P2. Para esta segunda mitad también se observan señales significativas en los trimestres comprendidos entre marzo y julio al comienzo y para los comprendidos entre marzo y junio en la década centrada en 2006.

Para esta zona los contornos de regresión observados también son positivos, aunque toman valores menores que los encontrados para ZN. Esto implica que las anomalías de TSM N3.4 se encuentran más asociadas a las anomalías de precipitación en ZN que en ZS de Uruguay, consistente con la literatura.

Estos resultados muestran claramente la variabilidad interdecadal en el impacto de ENOS sobre las lluvias de nuestro país. En base a ellos se continuó el trabajo dividiendo el período como se explicó en 4.1, particularmente sobre los trimestres EFM y OND, ya que son trimestres donde es posible observar un cambio importante en el comportamiento de las señales obtenidas entre los subperíodos seleccionados.

5.2 Anomalías asociadas a la precipitación en la zona norte del país

En esta sección se muestran los mapas de regresión de los campos globales con respecto a las anomalías de precipitación de ZN.

5.2.1 Octubre-Noviembre-Diciembre

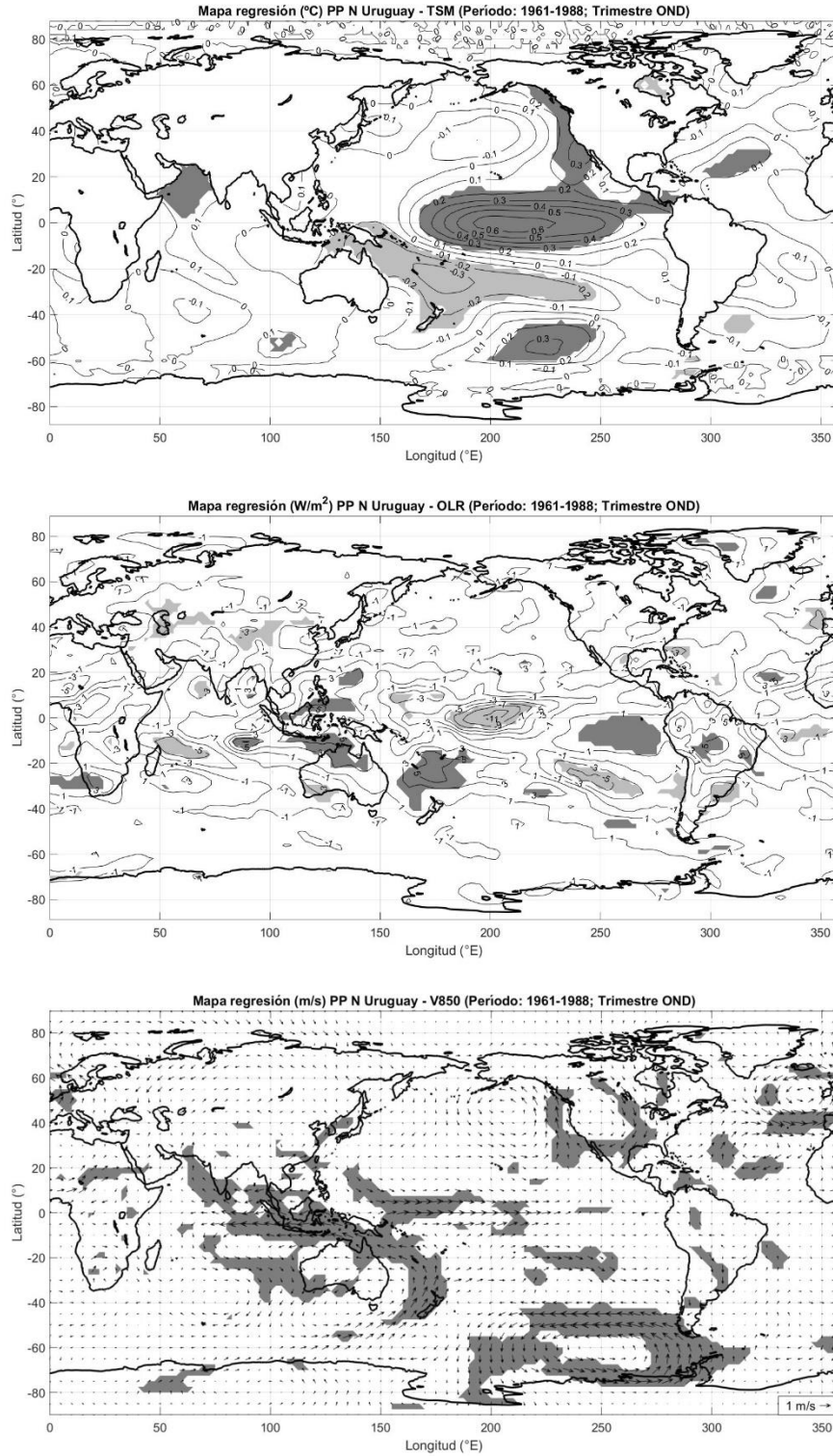


Figura 5: Regresión lineal entre anomalías de precipitación en ZN y anomalías de campos globales, subperíodo P1, trimestre OND. Arriba: TSM (°C); centro: OLR (W/m²); abajo: V_{850} (m/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

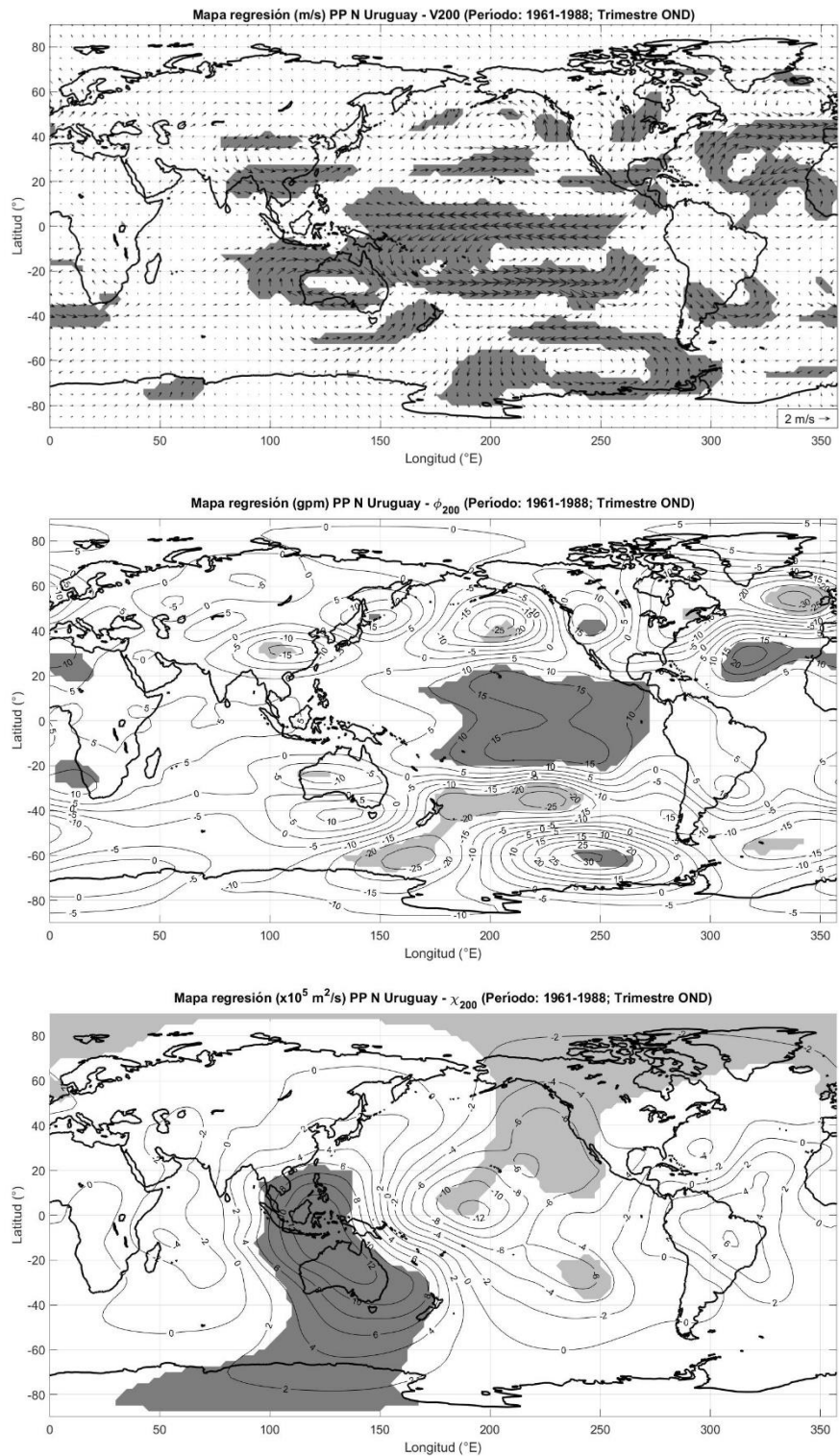


Figura 6: Regresión lineal entre anomalías de precipitación en ZN y anomalías de campos globales, subperíodo P1, trimestre OND. Arriba: V_{200} (m/s); centro: ϕ_{200} (gpm); abajo: χ_{200} (valores multiplicados por factor 10^5) (m^2/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

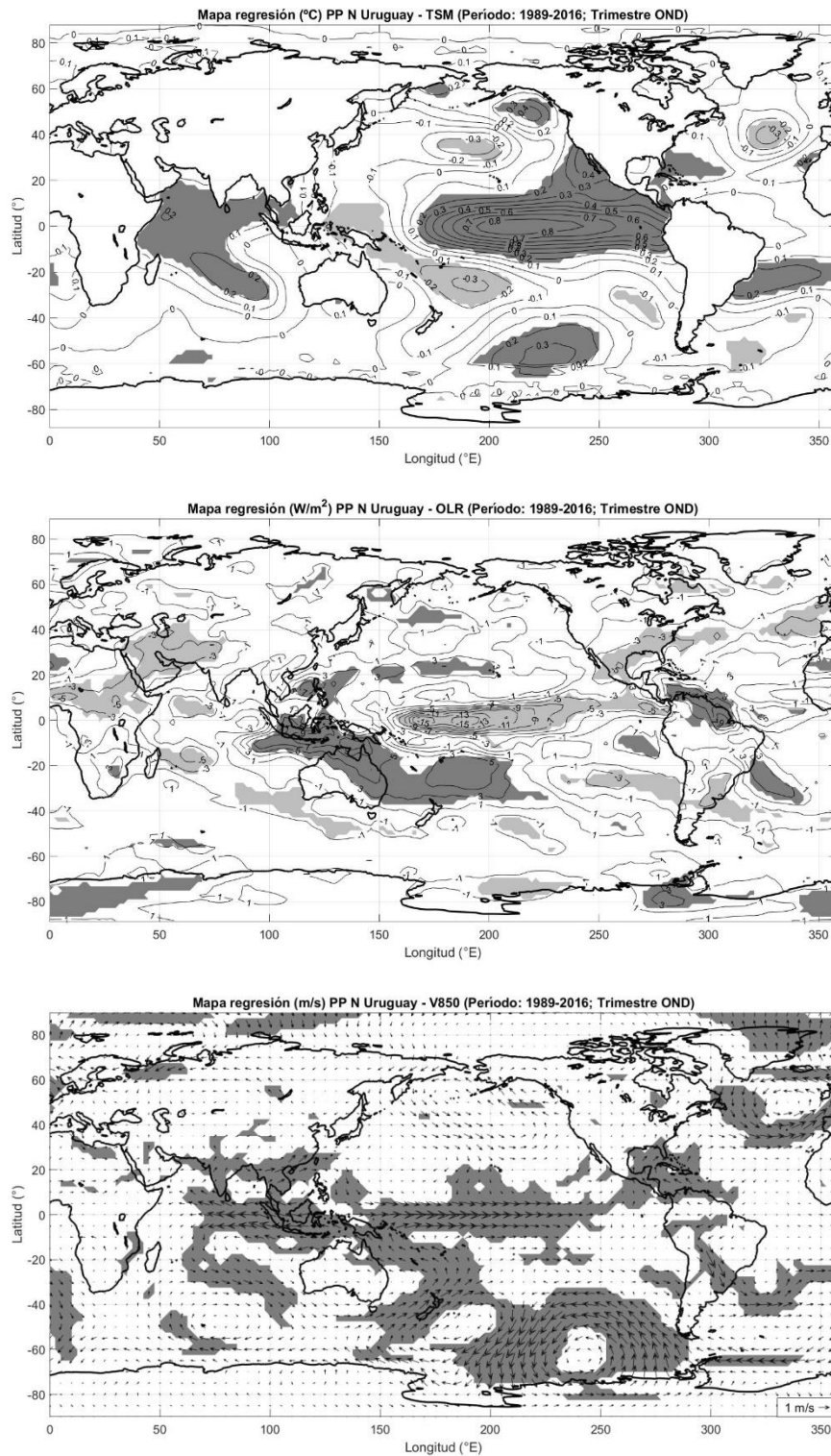


Figura 7: Regresión lineal entre anomalías de precipitación en ZN y anomalías de campos globales, subperíodo P2, trimestre OND. Arriba: TSM (°C); centro: OLR (W/m²); abajo: V₈₅₀ (m/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

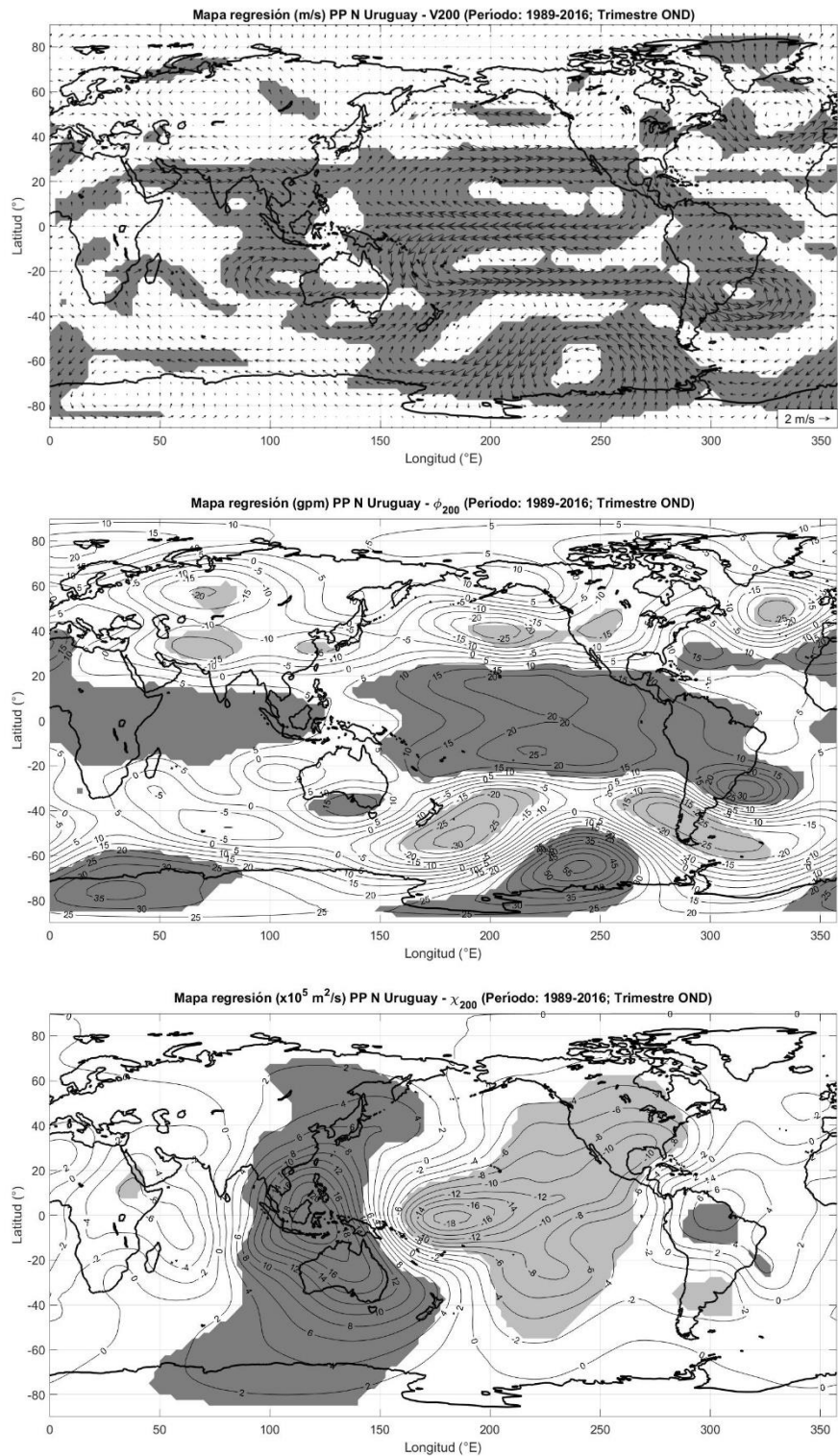


Figura 8: Regresión lineal entre anomalías de precipitación en ZN y anomalías de campos globales, subperíodo P2, trimestre OND. Arriba: V_{200} (m/s); centro: ϕ_{200} (gpm); abajo: χ_{200} (valores multiplicados por factor 10^5) (m^2/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

En los mapas de regresión para el trimestre OND es posible observar que la precipitación en la ZN de Uruguay está asociada con la zona tropical del océano Pacífico ya que en todos los campos aparecen señales significativas en esta región del mapa.

Se observa que esta relación se establece con anomalías positivas de TSM en la zona de El Niño, que se extienden zonalmente llegando a la costa de América y presentando un máximo sobre el océano Pacífico ecuatorial central, siendo este máximo más importante en P2 (Figura 7) que en P1 (Figura 5). Así como para ambos subperíodos la señal en esta región es esperable por contener a la zona Niño 3.4, también es esperable que las anomalías observadas para P2 tengan mayor amplitud que las observadas en P1 dado que los contornos de regresión en Figura 3 para OND resultaron mayores para la segunda mitad del período que para la primera.

Junto con esta anomalía positiva aparece una región con anomalías negativas que en ambos subperíodos se extiende desde el oeste del océano Pacífico ecuatorial en dirección sureste hasta los 40°S sobre el centro de esta cuenca. También es posible ver una anomalía positiva de TSM en el noreste del océano Índico tanto en P1 como en P2, con la diferencia que en P2 se extiende hasta el centro de la cuenca (Figura 7). Durante este segundo subperíodo también son notables las anomalías en el océano Pacífico norte en una disposición consistente con la fase cálida de la ODP y una anomalía positiva en la costa sur de Brasil, que se extiende hacia el centro de la cuenca del océano Atlántico.

El calentamiento observado en superficie para la zona tropical del océano Pacífico se corresponde con los resultados del campo de OLR. En ambos

subperíodos se observa una señal negativa sobre esta zona, lo que se corresponde con altos topes nubosos consistentes con desarrollos verticales importantes por el incremento de convección asociado al calentamiento en superficie y liberación de calor latente. Es notable que esta señal en P2 (Figura 7) presenta una extensión zonal más importante y está acompañada de contornos de regresión más negativos sobre el centro de la cuenca, por lo que el vínculo en este subperíodo es más importante que en P1.

También se observa que la señal de OLR presenta resultados positivos con significancia estadística sobre las zonas de anomalías negativas de TSM del Pacífico mencionadas anteriormente. En P2 también se encuentra una señal positiva sobre el norte de Sudamérica.

Dado que la regresión está realizada con la precipitación en la ZN, es esperable encontrar una regresión negativa sobre Uruguay en el campo de OLR. Esto efectivamente ocurre en ambos subperíodos, donde esta señal está acompañada por una señal positiva en la zona de la ZCAS, conformando un dipolo que se presenta más nítido en P2 (Figura 7). Es interesante notar que las anomalías positivas de OLR en P1 se encuentran en la región continental, mientras que en P2 se encuentran en la región oceánica de la ZCAS, configurando diferentes dipolos.

Los efectos del calentamiento anómalo observado en la zona central del Pacífico ecuatorial también se manifiestan en los campos de viento en capas bajas y altas y son consistentes con la presencia de El Niño. El viento en el nivel de 850 hPa (Figura 5 y Figura 7) muestra en la zona tropical del océano Pacífico una señal significativa sobre la que se observan anomalías de vientos zonales en

dirección este (alisios debilitados). Esta señal tiene una extensión zonal más importante en P2. Ante ello, se puede interpretar que existe convergencia sobre la zona de máximas señales de TSM.

En la región ecuatorial del océano Índico se observan anomalías hacia el oeste sobre una zona significativa en ambos subperíodos ubicada entre el centro y el este de la cuenca. En la región extratropical del hemisferio sur se observan a lo largo del océano Pacífico señales significativas asociadas a anomalías de circulación ciclónicas y anticiclónicas alternadas que llegan hasta Sudamérica, estando mejor definidas para P2.

Sobre Sudamérica, se observa en los resultados de V_{850} una señal significativa que muestra anomalías de vientos desde la zona de la Amazonia hacia Uruguay, siendo la señal más importante en P2. Esta situación es coherente con lo observado en el campo de OLR sobre Uruguay y el dipolo en la ZCAS, ya que la anomalía de vientos descrita favorece el transporte de humedad hacia Uruguay, donde el mapa de OLR muestra una señal consistente con la presencia de lluvias, y una menor convergencia de humedad en el centro este de Brasil donde se observaban valores de regresión positivos de OLR asociados a ausencia de nubosidad y en consecuencia ausencia de precipitaciones.

Se hace evidente la característica baroclínica de la circulación atmosférica en la zona tropical al observar los resultados para los mapas de regresión de V_{200} (Figura 6 y Figura 8) y compararlos con sus correspondientes resultados para el viento en capas bajas. Para el viento en altura se observa una zona de significancia estadística con disposición zonal a lo largo del océano Pacífico ecuatorial, con anomalías de circulación hacia el oeste con vientos que divergen

en la zona donde los resultados de TSM presentan su máximo de regresión y que convergen al oeste de la cuenca. Esta circulación en conjunto con lo observado en superficie configura una anomalía en la celda de Walker, con ascenso de masas de aire en el centro de la cuenca y subsidencia en la zona oeste.

Las anomalías del potencial de velocidad son consistentes con lo observado en los resultados anteriores para la región ecuatorial, siendo sus amplitudes notablemente mayores en P2 (Figura 6 y Figura 8). Es decir, indican un ascenso anómalo en la región central del Pacífico y un descenso sobre Oceanía y Sudamérica.

Es importante notar que en P2 existe una anomalía positiva sobre la zona de la Amazonia, consistente con la disminución de lluvias en el norte de Sudamérica. Esta anomalía junto con la anomalía negativa en la región subtropical de Sudamérica, sugiere un debilitamiento de la celda de Hadley regional.

Como consecuencia del calentamiento ecuatorial observado sobre el Pacífico también es posible observar anomalías positivas de altura de geopotencial a ambos lados del ecuador (Figura 6 y Figura 8). Esto resulta coherente con las anomalías de circulación observadas en V_{200} y es consistente con el patrón de respuesta de Gill a la anomalía de calentamiento tropical. La señal en esta zona es más extendida e intensa en P2.

Por el contrario, se observan características barotrópicas para la zona extratropical del hemisferio sur ya que es posible observar anomalías de circulación de igual signo tanto en altura como en capas bajas. Los patrones de

onda describen arcos a lo largo del océano Pacífico, siendo más intensos durante P2.

Las anomalías positivas de altura de geopotencial se corresponden con anomalías anticiclónicas de circulación mientras que las anomalías negativas de altura de geopotencial se corresponden con anomalías ciclónicas de circulación. Las anomalías de geopotencial permiten ver mejor los trenes de ondas. En base a la literatura, es posible distinguir dos trenes de ondas para P1: uno que nace en el centro y otro en el oeste del océano Pacífico. En P2 parece haber también dos trenes de ondas: uno que nace en el oeste de la cuenca y describe un arco extenso sobre el océano Pacífico y otro más corto que se genera en el este de la cuenca con centros en (40°S, 280°E) y (33°S, 320°E), éste último justo al este de Uruguay. En P1 el tren de ondas corto también parece existir, pero sus anomalías no son significativas.

En ambos subperíodos se observa una anomalía negativa en el centro del océano Pacífico norte, lo que también es consistente con los resultados de TSM encontrados en esta zona.

5.2.2 Enero-Febrero-Marzo

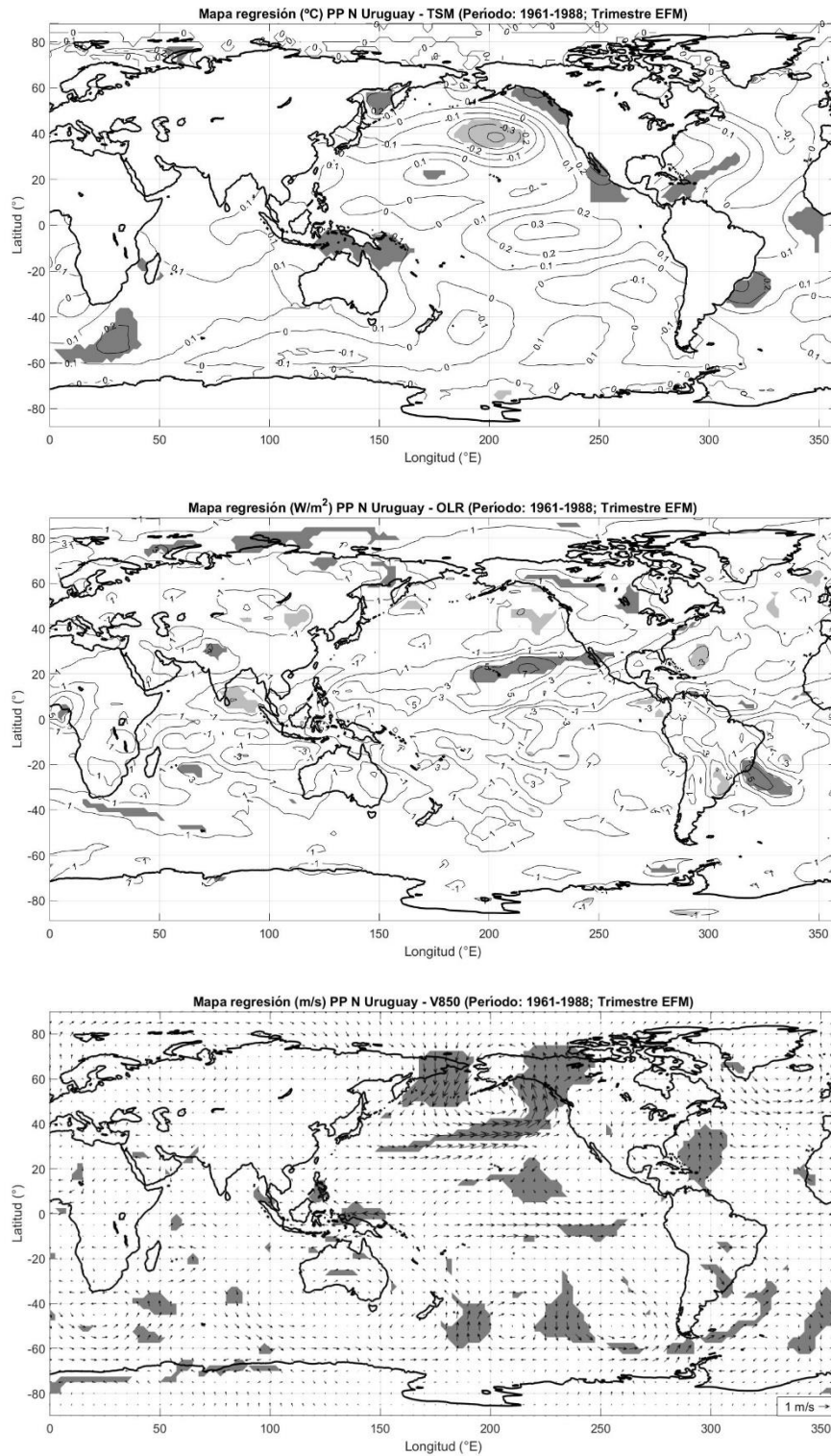


Figura 9: Ídem Figura 5 para el trimestre EFM.

