

Universidad de Concepción

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Departamento de Geofísica



**ANOMALÍAS DE TSM EN LATITUDES MEDIAS
DEL PACÍFICO SUR: CARACTERIZACIÓN E
IMPACTOS ASOCIADOS**

DANIEL SEBASTIÁN VELOSO ÁGUILA

**Habilitación Profesional
para optar al título de Geofísico**

Junio 2017

Universidad de Concepción

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas

Departamento de Geofísica

**ANOMALÍAS DE TSM EN LATITUDES MEDIAS
DEL PACÍFICO SUR: CARACTERIZACIÓN E
IMPACTOS ASOCIADOS**

DANIEL SEBASTIÁN VELOSO ÁGUILA

**Habilitación Profesional
para optar al título de Geofísico**

Profesor Guía:

Dr. Aldo Montecinos G.

Comisión:

Dr. Aldo Montecinos G., Dr. Oscar Pizarro A., Dr. Martín Jacques C.



Junio 2017

*Para los amantes de la ciencia,
en especial aquellos quienes acercan
el conocimiento científico a la sociedad.*

Agradecimientos

No puedo estar más agradecido de todo lo experimentado en estos 5 años y medio de vida universitaria. Partiendo por la geofísica, una ciencia fascinante, y qué mejor que estudiarla en la gloriosa UdeC y en mi Conce querido. Aquí aprendí lo que realmente es hacer ciencia. En ese sentido, estoy agradecido del DGEO (docentes y funcionarios), de su unidad y gran calidad humana, que no se ve en cualquier departamento. También agradecimientos a todos mis compañeros de carrera, en especial a la gran generación 2012 y a mis compañeros “ADAs”, que hicieron agradables y entretenidos estos años de estudio. Y especiales agradecimientos a Aldo Montecinos, mi único gran guía en todos los cursos de meteorología y clima. Gracias por la buena onda, por la paciencia, la dedicación, la pasión, la experiencia y por ser el mejor profesor guía que pude tener. Gracias por enseñarme a pensar, eso no se aprende en cualquier parte.

En estos años conocí mucha gente, no solo en geofísica. También cuando estuve en el taller de karate tradicional, en el taller de voleibol, en el club de montaña RAUC, y en otras redes más. A todos ellos muchas gracias por los momentos de distracción y diversión en medio del periodo de estudio. Algunos ya son considerados amigos.

Y bueno, a mi familia por supuesto, les agradezco su amor, y en especial su paciencia, por aguantar mi poco tiempo en casa (debido a que llegaba casi siempre tarde), por aguantar mi poca ayuda en la tareas de la casa, entre otras cosas. Han sido un apoyo fundamental durante estos años de estudio, y desde siempre. Y finalmente agradecer a Macarena, mi polola, mi compañera, mi amante, mi amiga, mi todo. Gracias por tu cariño, por tu compañía y por la paciencia que me has tenido en nuestros más de 5 años juntos. Fuiste un apoyo fundamental durante estos años de universidad, y espero que sigas a mi lado por el resto de mi vida.

Resumen

Las anomalías de Temperatura Superficial del Mar (TSM) en latitudes medias han sido ampliamente estudiadas en las principales cuencas oceánicas del Hemisferio Norte, sin embargo, en el Océano Pacífico Sur prácticamente no hay trabajos relacionados. Se realiza una descripción del comportamiento de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur. Para ello se utilizan los campos semanales de la Interpolación Óptima de Temperatura Superficial del Mar Versión 2 (OISSTV2) [Reynolds et al., 2002] en el periodo 01/1990 – 04/2016, para toda la cuenca del Pacífico Sur. Se obtienen anomalías semanales de TSM en base a una climatología de 25 años construida con el mismo conjunto de datos. Se detecta una banda latitudinal de máxima varianza relativa, en torno a 35°S. En esa zona (32,5°-38,5°S), se realiza un análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF), donde el primer modo explica el 28,7% de la varianza y corresponde a un modo estacionario. Análisis posteriores permiten concluir que este modo está asociado al Dipolo del Océano Pacífico Sur (SPOD) [Saurral et al., 2017]. Para encontrar posibles patrones de propagación, se aplica el método de EOF Compleja en la misma banda zonal, pero esta vez quitando el primer modo estacionario obtenido del EOF tradicional. El modo principal (30,4%, ~21% varianza total) muestra propagación de anomalías hacia el este, desde la costa australiana hasta la costa chilena, sin una periodicidad dominante, pero donde destacan las señales significativas de periodo 5 meses y ~2,6 años. Por otra parte, se aplica el MultiTaper Method – Singular Value Decomposition (MTM-SVD) sobre el Pacífico Sur (20°-50°S), para determinar las escalas de tiempo predominantes de las anomalías de TSM. Se obtiene una gran cantidad de frecuencias significativas, de escalas tanto interanual como intraanual, donde destaca la frecuencia de ~2,7 años⁻¹. Esta frecuencia muestra un patrón de propagación hacia el este, en la misma región de influencia del modo principal de propagación, lo que permite concluir que la escala dominante de propagación de anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur es de 2,6-2,7 años.

Adicionalmente, se estudia el ciclo de vida de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur. Se determina que anomalías en los flujos turbulentos y, en menor medida, el viento superficial son capaces de generar anomalías de TSM en latitudes extratropicales

(correlaciones con $\Delta T'/\Delta t$ negativas), principalmente en verano. Se observa que la persistencia de anomalías de TSM extratropicales es mayor en otoño-invierno y menor en primavera-verano, de acuerdo al ciclo estacional de la profundidad de la capa de mezcla. Además, se observan algunas regiones específicas de gran persistencia: al oeste del extremo austral de Sudamérica en verano y otoño (correlaciones sobre 0,6) y un poco más al oeste ($\sim 120^\circ\text{W}$) en invierno (entre 0,6 y 0,8), y al este de Nueva Zelanda en otoño e invierno (sobre 0,6 y 0,7, respectivamente) y débilmente en primavera y verano (en torno a 0,4). Por último, se evalúa el amortiguamiento de anomalías de TSM mediante el efecto de la retroalimentación por flujos de calor. Se obtiene que los flujos turbulentos (especialmente el de calor latente, α_{lh}) actúan amortiguando anomalías de TSM en latitudes medias, con valores que superan los 40 a 50 $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ en invierno, mientras que los flujos radiativos tienen un efecto más importante en latitudes bajas, con retroalimentación positiva en la región de la cubierta de estratocúmulos frente a Perú y Chile norte (en torno a $-10 \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, cuando la cubierta nubosa es máxima), y retroalimentación negativa en el Pacífico tropical central y occidental (de hasta 30 $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ en primavera y verano), asociada a las nubes convectivas que se desarrollan allí.

Índice general

Agradecimientos	5
Resumen	6
1. Introducción	16
1.1. Anomalías de TSM en el Pacífico Sur	17
1.2. Dinámica de las anomalías de TSM en latitudes medias	19
1.2.1. Diferencia con latitudes tropicales	19
1.2.2. Tendencia de las anomalías de TSM	19
1.2.3. Generación de anomalías de TSM	21
1.2.4. Amortiguamiento de anomalías de TSM	25
1.2.5. Persistencia de anomalías de TSM	29
1.2.6. Propagación de anomalías de TSM	32
1.3. Impacto de las anomalías de TSM sobre la atmósfera	34
1.4. Planteamiento del problema	35
1.5. Objetivos	36
1.5.1. Objetivo general	36
1.5.2. Objetivos específicos	36
2. Metodología	37
2.1. Base de datos	38
2.1.1. Temperatura superficial del mar	38
2.1.2. Flujos de calor y viento superficiales	38
2.2. Zona de estudio	40
2.3. Obtención de anomalías semanales	40
2.4. Diagramas longitud-tiempo	41
2.5. Métodos de análisis multivariado	41
2.5.1. Funciones Ortogonales Empíricas	42

2.5.2.	Funciones Ortogonales Empíricas Complejas	45
2.5.3.	MultiTaper Method - Singular Value Decomposition	46
2.6.	Análisis espectral: Significancia de ruido rojo	49
2.7.	Estimación del <i>surface heat flux feedback</i>	50
2.8.	Otros métodos estadísticos	52
2.8.1.	Desviación estándar	52
2.8.2.	Correlación serial	52
2.8.3.	Análisis de compuesto	52
3.	Resultados	54
3.1.	Caracterización de anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur	55
3.1.1.	Variabilidad espacio-temporal	55
3.1.2.	Modos de variabilidad	60
3.1.3.	Generación	75
3.1.4.	Amortiguamiento	84
3.1.5.	Persistencia	94
3.2.	Impacto de las anomalías de TSM	98
3.2.1.	Relación con el inicio del otoño en Chile	98
4.	Discusión	101
4.1.	Modos de variabilidad dominantes	102
4.2.	Ciclo de vida sobre el Pacífico Sur	108
5.	Conclusiones	117
A.	Diagramas longitud-tiempo anomalías de TSM	122
	Bibliografía	135

Índice de figuras

1.1. Distribución de observaciones de temperatura superficial del mar del International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (ICOADS).	18
1.2. Ilustración del paradigma del modelo climático estocástico.	24
1.3. Mapa con valores de α_{urb} anual promedio en el Hemisferio Sur.	28
1.4. Ciclo anual de las profundidades de la capa de mezcla.	30
1.5. Esquema que ilustra el mecanismo de resurgimiento de anomalías de TSM.	31
3.1. Mapa de desviación estándar de la TSM semanal sobre el Pacífico Sur.	55
3.2. Mapas de desviación estándar estacional de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur.	56
3.3. Mapa de diferencia entre el campo medio de TSM de verano y de invierno.	57
3.4. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1998	58
3.5. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1997	58
3.6. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1996	59
3.7. Espectro de potencias de Fourier de las anomalías de TSM semanales en $34,5^{\circ}\text{S } 118,5^{\circ}\text{W}$	60
3.8. Varianza explicada por los primeros 30 modos EOF del campo de anomalías semanales de TSM	61
3.9. Componente principal y patrón espacial del modo principal de anomalías de TSM	61
3.10. Mapa de correlación entre REOF1 y el campo original de anomalías de TSM, además de la varianza explicada asociada	62
3.11. Patrón espacial de los modos 2, 3 y 4 de las anomalías de TSM	63
3.12. Partes real e imaginaria de la componente principal compleja del modo 1	64

3.13. Amplitud y fase de la componente principal del CEOF1 entre 2011 y 2014	65
3.14. Partes real e imaginaria del patrón espacial del modo 1 del CEOF	66
3.15. Compuesto de anomalías de TSM del campo reconstruido del CEOF1 para las distintas fases temporales.	66
3.16. Espectro de potencias de Fourier de las anomalías de TSM del RCEO1 en 119,5°W	67
3.17. Espectro de varianza local fraccional (VLF) de la TSM en la cuenca del Pacífico Sur entre 20,5°S y 50,5°S	69
3.18. Campos de varianza explicada y de fase de la TSM reconstruida con la frecuencia anual sobre el Pacífico Sur	69
3.19. Serie de tiempo original de TSM y su ciclo anual reconstruido en el punto de mayor varianza anual de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur .	70
3.20. Espectro de varianza local fraccional (VLF) de las anomalías de TSM en la cuenca del Pacífico Sur entre 20,5°S y 50,5°S	71
3.21. Campos de varianza explicada y de fase de las anomalías de TSM reconstruidas con la frecuencia de 2,7 años ⁻¹ sobre el Pacífico Sur	72
3.22. Campo de varianza explicada y serie reconstruida en punto de máxima varianza de las anomalías de TSM reconstruidas con las frecuencias interanuales principales sobre el Pacífico Sur	73
3.23. Secuencia del ciclo canónico de las anomalías de TSM reconstruidas con la frecuencia de 2,7 años ⁻¹ en el Pacífico Sur	74
3.24. Campo de varianza explicada y serie reconstruida en punto de máxima varianza de las anomalías de TSM reconstruidas con periodos menores a 1 año sobre el Pacífico Sur	75
3.25. Campo de correlación entre anomalías semanales de calor sensible y calor latente en el Pacífico Sur.	76
3.26. Campo de correlación entre la tendencia de anomalías de TSM y anomalías en los flujos turbulentos, en el Pacífico Sur	77
3.27. Campo de correlación por estación del año entre la tendencia de anomalías de TSM y anomalías en los flujos turbulentos, sobre el Pacífico Sur	78
3.28. Campo de correlación entre la tendencia de anomalías de TSM y la rapidez del viento superficial sobre el Pacífico Sur	79
3.29. Campo de correlación por estación del año entre la tendencia de anomalías de TSM y la rapidez del viento superficial en el Pacífico Sur	80

3.30. Regresión lineal múltiple de la tendencia de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur, a partir de anomalías en los flujos turbulentos y en el viento superficial, para la estación estival	82
3.31. Campo de correlación estival entre anomalías en los flujos turbulentos y anomalías en la rapidez del viento superficial, en el Pacífico Sur	83
3.32. Regresión lineal múltiple de la tendencia de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur, a partir de anomalías en los flujos turbulentos y en el viento superficial filtrado (independiente de los flujos turbulentos), para la estación estival	83
3.33. Mapa con valores por estación del HFF por flujo radiativo de onda corta sobre el Pacífico Sur	86
3.34. Mapa con valores por estación del HFF por flujo radiativo de onda larga sobre el Pacífico Sur	87
3.35. Mapa con valores por estación del HFF por flujo de calor sensible sobre el Pacífico Sur	89
3.36. Mapa con valores por estación del HFF por flujo de calor latente sobre el Pacífico Sur	90
3.37. Mapa con valores por estación del HFF por flujos radiativos y por flujos turbulentos sobre el Pacífico Sur	92
3.38. Mapa con valores por estación del HFF neto (radiativo + turbulento) sobre el Pacífico Sur	93
3.39. Campo de autocorrelación con desfase de 1 semana de las anomalías semanales de TSM, por estación del año, en el Pacífico Sur	96
3.40. Campo de autocorrelación con desfase de 5 semanas de las anomalías semanales de TSM, por estación del año, en el Pacífico Sur	96
3.41. Campo de autocorrelación con desfase de 9 semanas, de las anomalías semanales de TSM, por estación del año, en el Pacífico Sur	97
3.42. Modo principal del día de inicio del otoño en Chile central y sur.	99
3.43. Mapas de compuestos del promedio de anomalías mensuales de TSM sobre el Pacífico Sur, de los primeros 4 meses del año, para aquellos años de mayor adelanto y retraso del inicio del otoño	100
4.1. Varianza explicada, en función de la longitud, de los modos EOF1 y CEOF1 en la banda zonal 32,5°-38,5°S sobre el Pacífico Sur	103
4.2. Espectro de potencias de Fourier de las anomalías de TSM asociadas a la CPI	104

4.3. Modos principales de variabilidad interanual en la región del Pacífico Sur. De Saurral et al. [2017]	105
4.4. Análisis de EOF Compleja de las anomalías anuales de TSM sobre la región del Pacífico Sur. De Saurral et al. [2017]	107
4.5. Mapas de desviación estándar estacional de las anomalías en los flujos turbulentos en superficie sobre el Pacífico Sur.	110
4.6. Campo de autocorrelación con desfase de 9 semanas de las anomalías semanales de TSM no asociadas a ENOS, por estación del año, en el Pacífico Sur	113
A.1. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1990	123
A.2. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1991	123
A.3. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1992	124
A.4. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1993	124
A.5. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1994	125
A.6. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1995	125
A.7. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 1999	126
A.8. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2000	126
A.9. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2001	127
A.10. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2002	127
A.11. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2003	128
A.12. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2004	128
A.13. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2005	129

A.14. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2006	129
A.15. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2007	130
A.16. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2008	130
A.17. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2009	131
A.18. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2010	131
A.19. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2011	132
A.20. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2012	132
A.21. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2013	133
A.22. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2014	133
A.23. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2015	134
A.24. Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur en el año 2016	134

Índice de cuadros

2.1. Resumen de las variables a utilizar y su descripción	39
---	----

Capítulo 1

Introducción

1.1. Anomalías de TSM en el Pacífico Sur

La Temperatura Superficial del Mar (TSM) es probablemente la variable oceánica más utilizada en la investigación oceanográfica y de la que más observaciones se tienen en el océano. Anomalías en la TSM (desviaciones respecto de la media climatológica) han sido ampliamente estudiadas en latitudes bajas, especialmente en el Pacífico tropical, debido al fenómeno de El Niño – Oscilación de Sur (ENOS) y su impacto a escala global, que tiene origen en esta región [Bjerknes, 1966, 1969]. En latitudes medias las anomalías de TSM también han sido bastante estudiadas [Frankignoul, 1985; Dommenges and Latif, 2000; Robinson, 2000; Deser et al., 2003, entre otros], aunque los trabajos se han centrado fundamentalmente en las cuencas oceánicas del Hemisferio Norte, debido en parte a la falta de observaciones en el Hemisferio Sur. En particular, en el Pacífico Sur prácticamente no hay trabajos relacionados con las anomalías de TSM en latitudes medias, por lo que se conoce muy poco sobre su comportamiento y el impacto que éstas pueden tener en otras variables, tanto oceanográficas como atmosféricas. Evidencia de la pobre cobertura observacional en el Pacífico Sur se puede apreciar en la *Figura 1.1*, donde los océanos Austral y Pacífico Suroriental no logran alcanzar más del 30% de cobertura observacional de TSM en promedio, entre 1860 y 1979, en base a las observaciones in situ recopiladas en el conjunto de datos ICOADS.

Entre la escasa literatura sobre anomalías de TSM en el Pacífico Sur se encuentra el trabajo de Deser et al. [2010], quienes estudiaron los patrones dominantes de la variabilidad de la TSM en el Hemisferio Sur, en escalas de tiempo interanual o mayores, y su relación con el Modo Anular del Sur (SAM). Por otra parte, Ciasto and Thompson [2008] hacen un resumen exhaustivo de las relaciones entre la variabilidad climática de gran escala y las anomalías de TSM extratropicales en el Hemisferio Sur. Además, están los trabajos de Ciasto et al. [2011] sobre variabilidad temporal y persistencia de anomalías de TSM extratropicales de gran escala en ambos hemisferios, White and Peterson [1996] sobre la Onda Circumpolar Antártica (ACW) en el Océano Austral, Xiao et al. [2016] respecto de la persistencia de SAM asociada a anomalías de TSM extratropicales y su interacción con flujos de calor, entre otros.

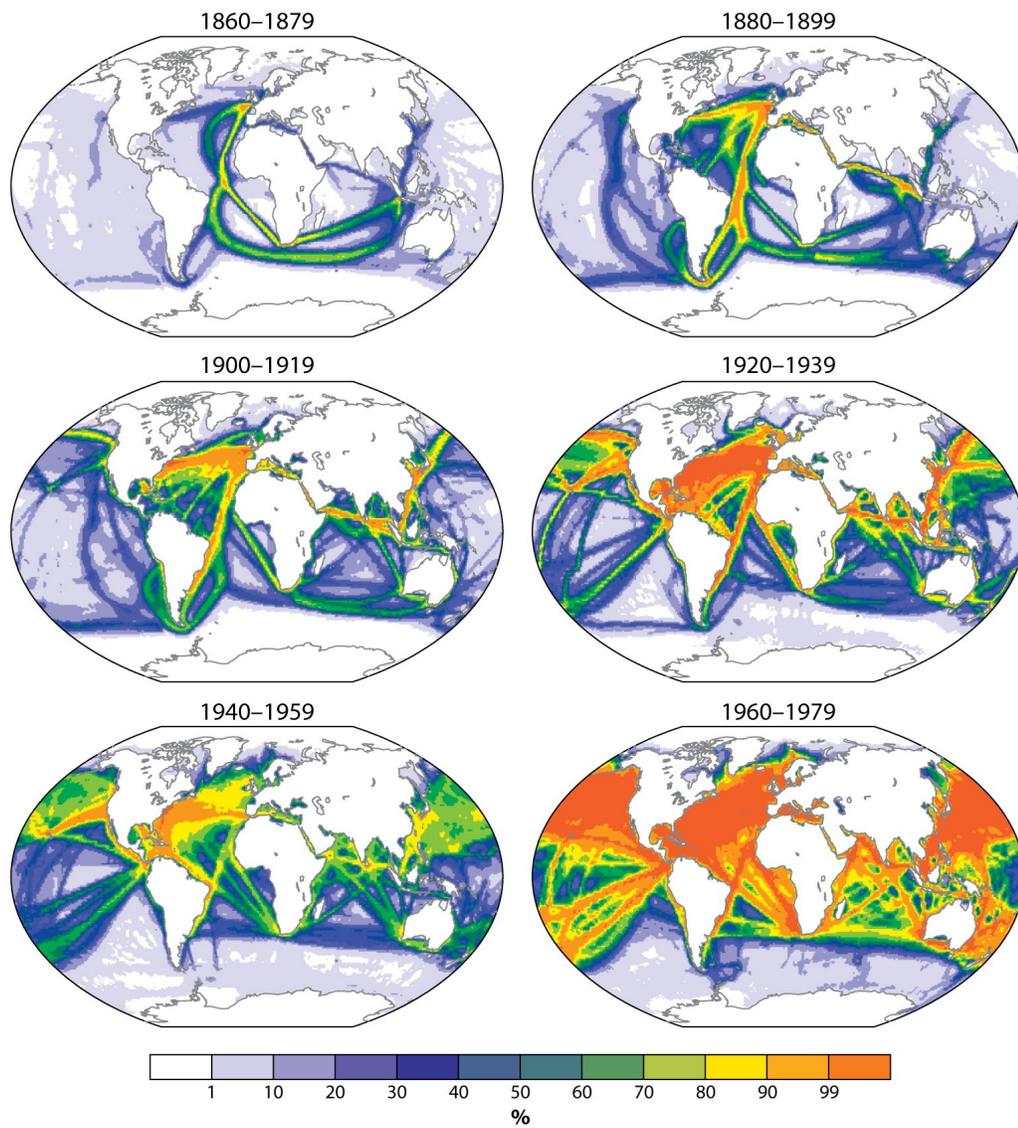


Figura 1.1: Distribución de observaciones de temperatura superficial del mar del International Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (ICOADS), para periodos de 20 años tomados desde 1860. El sombreado en color indica el porcentaje de meses con al menos una medición en grillas regulares de 2° por 2°. Tomada de Deser et al. [2010]

1.2. Dinámica de las anomalías de TSM en latitudes medias

1.2.1. Diferencia con latitudes tropicales

Cuando se habla de latitudes medias, en general se habla de la región comprendida entre los trópicos y las regiones polares. Ésta abarca la zona comprendida entre 30° y 60° de latitud. Algunas veces, también se reconocen como latitudes extratropicales, haciendo alusión a latitudes que están alejadas del ecuador y los trópicos, aunque formalmente esta definición también incluye las latitudes polares. Las anomalías de TSM que se desarrollan aquí tienen una dinámica un poco distinta a las anomalías de latitudes tropicales. Las últimas pueden surgir, en pocas palabras, a raíz del debilitamiento (fortalecimiento) de los vientos alisios, que provoca el desplazamiento de la celda de Walker hacia el Pacífico ecuatorial central (Pacífico ecuatorial oriental) y el debilitamiento (fortalecimiento) de la surgencia ecuatorial, generando así anomalías positivas (negativas) [Bjerknes, 1966, 1969]. Además, hay otro aspecto que influye mucho en que la dinámica de las anomalías de TSM sea diferente, y tiene que ver con que la atmósfera tiene un comportamiento más bien barotrópico en latitudes tropicales, a diferencia de latitudes medias donde es más bien baroclínico. En ese sentido, las anomalías de TSM son capaces de impactar toda la columna de aire (hasta la tropopausa) en los trópicos, en cambio en latitudes medias este impacto normalmente no llega más allá de la capa límite planetaria.

1.2.2. Tendencia de las anomalías de TSM

La capa superficial oceánica (primeras decenas de metros) está por lo general bien mezclada, a raíz de movimientos turbulentos producidos principalmente por la interacción con la atmósfera. El efecto de esta mezcla es una capa con una distribución uniforme de temperatura y salinidad. A esta capa se le conoce comúnmente como capa de mezcla. Producto de su homogeneidad, la temperatura superficial del mar se puede considerar como la temperatura de la capa de mezcla. La transición entre la capa superficial turbulenta y las aguas estratificadas del océano profundo ocurre en una zona de intrusión, la cual posee grandes gradientes de densidad (capa denominada picnoclina). Frankignoul [1985] discutió los mecanismos que contribuyen a la generación y disipación o amortiguamiento de las anomalías de temperatura superficial del mar (temperatura de la capa de mezcla) de gran escala en latitudes medias. A partir de la ecuación de conservación de la energía en la

capa de mezcla, si se descompone cada variable en un valor que varía estacionalmente (un promedio, denotado con una barra, ejemplo \bar{T}) más una anomalía respecto a ese promedio (denotada con una prima, ejemplo T'), entonces la ecuación del cambio temporal o tendencia de las anomalías de TSM puede ser escrita como:

$$\frac{dT'}{dt} = - \underbrace{\frac{Q'}{\rho C_p \bar{h}}}_{\mathbf{A}} - \underbrace{\frac{(\mathbf{h}\mathbf{v})' \cdot \nabla(\bar{T} + T')}{\bar{h}}}_{\mathbf{B}} - \underbrace{\frac{h' \partial \bar{T}}{\bar{h} \partial t}}_{\mathbf{C}} - \underbrace{\frac{(T' - T'_+)(\bar{w}_e + w'_e)}{\bar{h}}}_{\mathbf{D}} - \underbrace{\frac{(\bar{T} - \bar{T}_+)}{\bar{h}} w'_e}_{\mathbf{E}} + \underbrace{\kappa \nabla^2 T'}_{\mathbf{F}} \quad (1.1)$$

donde t : tiempo, T : temperatura de la capa de mezcla o TSM, Q : flujo de calor superficial (positivo hacia arriba), ρ : densidad del agua, h : profundidad de la capa de mezcla, C_p : calor específico del agua, $\mathbf{v} = (u, v)$: velocidad horizontal, w_e : velocidad de intrusión y κ : coeficiente de mezcla turbulenta horizontal, y donde los términos del lado derecho de la ecuación describen los efectos de los siguientes procesos:

- A** anomalías en el flujo neto de calor superficial;
- B** advección de temperatura por corrientes anómalas;
- C** anomalías en la profundidad de la capa de mezcla;
- D** anomalías en el salto de temperatura en la zona de intrusión;
- E** anomalías en la velocidad de intrusión;
- F** mezcla horizontal.

De esta forma, la ecuación (1.1) muestra todos los mecanismos mediante los cuales se pueden generar anomalías de TSM, o bien se pueden disipar a partir de anomalías ya formadas. Frankignoul [1985] distribuye todos estos mecanismos en 3 categorías; la primera está asociada al forzante atmosférico, el cual es capaz de generar anomalías a través de flujos de calor turbulentos (calor sensible y latente) y radiativos (radiación de onda corta y larga) (**A**), corrientes forzadas por el viento (**B**), cambios en la profundidad de la capa de mezcla (**C**), e intrusión (**D** y **E**); la segunda está representada por los efectos de la variabilidad en el océano interior, principalmente por los movimientos de remolinos cuasi-geostróficos, los que distorsionan la capa oceánica superior mediante advección horizontal (**B**) y movimientos verticales cerca de la base de la capa de mezcla (**C-E**); y la tercera, que incluye todos los mecanismos que contribuyen al amortiguamiento de las anomalías de TSM, entre ellos la retroalimentación con la atmósfera (principalmente **A**),

la retroalimentación con el océano (**D**), y la mezcla horizontal (**F**).

Además de la generación y disipación de anomalías, también es posible estudiar otros rasgos como la persistencia de anomalías de TSM en el tiempo, la que se podría caracterizar como una anomalía que tiene una tendencia nula en el tiempo ($\frac{dT'}{dt} = 0$); o la propagación de anomalías en el espacio, mediante la teoría de propagación ondulatoria de energía. A continuación se discutirá con mayor profundidad sobre la generación, amortiguamiento, persistencia y propagación de anomalías de TSM en latitudes medias.

1.2.3. Generación de anomalías de TSM

La formación de anomalías de TSM se da producto de un forzante, el que puede ser externo (la atmósfera) o bien interno (el mismo océano).

1.2.3.1. Forzante atmosférico

Flujos de calor superficiales. El forzante atmosférico juega un papel importante en la generación de anomalías de TSM en latitudes extratropicales. Las anomalías en los flujos de calor superficiales (término **A** ecuación 1.1) es el mecanismo principal de generación de anomalías de TSM. La suma de todos los flujos radiativos y turbulentos corresponde al flujo de calor neto en superficie, lo que se traduce en la siguiente ecuación:

$$Q = Q_{sw} - Q_{lw} - Q_{sh} - Q_{lh} \quad (1.2)$$

donde Q_{sw} corresponde al flujo de radiación neta de onda corta (positivo hacia abajo), Q_{lw} corresponde al flujo de radiación neta de onda larga (positivo hacia arriba), y Q_{sh} y Q_{lh} son los flujos turbulentos de calor sensible y latente, respectivamente (ambos positivos hacia arriba).

Generalmente los flujos turbulentos son estimados empíricamente de las fórmulas aerodinámicas:

$$Q_{sh} = \rho^a C_p^a C_S U^a (T - T^a) \quad (1.3)$$

$$Q_{lh} = \rho^a L C_L U^a (q_s - q^a) \quad (1.4)$$

donde el superíndice a indica variables atmosféricas, L es calor latente de vaporización; U^a , T^a y q^a la rapidez del viento, la temperatura del aire y la humedad específica a 10 m, respectivamente; q_s es la humedad específica de saturación en superficie, y C_L , C_S son coeficientes de transferencia turbulentos.

Ambas ecuaciones muestran que los flujos turbulentos dependen principalmente de la intensidad del viento y del gradiente vertical de temperatura (ecuación 1.3) y de humedad específica (ecuación 1.4). La variabilidad de las anomalías de los flujos turbulentos en latitudes medias es en general mayor que la de los flujos radiativos, por lo que anomalías en los flujos de calor sensible y latente dominan la generación de anomalías de TSM extratropicales, en especial durante las estaciones frías, donde los flujos turbulentos presentan una mayor varianza y los flujos radiativos son débiles [Cayan, 1992]. De esta manera, anomalías positivas en los flujos turbulentos producen tendencia negativa en las anomalías de TSM, y viceversa (ver ecuación 1.1). Aunque esta correlación negativa entre los flujos de calor y los cambios en las anomalías de TSM extratropicales en el tiempo se presenta en todas las estaciones (siendo mayor en invierno), ocurren algunas excepciones en ciertas porciones de los extratropicos durante la estación cálida (por ejemplo, en torno a 50°N en el Pacífico Norte en julio-agosto), donde las anomalías en los flujos tienden a estar directamente correlacionadas con las anomalías de TSM, sugiriendo que las anomalías en los flujos turbulentos son generadas por el campo de temperaturas oceánicas y no en el otro sentido [Cayan, 1992].

Esfuerzo del viento. La atmósfera también puede generar anomalías de TSM en latitudes medias mediante el esfuerzo del viento sobre la superficie oceánica. Uno de los mecanismos producidos por el esfuerzo del viento es la formación de corrientes de Ekman anómalas, las cuales pueden adveccionar aguas con temperaturas mayores o menores dependiendo del gradiente de temperatura existente, pudiendo generar anomalías de TSM positivas o negativas (término **B** ecuación 1.1). Sin embargo, las anomalías de TSM que son producidas por estas corrientes tienen una varianza menor que el forzante del flujo de calor, lo que sugiere que el efecto de los flujos de calor es más importante para la generación de anomalías de TSM [Frankignoul, 1985]. Otro de los efectos del esfuerzo del viento es la generación de cambios en la TSM a través de la entrada de energía mecánica, lo que amplifica la mezcla y como consecuencias genera anomalías en la profundidad de la capa de mezcla (término **C** ecuación 1.1). De acuerdo a Dommenges and Latif [2000], un esfuerzo del viento intenso incrementará la entrada de energía mecánica, lo que aumentará la profundidad de la capa de mezcla y llevará a una intrusión de aguas bajo la capa de mezcla, resultando en una disminución de la TSM si el agua bajo esta capa es más fría y

en un calentamiento si es más cálida (ver término **D** ecuación 1.1). Sin embargo, éste no es el único efecto, ya que un cambio en la profundidad de la capa de mezcla puede afectar el comportamiento de la TSM, aumentando o disminuyendo la inercia térmica de la capa al aumentar o disminuir su profundidad, respectivamente.

El forzante de ruido blanco. Un concepto importante para comprender la naturaleza de la variabilidad de la TSM en latitudes extratropicales es el paradigma del modelo climático estocástico [Frankignoul and Hasselmann, 1977]. Este paradigma considera que las anomalías de TSM pueden ser forzadas por variabilidad atmosférica aleatoria (principalmente flujos de calor superficiales). De esta forma, la atmósfera actúa como un forzante de “ruido blanco” (señal estocástica con espectro plano, ver *Figura 1.2*) sobre la capa de mezcla oceánica, y la integración de ese ruido proporciona la señal oceánica de “ruido rojo” (espectro con mayor varianza en frecuencias bajas, en el rango interanual a decadal). Matemáticamente, esta interacción océano-atmósfera se puede modelar como un proceso auto-regresivo de orden 1 (proceso-AR(1)) con la siguiente ecuación:

$$\frac{dT'}{dt} = F' - \lambda T' \quad (1.5)$$

donde F' es la anomalía del forzante atmosférico y λ representa la retroalimentación con la atmósfera y el océano (positiva para retroalimentación negativa). Este modelo considera al océano como un ente pasivo, el que amplifica la variabilidad de largo plazo debido a su gran inercia térmica, pero que no considera los procesos dinámicos que ocurren en éste. Un ejemplo de este mecanismo se puede ver en la *Figura 1.2*, donde la integración de la señal atmosférica de flujos de calor proporciona la señal oceánica de TSM, por lo cual, mientras mayor sea la inercia térmica (directamente relacionada con la profundidad de la capa de mezcla) menor será la frecuencia de la respuesta.

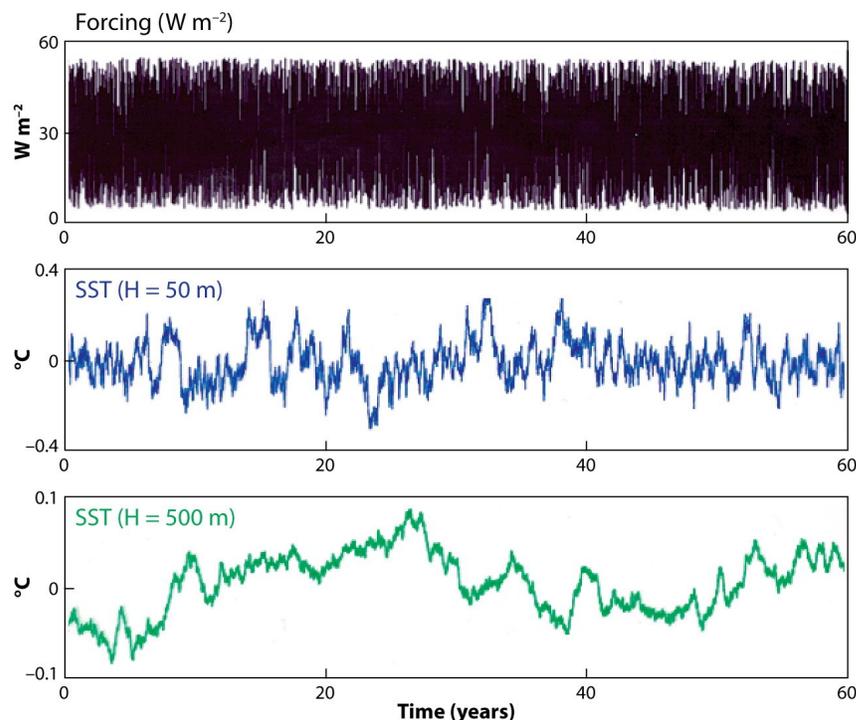


Figura 1.2: Ilustración del paradigma del modelo climático estocástico, que muestra una serie de tiempo del forzante atmosférico aleatorio de flujo de calor (“ruido blanco”, panel superior) y la respuesta de la temperatura de la capa de mezcla superficial, para una capa de mezcla con profundidad de 50 m (panel central) y 500 m (panel inferior). Tomada de Deser et al. [2010].

1.2.3.2. Efecto del océano interior

En el océano interior, el efecto de los remolinos de mesoescala también puede impactar la temperatura de la capa de mezcla, generando anomalías de TSM.

Remolinos de mesoescala. Los remolinos de mesoescala son un mecanismo importante para el transporte de calor y momentum [Chaigneau and Pizarro, 2005]. Además, es bien sabido que dependiendo del sentido del giro de un remolino, éste contiene anomalías locales de TSM en su núcleo, positivas (negativas) para un giro anticiclónico (cyclónico), de alrededor de $+0,5^{\circ}\text{C}$ ($-0,5^{\circ}\text{C}$) en latitudes extratropicales [Frenger et al., 2013]. Por otra parte, debido a que el campo de remolinos es fuertemente heterogéneo, su efecto en la modulación de la TSM depende mucho de la ubicación geográfica, siendo mayor en los bordes occidentales. Según Frankignoul [1985], la señal principal de los remolinos parece ser la distorsión del patrón de temperatura superficial por la corriente superficial meridional del remolino. Dado que el gradiente de temperatura es en general dominado

por su componente meridional, la señal dominante de los remolinos en la modulación de la TSM viene dada por la advección meridional de temperatura. Por otra parte, los remolinos también podrían cambiar la TSM a través de advección vertical. Dado que la escala de longitud característica de las corrientes de remolinos es mucho más corta que la de los campos del forzante atmosférico, la señal de los remolinos puede ser considerada como un ruido de baja frecuencia y de escala pequeña [Frankignoul, 1985]. De esta forma, los remolinos de mesoescala no tienen un impacto significativo en las anomalías de TSM de gran escala.

1.2.4. Amortiguamiento de anomalías de TSM

Una vez que se ha formado una anomalía de temperatura en la superficie oceánica, lo normal es que esa anomalía se disipe con el tiempo. No obstante, esto no ocurre por casualidad, sino que hay mecanismos que llevan al amortiguamiento de anomalías de TSM, entre ellos la mezcla horizontal (término **F** ecuación 1.1), la intrusión y los procesos de retroalimentación con la atmósfera y el océano (términos **A** y **D** ecuación 1.1, respectivamente).

1.2.4.1. Mezcla horizontal

La mezcla horizontal en la ecuación (1.1) está representada por un término de difusividad turbulenta. No existe un consenso sobre un impacto significativo de este término en la estructura térmica de la capa de mezcla. Huang and Qiao [2012] encontraron que en el Pacífico ecuatorial la estructura térmica simulada se acerca más a la climatología al aumentar la difusividad horizontal. Por otra parte, Maes et al. [1997] encontraron que para distintos valores del coeficiente de mezcla horizontal (κ) no se aprecian cambios importantes en el campo de TSM en el Pacífico ecuatorial, aunque sí hay un fuerte impacto en las interacciones no lineales entre la mezcla horizontal y vertical, concluyendo que se necesita una mejor comprensión de los procesos de pequeña escala. Y en latitudes extratropicales, Frankignoul [1985], basado en las conclusiones de otros trabajos, argumenta que la mezcla horizontal debería jugar un rol despreciable en la disipación de anomalías de TSM de gran escala.

1.2.4.2. Intrusión

La intrusión (en inglés “entrainment”) es definida como un proceso mediante el cual un fluido turbulento dentro de una capa de mezcla incorpora a un fluido contiguo que no es turbulento, o es mucho menos turbulento [American Meteorological Society, 2017a]. De esta forma, en ausencia de efectos de advección, este proceso tiende a profundizar la capa de mezcla. Frankignoul [1985] define la velocidad de intrusión w_e de la siguiente forma:

$$w_e = \Lambda \left(\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (h\mathbf{v}) \right) \quad (1.6)$$

con $\Lambda = 1$ cuando la expresión dentro del paréntesis en (1.6) es mayor que cero y $\Lambda = 0$ en otro caso. Esta velocidad se utiliza en la ecuación (1.1), y es positiva hacia arriba, esto es, cuando se incorpora agua estratificada en la capa de mezcla. No está definida para valores negativos, en cuyo caso se le podría denominar (en inglés) “detrainment” (mezcla no es lo suficientemente fuerte para alcanzar el fondo de la capa de mezcla cuando se adiciona calor a la capa), ya que este proceso no cambia la temperatura de la capa de mezcla. El término $(T' - T'_+) \bar{w}_e / \bar{h}$ de entrainment promedio en (1.1) normalmente es positivo durante la estación de profundización de la capa de mezcla (cuando $\frac{\partial h}{\partial t}$ alcanza su máximo valor positivo) y cero en otro caso, causando el amortiguamiento estacional de las anomalías de TSM [Frankignoul, 1985].

Por otra parte, Dommenges and Latif [2000] analizan anomalías de TSM mensuales en latitudes medias mediante modelos acoplados de océano-atmósfera, manifestando que la profundización de la capa de mezcla lleva a un entrainment de aguas sub-superficiales hacia la capa de mezcla, lo que trae consigo un aumento de la variabilidad de la TSM en escalas de tiempo de semanas a meses.

1.2.4.3. Retroalimentación

La retroalimentación se define como una secuencia de interacciones que determina la respuesta de un sistema a una perturbación inicial; de esta forma las retroalimentaciones podrían amplificar (retroalimentación positiva) o reducir (retroalimentación negativa) el último estado del sistema [American Meteorological Society, 2017b]. En este contexto, sólo un proceso de retroalimentación negativa sería capaz de amortiguar o atenuar la respuesta a una perturbación inicial como una anomalía positiva o negativa de TSM.

Retroalimentación atmosférica negativa. El principal mecanismo atmosférico de retroalimentación está relacionado con los flujos de calor superficiales. La respuesta de los flujos de calor superficiales ante anomalías de TSM se conoce en inglés como *surface heat flux feedback* (retroalimentación por flujos de calor superficiales, desde ahora **HFF**). Físicamente, uno esperaría que este proceso de retroalimentación sea negativo; una anomalía positiva de TSM podría aumentar el gradiente de temperatura aire-mar y en consecuencia el gradiente de humedad aire-mar, aumentando los flujos turbulentos (ver ecuaciones 1.3 y 1.4) y el flujo radiativo de onda larga, lo que generaría una tendencia negativa en la TSM (ver ecuación 1.1), amortiguando la perturbación positiva inicial. Por otra parte, el aumento de los flujos turbulentos por anomalías cálidas podría favorecer la ciclogénesis y generar nubosidad, lo que reduciría la entrada de radiación solar, produciendo una retroalimentación que atenuaría aún más las anomalías iniciales. Lo contrario se esperaría con una anomalía inicial negativa. No obstante, la respuesta atmosférica podría debilitar, o bien, fortalecer este mecanismo de retroalimentación negativa. Un debilitamiento de la retroalimentación negativa por flujos de calor superficiales puede ocurrir en asociación con las siguientes respuestas atmosféricas a anomalías cálidas de TSM: una reducción de la rapidez del viento superficial (retroalimentación con flujos turbulentos positiva), reducción de la cobertura nubosa en la capa límite (retroalimentación con radiación de onda corta positiva), y aumento del vapor de agua en la atmósfera (retroalimentación con radiación de onda larga positiva), mientras que un fortalecimiento puede ocurrir en asociación con un aumento del viento superficial o un incremento de nubosidad cirruforme y estratiforme [Park et al., 2005]. Distintos trabajos han realizado estimaciones de HFF en los océanos globales [Frankignoul and Kestenare, 2002; Park et al., 2005; Hausmann et al., 2016], aunque la mayoría de ellos están centrados sólo en el Hemisferio Norte y la banda tropical del Hemisferio Sur. Uno de los métodos que utilizan para calcular HFF, propuesto por Frankignoul and Kestenare [2002], considera la siguiente ecuación:

$$\alpha \equiv -\frac{\partial Q'}{\partial T'} = -\frac{Cov[T'(\tau), Q'(0)]}{Cov[T'(\tau), T'(0)]}, \quad (1.7)$$

donde T' y Q' son anomalías de TSM y flujos de calor superficiales, respectivamente, y τ corresponde al desfase. La ecuación (1.7) es válida para $\tau < -2$ semanas (desfase mayor a la persistencia atmosférica). Además, α es positiva para retroalimentación negativa, y $\alpha = \alpha_{turb} + \alpha_{rad}$, siendo α_{turb} y α_{rad} el HFF para flujos turbulentos y radiativos, respectivamente. Mayores detalles sobre la derivación de (1.7) se encuentran

en Frankignoul and Kestenare [2002].

Los resultados de Frankignoul and Kestenare [2002] y de Park et al. [2005] muestran que la retroalimentación por flujos de calor superficiales en latitudes medias es normalmente de tipo negativa durante todo el año, y es dominada por la retroalimentación por flujos turbulentos de calor latente, siendo esta última (junto con la retroalimentación por flujos de calor sensible) máxima en invierno y mínima en verano. Los valores aproximados de α en ambas estaciones en los océanos Pacífico y Atlántico Norte son de $30\text{-}35\text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ y $5\text{-}10\text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, respectivamente. Una estimación de HFF en latitudes medias del Pacífico Sur se puede apreciar en la *Figura 1.3*, donde el α_{urb} anual promedio es positivo (retroalimentación negativa) prácticamente en todas partes, con valores en torno a $20\text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ en el Pacífico Sur frente a Chile. En consecuencia, en latitudes medias hay un factor importante de disipación de anomalías de TSM que está asociado a la retroalimentación por flujos de calor superficiales.

