



Facultad de Ingeniería

Memoria de titulación para optar al Título de
Ingeniero Civil Oceánico

CARACTERIZACIÓN DE LAS MAREJADAS DEL VERANO 2015-16 Y SU RELACIÓN CON FENÓMENO “EL NIÑO”

Diego Ignacio Becerra Godoy

Diciembre 2017

APROBACIÓN

CARACTERIZACIÓN DE LAS MAREJADAS DEL VERANO 2015-16 Y SU RELACIÓN CON FENÓMENO “EL NIÑO”

Diego Ignacio Becerra Godoy

COMISIÓN REVISORA

NOTA

FIRMA

Dra. Catalina Aguirre Galaz
Profesora guía

Comandante Luis Vidal
Jefe Servicio Meteorológico de la
Armada

Dr. Aldo Montecinos
Oceanógrafo
Académico de la Universidad de
Concepción

DECLARACIÓN

Este trabajo, o alguna de sus partes, no ha sido presentado anteriormente en la Universidad de Valparaíso, institución universitaria chilena o extranjera u organismo de carácter estatal, para evaluación, comercialización u otros propósitos. Salvo las referencias citadas en el texto, confirmo que el contenido intelectual de este Proyecto de Título es resultado exclusivamente de mis esfuerzos personales.

La Universidad de Valparaíso reconoce expresamente la propiedad intelectual del autor sobre esta Memoria de Titulación. Sin embargo, en caso de ser sometida a evaluación para los propósitos de obtención del Título Profesional de Ingeniero Civil Oceánico, el autor renuncia a los derechos legales sobre la misma y los cede a la Universidad de Valparaíso, la que estará facultada para utilizarla con fines exclusivamente académicos.

Diego Becerra Godoy

Catalina Aguirre

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis agradecimientos a:

Mi profesora guía, Catalina Aguirre, gran profesional muy inteligente que siempre tuvo la mejor disposición para responder mis dudas, guiar, aconsejar y encaminar este gran trabajo. Muchas veces destinando más tiempo del disponible, muy entusiasta, simpática y motivadora. Estoy muy agradecido de trabajar con ella, espero nos volvamos a encontrar laboralmente.

A Andrea Ignacia, por levantarme cuando estaba complicado, por estar en cada momento que lo necesitaba, por soportar mis momentos estresantes, por estar conmigo a pesar de dedicar todo mi tiempo a los estudios. Fue el gran apoyo emocional constante que tuve y que necesité para lograr el éxito, estaré eternamente agradecido.

A mi Abueli tere, por inculcarme valores, guiar mi infancia, por siempre preocuparse y estar atenta de mí. Quisiera que la vida fuera eterna para vivirla con usted.

A mis padres, Andrea y Jose Luís, por sacrificarse durante muchos años para entregarme la mejor educación y calidad de vida posible. Muchas gracias papás.

A Mario Cáceres Soto por su excelente disposición en responder dudas y guiar en algunos procesamientos de datos. Por reunirse conmigo a conversar de la tesis y de la vida, muchas gracias.

A mis compañeros de carrera, Diego Silva y Rodrigo Campos, por la cooperación y compañía en los almuerzos. Permitieron que los días pasaran más rápidos y la motivación fuera distinta.

*Finalmente, quiero agradecer a las entidades que aportaron en la realización de esta memoria: Empresa ING.MAT S.A por entregarme los datos necesarios para mi estudio a través de **SIPROL®**, al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) por entregarme información espectral y parámetros de resumen de la boya watchkeeper, junto con datos del nivel del mar de Valparaíso.*

Dedicado a mi familia y
a mis futuras generaciones.

"El éxito no está en la perfección, sino en la motivación, el esfuerzo y la constancia"

CONTENIDOS

1	INTRODUCCIÓN.....	1
2	OBJETIVOS Y ALCANCES	3
3	MARCO TEÓRICO	5
3.1	GENERACIÓN Y PROPAGACIÓN DEL OLEAJE.....	5
3.1.1	GENERACIÓN	5
3.1.2	PROPAGACIÓN OCEÁNICA: DISPERSIÓN Y CLASIFICACIÓN	5
3.1.3	MAREJADAS.....	7
3.2	ZONAS DE GENERACIÓN EN EL PACÍFICO NORTE	7
3.2.1	CLIMATOLOGIA SINÓPTICA EN EL PACÍFICO NORTE.....	9
3.3	FENÓMENO EL NIÑO.....	10
3.3.1	FENÓMENO OCÉANO-ATMOSFÉRICO	10
3.3.2	ÍNDICE DE OSCILACIÓN DEL SUR (SOI).....	12
3.3.3	RELACIÓN CON PATRONES ATMOSFÉRICOS EN HEMISFERIO NORTE 14	
4	METODOLOGÍA.....	15
4.1	FUENTES DE INFORMACIÓN.....	15
4.1.1	BOYA WATCHKEEPER	15
4.1.2	SIPROL®	15
4.1.3	CAWRC CSIRO.....	17
4.2	PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	20
4.2.1	VALIDACIÓN.....	20
4.2.2	SERIES DE TIEMPO	21
4.2.3	ANÁLISIS DE CORRELACIÓN.....	22
4.2.4	ANÁLISIS DE COMPUESTOS	22
4.2.5	PROPAGACIÓN DE ENERGÍA	23
5	RESULTADOS	25

5.1	VALIDACIÓN.....	25
5.1.1	CAWRC CSIRO.....	25
5.1.2	SIPROL®	28
5.2	CARACTERIZACIÓN DE LAS MAREJADAS DEL NOROESTE.....	32
5.2.1	SERIES DE TIEMPO PARA EL NIÑO EXTREMO 1982-83 Y 1997-98.....	32
5.2.2	SERIES DE TIEMPO PARA EL NIÑO EXTREMO 2015-16.....	33
5.3	CORRELACIONES MENSUALES Y ESTACIONALES CON SOI.....	37
5.4	ANÁLISIS DE COMPUESTOS DE EVENTOS EL NIÑO EXTREMO	40
5.5	ANÁLISIS DE COMPUESTOS DE EVENTOS EL NIÑO FUERTE	58
5.6	PROPAGACIÓN DE ENERGÍA	61
6	DISCUSIONES Y RECOMENDACIONES	71
7	CONCLUSIONES	74
8	REFERENCIAS	76
9	ANEXOS.....	79

LISTA DE TABLAS

Tabla 4-1: Información geográfica de boyas virtuales de SIPROL®.....	17
Tabla 4-2: Información geográfica de boyas virtuales de CAWRC CSIRO.....	19
Tabla 4-3: Espectros de CAWRC CSIRO seleccionados.	23

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1: Titulares en medios de comunicación. A) 16/12/15, B) 24/01/16, (C, D, E) 25/01/16, F) 26/01/16, G) 26/01/16, H) 6/02/16, I) 14/02/16 y J) 6/03/2016..	2
Figura 3-1: Formación de tipos de oleaje, según las características de su generación.	5
Figura 3-2: Dispersión direccional y radial del oleaje.	6
Figura 3-3: Campo de presión atmosférica superficial. La posición del centro promedio de la Baja Aleutiana en el invierno boreal es indicada con una X. Las unidades están en hectopascales [hPa].....	8
Figura 3-4: Trayectorias de ciclones en el hemisferio Norte.....	9
Figura 3-5: Frecuencia promedio de tormentas en el hemisferio Norte. A) Invierno boreal B) Verano boreal.....	10
Figura 3-6: Anomalía de TSM en [°C] del índice 3.4. En color negro se muestran los eventos El Niño Extremo y en azul los eventos El Niño Fuerte..	11
Figura 3-7: Anomalías (C°) promedio de la temperatura superficial del Océano (SST, por sus siglas en inglés) para la semana centrada el 2 de diciembre de 2015, 20 de enero 2016, 2 de marzo 2016 y 4 de mayo 2016. Las anomalías son calculadas utilizando como referencia base los periodos promedio semanales de 1981-2010.....	11
Figura 3-8: Índice de Oscilación del Sur (SOI).	12
Figura 3-9: Periodo estable e inestable de línea de agua.	13
Figura 3-10: Índices de regiones El Niño.	13
Figura 4-1: Ubicación de boya watchkeeper 2010 y 2015-16.....	15
Figura 4-2: Ubicación de boyas virtuales SIPROL® seleccionadas frente a Chile y costa del Perú.	16
Figura 4-3: Resolución de grilla del modelo utilizado en los 32 años de hindcast. Las cuadrículas de alta resolución se anidan dentro de una cuadrícula global de 0,4°. Las zonas azules indican regiones de 10' de resolución (~ 18 km) y las áreas rojas indican las resoluciones de 4' (~ 7 km).....	18

Figura 4-4: Ubicación de boyas virtuales CAWRC CSIRO frente Chile y costa del Perú..	19
Figura 4-5: Distribución de boyas virtuales (Puntos azules) y trayectos (Líneas segmentadas) en el Océano Pacífico de la base de datos CAWRC CSIRO..	23
Figura 5-1: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para HS. La barra de colores muestra la concentración de datos por bin (rango de colores).....	25
Figura 5-2: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para TM.	26
Figura 5-3: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para TP.....	26
Figura 5-4: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para DMO.....	27
Figura 5-5: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para DP.	28
Figura 5-6: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para HS.	28
Figura 5-7: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para TM.	29
Figura 5-8: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para TP.....	30
Figura 5-9: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para DMO.....	30
Figura 5-10: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para DP.....	31
Figura 5-11: Series de tiempo de energía cuarto cuadrante de CAWRC CSIRO y nivel del mar de Valparaíso en DEF para eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98. A) Energía 1982-83, B) Nivel del mar 1982-83, C) Energía 1997-98 y D) Nivel del mar 1997-98.....	32
Figura 5-12: Comparación de series boya watchkeeper 2015-16 vs SIPROL®. A) Altura de ola significativa, B) Periodo peak, C) Periodo medio, D) Dirección media de oleaje, E) Dirección peak.....	34
Figura 5-13: A) Potencia total, B) Energía espectral (cuarto cuadrante) y C) Nivel del mar estación Valparaíso.	35
Figura 5-14: Correlación mensual. A) Anomalías de presión atmosférica vs SOI. B) Anomalías de velocidad de viento superficial vs SOI. C) Anomalías de altura de ola significativa vs SOI.	37

Figura 5-15: Correlación DEF para los 32 años. A) Anomalías de presión atmosférica vs SOI. B) Anomalías de velocidad de viento superficial vs SOI. C) Anomalías de altura de ola significativa vs SOI.....	39
Figura 5-16: Climatología estacional de presión atmosférica [hPa]. A) invierno boreal (DEF), B) verano boreal (JJA).	40
Figura 5-17: Promedio de presión atmosférica [hPa] en (DEF). A) 1982-83, B) 1997-98 y C) 2015-16.....	41
Figura 5-18: Anomalías de presión atmosférica [hPa]. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016.	42
Figura 5-19: Climatología estacional de velocidad de viento superficial [m/s]. A) invierno boreal (DEF), B) verano boreal (JJA).	44
Figura 5-20: Promedio de velocidad de viento superficial [m/s] en (DEF). A) 1982-83, B) 1997-98 y C) 2015-16.	45
Figura 5-21: Anomalías de velocidad de viento superficial [m/s]. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016.	46
Figura 5-22: Climatología estacional de altura significativa [m]. A) invierno boreal (DEF), B) verano boreal (JJA).	47
Figura 5-23: Promedio de alturas significativas [m] en (DEF). A) 1982-83, B) 1997-98 y C) 2015-16.	48
Figura 5-24: Anomalías de alturas significativas [m]. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016.....	49
Figura 5-25: Anomalías de periodo peak [s]. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016.....	50
Figura 5-26: Flechas rojas indican el promedio mensual de dirección peak del oleaje y flechas negras indican la climatología (Correspondiente al mes evaluado) de dirección peak del oleaje. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero, G) diciembre 2015, H) enero 2016, y I) febrero 2016.....	51
Figura 5-27: Flechas rojas indican el promedio mensual de dirección media del oleaje y flechas negras indican la climatología (Correspondiente al mes evaluado) de dirección media del oleaje. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016.. ...	52