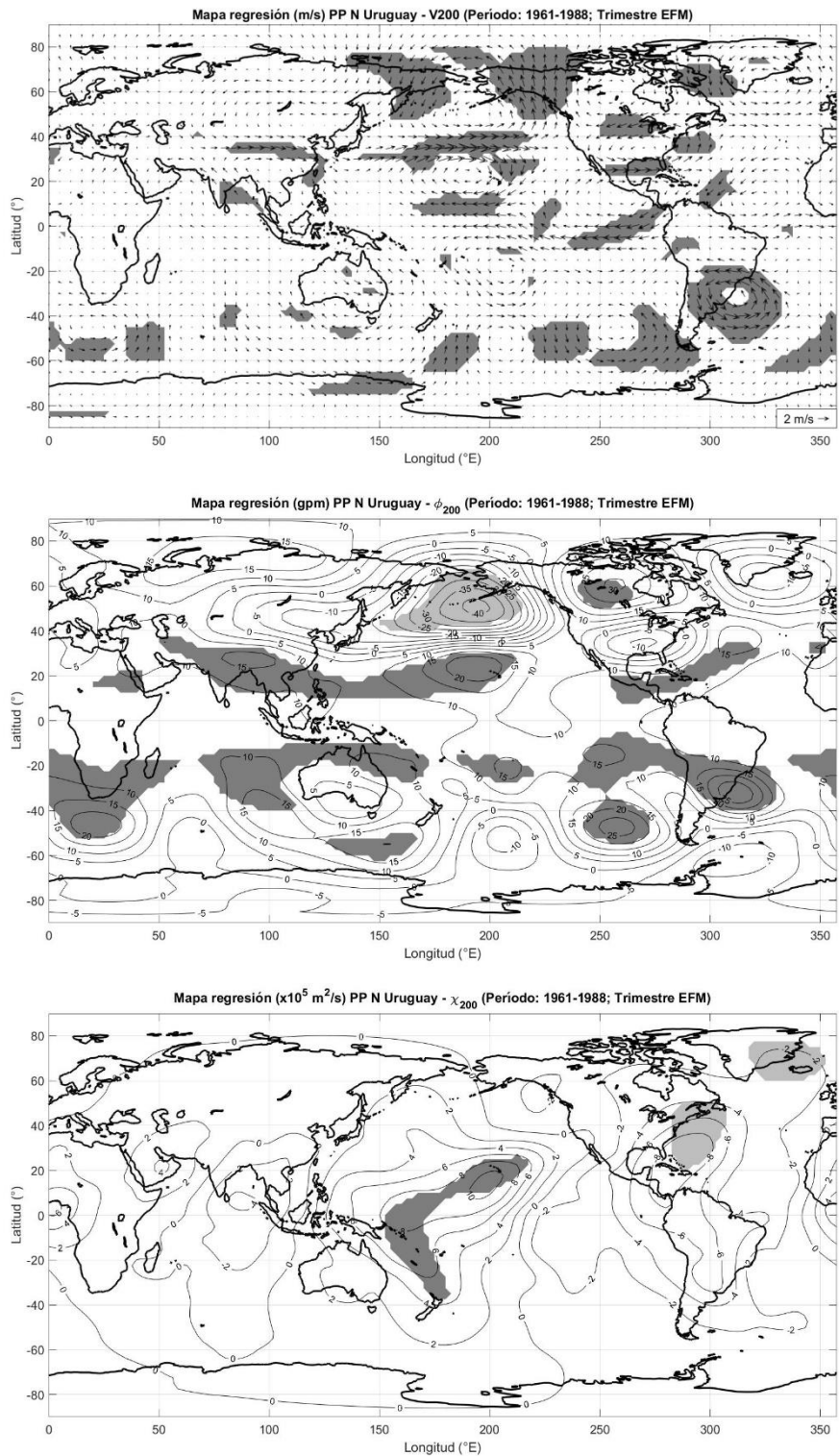


Figura 10: Ídem Figura 6 para el trimestre EFM.

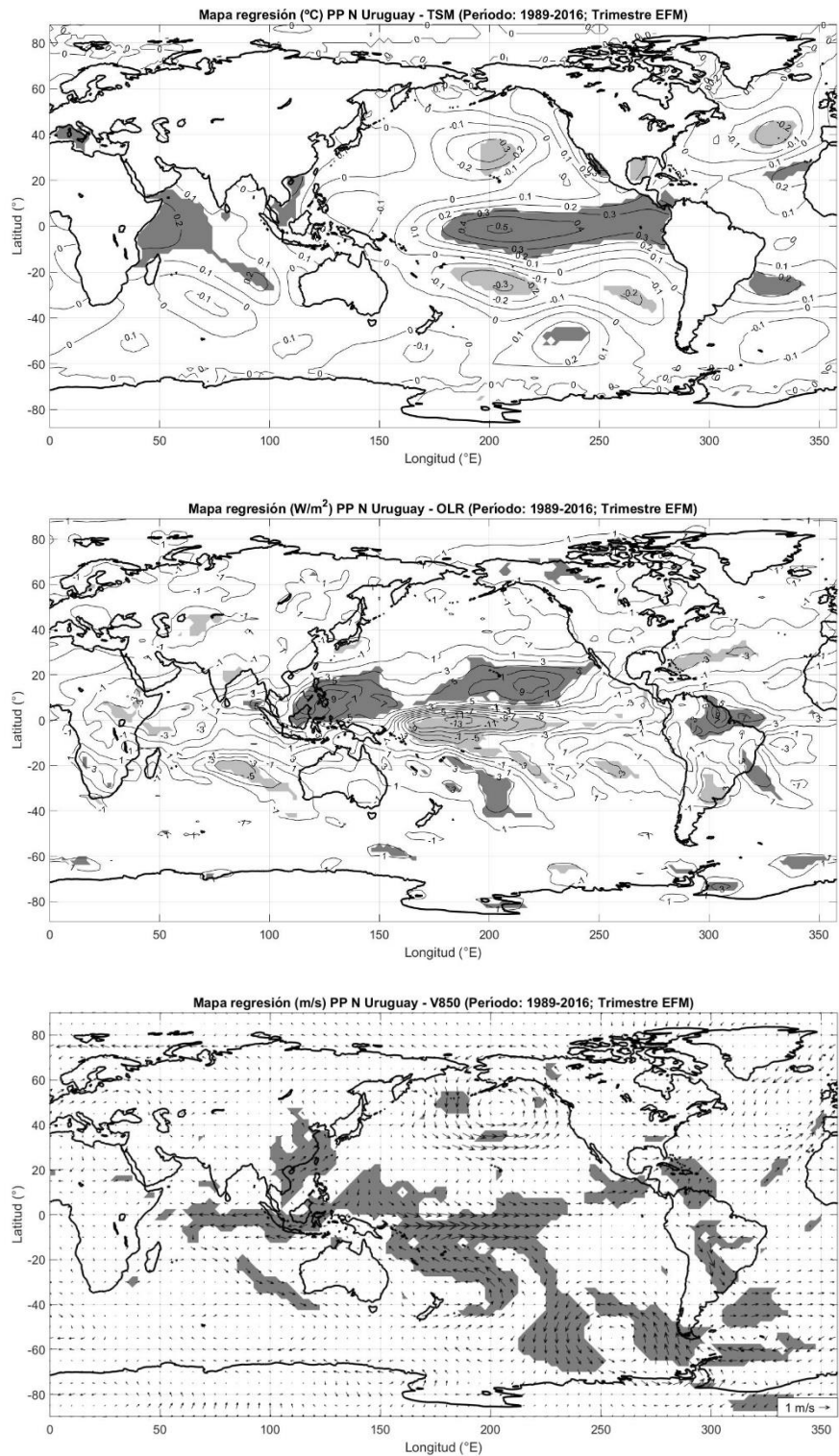


Figura 11: Ídem Figura 7 para el trimestre EFM.

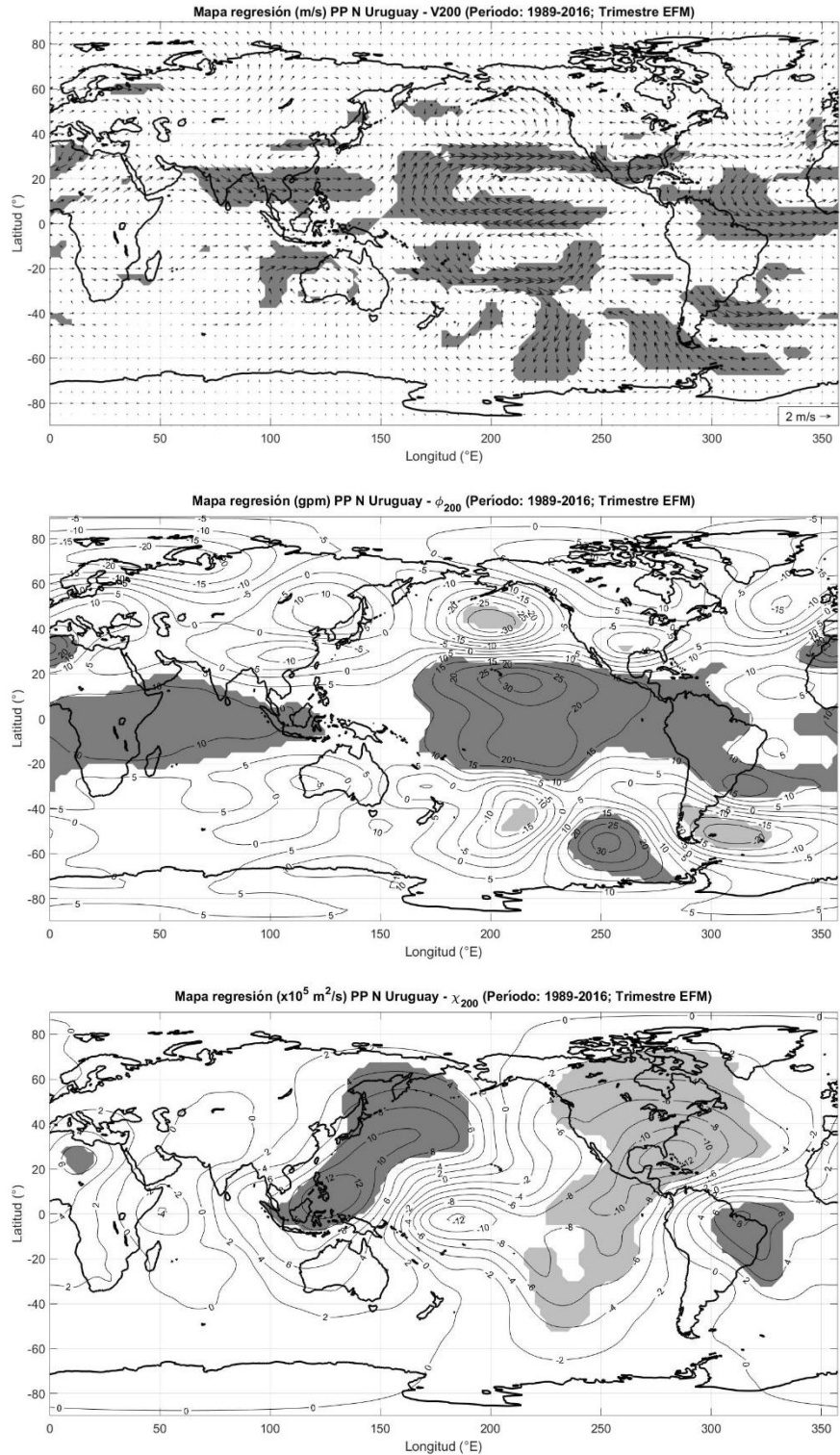


Figura 12: Ídem Figura 8 para el trimestre EFM.

Para los resultados del trimestre EFM es esperable que se encuentren mayores diferencias entre los subperíodos estudiados, ya que en la Figura 3 se observan señales significativas solo para P2. Esto implica que los efectos de un calentamiento del Pacífico tropical serán más visibles para el segundo subperíodo en los distintos campos.

Los mapas resultantes para TSM (Figura 9 y Figura 11) son consistentes con la observación anterior. En ellos no se observan señales significativas asociadas al calentamiento tropical en el océano Pacífico en P1 mientras que se observa una señal consistente con la fase cálida de la ODP en el norte de esta cuenca. Mientras tanto, en P2 la señal asociada al calentamiento en la zona N3.4 es evidente en el centro y este del océano Pacífico ecuatorial. Además, en este subperíodo también se observa una zona de anomalías positivas de TSM en la cuenca oeste del océano Índico.

Por otro lado, en ambos subperíodos se observa una señal positiva de TSM en la región dominada por la ZCAS.

De la misma manera, la diferencia entre los subperíodos es evidente en el resultado de OLR, donde la señal asociada al calentamiento tropical se observa mayormente en P2 (Figura 9 y Figura 11). Para este subperíodo se observa una zona negativa de significancia estadística consistente con el calentamiento superficial. Al mismo tiempo se extienden zonas positivas de significancia estadística al norte y al sur de la señal ecuatorial y se observa una señal positiva sobre el norte de Sudamérica.

Como fue mencionado para el trimestre OND, al ser resultados obtenidos al realizar la regresión lineal con la precipitación en Uruguay y los distintos campos,

es esperable una señal negativa sobre Uruguay, al menos en la zona norte del país. Esto efectivamente ocurre en ambos subperíodos con una señal negativa que conforma un dipolo con la señal positiva encontrada sobre el sureste de Brasil, en la zona de la ZCAS, para lo que la explicación es análoga a la realizada para el trimestre OND. Notar que también en esta estación la anomalía de OLR se encuentra en la región oceánica de la ZCAS, lo cual indica el tipo de anomalía de circulación en la región (Tirabassi et al 2014).

Enfocando en la zona continental de Sudamérica, en capas bajas es posible observar anomalías de viento norte que convergen sobre Uruguay. Esta señal, consistente con el dipolo entre ZCAS y Uruguay, es más extendida en P2, subperíodo en el que la zona significativa comienza en la Amazonia.

El viento en altura muestra resultados congruentes con lo observado para los vientos en capas bajas (Figura 10 y Figura 12). En P2 se observa sobre la zona ecuatorial del océano Pacífico una señal significativa, pero con anomalías de circulación opuestas a las observadas en V_{850} . Este resultado implica que existe divergencia en altura donde se observaba convergencia en superficie, indicando la naturaleza baroclínica del flujo.

La diferencia entre los subperíodos para el trimestre EFM en ZN también se observa en ϕ_{200} , cuyos resultados son consistentes con los obtenidos y descritos para los campos anteriores (Figura 10 y Figura 12). En P1 se observa una circulación anticiclónica intensa con centro al este de Uruguay, con poca conexión en otras regiones, lo cual se asemeja al principal modo de variabilidad encontrado por Robertson y Mechoso (2000). Estos autores muestran que se trata de una onda de Rossby estacionaria. Por el contrario, en P2, el campo de

anomalías de geopotencial indica la presencia de una circulación anticiclónica más débil situada al este de Uruguay y conectada a través de un tren de ondas con el océano Pacífico. Este patrón se asemeja al segundo modo de variabilidad encontrado por Robertson y Mechoso (2000), quienes muestran que es inducido por ENOS.

Debido a su estructura barotrópica, las anomalías de circulación anticiclónicas ubicadas al este de Uruguay inducen vientos del norte en capas bajas hacia Uruguay. En el caso de P2 las anomalías inducidas por el Niño en la región tropical contribuyen a generar vientos hacia el sur, resultando en anomalías de mayor amplitud (Figura 9 en comparación con Figura 11).

Finalmente χ_{200} durante P1 muestra anomalías pequeñas, mientras que durante P2 tiene un patrón de anomalías consistente con el Niño, aunque poco significativo (Figura 10 y Figura 12). En particular, durante P2 se observa un centro positivo en el noreste de Sudamérica que sugiere una reducción de la celda de Hadley regional fundamentalmente en su rama norte.

5.3 Anomalías asociadas a la precipitación en la zona sur del país

En esta sección se muestran los mapas de regresión lineal de los campos globales con respecto a las anomalías de precipitación de ZS.

5.3.1 Octubre-Noviembre-Diciembre

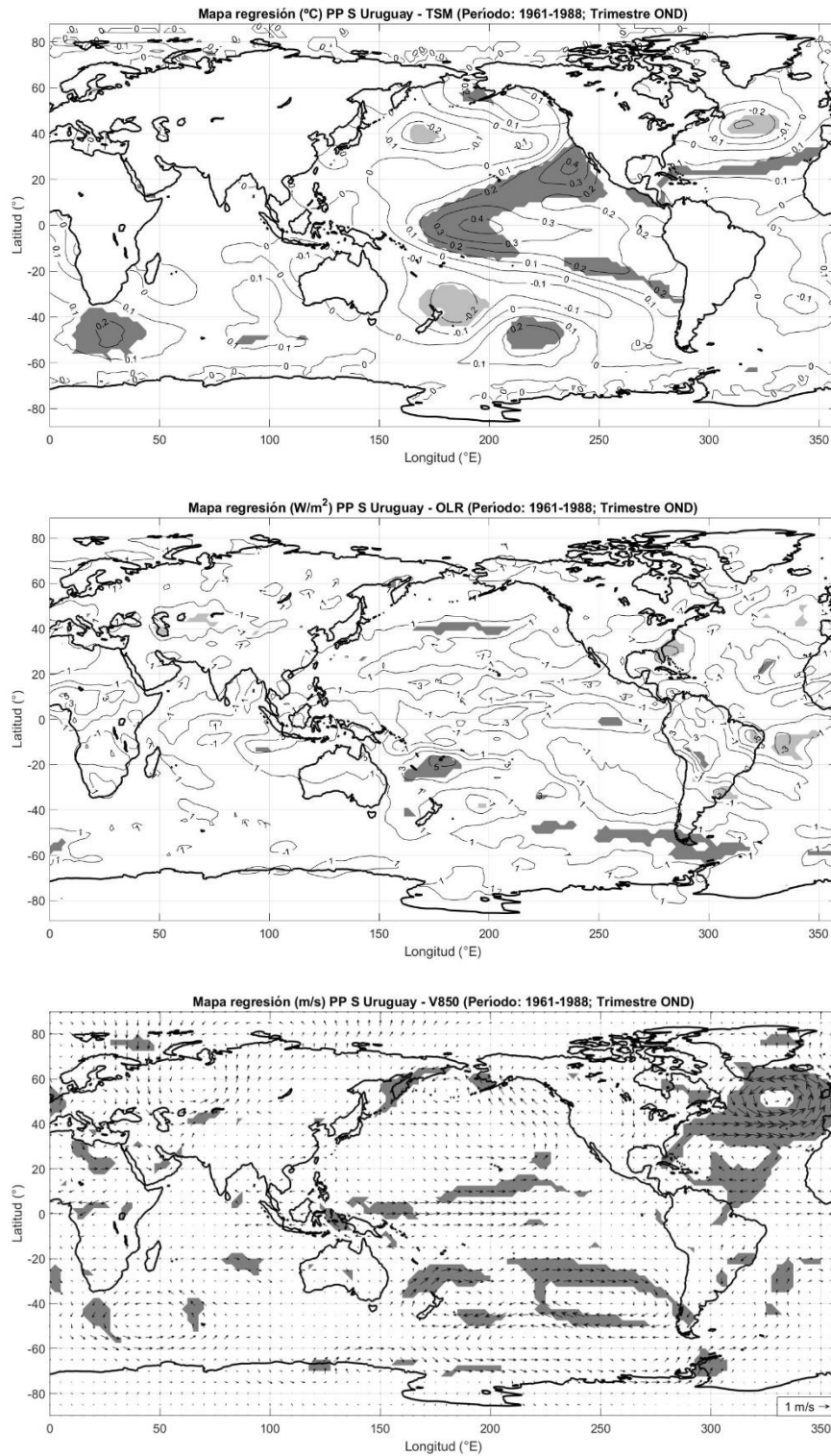


Figura 13: Regresión lineal entre anomalías de precipitación en ZS y anomalías de campos globales, subperíodo P1, trimestre OND. Arriba: TSM (°C); centro: OLR (W/m²); abajo: V₈₅₀ (m/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

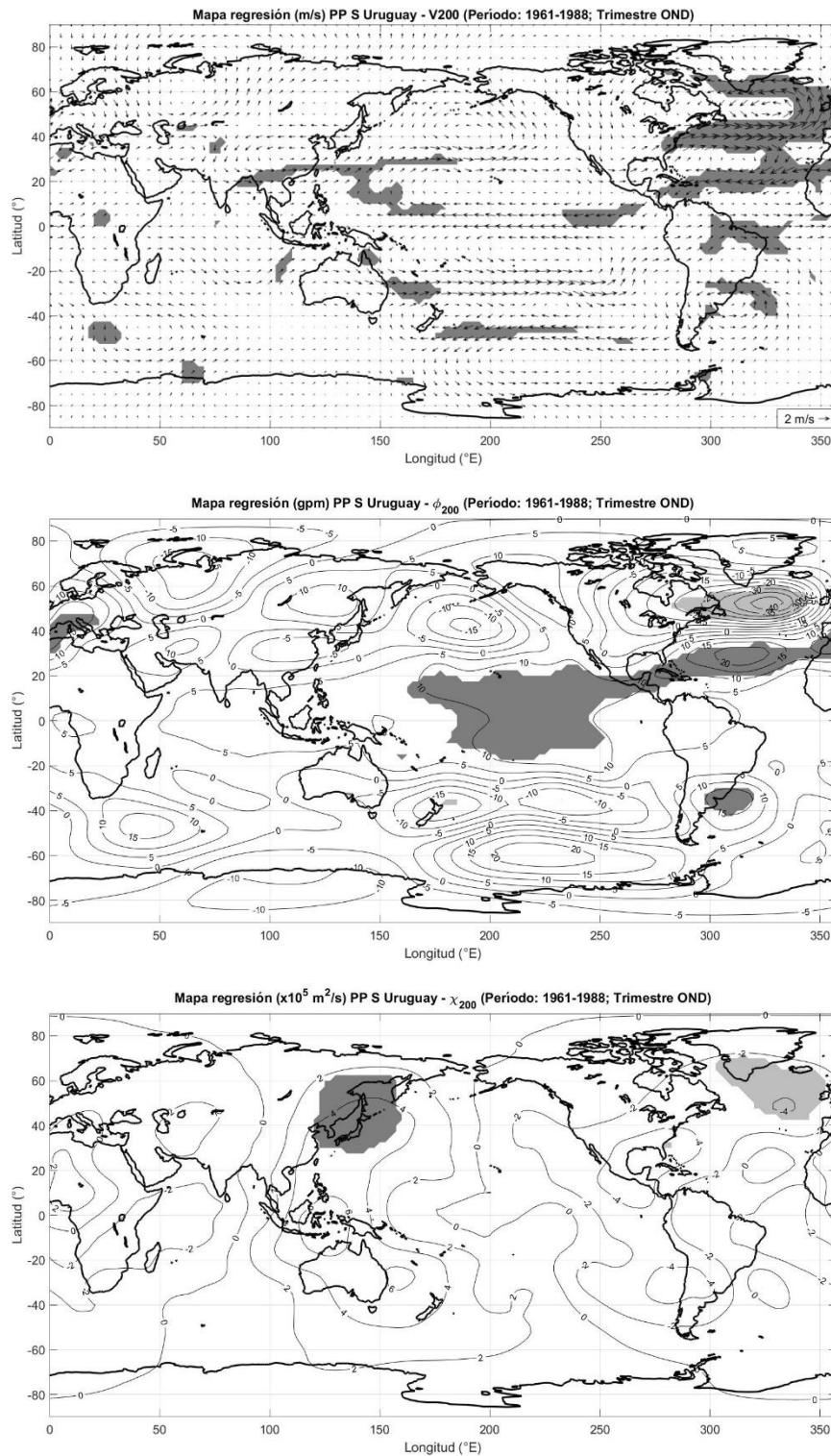


Figura 14: Regresión lineal entre anomalías de precipitación en ZS y anomalías de campos globales, subperíodo P1, trimestre OND. Arriba: V_{200} (m/s); centro: ϕ_{200} (gpm); abajo: χ_{200} (valores multiplicados por factor 10^5) (m^2/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