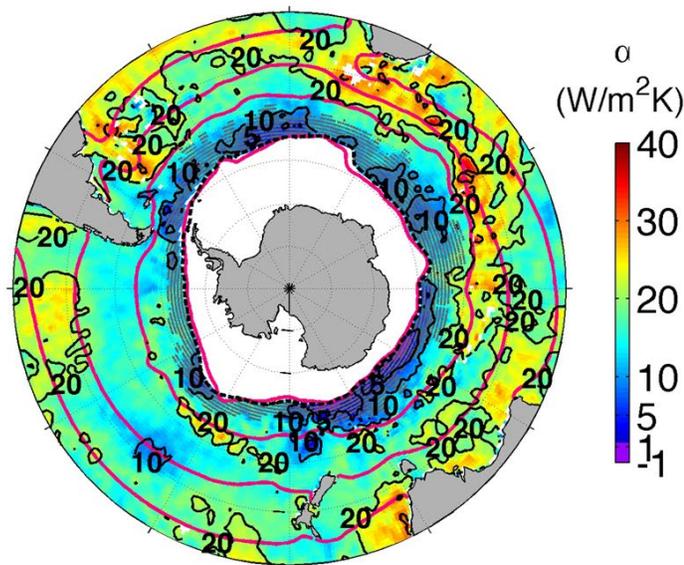


Figura 1.3: Mapa con valores (en colores y contornos) de α_{urb} anual promedio en el Hemisferio Sur. Contornos en violeta muestran isotermas de TSM climatológica (comenzando en el polo: 0, 6,5, 12,5 y 18,5 °C). La línea negra discontinua muestra la isolínea de concentración de hielo marino del 15% a fines de invierno, mientras que la zona sombreada indica regiones donde la estimación de α_{urb} podría no ser óptima. Tomada de Hausmann et al. [2017]

Como se mencionó anteriormente, el viento también puede estar asociado a mecanismos de retroalimentación producto de perturbaciones en la TSM: un giro ciclónico (anticiclónico) del viento, equivalente a un rotor del esfuerzo del viento negativo (positivo), produciría divergencia (convergencia) del transporte de Ekman, generando un

bombeo de Ekman que induciría surgencia (hundimiento). Dado que una anomalía cálida (fría) estaría asociada a una mayor (menor) ciclonicidad, el cambio asociado en el bombeo de Ekman podría actuar como una retroalimentación negativa, sin embargo, se espera que este efecto sea muy pequeño [Frankignoul, 1985].

1.2.5. Persistencia de anomalías de TSM

En el contexto de anomalías de TSM, la persistencia hace referencia a un efecto contrario al del amortiguamiento, donde las anomalías de TSM se mantienen por mucho tiempo en alguna región determinada, sin decaer significativamente. Una de las principales propiedades termodinámicas del océano es su gran inercia térmica. Gracias a ésta, el océano actúa como un gran regulador térmico, permitiendo así que anomalías de TSM puedan persistir por muchos meses. Distinto es el caso en la atmósfera, cuya inercia térmica es mucho menor, y por lo tanto la persistencia de distintos patrones atmosféricos no pasa más allá de las 2 semanas. Como referencia, la capacidad calórica de toda la atmósfera es equivalente a la capacidad calórica de poco más de 2 metros (profundidad) de océano [Hartmann, 1994, cap. 4]. Aún cuando es evidente que, por naturaleza, las anomalías de TSM tienen cierto grado de persistencia, existen mecanismos que favorecen el que las anomalías puedan perdurar por mucho más tiempo, entre ellos las variaciones en la profundidad de la capa de mezcla y procesos de retroalimentación positiva.

1.2.5.1. Profundidad de la capa de mezcla

Como se mencionó en la sección 1.2.2, la TSM se puede considerar como la temperatura de la capa de mezcla. En ese sentido, la profundidad de la capa de mezcla juega un papel importante en la persistencia de las anomalías de TSM, ya que mientras mayor es la profundidad de la capa, mayor es la inercia térmica de ésta. Por lo anterior, los cambios en la profundidad de la termoclina o de la capa de mezcla incidirán directamente en la persistencia de las anomalías de TSM. Uno de los aspectos más relevantes de la capa de mezcla en latitudes medias es que en esa región presenta una fuerte variabilidad estacional en su profundidad. Esto se puede apreciar en la *Figura 1.4*, que muestra que la estacionalidad va aumentando hacia latitudes medias. Además, la *Figura 1.4* muestra que la profundidad de la capa de mezcla es máxima en invierno, pudiendo alcanzar hasta más de 200 m de profundidad, y es mínima en verano, con profundidades por debajo de los 50 m. En consecuencia, se espera que la persistencia de las anomalías de TSM sea

bastante mayor en invierno que en verano en latitudes medias. Así, la estacionalidad de la profundidad de la capa de mezcla es un proceso importante para la simulación de la variabilidad de la TSM en latitudes medias [Dommenget and Latif, 2000].

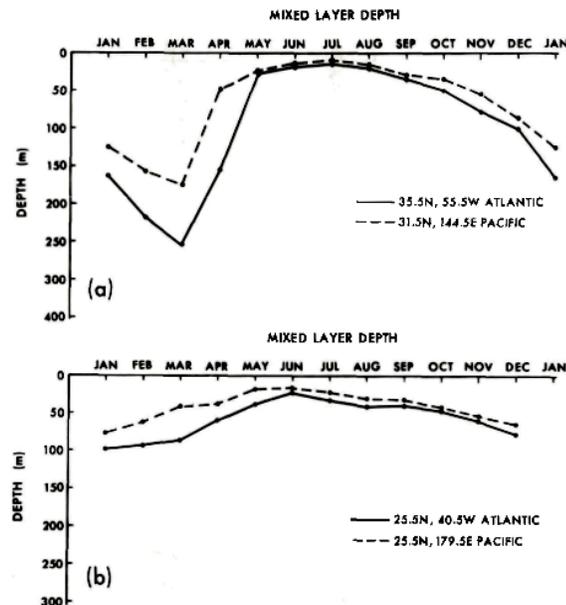


Figura 1.4: Ciclo anual de las profundidades de la capa de mezcla, basadas en temperaturas para regiones seleccionadas en los océanos del mundo. Obtenida de Levitus [1982].

1.2.5.2. Retroalimentación Atmosférica Positiva

Generalmente, la respuesta atmosférica a anomalías de TSM tiende a disipar la perturbación inicial en la TSM, a través de procesos de retroalimentación negativa (ver sección 1.2.4.3). Sin embargo, algunas veces se dan las condiciones ambientales para que se produzca retroalimentación positiva y una anomalía de TSM pueda persistir más tiempo de lo normal. Park et al. [2005] encontró que si bien la retroalimentación por flujos de calor superficiales es negativa (α positivo) en la mayor parte de los océanos en latitudes medias, hay determinadas regiones donde se estima un α negativo (retroalimentación positiva). Los mecanismos capaces de producir esta retroalimentación positiva son:

1. HFF por flujos turbulentos, asociado a una reducción en la rapidez del viento superficial (Atlántico Norte tropical occidental en invierno y Océano Índico occidental en invierno-primavera y oriental en primavera),
2. HFF por flujo radiativo de onda corta, asociado a una reducción de la cubierta de estratocumulus en la capa límite marina (cubierta de estratocúmulos de Namibia

frente a África occidental en otoño), y

3. HFF por flujo radiativo de onda larga, asociado a un aumento del vapor de agua atmosférico (Océano Índico, en las vecindades de la región tropical de convección profunda en verano y otoño).

1.2.5.3. Resurgimiento de anomalías de TSM

Otro mecanismo que es relevante para la persistencia de las anomalías de TSM extratropicales tiene relación con anomalías de TSM que se desarrollan en invierno. En esta estación, las perturbaciones de la TSM pueden extenderse algunas centenas de metros en profundidad. Cuando éstas anomalías son capaces de persistir hasta primavera-verano, producto de que la capa de mezcla se vuelve más somera, terminan siendo ocultadas bajo la capa sub-superficial (bajo la termoclina), lo que impide que se produzcan grandes intercambios de energía con la atmósfera. A medida que se acerca nuevamente la estación de invierno la capa de mezcla se vuelve a profundizar y una porción de las anomalías sub-superficiales podría ser reinsertada en la capa superficial, impactando de esta forma la TSM un año después. Así, una anomalía de TSM podría persistir de un invierno a otro sin estar presente durante el verano intermedio. Este proceso ha sido denominado como el mecanismo de *resurgimiento* [Alexander and Deser, 1995; Deser et al., 2003]. El esquema mostrado en la Figura 1.5 ilustra este mecanismo.

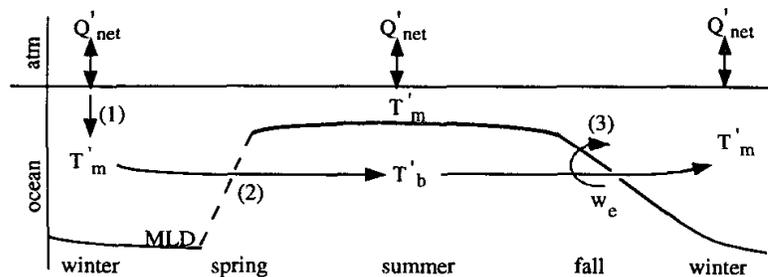


Figura 1.5: Esquema que ilustra el mecanismo de resurgimiento de anomalías de TSM. (1) Un forzante atmosférico anómalo (Q'_{net}) en invierno crea una anomalía de temperatura (T'_m) en una capa de mezcla profunda; (2) la anomalía de temperatura se mantiene bajo la capa de mezcla (T'_b) cuando la capa de mezcla se vuelve somera en primavera; (3) la anomalía de temperatura en la capa sub-superficial es introducida (w_e) en la capa de mezcla superficial en el otoño/invierno que sigue, influenciando la temperatura superficial. Obtenido de Alexander and Deser [1995].

1.2.6. Propagación de anomalías de TSM

Otro de los rasgos que se pueden observar en anomalías de TSM es su propagación en el espacio, es decir, anomalías que se desplazan de una región a otra a una velocidad determinada. En el Ecuador o en los bordes costeros es común hablar de propagación de anomalías a través de ondas de Rossby o de Kelvin. De hecho, la evolución de las anomalías de TSM en un evento de ENOS involucra la propagación de ondas de Kelvin en el Ecuador, las cuales transportan anomalías de temperatura sub-superficial hacia el este en el Pacífico ecuatorial. En latitudes medias del Hemisferio Norte, existe evidencia sobre la propagación de anomalías de temperatura superficial del mar en distintas direcciones y a diferentes escalas de tiempo [Halliwell et al., 1991; Zhang et al., 1998; Feng and Dijkstra, 2014]. Si bien existen diferentes métodos para estudiar la propagación de alguna variable en el espacio-tiempo, hay un método bastante sencillo que permite visualizar a simple vista si una variable se propaga en el espacio y el tiempo: los diagramas Hovmöller. Si bien en un principio Hovmöller [1949] lo propuso como un método para la observación de la longitud e intensidad de vaguadas y dorsales atmosféricas en el tiempo, actualmente incluso se usa para el estudio de ondas de Rossby propagándose en el espacio [Glatt et al., 2011]. Otros métodos más sofisticados consideran el uso de funciones ortogonales empíricas (por ejemplo, el método de EOF Compleja), el método de descomposición en valores singulares (por ejemplo, el MTM-SVD), entre otros.

1.2.6.1. La Onda Circumpolar Antártica

El conocimiento que se tiene sobre el comportamiento de las anomalías de TSM de latitudes medias se ha obtenido a partir de estudios basados, en su gran mayoría, en los océanos del Hemisferio Norte, y este comportamiento muchas veces se asume que es válido en todos los océanos extratropicales. Sin embargo, esto no necesariamente es así, dado que todos los océanos tienen una geografía y una extensión distinta. En particular, el Océano Austral (localizado en las latitudes altas del Hemisferio Sur) es el único océano que se extiende a lo largo de todas las longitudes, envolviendo el planeta. Y es esta característica la que ha dado pie a que se genere una propagación hacia el este de anomalías en distintas variables atmosféricas (presión a nivel del mar y viento superficial) y oceánicas (TSM, altura del nivel del mar y extensión de hielo marino) la cual ha sido evidenciada en algunos estudios [White and Peterson, 1996; Qiu and Jin, 1997; Venegas, 2003]. Esta propagación ha sido conocida como la Onda Circumpolar Antártica (ACW por sus siglas en inglés), y se caracteriza por la propagación hacia el este de distintas

anomalías, con distintas fases, a una rapidez promedio de 6-8 cm/s, con un periodo de 4-5 años, y tomando por lo tanto 8-10 años en dar una vuelta completa al planeta. El forzante principal de esta onda sigue siendo tema de discusión, ya que algunos la asocian a teleconexiones atmosféricas de ENOS [White and Peterson, 1996], mientras otros la atribuyen a una inestabilidad acoplada de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC en inglés) y los movimientos atmosféricos que la acompañan [Qiu and Jin, 1997]. Según White and Peterson [1996] las anomalías de la ACW en TSM parecen originarse en la región occidental del Pacífico Sur subtropical, y se propagan al sureste dentro del Océano Austral, donde la posterior propagación al este es debido principalmente a la ACC. Esta onda muestra un claro ejemplo de acoplamiento océano-atmósfera y la forma en que este acoplamiento es capaz de producir mecanismos de retroalimentación que evitan la disipación de las anomalías en ambos medios, permitiendo que se propaguen junto con el flujo medio.

De esta forma, se puede ver que las anomalías de TSM en latitudes extratropicales no solo se generan, persisten y decaen en estas latitudes, sino que también se propagan, desplazándose hacia otras longitudes y posiblemente impactando en regiones oceánicas lejanas a su lugar de origen.

1.3. Impacto de las anomalías de TSM sobre la atmósfera

Como se vio en la sección 1.2, la interacción océano-atmósfera parece ser un elemento muy importante en la dinámica de las anomalías de TSM de latitudes medias. En esa sección quedó en evidencia que el forzante atmosférico es fundamental en la generación de anomalías de TSM extratropicales. En ese sentido, es importante también conocer la respuesta atmosférica a éstas anomalías. WETS - el Workshop en anomalías de TSM extratropicales [Robinson, 2000], fue realizado en 1999 con el fin de hacer una revisión de la comprensión que se tenía acerca de las interacciones del océano extratropical con la atmósfera. Uno de los aspectos que revisaron fue la fuerza de la respuesta atmosférica a anomalías de TSM de latitudes medias, en donde hubo convergencia hacia el resultado de que la respuesta atmosférica a anomalías de TSM es débil (de 10 a 20 m de anomalía de altura geopotencial de 500 hPa en respuesta a una anomalía de TSM de 1°C), pero no despreciable. Asimismo, diferentes trabajos han investigado el efecto de las anomalías de TSM en la atmósfera de latitudes medias [Lau and Nath, 1990; Lau, 1997; Peng and Whitaker, 1999; Okajima et al., 2014; Hu et al., 2016]. Un aspecto que dificulta el estudio y comprensión de la respuesta atmosférica a las anomalías de TSM es la aparente no linealidad de la respuesta. Esto ha sido observado, utilizando diferentes modelos acoplados de océano-atmósfera, lo cual puede, por ejemplo, provocar que la modelación de la respuesta a una anomalía moderada de TSM negativa (fría) a menudo falle en parecerse, con signo opuesto, a la respuesta a una anomalía moderada de TSM positiva (cálida) [Robinson, 2000].

1.4. Planteamiento del problema

A continuación, se plantean las interrogantes del problema a investigar:

- ¿Cuáles son los modos de variabilidad dominantes de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur?
- ¿Existe propagación de anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur?
- ¿Cuáles son los forzantes atmosféricos más importantes en la generación de anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur?
- ¿Cuál es el grado de persistencia que presentan las anomalías de TSM sobre la cuenca del Pacífico Sur?
- ¿Qué tan importantes son los mecanismos de retroalimentación por flujos de calor superficiales en la persistencia y/o disipación de anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur?
- ¿Existe algún impacto (directo o indirecto) significativo de las anomalías de TSM extratropicales sobre la atmósfera colindante?

1.5. Objetivos

En base al planteamiento del problema, se presentan los objetivos que se pretende alcanzar en el marco de esta investigación.

1.5.1. Objetivo general

Describir el comportamiento de las anomalías de temperatura superficial del mar y sus interacciones con la atmósfera colindante, en latitudes medias del Pacífico Sur.

1.5.2. Objetivos específicos

- Determinar los principales modos de variabilidad de las anomalías de temperatura superficial de mar en latitudes medias del Pacífico Sur.
- Determinar los principales periodos de propagación (si existen) de las anomalías de temperatura superficial del mar en latitudes medias del Pacífico Sur.
- Determinar los principales forzantes atmosféricos generadores de anomalías de temperatura superficial del mar en latitudes medias del Pacífico Sur.
- Estimar el grado de persistencia que presentan las anomalías de temperatura superficial del mar en latitudes medias del Pacífico Sur, y su variación estacional.
- Calcular la retroalimentación por flujos de calor superficiales sobre el Pacífico Sur, y su variación estacional.
- Analizar la relación entre anomalías de TSM previas al inicio del otoño austral sobre el Pacífico Sur y la temperatura del aire en Chile central y sur al inicio de esta estación.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Base de datos

2.1.1. Temperatura superficial del mar

Para estudiar las anomalías de TSM en el Pacífico Sur se utiliza el análisis semanal de TSM de la NOAA, *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Version 2* (OISSTV2) [Reynolds et al., 2002]. Este análisis incluye datos de TSM in situ más observaciones satelitales, además de TSM simulada por el hielo marino. Su resolución espacial es de 1° por 1° y su cobertura temporal va desde 1981 en adelante. Desde 1990 el promedio semanal está centrado en los miércoles, mientras que en el periodo 1981-1989 la semana estaba centrada los domingos. Se puede acceder gratuitamente a este producto siguiendo el enlace a continuación: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>. La razón por la cual se utilizan datos cada 7 días es que, de acuerdo a los antecedentes de una investigación realizada anteriormente [Velo and Montecinos, 2015], se observó que anomalías mensuales de TSM se propagan en torno a los meses de verano y otoño, por lo que probablemente en una escala sub-mensual se podría ver algún patrón de propagación que sea más clarificador que observaciones cada 1 mes. Por otra parte, si se utilizaran datos diarios se introduciría ruido, lo que complicaría la visualización de propagación en las anomalías. Para efectos de este estudio se considera el periodo temporal que va desde **31-12-1989** hasta **17-04-2016** (Tabla 2.1). En algunos de los análisis realizados se utiliza la base de datos mensual de OISSTV2, la cual es construida a partir de datos semanales mediante una interpolación lineal que genera mediciones diarias, las que posteriormente son promediadas por mes. De esta forma, los campos mensuales tienen el mismo formato y la misma resolución espacial que los campos semanales.

2.1.2. Flujos de calor y viento superficiales

Para poder evaluar los principales mecanismos de generación de anomalías de TSM y estimar la retroalimentación por flujos de calor superficiales se utiliza un set de datos globales del proyecto *Objectively Analyzed air-sea Fluxes* (OAFlux), proporcionado por la *Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) OAFlux Project* (<http://oafux.whoi.edu>). Los productos de OAFlux son construidos a partir de múltiples fuentes de datos, una mezcla óptima de datos satelitales y tres análisis atmosféricos [Yu et al., 2008]. El proyecto proporciona series de tiempo globales (sobre el océano) de flujos de calor sensible y latente (calculados a partir de variables

meteorológicas superficiales, utilizando el *COARE bulk flux algorithm 3.0*), evaporación y variables meteorológicas relacionadas con los flujos, desde 1958 al presente para campos mensuales y desde 1985 al presente para campos diarios, en grillas regulares de $1^\circ \times 1^\circ$. Para efectos de este estudio, se utilizan los campos diarios de flujos de calor turbulentos (sensible y latente) y de rapidez del viento en superficie, los cuales son promediados semanalmente y considerados en el mismo periodo temporal que la TSM. Además, se consideran campos mensuales de los flujos turbulentos, en conjunto con campos de radiación superficial neta (de onda corta y onda larga) del *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) [Rossow and Schiffer, 1999], los cuales son interpolados por el proyecto OAFflux en las mismas grillas de los flujos turbulentos. Los campos mensuales utilizados corresponden al periodo 1985-2009.

Un resumen de la base de datos utilizada para la presente investigación se puede ver en la *Tabla 2.1*.

Variable	Fuente	Resolución	Escala temporal	Periodo
T	OISSTV2	$1^\circ \times 1^\circ$	Semanal / Mensual	31-12-89 a 17-04-16 / 01-1985 a 12-2009
Q_{sh} y Q_{lh}	OAFflux	$1^\circ \times 1^\circ$	Semanal / Mensual	31-12-89 a 17-04-16 / 01-1985 a 12-2009
U	OAFflux	$1^\circ \times 1^\circ$	Semanal	31-12-89 a 17-04-16
Q_{sw} y Q_{lw}	OAFflux (ISCCP)	$1^\circ \times 1^\circ$	Mensual	01-1985 a 12-2009

Cuadro 2.1: Resumen de las variables a utilizar y su descripción. T: TSM, Q_{sh} : flujo de calor sensible, Q_{lh} : flujo de calor latente, U: viento superficial, Q_{sw} : radiación de onda corta, Q_{lw} : radiación de onda larga.

2.2. Zona de estudio

Esta investigación se centra en el Océano Pacífico Sur, en particular en la región de latitudes medias. Se considera toda su extensión zonal, desde su extremo occidental en Australia hasta su extremo oriental en Chile, mientras que la extensión meridional está comprendida entre 20°S y 50°S, como se puede apreciar en la zona demarcada en la *Figura 3.1*. De esta forma, se excluye lo que sucede con las anomalías de TSM en latitudes tropicales, donde la varianza está dominada por ENOS, y en latitudes altas, donde ya se encuentra el Océano Austral. En parte de los análisis realizados se considera solamente la banda zonal promediada entre 32,5°S y 38,5°S, centrada en una zona de importante varianza de las anomalías de TSM (ver *Figura 3.2, sección 3.1.1*), eliminando de esta forma una dimensión, lo que facilita el manejo de los datos.

2.3. Obtención de anomalías semanales

Esta investigación tiene como foco principal estudiar las anomalías de TSM en el Pacífico Sur en una escala de tiempo semanal. Para esta escala no es trivial obtener una climatología, ya que una climatología suele ser mensual o bien diaria. En consecuencia la obtención de la climatología semanal para cada punto de grilla dentro de la zona de estudio se realiza a partir de las observaciones semanales de la siguiente manera: para cada día del año, se realiza una media con todas las observaciones semanales que incluyen en su promedio de 7 días a dicho día. De esta forma, se obtiene una climatología diaria a partir de observaciones semanales. Para el cálculo de anomalías de TSM semanales se hace lo siguiente: a cada una de las observaciones semanales se le resta el promedio de la climatología diaria de los 7 días asociados a la observaciones semanal mencionada; lo anterior se hace para todos los puntos de grilla en el dominio de interés. Así, se obtiene un campo de anomalías semanales de TSM en el Pacífico Sur. Es importante destacar que para la construcción de esta climatología se consideraron todas las observaciones semanales en el periodo 1990-2015 (26 años).

En el caso de las observaciones mensuales de TSM, la climatología es bastante más sencilla, ya que simplemente se promedian todas las observaciones que coinciden en el mismo mes, obteniéndose así una climatología mensual, en el periodo 1985-2009 (25 años), a partir de la cual se obtienen anomalías mensuales simplemente restando a cada observación la climatología del mes respectivo.

Ahora, para la obtención de anomalías semanales en el caso de los flujos de calor o los campos de presión superficial cuya tasa de muestreo es diaria, se debe hacer algo similar al caso de las observaciones semanales de TSM: antes que nada, se debe promediar cada 7 días centrando cada semana en los días miércoles para así tener observaciones semanales; luego, se obtiene la climatología diaria simplemente promediando todas las observaciones que coinciden en el mismo día del año; finalmente, la obtención de anomalías semanales se hace de la misma forma que para las anomalías semanales de TSM.

2.4. Diagramas longitud-tiempo

Un aspecto importante y necesario para poder estudiar las anomalías de TSM es visualizar las series de tiempo completas y de esta manera observar cómo se comportan semana a semana y año a año. El problema es que hablamos de cientos de puntos de grilla individuales que componen un campo en 3 dimensiones que es difícil de visualizar de forma completa en una sola figura. Para estos casos, un tipo de figura que puede ser bastante útil son los diagramas Hovmöller. La ventaja de estas figuras es que permiten visualizar campos de 2 dimensiones (generalmente una dimensión espacial más la dimensión temporal) en una sola figura. Para utilizar este tipo de diagramas en esta investigación, se debe “eliminar” una de las dimensiones. Así, como se mencionó en la *sección 2.2*, para visualizar las anomalías de TSM semanales se realiza el promedio de las anomalías en la banda zonal comprendida entre $32,5^{\circ}\text{S}$ y $38,5^{\circ}\text{S}$, obteniéndose una franja latitudinal (centrada en $35,5^{\circ}\text{S}$) de distintas series de tiempo de anomalías de TSM a lo largo de la cuenca del Pacífico Sur, las que pueden graficarse de forma sencilla utilizando los diagramas Hovmöller (o diagramas longitud-tiempo, para este caso).

2.5. Métodos de análisis multivariado

Los llamados “modos” de variabilidad pueden ser considerados como los grados de libertad del sistema climático en una determinada región. Determinar cuáles son los principales modos de variabilidad de una o más variables climáticas no es una tarea trivial, y para ello existen diversos métodos estadísticos que permiten extraerlos. Sin embargo, producto de las limitaciones de los métodos, no siempre se logra encontrar

modos que efectivamente se puedan asociar a los procesos físico-dinámicos del sistema climático, por lo que determinar los principales modos de variabilidad en una región puede llegar a ser un desafío. En la presente investigación se hace uso de algunos métodos estadísticos de análisis multivariado capaces de reducir la dimensionalidad de las anomalías de temperatura superficial del mar en el Pacífico Sur, condensando gran parte de su varianza en unos pocos modos. De estos modos principales se busca determinar los modos estacionarios y de propagación dominantes de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur. Para lograrlo, se hace uso de 3 métodos distintos, explicados a continuación.

2.5.1. Funciones Ortogonales Empíricas

El método de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF), también conocido como Análisis de Componentes Principales (PCA), es una técnica de análisis multivariado (es decir, se aplica a un conjunto de series de tiempo distribuidas espacialmente) muy utilizada en ciencias atmosféricas, capaz de comprimir la variabilidad de un conjunto espacial de series de tiempo, tanto en el tiempo como en el espacio. Dado cualquier campo meteorológico u oceanográfico 2D o 3D (en tiempo y espacio), el análisis de EOF encuentra un conjunto de patrones espaciales ortogonales entre sí (llamados comúnmente EOFs) junto con un conjunto de series de tiempo no correlacionadas o componentes principales (PCs). Así, el método determina distintos modos de variabilidad espacial y temporal, donde siempre el primer modo es el que explica la mayor parte de la variabilidad del campo analizado y los modos siguientes van explicando gradualmente porcentajes menores. Para determinar los distintos modos de variabilidad con el método de EOF existen 2 enfoques: el primero (el método clásico) construye una matriz de covarianza de las series de tiempo y luego la descompone en valores y vectores propios, mientras que el segundo utiliza el método de descomposición en valores singulares (SVD) para posteriormente obtener los valores y vectores propios asociados.

Independiente del enfoque utilizado, la preparación de los datos para ambos métodos es la misma. Se considera que se tiene un conjunto de M series de tiempo o estaciones o puntos de grilla de un campo f , donde cada serie de tiempo es de largo N , es decir, se tiene M series $f_m(t)$ de largo N , $m = 1, 2, \dots, M$, $t = 1, 2, \dots, N$. Para poder aplicar el método de EOF, se deben tener series de anomalías del campo de interés, por lo que se debe extraer el promedio de cada una de las series de tiempo o la climatología si el interés

está en ver modos de variabilidad distintos del ciclo anual. Opcionalmente, las series se pueden normalizar dividiéndolas por su desviación estándar para evitar que alguna de éstas domine la variabilidad de los modos. De esta forma, se construye una matriz rectangular \mathbf{F} , de M filas y N columnas, que contiene todas las series de tiempo:

$$\mathbf{F} := F_m(t) = \frac{f_m(t) - \mu_m}{\sigma_m} \quad (2.1)$$

donde μ_m es el promedio de la m -ésima serie y σ_m es su desviación estándar. Una vez construida la matriz \mathbf{F} , el conjunto de datos está listo para ser usado como entrada para el análisis de EOF.

Enfoque de SVD. El método de Descomposición en Valores Singulares estipula que toda matriz rectangular \mathbf{F} de $M \times N$ puede descomponerse en el producto de 3 matrices distintas:

$$\mathbf{F} = \mathbf{U} * \mathbf{\Gamma} * \mathbf{V}^T \quad (2.2)$$

siendo \mathbf{U} de $M \times M$, $\mathbf{\Gamma}$ de $M \times N$ y \mathbf{V} de $N \times N$. La matriz $\mathbf{\Gamma}$ es una matriz diagonal rectangular con valores mayores o iguales a cero en su diagonal principal. Los escalares γ_k en la diagonal se conocen como valores singulares, y $\lambda_k = \gamma_k^2$ son los valores propios asociados a la matriz de covarianza de las series de tiempo $F_m(t)$. De esta manera, cada uno de los modos de variabilidad extraídos del método de EOF están asociados a cada uno de los valores singulares obtenidos, donde sólo los primeros K valores singulares (o valores propios) son distintos de cero. En este caso, sólo un máximo de $K \leq \min(M, N)$ modos se pueden determinar, por lo que la dimensión efectiva de $\mathbf{\Gamma}$ es $K \times K$. Cada valor singular γ_k es proporcional al porcentaje de la varianza total del campo \mathbf{F} que es explicada por el modo k , con $k = 1, 2, \dots, K$. Este porcentaje se calcula como:

$$\% \text{ Varianza Modo } k = \frac{\gamma_k^2}{\sum_{k=1}^K \gamma_k^2} \quad (2.3)$$

La Matriz \mathbf{U} de $M \times M$ (dimensión efectiva $M \times K$) contiene en sus columnas U_k los vectores propios E^k asociados a la matriz de covarianza. Esta matriz de vectores propios cumple con la propiedad $\mathbf{U} * \mathbf{U}^T = \mathbf{U}^T * \mathbf{U} = \mathbf{I}$, es decir que los vectores propios son ortogonales entre sí (no están correlacionados). Cada uno de estos vectores propios está

asociado a un valor propio distinto, y además cada vector representa el patrón espacial (EOFs) del modo k .

La matriz \mathbf{V}^T (dimensión efectiva $K \times N$) contiene la evolución en el tiempo de los k modos (cómo los patrones espaciales de cada modo se desarrollan en el tiempo) en cada una de sus filas. Las llamadas componentes principales \mathbf{A} (CP) se obtienen multiplicando cada fila de \mathbf{V}^T por el valor singular asociado:

$$\mathbf{A} = \Gamma * \mathbf{V}^T \quad (2.4)$$

$$A^k(t) = \gamma_k V_k^T(t) \quad (2.5)$$

Así, la matriz \mathbf{A} de componentes principales muestra el patrón temporal de los k modos EOF.

Por otra parte, se puede reconstruir el campo \mathbf{F} con los primeros H modos ($H < K$) de la descomposición, para obtener un versión $\hat{\mathbf{F}}$ aproximada, comprimida y menos ruidosa:

$$\hat{F}_m(t) = \sum_{k=1}^H E_m^k A^k(t) \quad (2.6)$$

En otro aspecto, relacionado con la interpretación de los modos EOF, hay veces en que dos o más valores propios (o modos) pueden estar “mezclados”, es decir, pueden ser indistinguibles dentro de sus incertezas, por lo que los patrones correspondientes a esos modos podrían no ser particularmente interesantes dado que cualquier combinación lineal de estos patrones es tan significativa como cada una de ellas [Hannachi et al., 2007]. En ese sentido, es importante determinar las incertezas o el error de muestreo asociado a cada uno de los valores propios. North et al. [1982] definen una “regla de oro” para estimar los errores asociados a cada valor propio:

$$\Delta \gamma_k^2 \sim \gamma_k^2 \sqrt{\frac{2}{N^*}} \quad (2.7)$$

donde N^* es el número de observaciones independientes, también conocida como la dimensión efectiva de muestreo. Este valor es estimado como [Hannachi et al., 2007]:

$$N^* = N \left(1 + 2 \sum_{k=1}^{N-1} (1 - k/N) \rho(k) \right)^{-1} \quad (2.8)$$

siendo $\rho(k)$ la autocorrelación para distintos desfases. Así, por ejemplo, el intervalo de confianza del 95 % de γ_k^2 está dado por $\gamma_k^2 \left(1 \pm \sqrt{\frac{2}{N^*}} \right)$. En consecuencia, un valor propio será independiente de los otros si su intervalo de confianza no se superpone con el intervalo de confianza de los valores propios restantes.

2.5.2. Funciones Ortogonales Empíricas Complejas

El método de Funciones Ortogonales Empíricas Complejas (CEOF) o EOF de Hilbert es una variante al método de EOF tradicional, útil para observar patrones de propagación en un campo. Para éste método, las M series de tiempo del campo original $\phi_m(t)$ se “hacen complejas” agregándoles una componente imaginaria artificial $\hat{\phi}_m(t)$ mediante su transformada de Hilbert, obteniéndose:

$$\Phi_m(t) = \phi_m(t) + i\hat{\phi}_m(t) \quad (2.9)$$

donde la transformada de Hilbert $\hat{\phi}_m(t)$ del campo $\phi_m(t)$ es:

$$\hat{\phi}_m(t) = \sum_{\omega} \left(b_m(\omega) \sin \omega t - a_m(\omega) \cos \omega t \right) \quad (2.10)$$

siendo ω la frecuencia angular y $a_m(\omega)$ y $b_m(\omega)$ coeficientes de Fourier. La transformada de Hilbert $\hat{\phi}_m(t)$ es también llamada “función de cuadratura”, ya que, en términos espectrales, la fase de cada componente espectral de $\hat{\phi}_m(t)$ está desfasada en $\pi/2$ respecto de la de $\phi_m(t)$.

Para aplicar este método también se construye la matriz \mathbf{F} de dimensión $M \times N$, en este caso a partir de las series $\Phi_m(t)$ de anomalías normalizadas. La única diferencia es que ahora la matriz \mathbf{F} es compleja. Al igual que en el método de EOF tradicional, con este

método (e independientemente del enfoque utilizado, ver sección anterior) se obtienen valores propios λ_k (donde $k = 1, 2, \dots, N$ representa los modos EOF) junto con patrones espaciales (EOFs) asociados a los vectores propios E_m^k y componentes principales (PC) $A^k(t)$, donde tanto las EOFs como las PC son complejas, es decir, se componen de una parte real y una imaginaria, y como tales pueden ser expresadas en términos de una amplitud y una fase:

$$E_m^k = B_m^k e^{i\Theta_m^k} \quad (2.11)$$

$$A^k(t) = C^k(t) e^{i\Psi^k(t)} \quad (2.12)$$

donde B_m^k y Θ_m^k ($C^k(t)$ y $\Psi^k(t)$) representan la amplitud y la fase espaciales (temporales), respectivamente, y todas ellas constituyen una descripción general de los posibles rasgos de propagación en el campo original $F_m(t)$.

Al igual que con el método EOF estándar, es posible reconstruir una versión comprimida y menos ruidosa del campo \mathbf{F} original real con los primeros H modos ($H < K$):

$$\hat{F}_m(t) = \Re \left(\sum_{k=1}^H E_m^{k*} A^k(t) \right) \quad (2.13)$$

donde \Re indica la parte real del complejo y el $*$ indica el complejo conjugado del vector E_m^k .

2.5.3. MultiTaper Method - Singular Value Decomposition

El MultiTaper Method - Singular Value Decomposition (MTM-SVD), al igual que el método de EOF, es una técnica de descomposición multivariada, pero que realiza la descomposición en el dominio de la frecuencia. Este método permite identificar oscilaciones (moduladas en amplitud y fase) en pequeñas bandas de frecuencia que están correlacionadas en el espacio, en un gran número de series de tiempo (estaciones o puntos de grilla).

El MultiTaper Method por sí sólo es una técnica de análisis espectral univariado, es decir se aplica a series de tiempo individuales. Basado en el análisis de Fourier,

este método permite mejorar el desempeño de la transformada rápida de Fourier $Y(f)$ (estimación del espectro) mediante el uso de múltiples (S) ventanas ortogonales o “tapers” que son utilizados para describir estructuras en las series de tiempo que son moduladas en frecuencia y amplitud. Con esto se obtienen S espectros $Y_s(f)$, a partir de la siguiente fórmula:

$$Y_s(f) = \sum_{t=1}^N a_s(t)F(t)e^{i2\pi ft\Delta t} \quad (2.14)$$

donde $F(t)$, $t = 1, 2, \dots, N$ es la serie de tiempo, $a_s(t)$ es el s -avo taper dentro de una familia de Slepian tapers ortogonales (un tipo de ventanas ortogonales comúnmente usadas), con $s = 1, 2, \dots, S$, f es la frecuencia, y Δt es el intervalo de muestreo. Así, éste método consigue una estimación espectral de una serie de tiempo con un balance óptimo entre resolución espectral y varianza, reduciendo de esta forma la pérdida espectral. La combinación del MTM con el método de SVD (este último muy similar al análisis de EOF) produce un método muy poderoso de análisis espacio-frecuencial que permite analizar los espectros de múltiples series de tiempo independientes distribuidas espacialmente.

Para aplicar el método, primero se deben construir anomalías estandarizadas de las series de tiempo del campo $F_m(t)$. A cada una de éstas se le debe aplicar el MTM para transformarlas al dominio espectral y obtener así para las M series de tiempo S espectros independientes $Y_m^s(f)$ (ecuación 2.14). Luego, el SVD busca una combinación lineal óptima de los S espectros, de tal forma de maximizar la varianza (sobre las M estaciones) explicada por la señal dominante en cada banda de frecuencia de la descomposición. Antes de aplicar el SVD, se organizan los S espectros $Y_m^s(f)$ para las M series y para cada frecuencia f en una matriz $\mathbf{Y}(f)$ de dimensión $M \times S$. Esta matriz se construye para cada frecuencia f de la descomposición de Fourier del espectro $Y_m^s(f)$, es decir, hay tantas matrices $\mathbf{Y}(f)$ como frecuencias f incluidas en el intervalo $[0, f_n]$, siendo f_n la frecuencia de Nyquist. Como ejemplo, la matriz $\mathbf{Y}(f_0)$ para una frecuencia dada f_0 tiene la siguiente forma:

$$\mathbf{Y}(f_0) = \begin{bmatrix} Y_1^1(f_0) & Y_1^2(f_0) & \dots & Y_1^S(f_0) \\ Y_2^1(f_0) & Y_2^2(f_0) & \dots & Y_2^S(f_0) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ Y_M^1(f_0) & Y_M^2(f_0) & \dots & Y_M^S(f_0) \end{bmatrix}_{M \times S} \quad (2.15)$$

Posteriormente, cada una de estas matrices $\mathbf{Y}(f)$ se le aplica un SVD complejo (ya que los espectros $Y_m^s(f)$ se componen de valores complejos, producto de la descomposición de

Fourier). Para cada frecuencia, esta descomposición queda:

$$\mathbf{Y}(f_0) = \mathbf{U}(f_0) * \Gamma(f_0) * \mathbf{V}^T(f_0) \quad (2.16)$$

Al igual que con el método de EOF tradicional, $\Gamma(f_0)$ de $M \times S$ contiene los valores singulares $\gamma(f_0)$ en la diagonal principal, con dimensión efectiva $K \times K$; las columnas de la matriz $\mathbf{U}(f_0)$ de $M \times M$ (dimensión efectiva $M \times K$) representan los patrones EOF espaciales (complejos); y las filas de $\mathbf{V}^T(f_0)$ de $S \times S$ (dimensión efectiva $K \times S$) representan las “modulaciones principales” de la descomposición en el dominio de la frecuencia. De esta manera, para cada frecuencia, se puede calcular la fracción de la varianza local (dentro de la banda de frecuencia en torno a f) explicada por el primer valor singular (el más grande), también llamada “Varianza Fraccional Local” (VLF):

$$VLF = \frac{\gamma_1^2(f)}{\sum_{k=1}^K \gamma_k^2(f)} \quad (2.17)$$

El VLF viene a ser un espectro de frecuencias con la fracción de varianza contenida en el primer “modo” de cada frecuencia. La resolución frecuencial del espectro VLF varía en el rango $[pf_R - f_0, pf_R + f_0]$, siendo f_R la frecuencia de Rayleigh y p un parámetro de ancho de banda (la elección de éste último es importante y se hace antes de aplicar el método).

Así, el espectro VLF proporciona un parámetro poderoso para la detección de señales en el dominio de la frecuencia, ya que trabaja con la fracción de la varianza explicada por la oscilación dominante en cada banda de frecuencia, como una función de la frecuencia. Un peak en el espectro VLF a una frecuencia dada es indicador de una señal espacio-temporal potencialmente significativa en el campo de datos, que oscila a tal frecuencia. Del espectro VLF se determinan los niveles de significancia a través de un procedimiento de remuestreo tipo Bootstrapping [Mann and Park, 1999], lo que permite determinar los peaks de frecuencias significativas. Para mayores detalles sobre la aplicación del MTM-SVD y sobre las formas en que se puede reconstruir la serie original para una determinada frecuencia, revisar Correa-Ramirez and Hormazabal [2012]; Venegas [2001]; y las referencias citadas ahí.

A continuación se describe la aplicación de los 3 métodos descritos arriba sobre

las anomalías de TSM:

- a) EOF: se aplica al campo de anomalías de TSM en el periodo especificado en la *Tabla 2.1*, en la banda zonal promedio entre 32,5°S y 38,5°S, a lo largo del Pacífico Sur entre 150,5°E y 73,5°W. En este caso, el EOF tradicional nos permite obtener el modo principal estacionario de las anomalías de TSM en la región especificada.
- b) CEOF: se aplica en el mismo periodo y en la misma banda zonal que en a), sin embargo, se aplica al campo de anomalías de TSM filtrado, reconstruido a partir de los modos 2 a 15 (sin el modo estacionario principal) obtenidos del EOF tradicional. Con el EOF Complejo se obtiene el modo principal de propagación de las anomalías de TSM en la banda zonal escogida.
- c) MTM-SVD: se aplica al campo de TSM y de anomalías de TSM descrito en la *Tabla 2.1*, en toda la cuenca del Pacífico Sur comprendida entre 20,5°S y 50,5°S, entre la costa oriental de Australia y las costas chilenas, considerando $K = 3$ Slepian tapers y un ancho de banda de $p = 2$. Con este método se obtienen las principales frecuencias significativas de variabilidad de las anomalías de TSM en el Pacífico Sur.

2.6. Análisis espectral: Significancia de ruido rojo

Como se vio en la *sección 1.2.3.1*, variables oceánicas como la TSM se caracterizan por tener un espectro con mayor fracción de varianza total hacia las bajas frecuencias. En consecuencia, al visualizar un espectro de Fourier de TSM o anomalías de TSM siempre se puede observar mayor fracción de varianza total en toda la banda de bajas frecuencias (escalas interanual, interdecadal o mayores). Esto es lo que se denomina el espectro de fondo, que en el caso de la TSM corresponde a un espectro de ruido rojo. Por lo tanto, cuando se desea determinar la significancia de un espectro y obtener las frecuencias dominantes de la variable, se debe tener en consideración la presencia de un espectro de fondo. El espectro de potencias de Fourier de ruido rojo P_k se puede modelar con la siguiente ecuación [Torrence and Compo, 1998]:

$$P_k = \frac{1 - \beta^2}{1 + \beta^2 - 2\beta \cos(2\pi k/N)} \quad (2.18)$$

donde β es la autocorrelación con desfase 1 y $k = 0, \dots, N/2$ es el índice de frecuencia. Si $\beta = 0$ en (2.18), se obtiene un espectro de ruido blanco.

Ahora, para obtener la significancia de un espectro de anomalías de TSM considerando un espectro de fondo de ruido rojo, Torrence and Compo [1998] proponen utilizar el método de Monte Carlo, o bien usar la distribución chi-cuadrado. Para ésta última, si las series de tiempo de anomalías de TSM, $T'(t)$, son variables aleatorias normalmente distribuidas, entonces las partes real e imaginaria de espectro de Fourier también. Como el espectro de Fourier normalizado está dado por $N|\hat{T}'_k|^2/2\sigma^2$, siendo \hat{T}'_k el espectro de Fourier de las anomalías de TSM, σ^2 la varianza de la serie y N su largo, entonces $|\hat{T}'_k|^2$ tiene distribución chi-cuadrado con 2 grados de libertad (denotada como χ_2^2). De esta manera, para determinar el nivel de confianza del 95 %, se debe multiplicar el espectro de fondo (ecuación 2.18) por el valor del percentil 95 para χ_2^2 . En resumen, asumiendo un espectro de fondo de ruido rojo (2.18), la distribución para el espectro de potencias de Fourier de anomalías de TSM es

$$\frac{N|\hat{T}'_k|^2}{2\sigma^2} \sim \frac{1}{2}P_k\chi_2^2 \quad (2.19)$$

en cada índice de frecuencia k , donde el valor de χ_2^2 dependerá del nivel de confianza empleado.