Figura 5-28: Anomalías de densidad de energía espectral [$m^2/Hz \cdot Deg$] de la boya virtual 3519 localizada a $10^\circ S$ y $80^\circ W$. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998 y F) febrero 1998.....	53
Figura 5-29: Anomalías de densidad de energía espectral [$m^2/Hz \cdot Deg$] de la boya virtual 3489 localizada a $20^\circ S$ y $80^\circ W$. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998 y F) febrero 1998.	54
Figura 5-30: Anomalías de densidad de energía espectral [$m^2/Hz \cdot Deg$] de boya virtual 3460 localizada a $30^\circ S$ y $80^\circ W$ y boya virtual 882 localizada a $26.333056^\circ S$ y $79.916944^\circ W$. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016.....	55
Figura 5-31: Anomalías de densidad de energía espectral [$m^2/Hz \cdot Deg$] de la boya virtual 3431 localizada a $40^\circ S$ y $80^\circ W$. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998 y F) febrero 1998.	56
Figura 5-32: Anomalías de presión atmosférica [hPa]. A) diciembre 1986, B) enero 1987, C) febrero 1987, D) diciembre 1991, E) enero 1992, F) febrero 1992, G) diciembre 2004, H) enero 2005, I) febrero 2005, J) diciembre 2009, K) enero 2010 y L) febrero 2010.....	58
Figura 5-33: Anomalías de velocidad de viento superficial [m/s]. A) diciembre 1986, B) enero 1987, C) febrero 1987, D) diciembre 1991, E) enero 1992, F) febrero 1992, G) diciembre 2004, H) enero 2005, I) febrero 2005, J) diciembre 2009, K) enero 2010 y L) febrero 2010..	59
Figura 5-34: Anomalías de alturas significativas [m]. A) diciembre 1986, B) enero 1987, C) febrero 1987, D) diciembre 1991, E) enero 1992, F) febrero 1992, G) diciembre 2004, H) enero 2005, I) febrero 2005, J) diciembre 2009, K) enero 2010 y L) febrero 2010..	60
Figura 5-35: Diagrama Hovmoller (trayectoria 1) de energía espectral en [m^2] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983..	61
Figura 5-36: Diagrama Hovmoller (trayectoria 2) de energía espectral en [m^2] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983..	62
Figura 5-37: Diagrama Hovmoller (trayectoria 3) de energía espectral en [m^2] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983..	63
Figura 5-38: Diagrama Hovmoller (trayectoria 4) de energía espectral en [m^2] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983..	64
Figura 5-39: Diagrama Hovmoller (trayectoria 5) de energía espectral en [m^2] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983..	65
Figura 5-40: Diagrama Hovmoller (trayectoria 1) de energía espectral en [m^2] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998..	66
Figura 5-41: Diagrama Hovmoller (trayectoria 2) de energía espectral en [m^2] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998..	67

Figura 5-42: Diagrama Hovmoller (trayectoria 3) de energía espectral en [m ²] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998.	68
Figura 5-43: Diagrama Hovmoller (trayectoria 4) de energía espectral en [m ²] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998.	68
Figura 5-44: Diagrama Hovmoller (trayectoria 5) de energía espectral en [m ²] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998..	69

RESUMEN

Durante el verano 2015-2016 las marejadas con dirección Noroeste (NW) fueron muy recurrentes e intensas, con gran contenido de energía en comparación a años anteriores. El fenómeno tuvo un gran impacto mediático, debido a los daños que provocó sobre la infraestructura costera, el turismo, playas e incluso en la pérdida de vidas. Además, considerando que durante el 2015 se desarrolló un fenómeno El Niño, considerado “Extremo”, se establece la siguiente hipótesis; “El fenómeno El Niño tuvo un impacto significativo en la intensidad de las marejadas NW del verano 2015-2016 presentes en la costa de Chile”.

En base a datos de simulaciones numéricas de oleaje, de tipo *hindcasting* denominado CAWRC CSIRO y *forecasting* denominado **SIPROL®**, en este trabajo se cuantifican las anomalías del oleaje durante el verano 2015-2016, y se demuestra que existe una relación significativa del fenómeno El Niño en la intensidad de las marejadas NW. Además, se cuantifican las anomalías de energía espectral durante eventos El Niño Extremo, y se realizan comparaciones en distintos puntos frente a Chile. Finalmente, se realiza un análisis de propagación de energía espectral desde el Pacífico Norte hasta la costa de Chile.

Los resultados muestran que los mayores impactos en la costa se debieron a oleaje del NW en ocurrencia conjunta con pleamares en sicigia. Las correlaciones de las anomalías de altura de ola con el Índice de Oscilación del Sur (SOI), muestran que existe una relación significativa entre el fenómeno El Niño y las anomalías de las alturas de olas en el Pacífico Norte. Además, mediante el análisis de compuestos se pudo establecer que existe una importante disminución de la presión atmosférica y una intensificación de la velocidad de los vientos superficiales en el Pacífico Norte cuando se presenta un fenómeno El Niño “Extremo”. Del análisis de propagación de energía, se pudo establecer que los frentes de olas que son propagados desde el centro de las latitudes medias del Pacífico Norte son las que tienen mayor susceptibilidad de generar daños en las bahías abiertas al NW en la costa de Chile.

ABSTRACT

During the summer of 2015-2016 extreme waves from Northwest (NW) direction were very recurrent and intense, they brought a with great amount of energy compared to previous years. The phenomenon had a huge media coverage, due to significant impacts on infrastructure, tourism, beaches and even loss of human life. Regarding that during 2015 an "extreme" warm phase of El Niño Southern Oscillation, was developed, the following hypothesis was established; "El Niño Southern Oscillation play a significant role impact on the extreme waves from NW present at the coast of Chile during summer 2015-2016".

Based on numerical wave simulations, *hindcasting* from CAWRC CSIRO data set and *forecasting* from **SIPROL**® data, this work quantifies wave anomalies during the summer of 2015-2016 and demonstrates that there is a significant relationship between El Niño Southern Oscillation and intensity of extreme waves from NW. Furthermore, spectral energy anomalies are quantified during extreme warm phases of El Niño Southern Oscillation, and comparisons are made at different points of the coast of Chile. Finally, a spectral energy propagation analysis is performed from the North Pacific to the coast of Chile.

Results show that the greatest impacts on the coast were due to extreme waves from NW in conjunction with high tides during spring tides. The correlations of wave height anomalies with the Southern Oscillation Index (SOI) show that there is a significant relationship between the El Niño Southern Oscillation and the wave heights anomalies in the North Pacific. In addition, through a composite analysis, it was possible to establish that there is a significant decrease in atmospheric pressure and an increase in the velocity of surface winds in the North Pacific when an "extreme" El Niño Southern Oscillation occurs. From the analysis of energy propagation, it is established that the wave fronts that are propagated from the center of the mid latitudes of the North Pacific are more susceptible to generate damages in the bays open to the NW in the coast of Chile.

1 INTRODUCCIÓN

Las olas de gran energía que se manifiestan en la costa, denominadas marejadas o bravezas de mar, suelen manifestarse con recurrencia en la costa de Chile principalmente en época invernal con dirección de propagación desde el Suroeste (SW). Las marejadas invernales también pueden ser desde el Noroeste (NW), pero estas se dan cuando existen tormentas locales generadas por ciclones extratropicales que se acercan a la costa. Sin embargo, en los meses de verano también se observan marejadas que provienen de la dirección NW. Estas marejadas suelen tener mayores periodos y menores alturas de olas, ya que son generadas por tormentas lejanas del hemisferio Norte.

En Chile debido a su geografía, gran cantidad de bahías están protegidas naturalmente del oleaje SW (Concepción, Valparaíso, Quintero, Coquimbo, Mejillones, etc), que llega la mayor parte del tiempo. Pero existen bahías o tramos de bahías abiertas al NW, como son los casos de Valparaíso, Viña del mar, Mejillones, entre otros. Estas bahías son susceptibles de ser abatidas por frentes de olas de gran intensidad generando mayor daño en la costa, principalmente porque no existen obstáculos en su propagación. (Campos, 2016)

Las marejadas del verano 2015-16 impactaron en la infraestructura costera; produjeron socavones en el pavimento de la Avenida Perú en Viña del mar, daños en juegos infantiles en plaza Colombia, destrozos en edificios y locales comerciales, autos volcados, daños en mobiliario público y privado, entre otros. El perjuicio económico de los daños en infraestructura costera ha sido evaluado en 100 millones de pesos aproximadamente (www.diariodelaconstrucción.cl). También se vieron afectadas las actividades del turismo; cómo prohibición de baño en playas, las transitadas avenidas Perú y San Martín (Viña del mar) cerradas, playas altamente erosionadas que impedían la llegada de turistas, entre otros. Además, las recurrentes marejadas y avisos prohibitivos por parte de la armada de acercarse al mar generaron que los turistas comenzaran a preferir otros destinos para descansar y recrearse, por lo que hubo altas pérdidas en el comercio porteño y viñamarino. En resumen, las marejadas del verano 2015-16 fueron inusualmente intensas, provocando daño en infraestructura costera, playas y actividades comerciales asociadas al turismo. En la Figura 1-1, se muestran algunos de los frecuentes titulares presentados en el verano 2015-16.



Figura 1-1: Titulares en medios de comunicación. A) 16/12/15, B) 24/01/16, (C, D, E) 25/01/16, F) 26/01/16, G) 26/01/16, H) 6/02/16, I) 14/02/16 y J) 6/03/2016. (Fuente: (A, B, C, D, E, F) de mercuriovalpo.cl. G) de www.cadena 3.com. H) de www.elmostrador.cl. I) www.t13.cl. J) www.24horas.cl).

Cabe mencionar que, en el inicio del verano 2015-16, ya existían antecedentes científicos que indicaban la presencia del fenómeno El Niño, efecto océano-atmosférico global que, entre otros efectos, puede generar cambios en las trayectorias de las tormentas de invierno en el hemisferio Norte (Higgins, 2005).

En el presente estudio, se caracterizan las marejadas del verano 2015-16, las cuales han sido catalogadas como inusuales, debido a su alta energía proveniente del NW. Además, se busca establecer la relación entre este tipo de marejadas y la variabilidad interanual introducida por el fenómeno El Niño. Finalmente, se realiza una propagación de energía espectral desde el Pacífico Norte hasta la costa de Chile durante eventos El Niño Extremo.