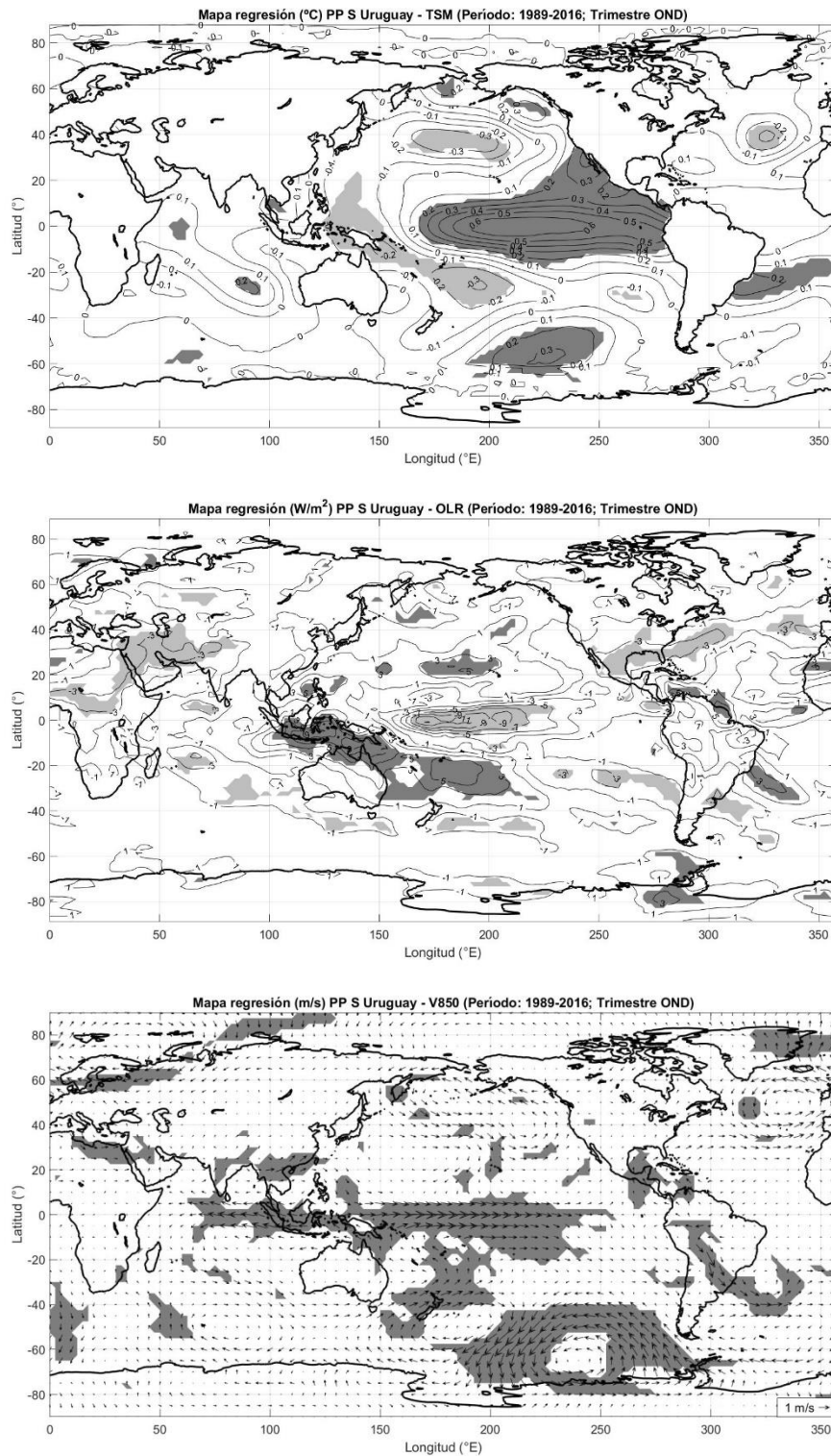


Figura 15: Regresión lineal entre anomalías de precipitación en ZS y anomalías de campos globales, subperíodo P2, trimestre OND. Arriba: TSM (°C); centro: OLR (W/m²); abajo: V₈₅₀ (m/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

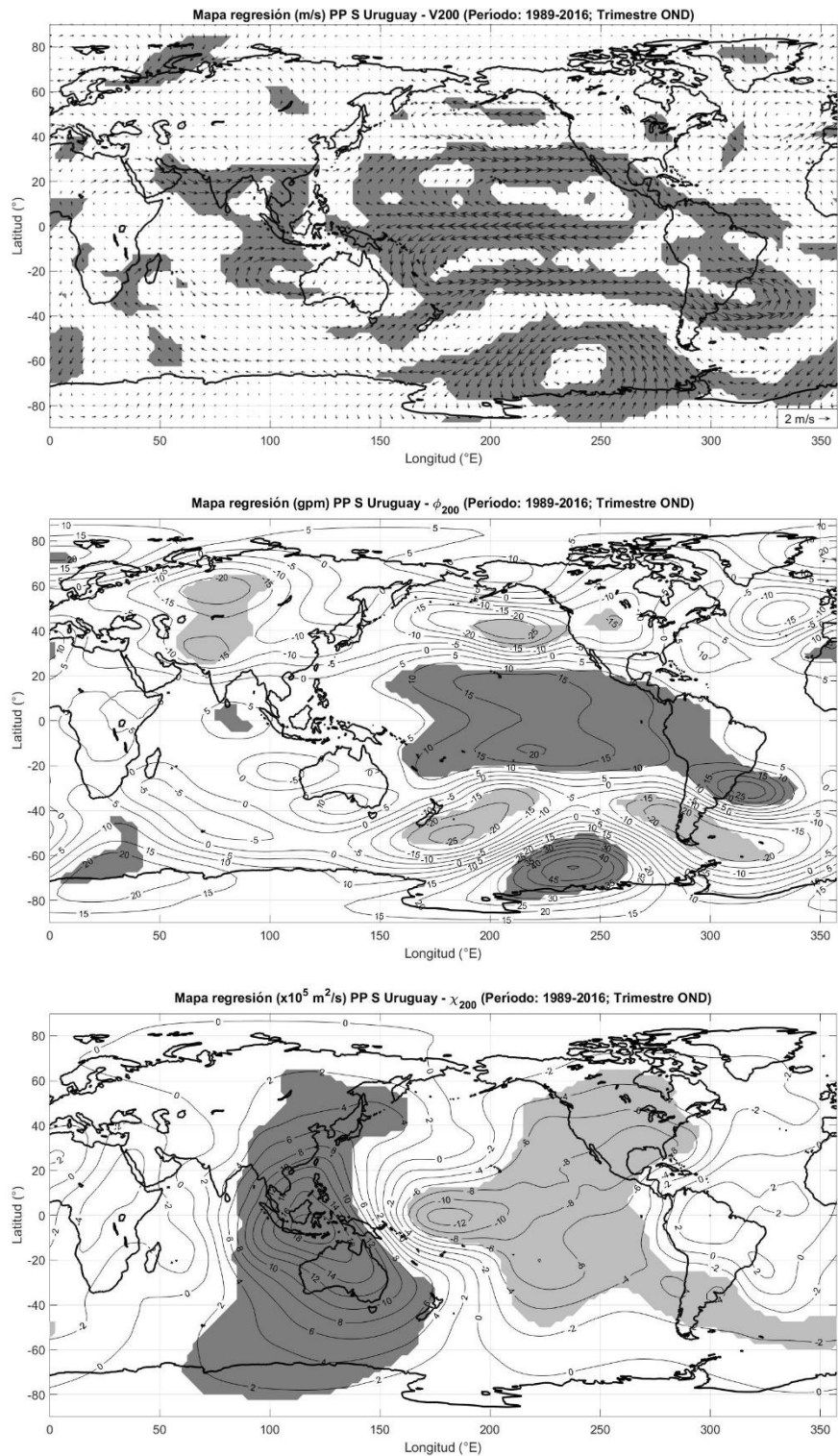


Figura 16: Regresión lineal entre anomalías de precipitación en ZS y anomalías de campos globales, subperíodo P2, trimestre OND. Arriba: V_{200} (m/s); centro: ϕ_{200} (gpm); abajo: χ_{200} (valores multiplicados por factor 10^5) (m^2/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

Para la precipitación en ZS, durante el trimestre OND se observa una notoria diferencia en las señales observadas entre ambos subperíodos al relacionar la precipitación con los distintos campos bajo estudio, lo cual es consistente con el resultado obtenido en la Figura 4. En dicho resultado no se observan correlaciones significativas con N3.4 para el trimestre OND durante P1 mientras que sí se observan para P2.

Durante P1 (Figura 13) se advierte una señal significativa al oeste de la zona N3.4, entre los 170°E y los 160°W, mientras que en P2 la señal positiva en el mapa de regresión de TSM se extiende desde esta región del océano Pacífico ecuatorial hasta la costa de las Américas, ubicándose un máximo en la zona N3.4 (Figura 13 y Figura 15). Durante P2 la regresión de TSM es muy similar a la correspondiente para ZN. En consecuencia, para P1 la regresión de los demás campos muestran pocas señales que representen una respuesta a un calentamiento ecuatorial mientras que para P2 las anomalías de circulación son muy parecidas a las encontradas para ZN.

Es destacable que en ambos subperíodos es posible observar una señal negativa de TSM sobre el centro de la cuenca norte del océano Pacífico y señales positivas sobre la costa de Norteamérica, lo que es coherente con la fase cálida de la ODP.

Por lo expuesto, no es esperable una señal negativa de OLR en la zona tropical del océano Pacífico durante P1, lo que efectivamente sucede (Figura 13).

Durante P1 la señal negativa de OLR sobre Uruguay se restringe a la región sur y no tiene correlación con anomalías de OLR en la ZCAS. Las anomalías de circulación en altura muestran la existencia de una circulación anticiclónica

aislada al este de Uruguay con centro en 35°S (Figura 14). No se observa que tenga conexión con ninguna región. Como consecuencia de esta circulación, las anomalías de viento en capas bajas son del norte y, si bien son significativas, la región de intensificación es reducida (Figura 13). No se observan anomalías significativas de χ_{200} en las regiones de interés (Figura 14).

A pesar de ello, en P1 se observa una señal significativa en el campo de geopotencial en altura que se extiende al este de Uruguay (Figura 14), por lo que cabe preguntarse si la Oscilación de Madden Julian (OMJ) pueda ser quien favorezca esta señal a través de teleconexiones de alta frecuencia (intraestacionales). La hipótesis es que una mayor frecuencia de ocurrencia de una cierta fase de la OMJ durante estos años haya generado una circulación residual a nivel trimestral.

Para ello se clasificó la lluvia dentro del subperíodo P1 en el trimestre OND en tres regímenes: años de lluvia intensa, aquellos cuya precipitación promedio en el trimestre se encontró por encima de una desviación estándar (σ) respecto a la media del subperíodo; años de lluvia normal, los que su precipitación se encontró en el rango $\pm\sigma$ respecto a la media y años de lluvia leve, los que presentaron precipitación por debajo de un σ respecto a la media del subperíodo.

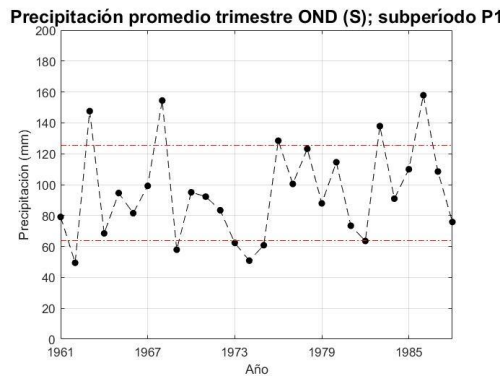


Figura 17: Evolución de promedios trimestrales de precipitación para ZS; subperíodo P1, trimestre OND. Media $\pm\sigma$ (línea roja discontinua).

Con esta clasificación se construyeron los histogramas de la Figura 18 donde se muestra para cada régimen de precipitación el porcentaje de ocurrencia de cada fase de la OMJ en el trimestre OND durante el subperíodo P1. Es importante destacar que en este caso solo fue posible trabajar a partir del año 1974, cuando comienza el registro de la OMJ utilizado⁵ (recordar que el subperíodo P1 comienza en 1961). En consecuencia, para lluvia intensa se utilizaron tres años de cinco posibles, para lluvia normal ocho de diecisiete posibles (el año 1978 no tiene registros) y para lluvia leve tres de seis posibles (ver Figura 17).

⁵ <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>

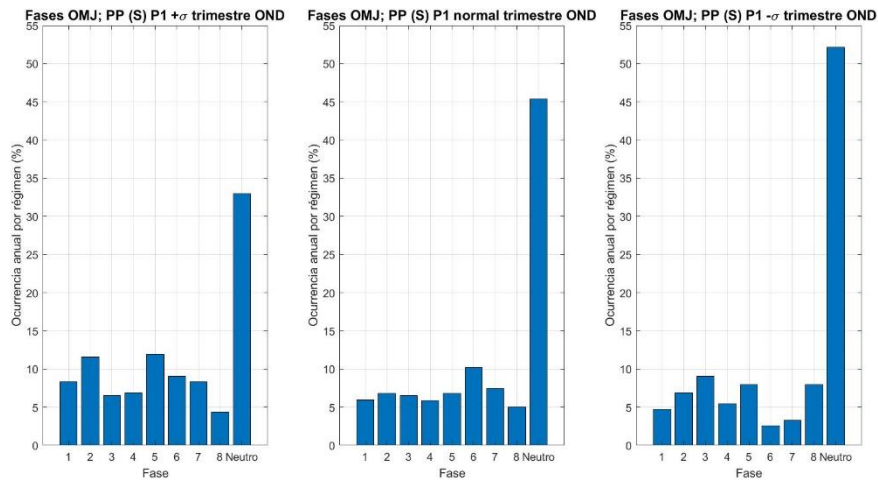


Figura 18: Distribución de fases de OMJ por régimen de lluvia en ZS (%), subperíodo P1, trimestre OND. Izquierda: lluvia intensa; centro: lluvia normal; derecha: lluvia leve. Casos neutros son casos de amplitud menor a 1.

Se observa que los años de lluvia intensa en el trimestre OND de P1 presentaron mayor ocurrencia de las fases 1, 2 y 5 respecto a los años de lluvia normal. También comparando con este último régimen de precipitación, durante los años de lluvia leve las fases 3, 5 y 8 mostraron mayor ocurrencia mientras que las fases 1, 6 y 7 hicieron lo contrario.

De acuerdo con Alvarez et al. (2016) las fases 1, 7 y 8 (4 y 5) de la OMJ favorecen las condiciones para el ascenso (descenso) de aire en la zona tropical de Sudamérica durante el trimestre septiembre-octubre-noviembre (SON), donde se encuentra la ZCAS, por lo que desfavorecerían (favorecerían) la ocurrencia de precipitaciones sobre SESA, estableciéndose el dipolo entre estas regiones. En acuerdo con ello, se obtuvo mayor ocurrencia de la fase 5 durante años con lluvia intensa. En el mismo sentido, se obtuvo una mayor ocurrencia para la fase 8 en años de lluvia escasa, aunque no para las fases 1 y 7 las que decrecieron en su ocurrencia.

Si bien la mayor ocurrencia de fase 8 frente a las fases 1 y 7 puede ser suficiente para la disminución de las precipitaciones, que no se observe mayor ocurrencia de estas últimas puede estar asociado a la falta de datos para este subperíodo o a la diferencia en cómo se trabajaron los trimestres respecto a Alvarez et. al. (2016). Por último, es interesante remarcar que los días en la fase neutra de la OMJ son sustancialmente mayores en los años con lluvia leve comparado con los años con lluvia por encima de lo normal, lo cual no está claro que rol juega.

Por otro lado, como se dijo anteriormente, las anomalías de circulación durante P2 son similares a las de ZN. En particular, se observa el patrón de anomalías asociado a El Niño en la región tropical y el tren de ondas en la región extratropical. No obstante, existen algunas diferencias con los mapas de regresión de ZN. Por ejemplo, si bien ahora las anomalías de OLR en Uruguay están acompañadas por anomalías de signo opuesto en la región oceánica de la ZCAS al igual que para el caso de ZN, las anomalías negativas de OLR están restringidas a la región sur de Uruguay y no se extienden hacia el sur de Brasil (Figura 15). Asimismo, la región de anomalías positivas de OLR en el norte de Sudamérica es más pequeña. Esto es consistente con que las anomalías de χ_{200} durante P2 son significativas y negativas en la región subtropical de Sudamérica, pero no en la región ecuatorial como sí lo son para ZN (comparar Figura 8 y Figura 16). Esto sugiere que ZN está influenciada por el debilitamiento de la celda regional de Hadley a través de una menor subsidencia, además de estar influenciada por los cambios inducidos por la teleconexión extratropical (vientos más intensos del norte en capas bajas y advección de vorticidad negativa en altura). Por otro lado, ZS está solamente afectada por este último mecanismo.

5.3.2 Enero-Febrero-Marzo

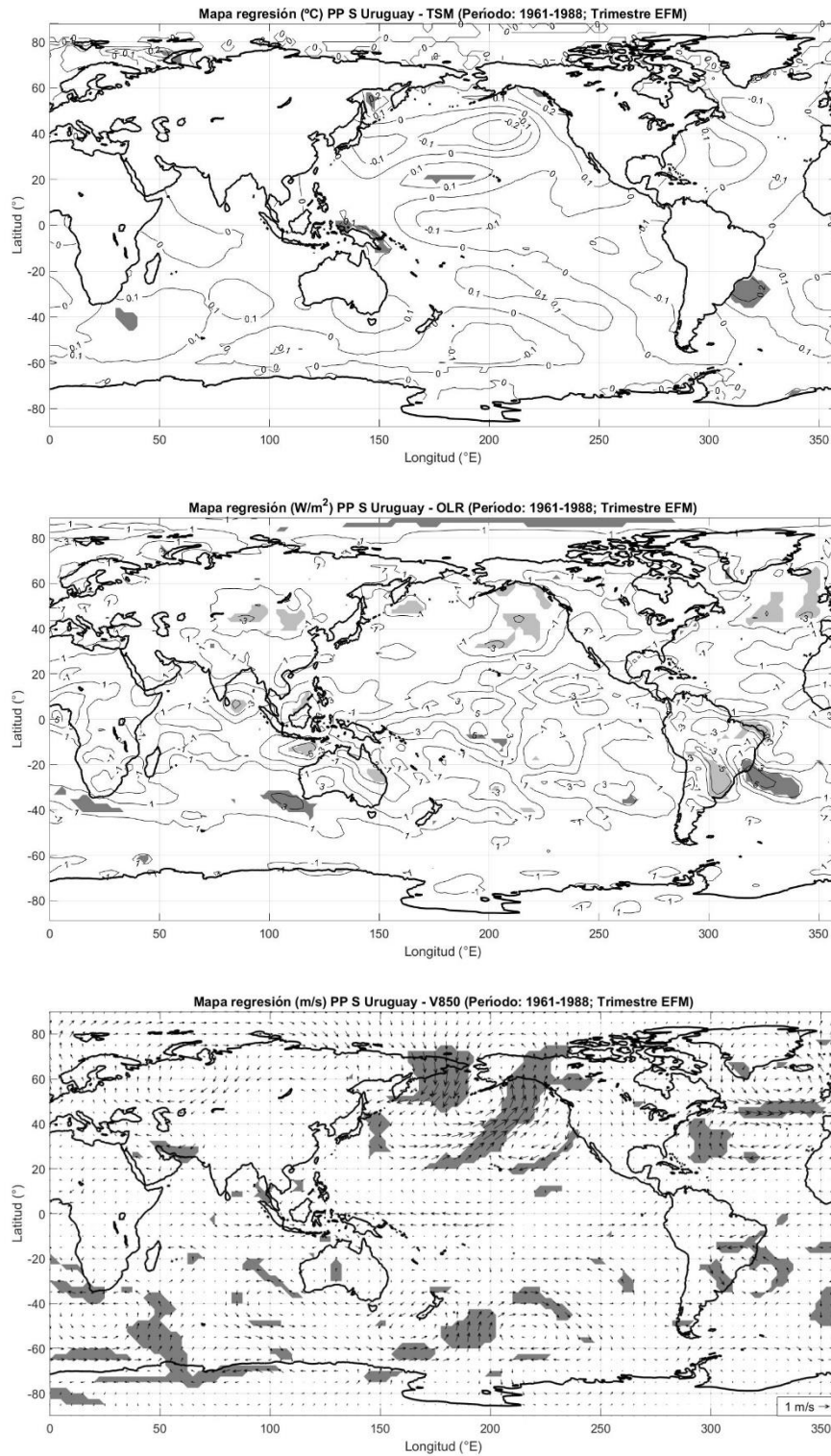


Figura 19: Ídem Figura 13 para el trimestre EFM.

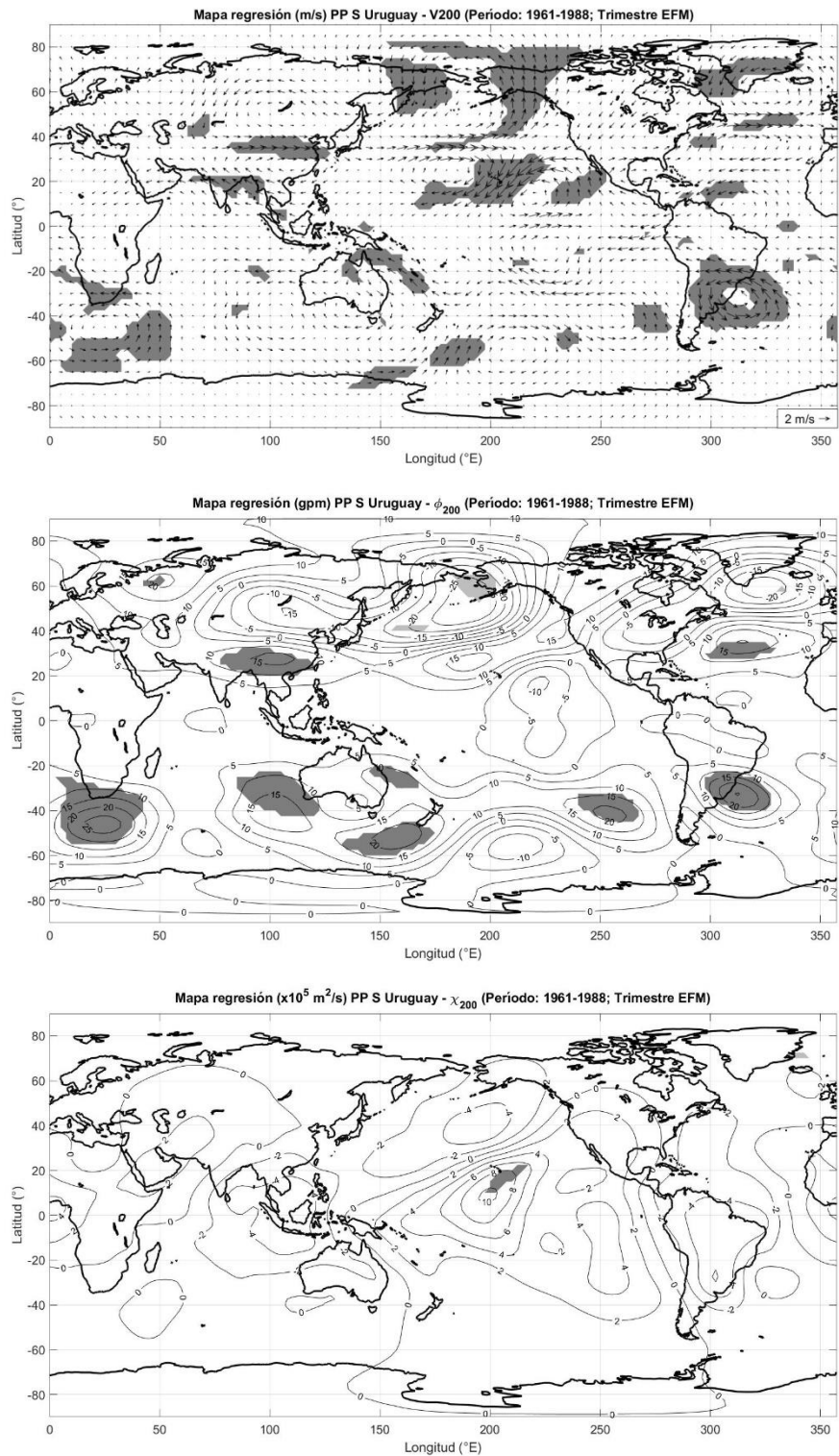


Figura 20: Ídem Figura 14 para el trimestre EFM.

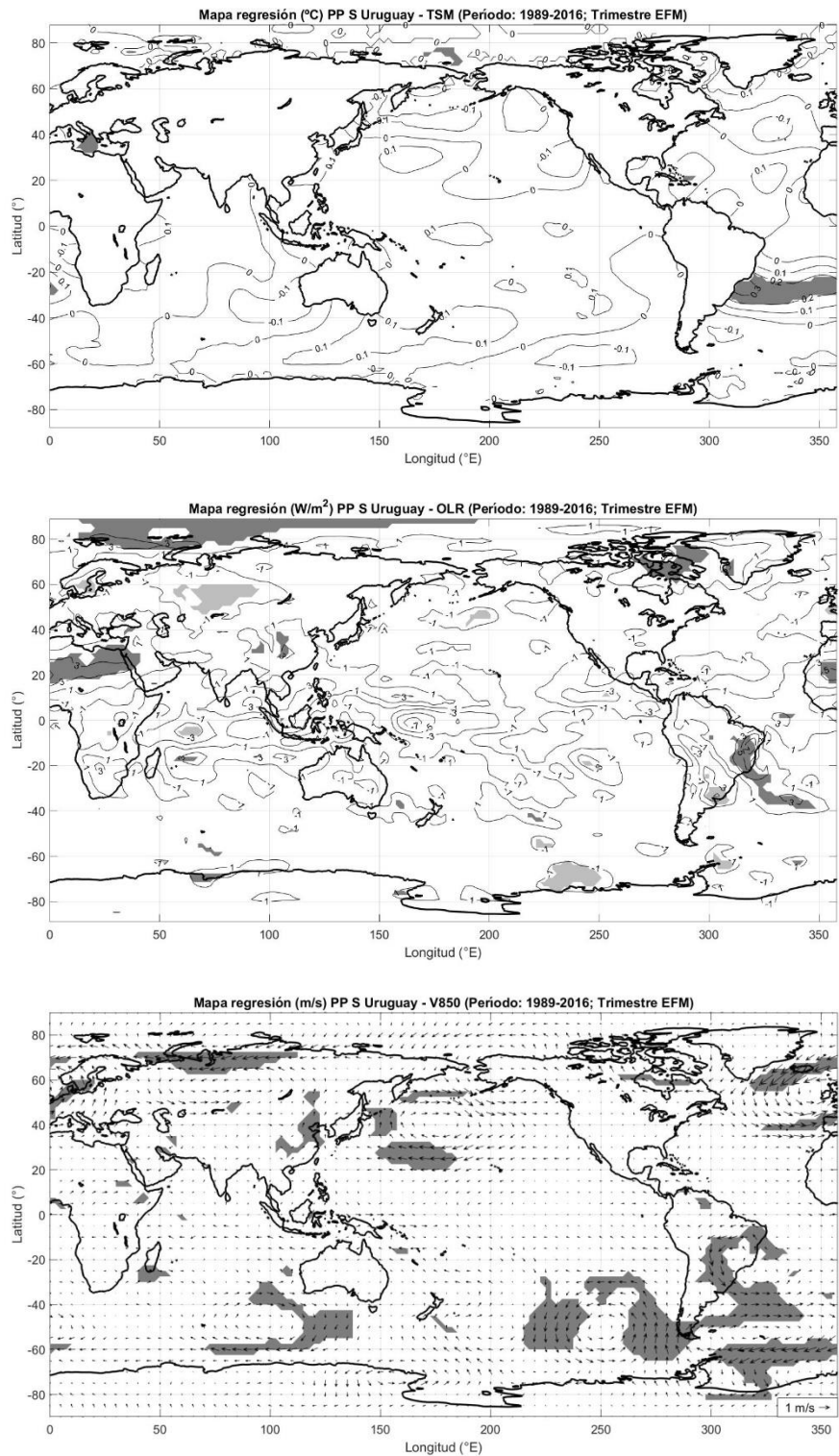


Figura 21: Ídem Figura 15 para el trimestre EFM.