2.7. Estimación del *surface heat flux feedback*

Como se vio en la sección 1.2.4.3, el HFF es uno de los principales mecanismos de amortiguamiento de las anomalías de TSM en latitudes medias, por lo que estimar su valor sobre el Pacífico Sur podría dar indicios sobre cómo se comportan las anomalías de TSM una vez generadas. En ese sentido, Frankignoul and Kestenare [2002] proponen una metodología para estimar α con la ecuación (1.7), a partir de anomalías mensuales de TSM y de flujos de calor. Para la presente investigación, se busca estimar el HFF en latitudes medias del Pacífico Sur, para lo cual (en base a la proposición de Frankignoul and Kestenare [2002]) se sigue la siguiente metodología:

- a) Una vez que se tienen anomalías mensuales de TSM y de flujo neto de calor superficial, lo primero es remover posibles tendencias en las series de tiempo, las

cuales podrían ser artificiales o no, con un polinomio de orden 3 (tendencia de orden 3).

- b) A las series obtenidas de a) se les extrae la señal de ENOS mediante regresión lineal. La justificación de esto reside en el hecho que para estimar correctamente el HFF con la ecuación (1.7) se debe considerar el forzante atmosférico en su escala de tiempo típica (2-3 semanas), y es sabido que ENOS modula la variabilidad interanual a nivel global en la atmósfera y el océano. Para poder realizar la extracción, se utiliza el índice El Niño 3.4 como un índice de la variabilidad de ENOS. Así, las series de anomalías de TSM y flujo neto de calor con la señal de ENOS filtrada, $\tilde{T}'(t)$ y $\tilde{Q}'(t)$, se obtendrían como:

$$\tilde{T}'(t) = T'(t) - \delta_T N'(t) \quad (2.20)$$

$$\tilde{Q}'(t) = Q'(t) - \delta_Q N'(t) \quad (2.21)$$

siendo δ_T y δ_Q los coeficientes de regresión respectivos y $N'(t)$ la serie de tiempo de ENOS, representada por el índice El Niño 3.4.

- c) Se filtran las anomalías mensuales de TSM ($\tilde{T}'(t)$) y flujo neto de calor ($\tilde{Q}'(t)$) mediante un análisis de EOF (ver sección 2.5.1), reconstruyendo las series originales con el 90% de la varianza (de los primeros modos EOF) sobre toda la cuenca del Pacífico Sur entre 20°S y 50°S. Esto se hace para eliminar ruido observacional aleatorio.
- d) Se determina el HFF calculando la covarianza cruzada entre $\tilde{T}'(t)$ y $\tilde{Q}'(t)$ y la autocovarianza de $\tilde{T}'(t)$ (con las series obtenidas de c)), ambas con un desfase de 1 mes ($\tilde{T}'(t)$ adelantando a $\tilde{Q}'(t)$), de acuerdo con la ecuación (1.7). En el caso de estimar el HFF estacional, esto se hace utilizando 3 meses consecutivos, con el fin de aumentar el número de observaciones o reducir el ruido de muestreo. Por ejemplo, α durante el invierno (Junio, Julio y Agosto) es estimado correlacionando $\tilde{Q}'(t)$ en Junio, Julio y Agosto con $\tilde{T}'(t)$ en Mayo, Junio y Julio. y lo mismo para la autocovarianza de $\tilde{T}'(t)$.

2.8. Otros métodos estadísticos

Además de los métodos mencionados en las secciones anteriores, se utilizan otros métodos estadísticos (algunos más comunes que otros) sobre el campo de anomalías de TSM semanales y sobre los campos atmosféricos. Éstos se describen a continuación.

2.8.1. Desviación estándar

Antes de realizar cualquier tipo de análisis de un campo de datos, siempre es recomendable analizar su variabilidad espacial. En este caso, se utiliza la desviación estándar para determinar la variabilidad de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (T'_i - \bar{T}')^2} \quad (2.22)$$

2.8.2. Correlación serial

Como una forma de estimar el grado de persistencia de las anomalías de TSM en latitudes medias se calcula el coeficiente de correlación serial o autocorrelación en cada punto de grilla, con distintos desfases, y para cada estación del año. La fórmula general es:

$$\rho(k) = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (T'_i - \bar{T}'_-)(T'_{i+k} - \bar{T}'_+)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N-k} (T'_i - \bar{T}'_-)^2 \sum_{i=k+1}^N (T'_i - \bar{T}'_+)^2}} \quad (2.23)$$

donde k indica el desfase en semanas, N el largo de la serie y los subíndices “-” y “+” indican el promedio de la muestra sobre las primeras y las últimas $N - k$ observaciones, respectivamente.

2.8.3. Análisis de compuesto

El análisis de compuesto es una técnica de muestreo basada en la probabilidad condicional de ocurrencia de un cierto evento. Típicamente lo que se hace es definir un evento, y luego obtener el promedio de un campo de interés para todos los pasos de tiempo en que tal

evento ocurre. Para la presente investigación, se realiza un compuesto de los campos de anomalías mensuales de TSM sobre el Pacífico Sur, para los primeros 3 meses del año de aquellos años en que se observa mayor “adelanto” y mayor “retraso” del inicio del otoño en Chile central y sur, de acuerdo a la investigación de [Veloso and Montecinos \[2015\]](#).

Capítulo 3

Resultados

3.1. Caracterización de anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur

3.1.1. Variabilidad espacio-temporal

Antes de estudiar en detalle el comportamiento de las anomalías de TSM en el Pacífico Sur, es importante analizar algunos aspectos básicos sobre su variabilidad espacial y temporal. La *Figura 3.1* muestra el campo de desviación estándar de la TSM semanal en la cuenca del Pacífico Sur. Se observa un máximo relativo de varianza en el Pacífico tropical oriental y en latitudes medias en una extensa banda zonal en torno a 35°S, a diferencia del Pacífico ecuatorial central y occidental, donde la amplitud de la variabilidad es bastante menor. Ahora, al analizar la variabilidad de las anomalías semanales de TSM, se observa nuevamente un máximo relativo (de menor amplitud esta vez) en el Pacífico central en torno a 35°S de latitud, el cual es mayor en verano (DEF) y menor en invierno (JJA) (*Figura 3.2*). En verano, es interesante ver que este máximo se presenta en 2 bandas zonales, una al norte de 40°S y la otra al sur de esta latitud. Otro aspecto interesante de este máximo de varianza es que tiene una mayor extensión meridional en el borde occidental, mientras que en el borde oriental este máximo se estrecha, llegando hasta 85-80°W y disminuyendo cerca de la costa occidental sudamericana. No obstante, la magnitud de la desviación estándar de las anomalías en latitudes medias es aproximadamente la mitad de la observada en el Pacífico ecuatorial, asociada al fenómeno de El Niño – Oscilación del

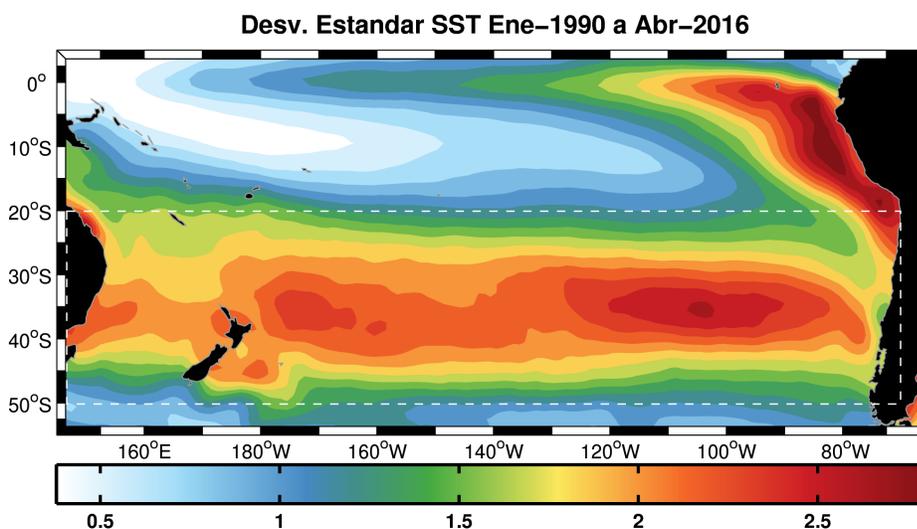


Figura 3.1: Mapa de desviación estándar de la TSM sobre el Pacífico Sur. El trazado rectangular blanco indica la región de estudio en latitudes medias

Sur originado en esta región. Esto contrasta con lo mostrado en la Figura 3.1, donde la variabilidad muestra un comportamiento opuesto. Esto se explica, por una parte, por la amplitud del ciclo anual (mostrada en la Figura 3.3), la cual es bastante más grande en latitudes medias en torno a 35°S y en la costa tropical sudamericana, mientras que en el Ecuador, si bien la TSM es mayor en términos absolutos, la amplitud del ciclo anual no es tan importante. Por otra parte, lo anterior también es producto de que las anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial son de mayor amplitud, especialmente cuando se desarrollan grandes eventos El Niño/La Niña.

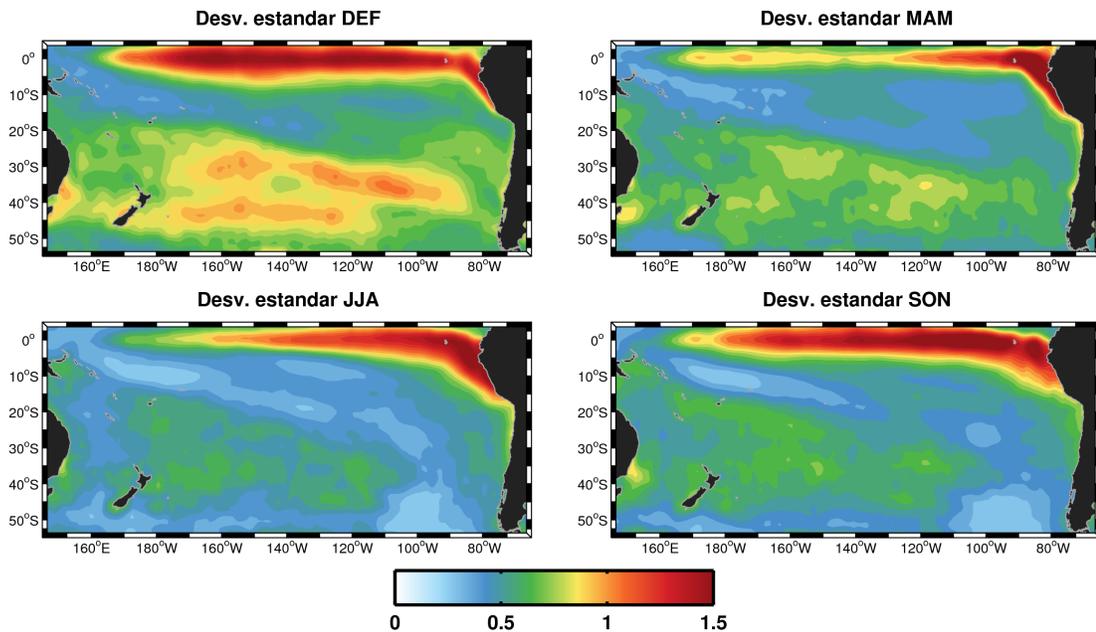


Figura 3.2: Mapas de desviación estándar de las anomalías de TSM semanales sobre el Pacífico Sur para las distintas estaciones del año: DEF = diciembre - enero - febrero, MAM = marzo - abril - mayo, JJA = junio - julio - agosto, SON = septiembre - octubre - noviembre.

Una primera aproximación a la visualización de algún patrón de propagación y/o de persistencia en las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur se puede obtener de diagramas longitud-tiempo obtenidos para la banda zonal entre 32,5°S y 38,5°S, precisamente en una zona de importante variabilidad de las anomalías semanales de TSM (Figura 3.2). De esta forma, se obtienen distintas figuras para cada uno de los años analizados en este estudio, que muestran el comportamiento zonal promedio de las anomalías semanales de TSM en latitudes medias. Por ejemplo, en el año 1998 (mostrado en la Figura 3.4), se puede apreciar grandes anomalías negativas en el Pacífico central durante los meses de febrero a junio, las que parecieran mostrar una leve transición hacia el Este entre marzo y mayo, mientras que, al mismo tiempo, en el Pacífico occidental

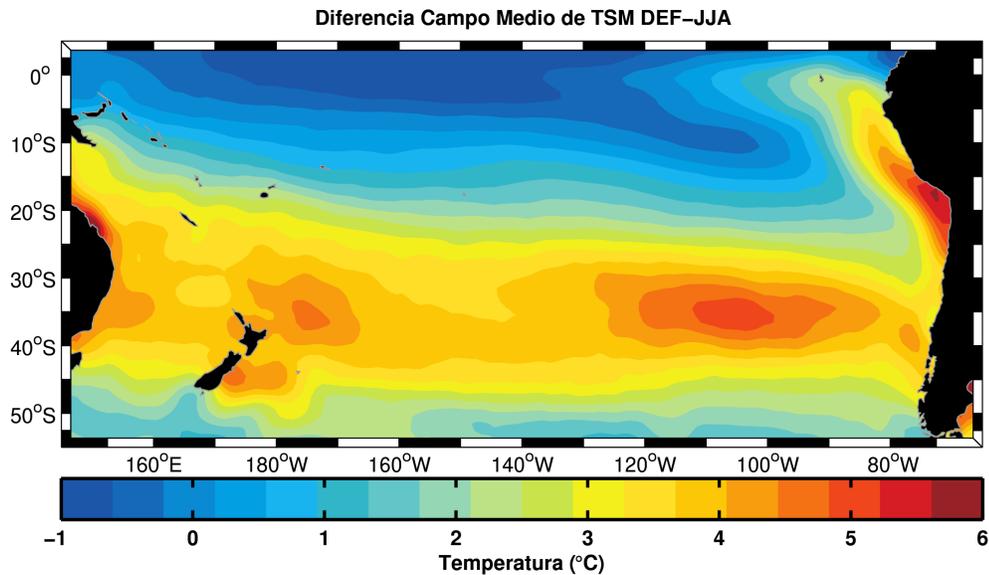


Figura 3.3: Mapa de diferencia entre el campo medio de TSM de verano (DEF) y de invierno (JJA). Valores positivos indican temperaturas medias en verano mayores que en invierno. Unidades de temperatura en °C.

se pueden observar anomalías positivas que parecieran persistir durante todo el año en la misma zona. Este dipolo zonal también se puede observar durante otros años (no mostrado). Un año antes, en 1997 (*Figura 3.5*), es posible observar la propagación de anomalías positivas desde 120°W hacia las costas de Chile (~75°W) entre los meses de febrero y julio. Este patrón de propagación entre los meses de verano y otoño también se puede observar otros años (no mostrados), y podría estar relacionado con el adelanto o retraso del inicio del otoño en Chile centro-sur [Veloso and Montecinos, 2015]. Por último, dos años antes, en 1996 (*Figura 3.6*), es posible observar la propagación de anomalías positivas y negativas de TSM hacia el este en toda la cuenca del Pacífico Sur, las que persisten por algunos meses. Así, los ejemplos mostrados dan una idea general sobre los distintos comportamientos que presentan las anomalías de TSM semanales en el Pacífico Sur (habiendo incluso otros rasgos no mostrados), por lo que se hace necesario un análisis más profundo para determinar los rasgos dominantes y la existencia de otros patrones que podrían no ser evidentes a simple vista.

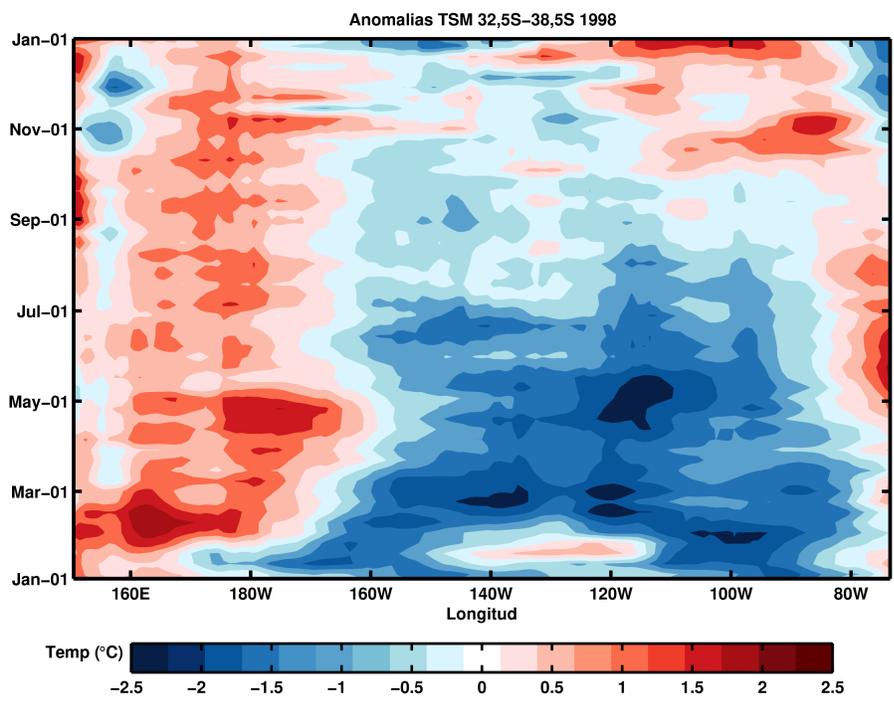


Figura 3.4: Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur, promediadas entre 32,5°S y 38,5°S, durante el año 1998 (partiendo de abajo hacia arriba). Los colores rojos indican anomalías positivas y los azules anomalías negativas. Unidades en °C.

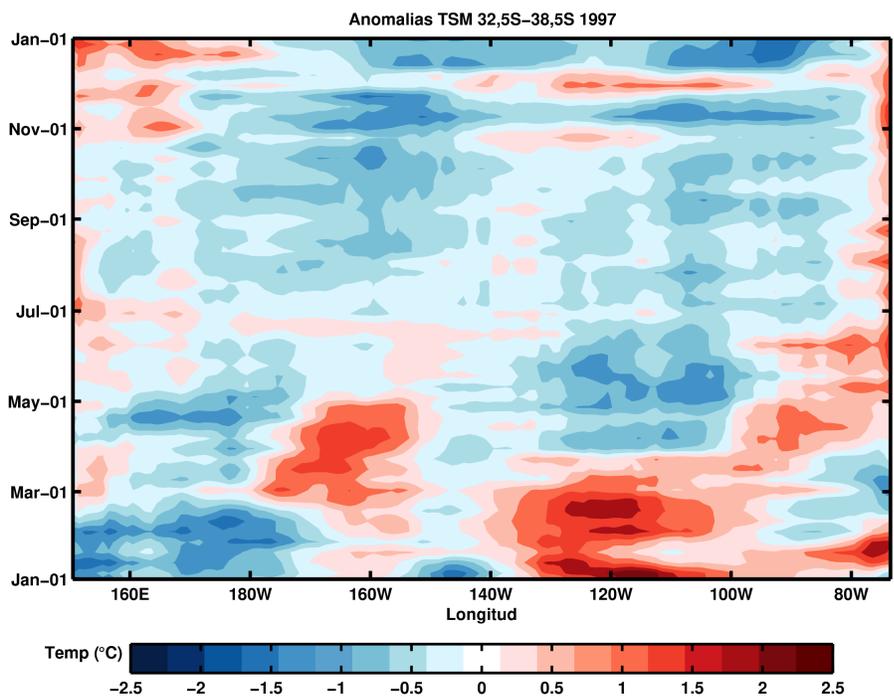


Figura 3.5: Igual que en la Figura 3.4, pero para el año 1997.

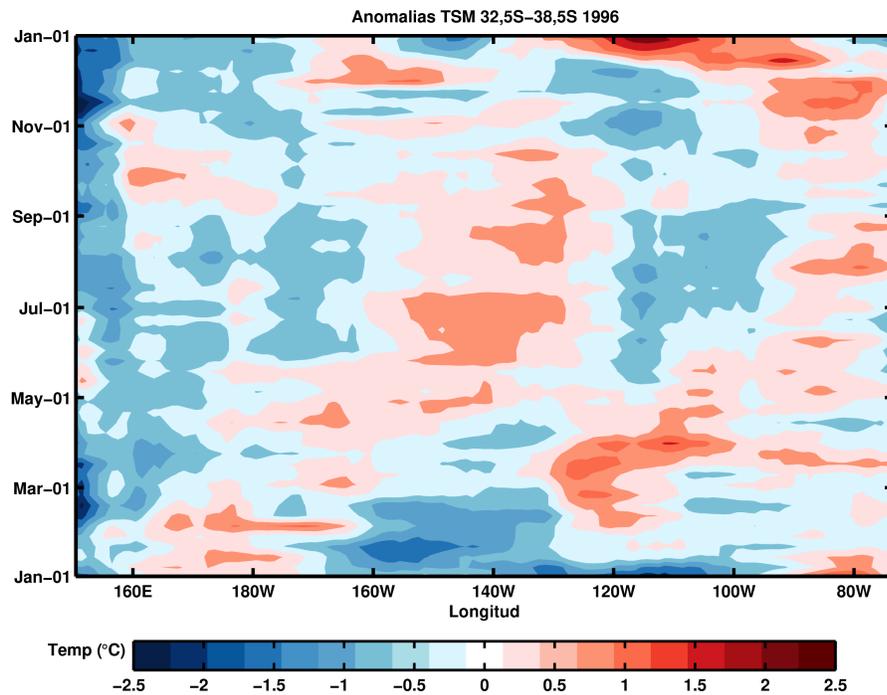


Figura 3.6: Igual que en la *Figura 3.4*, pero para el año 1996.

Como complemento a lo anterior, la *Figura 3.7* muestra el espectro de potencias de Fourier de las anomalías de TSM semanales en la grilla de máxima varianza local ($34,5^{\circ}\text{S}$, $118,5^{\circ}\text{W}$) en latitudes medias. De la ecuación (2.18) se determina el espectro de fondo teórico para las anomalías de TSM. Luego, utilizando la ecuación (2.19), se obtiene la significancia del espectro, es decir, las frecuencias que superen el umbral de significancia (en este caso de un 95% y un 99%) representan periodicidades con una varianza mayor al comportamiento “normal” o de fondo de las anomalías de TSM. En este caso, se ve claramente un espectro con mayor varianza hacia las bajas frecuencias, que de alguna manera sigue la curva teórica de la *Figura 3.7*. Si se analizan las frecuencias significativas al 95% de confianza, se pueden ver distintas periodicidades, tanto en la escala interanual como en la escala intraanual. En la primera resaltan periodicidades de ~ 2 , 3 , ~ 5 y ~ 10 - 13 años, mientras que en la segunda se observan periodicidades significativas a los ~ 5 , $\sim 2,5$ y $\sim 1,5$ meses, aunque en esta escala representan un menor porcentaje de varianza. Sin embargo, si se utiliza un nivel de confianza de 99% las periodicidades dominantes a escala interanual son de 3 y ~ 5 años, mientras que en la escala intraanual (más específicamente, intraestacional) son de $\sim 2,5$ y $\sim 1,5$ meses. Estos resultados evidencian la diversidad de procesos que ocurren en esta región. Por lo tanto, se hace necesario un análisis de mayor complejidad para determinar cuáles son esos procesos y en qué escalas actúan.

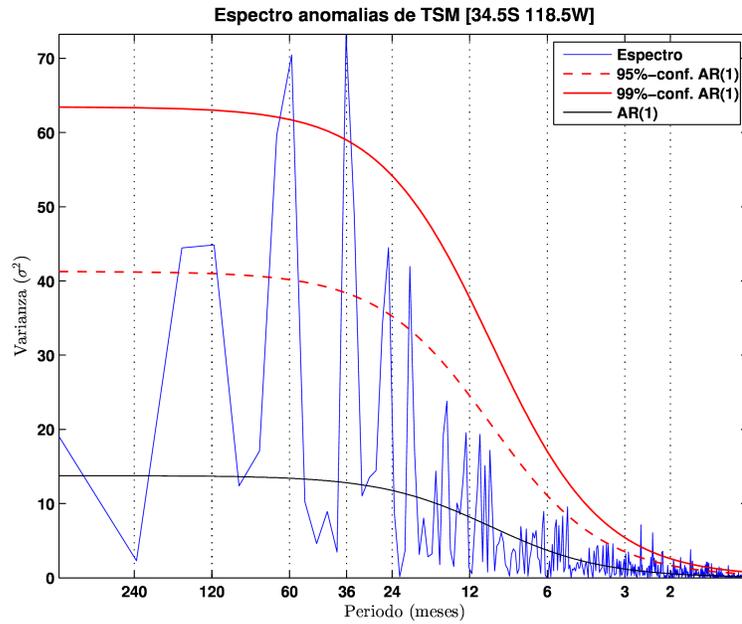


Figura 3.7: Espectro de potencias de Fourier de las anomalías de TSM semanales en $34,5^{\circ}\text{S}$ $118,5^{\circ}\text{W}$ (línea azul), normalizado por $N/2\sigma^2$. El espectro teórico de un proceso AR(1) para $\beta = 0,86$ (ecuación 2.18) se muestra en negro, mientras que el 95 % (99 %) de confianza para el espectro se muestra en rojo discontinuo (continuo).

3.1.2. Modos de variabilidad

Para poder determinar los principales modos de variabilidad de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur, se aplica el método de EOF tradicional en la banda zonal promedio en torno a 35°S . Para mayores detalles de la aplicación del método a las anomalías de TSM revisar la sección 2.5.1. Los resultados obtenidos muestran un modo principal que explica $\sim 29\%$ de la varianza en esa región (Figura 3.8), el cual no está “mezclado” con los modos siguientes, de acuerdo con la regla de North et al. [1982], donde el intervalo de confianza (barras de error) se obtuvo para una dimensión efectiva de muestreo de $N^* \approx 52$, de acuerdo a la ecuación (2.8). Este modo corresponde al modo estacionario principal en la región analizada, con un patrón espacial de dipolo entre el borde oriental (costa chilena) y el resto del Pacífico (Figura 3.9).

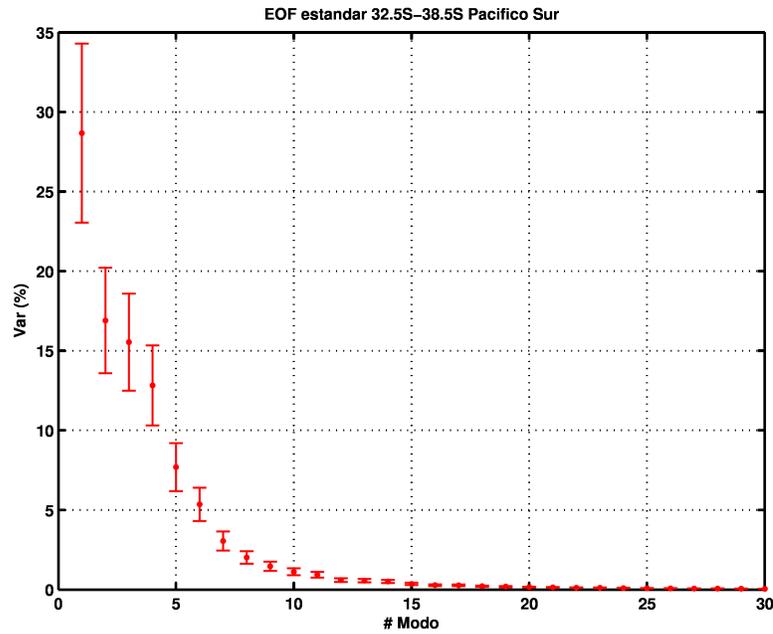


Figura 3.8: Varianza explicada por los primeros 30 modos EOF del campo de anomalías semanales de TSM en la banda promedio 32,5°S-38,5°S del Pacífico Sur. Las barras verticales indican el error de muestreo, de acuerdo a la regla de North et al. [1982].

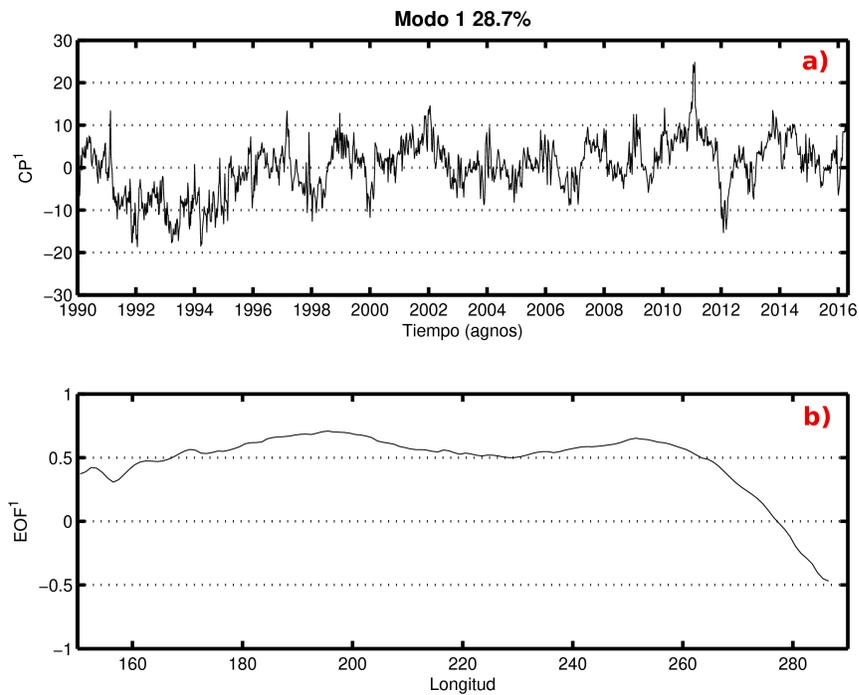


Figura 3.9: a) Componente principal y b) patrón espacial del primer modo del EOF estándar de anomalías semanales de TSM en la banda promedio 32,5°S-38,5°S del Pacífico Sur. Unidades en a) son arbitrarias, y en b) están normalizadas (como correlación).

Como este modo sólo representa una banda zonal promedio no se puede tener certeza de su extensión meridional. Por esta razón se reconstruyen las anomalías de TSM en la banda zonal con el modo principal (se denomina a esta reconstrucción REOF1), utilizando la ecuación (2.6), y luego se calcula la correlación entre las series de tiempo de anomalías de TSM reconstruidas para cada longitud y las series de tiempo originales de anomalías de TSM ubicadas en la misma longitud pero a distintas latitudes. Con esto se obtiene un campo de correlación (Figura 3.10a) y en consecuencia un campo de varianza explicada (Figura 3.10b) obtenido elevando al cuadrado el campo de correlación. En la Figura 3.10a se puede ver que el modo estacionario principal parece extenderse un poco más allá de la banda de 32,5°S-38,5°S, sobre todo en el sector en torno a Nueva Zelanda y también frente a la costa del norte de Chile (aunque con menor varianza en esta última, y con un patrón de signo contrario al del Pacífico central). La forma que sigue el patrón de varianza explicada por el REOF1 se asemeja mucho al máximo relativo en el campo de desviación estándar mostrado en la Figura 3.2. Además, este modo parece ser representativo de la región al sur de 50°S en el Pacífico central y oriental, con un patrón de igual signo que aquel frente al norte de Chile. Lamentablemente en las costas de Chile al norte del Golfo de Arauco no se calcularon las correlaciones con el campo original debido a que la banda

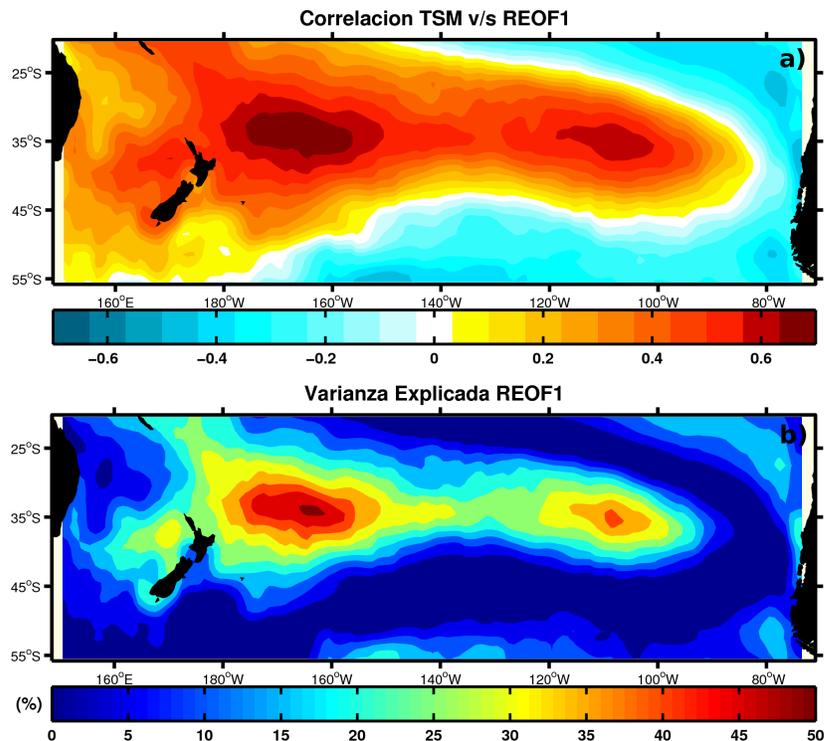


Figura 3.10: a) Mapa de correlación entre REOF1 en cada longitud y las series de tiempo originales de anomalías de TSM en las mismas longitudes, pero variando la latitud, y b) mapa de varianza explicada asociada al campo de correlación en a). Ver el texto para más detalles.

zonal promedio escogida en este estudio no se consideró más allá de los $73,5^{\circ}\text{W}$. Esto impide determinar qué tan representativo de esa zona es el modo.

Los siguientes 3 modos EOF se ven claramente mezclados en sus incertezas (*Figura 3.8*), lo que puede ser indicativo de algún modo de propagación, el cual el método de EOF tradicional no es capaz de separar en modos distintos. Si se analizan los patrones espaciales de estos modos (*Figura 3.11*), se puede apreciar una relación de cuadratura entre los modos 2 y 3 en el Pacífico central (región donde ambos parecen ser más representativos), mientras que cerca del borde oriental también pareciera haber una relación de cuadratura de éstos con el modo 4. Por esta razón se hace necesario utilizar otro método que sea capaz de extraer algún modo de propagación.

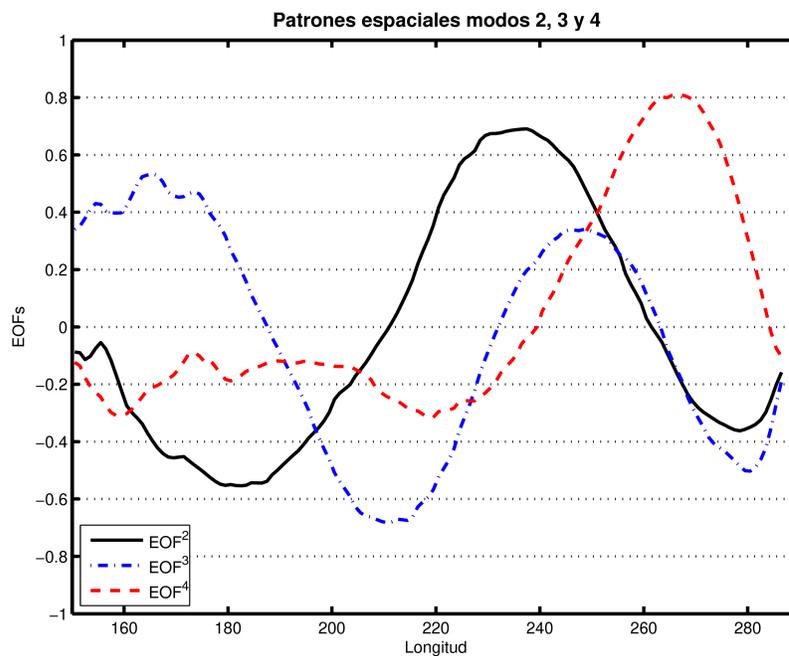


Figura 3.11: Patrón espacial (EOFs) de los modos EOF 2 (línea negra), 3 (línea azul) y 4 (línea roja) de las anomalías de TSM en la banda promedio $32,5^{\circ}\text{S}$ - $38,5^{\circ}\text{S}$ del Pacífico Sur.

Por lo explicado anteriormente, se realiza la reconstrucción de las anomalías de TSM con los modos 2 hasta 15 (sin el modo estacionario principal), la que corresponde al $\sim 69\%$ de la varianza total. A todo este conjunto de series de tiempo reconstruidas a lo largo de la cuenca del Pacífico Sur en latitudes medias se le aplica el método de EOF Compleja con el fin de encontrar algún patrón de propagación, siguiendo la metodología especificada en la sección 2.5.2. Los resultados obtenidos muestran un modo principal (CEOF1) que explica un $\sim 30\%$ de la varianza del campo reconstruido, equivalente a un $\sim 21\%$ de la

varianza total del campo original de anomalías de TSM en la región de $32,5^{\circ}\text{S}$ - $38,5^{\circ}\text{S}$. La *Figura 3.12a* muestra las partes real e imaginaria de la componente principal del modo 1 del CEOF (CPC1) y la *Figura 3.12b* muestra el diagrama de fase de la CPC1. De ambas figuras no es evidente una relación de cuadratura entre las componentes, sin embargo, es posible dilucidar ciertos periodos en que es posible ver a las partes real e imaginaria de la CPC1 desfasadas en 90° en la *Figura 3.12a*, periodos que probablemente correspondan a alguna de las curvas circulares que se observan en torno al origen en la *Figura 3.12b*. Que las partes real e imaginaria de la CPC1 estén en cuadratura es un indicativo de la naturaleza de propagación de los patrones, de acuerdo a Hannachi et al. [2007]. Al menos en el patrón temporal, esta relación entre ambas componentes no es tan clara. Lo anteriormente expuesto se puede verificar si se analiza la fase temporal y la amplitud de la CPC1; por ejemplo, si se observa la fase temporal entre los años 2011 y 2014 en la *Figura 3.13*, se pueden ver ciertos periodos con transiciones de fase en el tiempo (oscilaciones completas, curva roja con pendiente negativa), mientras que la amplitud (curva azul) de la CPC1 en todos esos periodos muestra un aumento considerable. No obstante, estas oscilaciones no son periódicas y sólo aparecen en determinados momentos y con distintas velocidades de fase. Lo anteriormente expuesto permite rescatar la presencia de propagación de anomalías de TSM en este modo, pero sin una periodicidad dominante ni recurrencia en el tiempo.

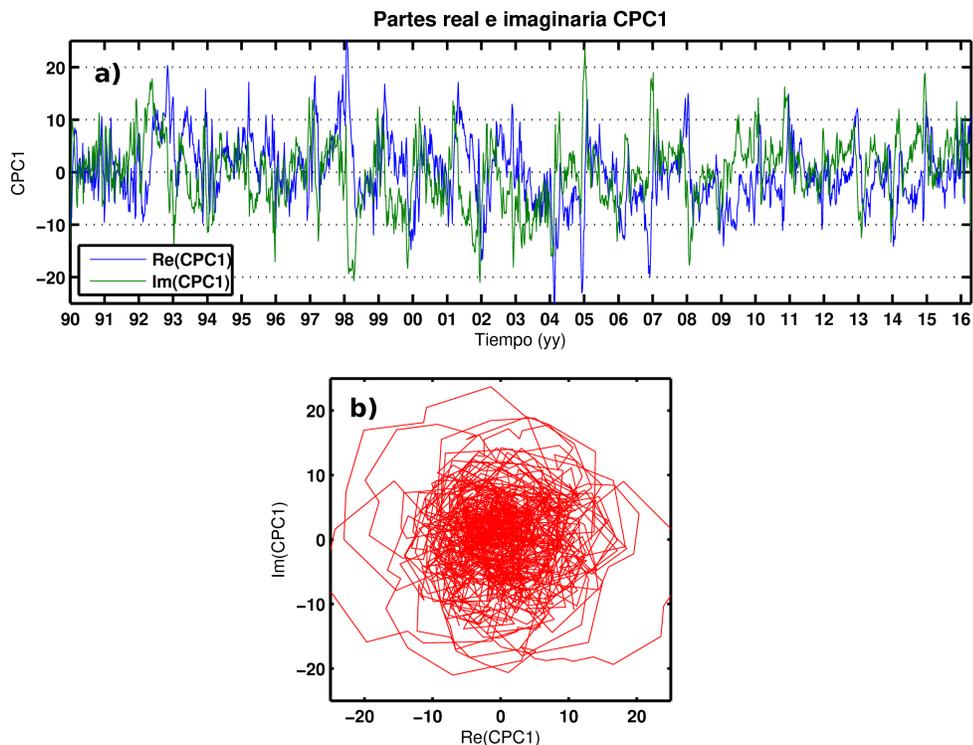


Figura 3.12: a) Partes real e imaginaria de la componente principal compleja del modo 1 (CPC1) de la EOF compleja, y b) diagrama de fase de la CPC1.

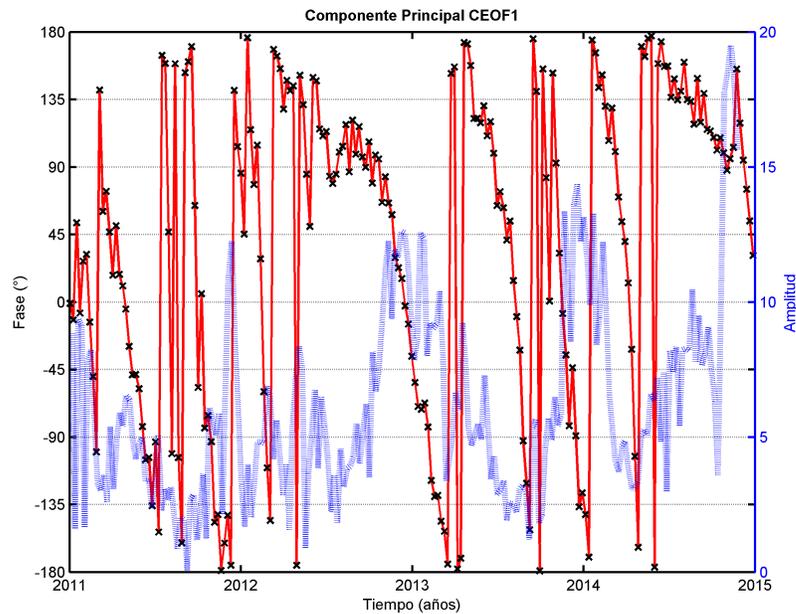


Figura 3.13: Amplitud (línea azul difusa, eje coordenado a la derecha) y fase (línea roja con *, eje coordenado a la izquierda) de la componente principal de CEOF1 entre los años 2011 y 2014.

Ahora, con relación al patrón espacial del CEOF1 (mostrado en la *Figura 3.14*) se puede apreciar que sus partes real e imaginaria están evidentemente en relación de cuadratura prácticamente en toda la cuenca del Pacífico Sur, salvo cerca de las costas de Chile, lo que es un claro indicativo de la presencia de propagación espacial de las anomalías de TSM en este modo. Aunado a lo anterior, se realiza un compuesto del campo de anomalías de TSM reconstruido con el modo principal del CEOF en la banda $32,5^{\circ}\text{S}$ - $38,5^{\circ}\text{S}$ (RCEO1) para distintas fases temporales (0° a 360° cada 45°), resultado mostrado en la *Figura 3.15*. El compuesto para las distintas fases se obtuvo promediando las anomalías de TSM para aquellos pasos de tiempo en que la fase temporal tenía un valor dentro de una vecindad de 5° en torno a la fase respectiva. Se observa claramente que, en promedio, existe una propagación de anomalías positivas y negativas de TSM hacia el este a lo largo de toda la cuenca del Pacífico Sur. Anomalías que parten desde 160°E se mantienen con una intensidad relativamente constante hasta los 130°W , donde aumentan levemente su magnitud e inmediatamente al aproximarse a 110°W se debilitan, volviendo a fortalecerse al alcanzar 90°W cerca de la costa, aunque con intensidades menores a las alcanzadas en océano abierto.

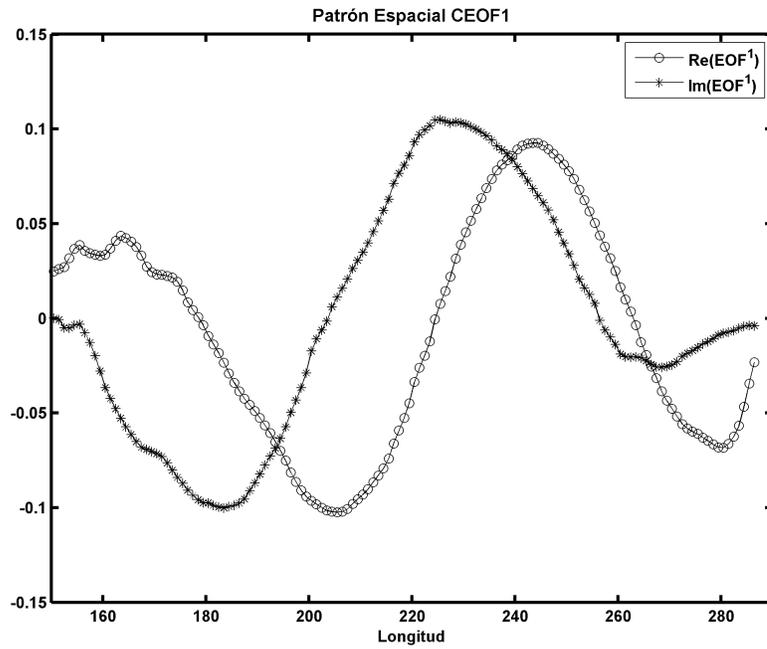


Figura 3.14: Partes real (línea negra con o) e imaginaria (línea negra con *) del patrón espacial del modo 1 del CEOF. Unidades son arbitrarias.