2 OBJETIVOS Y ALCANCES

OBJETIVO GENERAL

- Caracterizar las marejadas del verano 2015-2016 y determinar su relación con fenómeno El Niño.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Comparar datos observados *in situ* con datos de simulaciones numéricas de oleaje.
- Determinar la influencia del fenómeno El Niño en las marejadas de dirección NW del verano en Chile.
- Estimar como la posición de la generación de la tormenta afecta en la magnitud de las marejadas en Chile.

ALCANCES

Las marejadas por estudiar serán las provenientes del NW, ya que debido a la geografía costera de Chile gran parte de las bahías están abiertas en esta dirección, por lo tanto, son susceptibles de ser abatidas por frentes de olas de gran intensidad generando mayor daño en la costa (Campos, 2016). El estudio está enfocado en la costa de Chile.

La climatología se realizó con datos modelados de tipo *hindcasting* entre los años 1979 a 2010 de la base de datos CAWRC CSIRO, y los datos de **SIPROL®** son de tipo *forecasting*, entre octubre 2015 a abril 2016.

La empresa INGMAT S.A no almacena la presión atmosférica y velocidad de viento superficial utilizado para forzar **SIPROL®**. Por lo que, se utilizó el Sistema de pronóstico del Clima (CFS, por sus siglas en inglés), para realizar un análisis comparativo entre las anomalías y zonas de generación de presión atmosférica y velocidad de viento superficial de los eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98 con El Niño Extremo 2015-16.

En el análisis comparativo de ambas bases de datos, solo se pudo hacer una comparación de anomalía de densidad de energía espectral, considerando los tres eventos El Niño Extremo, para la boya virtual de CAWRC CSIRO N°3460 (Latitud: 30°S y longitud: 80°W) y para la boya virtual N°882 de **SIPROL®** (Latitud: 26.333056°S y longitud: 79.916944°W), ya que se encuentran “cercanas” en su posición geográfica. En cambio, en tres casos solo se analizó la densidad de energía espectral de las boyas virtuales de CAWRC CSIRO para los eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98, ya que las boyas de **SIPROL®** se encuentran a cientos de kilómetros de distancia, por lo que no es posible realizar una comparación representativa.

El análisis de propagación de energía en el Pacífico Norte se realiza con las boyas virtuales de CAWRC CSIRO, que tiene disponible en todo el Océano Pacífico. No se puede realizar con **SIPROL**® debido que solo tiene boyas virtuales hasta centro América, y para este análisis se necesitan boyas desde el Pacífico Norte. Por lo tanto, el análisis de trayectorias se realizó para los meses diciembre, enero y febrero de los eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98.

HIPÓTESIS

El fenómeno El Niño tuvo un impacto significativo en la intensidad de las marejadas NW del verano 2015-2016 en la costa de Chile.

3 MARCO TEÓRICO

3.1 GENERACIÓN Y PROPAGACIÓN DEL OLEAJE

3.1.1 GENERACIÓN

Existen diversas teorías respecto a la forma en que el viento al interactuar con la superficie del mar produce las deformaciones necesarias para la formación del oleaje.

La magnitud y dirección del viento no son constantes en el tiempo ni en el espacio, por lo que las características del oleaje pueden no alcanzar el desarrollo pleno dependiendo de las limitaciones del viento en cuanto a su intensidad, duración (persistencia), dirección y espacio de acción (longitud de área de generación), este último denominado *fetch*¹. Así, el proceso de generación puede terminar en un *Oleaje Limitado por Duración* (Figura 3-1 A), cuando las condiciones de viento acaban repentinamente, o bien en un *Oleaje Limitado por fetch* (Figura 3-1 B) cuando por efecto de la propagación el oleaje abandona el campo de acción del viento.

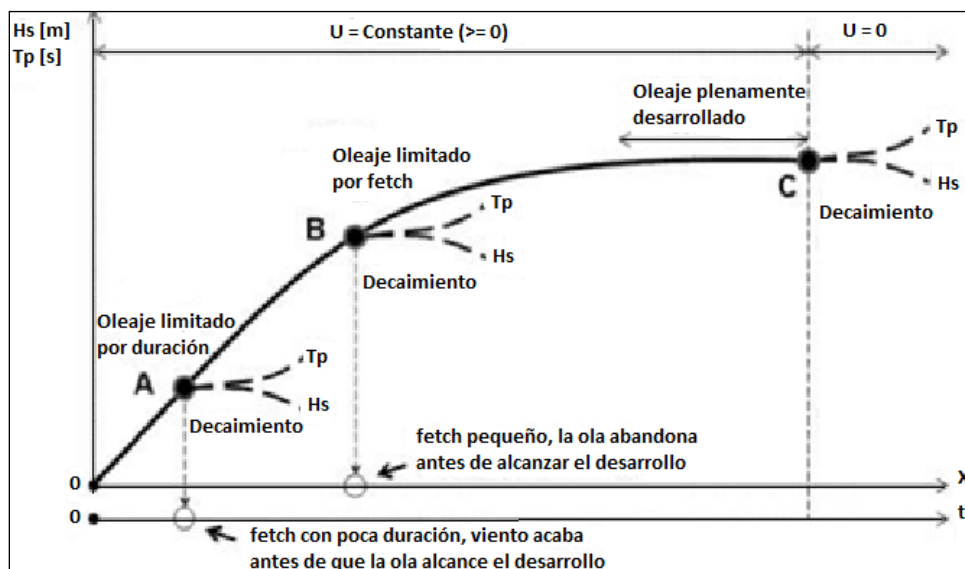


Figura 3-1: Formación de tipos de oleaje, según las características de su generación. (Fuente: Molina, 2011)

3.1.2 PROPAGACIÓN OCEÁNICA: DISPERSIÓN Y CLASIFICACIÓN

A medida que el oleaje se propaga fuera de la zona de generación, las ondas se dispersan separándose en componentes. Por un lado, los componentes de mayor periodo se adelantan a los de menor periodo, produciéndose así una *dispersión radial* en la dirección de propagación. Por otro lado, se produce una *dispersión angular* debido a que las ondas que salieron del área de generación lo hicieron con direcciones distintas alrededor de la dirección predominante (en este caso la dirección del viento).

¹ *fetch*: Zona donde se lleva a cabo la transferencia de energía del viento a la superficie del mar.

Si se considera un punto de control en una zona alejada del área de generación (P), como el descrito en la Figura 3-2, se observarán los efectos de la dispersión radial y direccional, ya que las frecuencias del oleaje variarán de f_1 a f_2 en una ventana de tiempo, mientras que la dirección incidente solo se limitará al rango θ_1 - θ_2 , produciendo un oleaje con un rango acotado de dirección de incidencia y de periodo, por lo que visualmente se advierte un oleaje muy ordenado y con ondas muy similares unas con otras, este tipo de oleaje se denomina *Mar de Fondo* o *SWELL*. Y cuando el oleaje observado en las cercanías de la zona de generación es irregular, con distintas direcciones, alturas y periodos se denomina *Mar de Viento* o *SEA* (UNICAM, 2000).

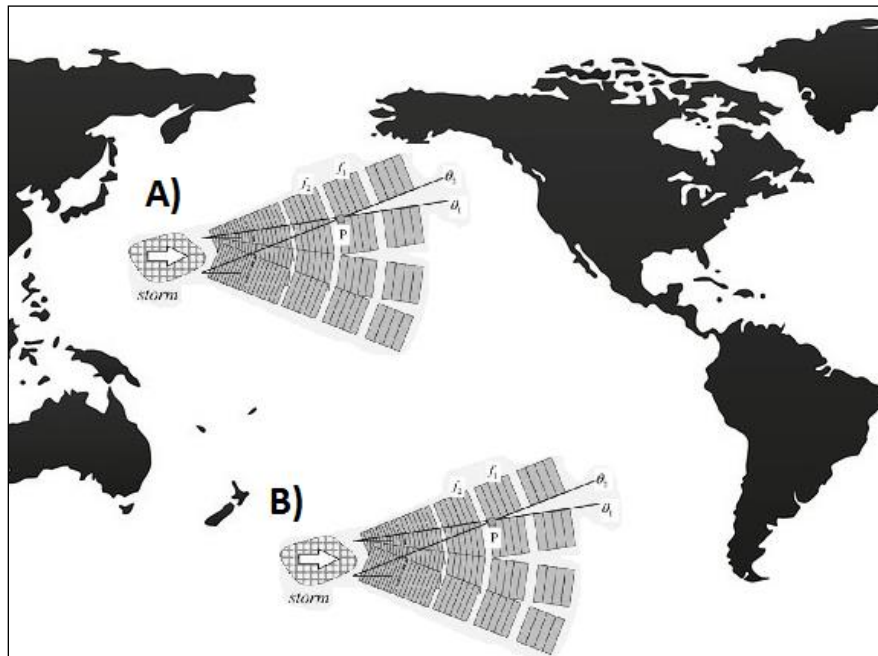


Figura 3-2: Dispersión direccional y radial del oleaje.
(Fuente: Adaptado de Holthuijen 2007)

Durante gran parte del año, el oleaje reinante en la costa de Chile tiene dirección SW generado en el Pacífico Sur (Figura 3-2 B). Sin embargo, durante el invierno boreal, en el hemisferio Norte se generan tormentas en las latitudes medias (Figura 3-2 A), provocando olas que se propagan hasta las costas de Chile. Este oleaje se caracteriza por presentar largos periodos y propagarse desde el NW, lo cual tiene el potencial de producir grandes impactos a lo largo del país (Campos, 2016).

3.1.3 MAREJADAS

Las marejadas en la costa occidental de Sudamérica se producen comúnmente debido a tormentas lejanas en el Pacífico del sur, relacionadas con el frente polar. Las situaciones favorables se producen con frentes cuasi estacionarios a más de 2000 millas de la costa y con más de una situación frontal, que aseguran *fetch* extensos, largas duraciones del viento y fuerzas suficientes detrás de los frentes (Vergara, 1979). Por otro lado, en los meses de verano austral también se observan marejadas, pero que provienen de la dirección NW. Estas marejadas suelen tener mayores periodos y menores alturas de ola y son generadas en tormentas invernales del hemisferio Norte.

Las marejadas o bravezas de mar se definen como eventos de olas de gran altura, formadas por fuertes vientos en el área oceánica o en condiciones locales y que se propagan fuera de la zona de generación llegando a los sectores costeros (Paskoff, 2010). En este trabajo se estudian las marejadas de baja altura de ola y de alto periodo, ya que son de generación distante en el Pacífico Norte.

3.2 ZONAS DE GENERACIÓN EN EL PACÍFICO NORTE

En las latitudes medias, entre los 30°N y 60°N, es la franja activa de generación de oleaje en el hemisferio Norte. Las depresiones más importantes son la Baja de Islandia (Atlántico Norte) y la Baja de las Islas Aleutianas (en Alaska, Pacífico Norte) en invierno, ya que en verano casi desaparecen. Este estudio se centra en la región de las Bajas Aleutianas.

La Baja de las Aleutianas es una característica climática centrada cerca de las Islas Aleutianas. Representa uno de los principales “centros de acción” en la circulación atmosférica en el hemisferio Norte. La Baja Aleutiana es más intensa (presión más baja) durante el invierno (Dic-Ene-Feb) y prácticamente desaparece durante el verano (Jun-Jul-Ago) (S.N. Rodionov, 2007). La intensidad y la posición geográfica de la Baja de las Aleutianas varía mucho de mes a mes, año a año, e incluso década a década (Overland *et al.*, 1999).