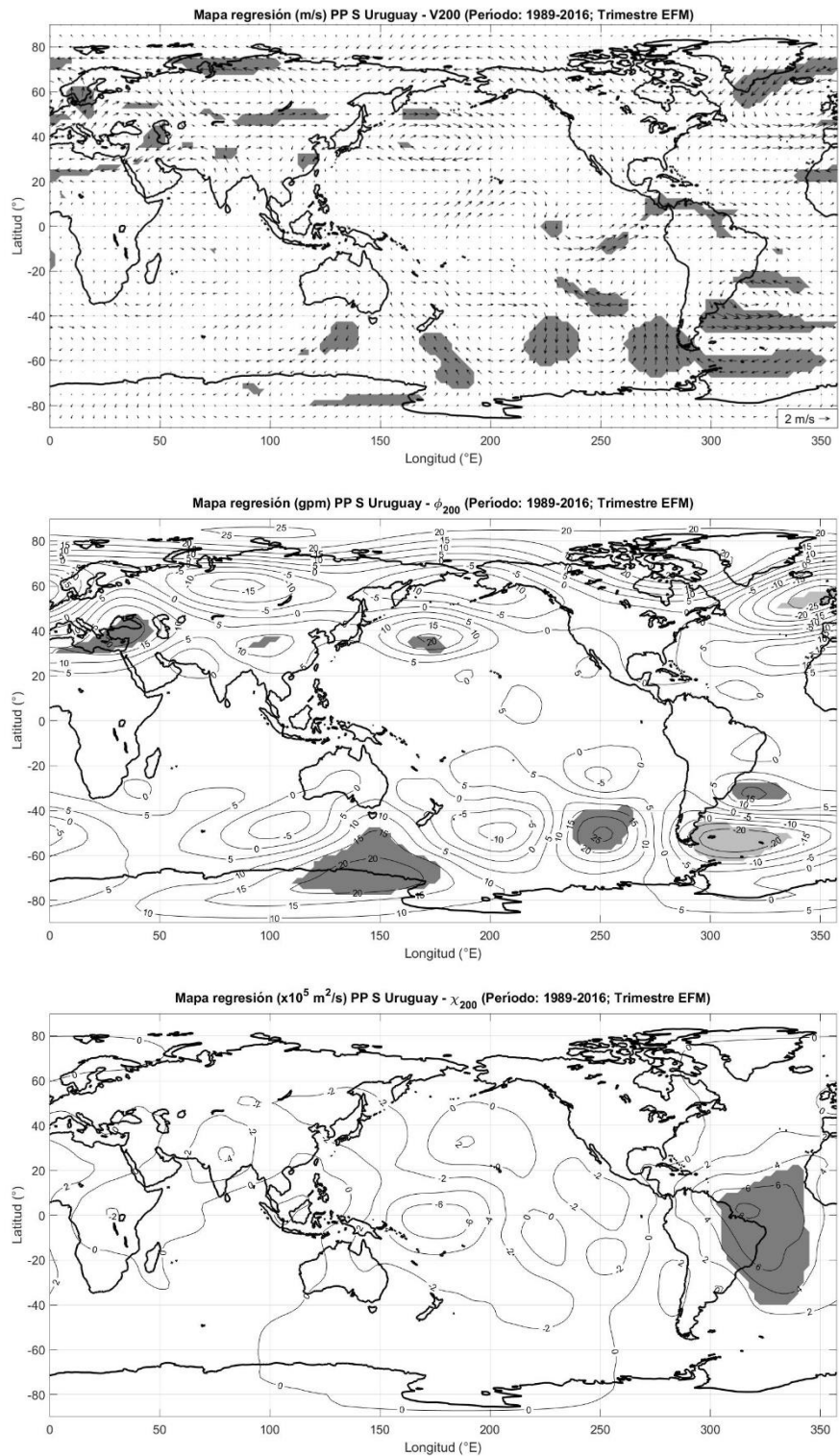


Figura 22: Ídem Figura 16 para el trimestre EFM.

De acuerdo a lo obtenido en la Figura 4 para el trimestre EFM no hay señales significativas salvo sobre el final del segundo subperíodo. Es por esto que no es esperable identificar señales relacionadas con calentamientos ecuatoriales anómalos en el océano Pacífico similares a las encontradas para los casos anteriores ni diferencias sustanciales entre P1 y P2 para el vínculo entre la precipitación en la zona sur de Uruguay y los campos globales.

Efectivamente, los mapas de regresión de TSM no muestran señales en la zona de El Niño para ninguno de los dos subperíodos, aunque en ambos se observa una señal positiva en la costa sureste de Brasil, la que en P2 se extiende zonalmente hacia el centro del océano Atlántico (Figura 19 y Figura 21).

En ambos subperíodos se observa una señal negativa de OLR sobre Uruguay conformando el dipolo con la señal positiva sobre la ZCAS ya observado en resultados anteriores (Figura 19 y Figura 21). En particular, para P1 los mapas de regresión de los campos son muy parecidos a los de ZN, la cual no mostraba relación con N3.4. Es interesante notar que durante P2 la anomalía de OLR en la ZCAS incluye su región continental, lo cual no se observó en ningún otro período independiente de la zona elegida (ZN o ZS).

En ambos subperíodos es posible distinguir el aumento de los vientos del norte responsables de transportar humedad desde latitudes bajas a latitudes altas del continente necesaria para el aumento en las precipitaciones (Figura 19 y Figura 21). En ambos casos esta señal forma parte de una anomalía anticiclónica que se ubica sobre el océano Atlántico.

En cuanto a los campos en altura, durante P2 parece evidenciarse la existencia de un tren de ondas con anomalías de signo opuesto en el Atlántico sur y

Pacífico sureste, aunque la configuración no es clara. Durante P1, al igual que para ZN, se observa que las lluvias en ZS están correlacionadas positivamente con el geopotencial en una banda de latitudes ubicada entre 30°S y 50°S, con centros localizados como el ubicado al este de Uruguay. Esta configuración sugiere una correlación de las lluvias con la fase positiva del MAS.

Por último, los resultados de χ_{200} muestran durante P2 una anomalía positiva en la cuenca del océano tropical Atlántico y este de Sudamérica que es consistente con la disminución de OLR sobre la región continental de la ZCAS.

La señal en altura y OLR es reminiscente a lo que ocurre durante las fases 3, 4 y 5 de la OMJ, las cuales desfavorecen las precipitaciones en la ZCAS. Es decir que se cuenta con una señal que podría favorecer las precipitaciones en relación a ZS de Uruguay para el trimestre EFM, que no es el de mayor impacto de El Niño. Ante ello, se estudió la frecuencia de ocurrencia de las distintas fases de la OMJ durante P2 en el trimestre EFM, realizando un procesamiento análogo al presentado para ZS, trimestre OND, subperíodo P1. En este caso, la evolución de la precipitación se muestra en la Figura 23.

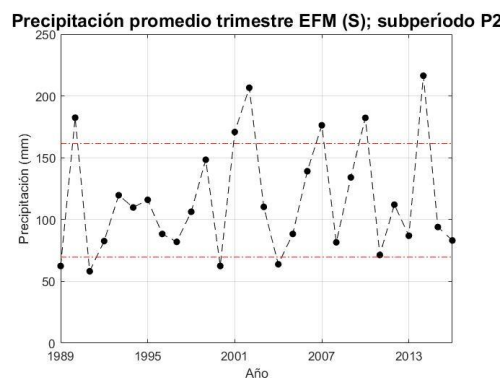


Figura 23: Evolución de promedios trimestrales de precipitación para ZS; subperíodo P2; trimestre EFM. Media $\pm\sigma$ (línea roja discontinua).

En esta oportunidad, los diagramas de distribución se construyeron sin limitaciones en relación al registro de la OMJ (Figura 24).

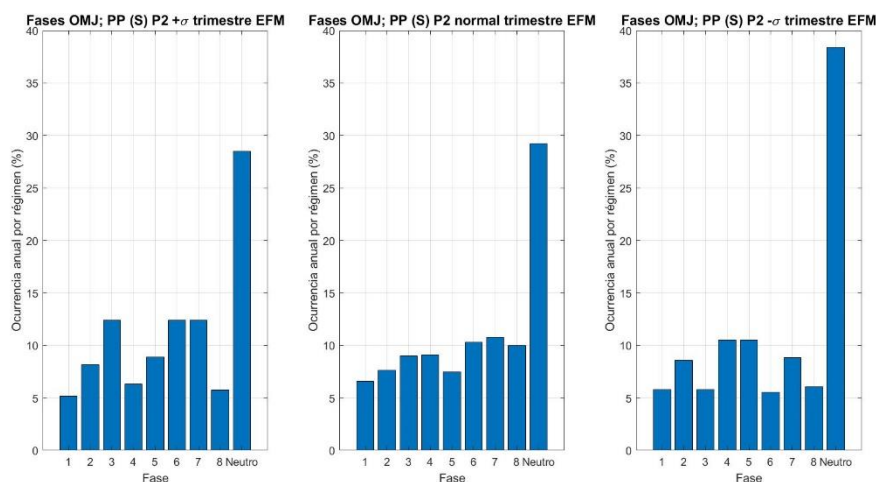


Figura 24: Distribución de fases de OMJ por régimen de lluvia en ZS (%), subperíodo P2, trimestre EFM. Izquierda: lluvia intensa; centro: lluvia normal; derecha: lluvia leve. Casos neutros son casos de amplitud menor a 1.

En el histograma se observa que durante los años de precipitación intensa las fases 3, 6 y 7 tuvieron mayor ocurrencia mientras que las fases 4 y 5 tuvieron menor ocurrencia respecto a los años de lluvia leve. Asimismo, al igual que para P1 en OND, los años con lluvia leve tuvieron un mayor número de días con OMJ inactiva.

Estos resultados guardan cierta correspondencia con lo encontrado en Alvarez et al. (2016) donde se muestra que durante el trimestre DEF las probabilidades de anomalías positivas de precipitación en Uruguay están asociadas a una mayor ocurrencia de la fase 3, aunque principalmente al norte del río Negro.

Es importante destacar nuevamente que en este caso tampoco se trabaja exactamente en el mismo trimestre que el antecedente mencionado, por lo que

la diferencia en los resultados encontrados puede estar asociada a este factor.

En cualquier caso, es necesario ahondar en la hipótesis expuesta.

5.4 Relación entre la ODP y las precipitaciones

Los resultados anteriores sugieren un rol de la ODP en las precipitaciones sobre Uruguay. En este apartado se muestran los mapas de regresión del Índice ODP con la OLR global para ambos trimestres considerando el período completo.

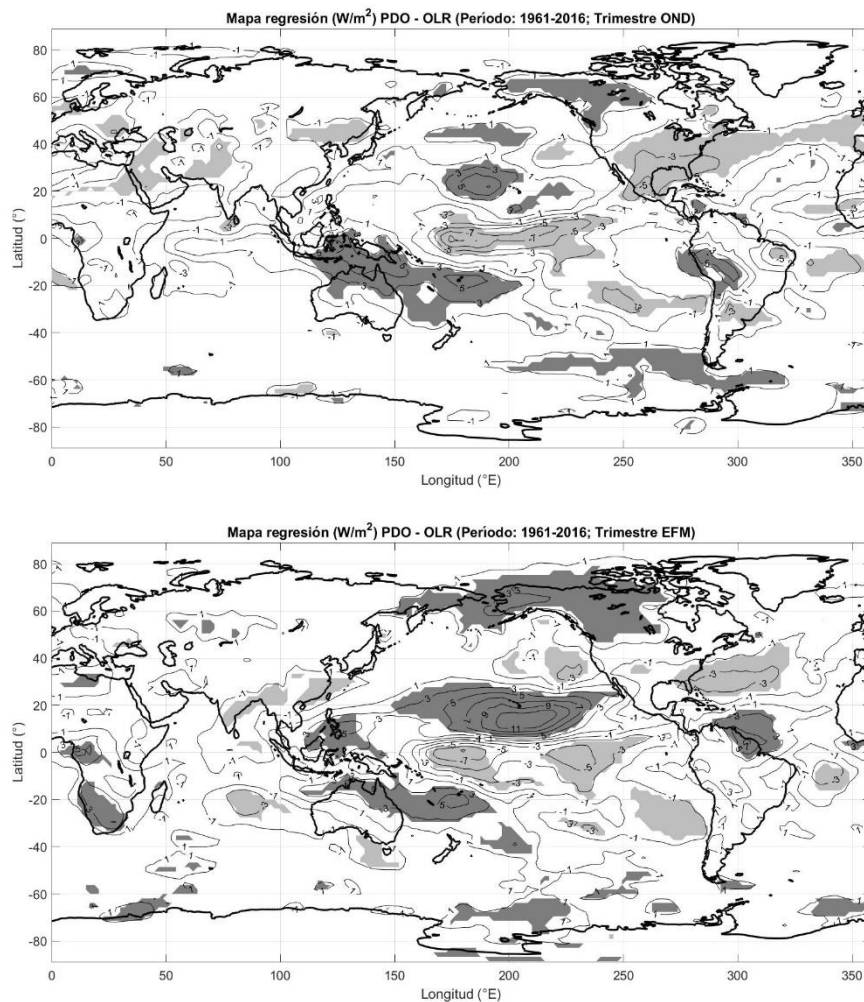


Figura 25: Regresión lineal entre el Índice ODP y anomalías de OLR (W/m^2). Arriba: trimestre OND; abajo: trimestre EFM. Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

Como fuera explicado previamente, una fase cálida de la ODP se configura ante una anomalía negativa de TSM en el centro de la cuenca del océano Pacífico

norte junto con anomalías cálidas sobre la costa de América del Norte y región tropical.

Es notorio que la regresión de OLR presenta una disposición espacial diferente para las estaciones estudiadas (Figura 25): mientras que para OND el mínimo ecuatorial de OLR se encuentra unido y extendido zonalmente a lo largo del océano Pacífico, en EFM se encuentra separado en dos partes que se ubican en los flancos de la zona N3.4. En ambos trimestres se observan señales significativas positivas al norte y al sur de la señal negativa sobre el centro de la cuenca del Pacífico, lo que implica que cuando se manifiesta la ODP como fue explicado previamente, la convección se ubica en la zona tropical disminuyendo en las latitudes subtropicales inmediatas. Asimismo, en EFM se observa una señal de OLR positiva en el norte de Sudamérica, inexistente durante OND.

Con respecto a nuestra región, una diferencia destacable entre los trimestres es la señal de correlación negativa sobre Uruguay, que aparece en el resultado de OND mientras que no aparece para EFM. Ello indica que la ODP tiende a aumentar las lluvias sobre Uruguay durante OND y este impacto se encontraría superpuesto al efecto de El Niño sobre SESA.

6. Impacto de El Niño sobre Uruguay durante primavera (OND) para diferentes décadas

En el capítulo anterior se realizó un análisis lineal para identificar las variaciones interdecadales del impacto de ENOS sobre la precipitación en Uruguay. Dicho análisis de regresión y correlación mostró que ENOS no ha tenido el mismo impacto en diferentes décadas, pero no discrimina el eventual diferente comportamiento durante años Niña y años Niño. En este capítulo se realiza un análisis que permite identificar si las variaciones interdecadales detectadas responden a un cambio en algunas de las fases de ENOS.

Los diagramas de dispersión de las Figura 26 y Figura 27 muestran el comportamiento de los valores de precipitación acumulada para cada trimestre de cada año en relación a la anomalía de TSM encontrada en N3.4, separando el procesamiento por subperíodo para cada zona de Uruguay.

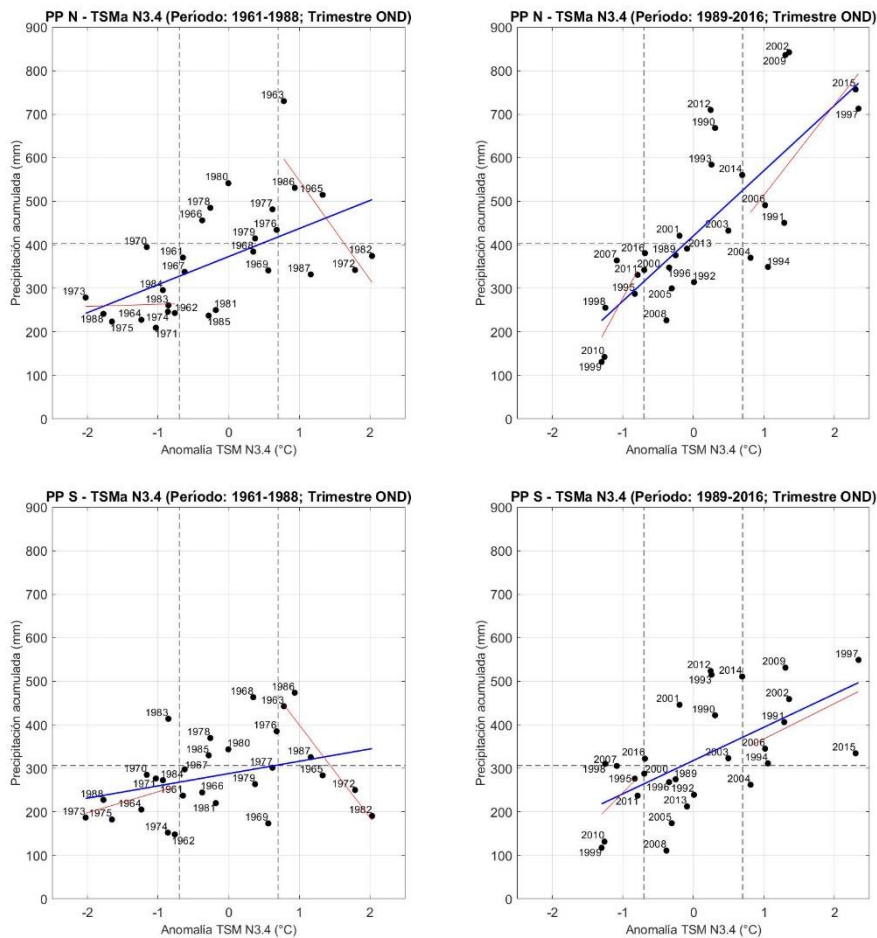


Figura 26: Diagramas de dispersión de la precipitación acumulada en función de la anomalía de TSM en N3.4; trimestre OND. Arriba: ZN; abajo: ZS. Izquierda: P1; derecha: P2. Las líneas discontinuas verticales en $\pm(-) 0,7^\circ\text{C}$ determinan el umbral para considerar años Niño (Niña). La línea discontinua horizontal representa el promedio de precipitación acumulada para el trimestre OND en cada zona durante todo el período. Se muestra la tendencia del conjunto de datos (ajuste lineal de primer grado - línea azul) y la tendencia para años Niño y Niña (ajuste lineal de primer grado - línea roja)

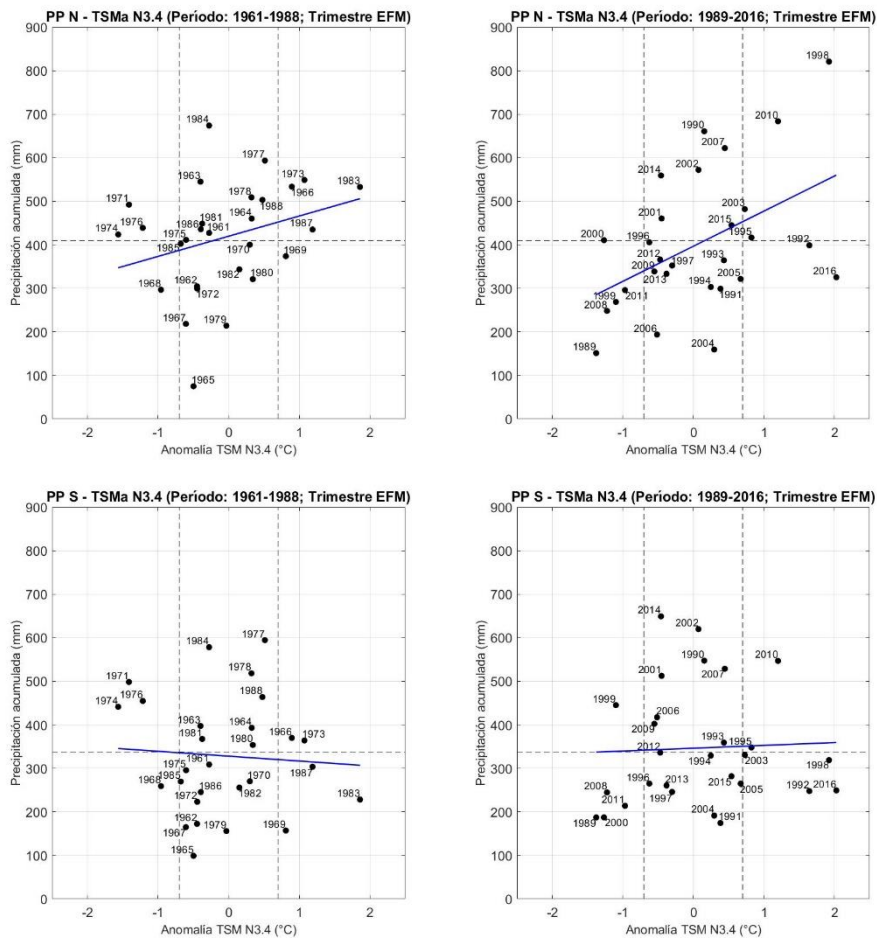


Figura 27: Ídem Figura 26 para el trimestre EFM (no se muestran las tendencias para años Niño y Niña).

Para el trimestre OND (Figura 26) es posible observar en la dispersión de los datos que existe una tendencia positiva tanto para ZN como para ZS en ambos subperíodos. No obstante, la tendencia está más marcada para ZN y es menos clara para ZS en P1. Además, es posible distinguir años de mayores anomalías positivas de precipitación en ZN, mientras que los acumulados de lluvias por debajo de la media son similares, lo que lleva a que el promedio de la precipitación acumulada para todo el período sea mayor para ZN que para ZS. La mayor pendiente en las gráficas de la Figura 26 para ZN es coherente con lo observado en los mapas de regresión de la sección 5.1, en los que el vínculo

entre la precipitación en Uruguay y la TSM aparece más consolidado y con mayores contornos de regresión para ZN que para ZS durante el trimestre OND.

Sin embargo, durante este trimestre existe una diferencia sustancial entre subperíodos que se verifica tanto para ZN como para ZS. Si se toman en cuenta solamente los años Niño, se observa que mientras que en P1 la tendencia es negativa, en P2 esta tendencia se invierte y es en el mismo sentido que la tendencia general, ubicándose la mayoría de estos años por encima de la precipitación promedio del período para ambas zonas.

Es posible inferir entonces que para OND las tendencias generales están también explicadas por lo que ocurre en los años Niña, para los que se observan tendencias positivas, principalmente en ZS. Esto efectivamente es observable en Figura 26 donde además la amplia mayoría de los años Niña muestran anomalías de precipitación por debajo del promedio.

La tendencia general detectada para OND no es tan notable para EFM, especialmente para ZS, lo que también es consistente con los resultados de los diagramas de trimestres móviles de la sección 5.1 ya que en este trimestre las precipitaciones sobre Uruguay no mostraron vinculación con el calentamiento en la zona N3.4.

Para EFM (Figura 27) se observa que aparecen varios años con anomalías negativas de TSM N3.4 mayores (en valor absoluto) a $-0,7^{\circ}\text{C}$ que presentan anomalías de precipitación por encima del promedio y varios años con anomalías de TSM N3.4 mayores a $0,7^{\circ}\text{C}$ que presentan anomalías de precipitación por debajo del promedio, principalmente durante P1. Además, las máximas anomalías positivas y negativas de precipitación ocurren para años

Neutro, salvo para ZN en P2 donde la máxima anomalía positiva de precipitación ocurre para 1998, asociada al evento Niño de 1997 que fue el más intenso del siglo. Esto hace que los puntos adopten una disposición más difusa en este trimestre que en OND respecto a una eventual tendencia, ubicándose en el entorno de su correspondiente precipitación media.

El resultado para este trimestre es similar al obtenido por Cazes-Boezio y Talento (2016), en el que se trabaja sobre la precipitación en la zona norte de Uruguay y sur de Brasil durante el trimestre DEF. Teniendo en cuenta que los períodos que utiliza son 1949-1978 y 1979-2009, se observa una distribución similar a la obtenida para la precipitación en ZN durante el trimestre EFM, donde para el primer subperíodo la distribución es más difusa mientras que en el segundo subperíodo presenta una tendencia global creciente más definida. En su trabajo, este resultado se encuentra asociado a un cambio en el impacto de eventos Niña sobre la región de interés, que también se puede observar en la Figura 27 para la ZN.

En lo que sigue el estudio se focalizará en el impacto de los eventos Niño durante OND ya que este trimestre muestra un cambio sustantivo entre subperíodos tanto para ZS como para ZN y podría explicar, al menos, parte de los resultados encontrados en el capítulo 5. La Tabla 2 indica los años Niño seleccionados en cada subperíodo.

Tabla 2: Años Niño para el trimestre OND por subperíodo.

P1 (1961-1988)	P2 (1989-2016)
1963	1991
1965	1994
1972	1997
1982	2002
1986	2004
1987	2006
	2009
	2015

6.1 *Composites* de campos globales para años Niño durante primavera

Como un primer acercamiento al problema, teniendo en cuenta los años Niño y los años Neutro identificados previamente se realizaron los *composites* (años Niño – años Neutro) de los campos globales para el trimestre OND.