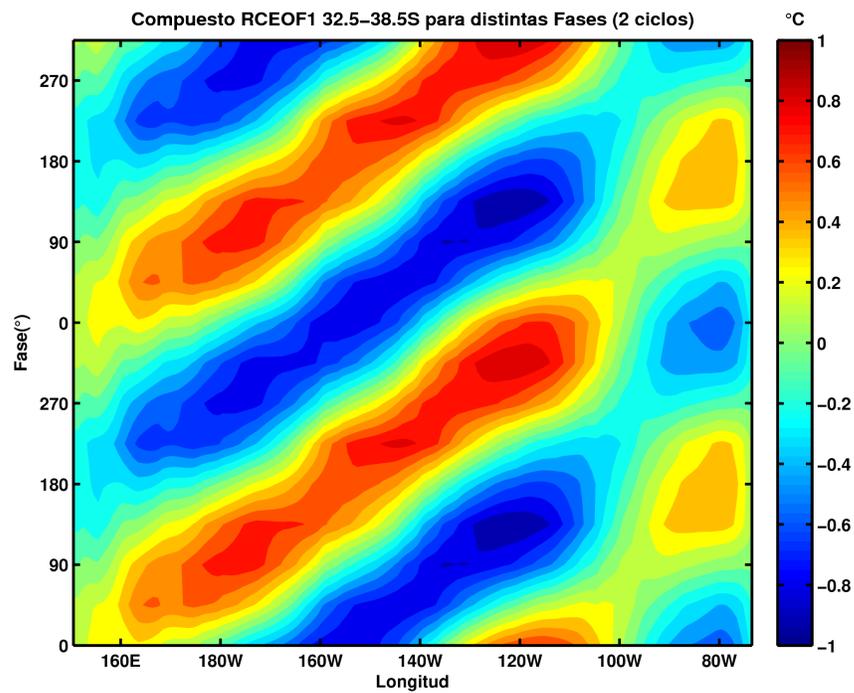


Figura 3.15: Compuesto de anomalías de TSM (en °C) del campo reconstruido del CEOF1 para las fases temporales de 0° a 360° cada 45°. El ciclo completo se muestra 2 veces. Revisar el texto para mayores detalles.

De esta manera, se reconoce un patrón espacial de propagación de anomalías de TSM

asociado al CEOF1, pero falta determinar las escalas de tiempo o periodos de propagación dominantes. Por esta razón, se obtiene el espectro de potencias de Fourier de la RCEOF1 en la longitud de máxima varianza explicada por el CEOF1, el cual se puede apreciar en la *Figura 3.16*. La significancia se obtuvo comparando con la hipótesis nula de un espectro de fondo de ruido rojo, al igual que en la *Figura 3.7*. De la *Figura 3.16*, las frecuencias significativas al 99% y de varianza importante corresponden a los periodos de ~ 20 años, $\sim 2,6$ años y 5 meses. También se observan periodicidades significativas entre los 2 y 3 meses, pero la varianza es muy pequeña. Al 95% de confianza destacan periodicidades de 2,1, 1,2 y 1,1 años, además de otras periodicidades menores, pero con menor potencia. El periodo significativo de ~ 20 años, más que a una frecuencia de propagación, podría estar asociado a una tendencia en las anomalías de TSM presente en el modo 1 del CEOF, lo que suele denominarse como “tendencia secular” [Mann and Park, 1999]. En cambio, los periodos de $\sim 2,6$ años y 5 meses podrían representar las principales frecuencias de propagación de las anomalías de TSM reconstruidas con el CEOF1 y, posiblemente, las principales frecuencias de propagación (hacia el este) de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur.

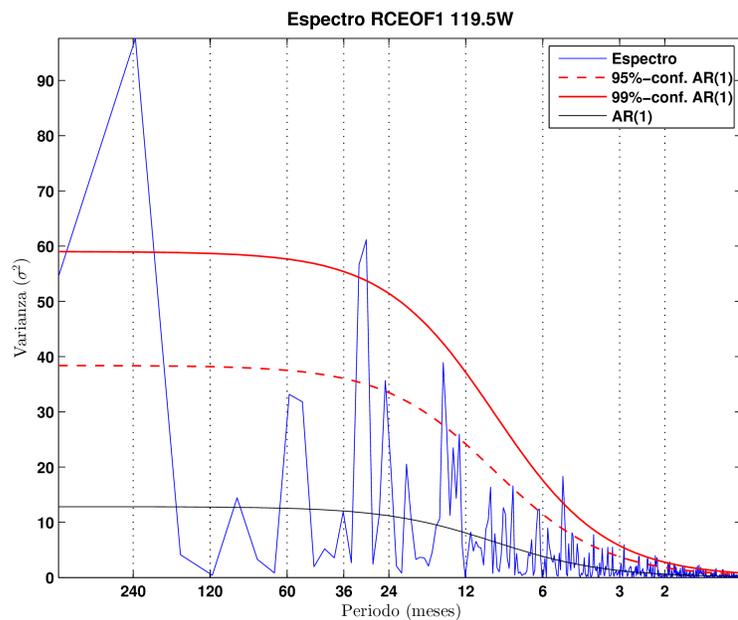


Figura 3.16: Espectro de potencias de Fourier de las anomalías de TSM del RCEOF1 en $119,5^{\circ}\text{W}$ (línea azul), normalizado por $N/2\sigma^2$. El espectro teórico de un proceso AR(1) para $\beta = 0,85$ (ecuación 2.18) se muestra en negro, mientras que el 95% (99%) de confianza para el espectro se muestra en rojo discontinuo (continuo).

Para poder profundizar un poco más en la estructura espacial y las frecuencias dominantes de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur, se aplica el MTM-SVD en toda la cuenca entre 20,5°S y 50,5°S. En primera instancia se aplica al campo de temperatura superficial del mar total. Los resultados obtenidos con el campo total de TSM muestran un espectro VLF que es evidentemente dominado por el ciclo anual (*Figura 3.17*), representando tal frecuencia el 85% de la varianza total del campo de TSM en el Pacífico Sur de latitudes medias. Para reconstruir el campo de TSM con la frecuencia anual se debe recurrir a una *función envolvente de variación lenta* mediante un método indirecto, ya que en la descomposición ortogonal del MTM-SVD se pierde parte de la información requerida para reconstruir el campo. Debido a esto, no existe una única forma de reconstruir el campo. En este caso, para realizar la reconstrucción con la frecuencia anual se construye una función envolvente mediante una inversión de norma mínima. Mayores detalles al respecto se pueden encontrar en [Correa-Ramirez and Hormazabal \[2012\]](#). La *Figura 3.18a* muestra la varianza explicada por el ciclo anual de la TSM sobre el Pacífico Sur, la que es relativamente uniforme sobre toda la cuenca. Ésta oscila entre 80% y 90% entre los extremos norte y sur y la banda central del Pacífico Sur, y muestra que el ciclo anual domina la variabilidad de la TSM en latitudes medias. Mientras, la *Figura 3.18b* muestra el campo de fase del ciclo anual, el cual también es bastante uniforme sobre toda la cuenca (entre 0° y 30°), lo que evidencia que la frecuencia anual oscila en forma simultánea y estacionaria sobre todo el Pacífico Sur en latitudes medias. La predominancia del ciclo anual en latitudes medias se puede evidenciar también en la *Figura 3.19*, que muestra la serie de tiempo de TSM en 34,5°S, 118,5°W (punto correspondiente al espectro de anomalías de TSM de la *Figura 3.7* en la grilla de máxima varianza) y la reconstrucción de su ciclo anual, con una clara concordancia entre ambas series.

El ciclo semianual es la segunda frecuencia dominante de la TSM sobre latitudes medias del Pacífico Sur, representando el 1% de la varianza total, aunque sólo es significativa al 50% de confianza y, comparado al ciclo anual, su influencia es muy pequeña.

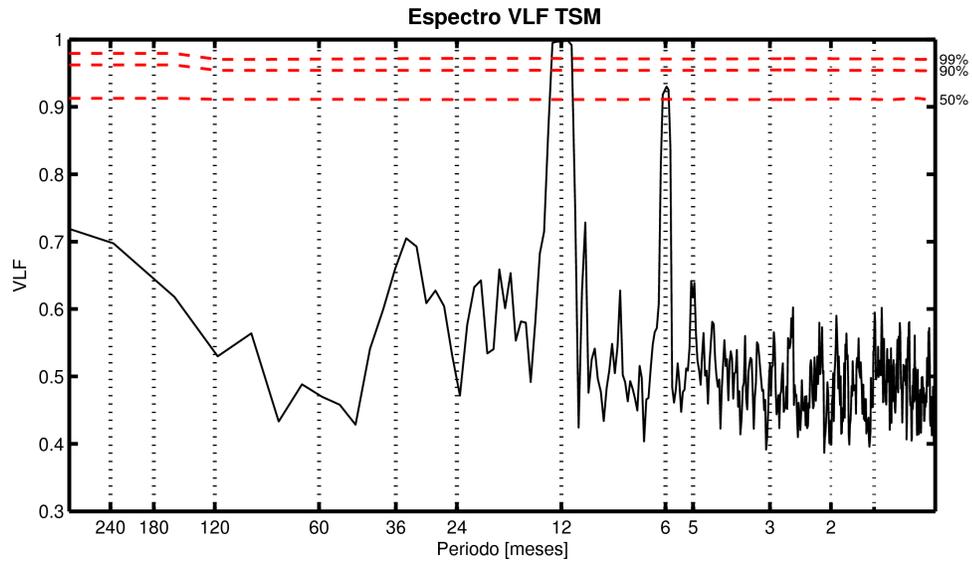


Figura 3.17: Espectro de varianza local fraccional (VLF) de la temperatura superficial del mar en la cuenca del Pacífico Sur entre 20,5°S y 50,5°S, obtenido para $K = 3$ Slepian tapers y ancho de banda $p = 2$. Los niveles de confianza de 50%, 90% y 99% se muestran con líneas rojas segmentadas.

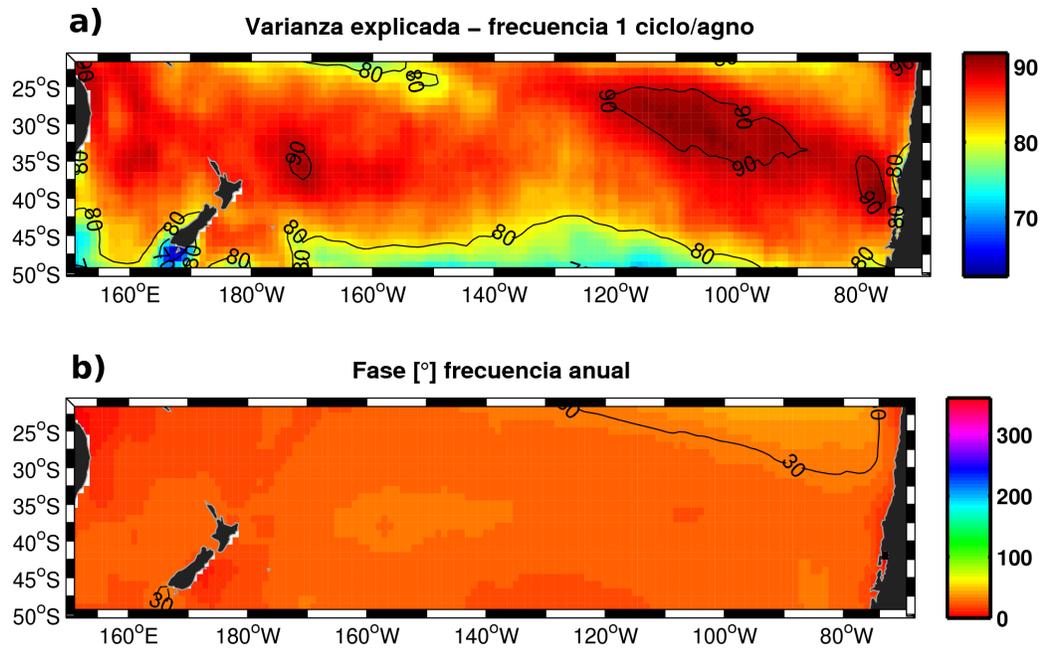


Figura 3.18: a) Campo de varianza explicada en % por el ciclo anual (en colores y en contornos cada 10%), y b) campo de fase (en colores y contornos cada 30°) de la TSM reconstruida con la frecuencia anual sobre el Pacífico Sur.

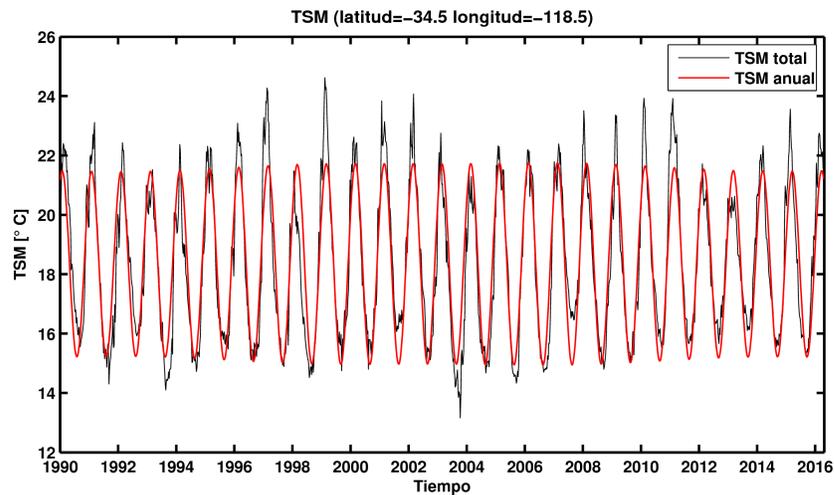


Figura 3.19: Serie de tiempo original (línea negra) de TSM y su ciclo anual reconstruido (línea roja) en el punto de mayor varianza de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur ($34,5^{\circ}\text{S}$, $118,5^{\circ}\text{W}$).

Ahora se aplica el MTM-SVD al campo de anomalías de TSM. El espectro de VLF obtenido (Figura 3.20) muestra distintas frecuencias significativas, desde la escala interanual hasta la escala intraestacional e incluso en la escala submensual. En la banda secular (tramo con periodos superiores a los 120 meses), sólo se observa que las periodicidades mayores a 20 años son significativas al 95%. Sin embargo, no hay suficiente resolución espectral más allá de los 20 años (las series de tiempo son de poco más de 26 años), por lo que no se podría confirmar ni descartar la presencia de una tendencia significativa de largo plazo en el campo de anomalías de TSM. En la escala interanual destacan las frecuencias con periodos de 2,7 años (32,4 meses) y 1,8 años (21 meses) al 99% de confianza, y los periodos de 1,5 años (18,1 meses) y 1,3 años (15,2 meses) al 95%. Al igual que para el espectro VLF de TSM, la frecuencia anual es significativa al 99%, pero esta vez no es dominante de la variabilidad del campo. En la escala intraanual sobresalen las frecuencias de periodos de 6,1 meses (semianual) y 4 meses, con una significancia estadística del 99%, y el periodo de 5 meses al 95%. En la escala intraestacional (incluida dentro de la escala intraanual), resaltan los periodos de 3 meses, 2 meses, 1,7 meses y 1,3 meses significativos sobre el 99%, y los periodos de 2,4 meses, 1,5 meses y 1,4 meses sobre el 95%. Y en la escala submensual, destaca el periodo de 0,6 meses sobre el 99% de significancia y distintos periodos entre 1 y 0,5 meses al 95%. Notar que el espectro VLF de anomalías de TSM se obtuvo modificando levemente el denominador en la ecuación (2.17), iniciando el conteo desde $k = 2$ hasta K (en este caso $K = 3$ tapers), esto para que los máximos en el espectro VLF sean más comparables en cierta medida [Correa-Ramirez, comunicación personal].

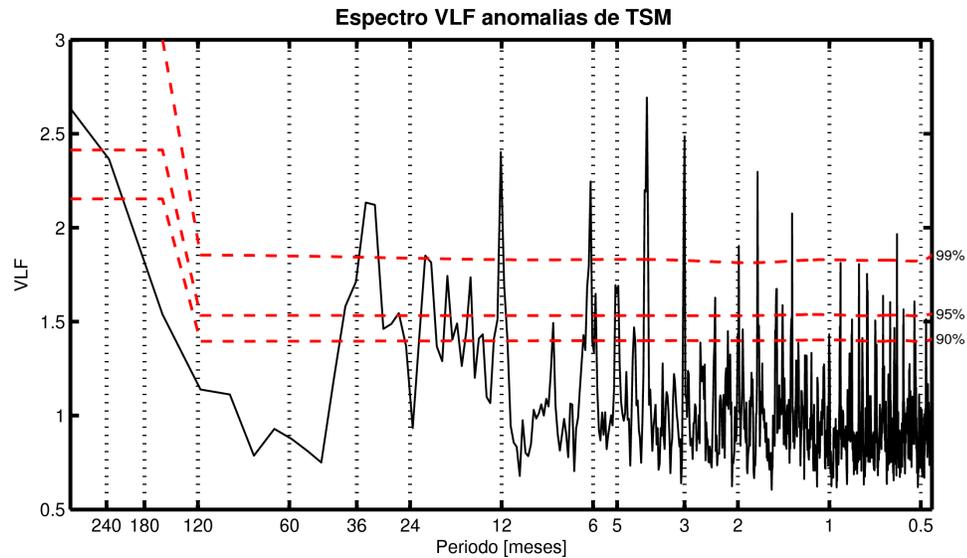


Figura 3.20: Espectro de varianza local fraccional (VLF) de las anomalías de temperatura superficial del mar en la cuenca del Pacífico Sur entre $20,5^{\circ}\text{S}$ y $50,5^{\circ}\text{S}$, obtenido para $K = 3$ Slepian tapers y ancho de banda $p = 2$. Los niveles de confianza de 90%, 95% y 99% se muestran con líneas rojas segmentadas.

De esta forma, se observa que hay una gran variedad de oscilaciones significativas a distintas escalas temporales en latitudes medias del Pacífico Sur. No obstante, la mayoría de estas oscilaciones (en particular las de periodicidad menores a 1 año) representan muy poca varianza o posiblemente representan patrones espaciales muy localizados dentro de la región.

Se realiza la reconstrucción del campo de anomalías de TSM asociado a la frecuencia de $2,7 \text{ años}^{-1}$. Esta oscilación es la de mayor varianza explicada dentro de las frecuencias significativas (99%); su varianza explicada asciende a 6,4% y la distribución espacial de ésta se puede observar en la *Figura 3.21a*. De la figura, se observa una región entre 140°W y 95°W al sur de 40°S , donde la varianza explicada alcanza hasta el 20%, además de otra zona, al noreste de Nueva Zelanda, con varianza entre 10 y 15%, y pequeñas extensiones de océano frente al norte y centro de Chile, con valores de 10%. Si se realiza la reconstrucción considerando no sólo la frecuencia de $2,7 \text{ años}^{-1}$, sino que también las de $1,8$, $1,5$ y $1,3 \text{ años}^{-1}$, como una representación de la escala interanual, se obtiene un campo de varianza explicada que amplifica todo el campo de la *Figura 3.21a*, sobre todo la zona frente a la costa de Chile en 35°S y 90°W , como se puede apreciar en la *Figura 3.22a*. En ésta, la región al sur de 40°S supera el 30% de varianza explicada; frente a Chile (35°S y 90°W) se alcanza un 25% y la zona al noreste de Nueva Zelanda oscila entre el 20 y 25%. Si se reconstruye la serie original de anomalías de TSM en el punto

de mayor varianza ($\sim 32\%$) ubicado en $47,5^{\circ}\text{S}$ y $115,5^{\circ}\text{W}$ con las periodicidades de 2,7, 1,8, 1,5 y 1,3 años, se obtiene una serie que representa muy bien la variabilidad interanual de las anomalías de TSM en varios tramos (correlación de 0,56 entre la serie original y la serie interanual), con una amplitud muy cercana a la observada (*Figura 3.22b*).

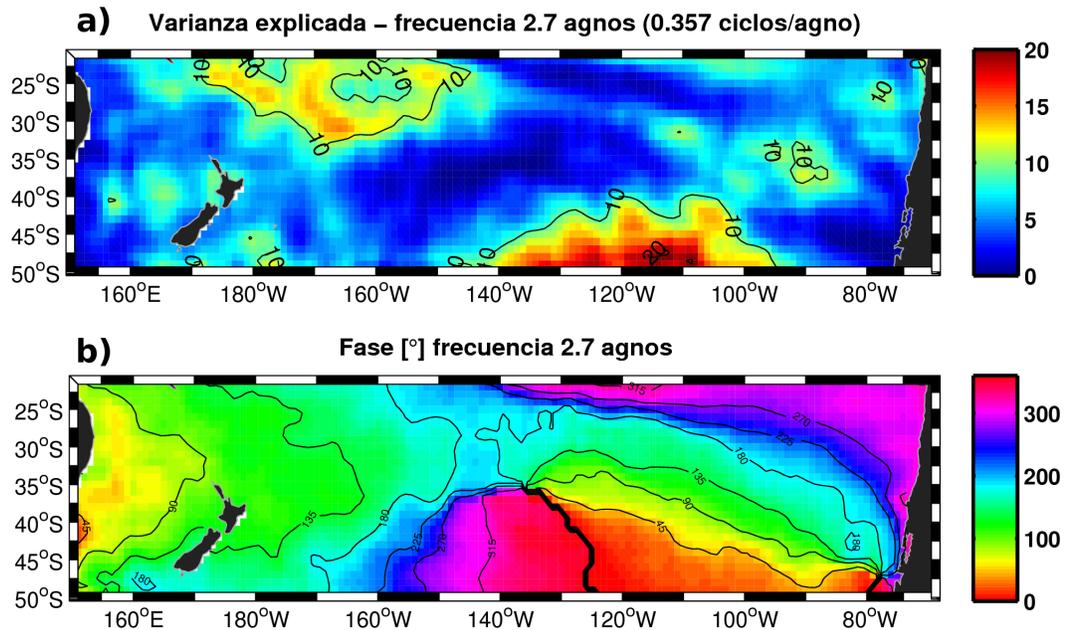


Figura 3.21: a) Campo de varianza explicada en % (en colores y en contornos cada 10 %), y b) campo de fase (en colores y contornos cada 45°) de las anomalías de TSM reconstruidas con la frecuencia de $2,7 \text{ años}^{-1}$ sobre el Pacífico Sur. Contorno grueso en b) indica fase de 0° o 360° .

Para determinar si la naturaleza de la oscilación interanual es estacionaria o propagativa se analiza el campo de fase de la frecuencia dominante ($2,7 \text{ años}^{-1}$, *Figura 3.21b*). Los resultados muestran una fase en torno a 0° en la zona de máxima varianza al sur de 40°S , la cual es parte de una transición de fase de 180° a 360° desde 150°W hacia el este, frente a las costas del sur de Chile. Esto podría ser evidencia de que anomalías de TSM se propagan en esa región en la escala de 2,7 años. También hay otra transición de fase en la dirección SO-NE entre 130°W y 80°W frente a Chile. Sin embargo, para determinar o confirmar si realmente se observan patrones de propagación, se construye una secuencia de anomalías de TSM a distintas fases temporales reconstruidas para la frecuencia de $2,7 \text{ años}^{-1}$, resultados que se presentan en la *Figura 3.23*. En ella se muestra una región más bien estacionaria de anomalías positivas (o negativas dependiendo de la fase de referencia) al sur de 40°S , en torno a 120°W , que surgen en la fase de 60° , y se refuerzan en las fases 90° , 120° y 150° , persistiendo por muchos meses (8-11) en esa zona, al mismo tiempo

que se extienden débilmente hasta alcanzar la costa del sur de Chile. Esta propagación no concuerda con lo previsto en el campo de fase de la *Figura 3.21b*, razón por la cual el campo de fase no parece ser una buena forma de estimar propagación. La *Figura 3.23* muestra otro patrón, esta vez de propagación, al norte de 40°S, que pareciera iniciar en la fase de 180° (para el caso de anomalías positivas) al este de Australia y norte de Nueva Zelanda, para luego fortalecerse y extenderse hacia el este-sureste y alcanzar las costas de Chile en la fase 270°, persistiendo muchos meses (6-8) instaladas en torno a 35°S y 90°W.

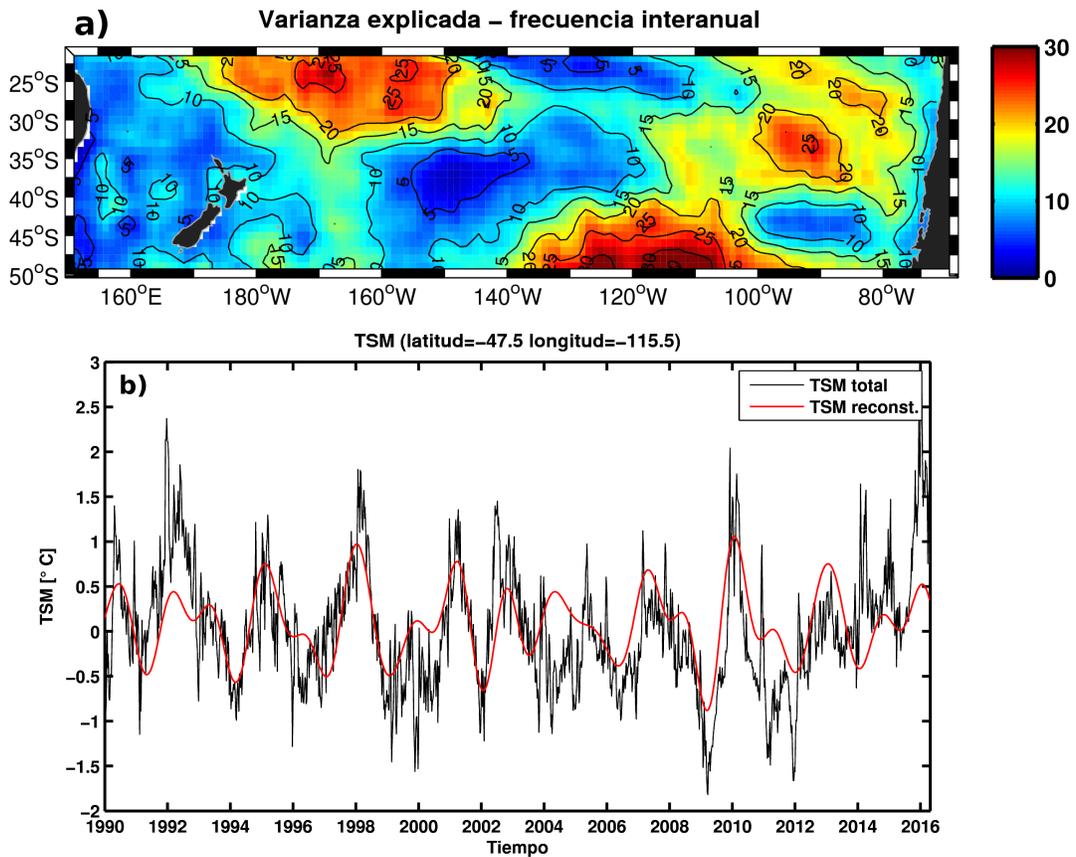


Figura 3.22: a) Campo de varianza explicada en % (en colores y en contornos cada 5%) de las anomalías de TSM reconstruidas con las frecuencias de 2,7, 1,8, 1,5 y 1,3 años⁻¹ sobre el Pacífico Sur. b) Serie original de anomalías de TSM (línea negra) y la reconstrucción de la serie (línea roja) con las frecuencias de 2,7, 1,8, 1,5 y 1,3 años⁻¹ en el punto de máxima varianza explicada en a).

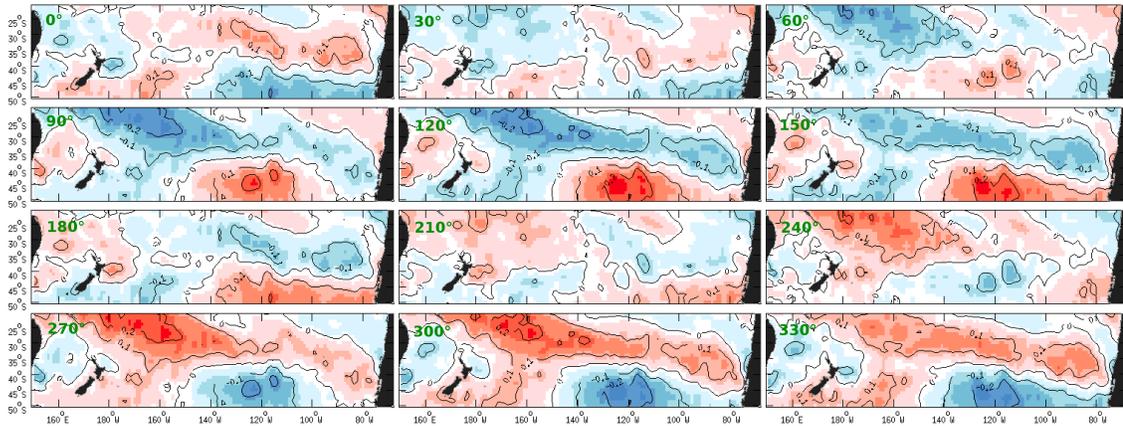


Figura 3.23: Secuencia del ciclo canónico (cada 30°) de la oscilación en la frecuencia de 2,7 años⁻¹ de las anomalías de TSM en el Pacífico Sur. Colores rojos (azules) indican anomalías positivas (negativas) de TSM. Líneas de contorno se presentan cada 0,1°C. Cada grado de fase representa 2,75 días aproximadamente.

También se analiza la escala intraanual de las anomalías de TSM, “representada” por la reconstrucción con las periodicidades de 1 año, 6, 5, 4, 3 y 2 meses (*Figura 3.20*). La *Figura 3.24a* muestra el campo de varianza explicada sumando las contribuciones de todas las periodicidades mencionadas. Se observan distintas regiones localizadas dentro del Pacífico Sur (algunas muy cercanas a las obtenidas con periodicidades en la escala interanual) con varianzas en torno al 7%, muy por debajo de lo que se observa a escalas mayores. Si se reconstruye la serie de tiempo de anomalías de TSM del punto de máxima varianza ubicado en 40,5°S y 124,5°W, para las frecuencias en la escala intraanual anteriormente mencionadas, se obtiene la serie de tiempo (línea roja) mostrada en la *Figura 3.24b*. Si bien la correspondencia no es tan evidente (correlación de 0,30 entre serie original y reconstrucción intraanual) si se compara con el caso interanual (*Figura 3.22b*), es posible observar que la serie reconstruida sigue bastante bien la variabilidad de alta frecuencia en parte importante de la serie. Si a la reconstrucción intraanual se le suma la componente interanual reconstruida en el mismo punto (40,5°S, 124,5°W) con las periodicidades consideradas anteriormente, se obtiene la curva azul (*Figura 3.24b*). Evidentemente, el efecto de adicionar las frecuencias de escala interanual es la modulación del comportamiento de la serie intraanual, amplificando su varianza en gran parte de la serie y permitiendo una mayor similitud con la serie original (correlación sube de 0,30 a 0,47). Así, se puede observar que con sólo 10 frecuencias es posible reconstruir el comportamiento general de una serie de tiempo.

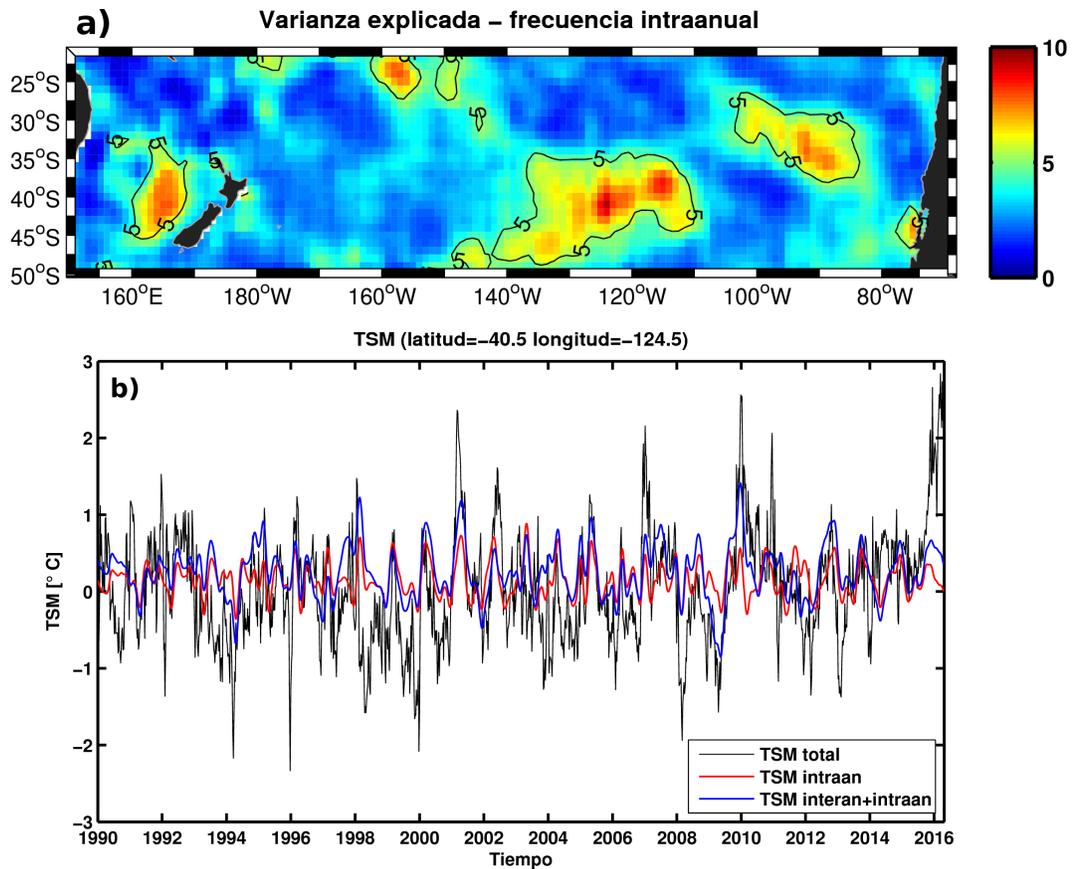


Figura 3.24: a) Campo de varianza explicada en % (en colores y en contornos cada 5%) de las anomalías de TSM reconstruidas con los periodos asociados a 1 año y 6, 5, 4, 3 y 2 meses (escala intraanual) sobre el Pacífico Sur. b) Serie original de anomalías de TSM (línea negra) y la reconstrucción de la serie con los periodos indicados anteriormente (línea roja) y con los periodos de escala intraanual más interanual, en el punto de máxima varianza explicada en a).

3.1.3. Generación

Como se describió en la sección 1.2.3.1, el forzante atmosférico es el principal gatillante de anomalías de TSM de gran escala en latitudes medias, a través de flujos de calor superficiales y en menor medida por efecto del viento y otras variables atmosféricas. La ecuación (1.1) describe los distintos factores que influyen en la generación de anomalías de TSM, donde el término A corresponde a la generación producto de anomalías en el flujo neto de calor superficial. Dentro del flujo neto, generalmente los flujos de mayor varianza en latitudes medias son los turbulentos, por lo que éstos podrían estar más asociados a cambios en la TSM en comparación a los flujos radiativos. Se calcula la correlación entre las anomalías de flujo de calor sensible y latente (*Figura 3.25*) para ver cómo covarían ambos flujos en la cuenca del Pacífico Sur. Desde 20°S hacia el sur se observan

correlaciones mayores a 0,8 a lo largo de toda la cuenca del Pacífico Sur, salvo frente a las costas de Chile central y norte, donde oscilan entre 0,7 y 0,3. Esto permite concluir que los flujos de calor sensible y latente tienen un comportamiento muy similar en latitudes medias del Pacífico Sur, salvo en las costas de Chile, donde las aguas más frías y la constante presencia de nubes bajas podrían alterar el comportamiento de ambos flujos. La evidencia anterior se usa como argumento para trabajar con la suma de los flujos de calor sensible y latente. Luego, se busca estimar si los flujos turbulentos son importantes en la generación de anomalías de TSM, para lo cual se calcula la correlación entre la tendencia en las anomalías de TSM y las anomalías de la suma de ambos flujos turbulentos. Si la correlación es negativa, entonces anomalías negativas en los flujos implicarían anomalías positivas de TSM y viceversa, lo que correspondería a la situación en que el forzante de flujo de calor puede generar cambios en las anomalías de TSM. Esto, pues anomalías negativas (positivas) en los flujos turbulentos reducirían (aumentarían) la pérdida de calor en la interfase océano-atmósfera, produciendo una tendencia positiva (negativa) en las anomalías de TSM. La correlación entre $\Delta T' / \Delta t$ y Q'_{turb} sobre el Pacífico Sur se muestra en la *Figura 3.26*. Los resultados muestran correlaciones negativas sobre toda la cuenca, con valores (en magnitud) mayores a 0,3 en todas partes, salvo al sur de $\sim 50^\circ\text{S}$, en toda la costa sudamericana al norte de 30°S (zona de la cubierta semi-permanente de estratocúmulos) y en el Pacífico ecuatorial central, en donde el valor de 0,3 podría considerarse como el límite de significancia de la correlación, tal como lo hizo [Cayan \[1992\]](#). Valores máximos mayores a 0,5 se encuentran en algunos sectores de la parte oriental del giro subtropical del Pacífico Sur. De esta forma, una fracción importante de la generación de anomalías de TSM (10-30%) podría ser explicada por el forzante de los flujos turbulentos de calor

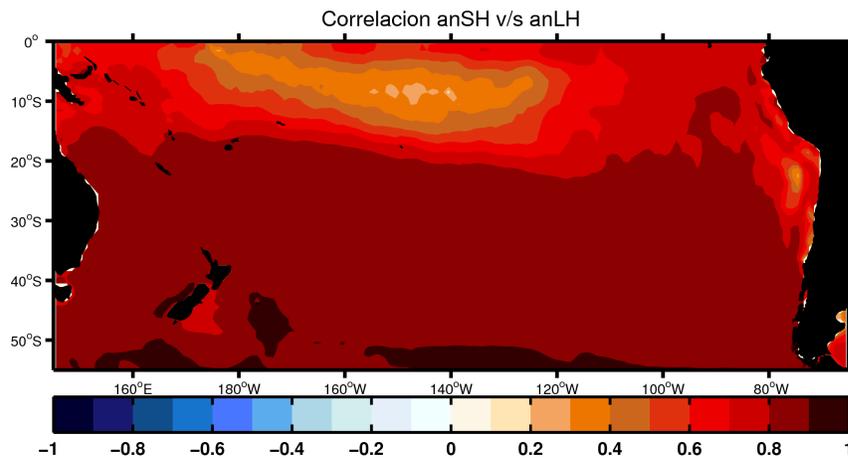


Figura 3.25: Campo de correlación entre anomalías semanales de flujos de calor sensible y calor latente en el Pacífico Sur, para todo el periodo de estudio.

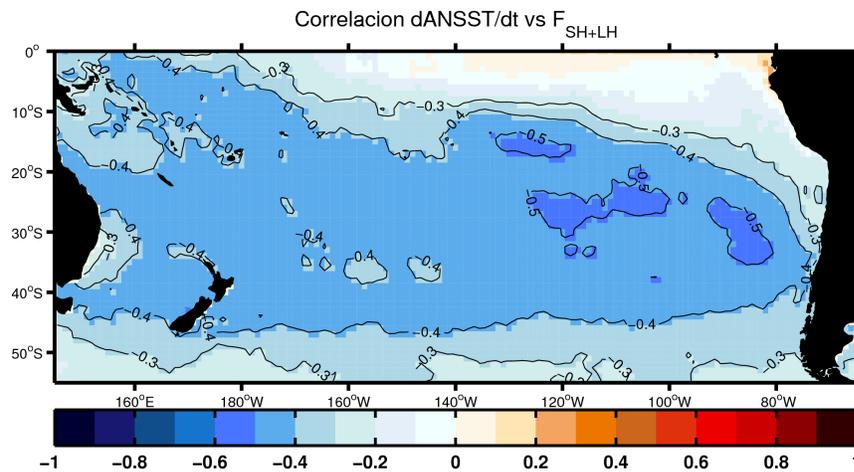


Figura 3.26: Campo de correlación entre la tendencia de anomalías semanales de TSM ($\Delta T'/\Delta t$) y la suma de anomalías semanales de los flujos de calor sensible y latente (Q'_{turb}) en el Pacífico Sur. Contornos cada 0,1 son mostrados para correlaciones mayores (en magnitud) a -0,3.

sensible y latente en latitudes medias del Pacífico Sur, entre 20°S y 45°S . Si se realiza la correlación entre $\Delta T'/\Delta t$ y Q'_{turb} para las distintas estaciones del año, se obtienen resultados interesantes, mostrados en la *Figura 3.27*. Las zonas con correlaciones menores a 0,3 siguen ubicándose prácticamente en las mismas regiones del Pacífico Sur, pero con variaciones estacionales, siendo aún más extensas las correlaciones mayores a 0,3 en verano, cubriendo hasta más allá de 55°S e incluyendo las costas chilenas de norte a sur. En invierno hay correlaciones por bajo de -0,3 (en magnitud) que alcanzan hasta 30°S en el sector noreste de Nueva Zelanda y en la costa norte y central de Chile hasta la isla grande de Chiloé. La intensidad de la correlación es máxima en verano, con valores sobre 0,5 en casi toda la banda de 20°S a 50°S y sobre 0,6 en algunos sectores entre 130°W y 80°W dentro del giro subtropical del Pacífico Sur. En otoño, las correlaciones son levemente menores en comparación al verano, mientras que en invierno alcanzan los valores más bajos, apenas superando los 0,5 en algunos sectores, y en primavera son levemente mayores en el borde occidental en comparación a invierno.

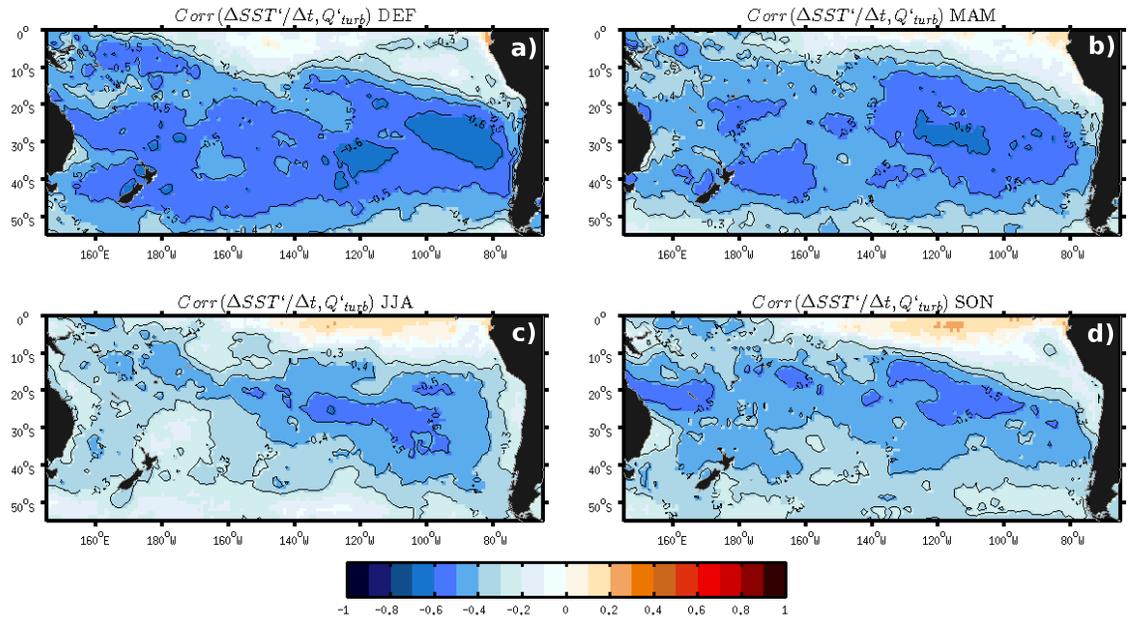


Figura 3.27: Campo de correlación entre la tendencia de anomalías semanales de TSM ($\Delta T'/\Delta t$) y anomalías en los flujos turbulentos (calor sensible más latente, Q'_{turb}) en el Pacífico Sur, para a) verano (DJF), b) otoño (MAM), c) invierno (JJA) y d) primavera (SON). Contornos cada 0,1 son mostrados para correlaciones mayores (en magnitud) a -0,3.