La posición media de la Baja Aleutianas en base a campo de presión atmosférica superficial es de aproximadamente 52°N y 175°E (Figura 3-3). La formación de un centro de estadístico² de la Baja de las Aleutianas se muestra con una cruz en la Figura 3-3.

² Centro estadístico: Se refiere a la posición promedio del centro de la Baja Aleutiana.

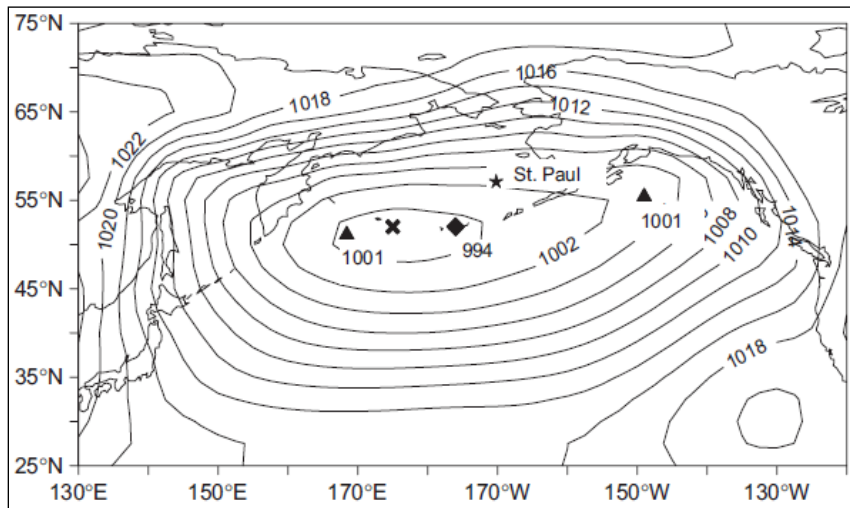


Figura 3-3: Campo de presión atmosférica superficial. La posición del centro promedio de la Baja Aleutiana en el invierno boreal es indicada con una X. Las unidades están en hectopascales [hPa].

(Fuente: S.N. Rodionov, 2007)

Cuando la Baja de las Aleutianas es fuerte, por lo general, consiste en un solo centro, bien definido. En esta situación, su ubicación promedio está en 52°N, 176°W, es decir 9° al Este de su posición media global. Por lo tanto, las Bajas Aleutianas tienden a desplazarse más hacia el Este cuando es más fuerte. Una fuerte Baja de las Aleutianas no significa necesariamente que el número de tormentas aumenta (S.N. Rodionov, 2007).

Es importante destacar que la Baja de las Aleutianas es una función estadística, el resultado de promediar los mapas sinópticos individuales (cada 6 horas) que marcan la ubicación en la que viajan los ciclones extratropicales en el Pacífico Norte (S.N. Rodionov, 2007).

Los circuitos de sistemas frontales consideran la generación al Este de la Isla de Hokkaido en Japón, con fase de desarrollo cruzando al sur de la península rusa Kamchatka, luego continúan su tránsito Weste-Este al sur de las Islas Aleutianas, hasta impactar en el Golfo de Alaska, costa de Canadá y Estados Unidos (Cmte. Luis Vidal, comunicación personal).

En el pos-frontal de estas tormentas, se generan vientos intensos de dirección del Norte/Norweste, superando intensidades de 40 a 60 nudos, desarrollando un máximo de oleaje de viento (SEA). Luego como mar de fondo (SWELL), de dirección NW se mueven con dirección Sur/Sureste, hasta alcanzar las costas de Sudamérica (Cmte. Luis Vidal, comunicación personal).

3.2.1 CLIMATOLOGIA SINÓPTICA EN EL PACÍFICO NORTE

En el Pacífico Norte, los ciclones extratropicales normalmente se originan al Este de Japón, sobre la corriente de Kuroshio³ (Gulev *et al.*, 2001). Hoskins y Valdés (1990) señalan que cálidas corrientes limítrofes occidentales pueden desempeñar un papel importante en el mantenimiento de trayectorias de las tormentas durante el invierno. Más del 90% de los ciclones extratropicales se intensifican después de que pasan a través de la región de la corriente de Kuroshio (Gyakum *et al.*, 1989). Esta región es también un centro de alta densidad de los *track* de tormenta (Figura 3-4). Estas tormentas tienden a profundizar y avanzar hacia el Noreste donde alcanzan su plena madurez.

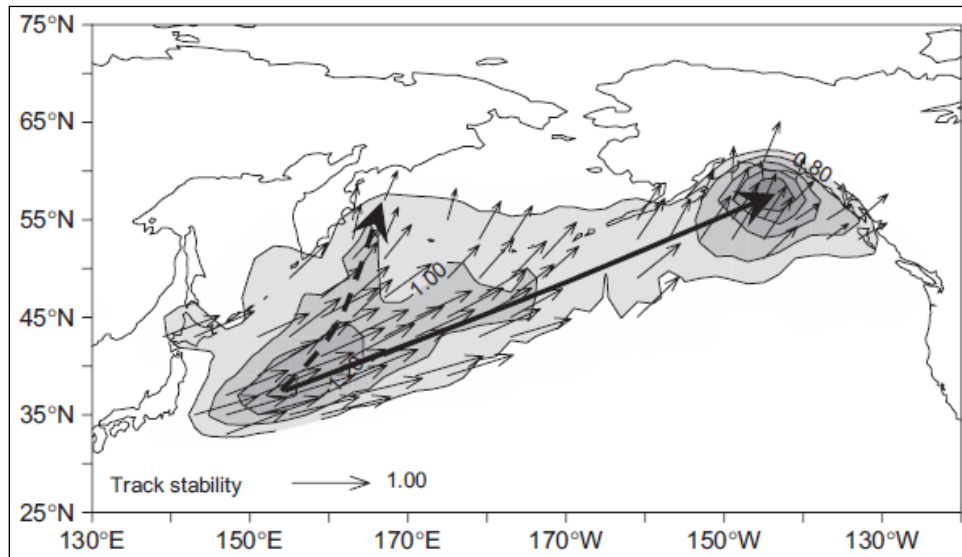


Figura 3-4: Trayectorias de ciclones en el hemisferio Norte.
(Fuente: S.N. Rodionov, 2007)

Los ciclones maduros, la mayor parte del tiempo, entran en el Pacífico Occidental principalmente en el Golfo de Alaska, la densidad de las trayectorias de las tormentas en esta región es la más alta para el Pacífico Norte. Pero cuando los ciclones son débiles se dividen (Figura 3-4), y se desplazan en un camino secundario a lo largo de la costa de Siberia (S.N. Rodionov, 2007).

Cuando el hemisferio Norte está en invierno, las bajas presiones (ciclones) generan intensificación de los vientos dando origen a una expansión de su área de acción, produciéndose más frecuentemente hacia menores latitudes (Figura 3-5 A). Este desplazamiento de las trayectorias de tormentas influye en las olas que se presentan en el hemisferio sur en época de verano.

³ Corriente de Kuroshio: Es una fuerte corriente de frontera occidental en el Océano Pacífico Nor-occidental. Comienza frente a la costa oriental de Taiwán y fluye hacia el Noreste pasando por Japón, donde se funde con la deriva oriental de la corriente del Pacífico Norte.

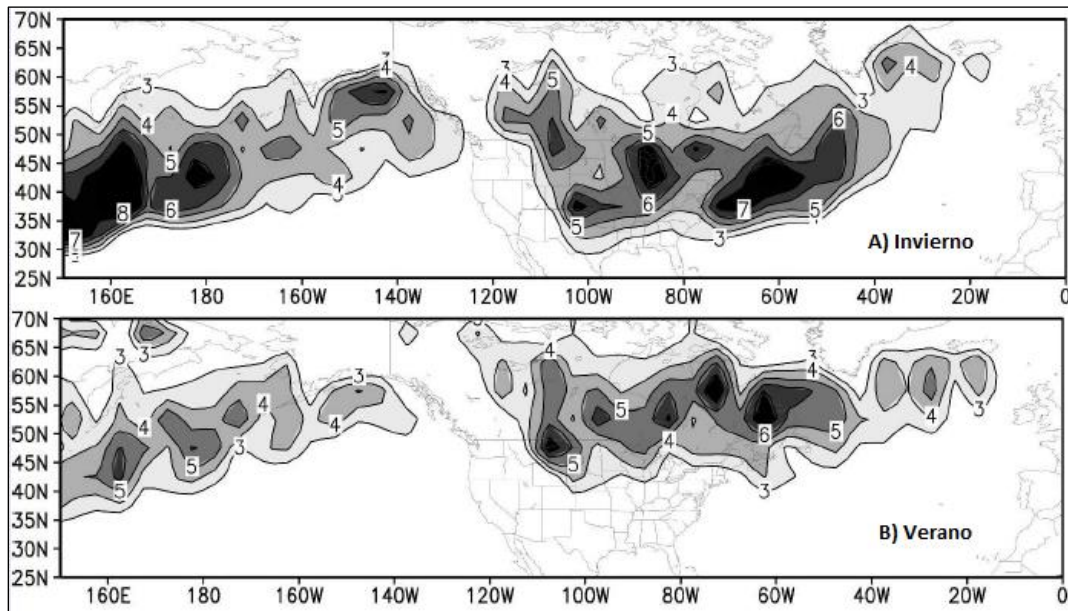


Figura 3-5: Frecuencia promedio de tormentas en el hemisferio Norte. A) Invierno boreal B) Verano boreal. (Fuente: Higgins, 2005)

3.3 FENÓMENO EL NIÑO

3.3.1 FENÓMENO OCÉANO-ATMOSFÉRICO

El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) presenta dos fases, la fase cálida conocida como El Niño, se expresa con un aumento de la temperatura superficial del mar (TSM) y una disminución de los vientos alisios en el lado Este del Océano Pacífico Tropical. Al ocurrir esto, las aguas cálidas del Pacífico, desde Indonesia y Australia llegan a Sudamérica, desplazando las aguas frías de la corriente de Humboldt. Estas anomalías generan cambios importantes en el clima, como por ejemplo fuertes desviaciones de las precipitaciones medias en Chile central (Montecinos, 2003).

En cambio, la fase inversa o fría del ENOS (Conocida como La Niña), se caracteriza por exhibir condiciones de TSM más frías de lo normal y un aumento en la intensidad de los vientos alisios al lado Oeste, lo que genera que en superficie queden las aguas más frías del Océano Pacífico Ecuatorial.

Las anomalías de los índices de regiones El Niño para el año 2015 y comienzos del 2016, indicaron que fue una de las fases cálidas más intensas desde 1950 (OMM, 2016). Los especialistas indicaron que este evento está dentro de los episodios más intensos medidos junto con los eventos 1982-83 y 1997-98 (Figura 3-6). Esto debido a que las variaciones de la temperatura superficial del mar medidas, muestran una importante alza alrededor de la zona ecuatorial del Océano Pacífico (Figura 3-7). En particular, durante diciembre la zona ecuatorial presenta anomalías positivas de 2-3°C, y a medida que pasaron los meses el efecto sobre la temperatura superficial del mar, comienza a disminuir paulatinamente.