Subperíodo P1

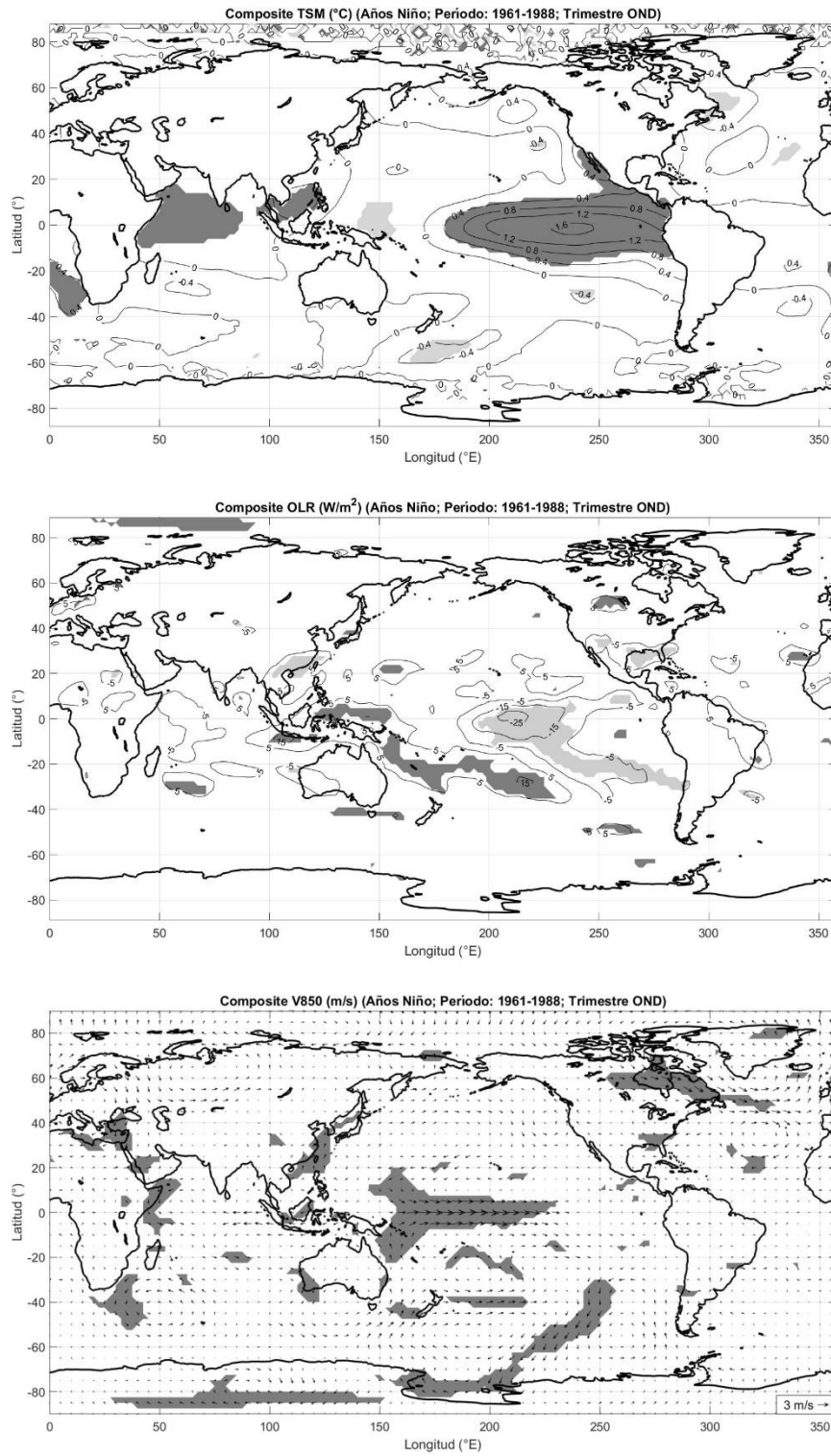


Figura 28: *Composites* (años Niño – años Neutro) entre anomalías de campos globales, subperíodo P1. Arriba: TSM (°C); centro: OLR (W/m²); abajo: V₈₅₀ (m/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

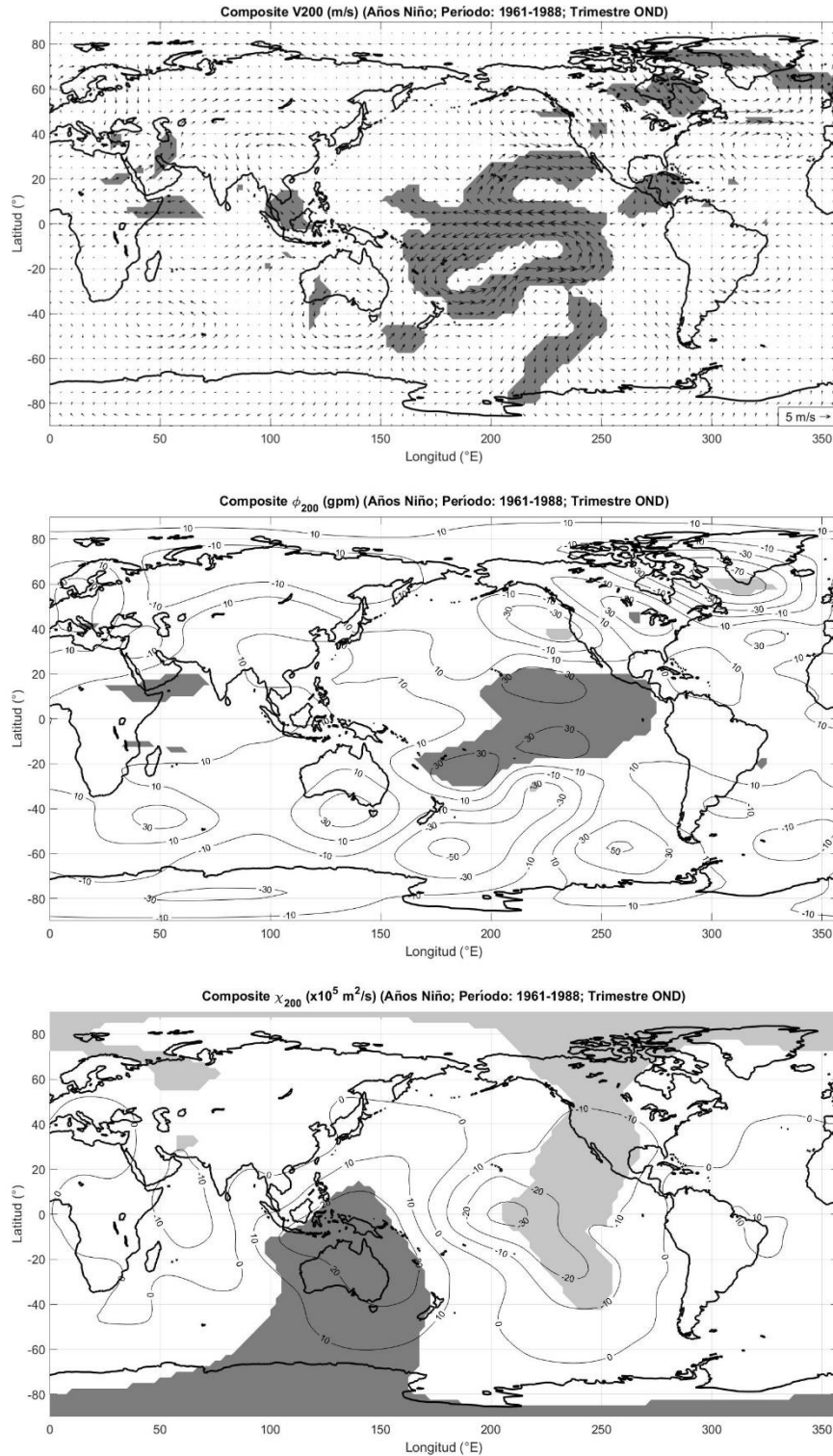


Figura 29: *Composites* (años Niño – años Neutro) entre anomalías de campos globales, subperíodo P1. Arriba: V_{200} (m/s); centro: ϕ_{200} (gpm); abajo: χ_{200} (valores multiplicados por factor 10^{-5}) (m^2/s). Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

Subperíodo P2

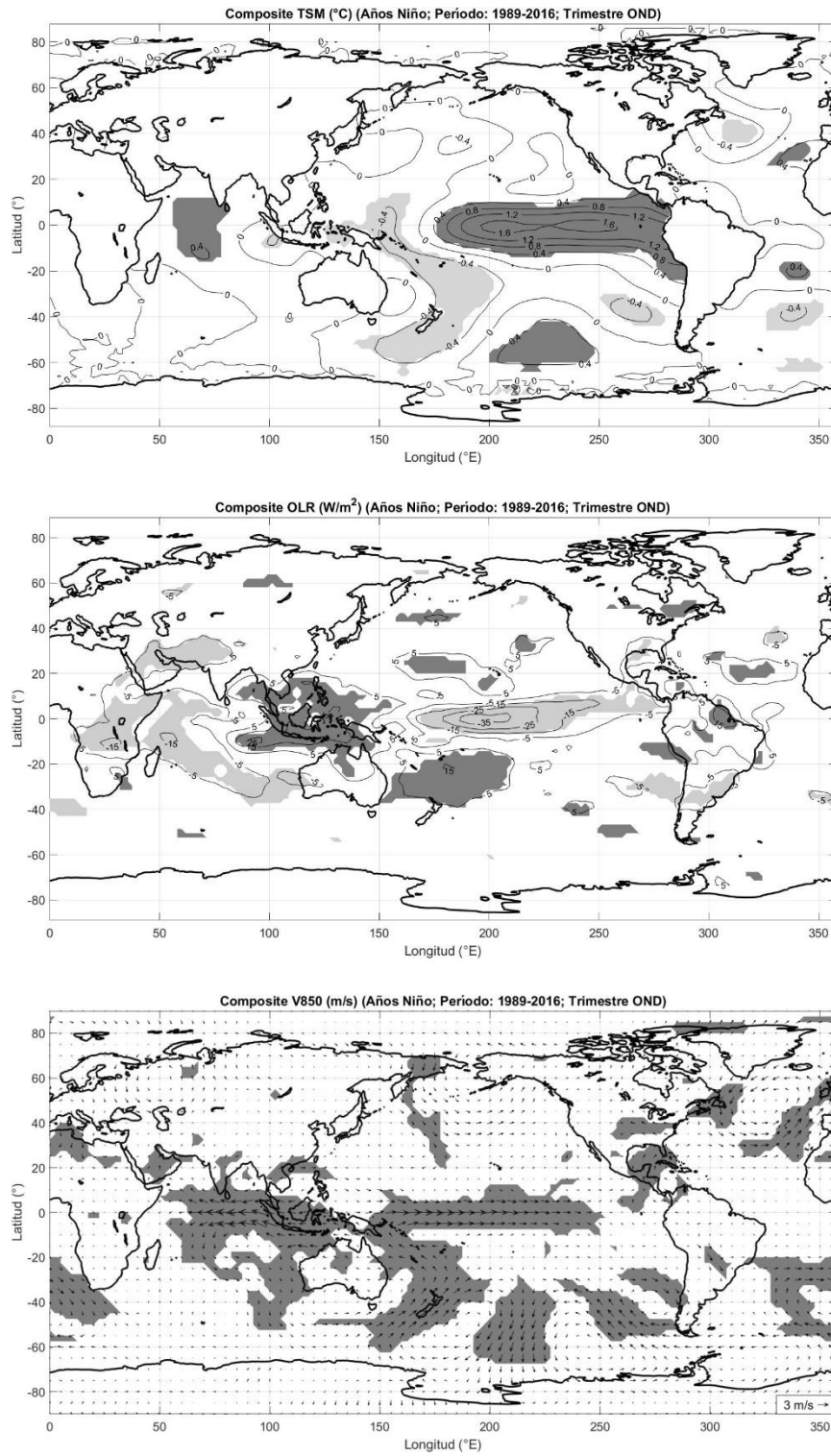


Figura 30: Ídem Figura 28 para el subperíodo P2.

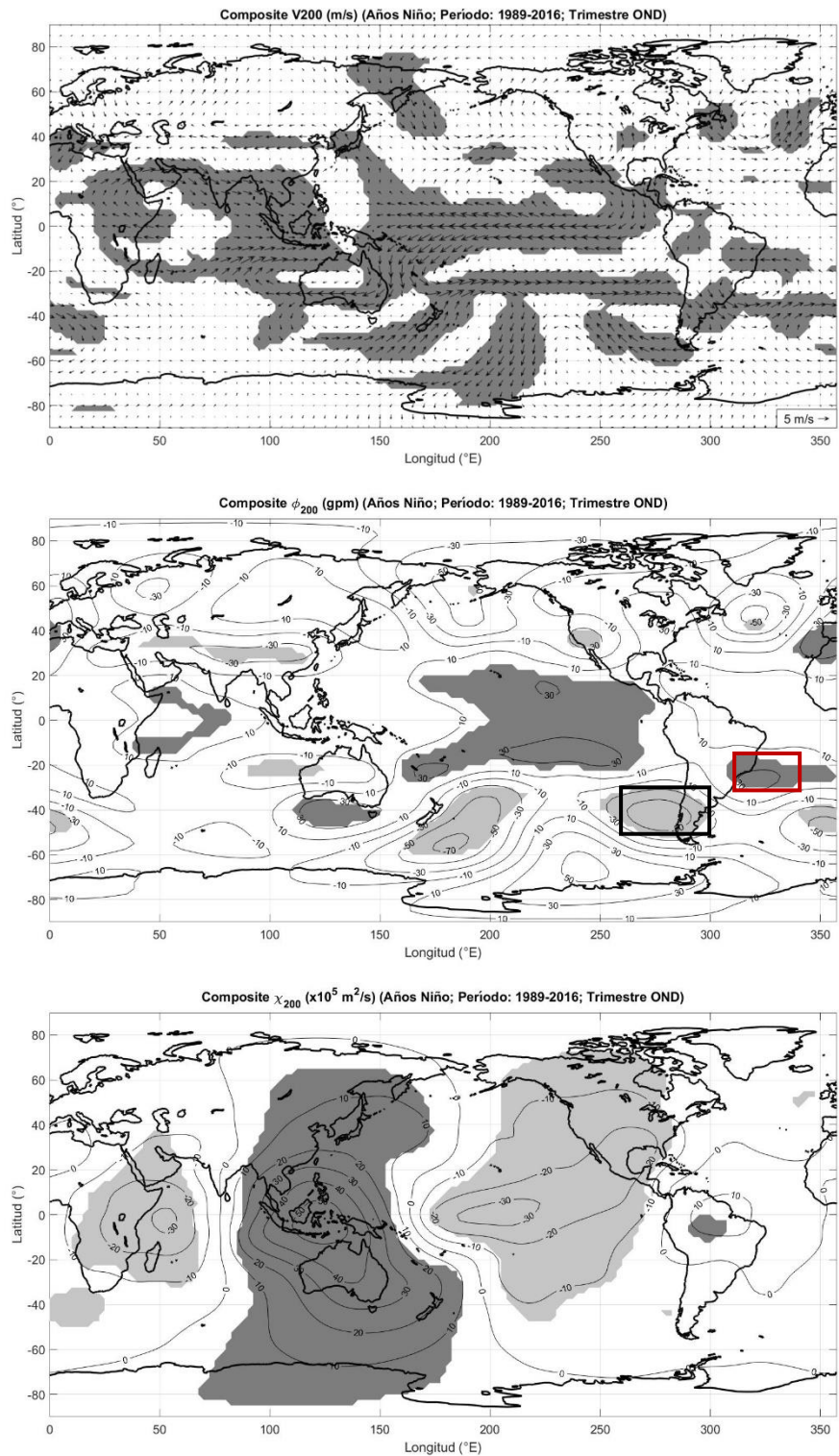


Figura 31: Ídem Figura 29 para el subperíodo P2.

Los resultados de los *composites* para TSM muestran una diferencia entre ambos subperíodos (Figura 28 y Figura 30). Si bien para ambos períodos el máximo contorno observado en el Pacífico ecuatorial es de $1,6^{\circ}\text{C}$, las anomalías son más extendidas zonalmente hacia el Pacífico central para P2. En ambos subperíodos esta señal positiva se extiende hasta la costa de América, llegando más al sur durante P2.

También durante P2 se observan anomalías de TSM en otras cuencas. Por ejemplo, en el Pacífico sur se observa una alternancia de regiones con anomalías positivas y negativas que son consecuencia de las teleconexiones atmosféricas de El Niño mientras que en P1 casi no se observan.

Por otro lado, en el océano Índico existe un calentamiento débil durante P1, mientras que el patrón se asemeja a la fase positiva del dipolo del océano Índico durante P2.

También es importante notar que no se observan señales significativas en el norte del océano Pacífico donde anteriormente se observaron señales asociadas a la ODP ni tampoco en la costa atlántica de SESA, aunque sí en el centro del Atlántico sur.

En relación a la zona tropical del océano Pacífico el resultado en los *composites* de OLR acompañan lo encontrado para los de TSM (Figura 28 y Figura 30). En ambos subperíodos se observa una anomalía de OLR negativa en esta zona de la cuenca, la que en P1 se localiza sobre $N3.4$ mientras que en P2 esta señal comienza más al oeste extendiéndose hasta la costa de América y tiene contornos mayores en valor absoluto.

También en el océano Pacífico ecuatorial se observa una diferencia positiva de OLR sobre el oeste que se extiende hacia el sureste llegando al centro de la cuenca. Si bien esto ocurre en ambos subperíodos, la extensión de esta zona significativa, así como los contornos encontrados, son mayores en P2 que en P1. Mientras tanto, el océano Índico presenta una anomalía negativa en P2 que no aparece como significativa en P1.

En Sudamérica P2 presenta una anomalía de OLR positiva en su región ecuatorial. En particular, se observa sobre Uruguay una anomalía negativa significativa durante P2 inexistente durante P1, siendo esta una de las diferencias más importantes entre ambos subperíodos. Esto sugiere la presencia de anomalías positivas de precipitación sobre Uruguay durante los años Niño de P2 que no ocurrieron durante los años Niño de P1, diferencia que es congruente con lo observado en los diagramas de dispersión de la Figura 26.

Este resultado obtenido sobre Uruguay es consistente con lo que se observa en los *composites* de V_{850} . En este campo, se observa durante P2 un aumento significativo de vientos con componente norte desde el centro de Sudamérica hacia Uruguay, que favorecen la advección de aire húmedo y que no se observa durante P1 (Figura 28 y Figura 30).

Durante P2 se observa una anomalía positiva de V_{200} cerca de 30°S, que se extiende zonalmente desde el océano Pacífico hasta Sudamérica y Uruguay. Al norte de ésta se ubica una anomalía en sentido opuesto en la región este de Brasil, la que en conjunto con la anterior configuran una anomalía anticiclónica de circulación para los años Niño (ver anomalías de geopotencial en Figura 31).

En P2 se observan dos trenes de ondas que nacen en el Pacífico oeste y este respectivamente. El primero de ellos se propaga hacia el sureste desde la costa oeste de Australia describiendo un arco de baja curvatura. El segundo tren de ondas que surge del Pacífico este es más corto y se extiende hasta la costa sureste de Brasil presentando una curvatura más aguda. Este tren dispone dos anomalías significativas en las costas este y oeste de Sudamérica entre los 20°S y 60°S que inducen un gradiente importante de altura de geopotencial, configurando una vaguada que favorece la advección de vorticidad ciclónica sobre SESA. Como se mencionó en la Introducción, esta configuración en altura, sumada al aumento de transporte de humedad en capas bajas desde el norte, favorecen las lluvias sobre Uruguay. A diferencia de P2, durante P1 las anomalías de circulación asociadas al Niño están restringidas al Pacífico tropical y no se observan teleconexiones hacia Sudamérica.

Por último, los *composites* para χ_{200} muestran para ambos subperíodos zonas de divergencia y convergencia asociadas al cambio en las zonas de convección sobre el océano Pacífico y que denotan un debilitamiento de la celda de Walker (Figura 29 y Figura 31). Durante P2 se observan anomalías mayores que se extienden hacia otras cuencas, consistentes con lo observado en otros campos.

Además de los resultados obtenidos en los *composites* y teniendo en cuenta la predominancia del MAS en latitudes medias y altas del hemisferio sur, se estudiaron los campos medios de viento zonal y de geopotencial en altura para este trimestre en ambos subperíodos (Figura 32). El fin fue conocer si posibles cambios en la posición de la corriente en chorro asociados al MAS pudieran afectar directamente las precipitaciones.

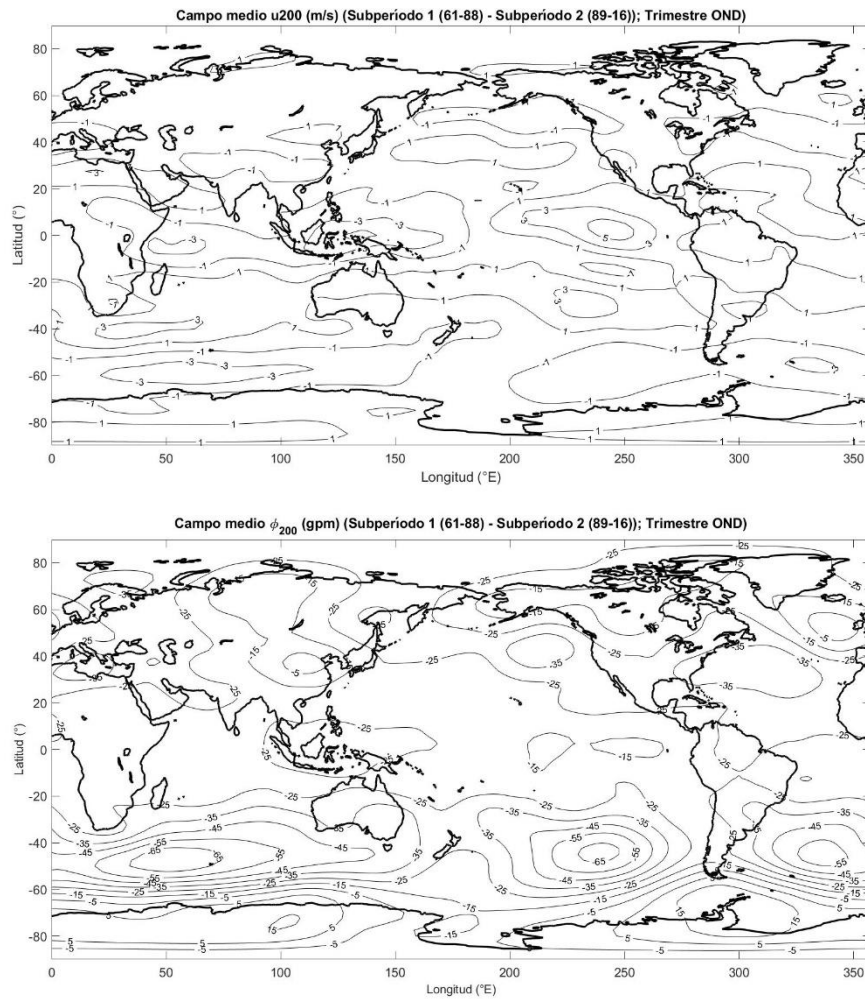


Figura 32: Diferencia de campos medios (Subperíodo P1 - Subperíodo P2), trimestre OND. Arriba: u_{200} (m/s); abajo: ϕ_{200} (gpm).

Del campo de viento zonal se observa que la corriente en chorro en el hemisferio sur se ubicó en latitudes más altas durante P2 que durante P1 (Figura 32).

En ϕ_{200} se observa entre los 40° y los 60°S una serie de centros negativos que indican que los valores de altura de geopotencial en esta zona fueron mayores durante el segundo subperíodo y que evidencian circulaciones anticiclónicas asociadas, consistente con lo observado en la circulación zonal. En particular para nuestra región la circulación anticiclónica situada sobre el Atlántico, considerando que tiene una estructura barotrópica, sugiere una disminución de

los vientos de capas bajas desde el norte y por lo tanto desfavorecería las precipitaciones sobre Uruguay en P2, consistente con Silvestri y Vera (2009). El impacto directo del MAS no parece entonces ser el causante de mayores precipitaciones durante eventos Niño en P2. No obstante, el cambio en la posición de la corriente en chorro podría favorecer el establecimiento de las teleconexiones desde el Pacífico, lo cual queda como perspectiva para un futuro estudio.

Estos resultados se corresponden con la variación observada del MAS. La localización de la corriente en chorro sobre latitudes más bajas observada en P1 se asocia a la fase negativa del MAS, fase que dominó hasta aproximadamente 1991 (Figura 33). Por el contrario, la localización de estos vientos en P2 se asocia a la fase positiva del MAS, que domina desde 1991 en adelante comprendiendo en su mayoría al subperíodo P2. Es decir que las posiciones relativas de la corriente en chorro observada para los subperíodos estudiados a partir de la Figura 32 es consistente con la tendencia mostrada por el MAS, en la cual se observa una prevalencia de la fase positiva en las últimas décadas.

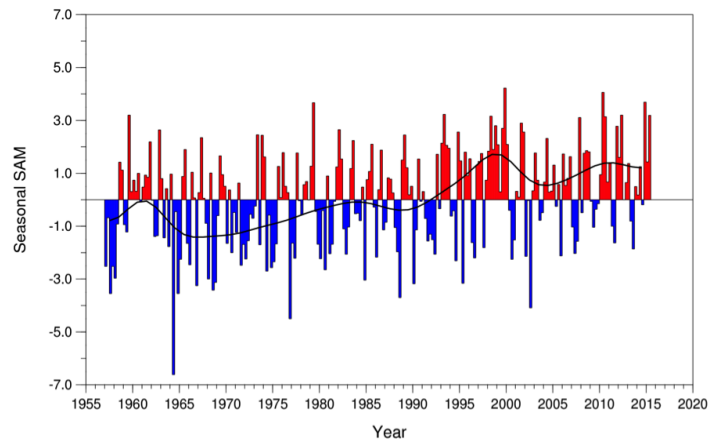


Figura 33: Valores estacionales del MAS basados en observaciones (azul/rojo) y evolución de variaciones decadales (curva negra suavizada).⁶

6.2 Mapas de regresión entre anomalías de TSM N3.4 y campos globales para años Niño durante primavera

La sección anterior mostró que en promedio los eventos Niño durante P1 no muestran teleconexiones atmosféricas en el hemisferio sur y que no se diferencian significativamente en su impacto sobre las lluvias en Uruguay de los años Neutro, lo cual es consistente con la Figura 26. Por otro lado, existe una clara influencia de El Niño sobre Uruguay durante el subperíodo P2. En esta sección se analiza la dependencia lineal de la magnitud de los eventos Niño con los campos de circulación y las lluvias.

Para ello se realizaron los mapas de regresión entre las anomalías de TSM N3.4 solamente durante los años Niño indicados en la Tabla 2 y los campos globales para el trimestre OND de ambos subperíodos.