A pesar que $\Delta T'/\Delta t$ parece estar bastante asociado a anomalías en los flujos turbulentos, hay otros procesos (correlacionados con estos flujos) que podrían explicar esta relación, y están relacionados al efecto del esfuerzo del viento sobre la superficie oceánica. Tal como se vio en la sección 1.2.3.1, el viento (U^a o simplemente U) es capaz de producir cambios en las anomalías de TSM mediante la formación de corrientes superficiales anómalas y mediante procesos de mezcla mecánica en la capa superficial. En particular, la mezcla mecánica o mezcla vertical es un proceso muy importante, ya que genera cambios en la profundidad de la capa de mezcla y favorece la intrusión de aguas subsuperficiales hacia la capa superior. De esta forma, el viento (principalmente por medio de la mezcla vertical) podría jugar un papel importante en la generación de anomalías de TSM, además de estar estrechamente relacionado con los flujos turbulentos mediante las fórmulas aerodinámicas (ecuaciones 1.3 y 1.4). Se calcula la correlación entre las series $\Delta T'/\Delta t$ y U' sobre el Pacífico Sur. Los resultados obtenidos (Figura 3.28) muestran correlaciones negativas en todas partes, indicativo de que un aumento del viento producirá una tendencia negativa en las anomalías de TSM (enfriamiento). En general, las correlaciones son mayores a 0,3 en magnitud, salvo al sur de Nueva Zelanda y Australia y al este de 160°W en el Pacífico tropical. Valores mayores (en módulo) a 0,4 se observan en todo el borde oriental (incluida la costa de Chile central) y en la parte sur del giro subtropical, lo que convierte a

estas zonas en las más importantes en cuanto a generación de anomalías de TSM producto del viento superficial. Con esto, la varianza explicada por U oscila entre 10% y 30%, distribuida por el Pacífico Sur. Si se calcula la correlación entre $\Delta T' / \Delta t$ y U' por estación (Figura 3.29) es posible apreciar una gran variabilidad estacional, con valores máximos en la estación cálida y mínimos en la fría. En verano, las correlaciones apenas son menores a 0,3 en algunas porciones del Pacífico tropical, mientras que en el resto del Pacífico Sur superan los 0,4 y en particular en el borde oriental alcanzan valores en torno a 0,6, lo que habla de la importancia del viento en los cambios de la TSM en la parte oriental del giro subtropical. En invierno, el borde oriental (salvo en la costa chilena) apenas alcanza correlaciones significativas junto con el Pacífico tropical occidental y la costa suroeste de Australia, lo que habla de la débil generación de anomalías de TSM en invierno producto del viento. Las estaciones de transición muestran correlaciones bastante similares y con magnitudes intermedias a las de verano e invierno.

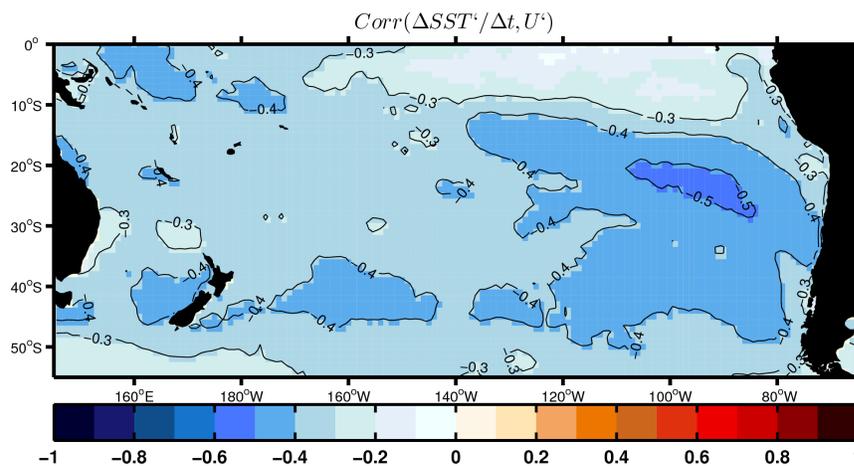


Figura 3.28: Campo de correlación entre la tendencia de anomalías semanales de TSM ($\Delta T' / \Delta t$) y la rapidez del viento superficial (U') en el Pacífico Sur. Contornos cada 0,1 son mostrados para correlaciones mayores (en magnitud) a -0,3.

Se realiza una comparación entre la capacidad generadora de anomalías de TSM de los flujos turbulentos respecto de la rapidez del viento superficial. En términos generales, ambos parecen explicar los cambios en las anomalías de TSM en las mismas regiones del Pacífico Sur, salvo en las costas de Perú y el norte de Chile donde solamente con el viento se obtienen correlaciones significativas. La magnitud de las correlaciones parece ser levemente menor en el caso del viento superficial. En términos estacionales, la distribución de las correlaciones con la tendencia en las anomalías de TSM parece ser muy similar para ambos casos, sin embargo, leves diferencias pueden notarse. Por un lado, el contraste entre las correlaciones de verano e invierno parece ser mayor para el caso del viento

superficial, mientras que en el caso de otoño y primavera hay un mayor contraste entre las correlaciones de ambas estaciones para el caso de los flujos superficiales. Del análisis anterior es difícil estimar cuál de los dos procesos es más importante en la generación de anomalías de TSM en el Pacífico Sur, ya que no se aprecian grandes diferencias en las correlaciones obtenidas para ambos casos, además de que el viento superficial es utilizado para la obtención de los flujos de calor turbulentos.

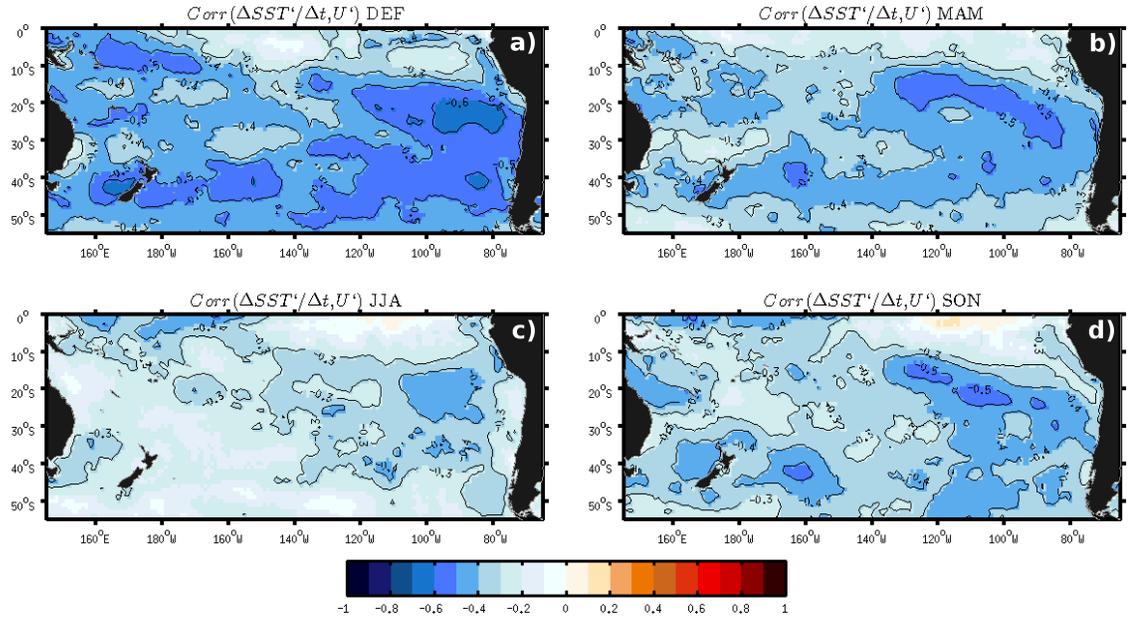


Figura 3.29: Campo de correlación entre la tendencia de anomalías semanales de TSM ($\Delta T'/\Delta t$) y la rapidez del viento superficial (U') en el Pacífico Sur, para a) verano (DJF), b) otoño (MAM), c) invierno (JJA) y d) primavera (SON). Contornos cada 0,1 son mostrados para correlaciones mayores (en magnitud) a -0,3.

Para profundizar un poco más en la contribución de ambos procesos en la generación de anomalías de TSM, se realiza un análisis de regresión múltiple para simular $\Delta T'/\Delta t$ a partir de Q'_{turb} y U' en la estación de verano (ya que ésta presentó las mayores correlaciones). La regresión se determina considerando la importancia relativa de cada predictor, para lo cual ambos son normalizados:

$$\frac{\Delta \hat{T}'}{\Delta t} = b_Q \frac{Q'_{turb}}{\sigma_Q} + b_U \frac{U'}{\sigma_U} \quad (3.1)$$

donde $\Delta \hat{T}'/\Delta t$ es la $\Delta T'/\Delta t$ estimada, b_Q y b_U son los coeficientes de regresión y σ_Q y σ_U son las desviaciones estándar estacionales (verano) de Q'_{turb} y U' , respectivamente. Los resultados obtenidos para la regresión son presentados en la *Figura 3.30*, y en ellos

se puede ver que los coeficientes de regresión son principalmente negativos, lo que es consistente con los resultados anteriores: Q'_{turb} y U' positivos producen $\Delta T'/\Delta t$ negativa, y son más grandes en toda la banda zonal entre 20°S y 40-45°S para el caso de los flujos turbulentos y en la banda entre 30-35°S y 45-50°S, junto con la costa central y norte de Chile para el caso del viento superficial. Si se comparan los coeficientes asociados a cada proceso, claramente la magnitud de los coeficientes b_Q es mayor que la de los coeficientes b_U en casi toda la cuenca, lo que indica que Q'_{turb} es un predictor de $\Delta T'/\Delta t$ más importante que U' en latitudes medias del Pacífico Sur, con excepción de las costas sudamericanas, donde b_U es negativo y de mayor magnitud.

Como ya se ha mencionado anteriormente, los flujos turbulentos tienen una fuerte dependencia del viento superficial (ecuaciones 1.3 y 1.4), razón por la cual ambos procesos no son independientes. Esto puede verse en la *Figura 3.31*, con correlaciones entre Q'_{turb} y U' que oscilan entre 0,3 y 0,8, donde las mayores correlaciones se encuentran entre 10°S y 30°S, incluyendo la región al este de Indonesia y al oeste del centro-sur de Chile. En ese sentido, se vuelve a realizar una regresión lineal de la tendencia de las anomalías de TSM, pero esta vez eliminando la relación lineal entre Q'_{turb} y U' de la siguiente manera:

$$\tilde{U}' = U' - a_U Q'_{turb} \quad (3.2)$$

donde a_U es el coeficiente de regresión lineal respectivo, y siendo \tilde{U}' las anomalías del viento superficial con la señal asociada a flujos de calor turbulentos filtrada, es decir, el U' exclusivamente relacionado con producir mezcla vertical, cambios en la profundidad de la capa de mezcla e intrusión de aguas subsuperficiales. Los resultados de esta nueva regresión muestran que el coeficiente de regresión del predictor Q'_{turb} (*Figura 3.32a*) se vuelve más negativo en todas partes comparado al coeficiente de la *Figura 3.30a*, mientras que el coeficiente del predictor \tilde{U}' (*Figura 3.32b*) se vuelve más pequeño en toda la cuenca si se le compara con el obtenido anteriormente (*Figura 3.30b*). Este resultado permite afirmar que el efecto de las anomalías en los flujos turbulentos es más fuerte que el efecto del viento superficial en los cambios en las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur.

No obstante, lo anterior no descarta el hecho de que ambos procesos (pérdida de calor turbulenta y mezcla vertical) sean capaces de generar anomalías de TSM. La *Figura 3.30c* muestra la correlación entre el campo de tendencia de anomalías de TSM original ($\Delta T'/\Delta t$) y el campo de tendencia estimado a partir de los predictores Q'_{turb} y \tilde{U}' ($\Delta \hat{T}'/\Delta t$) para la época estival, donde se pueden observar amplias zonas con correlaciones entre 0,5

y 0,7 entre 20°S y 50°S y en torno a 10°S en el Pacífico tropical occidental, lo que muestra que los procesos de pérdida de calor por flujos turbulentos y la mezcla vertical pueden forzar una porción importante de las anomalías de TSM que se generan en latitudes medias del Pacífico Sur.

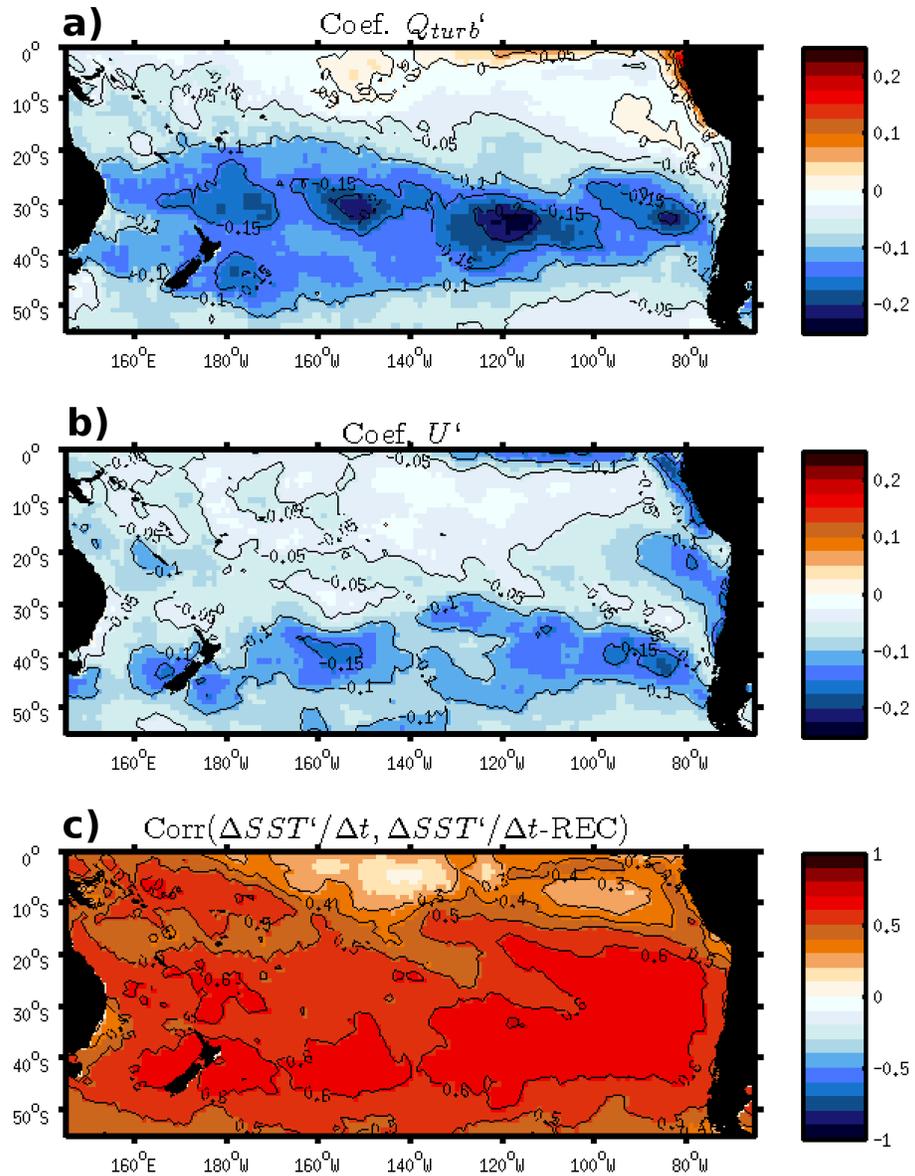


Figura 3.30: Regresión lineal múltiple de Q'_{turb} y U' normalizados, para estimar $\Delta T'/\Delta t$ en la estación estival sobre el Pacífico Sur. Los paneles a) y b) muestran los coeficientes de regresión b_Q y b_U , respectivamente, en colores y contornos cada 0,05, mientras que el panel c) muestra la correlación entre el campo de $\Delta T'/\Delta t$ observado y estimado (reconstruido), en colores, y con contornos cada 0,1 para las correlaciones mayores a 0,3. Notar que se obtiene el mismo resultado si se utiliza \tilde{U}' en vez de U' .

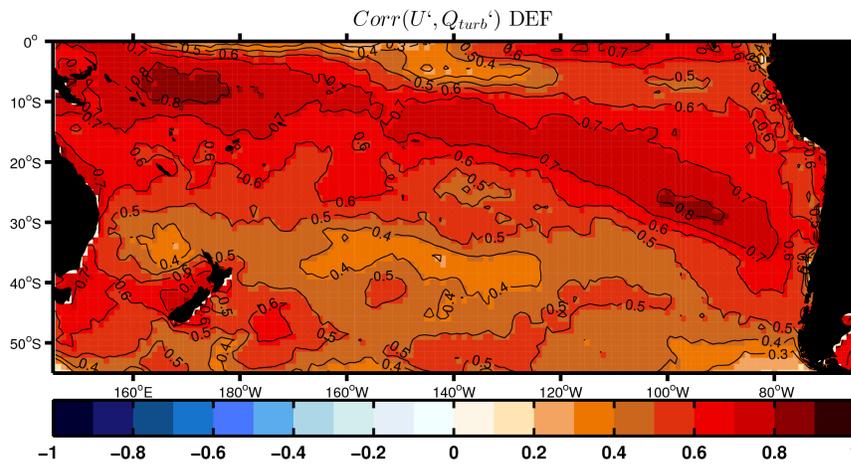


Figura 3.31: Campo de correlación estival (DEF) entre las anomalías en los flujos turbulentos (Q'_{turb}) y las anomalías en la rapidez del viento superficial (U') en el Pacífico Sur. Contornos cada 0,1 son mostrados para correlaciones mayores a 0,3.

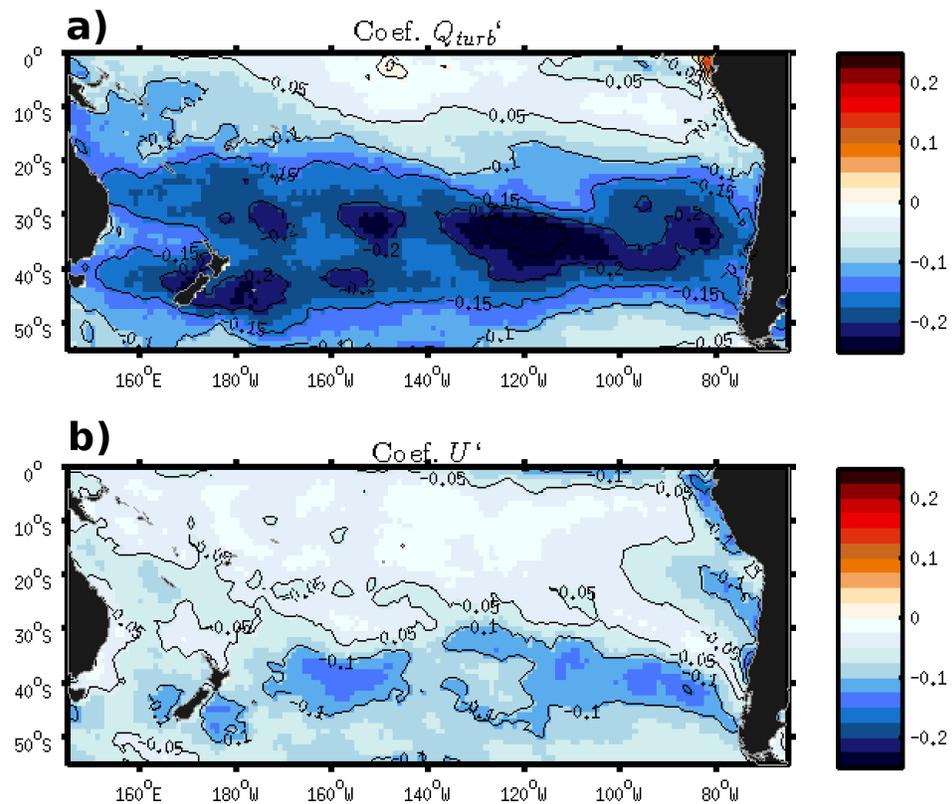


Figura 3.32: Regresión lineal múltiple de Q'_{turb} y \bar{U}' (filtrado) normalizados, para estimar $\Delta T'/\Delta t$ en la estación de verano sobre el Pacífico Sur. Los paneles superior e inferior muestran los coeficientes de regresión b_Q y b_U , respectivamente, en colores y contornos cada 0,05. Ver el texto para mayores detalles.

3.1.4. Amortiguamiento

De los distintos procesos que contribuyen a la disipación de anomalías de TSM en latitudes medias (explicados en la sección 1.2.4), se estudia el efecto de la retroalimentación por flujos de calor en superficie. Para ello, se calcula el HFF en base a la ecuación (1.7) para los flujos radiativos y turbulentos, es decir, se obtienen α_{sw} , α_{lw} , α_{sh} y α_{lh} , asociados a flujos radiativos de onda corta y onda larga, y flujos de calor sensible y latente, respectivamente.

En primer lugar, se analiza el efecto que tiene en los resultados del HFF la supresión de la señal de ENOS de los campos de anomalías de TSM y de flujos de calor superficiales. Antes de cualquier análisis, es importante notar que la intensidad de las teleconexiones de ENOS puede adicionar una componente significativa de persistencia en las anomalías de los campos atmosféricos que lleve a estimaciones del HFF (con la ecuación 1.7) sesgadas hacia retroalimentación positiva (α negativo) en todas las regiones (tanto de latitudes bajas como altas) que pueden ser remotamente influenciadas desde el Pacífico tropical [Frankignoul and Kestenare, 2002]. En ese sentido, los resultados obtenidos para el HFF sin la señal lineal de ENOS no son lo suficientemente confiables sobre el Pacífico tropical, debido a que una gran proporción de la varianza de las anomalías de TSM en esa región es controlada por ENOS, y al estar filtrando esta señal sólo queda una pequeña parte de su variabilidad, la que no es lo suficientemente representativa y podría entregar covarianzas entre la TSM filtrada y los flujos de calor muy débiles para estimar α correctamente en esa región. Por esta razón, sólo interpretaciones cualitativas de los resultados se consideran válidas (en esta investigación) sobre el Pacífico tropical.

Los resultados obtenidos para los flujos radiativos (*Figuras 3.33 y 3.34*) muestran leves cambios (algunas unidades de $Wm^{-2}K^{-1}$) hacia valores más positivos de α (retroalimentación negativa) en algunos sectores de latitudes medias del Pacífico Sur, principalmente para el caso de la radiación de onda corta. Sin embargo, también es posible observar algunas regiones de menor extensión espacial donde hay cambios hacia retroalimentación positiva (α negativo), por lo que no hay un cambio significativo de α_{rad} al filtrar la señal de ENOS en latitudes medias. En el caso de las latitudes tropicales, hay fuertes cambios en la estimación de α_{sw} y α_{lw} , pero nuevamente éstos se dan tanto hacia retroalimentación negativa como positiva, lo que puede deberse a que se está filtrando la señal dominante de esta región como se mencionó en el párrafo anterior. Para el caso de los flujos turbulentos (*Figuras 3.35 y 3.36*) la supresión de la señal de ENOS claramente

modifica las estimaciones de α , cambiando los valores (en algunas unidades, e incluso en decenas de $Wm^{-2}K^{-1}$) hacia retroalimentaciones negativas tanto para el flujo de calor sensible como el de calor latente, en todas las estaciones, y tanto en latitudes medias como en los trópicos.

Ahora, en relación a los resultados de las estimaciones del HFF (basados en la señal de ENOS filtrada) y el amortiguamiento de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur, hay resultados interesantes que destacar. Los resultados obtenidos para α_{sw} (Figura 3.33b) muestran valores entre -5 y -10 $Wm^{-2}K^{-1}$ en gran parte de la región al sur de 30°S en primavera y verano, asociados a retroalimentación positiva, los que también se observan en otoño, pero algo más débiles. Frente a Chile central es interesante un núcleo de retroalimentación negativa (valores entre 5 y 10 $Wm^{-2}K^{-1}$) presente entre las estaciones de otoño y primavera. En la región de la cubierta semi-permanente de estratocúmulos frente a Chile y Perú se observan valores en torno a -10 $Wm^{-2}K^{-1}$ en todas las estaciones. Y en general, en el Pacífico tropical central y occidental se observan valores asociados a retroalimentación negativa, consistente con lo esperado en esa región, donde las altas temperaturas alcanzadas generan convección profunda que impide la entrada de radiación solar, amortiguando las anomalías de TSM que originan la convección. En el caso del α_{lw} (Figura 3.34b) los valores estimados son más pequeños en comparación al flujo de onda corta. En latitudes medias, al sur de 30°S, se observan valores que oscilan entre 5 y 10 $Wm^{-2}K^{-1}$ en todas las estaciones, asociados a retroalimentación negativa; en las costas frente a Chile también se observan valores de retroalimentación negativa, en torno a 5 $Wm^{-2}K^{-1}$, los que son interrumpidos en la costa central por valores negativos de α_{lw} , de igual magnitud en otoño y primavera principalmente; en región de la cubierta de estratocúmulos se aprecian valores positivos en torno a 5 $Wm^{-2}K^{-1}$, los que se presentan principalmente en su parte sur y a cientos de kilómetros alejados de la costa; y en el Pacífico tropical se observa un tripolo de las estimaciones de α_{lw} , con valores negativos en torno a Indonesia, positivos entre 180 y 160°W, y nuevamente negativos al este en torno a los 140°W.

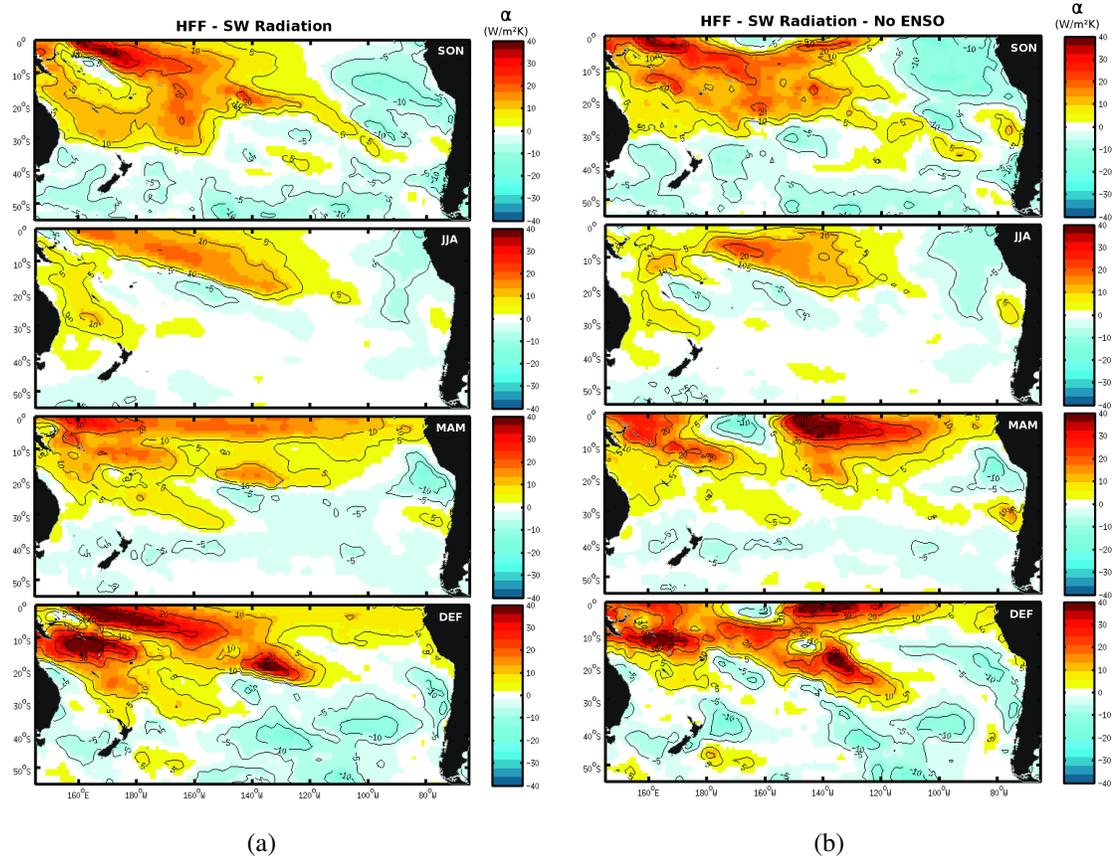


Figura 3.33: Mapa con valores (en colores y contornos) por estación del HFF por flujo radiativo de onda corta (α_{sw}) sobre el Pacífico Sur, (a) con la señal de ENOS incluida, y (b) con la señal de ENOS filtrada. Desde el panel inferior hasta el panel superior: verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON). Contornos cada $10 W m^{-2} K^{-1}$, más los de $\pm 5 W m^{-2} K^{-1}$.

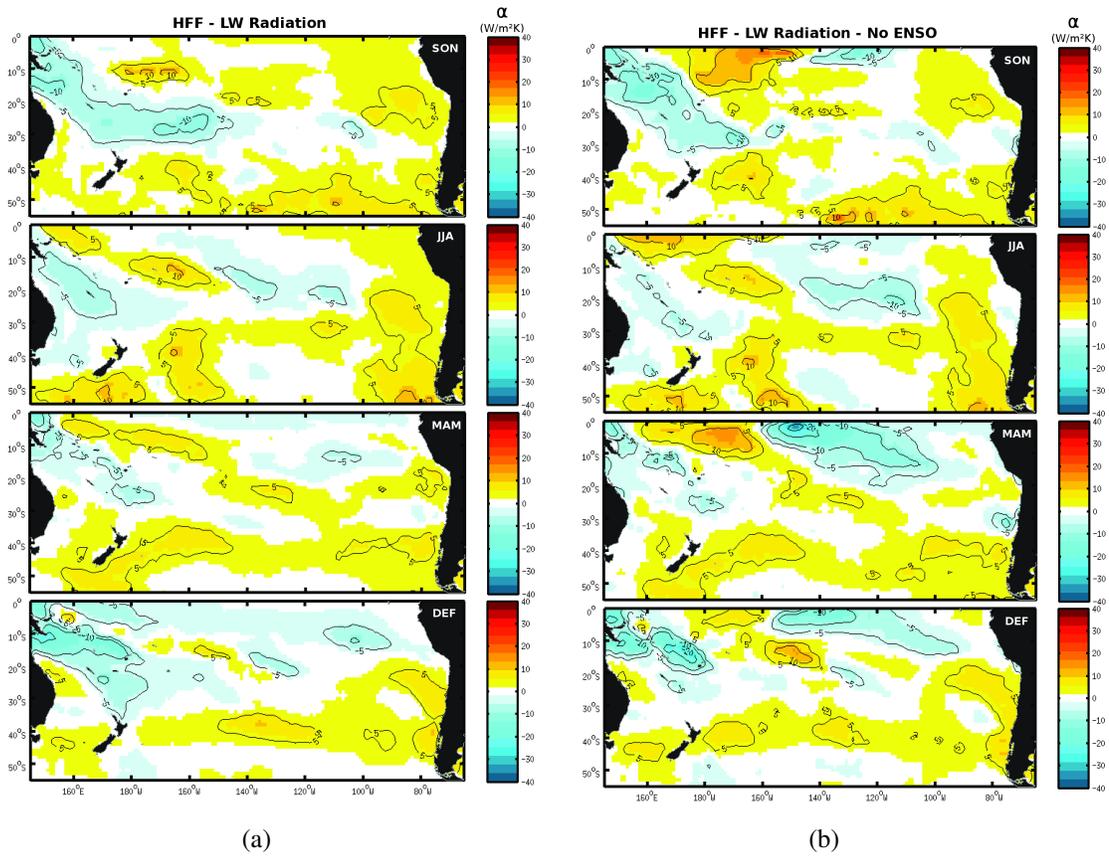


Figura 3.34: Mapa con valores (en colores y contornos) por estación del HFF por flujo radiativo de onda larga (α_{LW}) sobre el Pacífico Sur, (a) con la señal de ENOS incluida, y (b) con la señal de ENOS filtrada. Desde el panel inferior hasta el panel superior: verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON). Contornos cada $10 W m^{-2} K^{-1}$, más los de $\pm 5 W m^{-2} K^{-1}$.

En relación a los resultados de las estimaciones del HFF por flujos turbulentos, en general ambos flujos presentan estimaciones similares en cuanto al signo de la retroalimentación. Para el caso del flujo de calor sensible (*Figura 3.35b*), las estimaciones son prácticamente positivas (retroalimentación negativa) en todas partes, con las mayores magnitudes en latitudes medias, con valores entre 5 y $10 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$: en las vecindades de Nueva Zelanda durante verano, otoño e invierno, en el Pacífico central de latitudes medias en primavera y verano, en la costa de Chile central en otoño y centro-sur en verano, y entre 30 y 50°S en torno a 90°W en invierno y en torno a 100°W en otoño. Algunas estimaciones negativas de α_{sh} se observan en algunos sectores localizados al sur de 40°S en primavera y al sur de 50°S en invierno, aunque apenas alcanzan $-5 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$. De lo anteriormente expuesto, se puede pensar que los flujos de calor sensible podrían contribuir (en forma débil) a la disipación de anomalías de TSM en latitudes medias. Y en el caso de la retroalimentación por flujo de calor latente (*Figura 3.36b*), los resultados muestran una clara predominancia de retroalimentación negativa, tanto en latitudes medias como en latitudes bajas, con valores por sobre $20 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ en amplias porciones de latitudes medias, que incluso superan los $40 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ en algunos sectores. En invierno es cuando los valores de α_{lh} son mayores, sin embargo, al sur de 50°S es posible apreciar también valores negativos del HFF entre -5 y $-10 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$. En primavera, en los alrededores de Nueva Zelanda, se observan estimaciones de α_{lh} en torno a cero, que difieren de las observadas durante el resto de las estaciones en esa zona. Y también en primavera, frente a Chile austral, se observan valores del HFF en torno a cero, los que se presentan también en verano, aunque más al sur. Por lo anteriormente expuesto, el flujo de calor latente podría ser uno de los principales responsables del amortiguamiento de anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur.

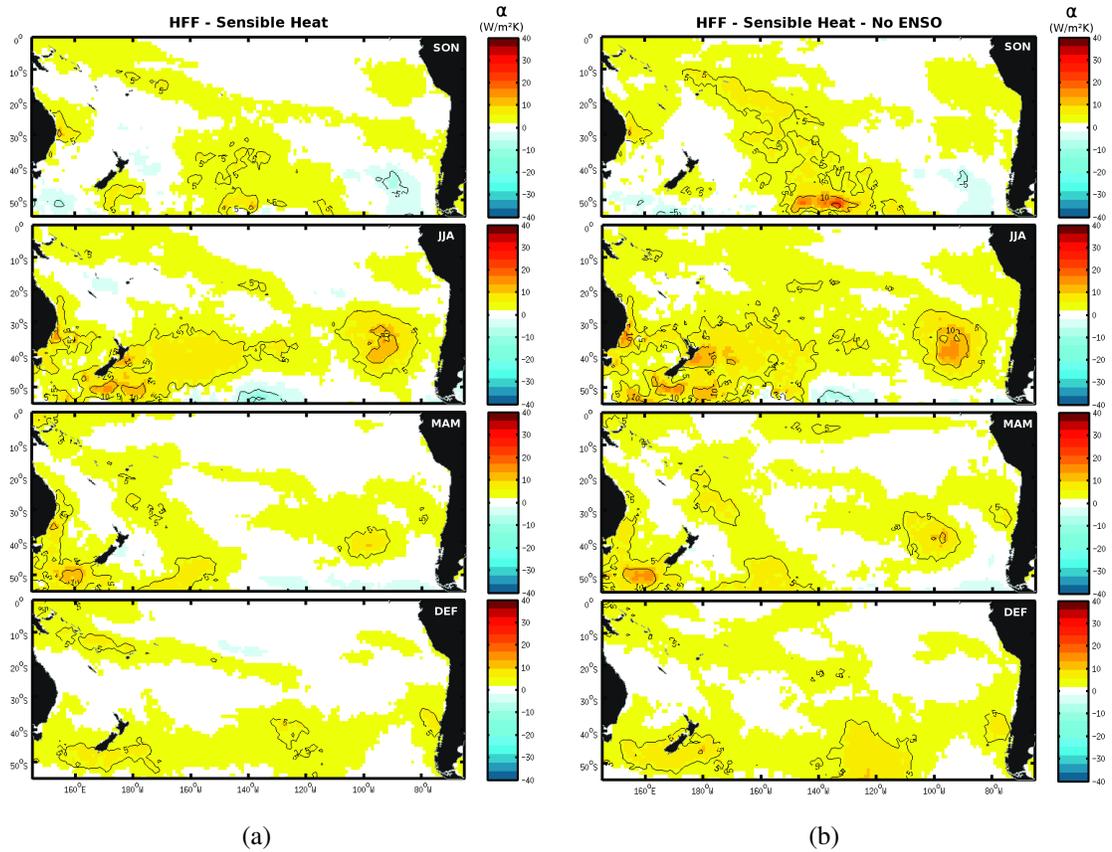


Figura 3.35: Mapa con valores (en colores y contornos) por estación del HFF por flujo de calor sensible (α_{sh}) sobre el Pacífico Sur, (a) con la señal de ENOS incluida, y (b) con la señal de ENOS filtrada. Desde el panel inferior hasta el panel superior: verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON). Contornos cada $10 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, más los de $\pm 5 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$.

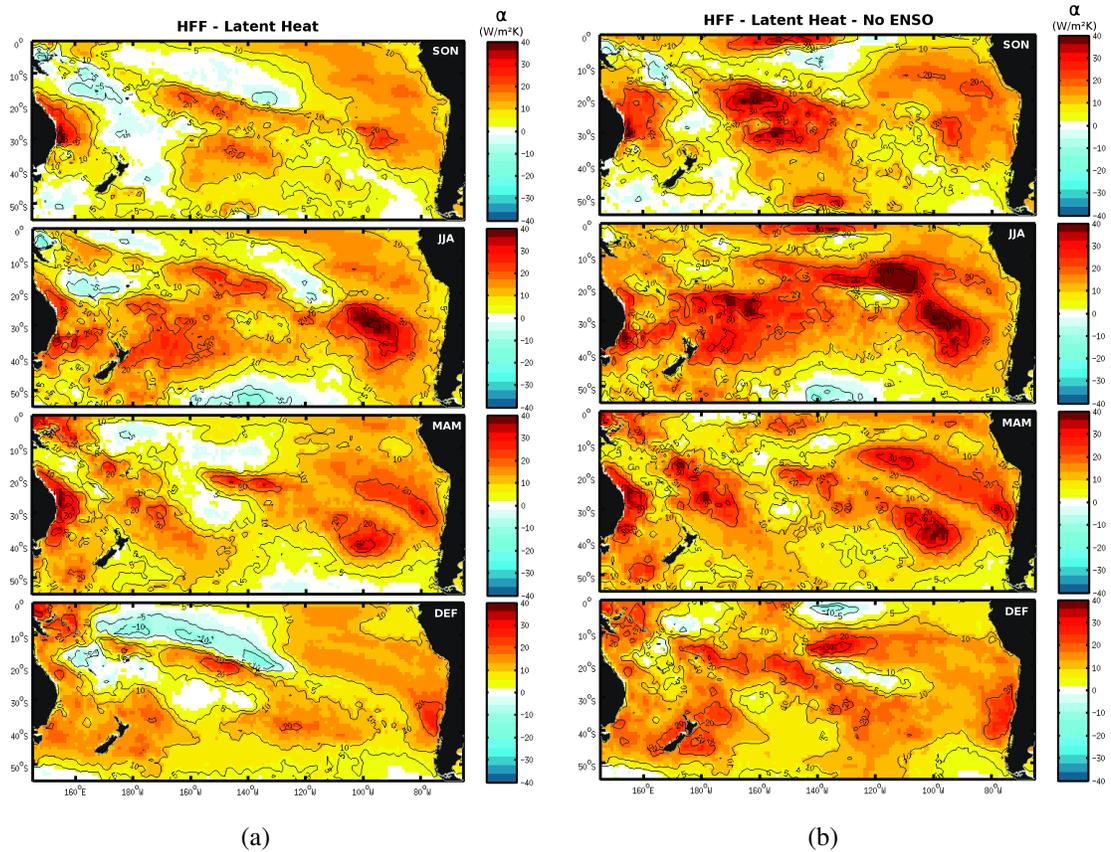


Figura 3.36: Mapa con valores (en colores y contornos) por estación del HFF por flujo de calor latente (α_{lh}) sobre el Pacífico Sur, (a) con la señal de ENOS incluida, y (b) con la señal de ENOS filtrada. Desde el panel inferior hasta el panel superior: verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON). Contornos cada $10 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, más los de $\pm 5 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$.

En la *Figura 3.37* se analiza el HFF por flujos radiativos y turbulentos sumando las contribuciones de los flujos respectivos. Se ve claramente que los flujos turbulentos dominan la retroalimentación por flujos de calor en la superficie del océano. En este caso, α_{sh} y α_{lh} contribuyen de forma constructiva, aumentando la magnitud de α_{urb} tanto para las retroalimentaciones negativas como positivas (*Figura 3.37b*). En cambio, la contribución conjunta de α_{sw} y α_{lw} es principalmente destructiva en latitudes medias (incluida toda la costa de Chile), donde pueden observarse valores entre $\pm 5 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ distribuidos irregularmente en todas las estaciones (*Figura 3.37a*). En latitudes bajas, la suma también es entre valores asociados a mecanismos de retroalimentación opuestos. No obstante, la predominancia de α_{sw} sobre α_{lw} ocasiona que, en regiones como la de la cubierta semi-permanente de estratocúmulos los valores de retroalimentación positiva prevalezcan en todas las estaciones, y en zonas como el Pacífico tropical central y occidental sobresalgan valores de retroalimentación negativa durante todo el año.

Finalmente, si se suman las contribuciones radiativas y turbulentas se obtiene el HFF neto (α). El campo obtenido se puede apreciar en la *Figura 3.38*. La distribución de α se asemeja bastante a la de α_{urb} y así también (aunque en menor medida que la anterior) a la de α_{lh} . En ese sentido, es evidente que en latitudes medias del Pacífico Sur dominan los valores positivos de α , es decir, la respuesta atmosférica mediante flujos de calor ante una anomalía en la TSM es de tipo negativa, lo que actúa como un factor de amortiguamiento de las anomalías de TSM generadas ahí. Llama la atención algunas regiones por sobre o en torno a $40 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ en la costa este de Australia durante otoño, invierno y primavera, entre 30°S y 40°S en torno a $100\text{-}90^\circ\text{W}$ frente a Chile en otoño e invierno, y en la costa de Chile central en otoño y Chile sur en verano. En latitudes bajas, valores muy por sobre los $40 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ se observan, principalmente en invierno, primavera y verano, en la zona de convergencia del Pacífico Sur, y en primavera, verano y otoño, en el Pacífico tropical occidental. A pesar de los altos valores de retroalimentación negativa, también asoman algunas regiones localizadas de retroalimentación positiva o bien con α en torno a cero: al sur de 45°S en el Pacífico central de latitudes medias en invierno; en las vecindades de Nueva Zelanda en primavera; entre 100 y 80°W frente a Chile sur-austral en primavera principalmente; y en el Pacífico ecuatorial oriental en primavera fundamentalmente.

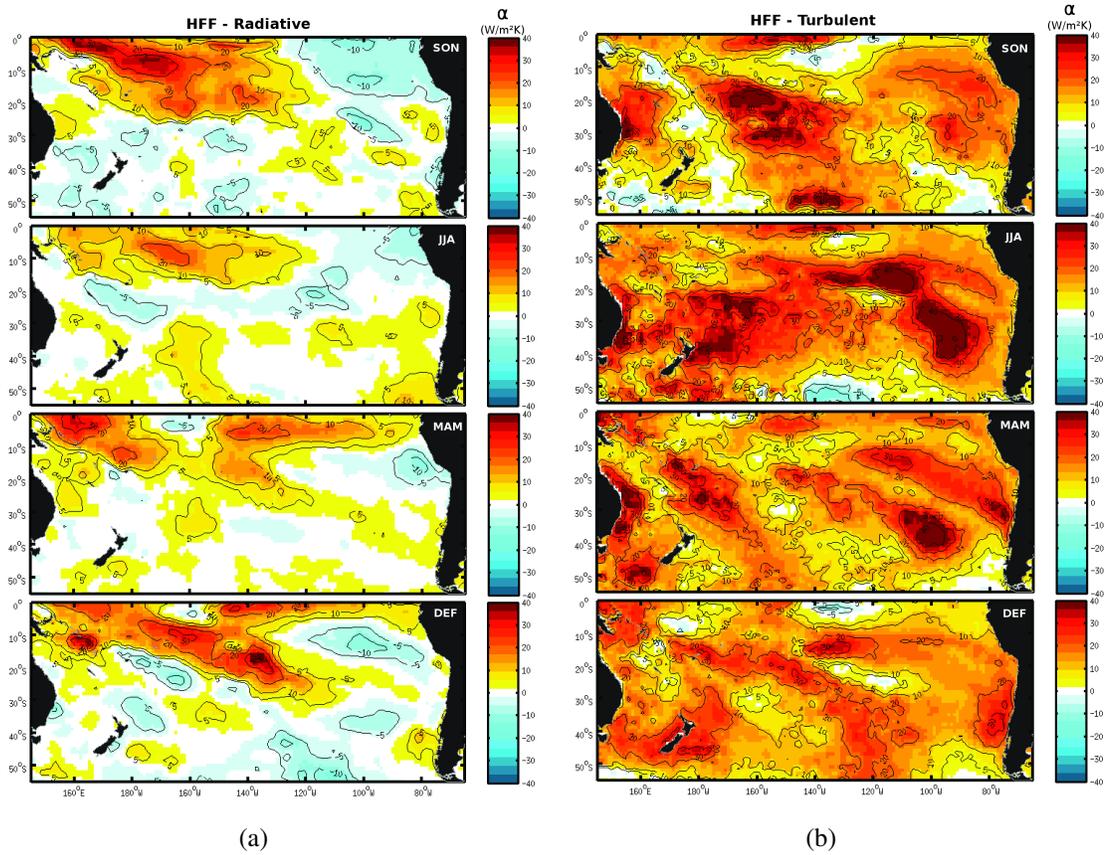


Figura 3.37: Mapa con valores (en colores y contornos) por estación del HFF por (a) flujos radiativos (α_{rad}) y (b) flujos turbulentos (α_{urb}) sobre el Pacífico Sur. Desde el panel superior hasta el panel inferior: verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON). Contornos cada $10 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, más los de $\pm 5 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$.