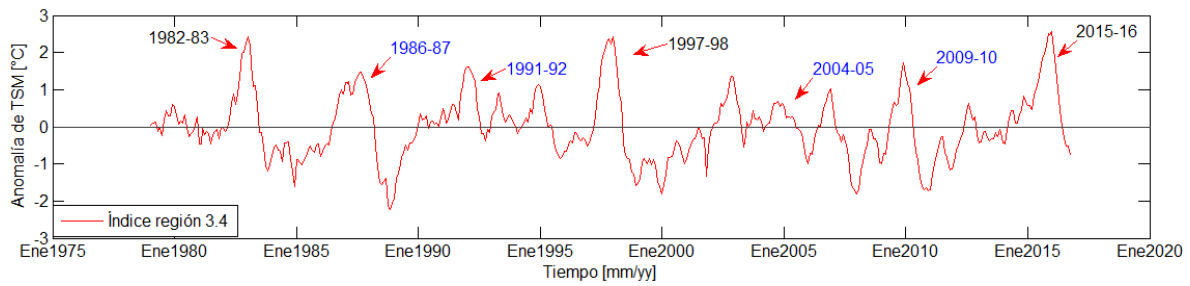


Figura 3-6: Anomalía de TSM en [°C] del índice 3.4. En color negro se muestran los eventos El Niño Extremo y en azul los eventos El Niño Fuerte. (Fuente: Elaboración propia).

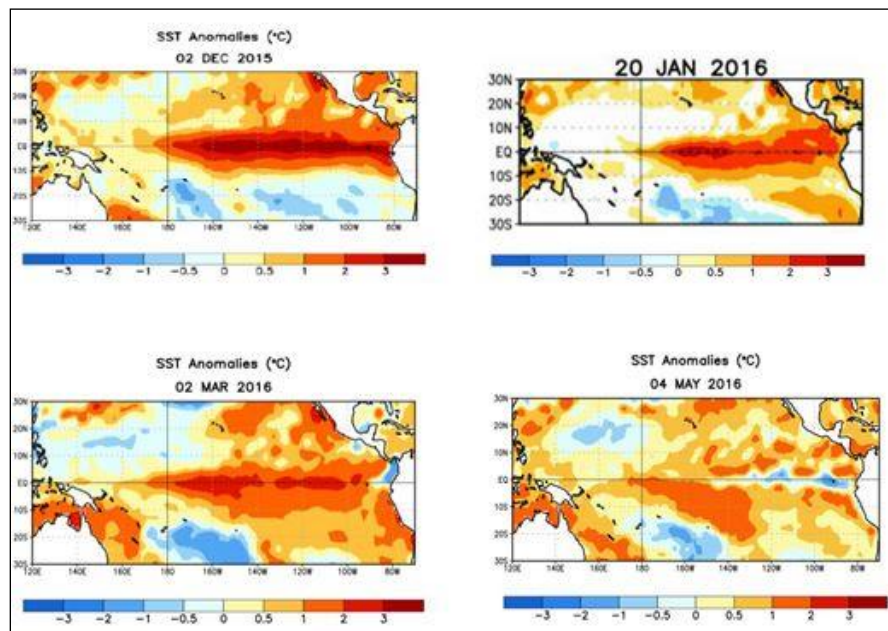


Figura 3-7: Anomalías (C°) promedio de la temperatura superficial del Océano (SST, por sus siglas en inglés) para la semana centrada el 2 de diciembre de 2015, 20 de enero 2016, 2 de marzo 2016 y 4 de mayo 2016. Las anomalías son calculadas utilizando como referencia base los periodos promedio semanales de 1981-2010. (Fuente: NWS-NCEP e Instituto Internacional de Investigación para el Clima y la Sociedad, 2016).

3.3.2 ÍNDICE DE OSCILACIÓN DEL SUR (SOI)

Los hechos que relacionan las costas de Chile con las de Australia, Nueva Zelandia e Indonesia, están representados por el Índice de Oscilación del Sur (SOI) o patrón de correlación (o diferencia barométrica) susceptible de ser observada entre lugares del Pacífico suroriental como Isla de Pascua y Darwin en Australia o Jakarta en Indonesia.

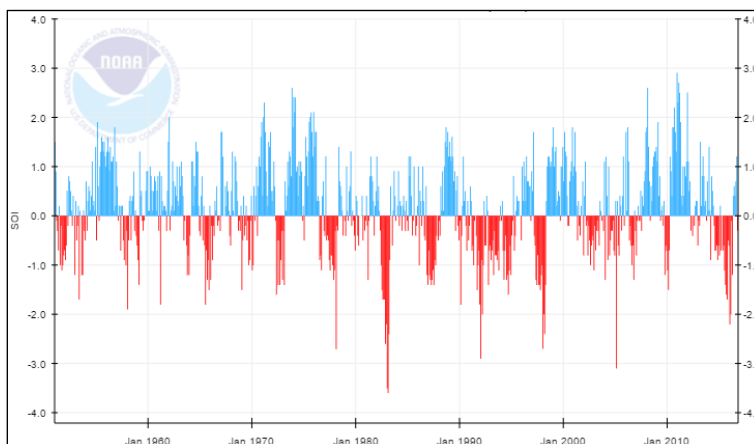


Figura 3-8: Índice de Oscilación del Sur (SOI).
(Fuente: Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA))

El Índice de Oscilación del Sur (SOI, por sus siglas en inglés), se calcula restando las anomalías de presión en el Pacífico occidental de las anomalías de presión en el Pacífico oriental. El índice es positivo (Indica presencia La Niña) cuando la diferencia entre la alta presión del Pacífico subtropical (Isla de Pascua) y la baja presión de Indonesia es intensa, hay mayor diferencia de presión y se denomina período estable. En este caso, los vientos alisios y la corriente ecuatorial del sur son intensos, hay un aumento del nivel del mar en el borde occidental del Pacífico mientras que en el borde oriental el nivel del mar es más bajo y se presentan aguas frías por surgencias. (Figura 3-9).

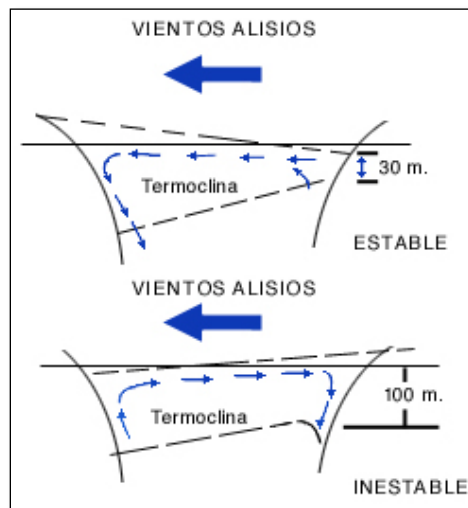


Figura 3-9: Periodo estable e inestable de línea de agua.
(Fuente: Suplee, 1990)

Cuando se debilita la diferencia de presión, el índice es negativo (Indica presencia El Niño). En este caso hay una inversión generalizada de los patrones barométricos lo que provoca el fenómeno El Niño, manifestado en Chile como descensos de largo plazo de la presión atmosférica superficial y anomalías débiles positivas de las temperaturas superficiales del mar y del aire, incremento de las neblinas costeras en el norte semiárido y árido del país. Esta situación se reconoce como período inestable en que los vientos alisios se debilitan.

Además del SOI, existen otros índices para evaluar la fortaleza del fenómeno El Niño o La Niña. En este estudio se utilizan: el Índice Multivariado El Niño (MEI), Índice El Niño Oceánico (ONI) y las anomalías de los Índices de las regiones El Niño 4, 3, 3.4 y 1+2.

Para una mayor comprensión, el monitoreo de este evento (El Niño y La Niña) se realiza sobre el Pacífico ecuatorial, que para tal efecto se dividió en cuatro regiones: El Niño-1+2 (0° - 10° S, 90° W- 80° W), Niño-3 (5° N- 5° S, 150° W- 90° W), Niño-3.4 (5° N- 5° S, 170° W- 120° W) y Niño-4 (150° W- 160° E y 5° N- 5° S), como se presenta en la Figura 3-10.

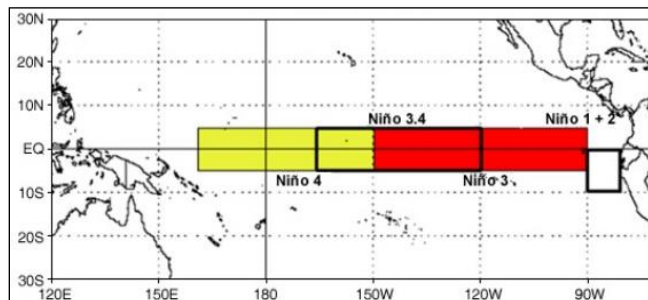


Figura 3-10: Índices de regiones El Niño. (Fuente: NOAA)

Las regiones Niño 4 y 3 se encuentran ubicadas en el lado occidental del Pacífico y se caracterizan por presentar las máximas anomalías de temperatura superficial del mar.

La región Niño 3.4 es una subregión comprendida entre las regiones Niño 4 y 3 y representa un buen indicador de la correlación entre la temperatura superficial del mar y el Índice de Oscilación del Sur (SOI).

La región Niño 1+2 incluye las costas de Perú y Ecuador incluidas las Islas Galápagos, esta región representa un indicador de los cambios inducidos por El Niño en los patrones de variabilidad de la costa del Pacífico de América del Sur.

En el Anexo (1), se muestra la serie de tiempo del SOI que incluye distintos fenómenos El Niño.

3.3.3 RELACIÓN CON PATRONES ATMOSFÉRICOS EN HEMISFERIO NORTE

La existencia de teleconexión entre el ENOS y la actividad sinóptica durante el invierno en el Pacífico Norte, han sido descritos por varios autores (Higgins, 2005; Weng **et al.**, 2009; Eichler **et al.**, 2015). Los resultados de estos estudios han demostrado que las tormentas viajan a lo largo de una trayectoria hacia el frente polar y hay un incremento en la frecuencia de las tormentas en las latitudes medias durante el fenómeno El Niño. Por lo tanto, la teleconexión podría introducir cambios interanuales en el clima de las olas en el verano austral en el Sudeste del Pacífico, que vienen viajando desde el hemisferio Norte. Estudios muestran un desplazamiento de las trayectorias de las tormentas de la costa Este hacia el Ecuador, influenciado por El Niño en el hemisferio Norte (Chang **et al.**, 2002; Higgins, 2005; Lu **et al.**, 2008).

Díaz **et al.**, (2001), señala que durante el invierno boreal la teleconexión es más fuerte en el hemisferio norte. El núcleo de baja presión se potencia al sur de la Baja Aleutiana.

El Niño genera que las tormentas sean más intensas en las latitudes medias del hemisferio Norte (Eichler **et al.**, 2015). La intensificación en latitudes medias, implica vientos y olas más grandes que en condiciones normales, que recorren menores distancias en su propagación.

4 METODOLOGÍA

En esta sección, se presentan las distintas fuentes de información de datos de oleaje, se definen algunos parámetros estadísticos que son utilizados en este trabajo, y se describen los procedimientos y análisis realizados a los datos de oleaje para responder a los objetivos específicos planteados.