⁶ <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/marshall-southern-annular-mode-sam-index-station-based>

Subperíodo P1

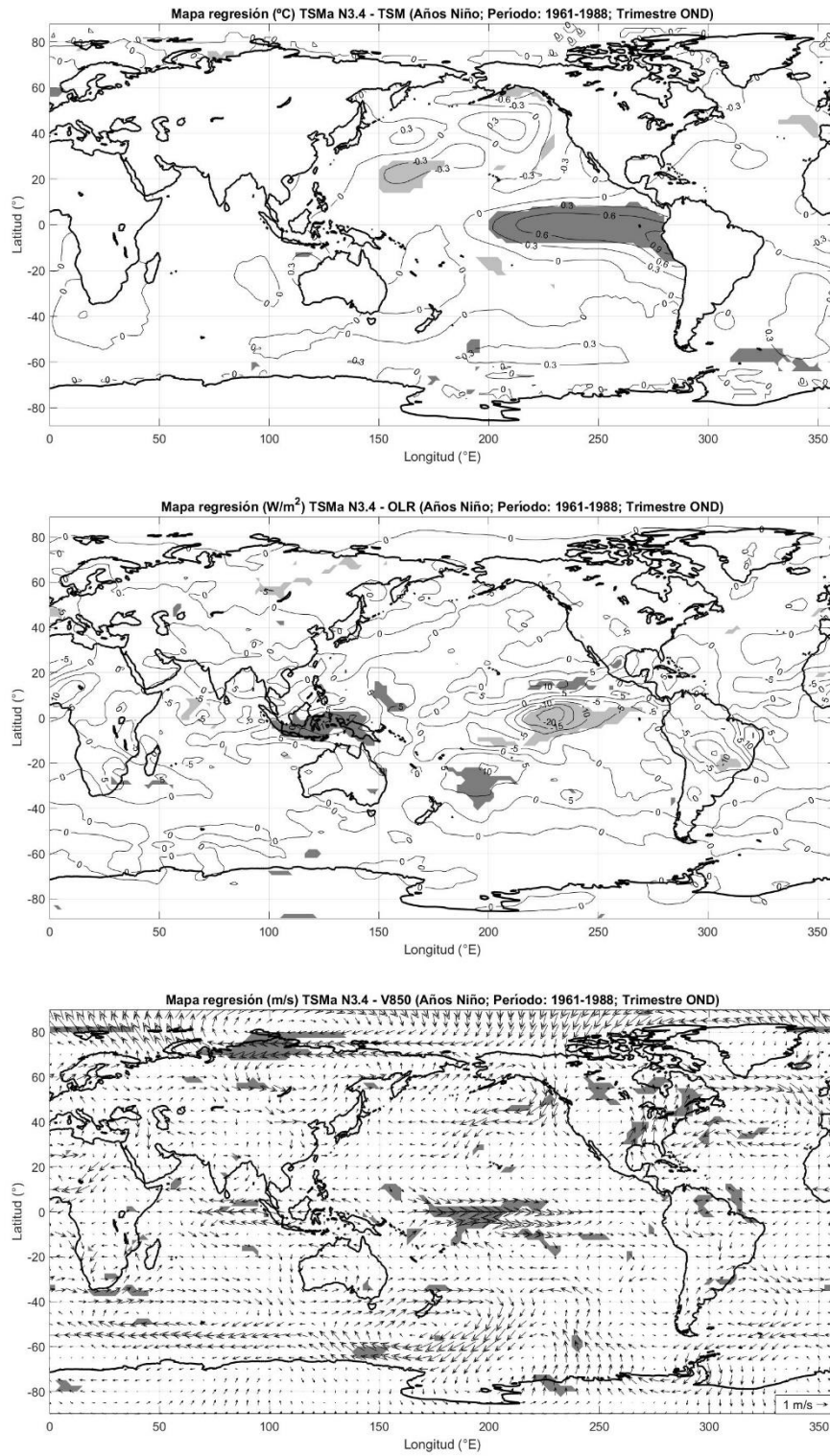


Figura 34: Regresión lineal entre anomalías de TSM N3.4 y anomalías de campos globales, subperíodo P1, trimestre OND. Arriba: TSM (°C); centro: OLR (W/m^2); abajo: V_{850} (m/s). Sombreado en gris zonas significativas al 90%.

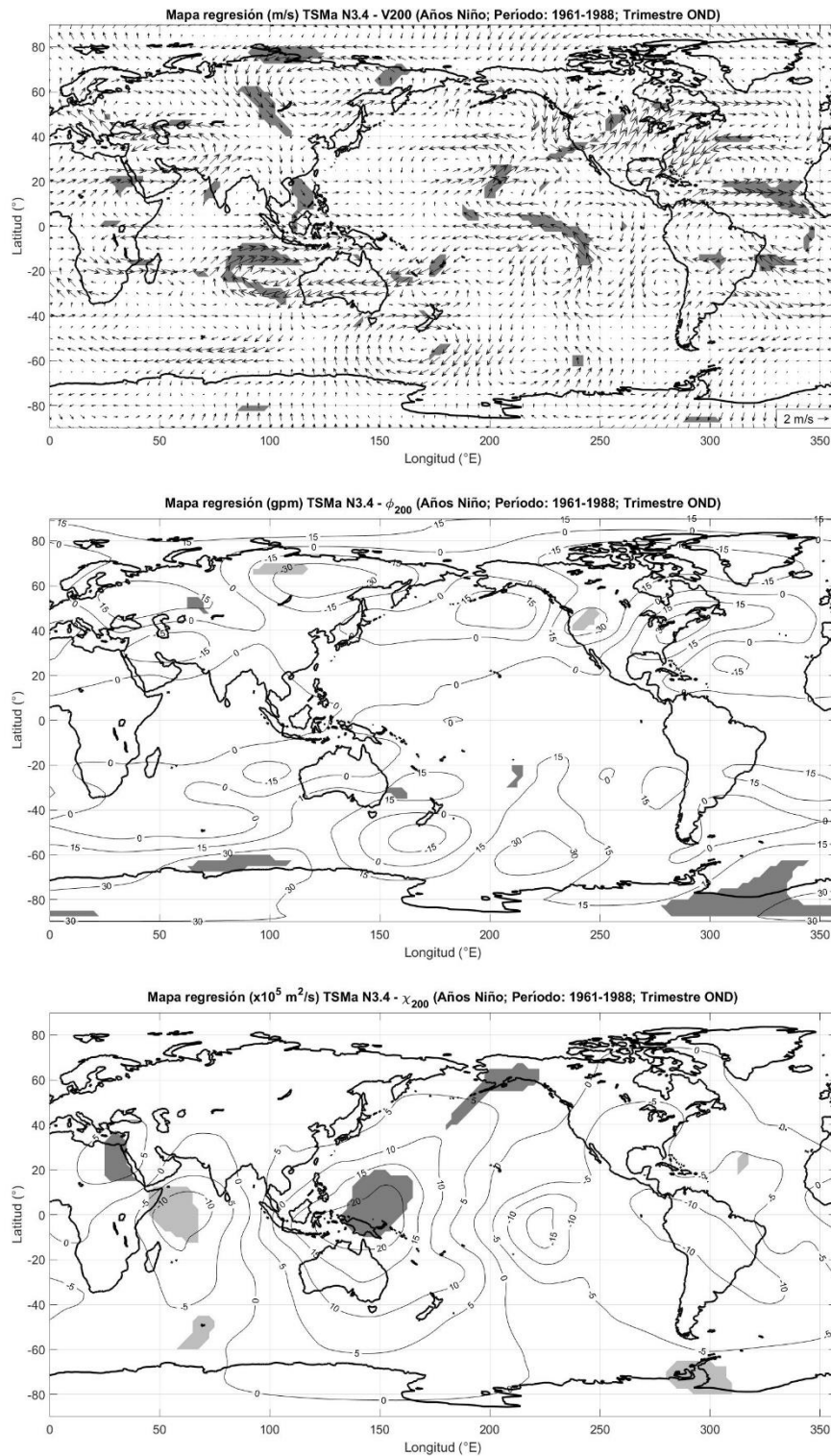


Figura 35: Regresión lineal entre anomalías de TSM N3.4 y anomalías de campos globales, subperíodo P1, trimestre OND. Arriba: V_{200} (m/s); centro: ϕ_{200} (gpm); abajo: χ_{200} (valores multiplicados por factor 10^5) (m^2/s). Sombreado en gris zonas significativas al 90%.

Subperíodo P2

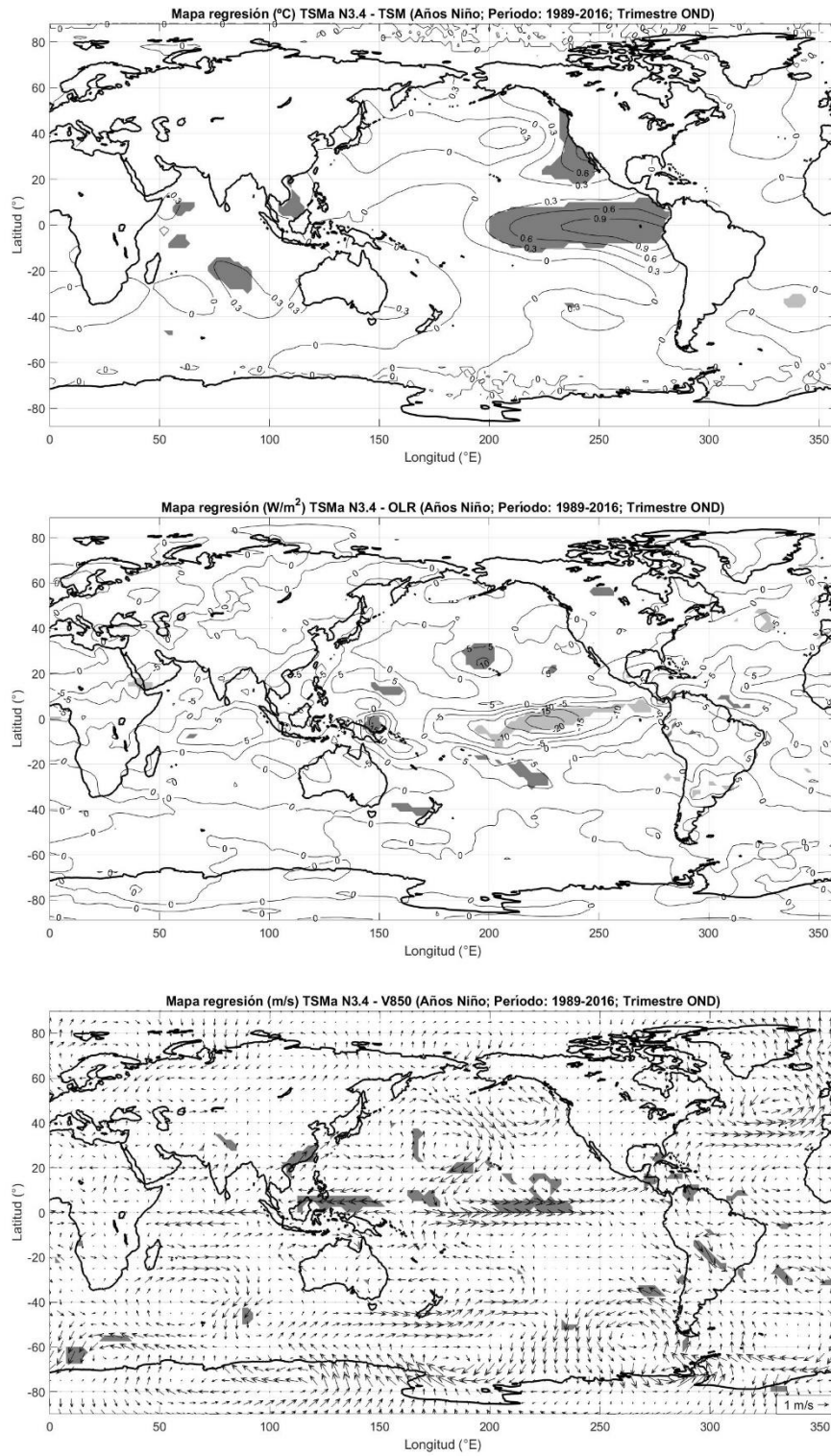


Figura 36: Ídem Figura 34 para el subperíodo P2.

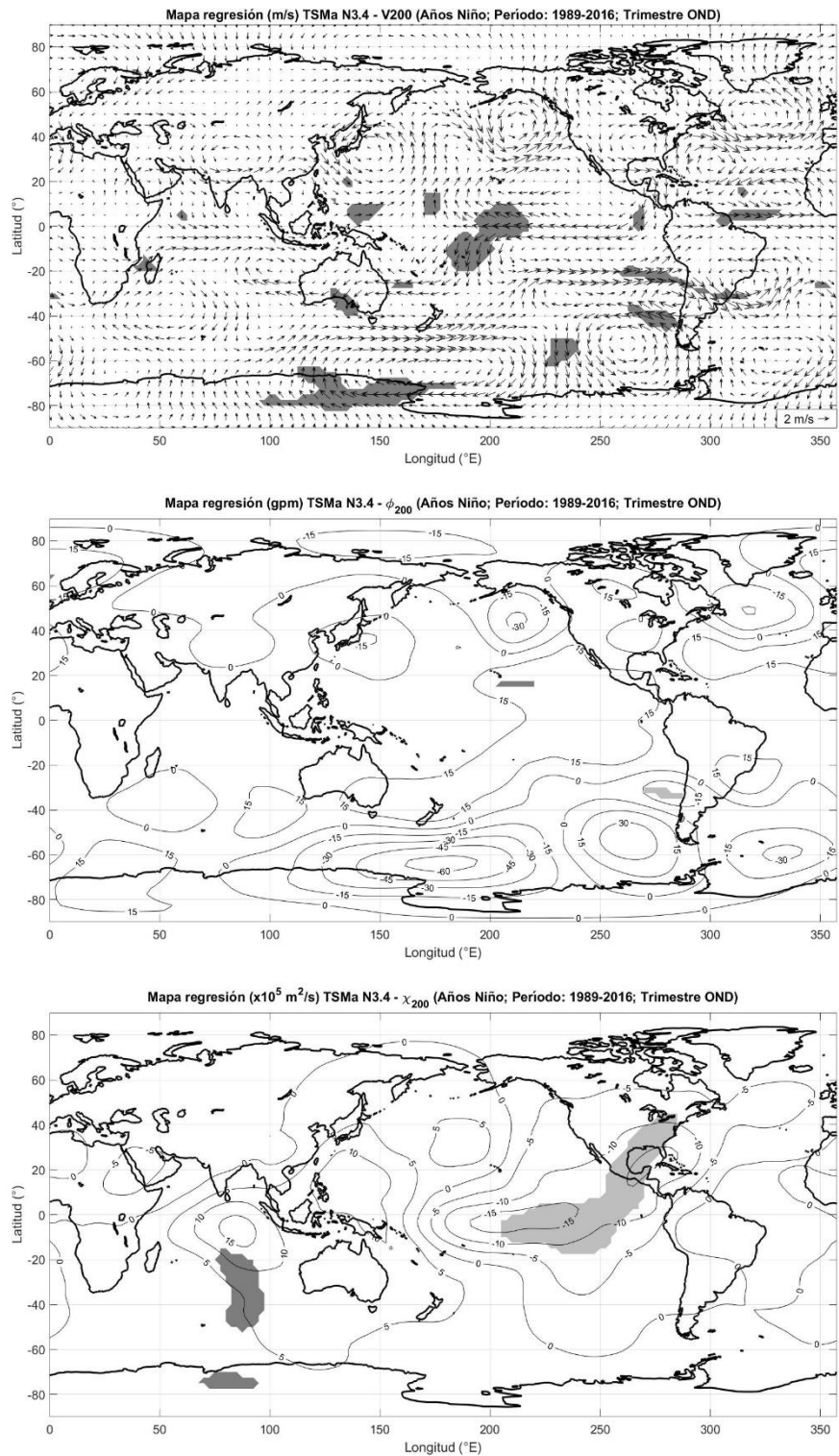


Figura 37: Ídem Figura 35 para el subperíodo P2.

Es importante aclarar que los mapas de regresión de esta sección se construyeron a partir de series de seis valores de N3.4 para P1 y de ocho valores para P2 (ver Tabla 2). Por ello, se aumentó la significancia estadística de 0,05 (95%) a 0,1 (90%) respecto a los análisis anteriores, disminuyendo la robustez de los resultados. Esta flexibilización facilita la interpretación ya que aparecen más zonas significativas. De todos modos, algunas señales importantes se observan a partir de los contornos, a pesar de no estar asociadas a zonas significativas.

En el mapa de TSM se observa en ambos casos la señal positiva en la zona tropical del océano Pacífico centro y este, dado que N3.4 está comprendido en esta zona. Sin embargo, es posible distinguir que para P2 el contorno máximo se extiende desde la costa de Sudamérica hacia el centro de la cuenca mientras que para P1 el contorno del mismo valor permanece junto a la costa de Perú (Figura 34 y Figura 36).

Durante P2 es posible observar anomalías de TSM que se condicen con el favorecimiento de la fase cálida de la ODP al igual que ocurría al realizar la regresión entre la precipitación tanto de ZN como de ZS para OND durante P2. Para P1 esto no se observa (y más bien tienden a sugerir una fase negativa de la ODP), lo cual sugiere nuevamente un rol para la ODP en favorecer el impacto de El Niño sobre Uruguay cuando están en la misma fase.

Para ambos subperíodos, el resultado obtenido para OLR muestra una anomalía negativa sobre N3.4 que responde al calentamiento anómalo de la superficie del mar en esta zona (Figura 34 y Figura 36), siendo más extendida sobre el Pacífico central en P2 en consonancia con las anomalías de TSM. Se observa

asimismo una anomalía positiva sobre el oeste del océano Pacífico tropical más intensa en P1 que en P2.

Es posible observar en P2 una anomalía negativa que se sitúa sobre SESA y que, si bien cuenta con una significancia muy acotada, muestra que existe una tendencia favorable a la ocurrencia de anomalías positivas de precipitación sobre Uruguay cuanto mayor sea el índice TSM N3.4. En consonancia con lo anterior se observa un aumento significativo en los vientos de capas bajas que advectan humedad desde la zona tropical del continente hacia SESA, favoreciendo las precipitaciones sobre la región. Por el contrario, durante P1 la anomalía negativa de OLR se sitúa sobre el centro-este de Brasil y se observan vientos en capas bajas que llegan a esa región. Esta configuración de una ZCAS más activa desfavorece las lluvias sobre Uruguay y es consistente con las anomalías de vientos sur en capas bajas que se observan sobre nuestro país. Los resultados para ambos subperíodos en esta región son congruentes con lo obtenido en la Figura 26 donde se observa que mayores anomalías cálidas en TSM N3.4 se asocian con menores precipitaciones en P1 y con mayores precipitaciones en P2.

En niveles altos, para P2 se observa una anomalía ciclónica de circulación sobre la costa oeste de Sudamérica que se favorece ante calentamientos de TSM N3.4 (Figura 37). Las anomalías de ϕ_{200} muestran que esta circulación ciclónica forma parte de la onda corta descrita para los *composites* de P2 durante años Niño (Figura 31). La intensificación y curvatura de la corriente en chorro resultante favorece la precipitación por mecanismos descritos previamente. Esta señal no se observa durante P1.

Los resultados anteriores sugieren que durante P2 los eventos Niño tienen un impacto mayor sobre las lluvias en Uruguay cuanto mayor sea la amplitud de TSM N3.4 y la fase de PDO sea positiva.

Por el contrario, P1 no se comporta de esta manera. Los eventos Niño tienen un efecto directo limitado a la cuenca centro-este del océano Pacífico tropical durante P1. Incluso las anomalías de χ_{200} no son significativas en esta cuenca a diferencia de P2, cuando el impacto de El Niño es claro. En cambio, las anomalías de χ_{200} durante P1 tienen máxima amplitud en el océano Índico y Pacífico oeste conformando un dipolo con ascenso en el primero (Figura 35 y Figura 37). Esta configuración sugiere un impacto de la OMJ durante este período que podría estar modificando la señal de El Niño sobre Sudamérica y Uruguay. De hecho, la configuración de anomalías de χ_{200} es reminiscente de la OMJ en sus fases 7, 8 y 1, que favorecen las lluvias sobre la región continental de la ZCAS (Alvarez et al. 2016).

La diferencia entre ambos subperíodos podría estar relacionada a la intensidad y tipo de los eventos Niño. Durante P1 los eventos son relativamente más débiles y con anomalías de TSM más restringidas a la cuenca este del Pacífico. En estas condiciones la OMJ pueden contrarrestar y hasta cambiar el signo de las anomalías de lluvias sobre nuestro país durante años Niño. Por otro lado, durante P2 los eventos Niño fueron más intensos y tuvieron una mayor extensión hacia el centro de la cuenca, lo cual sumado a una ODP en fase positiva permitió que el impacto de El Niño sobre Uruguay se manifestara en forma clara tanto en ZN como en ZS.

Haciendo hincapié en las precipitaciones sobre Uruguay es posible observar que los coeficientes de regresión son negativos para P1 y positivos para P2, lo que resulta congruente con lo observado en los diagramas de dispersión de la Figura 26. En términos generales, el subperíodo P1 muestra un gradiente este-oeste mientras que en P2 el gradiente toma una disposición sur-norte, llegando a coeficientes mayores que P1 en valor absoluto (Figura 38).

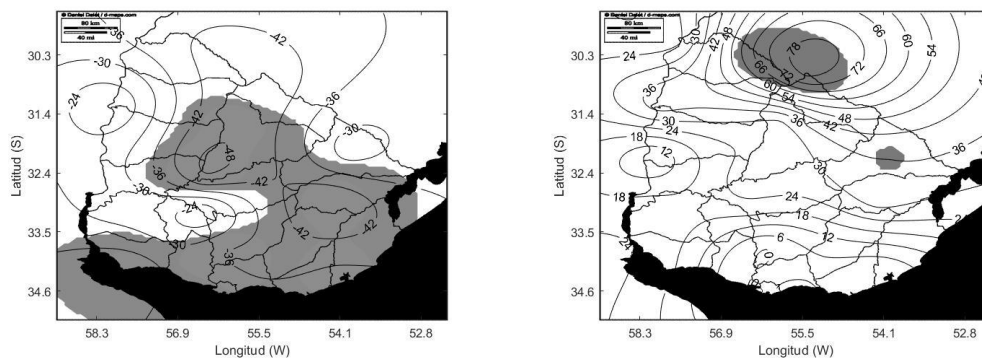


Figura 38: Regresión lineal entre anomalías de TSM N3.4 y anomalías de precipitación para cada estación de Uruguay (mm), trimestre OND. Izquierda: P1; derecha: P2. Sombreado en gris zonas significativas al 90%.

Si bien dentro de cada subperíodo se observa que el comportamiento de las estaciones es homogéneo y que no hay casos aislados que presenten un comportamiento diferente a la tendencia global, para P2 puede apreciarse que la zona sur (Montevideo, Canelones, San José) tiene un comportamiento algo diferente al resto del país ya que presenta una correlación mínima o nula con las anomalías de N3.4.

El mapa para P2 muestra dos zonas significativas disjuntas en el noreste de Uruguay cuando es más esperable la conformación de una única zona significativa que aglomere a las dos que se observan. Esto no ocurre porque entre estas dos señales existe un mínimo relativo de correlación (no se muestra),

posiblemente producto del procesamiento de los datos a través del método utilizado.

6.3 Propagación de ondas desde el Pacífico ecuatorial hacia Sudamérica durante la primavera

En resultados anteriores fue posible identificar, principalmente durante P2, un patrón de ondas corto asociado al calentamiento anómalo en N3.4 que nace sobre el este del Pacífico ecuatorial llegando hasta SESA. En trabajos previos (Barreiro 2017, Martín-Gómez et. al. 2020) la generación de precipitaciones sobre SESA se asocia a este patrón y es importante entender si los centros asociados a ese patrón de onda están efectivamente correlacionados o son independientes apareciendo por procesos diferentes. Para estudiar esto se construyó un índice (Índice Teleconexión Sudamérica - ITSA) cuyas zonas están basadas en los centros que forman parte de esta onda en el resultado del *composite* de ϕ_{200} . Es importante recordar que la estructura espacial de la onda mencionada controla la posición e intensificación del jet. En consecuencia, el índice considerado es importante para explicar los resultados en relación con la precipitación para el trimestre OND y el cambio observado entre P1 y P2.

El ITSA conformado consiste en la diferencia del promedio de anomalías de la zona representada por un máximo relativo (cuadro rojo en Figura 31, ubicado al este de Sudamérica) y de la zona representada por un mínimo relativo (cuadro negro en Figura 31, ubicado al suroeste de Sudamérica). La evolución de este índice y de cada uno de los centros que lo componen puede verse en la Figura 39.

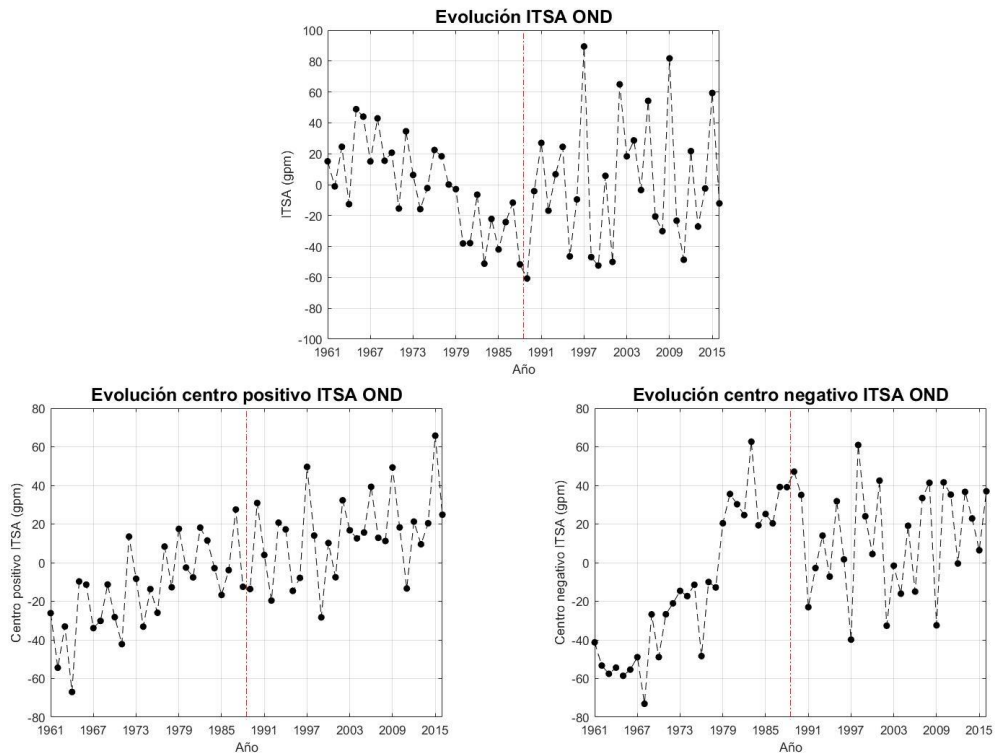


Figura 39: Evolución del índice y de cada uno de los términos que lo componen, trimestre OND. Arriba: ITSA; abajo-izquierda: centro positivo; abajo-derecha: centro negativo. Las líneas discontinuas verticales marcan el límite entre los subperíodos considerados.