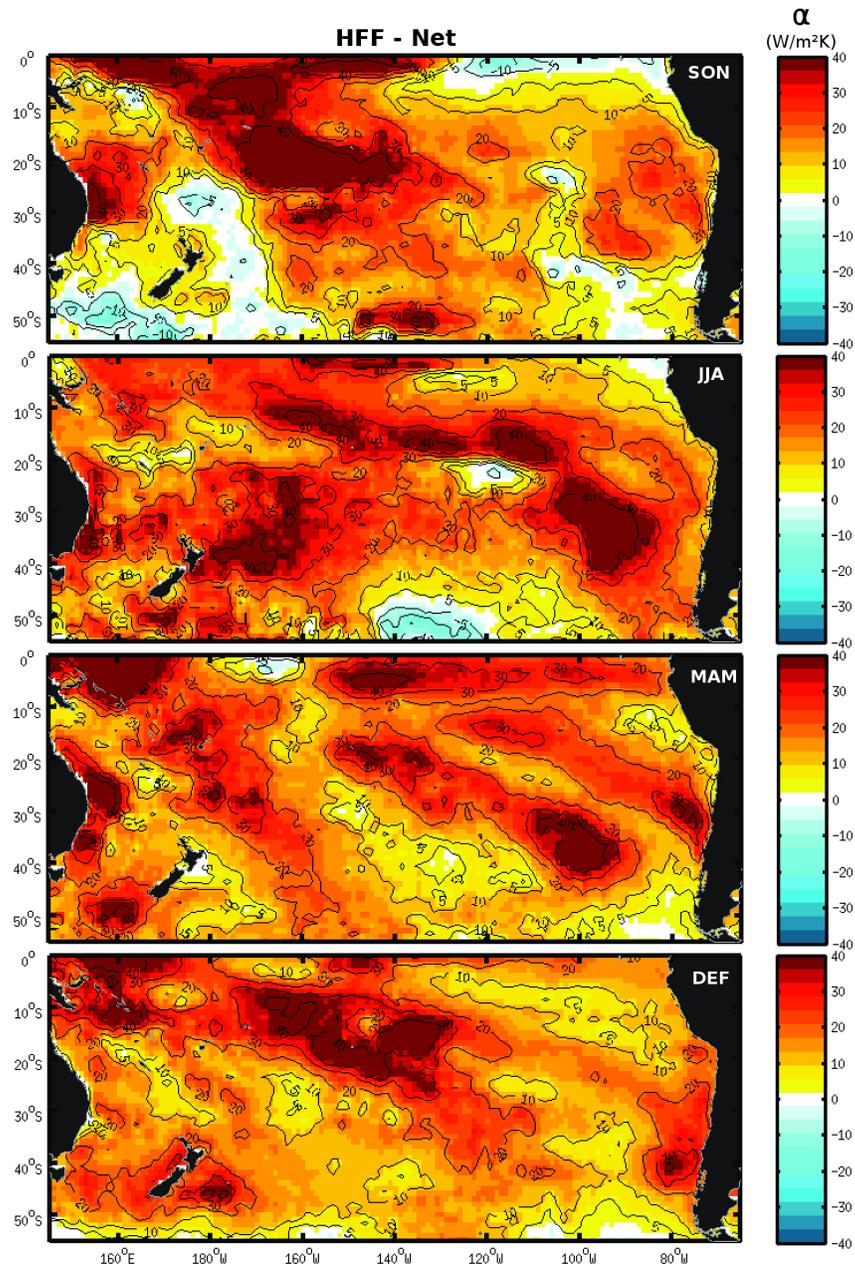


Figura 3.38: Mapa con valores (en colores y contornos) por estación del HFF neto (radiativo + turbulento) sobre el Pacífico Sur. Desde el panel superior hasta el panel inferior: verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON). Contornos cada $10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$, más los de $\pm 5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$.

3.1.5. Persistencia

Una de las formas más simples de estimar el grado de persistencia de las anomalías de TSM en la escala semanal sobre el Pacífico Sur es determinando la autocorrelación de T' para distintos desfases temporales. Este cálculo se realiza para anomalías en las distintas estaciones del año, y para desfases que van desde 1 hasta 11 semanas. En esta sección sólo se mostrarán los resultados para 3 desfases distintos: 1 semana, 5 semanas (~ 1 mes) y 9 semanas (~ 2 meses). La *Figura 3.39* muestra los resultados de correlación serial de T' para 1 semana de desfase. Lo primero que se puede apreciar es que independiente de la estación del año, las correlaciones son superiores a 0,7 en todas partes, alcanzando más de 0,9 en grandes porciones del Pacífico Sur. Si se comparan estaciones, es posible ver que los meses de otoño e invierno tienden a presentar mayores correlaciones que los de primavera y verano en latitudes medias, mientras que en latitudes bajas, en la región donde se desarrolla ENOS las correlaciones son mayores a 0,9 independiente de la estación. Si ahora se aumenta el desfase a ~ 1 mes (*Figura 3.40*) las correlaciones disminuyen bastante y ya se pueden comenzar a ver más marcadas las diferencias entre estaciones y las regiones espaciales que presentan mayor o menor persistencia de T' . En verano, en latitudes medias, los valores de autocorrelación oscilan entre 0,3 y 0,5 principalmente, y en toda la costa chilena se encuentran en torno a 0,3, lo que habla de la poca persistencia que presentan las anomalías de TSM en verano en las aguas frías del borde occidental sudamericano. Sin embargo, en esta estación también es posible observar un cierto grado de persistencia de anomalías de TSM en algunas porciones de latitudes medias, tales como la región al oeste del extremo austral de Sudamérica hasta 130°W , donde se observan correlaciones entre 0,6 y 0,75, y una porción entre 170°W y 140°W al este de Nueva Zelanda que supera 0,6 de autocorrelación. En la estación de otoño, las correlaciones también disminuyen respecto de la persistencia de 1 semana, aunque los valores (y el grado de persistencia) en latitudes medias son más altos que en verano, oscilando entre 0,5 y 0,7 principalmente. La costa chilena presenta valores de correlación relativamente bajos, entre 0,4 y 0,5, aunque mayores respecto del periodo estival. Al igual que en verano, se observa una zona de alta correlación (mayor a 0,8) frente al extremo austral de Sudamérica y al este de Nueva Zelanda (en torno a 0,7). La estación invernal presenta los valores de correlación más altos para un desfase de 5 semanas, los que varían entre 0,6 y 0,8 en latitudes medias. La costa chilena presenta un alto grado de persistencia en invierno si se le compara a las demás estaciones (valores en torno a 0,6), y además asoman 2 zonas con correlaciones por sobre 0,8: una prácticamente en la misma región frente a Nueva Zelanda observada en verano, y otra al sureste de

la anterior, entre 145°W y 110°W . La región de mayor persistencia observada frente a Sudamérica austral en verano y otoño ya no se presenta tan claramente en esta estación. Y para primavera, con 1 mes de desfase se presentan grandes variaciones en los valores de autocorrelación de T' en latitudes medias, que oscilan mayormente entre 0,3 y 0,6, alcanzando incluso valores por bajo 0,2 entre 20°S y 30°S , dejando en evidencia la poca o casi nula persistencia de anomalías de TSM en esa franja en primavera. En la costa chilena en esta estación, el grado de persistencia comienza a decrecer respecto de la estación anterior (autocorrelación en torno a 0,5), mientras que se mantiene un cierto grado de persistencia entre las 2 regiones de alta autocorrelación al este de Nueva Zelanda observadas en invierno. Al aumentar el desfase a unos 2 meses (*Figura 3.41*) se puede apreciar que amplias extensiones oceánicas en latitudes medias del Pacífico Sur en primavera y verano ya no presentan ningún grado de persistencia (correlaciones bajo 0,2), incluida la región frente a las costas chilenas (salvo la costa norte y central en primavera), situación que también se observa en otoño. Invierno sigue presentando autocorrelaciones de gran magnitud en parte importante del océano de latitudes medias. Todas las zonas con un grado importante de persistencia observadas para los desfases de 1 y 5 semanas en la mayoría de las estaciones siguen presentes con 9 semanas de desfase: la región frente a Sudamérica austral en verano y otoño (correlaciones mayores a 0,6); la zona al este de Nueva Zelanda en otoño e invierno (sobre 0,6 y 0,7, respectivamente), débilmente en primavera y verano ($\sim 0,4$); y al sureste de la anterior en $\sim 120^{\circ}\text{W}$, principalmente en invierno (valores en torno a 0,8).

En latitudes bajas, el comportamiento de las anomalías de TSM es muy distinto del observado en latitudes medias y altas. Las autocorrelaciones en el Pacífico tropical son mayores a 0,9 en primavera y verano, incluso con 9 semanas de desfase (*Figura 3.41*), mientras que en invierno se encuentran en torno a 0,7-0,8 al igual que en otoño en el Pacífico tropical central y occidental. Sin embargo, en el Pacífico tropical oriental (región Niño 3) la persistencia de T' en esta estación es mucho más baja (valores bajo 0,4), lo que probablemente tenga relación con la barrera en los pronósticos de la evolución de ENOS que se produce en otoño [Barnston et al., 2012].

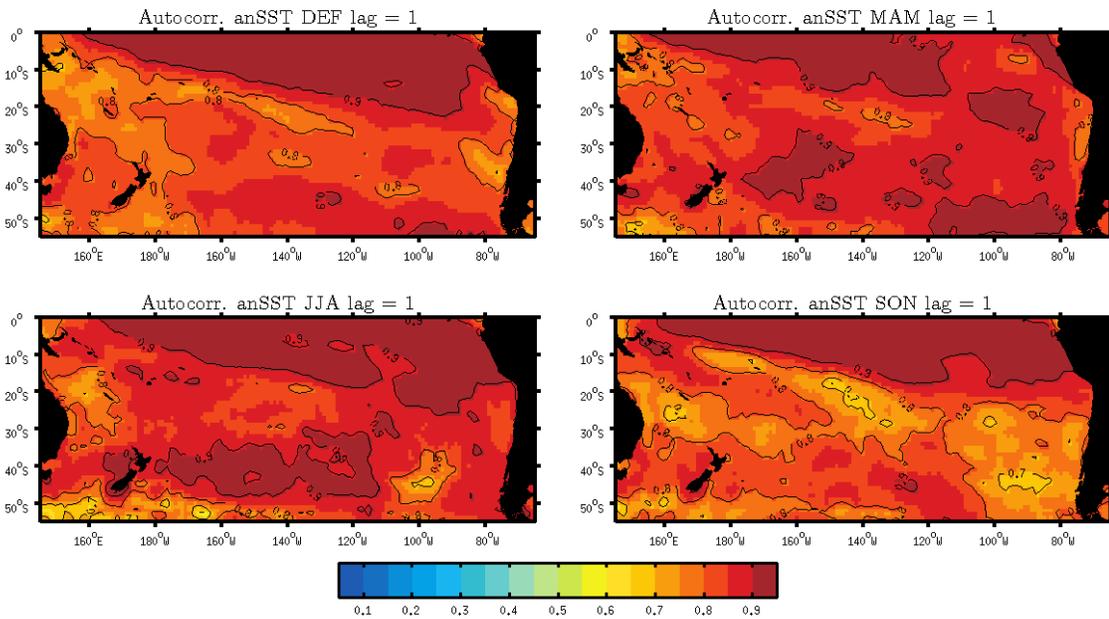


Figura 3.39: Campo de autocorrelación con desfase de 1 semana de las anomalías semanales de TSM en el Pacífico Sur, para las estaciones de DEF (verano), MAM (otoño), JJA (invierno) y SON (primavera). Contornos cada 0,1.

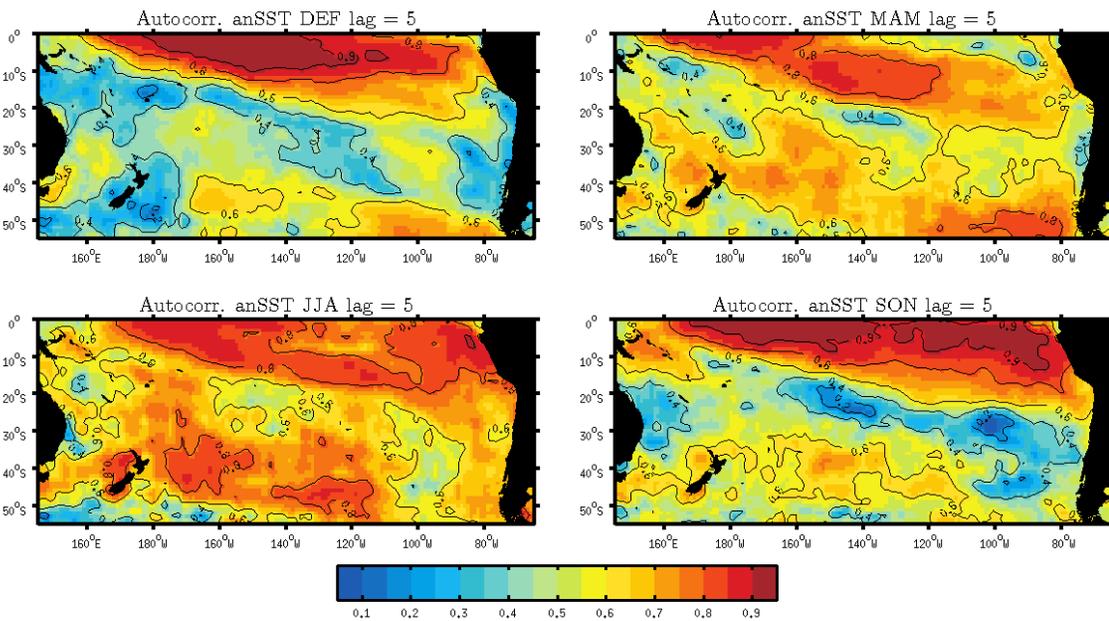


Figura 3.40: Igual que la Figura 3.39, pero para un desfase de 5 semanas (~ 1 mes). Contornos cada 0,2 para valores desde 0,2 hasta 0,8, más contorno de 0,9.

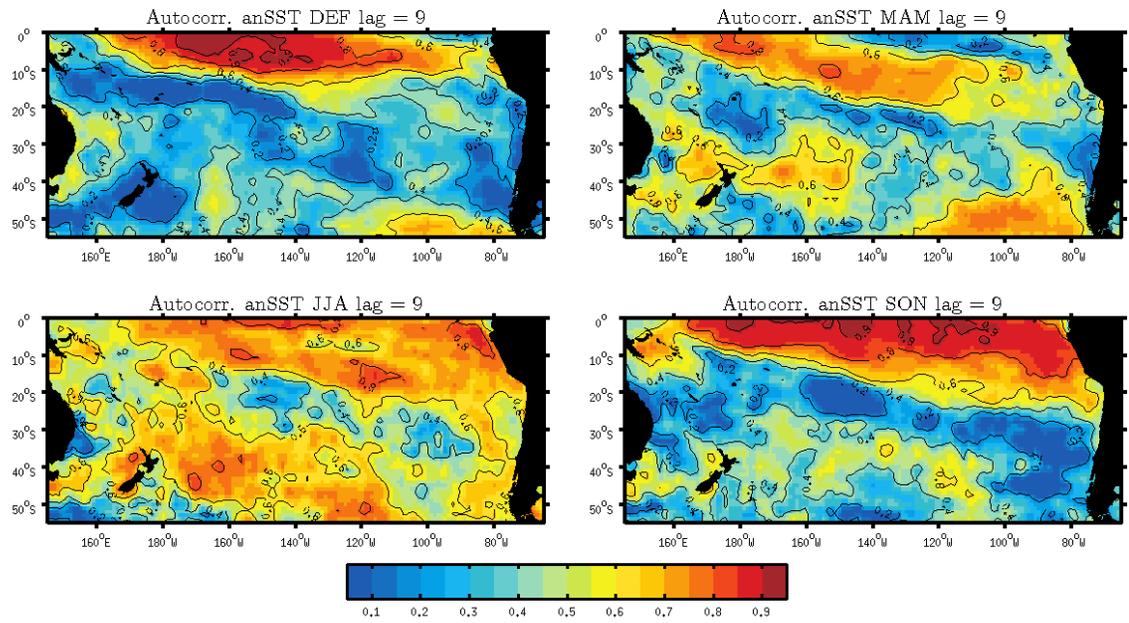


Figura 3.41: Igual que la *Figura 3.39*, pero para un desfase de 9 semanas (~ 2 meses). Contornos cada 0,2 para valores desde 0,2 hasta 0,8, más contorno de 0,9.

3.2. Impacto de las anomalías de TSM

En la presente investigación se analiza de forma muy somera y específica el impacto (o potencial impacto) de las anomalías de TSM presentes en latitudes medias del Pacífico Sur sobre la variabilidad atmosférica circundante. En particular, se evalúa su relación con la variabilidad estacional (verano-otoño) en Chile.

3.2.1. Relación con el inicio del otoño en Chile

El inicio de la estación de otoño en Chile ha sido estudiado por [Veloso and Montecinos \[2015\]](#). En dicho trabajo, a partir de observaciones diarias de temperatura máxima y mínima, formularon un índice del día de inicio del otoño (AOD), obteniendo así una serie de tiempo anual para distintas estaciones meteorológicas distribuidas en Chile central y sur, tanto en la costa como en valles centrales. Con las series del AOD en cada estación aplicaron el método de EOF, obteniendo un modo principal de variabilidad que se muestra en la [Figura 3.42](#). Lo interesante de este trabajo fue que, como resultado preliminar, observaron que anomalías positivas (negativas) de TSM se propagaban hacia la costa en los meses de verano y parte del otoño (enero-abril), en algunos de los años de retraso (adelanto) del inicio del otoño, lo que podría indicar que la TSM podría estar asociada a la temperatura del aire de inicio del otoño. Sin embargo esta hipótesis no fue puesta a prueba. Por lo tanto, ahora se realiza un compuesto del promedio del campo de anomalías mensuales de TSM de enero, febrero, marzo y abril, para los 5 años de mayor retraso y adelanto del otoño, correspondientes a los años sobre el percentil 85 y bajo el percentil 15, respectivamente, en base a la serie de tiempo mostrada en la [Figura 3.42](#) (en el periodo 1982-2015). Este compuesto se realiza para los primeros 4 meses del año, en base a lo observado en [Veloso and Montecinos \[2015\]](#), y se muestra en la [Figura 3.43](#), para las 2 condiciones mencionadas. Los resultados corroboran lo que los autores observaron: para el caso de los años de adelanto del inicio de la estación de otoño, se observa un núcleo de anomalías negativas de TSM (mayores a $-0,6^{\circ}\text{C}$ en magnitud) entre 140°W y 110°W al sur de 40°S en enero, el cual pareciera extenderse hacia el este en los meses que siguen, hasta alcanzar las costas de Chile en marzo, fortaleciéndose en el mes siguiente. Para el caso de los años de retraso del inicio del otoño, la condición promedio muestra un pequeño núcleo de anomalías positivas de TSM (de $-0,6^{\circ}\text{C}$ aprox.) instaladas frente a Chile (en torno a 100°W), pero esta vez centrado en 40°S (más al norte del caso anterior y de menor cobertura espacial), el cual se propaga hacia el este en los meses siguientes,

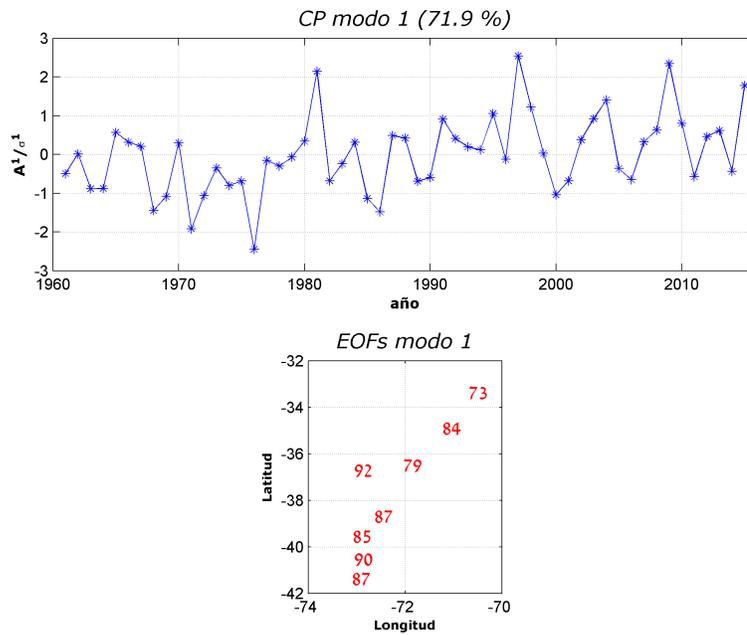


Figura 3.42: (arriba) Componente principal (estandarizada) del primer modo del índice de día de inicio del otoño entre distintas estaciones meteorológicas del centro y sur de Chile. (abajo) Patrón espacial, representado como correlación $\times 100$, del modo principal. De Veloso and Montecinos [2015]

hasta alcanzar completamente la costa chilena en abril. Las anomalías mencionadas son significativas al 95% de confianza (puntos blancos en la *Figura 3.43*), en base al método de Monte Carlo, para 1000 realizaciones de éste. Además de las anomalías que se propagan hacia la costa, es posible observar, en ambos casos, anomalías de TSM de signo contrario que coexisten con las primeras formando un dipolo, aunque éstas no se propagan y persisten por meses en el mismo lugar (principalmente en el caso de adelanto del otoño). También se observan anomalías significativas en el borde occidental del Pacífico Sur, entre Australia y Nueva Zelanda y sus alrededores, lo que habla de procesos al otro lado del Pacífico que podrían estar relacionados con los que ocurren en el borde oriental. El Pacífico tropical, que normalmente está relacionado a procesos que ocurren en regiones remotas, también muestra anomalías significativas, aunque sólo para el caso de adelanto del otoño, con anomalías negativas que alcanzan valores de -1°C . Parece curioso que las anomalías positivas en el Pacífico tropical, en el caso de retraso del otoño, no sean significativas. Esto podría deberse a que uno de los años de retraso considerado corresponde a uno de los eventos El Niño más grandes de la historia instrumental (1998), lo que podría haber sesgado el promedio de anomalías a hacia valores muy positivos en toda la región tropical, mientras que en algunos de los años restantes considerados (1997 y 2015) recién se formaban anomalías positivas en el Pacífico tropical.

De lo anteriormente mencionado, se tiene un ejemplo del potencial impacto que pueden tener las anomalías de TSM sobre fenómenos atmosféricos, en este caso, sobre la ocurrencia de altas o bajas temperaturas en los meses de marzo y abril (periodo de inicio del otoño) en Chile central y sur, con 2 meses de anticipación. Queda pendiente la tarea de determinar de forma más específica la relación (directa o indirecta) entre las anomalías de TSM aproximándose a la costa y la circulación atmosférica asociada a las anomalías de temperatura del aire antes de que inicie el otoño.

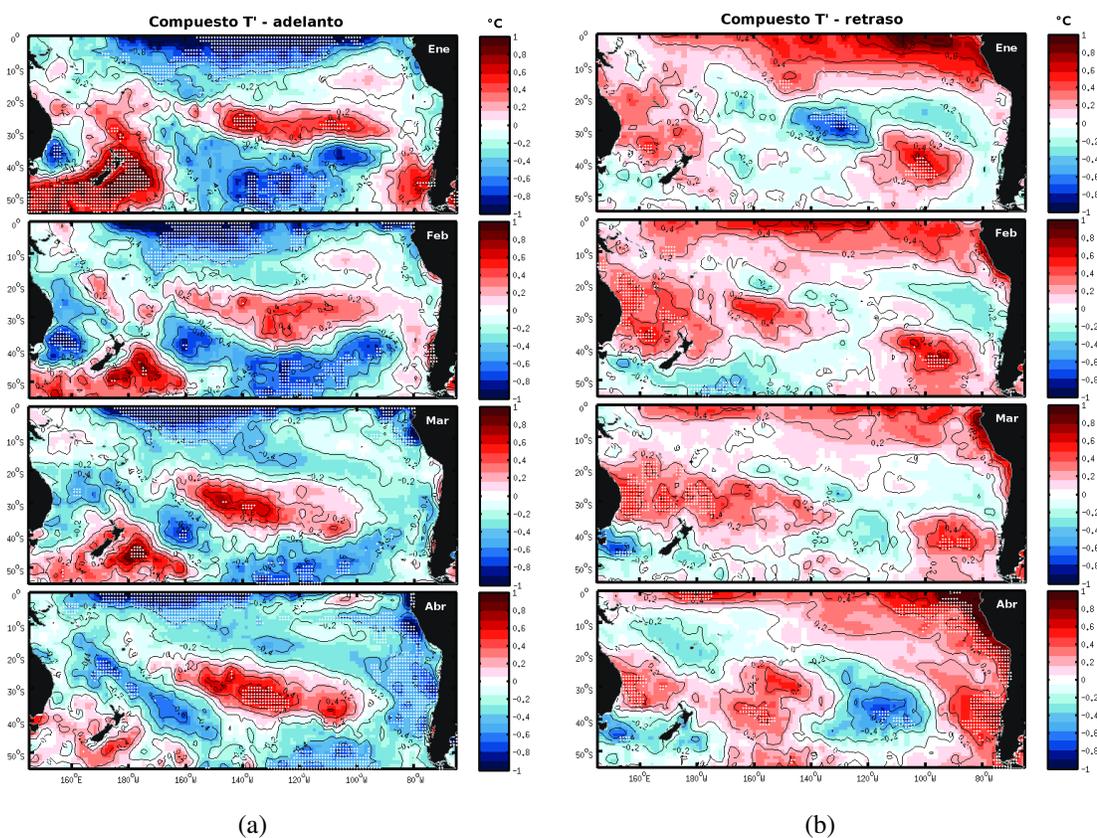


Figura 3.43: Mapas de compuestos de anomalías mensuales de TSM sobre el Pacífico Sur, de los meses de enero hasta abril (desde el panel superior hacia abajo), para los 5 años de mayor adelanto (a) y de mayor retraso (b) del inicio del otoño en Chile central y sur en el periodo 1982-2015. Anomalías positivas (negativas) en tonos rojos (azules). Contornos cada 0,2°C. Puntos blancos indican grillas significativas al 95 % de confianza.

Capítulo 4

Discusión

En la presente investigación se estudió el comportamiento de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur, especialmente en latitudes medias. Se analizó su variabilidad a distintas escalas de tiempo, a partir de observaciones semanales y en el periodo entre 01-1990 y 04-2016. Se observó el campo de desviación estándar (*Figura 3.2*), donde resalta un máximo relativo en la banda subtropical y de latitudes medias entre 20° y 50° S, en una zona donde el ciclo anual de la TSM alcanza su mayor amplitud (*Figura 3.3*). El campo de varianza es máximo en la estación estival y mínimo en la invernal. La región ubicada en este máximo relativo fue el foco principal de esta investigación.

4.1. Modos de variabilidad dominantes

Se determinaron los principales modos de variabilidad de las anomalías semanales de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur, específicamente en la banda zonal promedio $32,5^{\circ}$ - $38,5^{\circ}$ S a lo largo de toda la cuenca. En conjunto, los modos estacionario y de propagación principales, EOF1 y CEOF1, respectivamente, explican la mitad (50%) de la varianza de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur. La distribución longitudinal de varianza explicada de ambos modos se puede apreciar en la *Figura 4.1*, donde se puede ver que tanto el modo estacionario como el de propagación concentran la mayor parte de su varianza en el Pacífico central (entre 20 y 50%), y un porcentaje menor en la costa frente a Chile y frente a Australia (menor al 20%). Si se suman las contribuciones de ambos modos se llega a varianzas explicadas de hasta 72% en la porción central del Pacífico Sur y hasta 24% en el borde oriental. Esto permite dilucidar que el Pacífico central es la región dominante de la variabilidad de los modos principales de las anomalías de TSM en latitudes medias.

Ahora cabe preguntarse, ¿A qué procesos están asociados estos modos? La respuesta podría encontrarse en el trabajo de Saurral et al. [2017], quienes caracterizaron los principales modos de variabilidad interanual de la TSM en el Pacífico Sur entre 20° S y 65° S, utilizando observaciones de TSM anual promedio en toda la cuenca. Ellos encontraron un modo principal que explica un 39,2% de la variabilidad interanual de la TSM en el Pacífico Sur, con un patrón espacial que se observa en el panel (a) de la *Figura 4.3*, y que muestra una estructura dipolar con anomalías de signo opuesto centradas alrededor de 35° S- 160° W y 60° S- 130° W, el cual se denomina *Dipolo del Océano Pacífico Sur* (SPOD). Además del dipolo mencionado, este modo también muestra un patrón de signo opuesto al de 35° S en el Pacífico oriental subtropical. Si se compara este patrón con

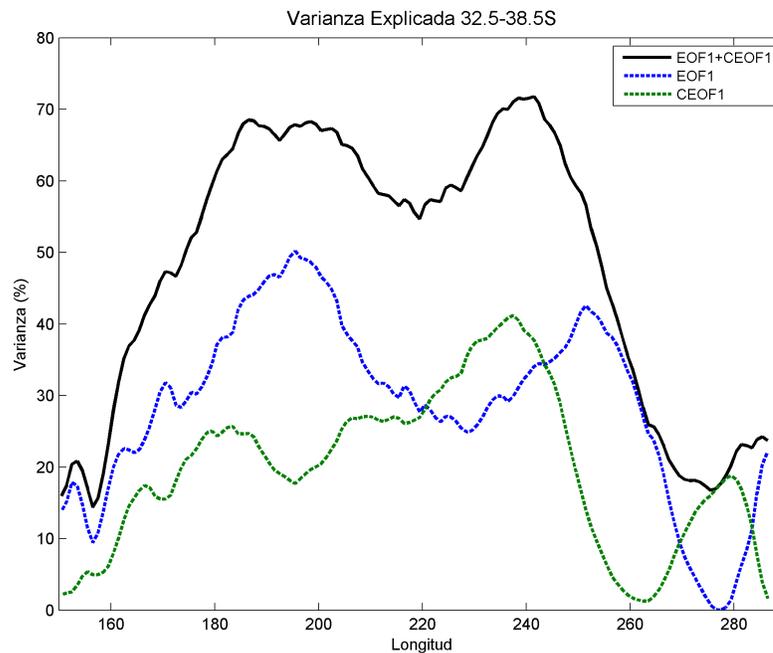


Figura 4.1: Varianza explicada, en función de la longitud, de los modos EOF1 (línea azul), CEOF1 (línea verde) y la suma de ambos (línea negra), en la banda latitudinal $32,5^{\circ}$ - $38,5^{\circ}$ S, sobre el Pacífico Sur.

el obtenido en la presente investigación para el modo principal en la banda $32,5^{\circ}$ - $38,5^{\circ}$ S (Figura 3.9b) se observa la clara similitud entre ambos, con un patrón de un signo y magnitud relativamente constante en el Pacífico central, que disminuye en magnitud hacia la costa, cambiando de signo al pasar 85 - 80° W. La similitud entre ambos patrones es aún más evidente si se considera la Figura 3.10 de la “extensión” meridional del modo 1 más allá de la banda promedio en torno a 35° S, donde el patrón de correlación se asemeja tanto en distribución espacial como en intensidad y signo a los pesos espaciales del EOF1 de todo el Pacífico Sur extratropical mostrados en la Figura 4.3a. Al mismo tiempo, es posible observar que las componentes principales de los 2 modos tienen el mismo comportamiento temporal en la escala interanual (comparar Figuras 3.9a y 4.3d). Lo anterior permite concluir que el modo principal de las anomalías semanales de TSM en la banda latitudinal promedio de $32,5^{\circ}$ - $38,5^{\circ}$ S en realidad corresponde al modo de variabilidad dominante de la TSM de gran escala, sobre toda la cuenca del Pacífico Sur extratropical en la escala interanual.

En base a lo anterior, se pueden extrapolar algunos de los resultados de Saurral et al. [2017] a la presente investigación. La serie de tiempo asociada al modo principal de la TSM presenta una tendencia de largo plazo positiva y significativa si se considera desde 1982 hasta 2015 (es decir, con 8 años adicionales), por lo que se podría suponer

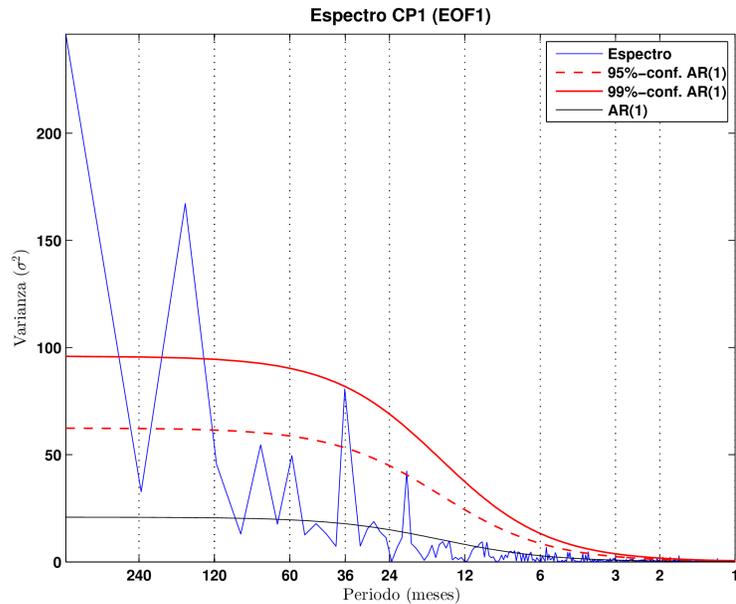


Figura 4.2: Espectro de potencias de Fourier de las anomalías de TSM asociadas a la CPI (línea azul), normalizado por $N/2\sigma^2$. El espectro teórico de un proceso AR(1) para $\beta = 0,91$ (ecuación 2.18) se muestra en negro, mientras que el 95% (99%) de confianza para el espectro se muestra en rojo discontinuo (continuo).

que la señal dominante de las anomalías de TSM presentes en la banda zonal de latitudes medias estudiada ha tendido a presentar anomalías cada vez más cálidas en el Pacífico central y más frías en el sector costero de Chile. De hecho, si se analiza el espectro de potencias de la CPI en la banda en torno a 35°S (Figura 4.2) se puede ver que las bajas frecuencias dominan la variabilidad de este modo con periodicidades significativas de 3 años (95% confianza), 13 años (99% confianza), y una periodicidad de más de 20 años significativa al 99%, la cual concuerda con la presencia de una tendencia de largo plazo en la serie. Por otra parte, el modo principal de la TSM sobre el Pacífico Sur está fuertemente relacionado a ENOS, y en menor medida a IPO (Oscilación Interdecadal del Pacífico), con correlaciones entre la CPI y los modos climáticos mencionados de -0,73 y -0,58, respectivamente [Saurral et al., 2017]. Esto da para suponer que la variabilidad interanual observada en la CPI en la franja de $32,5^\circ\text{-}38,5^\circ\text{S}$ (Figura 3.9a) se asocie en gran medida a ENOS.

Al igual que para el modo principal, se pueden comparar los resultados de esta investigación con los de Saurral et al. [2017] para los modos 2 y 3. Si se analizan los patrones presentados en la Figura 3.11 y se comparan con los de la Figura 4.3b-c pueden verse similitudes en la sucesión del signo del patrón desde el borde occidental hacia el este, aunque en algunos casos los máximos no se ubican en la misma longitud, y esta

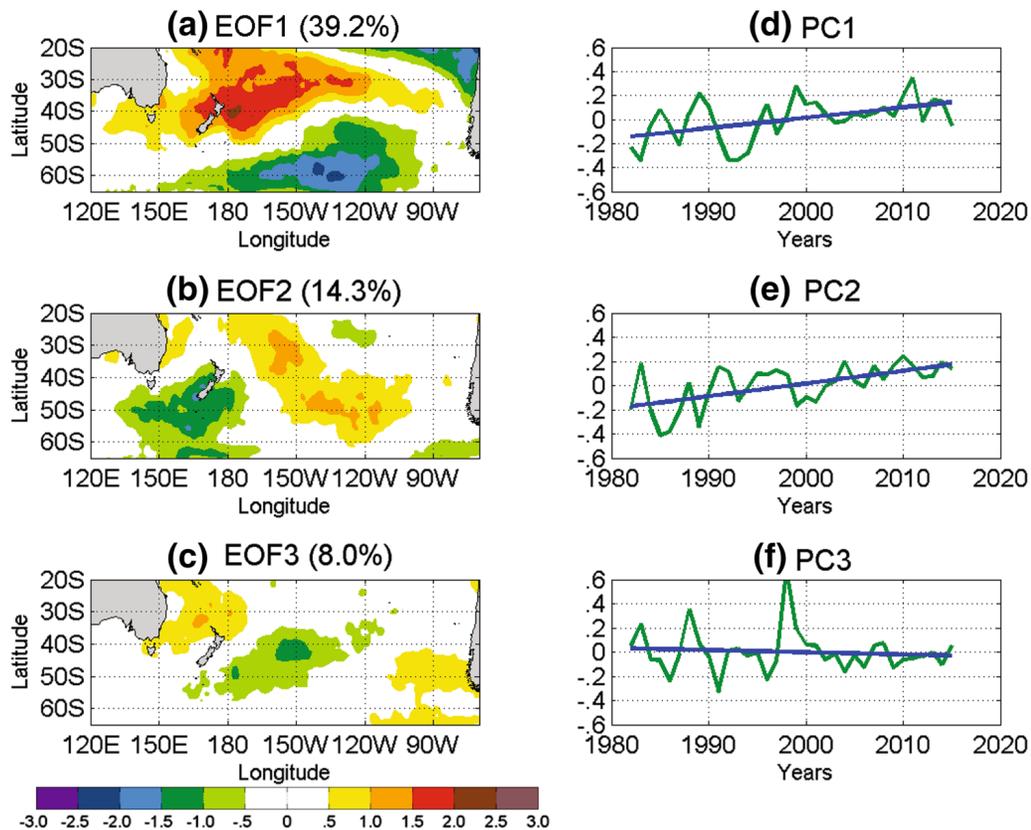


Figura 4.3: Modos principales de variabilidad interanual de la TSM en la región del Pacífico Sur. Se muestra el patrón espacial del (a) primer, (b) segundo y (c) tercer modo y la serie de tiempo normalizada ((d)-(f), respectivamente) asociada a cada modo. La línea azul en (d)-(f) indica la tendencia lineal. Las tendencias de la CP1 y CP2 son significativas al 95 % de confianza, mientras que para la CP3 no es significativamente distinta de cero, de acuerdo al test de Mann-Kendall. Tomada de Saurral et al. [2017].

similitud no se observa en el borde oriental.

Por otra parte, Saurral et al. [2017] también aplica el método de CEOF para determinar posibles patrones de propagación. El CEOF1 obtenido explica un 43,6% de la varianza, y su estructura espacial para distintas fases temporales se puede apreciar en la *Figura 4.4*. El dipolo observado en la fase 0° (o 180°) se propaga en dirección sureste de acuerdo a lo que mencionan sus autores, no obstante, si nos enfocamos solamente en la banda de 20° - 40° S se observa que también existe una propagación hacia el este en esa región: anomalías que surgen en la costa oeste de Australia se intensifican y se propagan (una fracción de éstas) hacia el este alcanzando la costa de Chile, aunque evidentemente con una menor intensidad respecto de la propagación del dipolo. Este patrón podría asociarse al patrón de propagación hacia el este observado a partir de anomalías semanales de TSM en la banda de $32,5^\circ$ - $38,5^\circ$ S, mostrado en la *Figura 3.15*. Sin embargo, se observan algunas diferencias en la intensidad que presentan las anomalías en las distintas longitudes.

Lamentablemente, al haber considerado un promedio meridional no es posible hacer una comparación óptima de los patrones espaciales. A pesar de ello, que exista propagación hacia el este en esa zona a partir de la aplicación de metodologías distintas da una idea de que los dos modos podrían estar relacionados. En el CEOF1 de Saurral et al. [2017], al igual que el CEOF1 encontrado en la banda zonal en torno a 35°S, se observan propagaciones que no son recurrentes en el tiempo y se presentan a distintas escalas temporales (no mostrado). Incluso, es posible observar algunas de ~ 3 años, que podrían asociarse a la de $\sim 2,6$ años observada a partir del espectro del modo de propagación de la *Figura 3.16*. Sin embargo, es difícil sacar conclusiones al respecto, considerando la baja resolución temporal que utilizaron Saurral y colaboradores al aplicar el método de EOF. Esto impide hacer comparaciones para otras periodicidades, como la de 5 meses también observada en este trabajo. De hecho, la no consideración de la variabilidad intraanual en el trabajo de Saurral y colaboradores puede ser un factor que explique en parte las diferencias con los patrones espaciales del CEOF1 encontrado en este trabajo.

En el presente trabajo, también se determinaron las principales frecuencias de variabilidad de anomalías de TSM sobre la cuenca del Pacífico Sur extratropical, mediante el uso del MTM-SVD. En primer lugar, se aplicó el método sobre el campo de TSM, obteniéndose un espectro VLF que mostró la predominancia del ciclo anual en la variabilidad de la TSM en latitudes medias. Si se compara la distribución espacial de esta oscilación (*Figura 3.18*) con su amplitud (*Figura 3.3*), es clara la correspondencia entre las zonas de mayor amplitud del ciclo anual y mayor porcentaje de varianza explicada, y viceversa, lo que no hace más que validar los resultados que entrega el MTM-SVD, considerando que el método realiza la reconstrucción de la TSM para una determinada frecuencia de oscilación a partir de un método indirecto (lo que implica que no existe una única forma de realizar la reconstrucción). Al complementar los resultados del MTM-SVD de las anomalías de TSM con aquéllos de los modos dominantes, se observan cosas interesantes. La frecuencia dominante del MTM-SVD sobre el Pacífico Sur (20°-50°S) en la escala interanual corresponde al periodo de 2,7 años, la que prácticamente coincide con la frecuencia interanual dominante del CEOF1 en la franja zonal de 32,5°-38,5°S ($\sim 2,6$ años⁻¹). Además, en ambos casos, no se encontraron periodicidades significativas para frecuencias más bajas (salvo la tendencia secular).