4.1 FUENTES DE INFORMACIÓN

4.1.1 BOYA WATCHKEEPER

Se solicitó al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) información espectral y parámetros de resumen del oleaje registrados por una boya watchkeeper en dos periodos de mediciones. El primer periodo corresponde al 1 enero 2010 a 10 octubre 2010, con la boya ubicada a 33°S y 71°49.8'W, y el segundo periodo desde el 1 de noviembre 2015 hasta el 12 enero 2016, con la boya localizada en 32° 59.217'S y 71° 49.433'W. (Figura 4-1)

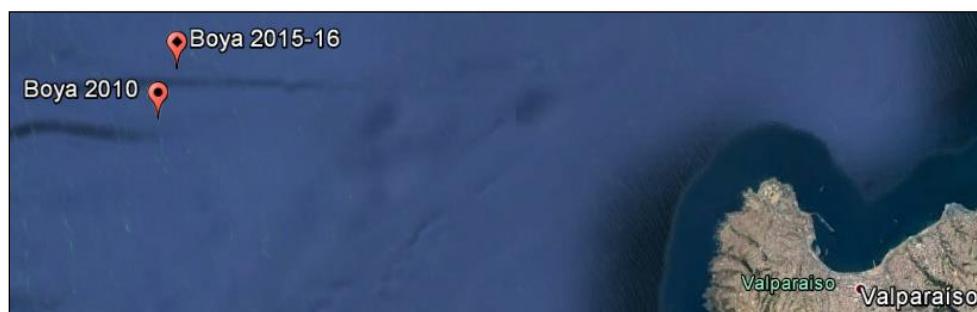


Figura 4-1: Ubicación de boya watchkeeper 2010 y 2015-16. (Fuente: Elaboración propia)

Los datos espectrales de la boya watchkeeper contienen información espectral para ambos periodos de medición con una resolución temporal de 3 horas. Cada espectro contiene 129 frecuencias, con un espaciado constante de 0,005 [Hz], y 121 direcciones, con un espaciado constante de 3 [°]. La densidad espectral $S(f,\theta)$ está en unidades $[m^2/Hz \cdot Deg]$.

4.1.2 **SIPROL®**

El Sistema de alto desempeño de previsión de oleaje (**SIPROL®**) es una herramienta tecnológica que con 72 horas de antelación entrega un pronóstico del estado de mar en todo el borde costero de Chile.

Los datos de **SIPROL®** son simulados utilizando el modelo de generación y propagación de oleaje WAVEWATCH III, el cual es forzado con viento superficial del Sistema de Pronóstico del Clima (CFS, por sus siglas en inglés). La empresa INGMAT S.A (creadora de **SIPROL®**), facilitó información espectral para distintos nodos en el Océano Pacífico Sur, y parámetros de resumen diarios simulados desde octubre 2015 a abril 2016. **SIPROL®** simula el oleaje en dos dominios anidados, el de menor resolución denominado dominio Pacífico, abarca desde la latitud 75°S a 75°N, longitud desde 112,5°E a 71,5°W

con espaciamentos de grilla $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Y el de mayor resolución denominado dominio Sudamérica desde la latitud 75°S a $16,75^\circ\text{S}$, longitud desde 100°W a 71°W con espaciamentos de grilla $0.0833^\circ \times 0.0833^\circ$.

Se utilizaron parámetros de resumen del dominio Pacífico, que abarca el Océano Pacífico completo, ya que es necesario un análisis del oleaje en el Pacífico Norte.

Del dominio Sudamericano se seleccionaron 4 nodos (boyas virtuales), su ubicación se muestra en la Figura 4-2 y la información geográfica en Tabla 4-1.

Los espectros de **SIPROL®** tienen una resolución temporal de una hora, contienen 29 frecuencias con un espaciamento variable y 24 direcciones con un espaciamento constante de 15° . La densidad espectral $S(f,\theta)$ está en unidades $[\text{m}^2/\text{Hz}\cdot\text{rad}]$.



Figura 4-2: Ubicación de boyas virtuales **SIPROL®** seleccionadas frente a Chile y costa del Perú.
(Fuente: Elaboración propia)

Tabla 4-1: Información geográfica de boyas virtuales de **SIPROL®**.

Boya virtual	Latitud	Longitud	Tiempo [meses]
234	9.75°S	79°W	Octubre 2015 a abril 2016
882	26.333056°S	79.916944°W	
888	32.916944°S	71.666944°W	
891	34.416944°S	79°W	

Fuente: Elaboración propia.

4.1.3 CAWRC CSIRO

La Colaboración para la Investigación del tiempo y Clima de Australia (CAWCR, por sus siglas en inglés), es una asociación entre las principales agencias de investigación de la atmósfera y el Océano de Australia, las cuales son la Oficina de Meteorología y la Organización de Investigación Industrial y Científica (CSIRO, por sus siglas en inglés).

La información del *hindcast*⁴ de oleaje realizado por CAWRC CSIRO para el periodo entre 1979 y 2010, se encuentra disponible en línea y puede ser descargada del sitio web⁵. Estas simulaciones del oleaje se realizaron utilizando el modelo WAVEWATCH III versión 4.08, forzado con viento superficial y concentración del hielo marino, obtenido de un reanálisis atmosférico denominado Reanálisis del Sistema de Pronóstico de Clima (CFSR, por sus siglas en inglés). Una serie de grillas anidadas se realizó dentro de una malla global, siguiendo el llamado enfoque cuadrícula de mosaico de Tolman (2008). En este *hindcast* se utilizaron cinco grillas; una grilla global con resolución 0,4° x 0,4°, y dos conjuntos de dos mallas anidadas de 10' (~18 km) y a 4' (~7 km) alrededor de la costa de Australia y en el Pacífico Sur.

Cabe destacar que, para realizar *hindcast* de largos periodos es importante considerar la concentración del hielo marino como forzante en las simulaciones numéricas de WAVEWATCH III. Porque la ausencia del hielo marino puede modificar la propagación real del oleaje y, además, se puede generar oleaje que no es real en lugares donde existe hielo debido al forzante de viento.

Para las simulaciones de pronósticos de oleaje (**SIPROL®**), generalmente de hasta 7 días, no se utiliza la concentración de hielo debido al poco tiempo simulado. Estos pronósticos no dejan de ser consistentes si es que se quiere saber el comportamiento del oleaje en la costa de Chile. Distinto sería si se quisiera estudiar el comportamiento del oleaje en la Antártida.

⁴ Wave hindcast: es un cálculo dinámico de reanálisis que a través de modelos numéricos determinan las condiciones pasadas del oleaje.

⁵ <https://data.csiro.au/dap/home?execution=e1s1>.

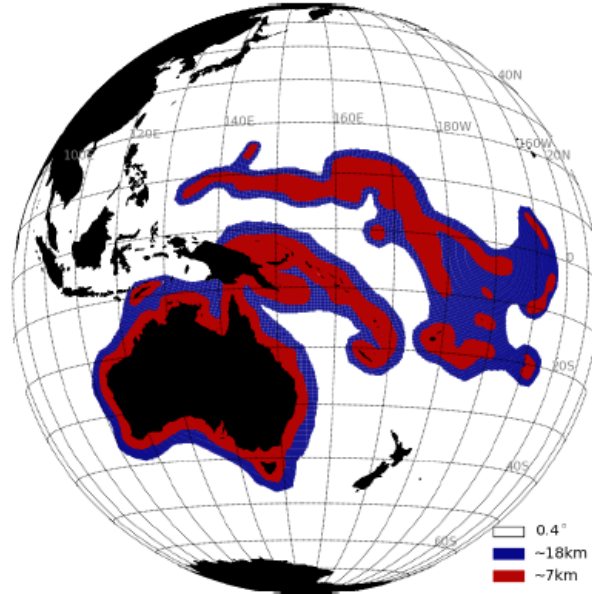


Figura 4-3: Resolución de grilla del modelo utilizado en los 32 años de *hindcast*. Las cuadrículas de alta resolución se anidan dentro de una cuadrícula global de 0,4°. Las zonas azules indican regiones de 10' de resolución (~ 18 km) y las áreas rojas indican las resoluciones de 4' (~ 7 km).
(Fuente: CAWCR Technical Report No. 070).

Los espectros de CAWRC CSIRO constan de 24 direcciones con un espaciamento constante de 15[°], y 29 frecuencias con un espaciamento variable. La densidad espectral $S(f,\theta)$ está en unidades $[m^2/Hz*rad]$.



Figura 4-4: Ubicación de boyas virtuales CAWRC CSIRO frente Chile y costa del Perú.
(Fuente: Elaboración propia).

Tabla 4-2: Información geográfica de boyas virtuales de CAWRC CSIRO

Boya virtual	Latitud	Longitud	Tiempo [años]
3519	10°S	80°W	1979-2010
3489	20°S		
3460	30°S		
3431	40°S		

Fuente: Elaboración propia

4.2 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

4.2.1 VALIDACIÓN

Los cuatro primeros parámetros estadísticos son utilizados para validar bases de datos simuladas a partir de datos observados.

1. Sesgo: Es la diferencia media entre el modelo y las observaciones (idealmente cero).

$$Sesgo = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Mi - Oi) \quad (1)$$

2. Correlación: Indica la relación lineal y proporcional entre dos variables estadísticas. Se considera que dos variables cuantitativas están correlacionadas cuando los valores de una de ellas varían sistemáticamente con respecto a los valores de la otra: si tenemos dos variables (A y B) existe correlación positiva si al aumentar los valores de A lo hacen también los de B, y existe correlación negativa si al aumentar A disminuye B y viceversa.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (Mi - \bar{M})(Oi - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Mi - \bar{M})^2 (Oi - \bar{O})^2}} \quad (2)$$

3. Error cuadrático medio (RMSE): El error cuadrático medio de un estimador mide el promedio de los errores al cuadrado, es decir, la diferencia entre el estimador y lo que se estima. Mientras más cercano a cero, indica una mejor concordancia entre los valores medidos y simulados.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Mi - Oi)^2} \quad (3)$$

4. Índice de dispersión (Scatter index): Se define como el error cuadrático medio dividido por la media de las observaciones.

$$SI = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N ((Mi - \bar{M}) - (Oi - \bar{O}))^2}}{\bar{O}} \quad (4)$$

Donde M_i es el valor del modelo, O_i el valor observado, N es el número de las colocaciones, y la línea sobre las variables M y O indica el valor promedio de cada una.

5. Media móvil: La media móvil es una técnica que simplifica el análisis de tendencias suavizando las fluctuaciones que aparecen en las medidas tomadas a lo largo de un período.
En este trabajo se utilizó la media móvil para suavizar las altas fluctuaciones registradas por la boya (TP, DP).

Para el cálculo de la media móvil de cada variable, se consideró un intervalo o margen de 3 datos.

$$X_t = \frac{\sum_{t=1}^n X_{t-1}}{n} \quad (5)$$

Donde X_t es el promedio en el tiempo t , y X_{t-1} es la variable real de los periodos anteriores a t .

6. **Cuantil:** Los cuantiles son puntos tomados a intervalos regulares de la función de distribución de una variable aleatoria. Se tomaron cuantiles de 5% cada 5% hasta 95%, permitiendo dividir la distribución normal en 19 puntos. Cada punto indica el porcentaje de datos que son menores que cierto valor de la variable en análisis.