En la evolución de este índice se aprecia un quiebre en su tendencia y comportamiento que coincide aproximadamente con los subperíodos tomados (sin conocimiento en su momento). Durante P1, el índice muestra una tendencia negativa pasando de valores positivos a valores negativos, mientras que al llegar a P2 la evolución se desplaza al cero, valor alrededor del cual mantiene una oscilación de gran amplitud. Durante el segundo subperíodo no se hace evidente una tendencia clara como la observada en P1 y se hace notable un aumento en la variabilidad interanual.

Al analizar sus componentes por separado, se observa que el centro positivo presenta una clara tendencia creciente sobre la que opera la variabilidad interanual. Por su parte, el centro negativo presenta una tendencia positiva hasta 1990 y luego comienza a oscilar alrededor de un valor positivo. Vale la pena

notar que varios autores han mostrado que la calidad del reanálisis NCEP-NCAR/CDAS-1 aumenta significativamente en el hemisferio sur luego de 1979 debido a la incorporación de información satelital, por lo que algunos de estos cambios en el comportamiento de las series mostradas podría ser resultado de ello. No obstante, los cambios en el comportamiento mostrados en la Figura 39 ocurren una década después (cerca de 1990) y solamente en una de las regiones que conforman el ITSA, lo cual permite suponer que existe un proceso real detrás de esos cambios.

Los siguientes mapas de regresión permiten comprender mejor las covarianzas que presenta esta onda, caracterizada a través del ITSA, con los campos de TSM, OLR y con el propio campo de geopotencial en 200 hPa.

6.3.1 TSM

Período completo

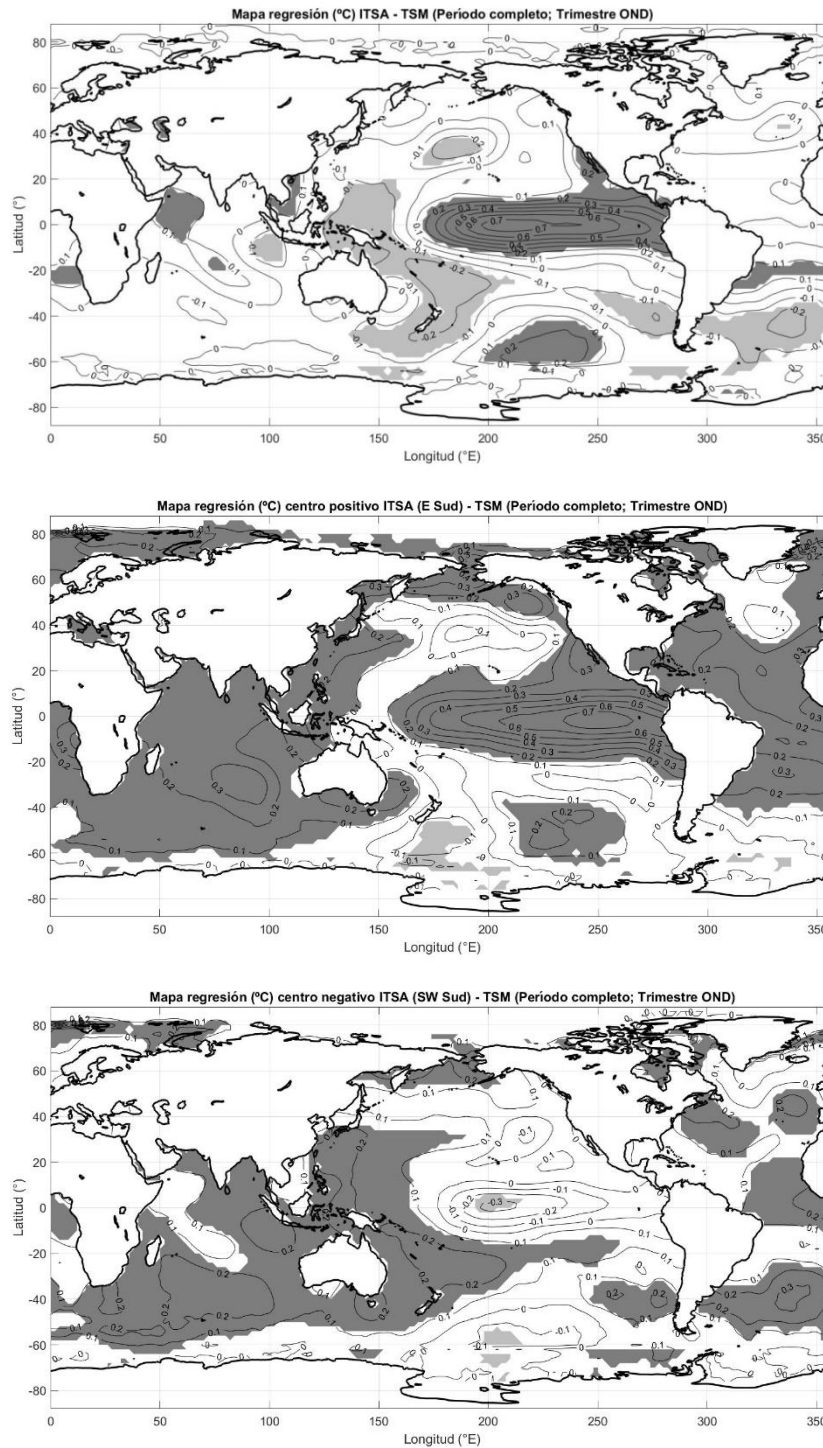


Figura 40: Regresión lineal para anomalías de TSM (°C), período completo, trimestre OND. Arriba: ITSA; centro: centro positivo del ITSA; abajo: centro negativo del ITSA. Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

Subperíodo P1

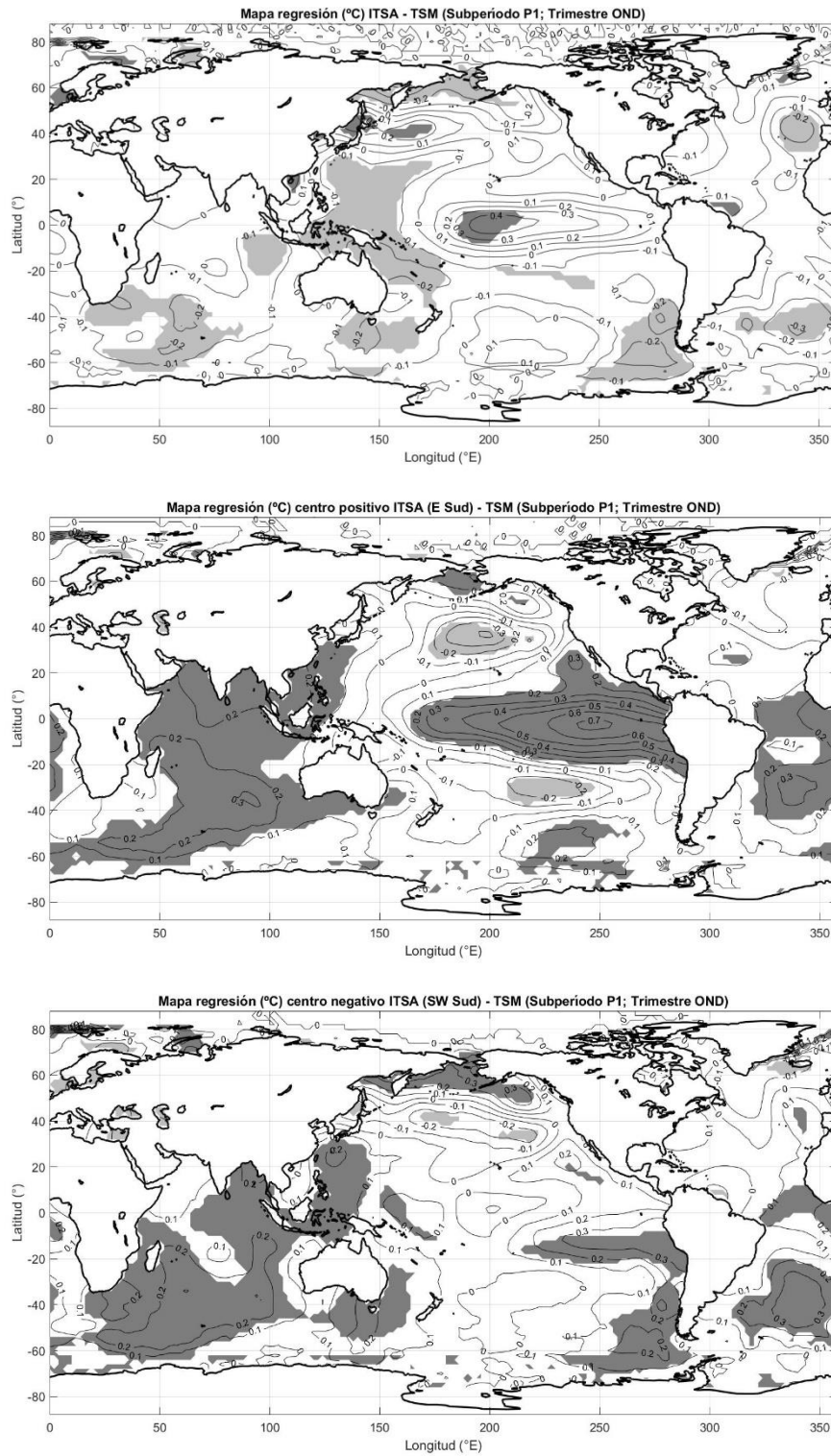


Figura 41: Regresión lineal para anomalías de TSM (°C), subperíodo P1, trimestre OND. Arriba: ITSA; centro: centro positivo del ITSA; abajo: centro negativo del ITSA. Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

Subperíodo P2

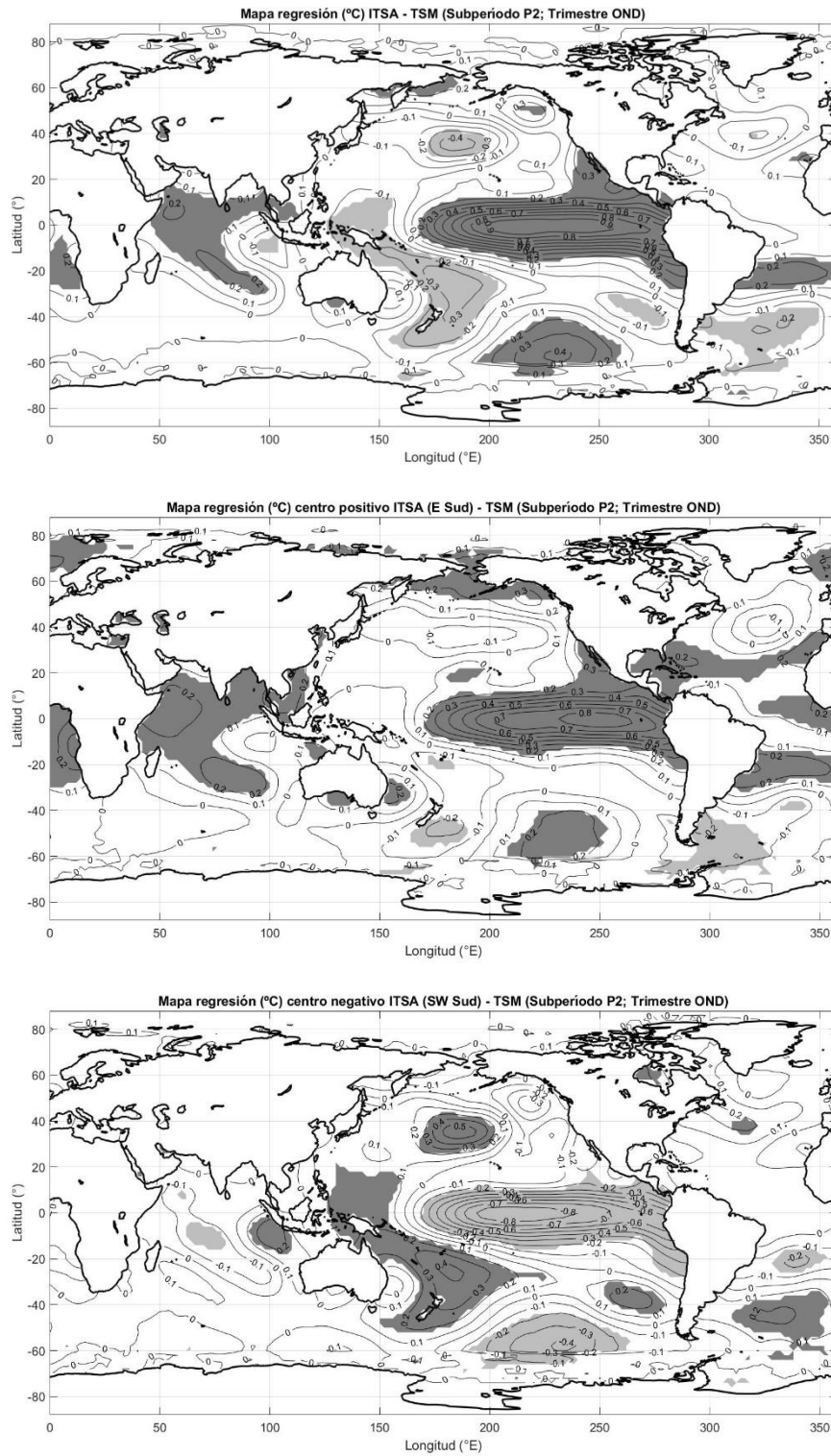


Figura 42: Regresión lineal para anomalías de TSM (°C), subperíodo P2, trimestre OND. Arriba: ITSA; centro: centro positivo del ITSA; abajo: centro negativo del ITSA. Sombreado en gris zonas significativas al 95%.

Los resultados para el período completo (Figura 40) muestran que el ITSA mantiene un vínculo significativo positivo con la zona de El Niño, con el máximo de regresión ubicado en el centro del océano Pacífico ecuatorial. La correlación con la TSM en la cuenca este desciende en forma sustantiva, lo cual sugiere que eventos Niño con anomalías máximas en el centro de la cuenca serán los más eficientes para generar este dipolo.

El resultado considerando únicamente el centro positivo muestra señales positivas en todos los océanos tropicales, con un máximo en la región de El Niño desplazado sobre el este de la cuenca. Este resultado evidencia un calentamiento a nivel global, asociado a la tendencia positiva que presenta la evolución de este centro. En el caso del centro negativo se observa una señal negativa acotada al centro del océano Pacífico ecuatorial. Esto es consistente ya que en este caso la regresión se realiza con el término que se encuentra restando en la construcción del ITSA.

La regresión para el subperíodo P1 (Figura 41) muestra una señal positiva pequeña en la zona de El Niño, mientras que muestra señal negativa en varias regiones de las demás cuencas oceánicas. Esto es el resultado de que, si bien la regresión para el centro positivo muestra una señal consistente con la zona de El Niño, la del centro negativo no muestra una conexión negativa con el océano Pacífico ecuatorial sino positiva al sur del Ecuador.

En cambio, para el subperíodo P2 la regresión con respecto a ITSA muestra una fuerte correlación con el Pacífico ecuatorial (Figura 42). Esto se debe a que ambos centros muestran correlaciones significativas en toda la cuenca del Pacífico. En el caso del centro positivo la señal es positiva, con el máximo

ubicado en la región este de la cuenca ecuatorial, mientras que con el centro negativo la señal es negativa y el mínimo se ubica en el centro de la cuenca. Estos resultados corroboran que un Niño con anomalías máximas en el centro de la cuenca será más eficiente en generar esta teleconexión.

Es importante observar la linealidad que existe entre los resultados de ambos centros. Entre ellos se obtiene una señal en el océano Pacífico ecuatorial muy consistente, lo que evidencia que durante este subperíodo ambos centros, y en consecuencia el ITSA, se encuentran forzados por el Niño. Ello implica que las lluvias en SESA, que son favorecidas por la configuración del dipolo, también están sometidas a un forzamiento por el Niño.

6.3.2 OLR

Período completo

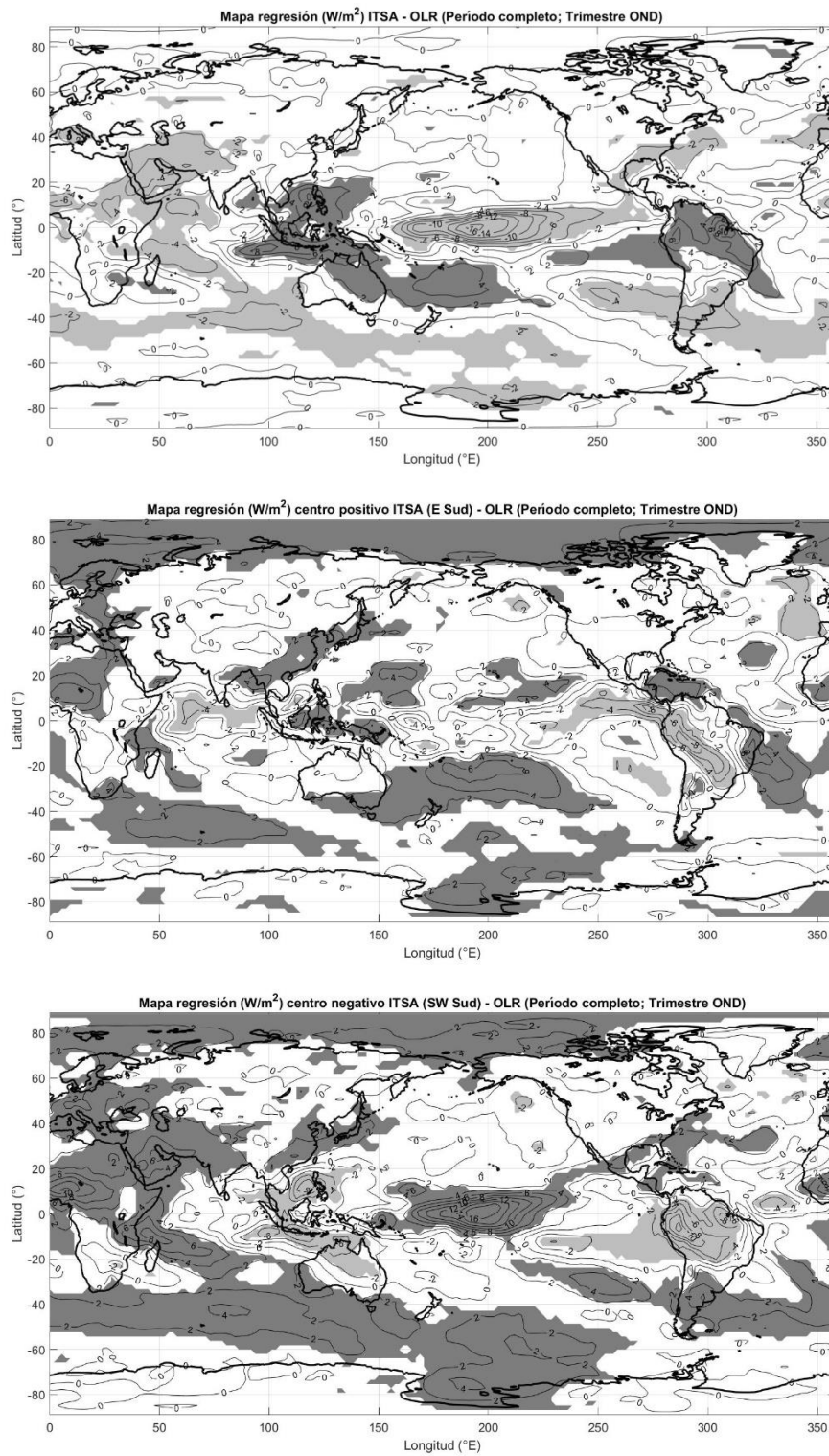


Figura 43: Ídem Figura 40 para el campo de anomalías de OLR.

Subperíodo P1

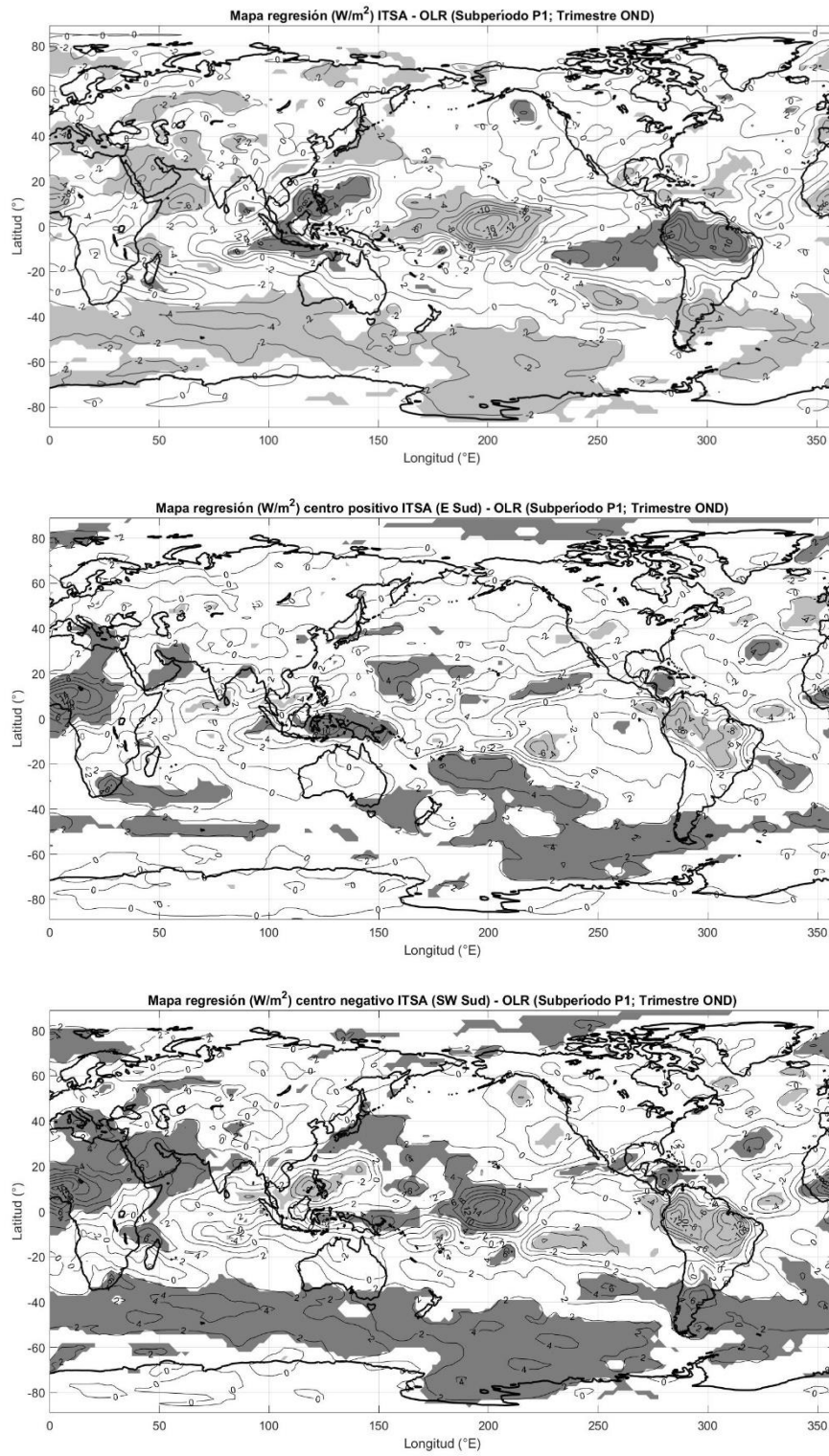


Figura 44: Ídem Figura 41 para el campo de anomalías de OLR.

Subperíodo P2

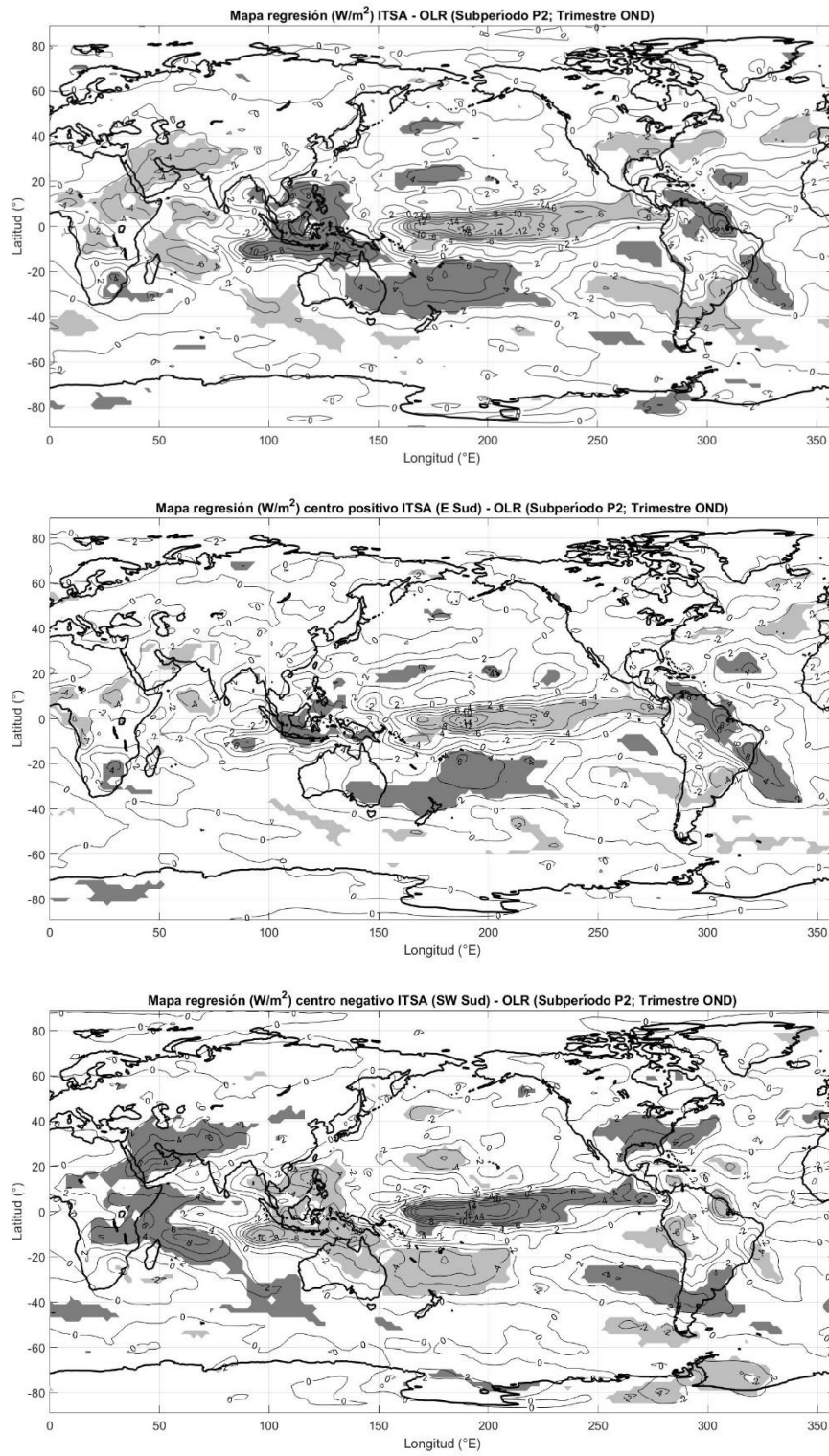


Figura 45: Ídem Figura 42 para el campo de anomalías de OLR.