Del ciclo canónico de las anomalías de TSM reconstruidas con la oscilación de periodo 2,7 años (*Figura 3.23*) se observó la propagación de anomalías desde el noroeste de Nueva Zelanda hacia las costas del centro-sur de Chile. Este patrón se asemeja a la

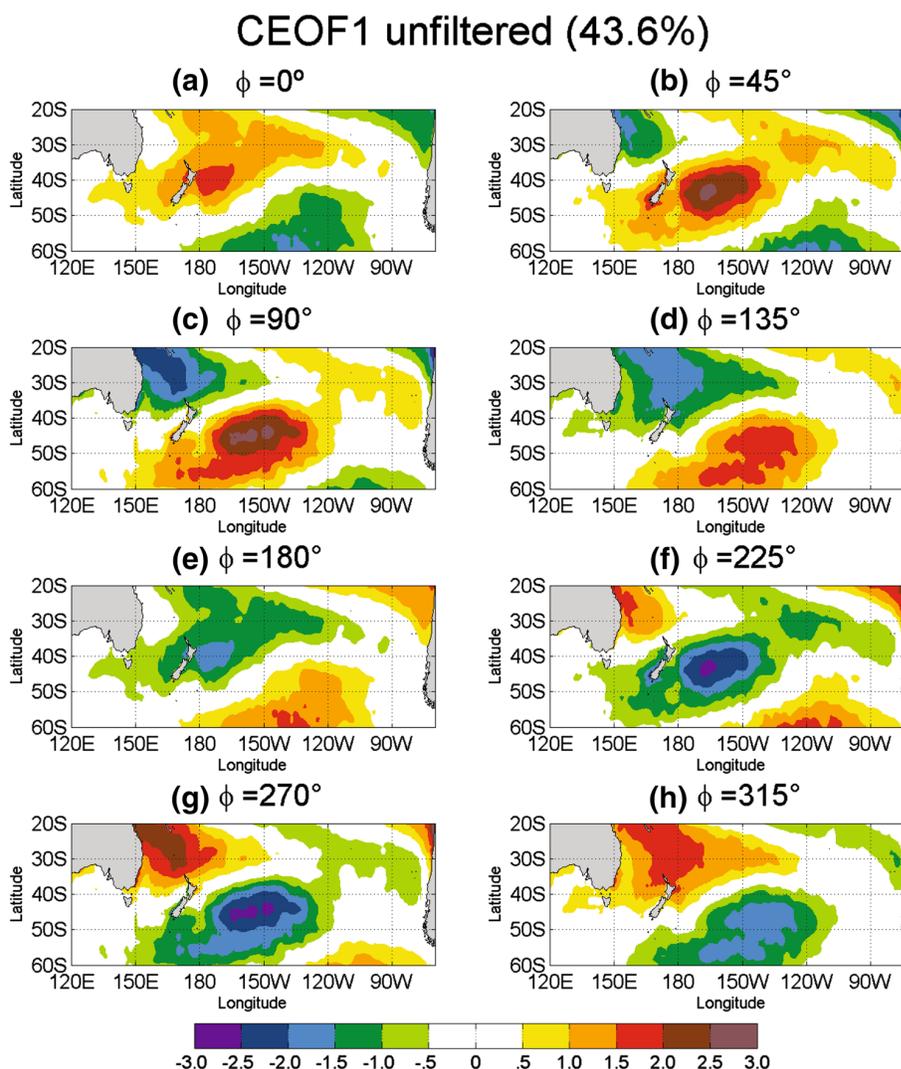


Figura 4.4: Análisis de EOF Compleja de las anomalías anuales de TSM sobre la región del Pacífico Sur. Estructuras espaciales del CEOF1 (43,6%) en función de la fase ϕ , desde (a) $\phi = 0^\circ$ hasta (h) $\phi = 315^\circ$. Tomada de Saurral et al. [2017].

propagación observada desde el Pacífico occidental frente a Australia y Nueva Zelanda hacia Chile centro-sur, del CEOF1 obtenido por Saurral et al. [2017] (Figura 4.4) y discutido anteriormente. De hecho, cuando Saurral y colaboradores aplican una media móvil de 4 años al CEOF1, el patrón de propagación hacia el este se diluye al pasar los 120°W (Figura 5 de su trabajo), lo que podría tener relación con que esta propagación de anomalías de TSM ocurre con un periodo temporal menor a 4 años, que perfectamente podría ser un periodo de 2,6-2,7 años, considerando que en la discusión de más arriba se encontraron similitudes con el CEOF1 en la franja de $32,5^\circ$ - $38,5^\circ\text{S}$.

La otra estructura observada al sur de 40°S en el ciclo canónico de 2,7 años parece

estar ubicada justo en la parte norte del patrón de TSM del modo principal de variabilidad del Pacífico Sur centrado en 60°S-130°W, por lo que la componente estacionaria de esta oscilación podría estar asociada al SPOD, que por la naturaleza del método de EOF es estacionario (*Figura 4.3a*). En el espectro de la componente principal del EOF1 en la franja latitudinal en torno a 35°S (*Figura 4.2*), resalta el periodo temporal de 3 años (con 95 % de confianza), que corresponde a la periodicidad más cercana a la de 2,7 años.

En la cuenca del Pacífico Sur de latitudes medias, un extenso rango de oscilaciones en distintas escalas temporales modula las anomalías de TSM. Dentro de ese rango de frecuencias (en base a la discusión anterior), es evidente la predominancia de las bajas frecuencias en la variabilidad de las anomalías de TSM. En esta investigación se utilizaron observaciones semanales. A pesar de ello, el modo dominante de las anomalías de TSM en la banda zonal de latitudes medias considerada es predominantemente de escala interanual e interdecadal, con variaciones de menor amplitud en escalas de tiempo más cortas (*Figura 4.2*), lo que va de la mano con lo observado para la variabilidad total de las anomalías de TSM (*Figuras 3.7, 3.20*). Esto sin duda es esperable, debido a la respuesta lenta del océano ante el forzante atmosférico, principalmente en latitudes medias, donde el modelo climático estocástico de [Frankignoul and Hasselmann \[1977\]](#) explica esta relación. En ese sentido, las anomalías de TSM que fluctúan en escalas de tiempo interanual cubren grandes porciones del Pacífico Sur (*Figura 3.22a*), mientras que en escalas de tiempo intraanual (*Figura 3.24a*), las anomalías generalmente oscilan en porciones de océano muy reducidas y no son dominantes en la gran escala. Por esta razón, sería más eficiente trabajar las observaciones de TSM separando las escalas temporales de alta frecuencia de las de baja frecuencia. También se debe tener en consideración las oscilaciones de muy baja frecuencia. Se observó la presencia de frecuencias significativas de escala interdecadal en el espectro del CEOF1, en particular una oscilación de 20 años, mientras que en el caso del EOF1 la periodicidad más alta superó los 20 años. Una oscilación de tan baja frecuencia seguramente corresponde a una tendencia de largo plazo en las anomalías de TSM asociadas al modo respectivo, de acuerdo a [Mann and Park \[1999\]](#). Sin embargo, en la presente investigación no se discute este aspecto.

4.2. Ciclo de vida sobre el Pacífico Sur

También se estudió las distintas etapas que componen el ciclo de vida de las anomalías de TSM, desde su origen producto de distintos forzantes, pasando por su duración en el tiempo, hasta que finalmente se disipan, todo esto para las distintas estaciones del año y en toda la cuenca del Pacífico Sur.

La capacidad generadora de anomalías de TSM en el Pacífico Sur se evaluó considerando los forzantes atmosféricos de flujo de calor turbulento y viento superficiales (Q'_{turb} y U' , respectivamente). Se usó la tendencia en las anomalías de TSM ($\Delta T'/\Delta t$) como la variable que representa la generación de anomalías, la cual mostró correlaciones negativas y significativas con Q'_{turb} y U' en latitudes medias del Pacífico Sur, indicando que ambos forzantes son importantes en la generación de anomalías. Además, un análisis de regresión lineal múltiple mostró que Q'_{turb} es más importante que U' en la generación de anomalías de TSM extratropicales. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por [Cayan \[1992\]](#) en latitudes medias de las cuencas oceánicas del Hemisferio Norte. Sin embargo, notables diferencias se observan cuando se correlacionan por estación del año. En este trabajo se encontró que en el verano (invierno) es cuando los flujos turbulentos y el viento en superficie generan los mayores (menores) cambios en la TSM, mientras que [Cayan \[1992\]](#) obtuvo lo contrario. La razón de esta discordancia en los resultados no es clara. En este trabajo se usaron datos semanales, mientras que [Cayan](#) utilizó observaciones mensuales, lo cual podría estar filtrando algunos procesos de menor escala temporal. Además, [Cayan](#) utiliza observaciones en grillas de 5° de latitud-longitud, mucho más gruesas que las de 1° utilizadas aquí, lo que también estaría filtrando procesos de menor escala espacial. Sin embargo, estas diferencias no permiten sacar conclusiones al respecto. [Frankignoul \[1985\]](#) estipula que la inercia térmica de la capa de mezcla es proporcional a su profundidad, y que, por lo tanto, la respuesta del campo de TSM a anomalías en los flujos turbulentos (lo que podría extrapolarse a anomalías de viento también) es directamente proporcional a la amplitud de los flujos, pero inversamente proporcional a la profundidad de la capa de mezcla. En verano, la amplitud de los flujos turbulentos en latitudes medias es menor en comparación a invierno, entre 25-50% menor que en la estación fría sobre el Pacífico Sur, de acuerdo al campo de desviación estándar de Q'_{turb} mostrado en la [Figura 4.5](#), lo que apoyaría los resultados de [Cayan \[1992\]](#). Sin embargo, la razón entre la profundidad de la capa de mezcla en invierno y verano en latitudes medias es grande, siendo 4 a 5 veces más somera en verano (ver ejemplo en la [Figura 1.4](#)), lo que indudablemente reduce la inercia térmica y contribuye a que se produzcan mayores cambios en la TSM en verano,

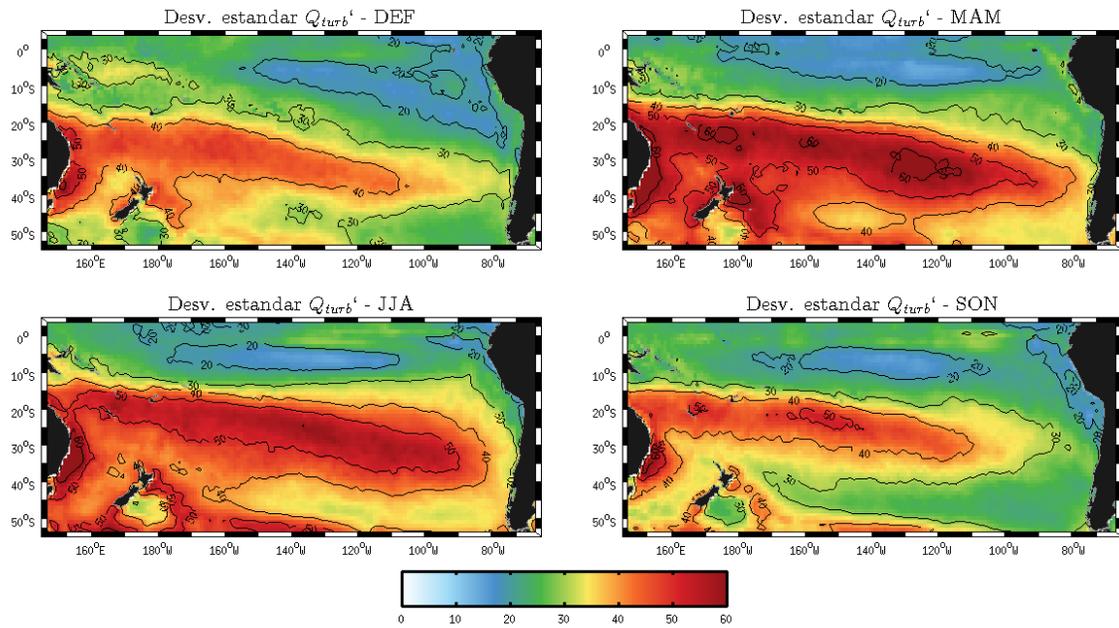


Figura 4.5: Mapas de desviación estándar de las anomalías de los flujos turbulentos en superficie sobre el Pacífico Sur, para las distintas estaciones del año. Unidades en W/m^2 . Contornos cada $10 W/m^2$.

apoyando los resultados de este trabajo. De hecho, el trabajo de Ciasto and Thompson [2008] apoya esta idea. Ellos encontraron que las amplitudes de las anomalías de TSM asociadas al Modo Anular del Sur (SAM) en latitudes extratropicales del Hemisferio Sur eran menores en la estación fría, mientras que las anomalías en los flujos turbulentos asociados a SAM en esa estación eran $\sim 50\%$ mayores respecto de la estación cálida, por lo que supusieron que las anomalías de TSM más débiles en invierno se debían a que la profundidad de la capa de mezcla en invierno se cuadruplica en latitudes extratropicales (ver Figura 2 de su trabajo).

Hay que destacar que, de acuerdo a la ecuación (1.1), hay distintos mecanismos (producto de forzantes tanto atmosféricos como oceanográficos) que contribuyen a la generación de anomalías de TSM en latitudes extratropicales. En este trabajo sólo se analizan dos, siendo claro que ambos parecen ser relevantes en los cambios en T' sobre el Pacífico Sur (Figura 3.30c). Como una tarea futura quedará la evaluación del efecto de otros forzantes en la generación de anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur.

La persistencia de las anomalías de TSM se estudió mediante un análisis simple de correlación serial sobre la cuenca del Pacífico Sur. Los altos valores de autocorrelación observados sobre todo el Pacífico Sur concuerdan con lo esperado, en base a lo discutido en la sección 1.2: el océano posee una gran inercia térmica, que se traduce en que los

procesos que ocurran allí sean lentos, es decir, tienen una tasa de decaimiento baja, que permite la persistencia de anomalías de TSM durante algunos meses, a diferencia de la atmósfera, donde los fenómenos meteorológicos no persisten más allá de 2-3 semanas. No obstante, se observó que esta gran persistencia no es igual todos los meses y presenta una variación estacional. Uno de los factores más importantes que probablemente incide es la variación estacional de la profundidad de la capa de mezcla, que controla la inercia térmica del océano, y por lo tanto la persistencia de anomalías de TSM: en invierno, una capa de mezcla más profunda aumenta la inercia térmica y ralentiza los cambios en la TSM, mientras que en verano, una capa más somera reduce la inercia térmica y favorece cambios más rápidos en la TSM.

Evidentemente, hay otros factores que pueden modular la persistencia de anomalías de TSM extratropicales, aunque probablemente sean menos importantes que la profundidad de la capa de mezcla. No obstante, son estos factores los que podrían explicar variaciones espaciales en el grado de persistencia sobre el Pacífico Sur.

Hay evidencia de que los flujos turbulentos asociados con la respuesta atmosférica extratropical remota a El Niño - Oscilación del Sur impactan significativamente la persistencia de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Norte [Park et al., 2006] y Sur [Ciasto and Thompson, 2008]. Para ver qué tan relevante es el impacto de ENOS sobre la persistencia de las anomalías de TSM se vuelve a determinar el campo de autocorrelación de anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur, pero esta vez eliminando la regresión lineal de ENOS del campo analizado. La *Figura 4.6* muestra el campo de autocorrelación estacional no asociado a ENOS, para un desfase de 2 meses. Para todas las estaciones, es clara una reducción de la persistencia de las anomalías de TSM sobre toda la cuenca en latitudes medias, y en especial en los trópicos, donde desaparece casi por completo la fuerte persistencia de primavera y verano. A pesar de esta reducción en la autocorrelación, todas las zonas de relativamente alta persistencia encontradas en las distintas estaciones se mantienen, lo que de alguna forma muestra que el forzante remoto de ENOS no es el que las produce. Sin embargo, no se debe olvidar que la señal de ENOS es de carácter no lineal, por lo que no es posible extraerla completamente de las anomalías de TSM extratropicales.

Park et al. [2006] encontró que la nubosidad de tipo estratiforme incrementa la persistencia de anomalías de TSM en el Pacífico Norte occidental y central (oriental subtropical), principalmente en primavera tardía y verano (verano tardío y otoño),

mediante retroalimentación positiva por flujos radiativos. Además, de acuerdo con Klein and Hartmann [1993], los mayores porcentajes de cobertura nubosa de tipo estratiforme se presentan en los bordes orientales subtropicales y en latitudes medias de los océanos. En particular, para el caso de la región subtropical de Perú-Chile, el máximo de cubierta nubosa ocurre en primavera (SON) con un 72 %, seguido del invierno (JJA) con un 67 %, mientras que en latitudes medias del Hemisferio Sur (Océano Austral) es en verano cuando la cubierta nubosa alcanza su máximo ($\sim 60\%$), aunque Klein and Hartmann [1993] no poseían suficientes observaciones en invierno y primavera al momento de realizar su investigación para poder estar completamente seguros de aquello. En esta investigación se calculó la retroalimentación por flujos radiativos sobre el Pacífico Sur, y se observó que en la región subtropical de la cubierta semi-permanente de estratocúmulos frente a Perú y el norte de Chile los valores de α_{rad} varían entre -10 y 5 $Wm^{-2}K^{-1}$ en todas las estaciones, aunque con una mayor extensión espacial de valores negativos en invierno y primavera (Figura 3.37a). Es decir, hay un sesgo hacia retroalimentación positiva, lo que favorece la mayor persistencia de anomalías de TSM en esa región. Esto es consistente con lo que se observó en los campos de autocorrelación (Figura 4.6) en el Pacífico oriental subtropical, donde las anomalías de TSM no asociadas a ENOS presentan un cierto grado de persistencia en toda las estaciones, siendo mayor en invierno y primavera, y también es concordante con los máximos de cobertura nubosa en invierno y primavera según Klein and Hartmann [1993]. Sin embargo, estos resultados discrepan de aquellos encontrados por Park et al. [2006], en la misma región subtropical pero del Pacífico Norte, donde una fuerte retroalimentación radiativa positiva se alcanza para fines de verano y otoño, cuando precisamente se observan los máximos en la cubierta de estratocúmulos en esa región. Ahora, en relación a la retroalimentación por flujos radiativos en latitudes medias, en este trabajo se obtuvieron valores mayormente negativos de α_{rad} en primavera y verano sobre el Pacífico Sur, los que concuerdan en términos estacionales con la máxima cubierta nubosa [Klein and Hartmann, 1993] y con el mayor aumento en la persistencia por retroalimentación radiativa positiva [Park et al., 2006] en el Pacífico Norte. Si se compara con la cubierta estratiforme del Océano Austral de Klein and Hartmann [1993], entonces también habría coherencia con el α_{rad} obtenido en verano sobre latitudes medias del Pacífico Sur. No obstante, los autores no poseían suficientes observaciones de todas las estaciones en el Océano Austral, y menos aún en la región del Pacífico Sur desde 30°S hacia el polo, por lo que no se puede comparar de buena forma ni menos sacar conclusiones al respecto.

Del análisis anterior se pueden rescatar dos aspectos: 1) que el efecto de la nubosidad

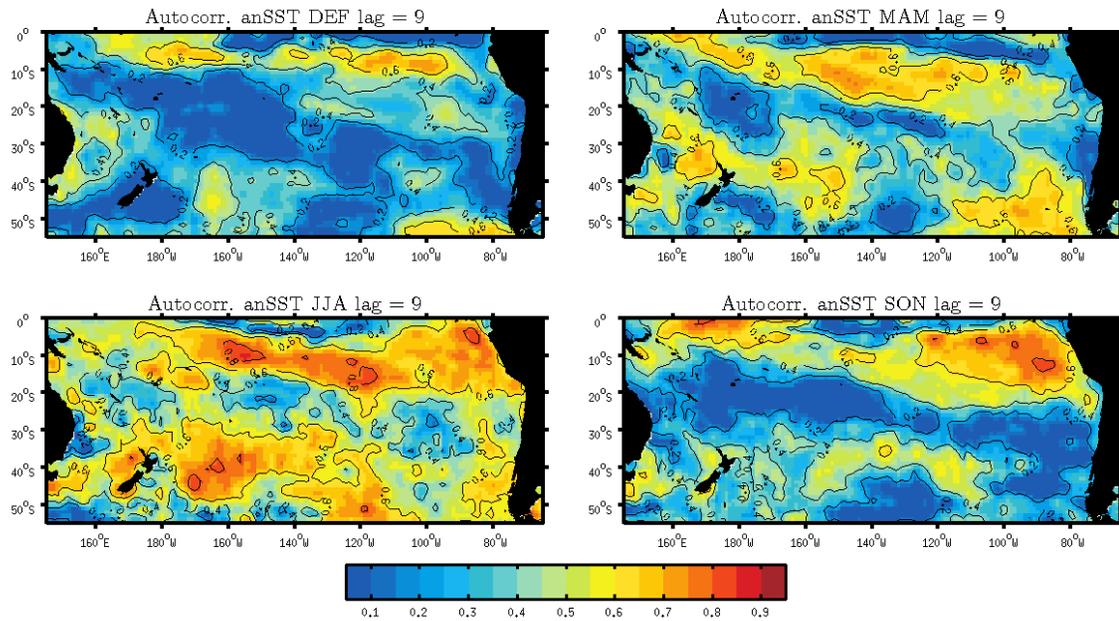


Figura 4.6: Igual que la *Figura 3.41*, pero eliminando la señal asociada a ENOS (lineal). Contornos cada 0,2.

estratiforme es capaz de producir retroalimentación positiva en anomalías de TSM, debido a que una anomalía negativa (positiva) inicial provoca el enfriamiento (calentamiento) del aire cerca de la superficie, facilitando (dificultando) la saturación del aire oceánico y llevando a un (una) incremento (reducción) de la nubosidad en la capa límite marina, lo que a su vez aumenta (disminuye) el albedo cerca de la superficie, reduciendo (incrementando) la entrada de radiación solar al océano, fortaleciendo así la anomalía inicial (aumento de la persistencia); y 2) que la estacionalidad de la cubierta de estratocúmulos no es idéntica en ambos hemisferios, por lo que pueden producirse diferencias en los máximos de α_{urb} , y en consecuencia, en la persistencia de las anomalías de TSM. No obstante, no se debe olvidar que la nubosidad baja también tiene un efecto de retroalimentación negativa sobre las anomalías de TSM, ya que una anomalía negativa (positiva) inicial que aumente (reduzca) la cubierta nubosa, provocará una disminución (incremento) de la pérdida radiativa neta de onda larga de la superficie, amortiguando la anomalía inicial. En todo caso, de lo observado en las *Figuras 3.33b* y *3.34b*, es evidente un patrón de retroalimentación opuesto entre Q_{sw} y Q_{lw} en el Pacífico oriental subtropical y en latitudes medias, donde en la primera zona α_{sw} es claramente dominante en todas las estaciones, mientras que en la segunda α_{sw} es mayormente predominante en primavera y verano, y en otoño e invierno α_{lw} es más importante.

La comparación entre la persistencia de anomalías de TSM y retroalimentación positiva

también se puede realizar considerando la retroalimentación por flujos turbulentos (*Figura 3.37b*). La región de alta persistencia (relativa) frente a Chile austral durante verano y otoño se ubica en una región de α_{turb} en torno a $0 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, muy por debajo de los valores típicos observados en latitudes medias. Algo similar ocurre con otra región de alta persistencia en torno a 50°S - 120°W presente en invierno, ubicada sobre una zona de retroalimentación turbulenta mayormente positiva (entre 5 y $-10 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$). En primavera, por el contrario, a pesar de observarse mayores porciones de retroalimentación positiva en latitudes medias no se ve una correspondencia con zonas de alta persistencia en anomalías de TSM extratropicales. Mecanismos de retroalimentación turbulenta positiva no son los que uno espera ver en latitudes medias; se podría especular con una posible respuesta del viento superficial que podría estar fortaleciendo la perturbación inicial, no obstante, se requiere mayor análisis para determinar qué procesos podrían estar detrás de esto.

El amortiguamiento o disipación de anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur se evaluó solamente a través de mecanismos de retroalimentación negativa por flujos de calor. En términos netos (*Figura 3.38*), el HFF es principalmente negativo (α positivo), especialmente sobre latitudes medias del Pacífico Sur, por lo cual hay una respuesta atmosférica que está contribuyendo a la disipación de anomalías de TSM. Hay dos mecanismos de retroalimentación negativa que explican los valores positivos de α observados. Uno de ellos está asociado a retroalimentación negativa por radiación de onda corta (*Figura 3.33b*), principalmente en latitudes tropicales del Pacífico central y occidental, donde la presencia de nubes convectivas de gran desarrollo vertical (Cumulonimbus), generadas por las altas temperaturas oceánicas, reduce la entrada de radiación solar hacia la superficie, amortiguando la TSM. El otro mecanismo, de mayor impacto sobre latitudes medias, está asociado a flujos turbulentos (*Figura 3.37b*), donde el flujo de calor latente es el más importante (*Figura 3.36b*). Bajo este mecanismo, anomalías de TSM positivas (considerando que no hay un ajuste inmediato de la temperatura del aire y de la humedad a ~ 10 metros, con aquellas justo sobre la superficie) incrementan el ΔT y el Δq (ecs. 1.3 y 1.4), lo que lleva a una intensificación de los flujos de calor sensible y latente, que amortiguan la anomalía inicial. Los valores de α_{turb} y su variación estacional (mayor en invierno y menor en verano) se condicen con lo observado por Frankignoul and Kestenare [2002] y Park et al. [2005] en el Hemisferio Norte, con valores que superan los $40\text{-}50 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ en grandes porciones de latitudes medias de los océanos en invierno, y valores bajo $40 \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$, o que apenas superan ese límite, en zonas muy localizadas durante el verano.

Si se analizan nuevamente los campos de persistencia discutidos anteriormente (*Figura 4.6*), pero esta vez con una mirada en las zonas de baja autocorrelación, no se ve una correspondencia estacional entre éstas y los valores de α , es decir, α más positivo y autocorrelación menor. Esto sin duda debe tener relación con la variación estacional de la profundidad de la capa de mezcla, que probablemente es la que controla la inercia térmica, y en consecuencia las tasas de decaimiento de las anomalías de TSM, dejando al HFF en un papel secundario, pero no por eso menos importante. Además, como se discutió en la sección 1.2.4, hay otros factores relevantes, como la intrusión, que también pueden contribuir en la disipación de anomalías de TSM. En ese sentido, para evaluar el impacto del HFF sobre el amortiguamiento de anomalías de TSM, es necesario analizar la contribución de cada factor de forma separada.

En otro aspecto, se comparan los campos de HFF con aquellos de [Park et al. \[2005\]](#) y [Hausmann et al. \[2017\]](#). La metodología usada en ambos trabajos para estimar la retroalimentación por flujos de calor está basada en aquella propuesta por [Frankignoul and Kestenare \[2002\]](#), al igual que en este trabajo, por lo que los resultados obtenidos deberían ser similares. En el caso de [Park et al. \[2005\]](#), ellos usaron observaciones de barco del *Extended Edited Cloud Report Archive* (EECRA) y observaciones satelitales en base al ISCCP, en grillas gruesas de $5^\circ \times 10^\circ$ (latitud \times longitud), mientras que [Hausmann et al. \[2016\]](#) utilizaron el campo de reanálisis ERA-Interim en grillas de $0,75^\circ$ para presentar sus resultados. En general, los patrones de retroalimentación por flujos radiativos en [Park et al. \[2005\]](#) (en base al ISCCP) se asemejan bastante a los obtenidos en este trabajo, tanto en signo como en distribución espacial, a pesar de las diferencias en la resolución espacial. Esto podría indicar que los mecanismos de retroalimentación por flujos radiativos están asociados a fenómenos de gran escala, aunque no se debe olvidar que los campos radiativos de OAFflux-ISCCP de $1^\circ \times 1^\circ$ usados aquí se construyeron a partir del ISCCP original, de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, lo que podría explicar perfectamente las semejanzas. Los patrones de HFF turbulento obtenidos en la presente investigación (con OAFflux), respecto de los de [Hausmann et al. \[2016\]](#), son mayores (menores) cuando la retroalimentación obtenida es más grande (pequeña), en otras palabras, la varianza de α_{turb} obtenida aquí es mayor que la conseguida por [Hausmann et al. \[2016\]](#) (con ERA-Interim). Esta diferencia seguramente es debido al uso de bases de datos diferentes. En el caso del HFF radiativo, los rasgos estacionales obtenidos muestran porciones de retroalimentación positiva (en torno a $-5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$) más extensas que las de [Hausmann et al. \[2016\]](#), en verano y especialmente en primavera, donde valores de $10 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$

o más en algunas porciones del Pacífico Sur (al sur de 30°S), no se condicen con aquellas mostradas en la *Figura 3.37a*. Esto último seguramente también se debe a que la base de datos es distinta (reanálisis ERA-Interim en Hausmann et al. [2016] versus OAFflux-ISCCP usado aquí). De hecho, son Hausmann y colaboradores quienes plantean estas diferencias al comparar sus resultados usando ERA-Interim y OAFflux (aunque no lo muestran) sobre el Océano Austral y parte de los demás océanos del Hemisferio Sur hasta 30°S, diferencias que se pueden ver sobre el Pacífico Sur.

Capítulo 5

Conclusiones

A continuación, y en base a los resultados obtenidos y su discusión, se presentan los principales hallazgos de este estudio:

- Las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur muestran variabilidad a distintas escalas de tiempo, tanto interanual como intraanual, siendo los periodos más significativos aquellos entre 2 y 3 años y entre 1 y 6 meses (*Figura 3.17*). La variabilidad de escala interanual representa porcentajes de varianza explicada (*Figura 3.22a*), sobre distintas regiones del Pacífico Sur, mayores que la variabilidad de escala intraanual (*Figura 3.24a*), indicativo de la predominancia de las bajas frecuencias en las señales oceánicas (espectro de ruido rojo), en particular en la TSM.
- Se observa la existencia de un modo principal (estacionario) de variabilidad de las anomalías de TSM del Pacífico Sur extratropical (*Figura 3.10*), con un patrón opuesto de anomalías entre el Pacífico central en torno a 35°S y la costa de Chile (de 35°S hacia el norte), más otro patrón de signo opuesto al del Pacífico central, pero ubicado al sur de 45°S. A este dipolo sobre el Pacífico central extratropical se le conoce como Dipolo del Océano Pacífico Sur (SPOD) [Saurral et al., 2017].
- La variabilidad del modo estacionario principal es fundamentalmente de escala interanual e interdecadal, junto con una tendencia positiva, asociada a un calentamiento del Pacífico central al norte de 45°S, y un enfriamiento en la misma región pero al sur de 45°S y en la costa de Chile al norte de 35°S.
- Además, se observa la existencia de un modo principal de propagación, con un patrón de anomalías de TSM que se propaga hacia el este, en la cuenca del Pacífico Sur en torno a 35°S, y con una periodicidad dominante de 2,6-2,7 años (*Figura 3.15*). No obstante, también es posible observar este patrón de propagación en escalas de tiempo menores.
- La tendencia en las anomalías de TSM ($\Delta T' / \Delta t$) muestra una relación con anomalías en los flujos turbulentos (Q'_{turb}) y el viento superficial (U'), indicativo de que ambos forzantes influyen en la generación de anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur. Un análisis estacional muestra que para ambas variables la capacidad de generación de anomalías de TSM es mayor en verano y menor en invierno, lo que se contrapone a lo mostrado por Cayan [1992] en el Hemisferio Norte para flujos turbulentos. Las variaciones estacionales en la profundidad de la capa de mezcla en latitudes medias (siendo 4 a 5 veces más somera en verano respecto del invierno) apoyan los resultados del presente trabajo.

- Un análisis de regresión lineal múltiple muestra que Q'_{turb} es más importante en la generación de anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur extratropical que U' , diferencia que se acrecenta cuando se elimina la relación lineal existente entre Q'_{turb} y U' .
- Las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur presentan un alto grado de persistencia si se les compara con variables atmosféricas, debido principalmente a la gran inercia térmica del océano respecto de la atmósfera. En otoño e invierno, la persistencia es mayor que en primavera y verano, debido fundamentalmente a los cambios estacionales en la inercia térmica de la capa superficial del océano, directamente relacionada con la profundidad de la capa de mezcla. Para una semana de desfase, la correlación serial de las anomalías de TSM es superior a 0,7 sobre toda la cuenca y mayor a 0,9 en grandes porciones de océano, mientras que para 2 meses de desfase, si bien surgen grandes zonas en latitudes medias donde se pierde la autocorrelación, siguen habiendo determinadas regiones donde las anomalías de TSM pueden persistir: al oeste del extremo austral de Sudamérica ($\sim 100^\circ\text{W}$) en verano y otoño (correlaciones sobre 0,6) y un poco más al oeste ($\sim 120^\circ\text{W}$) en invierno (entre 0,6 y 0,8), al este de Nueva Zelanda en otoño e invierno (sobre 0,6 y 0,7, respectivamente) y débilmente en primavera y verano (en torno a 0,4), y otras zonas de menor extensión espacial en determinadas estaciones (*Figura 3.41*).
- Se observa que la señal de ENOS del Pacífico Tropical es capaz de incrementar en cierta medida la persistencia de las anomalías de TSM en latitudes medias del Pacífico Sur, con aumentos de hasta 0,2 en la autocorrelación en algunos sectores de la cuenca oceánica.
- Mecanismos de retroalimentación positiva por flujos de calor pueden aumentar la persistencia de anomalías de TSM. En el Pacífico Suroriental subtropical (frente a Perú y el norte de Chile), la cubierta semi-permanente de estratocúmulos en invierno y primavera produce retroalimentación positiva por radiación de onda corta ($\alpha_{sw} < 0$), lo que aumenta la persistencia de anomalías de TSM en esa zona. En la misma región subtropical, pero del Pacífico Norte, los mayores valores de retroalimentación positiva por radiación de onda corta se alcanzan entre fines de verano y otoño, cuando la cubierta estratiforme allí es máxima [Park et al., 2006]. Valores de retroalimentación positiva por flujos radiativos de onda corta se observan también en latitudes medias, principalmente en primavera y verano (*Figura 3.37a*), sin embargo, no es claro un aumento de la persistencia en estas latitudes por este mecanismo.

- La retroalimentación por flujos radiativos de onda larga (α_{lw} , *Figura 3.34*) es generalmente menor y de signo opuesto a la de onda corta (α_{sw} , *Figura 3.33*), reduciendo muchas veces la fuerza de la retroalimentación radiativa, y en algunos casos cancelándose entre sí ($\alpha_{rad} \approx 0$).
- La retroalimentación por flujos turbulentos (α_{turb} , *Figura 3.37b*) es mayormente negativa en latitudes medias del Pacífico Sur, razón por la cual estos flujos actúan amortiguando anomalías de TSM que se producen ahí. Tanto α_{sh} (*Figura 3.35*) como α_{lh} (*Figura 3.36*) tienen el mismo signo en prácticamente todas partes, con valores (como suma) que superan los 40 a 50 $Wm^{-2}K^{-1}$ en grandes porciones de latitudes medias durante invierno, y que en verano apenas alcanzan los 40 $Wm^{-2}K^{-1}$ en zonas muy localizadas.
- Retroalimentación negativa también es observada en el Pacífico tropical central y occidental, producto de retroalimentación por flujos radiativos (*Figura 3.37a*), donde la presencia de grandes nubes convectivas amortigua las altas temperaturas oceánicas. Valores típicos de α_{rad} en esa zona oscilan en torno a 20 $Wm^{-2}K^{-1}$, pudiendo alcanzar hasta 30 $Wm^{-2}K^{-1}$ en primavera y verano.
- En términos netos, la retroalimentación por flujos de calor (α , *Figura 3.38*) es dominada por α_{turb} , principalmente a través de α_{lh} , con valores de α principalmente negativos sobre toda la cuenca del Pacífico Sur, y cuyos máximos superan ampliamente los 40 $Wm^{-2}K^{-1}$ en invierno.
- En general, las retroalimentaciones por flujos de calor (HFF) sobre el Pacífico Sur muestran ser consistentes, tanto en signo como en distribución espacial, con aquellas obtenidas por [Park et al. \[2005\]](#) y por [Hausmann et al. \[2016\]](#). Sin embargo, diferencias en la varianza del HFF turbulento (en todas las estaciones) y en la extensión espacial del HFF radiativo (en verano y primavera) con aquellas obtenidas por [Hausmann et al. \[2016\]](#) se presentan, principalmente, debido al uso de bases de datos diferentes.
- Se comprueba la existencia de propagación de anomalías de TSM hacia el este, durante los meses previos al inicio del otoño en Chile, desde el Pacífico central ($\sim 100^\circ W$ en enero) hacia la costa del centro-sur de Chile, observado (pero no verificado) por [Veloso and Montecinos \[2015\]](#). Este patrón se observa para los años de mayores anomalías de temperatura del aire en distintas regiones del centro y sur de Chile; la propagación de anomalías positivas (negativas) de TSM se presenta en asociación con anomalías positivas (negativas) de temperatura del aire al inicio del

otoño en Chile.

Apéndice A

Diagramas longitud-tiempo anomalías de TSM

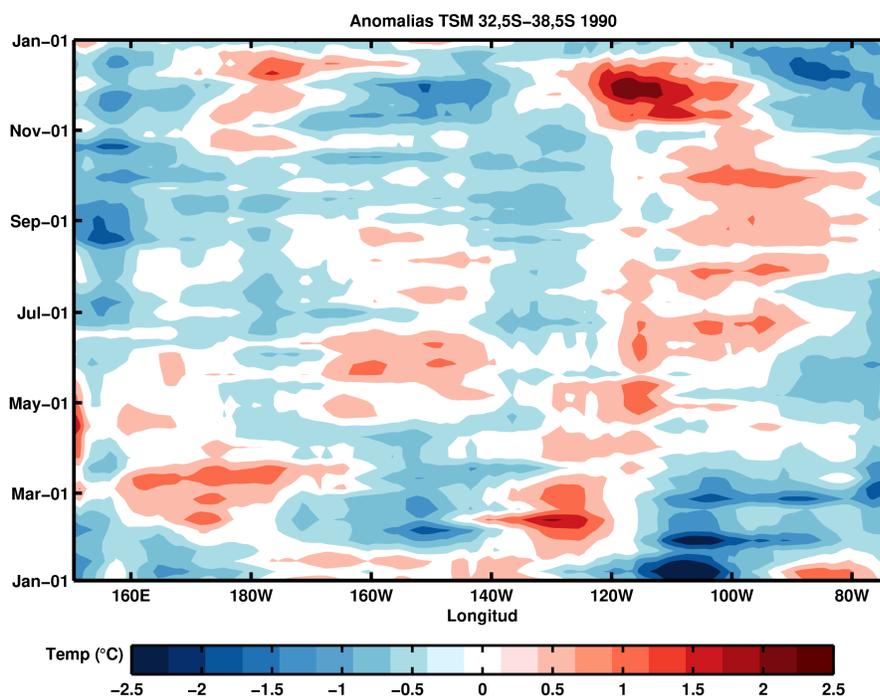


Figura A.1: Diagrama longitud-tiempo de las anomalías de TSM sobre el Pacífico Sur, promediadas entre 32,5°S y 38,5°S, durante el año 1990 (partiendo de abajo hacia arriba). Los colores rojos indican anomalías positivas y los azules anomalías negativas. Unidades en °C.

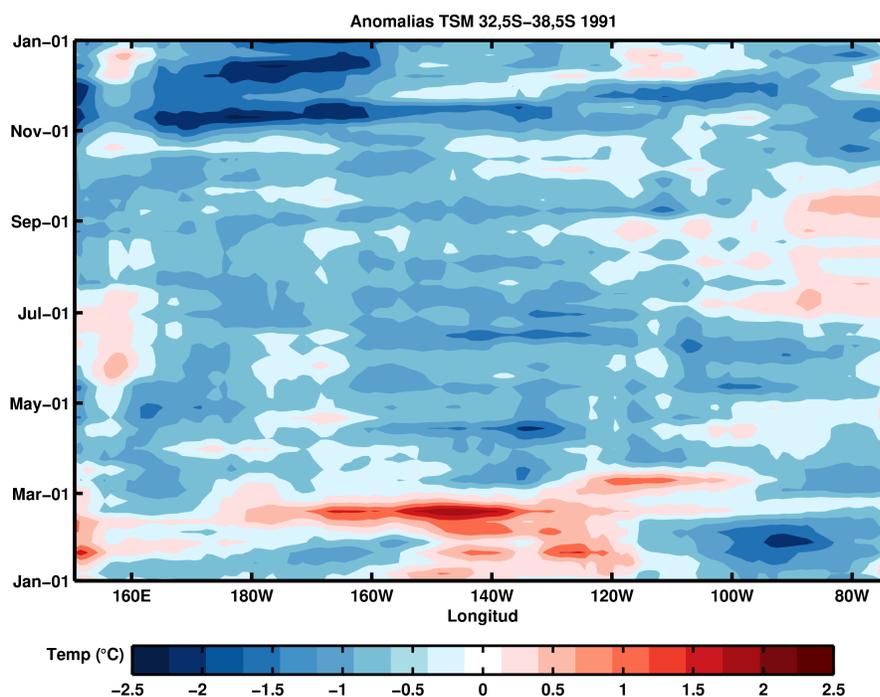


Figura A.2: Igual que la Figura A.1, pero para el año 1991.

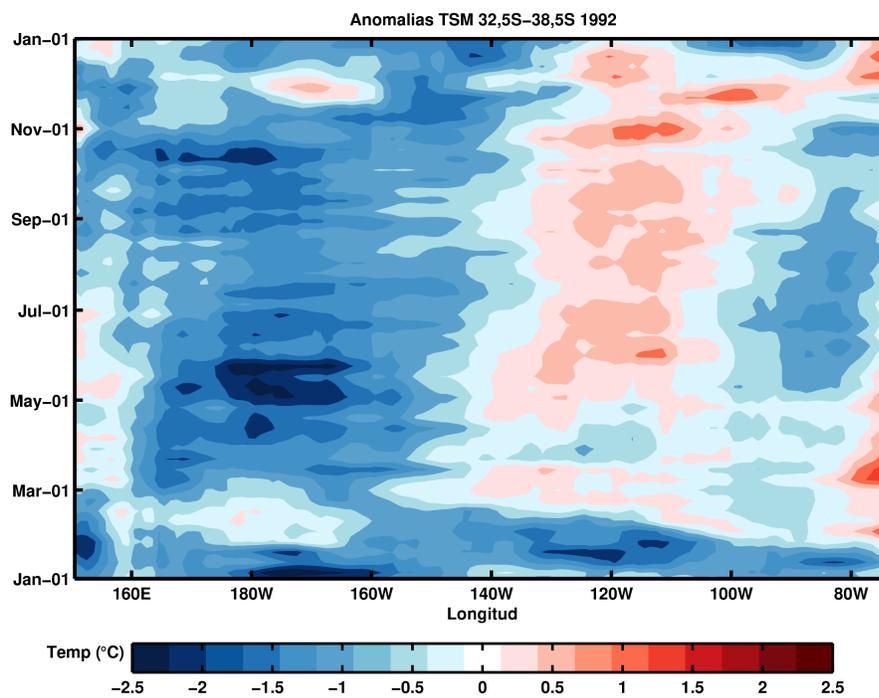


Figura A.3: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 1992.

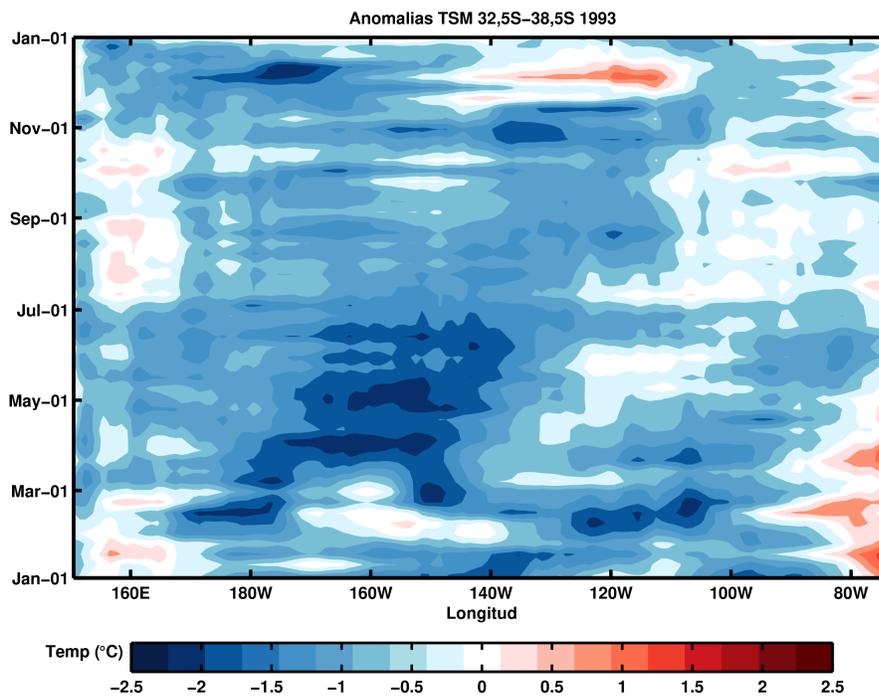


Figura A.4: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 1993.

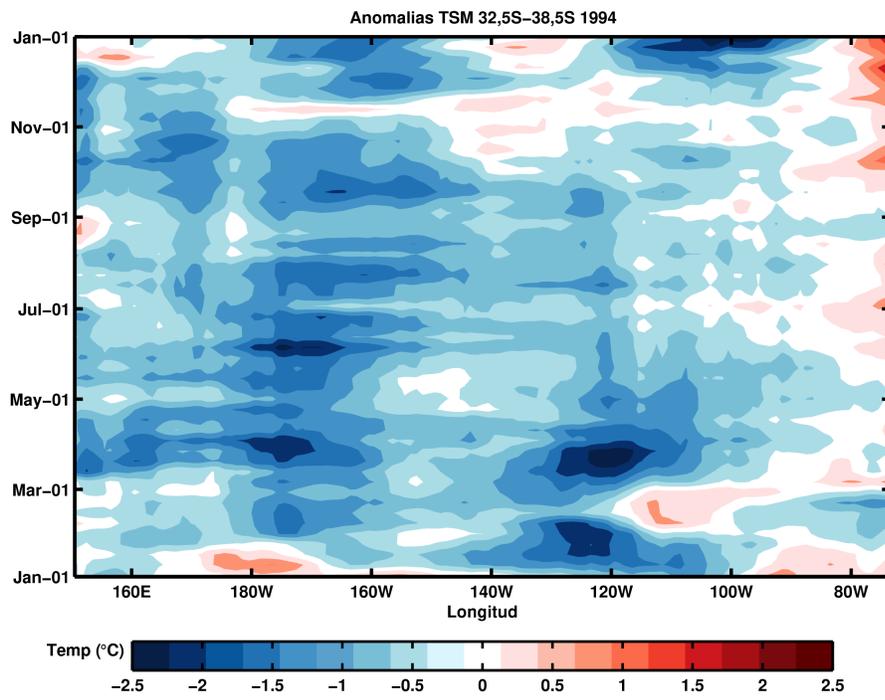


Figura A.5: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 1994.