4.2.2 SERIES DE TIEMPO

Utilizando los espectros de la boya watchkeeper, se calcularon las series de tiempo de los parámetros del oleaje a través de las siguientes ecuaciones:

$$m_n = \iint f^n S(f, \theta) df d\theta \quad (6)$$

$$TM = Tm_{01} = \frac{m_0}{m_1} \quad (7)$$

$$T_e = \frac{m_{-1}}{m_0} \quad (8)$$

$$H_{m0} = 4\sqrt{m_0} \quad (9)$$

$$P_o = \frac{\rho g^2}{64\pi} \cdot T_e \cdot H_{m0}^2 \quad (10)$$

Donde m_n corresponde al momento de orden n , Tm_{01} a periodo medio, H_{m0} a altura significativa espectral, T_e a periodo energético y P_o a la potencia del oleaje (calculado considerando todas las frecuencias y direcciones).

A cada espectro se seleccionó su frecuencia peak (FP) que está asociada a una dirección peak (DP). Luego calculando la inversa de la FP y almacenando DP, se obtuvo el periodo peak (TP) y DP para todo el periodo. Para la dirección media (DM) se utilizó la serie de los parámetros de resumen entregado por el SHOA.

Tanto la base de datos **SIPROL®** como CAWRC CSIRO contienen los parámetros del oleaje calculados a partir del espectro de la boya watchkeeper. Por lo tanto, se utilizan estos parámetros de resumen para validar los modelos y caracterizar las marejadas provenientes del hemisferio Norte.

Además, se calculó la energía del cuarto cuadrante (cada tres horas), para los espectros de la boya watchkeeper 2015-16, para la boya virtual N° 3460 de CAWRC CSIRO y para

la boya virtual N°888 de **SIPROL®**. Para calcular la energía, se determinó el momento de orden cero para periodos de olas mayores a 10 [seg], considerando el rango de direcciones del cuarto cuadrante (270° a 360°). Posteriormente, las energías de cada evento se grafican junto al nivel del mar (con resolución temporal de 1 hora) en Valparaíso.

4.2.3 ANÁLISIS DE CORRELACIÓN

Se realizó un análisis de correlación entre el SOI y variables altura de ola significativa, velocidad del viento superficial y presión atmosférica. Para esto se calcularon las anomalías mensuales de cada variable para los 32 años de información, quedando un total de 384 meses de anomalías.

$$\text{Anomalía} = X - \bar{X} \quad (11)$$

Donde X corresponde al promedio mensual durante los 32 años, haciendo un total de 384 meses. Y \bar{X} corresponde a la climatología, que corresponde al resultado de promediar cada mes del año para los 32 años de información, haciendo un total de 12 meses.

Se realizaron correlaciones mensuales (384 meses) y estacionales para cada punto de grilla en el Océano Pacífico. Solo las correlaciones significativas con un 95% de confianza son presentadas.

4.2.4 ANÁLISIS DE COMPUESTOS

Para conocer el comportamiento de las variables mencionadas durante El Niño 2015-16. Se calcularon los promedios mensuales de **SIPROL®** y luego con la climatología de CAWRC CSIRO, se calcularon las anomalías para los meses de interés de El Niño 2015-16.

Considerando las anomalías del índice de TSM de la región 3.4, la magnitud del fenómeno El Niño, se caracterizó de la siguiente manera;

- El Niño Débil $0.5^\circ < \text{Débil} < 1^\circ$
- El Niño Moderado $1^\circ < \text{Moderado} < 1.5^\circ$
- El Niño Fuerte $1.5^\circ < \text{Fuerte} < 2^\circ$
- El Niño Extremo $2^\circ < \text{Extremo}$

Dada la caracterización del ENOS se seleccionaron 3 eventos El Niño Extremo (1982-83, 1997-98 y 2015-16). Además, se seleccionaron 4 eventos El Niño Fuerte (1986-87, 1991-1992, 2004-05, 2009-10), con la finalidad de cuantificar y comparar las diferencias de presión atmosférica, velocidad de viento superficial y altura de ola con los eventos El Niño Extremo (Ver Figura 3-6).

Posteriormente, se presentan las anomalías mensuales de diciembre, enero y febrero (DEF) de cada variable mencionada para los eventos El Niño Extremo y El Niño Fuerte.

4.2.5 PROPAGACIÓN DE ENERGÍA

La base de datos CAWRC CSIRO contiene espectros en distintos puntos geográficos en los Océanos del mundo (Figura 4-5). Para este estudio se seleccionaron algunos espectros ubicados en el Océano Pacífico, de tal forma de seguir la energía generada en el Pacífico Norte hasta las costas de Chile.

En este estudio, se analiza la propagación de energía espectral para los meses de diciembre, enero y febrero de los eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98.

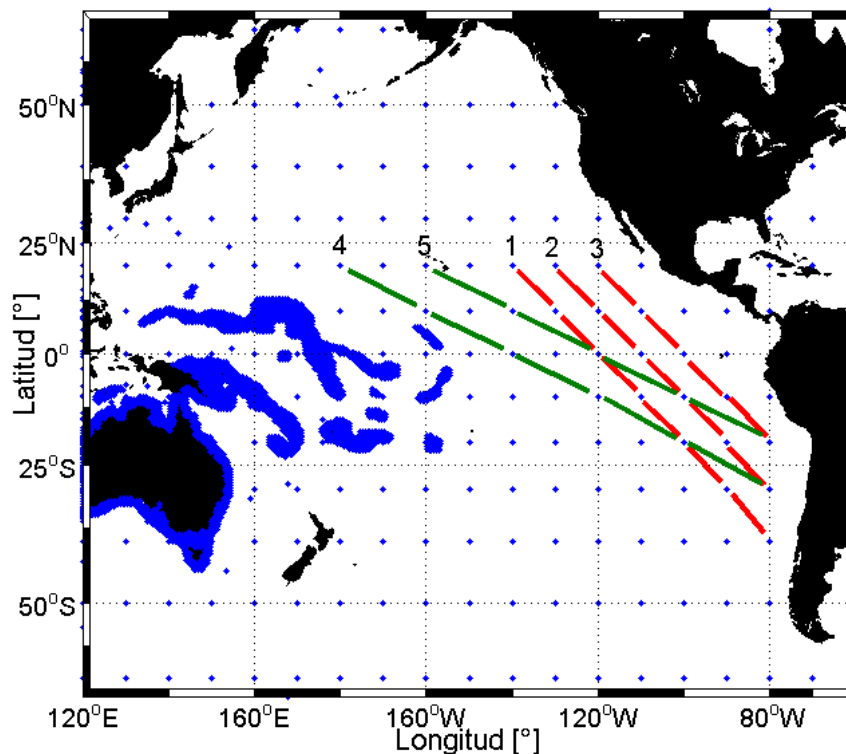


Figura 4-5: Distribución de boyas virtuales (Puntos azules) y trayectos (Líneas segmentadas) en el Océano Pacífico de la base de datos CAWRC CSIRO. (Fuente: Elaboración propia).

Se seleccionaron 5 trayectorias, la Tabla 4-3 muestra el número de identificación de cada boya seleccionada por cada trayecto.

Tabla 4-3: Espectros de CAWRC CSIRO seleccionados.

Trayecto 1	Trayecto 2	Trayecto 3	Trayecto 4	Trayecto 5
3589	3590	3591	3585	3587
3565	3566	3567	3562	3564
3540	3541	3542	3538	3540

3516	3517	3518	3515	3517
3487	3488	3489	3487	3489
3459	3460	-	3460	-
3431	-	-	-	-

Fuente: Elaboración propia.

A cada espectro considerado en las trayectorias se extrajo la energía del cuarto cuadrante. Para visualizar la propagación de la energía desde el hemisferio Norte se realizaron diagramas Hovmoller, el cual presenta la energía del cuarto cuadrante en función del tiempo y la posición geográfica de cada nodo seleccionado para cada una de las trayectorias.

5 RESULTADOS

5.1 VALIDACIÓN

La validación de resultados se realiza a través de la comparación con observaciones *in situ* de una boya watchkeeper (Ver Figura 4.1).

5.1.1 CAWRC CSIRO

ALTURA SIGNIFICATIVA (HS)

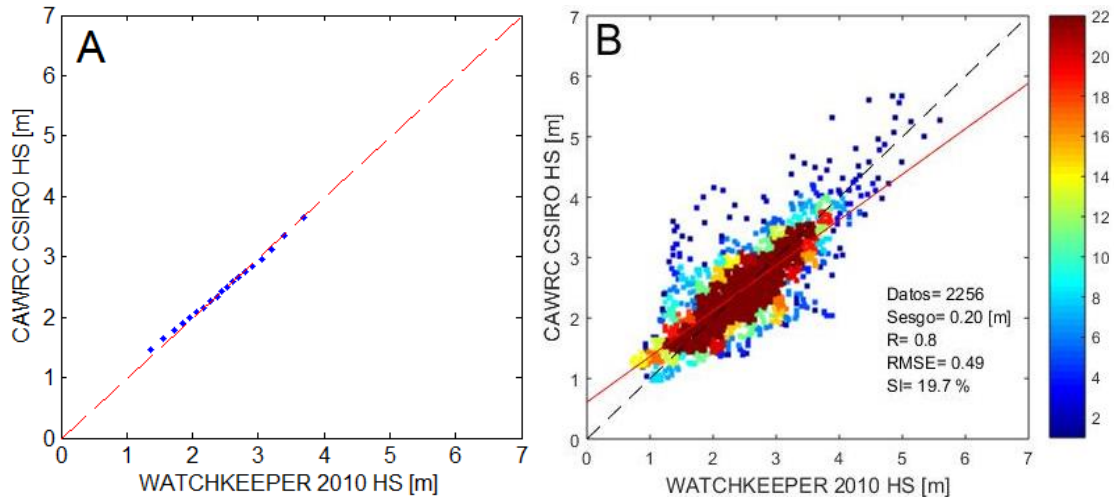


Figura 5-1: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para HS. La barra de colores muestra la concentración de datos por bin (rango de colores)
(Fuente: Elaboración propia).

El 5% de las alturas de olas son menores que 1.5 [m] aproximadamente, y el 95% de ellas son menores que 3.8 [m] (Figura 5.1 A).

Existe una correlación R de 0.8 entre las bases de datos. Existe un sesgo de 0.2 [m] de CAWRC CSIRO por sobre los registros de la boya watchkeeper. El índice de dispersión (en porcentaje) es relativamente bajo considerando que se sigue la tendencia de la línea recta uno es uno. El error medio cuadrático (RMSE) es cercano a cero, por lo que indica concordancia entre los valores observados y simulados (Figura 5-1 B).