El campo de OLR muestra para el período completo (Figura 43) que el ITSA presenta una señal negativa de OLR que se extiende zonalmente por el centro del océano Pacífico ecuatorial, con una señal positiva al oeste de la anterior. Sobre Sudamérica, el índice muestra una señal positiva en la zona norte del continente mientras que se presenta una señal negativa que abarca a Uruguay al sur de la anterior. Las correlaciones muestran que la presencia de la onda corta caracterizada favorece la precipitación sobre SESA por los mecanismos discutidos previamente. A su vez es posible observar la disminución en las lluvias sobre la ZCAS configurando la presencia del dipolo entre esta región y SESA, similar a lo encontrado en los mapas de regresión con la precipitación al norte de Uruguay para el subperíodo P2 en el trimestre OND (comparar OLR en Figura 7 y Figura 45). Este resultado surge como combinación de lo obtenido trabajando con los centros por separado. Mientras que el centro positivo muestra un dipolo con disposición este-oeste, el negativo muestra una disposición norte-sur.

Con algunas diferencias en su extensión, el patrón general de OLR para el ITSA en P1 presenta similitudes con el correspondiente para el período completo (Figura 44). No obstante, existen grandes diferencias en la región del dipolo entre la ZCAS y SESA, fundamental para las lluvias en Uruguay. Esto es principalmente resultado de que para este subperíodo el centro positivo no presenta la marcada señal dipolar en OLR que se observa durante el período completo en Sudamérica tropical.

Por el contrario, P2 presenta resultados más consistentes dentro del subperíodo y más semejantes a los observados para el período completo (Figura 45). A diferencia de P1, en este caso ambos centros contribuyen a generar el dipolo

entre ZCAS y SESA. En consecuencia, también este resultado presenta similitudes importantes con el mapa de regresión con la precipitación en ZN (Figura 7), lo que es coherente ya que se trata del mismo subperíodo y el mismo trimestre.

6.3.3 ϕ_{200}

Período completo

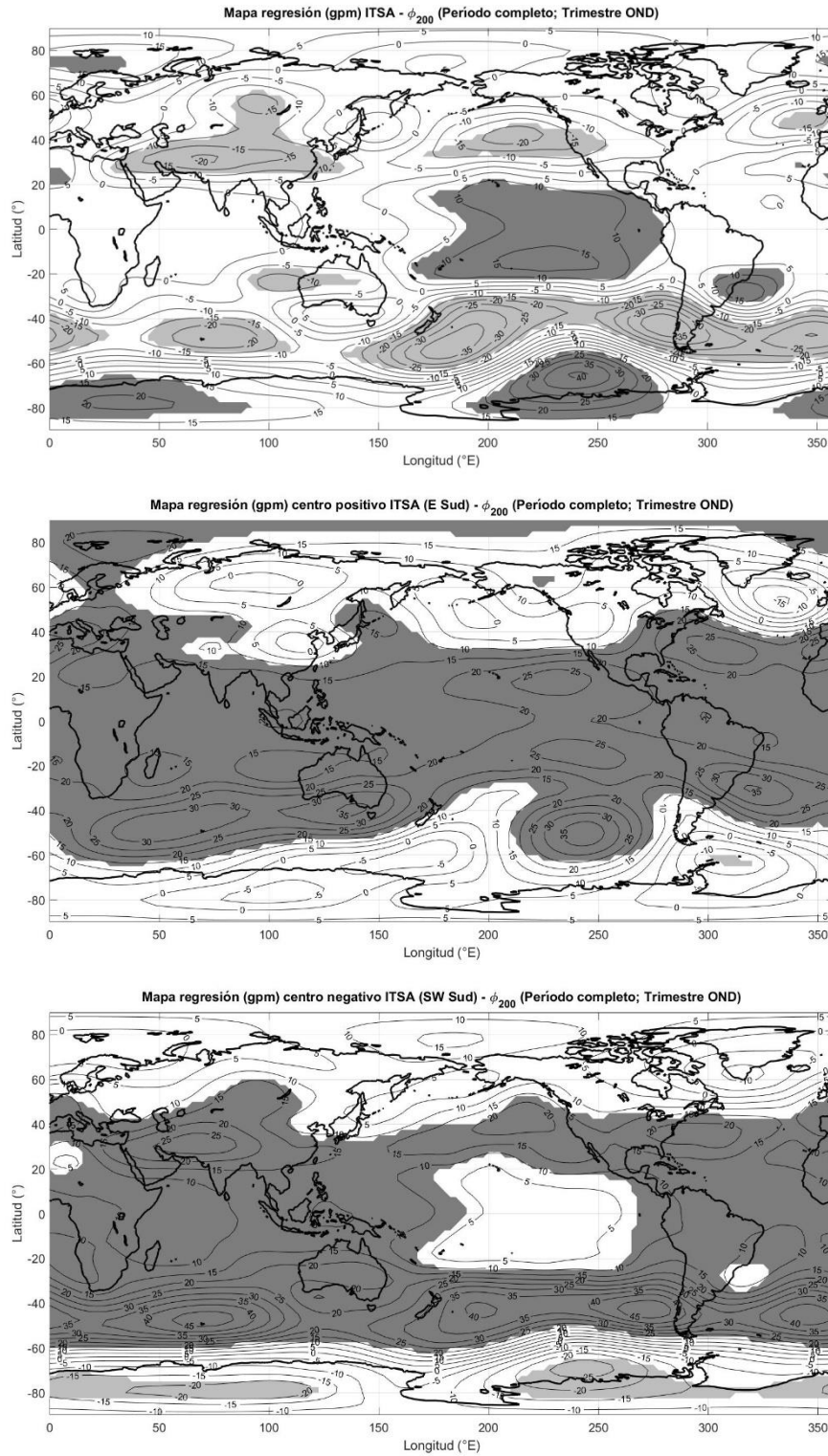


Figura 46: Ídem Figura 40 para el campo de anomalías de ϕ_{200} .

Subperíodo P1

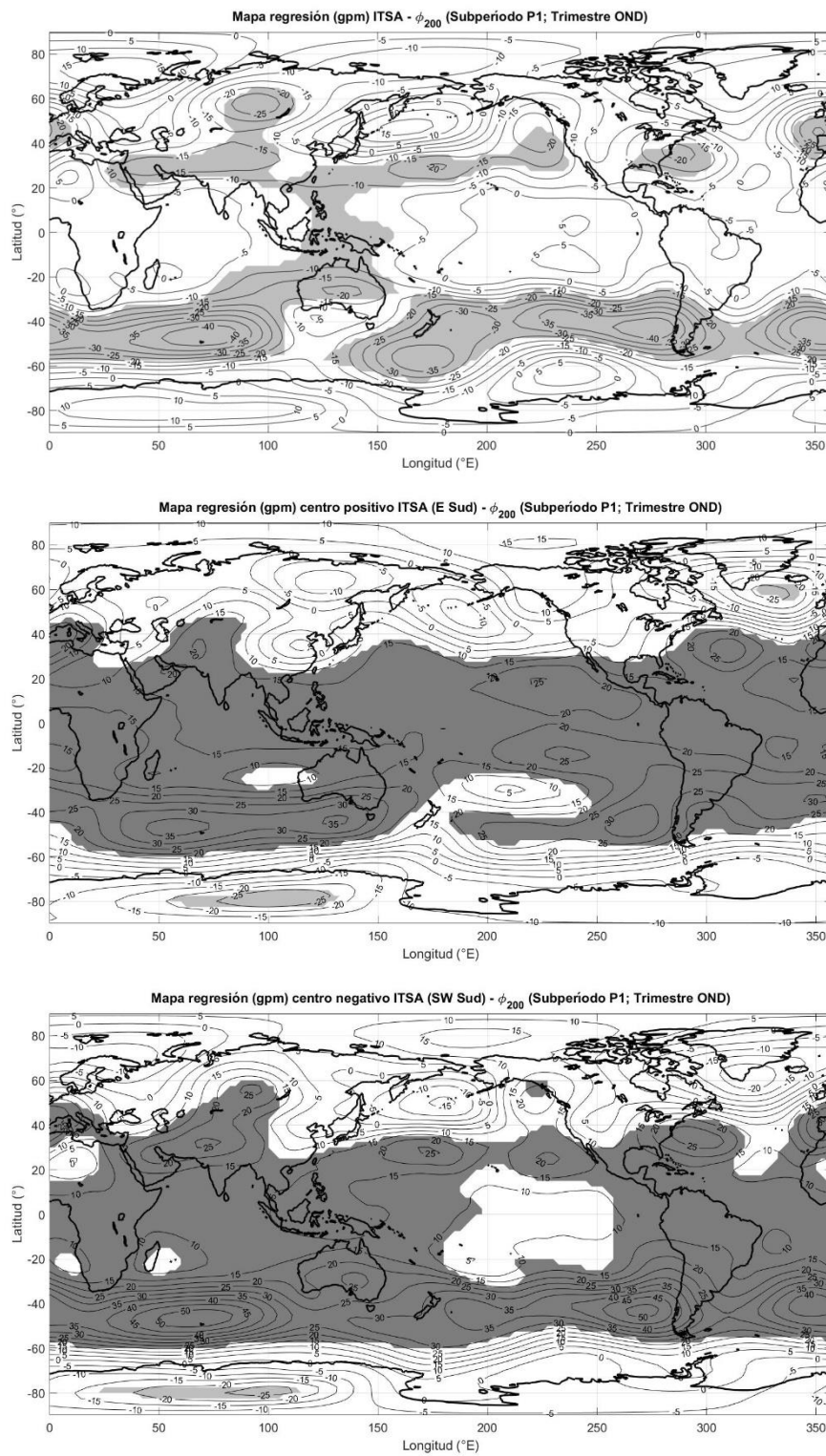


Figura 47: Ídem Figura 41 para el campo de anomalías de ϕ_{200} .

Subperíodo P2

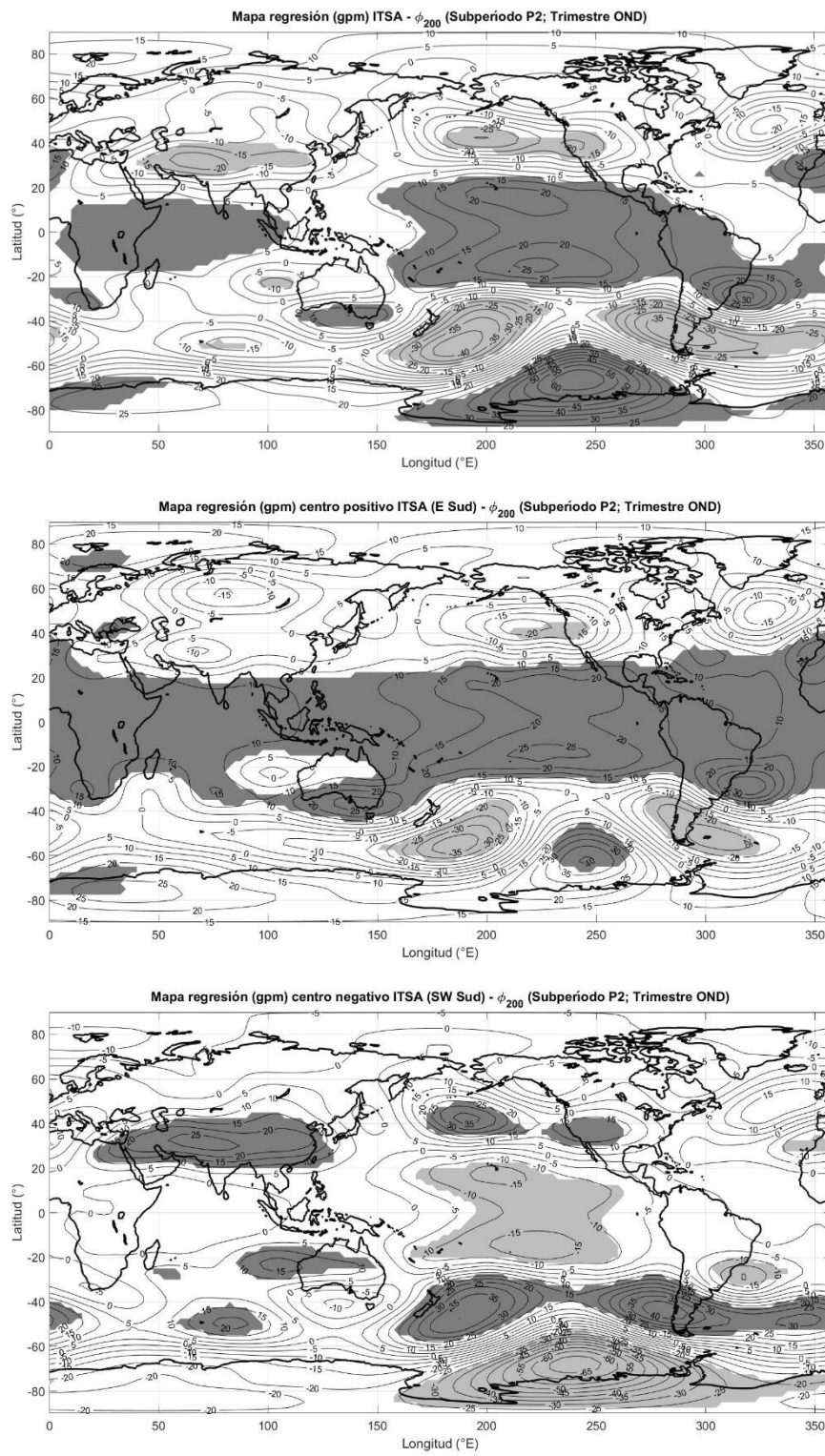


Figura 48: Ídem Figura 42 para el campo de anomalías de ϕ_{200} .

La similitud de las anomalías de OLR a nivel global asociadas al dipolo con aquellas encontradas en el *composite* de años Niño (en P2) muestra que el dipolo es a primer orden inducido por El Niño. Lo mismo vale para las anomalías de circulación. Por ejemplo, para el período completo, el campo de geopotencial muestra una onda que emerge desde el continente marítimo y describe una trayectoria con forma de arco en el hemisferio sur hasta el océano Atlántico, además del patrón que caracteriza al dipolo (Figura 46).

A partir del resultado de ambos centros del ITSA es posible interpretar la presencia de una señal asociada al calentamiento global, que queda evidenciada por la anomalía positiva de geopotencial a lo largo de la franja tropical, particularmente en la regresión del centro positivo (más tropical). En esta zona la tropósfera se encuentra más cálida. Las anomalías simétricas respecto al ecuador en el Pacífico dan cuenta de la incidencia de El Niño, mientras que la estructura de anomalías del hemisferio sur supone la predominancia de una fase negativa del MAS, lo que llevaría al jet a latitudes medias. Particularmente para el resultado con el centro negativo, se muestra la vinculación con la fase positiva del MAS. En cuanto a la correlación entre las regiones asociadas a los centros, no se observa valores significativos, pero sí una tendencia al cambio de signo.

Durante el primer subperíodo, las regresiones con el ITSA muestran principalmente anomalías negativas de geopotencial en altura que se extienden zonalmente en regiones extratropicales de ambos hemisferios (Figura 47). Nuevamente aparece una señal de calentamiento generalizado, fundamentalmente en la regresión del centro positivo. Si bien muestra consistencia con la zona de El Niño (altas en la zona tropical del Pacífico), no hay centros definidos en la región de este centro. Este calentamiento observado

globalmente está asociado a la tendencia presentada por la evolución de este término del índice y es indicativo de la incidencia del calentamiento global. Por su parte, el centro negativo presenta una señal asociada con una fase positiva del MAS con un máximo en la región del centro y se asemeja más a lo obtenido para el ITSA. En este subperíodo los centros del ITSA están correlacionados positivamente en lugar de negativamente como sería de esperar si pertenecieran a un patrón de onda.

Respecto al período completo, las regresiones para el subperíodo P2 con respecto al ITSA son más congruentes que lo que se observa para P1. En este caso se observa claramente la presencia de las ondas corta y larga mencionadas y la consistencia con la señal del calentamiento del Pacífico ecuatorial (Figura 48). Estas estructuras mantienen su significancia estadística al trabajar por separado cada centro. De esta manera, también para el campo de geopotencial queda clara la correlación entre ambos centros del dipolo durante el segundo subperíodo. Esto reafirma que durante P2 los centros componentes del índice forman parte de un mismo tren de ondas forzado por el Pacífico, mientras que durante P1 los centros del ITSA varían de forma más independiente. Esta diferencia proviene de la diferente evolución temporal de los centros en ambos subperíodos. Mientras que en P2 las series temporales son más similares presentando una alta variabilidad interanual, durante P1 la evolución del centro negativo está caracterizada por una fuerte tendencia positiva y variabilidad interanual muy reducida.

7. Conclusiones

En este trabajo se estudió la variabilidad interdecadal de la señal de El Niño sobre nuestra región (SESA) y, específicamente, su impacto sobre la precipitación al norte (ZN) y sur (ZS) de Uruguay, ya que estas zonas muestran diferente variabilidad durante el período 1961-2016.

Un primer análisis identificó los trimestres de primavera (OND) y verano (EFM) como aquellos en los que la precipitación muestra una variabilidad notable respecto a la influencia de ENOS, siendo significativamente mayor su impacto durante 1989–2016 (P2) en comparación con 1961–1988 (P1).

Enfocando el estudio en dichos trimestres, se compararon las anomalías de circulación global asociadas a anomalías de lluvia en Uruguay para determinar las razones del cambio en el impacto de ENOS. Para la ZN durante OND se observa un cambio en el patrón de teleconexión desde el Pacífico hacia Sudamérica. En P2 se identificó la propagación de dos trenes de ondas desde el océano Pacífico tropical (oeste y este) hacia SESA, que determinan una vaguada en capas altas, al mismo tiempo que ocurren flujos en capas bajas hacia esta región. Por el contrario, en P1 el patrón de teleconexión es mucho más débil. En EFM, también para ZN se encontró una conexión con ENOS solamente durante el P2, mientras que en P1 la dinámica regional estuvo dominada por una circulación anticiclónica centrada al este de Uruguay asociada a un debilitamiento de la ZCAS y aumento de la lluvia en SESA.

Para ZS, durante OND la conexión con el Pacífico tropical es débil y muestra correlación solamente con la cuenca oeste. Durante P2, en cambio, las anomalías de circulación asociadas a las lluvias en el sur de Uruguay son

similares a las asociadas al norte de Uruguay mostrando un impacto de ENOS en todo el territorio. Durante EFM en la ZS no se encuentra una vinculación robusta con ENOS durante P1 y P2.

A continuación, el trabajo se concentró en el trimestre OND, que es el que mostró mayores variaciones en el impacto de ENOS en todo el país. Se encontró que de las dos fases de ENOS, El Niño fue la que mostró un mayor cambio: mientras que en P2 las anomalías de lluvia son mayores para eventos Niño más intensos (como sería esperable de la literatura), durante P1 las precipitaciones fueron menores para mayores anomalías en N3.4 tanto en ZS como en ZN.

A partir de ello y mediante análisis de *composites* y regresiones lineales para el trimestre OND se verificó que durante P2 este impacto estuvo asociado a una estructura de onda que nace en el océano Pacífico ecuatorial este y que se propaga hacia Sudamérica generando las condiciones propicias para ello. Este patrón de ondas se observa en las regresiones de precipitación en ZS y ZN durante P2 y se asocia a eventos Niño con un patrón de anomalías de temperatura de superficie del mar que se extiende hacia la región central de la cuenca. Durante P1 este patrón de ondas no se configuró durante los años Niño y en su lugar las anomalías de circulación de eventos Niño intensos favorecieron lluvias por encima de lo normal en la ZCAS, en particular disminuyendo los vientos del norte hacia nuestro país lo cual desfavorece las lluvias en ZN y ZS.

Dicho tren de ondas se pudo caracterizar mediante un índice (ITSA) cuyo análisis pormenorizado muestra que los centros de esta onda corta, previamente reportada en Grimm y Ambrizzi (2009), Barreiro (2017) y Martín-Gómez et al. (2020), presentan una fuerte tendencia positiva y variabilidad interanual

relacionada a ENOS y al MAS en P1, mientras que en P2 varían de forma conjunta y están asociados a un calentamiento del océano Pacífico tropical. Esto está de acuerdo con que la señal de El Niño no es consistente con nuestra región durante P1 mientras que sí lo es durante P2. Así, la señal de El Niño sobre las lluvias de Uruguay durante OND depende fuertemente de este patrón de ondas, el que ha mostrado diferente relación con el Pacífico tropical en las diferentes décadas.

Este estudio deja abierto el desarrollo de algunas líneas de trabajo que no pudieron ser contempladas. Si bien se ensayaron algunos análisis en relación con la Oscilación de Madden-Julian (OMJ), resulta importante profundizar en el estudio de la interacción entre la variabilidad interanual e intraestacional, para conocer mejor el rol de los fenómenos de alta frecuencia.

También surge como perspectiva a futuro ahondar en el impacto del MAS para saber cómo la posición de la corriente en chorro condiciona las teleconexiones desde el Pacífico durante OND.

Por último, queda abierta la posibilidad de ampliar el trabajo en relación con el ITSA para conocer más sobre su comportamiento, variabilidad e influencia sobre las precipitaciones en Uruguay y la región.

Bibliografía

- Alvarez, M.S.; Vera, C.S.; Kiladis, G.N.; Liebman, B. (2016). Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. *Climate Dynamics* 46, 245–262, DOI: 10.1007/s00382-015-2581-6.
- Arizmendi, F.; Barreiro, M. (2017). ENOS teleconnections in the southern hemisphere: A climate network view. *CHAOS* 27, 093109, DOI: 10.1063/1.5004535.
- Barreiro, M.; Tippmann, A. (2008). Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, L16704, DOI: 10.1029/2008GL035019.
- Barreiro, M. (2009). Influence of ENOS and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-009-0666-9.
- Barreiro, M.; Díaz, N.; Renom, M. (2014). Role of the global oceans and land-atmosphere interaction on summertime interdecadal variability over northern Argentina. *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-014-2088-6.
- Barreiro, M. (2017). Interannual variability of extratropical transient wave activity and its influence on rainfall over Uruguay. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc. 5082.
- Carvalho, L.; Jones, C.; Liebmann, B. (2003). The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, Vol. 17: 88-108.
- Cazes-Boezio, G.; Robertson, A.; Mechoso, C. (2003). Seasonal

- Dependence of ENSO Teleconnections over South America and Relationship with Precipitation in Uruguay. *Journal of Climate*, Vol. 16: 1159-1176.
- Cazes-Boezio, G.; Talento, S. (2016). La Niña events before and after 1979 and their impact in southeastern South America during austral summer: role of Indian Ocean. *Climate Research*, Vol. 68: 257-276, DOI: 10.3354/cr01354.
 - Díaz, A.; Aceituno, P. (2003). Atmospheric Circulation Anomalies during Episodes of Enhanced and Reduced Convective Cloudiness over Uruguay. *Journal of Climate*, Vol. 16: 3171-3185.
 - Grimm, A.; Barros, V.; Doyle M. (2000). Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, Vol. 13: 35-58, DOI: 10.1175/1520-0442(2000)013<0035:CVISSA>2.0.CO;2.
 - Grimm, A.; Ambrizzi, T. (2009). Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. Ch. 7: 159-191, en *Past Climate Variability in South America and Surrounding regions*; Volume 14; Editorial Springer.
 - Kayano, M.; Prestrelo de Oliveira, C.; Andreoli, V. (2009). Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies between and after 1976. *International Journal of Climatology*, Vol. 29: 1439-1448, DOI: 10.3354/cr01354.
 - Mantua, N.; Hare, S. (2002). The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, Vol. 58: 35-44.
 - Martín-Gómez, V.; Barreiro, M. (2015). Analysis of oceans' influence on

- spring time rainfall variability over Southeastern South America during the 20th century. *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.4428.
- Martín-Gómez, V.; Barreiro, M. (2017). Effect of future climate change on the coupling between the tropical oceans and precipitation over Southeastern South America. *Climatic Change*, DOI: 10.1007/s10584-016-1888-6.
 - Martín-Gómez, V; Barreiro, M.; Mohino, E. (2020). Southern Hemisphere Sensitivity to ENSO Patterns and Intensities: Impacts over Subtropical South America. *Atmosphere*, 11, 77, DOI: 10.3390/atmos11010077.
 - Pisciotto, G.; Díaz, A.; Cazes, G.; Mechoso, C. (1994). El Niño-Southern Oscillation Impact on Rainfall in Uruguay. *Journal of Climate*, Vol.: 7: 1286-1304, DOI: 10.1175/1520-0442(1994)007<1286:ENOSIO>2.0.CO;2.
 - Reboita, M.; Ambrizzi, T.; Porfírio da Rocha, R. (2009). Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. *Revista Brasileira de Meteorología*, Vol.: 24, No.: 1, 48-55.
 - Robertson, A.; Mechoso, C. (2000). Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review*, Volume: 128: 2947-2957.
 - Rodrigues Chaves, R.; Nobre, P. (2004). Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L03204, DOI: 10.1029/2003GL018647.
 - Ropelewski, C.F.; Halpert, M.S. (1987). Global and Regional Scale

Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/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*, Vol.: 401: 360-363.
- Silvestri, G.; Vera, C. (2003). Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, Vol.: 30, No.: 21, 2115 DOI: 10.1029/2003GL018277.
- Silvestri, G.; Vera, C. (2009). Nonstationary Impacts of the Southern Annular Mode on Southern Hemisphere Climate. *Journal of Climate*, Vol.: 22, 6142–6148, DOI: 10.1175/2009JCLI3036.1.
- Tiribassi, G., Masoller, C., Barreiro, M. (2015). A study of the air-sea interaction in the South Atlantic Convergence Zone through Granger Casualty. *International Journal of Climatology*, Vol. 35: 3440-3453, DOI: 10.102/joc.4218
- Ungerovich, M.; Barreiro, M. (2016). Predicción Climática Estacional de Precipitación Acumulada en Primavera y Verano en el Sur de Uruguay. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 32, n.3, 365-373, 2017. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863230004>.
- Zamboni, L.; Mechoso, C.; Kucharski, F. (2010). Relationships between Upper-Level Circulation over South America and Rainfall over Southeastern South America: A Physical Base for Seasonal Predictions. *Journal of Climate*, Vol.: 23, 3300-3315, DOI: 10.1175/2009JCLI3129.1.