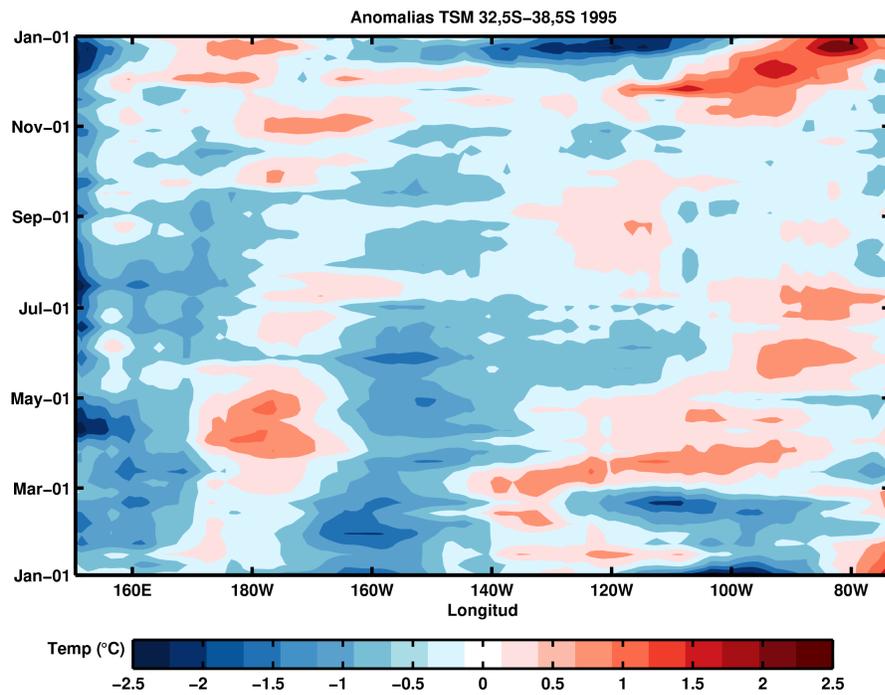


Figura A.6: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 1995.

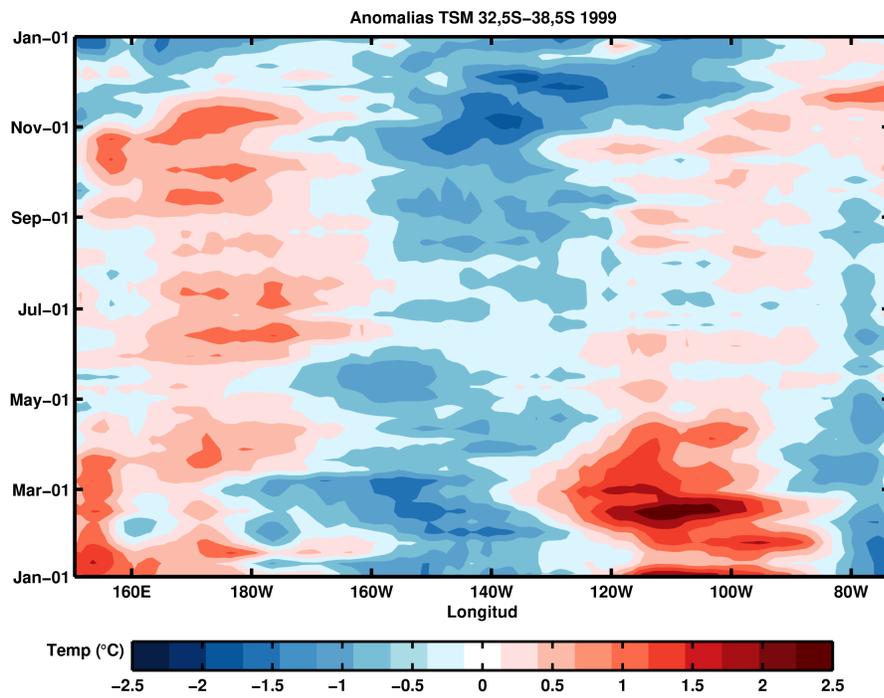


Figura A.7: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 1999.

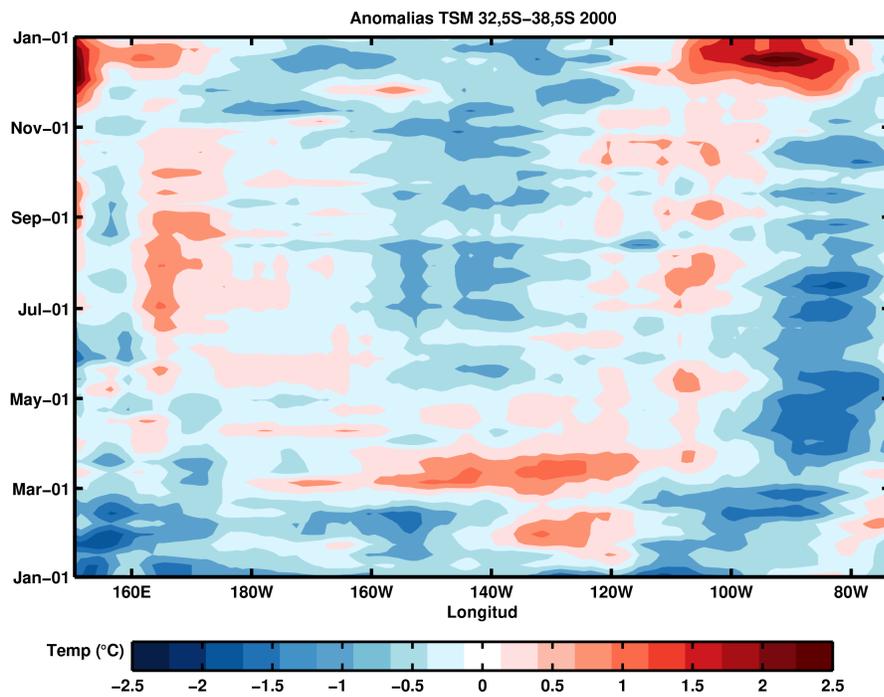


Figura A.8: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 2000.

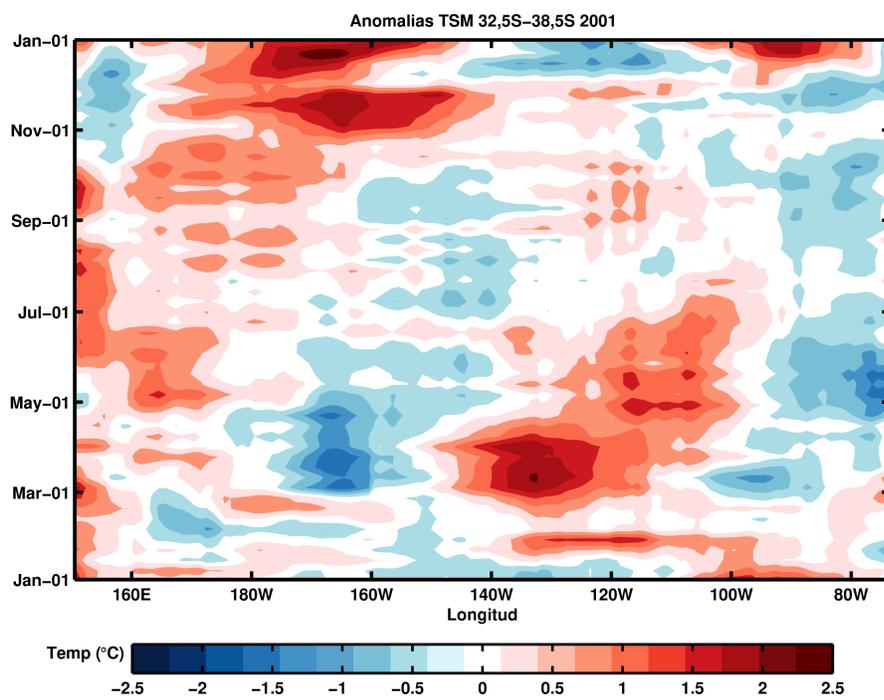


Figura A.9: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 2001.

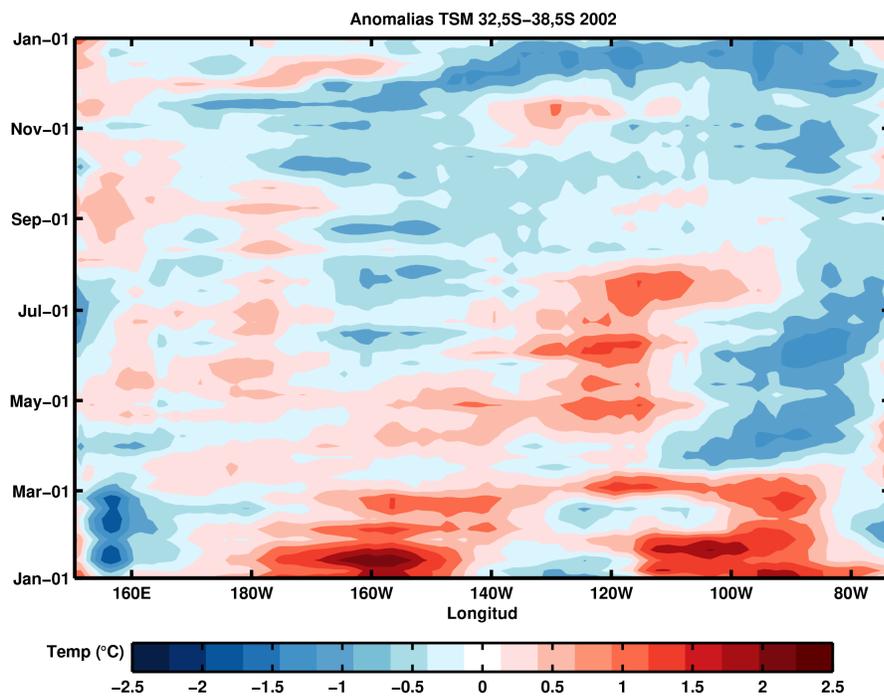


Figura A.10: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 2002.

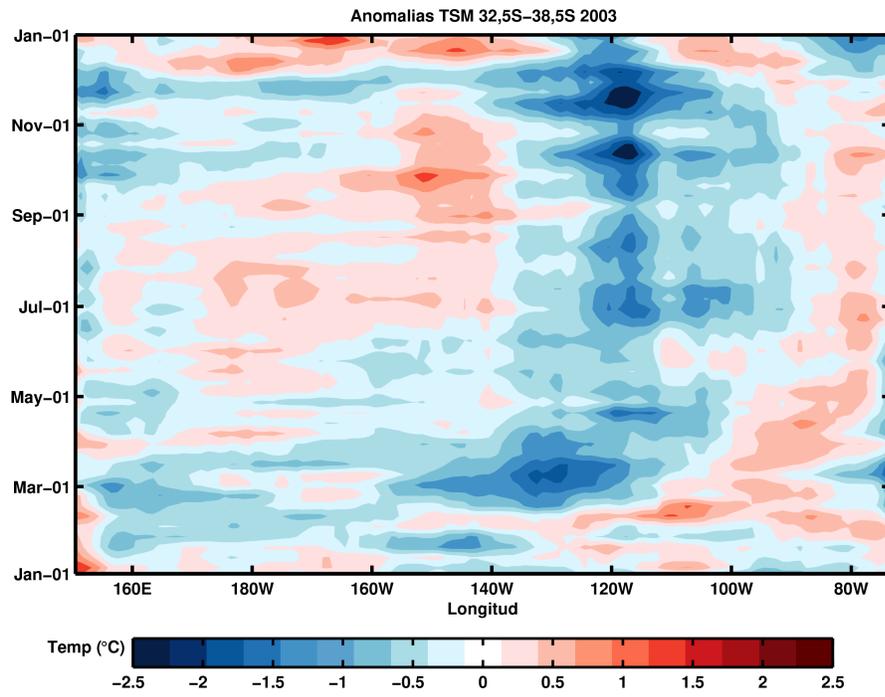


Figura A.11: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2003.

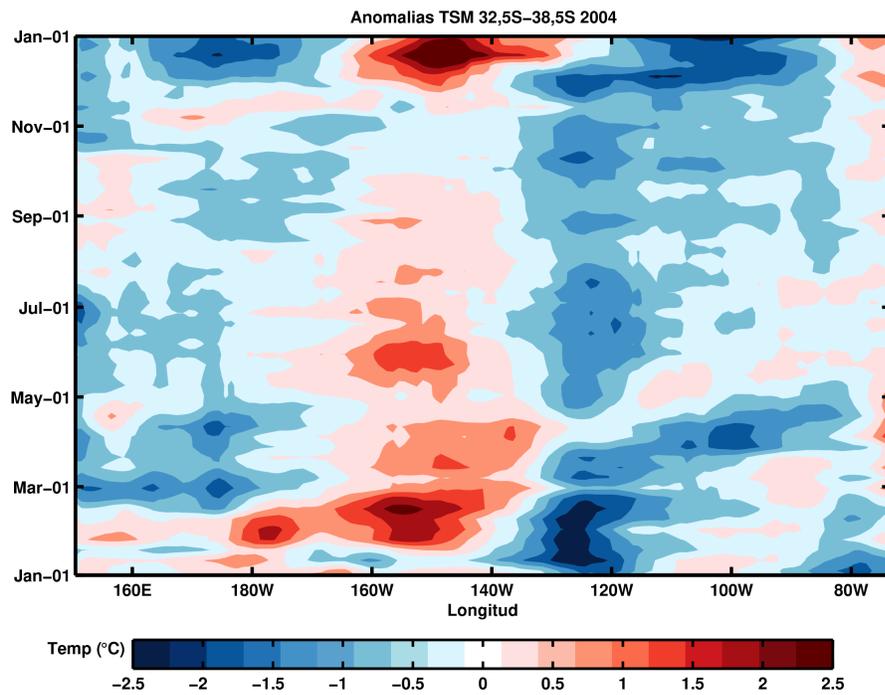


Figura A.12: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2004.

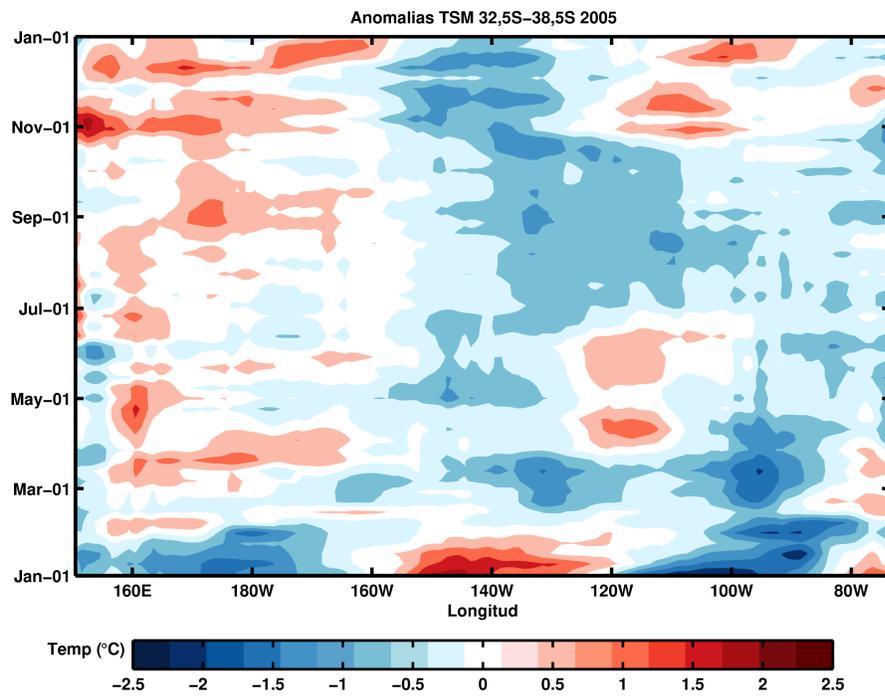


Figura A.13: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2005.

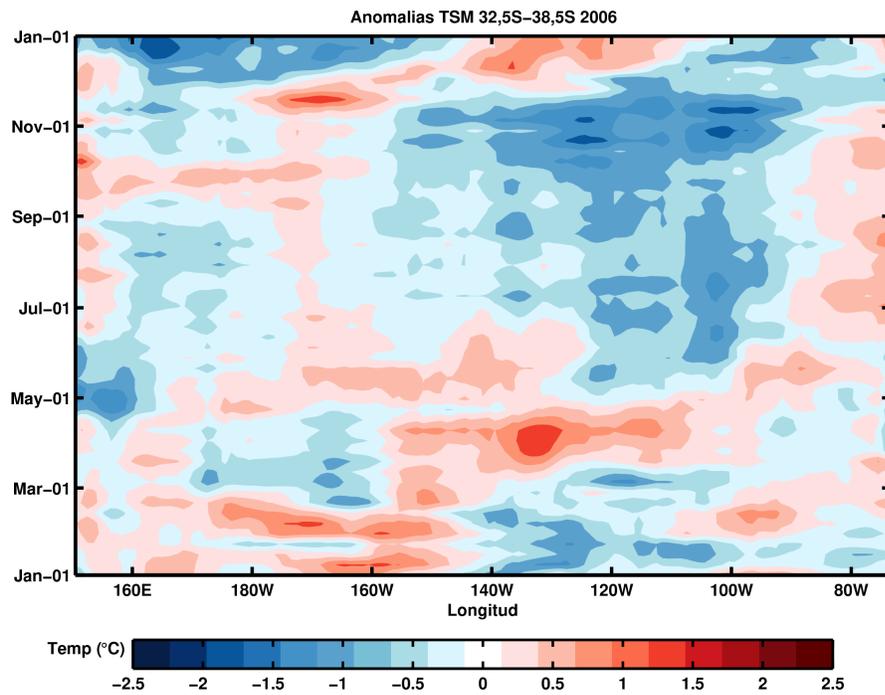


Figura A.14: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2006.

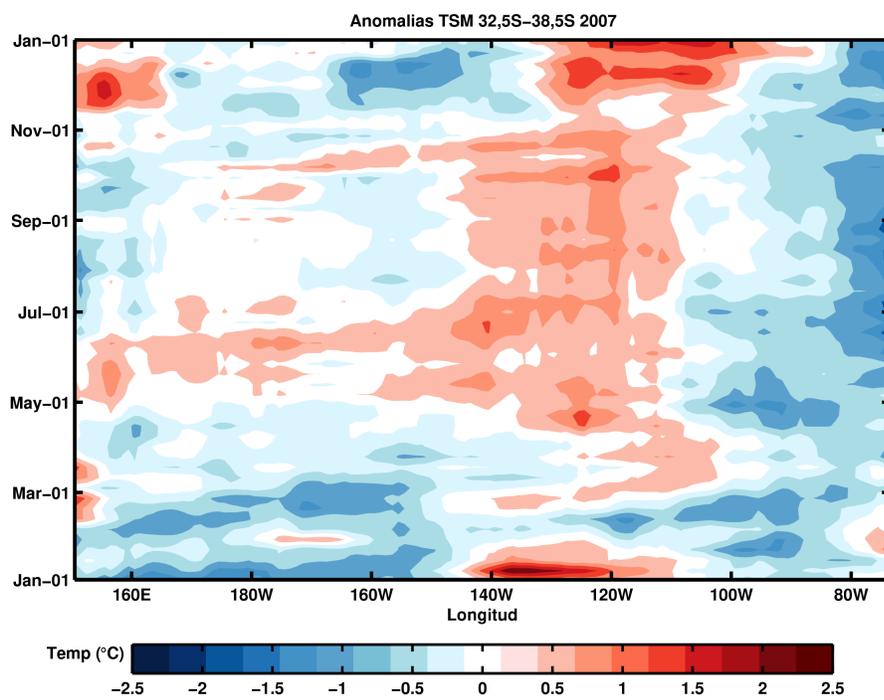


Figura A.15: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2007.

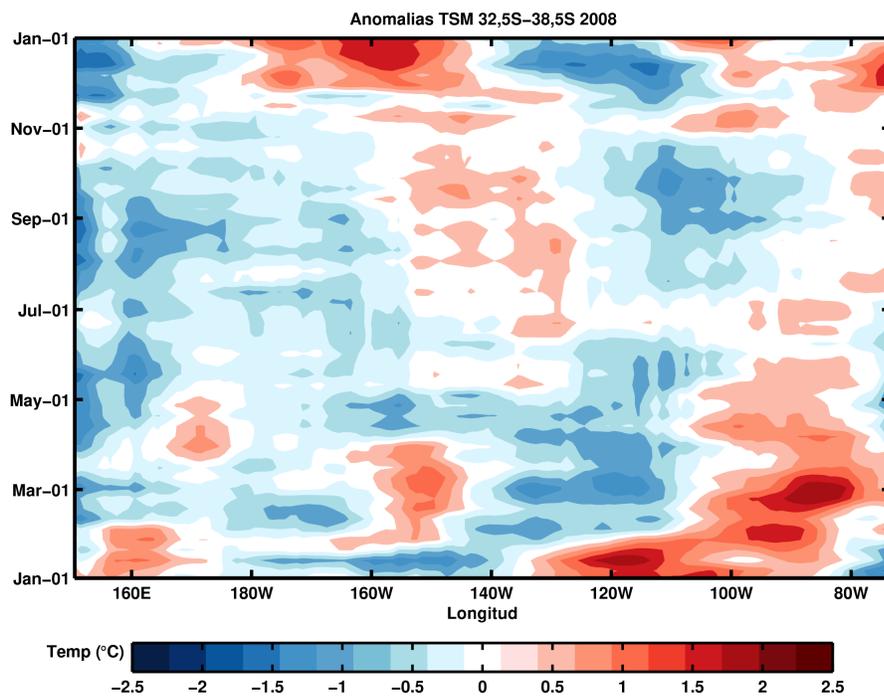


Figura A.16: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2008.

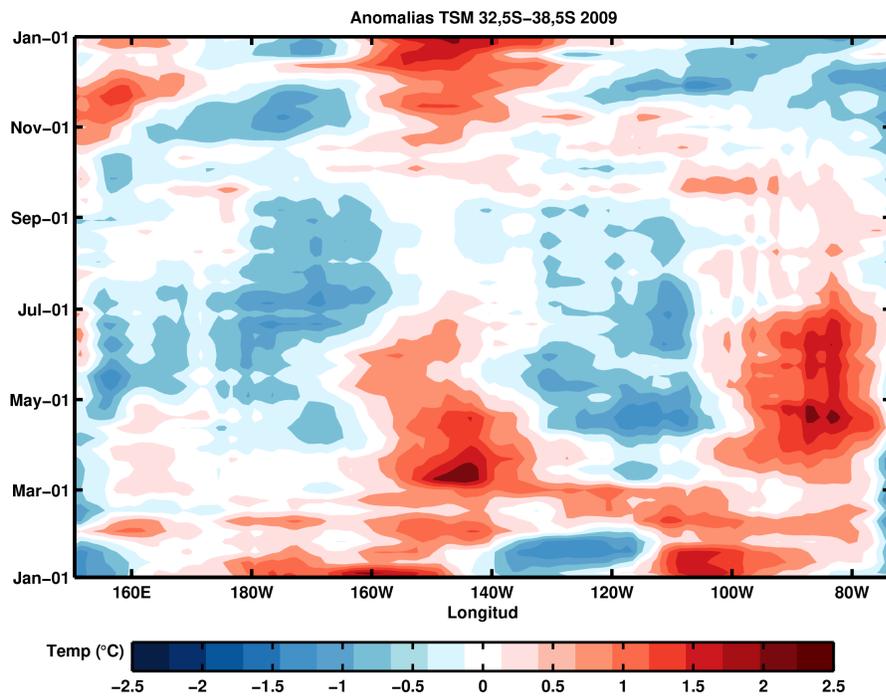


Figura A.17: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2009.

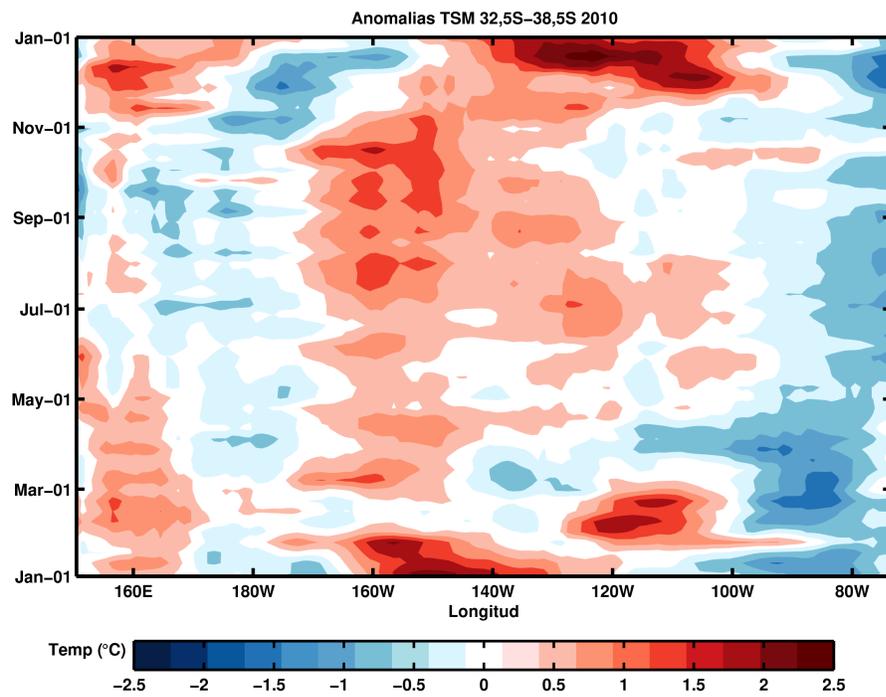


Figura A.18: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2010.

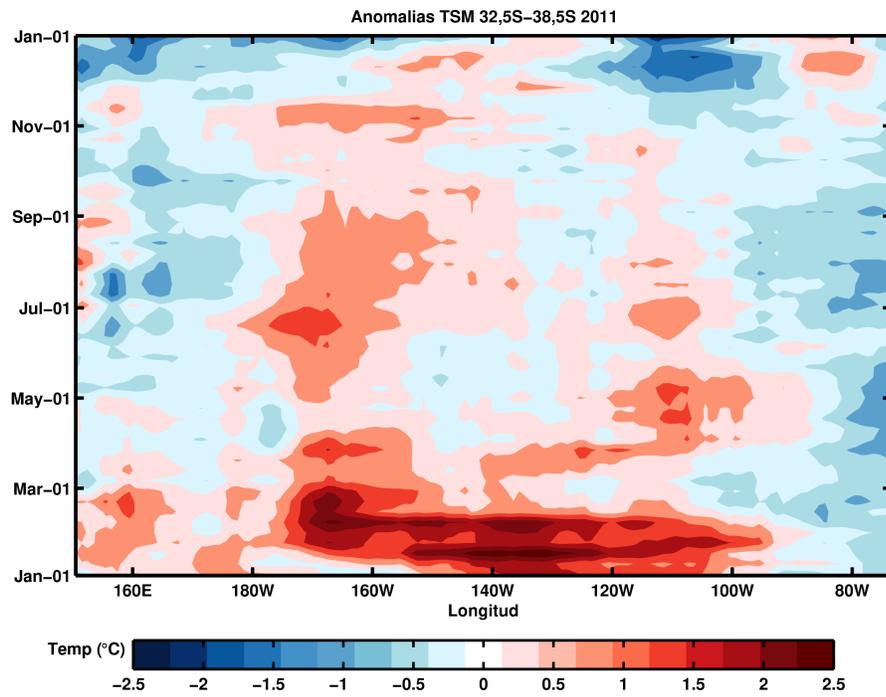


Figura A.19: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2011.

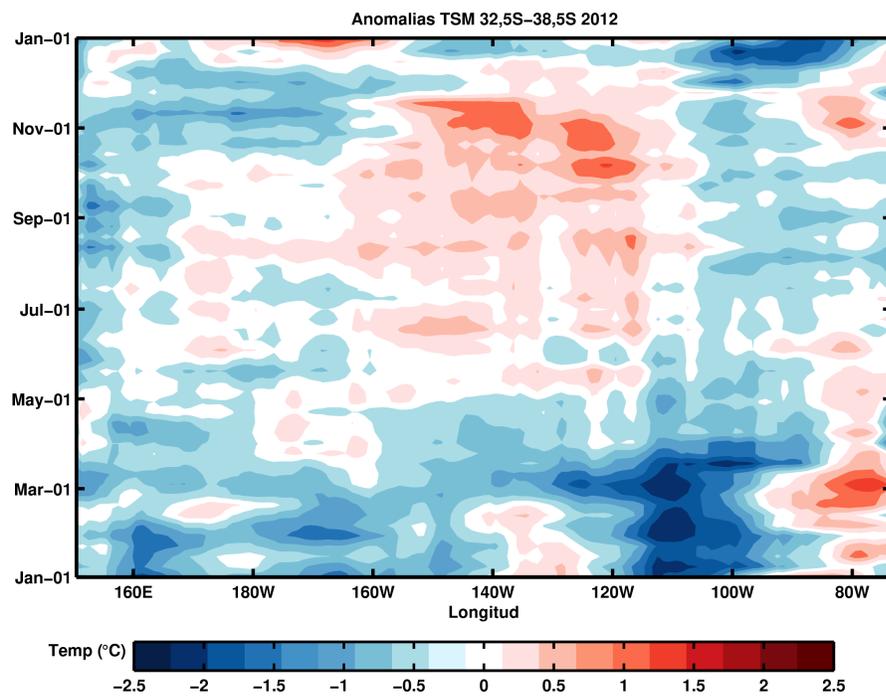


Figura A.20: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2012.

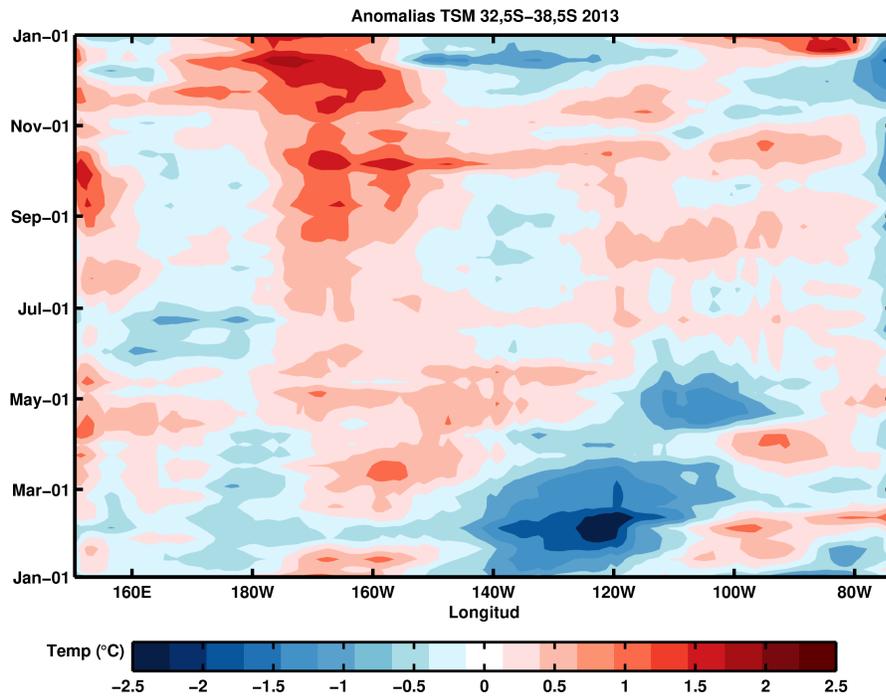


Figura A.21: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2013.

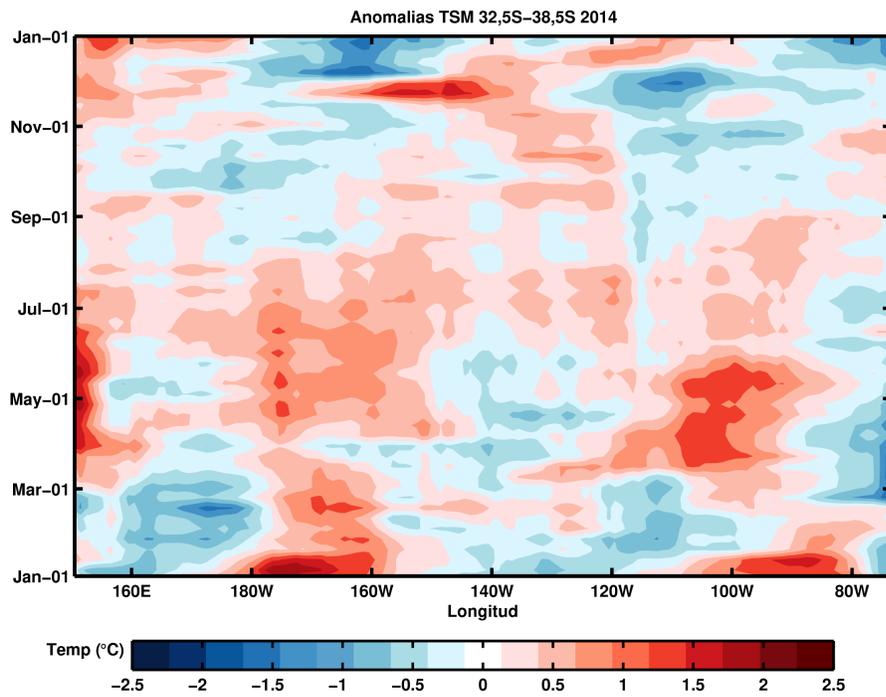


Figura A.22: Igual que la Figura A.1, pero para el año 2014.

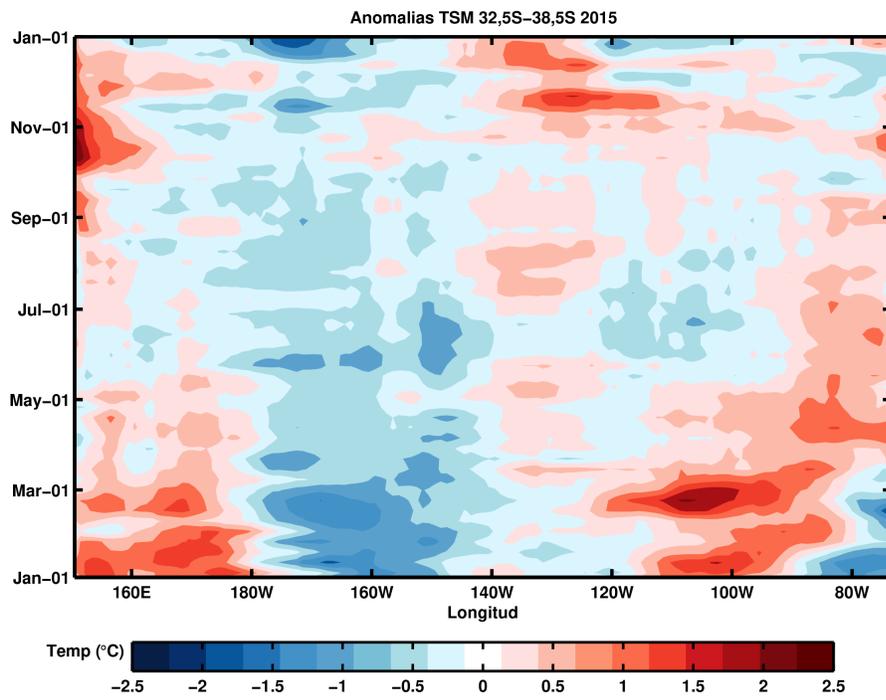


Figura A.23: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 2015.

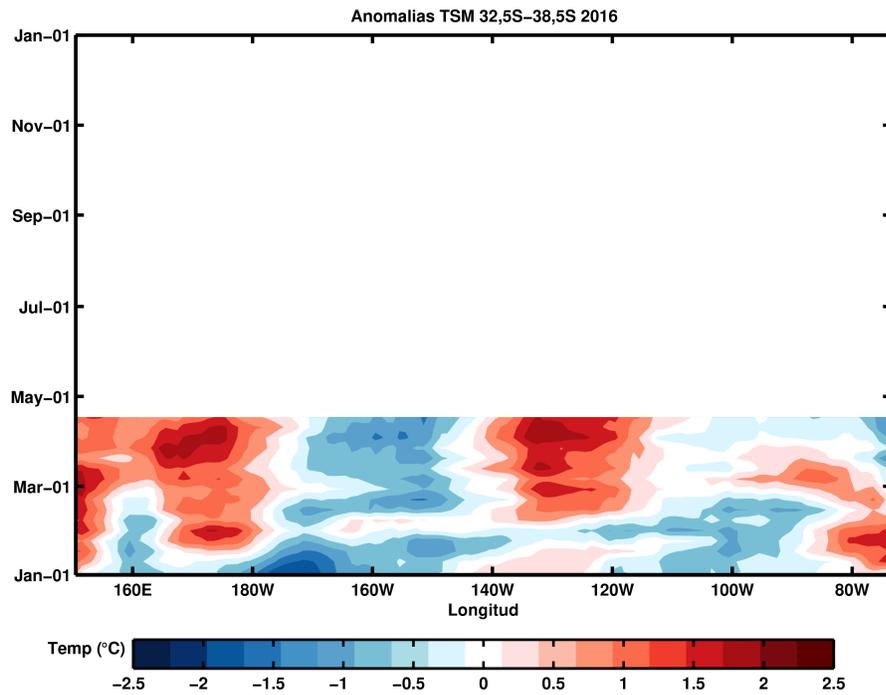


Figura A.24: Igual que la *Figura A.1*, pero para el año 2016.

Bibliografía

- Alexander, M. A. and Deser, C. (1995). A mechanism for the recurrence of wintertime midlatitude SST anomalies. *J. Phys. Oceanogr.*, 25:122–137.
- American Meteorological Society (2017a). Entrainment. Glossary of Meteorology. Available online at <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Entrainment>.
- American Meteorological Society (2017b). Feedback. Glossary of Meteorology. Available online at <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Feedback>.
- Barnston, A. G., Tippett, M. K., L’Heureux, M. L., Li, S., and DeWitt, D. G. (2012). Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002-11: Is our capability increasing? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93:631–651.
- Bjerknes, J. (1966). A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18(4):820–829.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Weather Rev.*, 97(3):163–172.
- Cayan, D. R. (1992). Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, 22:859–881.
- Chaigneau, A. and Pizarro, O. (2005). Mean surface circulation and mesoscale turbulent flow characteristics in the eastern South Pacific from satellite tracked drifter. *J. Geophys. Res.*, 110:C05014.
- Ciasto, L. M., Alexander, M. A., Deser, C., and England, M. H. (2011). On the persistence of cold-season SST anomalies associated with the annular modes. *J. Climate*, 24:2500–2515.
- Ciasto, L. M. and Thompson, D. W. J. (2008). Observations of large-scale ocean–atmosphere interaction in the Southern Hemisphere. *J. Climate*, 21:1244–1259.

- Correa-Ramirez, M. and Hormazabal, S. (2012). MultiTaper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD): Variabilidad espacio-frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar en el Pacífico Suroriental. *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 40:1039–1060.
- Deser, C., Alexander, M. A., and Timlin, M. S. (2003). Understanding the persistence of sea surface temperature anomalies in midlatitudes. *J. Climate*, 16:57–72.
- Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S.-P., and Phillips, A. S. (2010). Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2:115–143.
- Dommenget, D. and Latif, M. (2000). Generation of SST anomalies in the midlatitudes. *Max Planck Institut Report*, 304.
- Feng, Q. Y. and Dijkstra, H. (2014). Are North Atlantic multidecadal SST anomalies westward propagating? *Geophys. Res. Lett.*, 41:541–546.
- Frankignoul, C. (1985). Sea surface temperature anomalies, planetary waves and air-sea feedback in middle latitudes. *Rev. Geophys.*, 23(4):357–390.
- Frankignoul, C. and Hasselmann, K. (1977). Stochastic climate models, Part II: Application to sea-surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, 29:289–305.
- Frankignoul, C. and Kestenare, E. (2002). The surface heat flux feedback. Part I: estimates from observations in the Atlantic and the North Pacific. *Clim. Dyn.*, 19:633–647.
- Frenger, I., Gruber, N., Knutti, R., and Münnich, M. (2013). Imprint of Southern Ocean eddies on winds, clouds and rainfall. *Nat. Geosci.*, 6:608–612.
- Glatt, I., Dörnbrack, A., Jones, S., Keller, J., Martius, O., Müller, A., Peters, D. H. W., and Wirth, V. (2011). Utility of Hovmöller diagrams to diagnose Rossby wave trains. *Tellus*, 63:991–1006.
- Halliwell, Jr., G. R., Ro, Y. J., and Cornillon, P. (1991). West-propagating SST anomalies and baroclinic eddies in the Sargasso Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 21:1664–1680.
- Hannachi, A., Jolliffe, I. T., and Stephenson, D. B. (2007). Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. *Int. J. Climatol.*, 27:1119–1152.
- Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology*. Academic Press, 411 pp.

- Hausmann, U., Czaja, A., and Marshall, J. (2016). Estimates of air–sea feedbacks on sea surface temperature anomalies in the Southern Ocean. *J. Climate*, 29:439–454.
- Hausmann, U., Czaja, A., and Marshall, J. (2017). Mechanisms controlling the SST air-sea heat flux feedback and its dependence on spatial scale. *Clim. Dyn.*, 48:1297–1307.
- Hovmöller, E. (1949). The trough-and-ridge diagram. *Tellus*, 1:62–66.
- Hu, C., Wu, Q., Yang, S., Yao, Y., Chan, D., Li, Z., and Deng, K. (2016). A linkage observed between austral autumn Antarctic Oscillation and preceding Southern Ocean SST anomalies. *J. Climate*, 29:2109–2122.
- Huang, C. and Qiao, F. (2012). Effects of horizontal mixing on the upper ocean temperature in the equatorial Pacific Ocean. *Acta Oceanol. Sin.*, 31(1):16–23.
- Klein, S. A. and Hartmann, D. L. (1993). The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, 6:1587–1606.
- Lau, N.-C. (1997). Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78:21–33.
- Lau, N.-C. and Nath, M. J. (1990). A general circulation model study of the atmospheric response to extratropical SST anomalies observed in 1950–79. *J. Climate*, 3:965–989.
- Levitus, S. (1982). *Climatological atlas of the world ocean*. NOAA Prof. Paper 13, U.S. Government Printing Office, 173 pp.
- Maes, C., Madec, G., and Delecluse, P. (1997). Sensitivity of an Equatorial Pacific OGCM to the lateral diffusion. *Mon. Weather Rev.*, 125:958–971.
- Mann, M. E. and Park, J. (1999). Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: A Multiple-Taper Spectral domain approach. *Adv. Geophys.*, 41:1–131.
- North, G. R., Bell, T. L., Cahalan, R. F., and Moeng, F. J. (1982). Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Weather Rev.*, 110:699–706.
- Okajima, S., Nakamura, H., Nishii, K., Miyasaka, T., and Kuwano-Yoshida, A. (2014). Assessing the importance of prominent warm SST anomalies over the midlatitude North Pacific in forcing large-scale atmospheric anomalies during 2011 summer and autumn. *J. Climate*, 27:3889–3903.

- Park, S., Alexander, M. A., and Deser, C. (2006). The impact of cloud radiative feedback, remote ENSO forcing, and entrainment on the persistence of North Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 19:6243–6261.
- Park, S., Deser, C., and Alexander, M. A. (2005). Estimation of the surface heat flux response to sea surface temperature anomalies over the global oceans. *J. Climate*, 18:4582–4599.
- Peng, S. and Whitaker, J. S. (1999). Mechanisms determining the atmospheric response to midlatitude SST anomalies. *J. Climate*, 12:1393–1408.
- Qiu, B. and Jin, F.-F. (1997). Antarctic circumpolar waves: An indication of ocean-atmosphere coupling in the extratropics. *Geophys. Res. Lett.*, 24:2585–2588.
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., and Wang, W. (2002). An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15:1609–1625.
- Robinson, W. A. (2000). Review of WETS – The workshop on extra-tropical SST anomalies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81:567–577.
- Rossow, W. B. and Schiffer, R. A. (1999). Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80:2261–2288.
- Saurral, R. I., Doblas-Reyes, F. J., and García-Serrano, J. (2017). Observed modes of sea surface temperature variability in the South Pacific region. *Clim. Dyn.*, pages 1–15.
- Torrence, C. and Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79:61–78.
- Veloso, D. and Montecinos, A. (2015). Variabilidad en el inicio de la estación de otoño en Chile. In *IV Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima (DOCA)*.
- Venegas, S. (2001). *Statistical methods for signal detection in climate*. Report #2, University of Copenhagen.
- Venegas, S. A. (2003). The Antarctic Circumpolar Wave: A combination of two signals? *J. Climate*, 16:2509–2525.
- White, W. B. and Peterson, R. G. (1996). An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, 389:699–702.

- Xiao, B., Zhang, Y., Yang, X.-Q., and Nie, Y. (2016). On the role of extratropical air-sea interaction in the persistence of the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, 43:8806–8814.
- Yu, L., Jin, X., and Weller, R. A. (2008). Multidecade global flux datasets from the Objectively Analyzed air-sea Fluxes (OAFlux) project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. Technical report, Woods Hole Oceanographic Institution, OAFlux Project OA-2008-01, 64 pp.
- Zhang, Y., Norris, J. R., and Wallace, J. M. (1998). Seasonality of large-scale atmosphere-ocean interaction over the North Pacific. *J. Climate*, 11:2473–2481.