PERIODO MEDIO (TM)

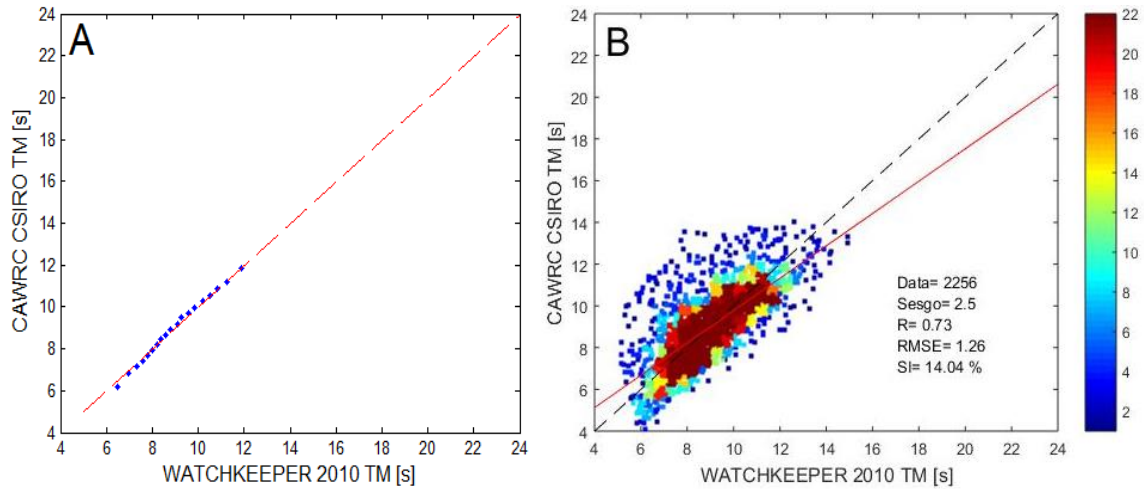


Figura 5-2: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para TM. (Fuente: Elaboración propia).

Hay un mejor ajuste a la línea recta uno es a uno, aun cuando el modelo pronosticó periodos más altos que los observados por la boya. Existe sesgo de 2.5 [s], alta correlación de 0.73, lo que implica un RMSE y SI bajo (Figura 5-2 B). Cabe mencionar que el 95% de los datos son menores que 12 [s] (Figura 5-2 A).

PERIODO DE PEAK (TP)

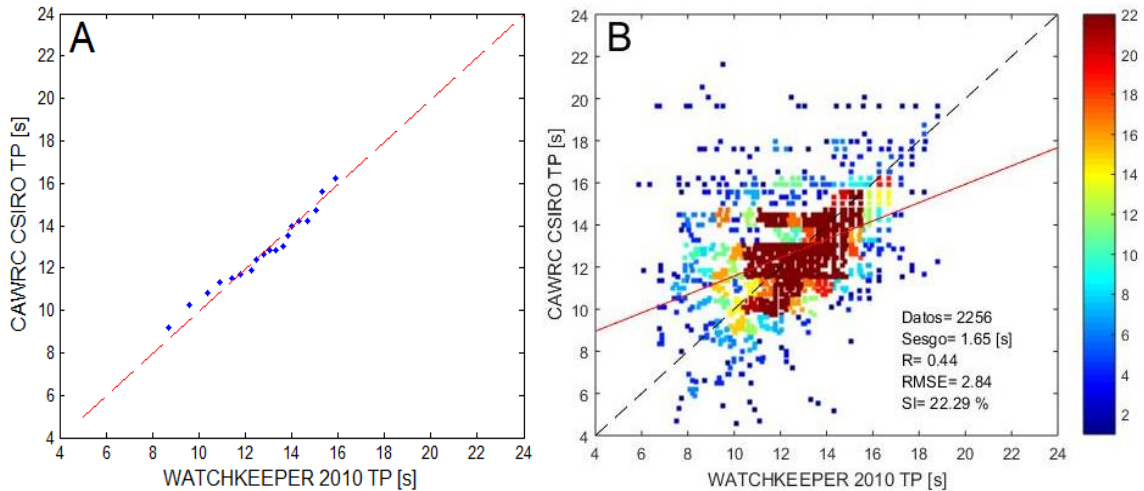


Figura 5-3: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para TP. (Fuente: Elaboración propia).

Se observa que, el 95% de los periodos peak son menores que 17 [s] aproximadamente (Figura 5-3 A).

Para esta variable, hay una mayor dispersión en comparación a los gráficos de altura significativa y periodo medio, esto debido a que el modelo no logra representar periodos peak con alta precisión, o entregan periodos largos cuando observan periodos cortos. Esto genera un aumento en el RMSE, lo que implica un aumento en el Índice de dispersión (SI en porcentaje).

DIRECCIÓN MEDIA DEL OLEAJE (DMO)

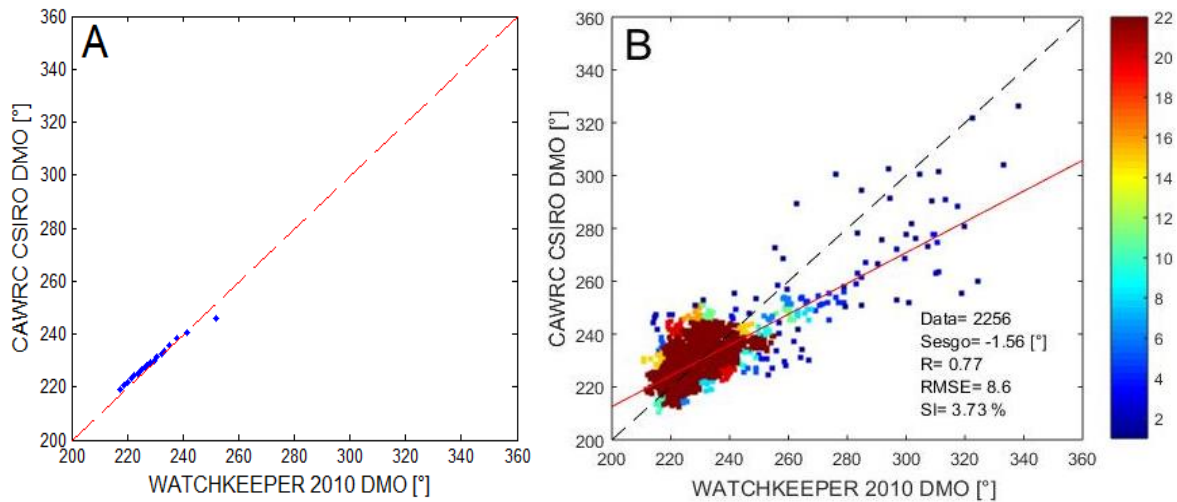


Figura 5-4: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para DMO. (Fuente: Elaboración propia).

La mayor cantidad de datos se encuentran entre las direcciones 220° y 250° aproximadamente (Figura 5-4 A). La correlación es alta con un 0.77, con un sesgo de -1.56 [°], en este caso, el promedio de las direcciones medias observadas fue levemente mayor. Existe alta dispersión, esto debido que la boya registró una mayor cantidad de ondas provenientes de direcciones del cuarto cuadrante (270° a 360°), en comparación con el modelo.

DIRECCIÓN PEAK (DP)

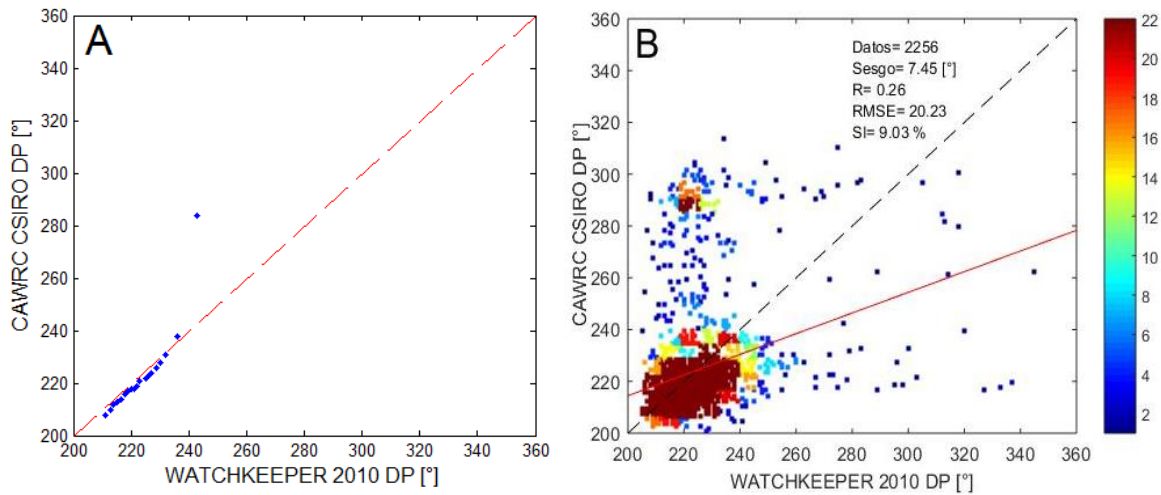


Figura 5-5: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para DP. (Fuente: Elaboración propia).

Se aprecia que, la mayor cantidad de datos tienen dirección del tercer cuadrante (concentrados desde 200 [°] a 270 [°]), mostrando una mayor densidad de datos para la dirección predominante de oleaje Suroeste 225 [°] (Figura 5-5 A). La correlación es baja, debido que el modelo simuló direcciones provenientes del Norte, las cuales la boya no registró, lo que implica, un aumento de RMSE y por consiguiente de SI.

5.1.2 SIPROL®

ALTURA SIGNIFICATIVA (HS)

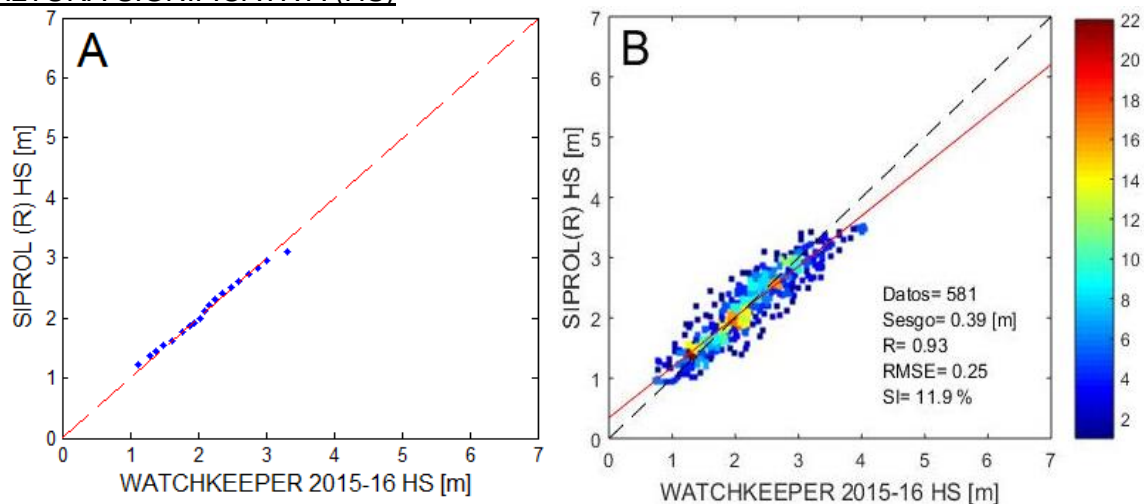


Figura 5-6: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para HS. (Fuente: Elaboración propia).

El 95% de las alturas de olas están entre los 3 y 3.2 [m] (Figura 5-6 A). Existe alta correlación $R = 0.93$ con un sesgo 0.39 [m] positivo del modelo por sobre la boya. El RMSE es cercano a cero, lo que indica un buen ajuste entre el estimador y la observación. Además, se observa que hay una gran cantidad de olas que estuvieron por sobre los 3.2 [m] de altura significativas registradas por la boya. La mayor densidad de datos está en los 2 [m] aproximadamente (Figura 5-6 B).

PERIODO MEDIO (TM)

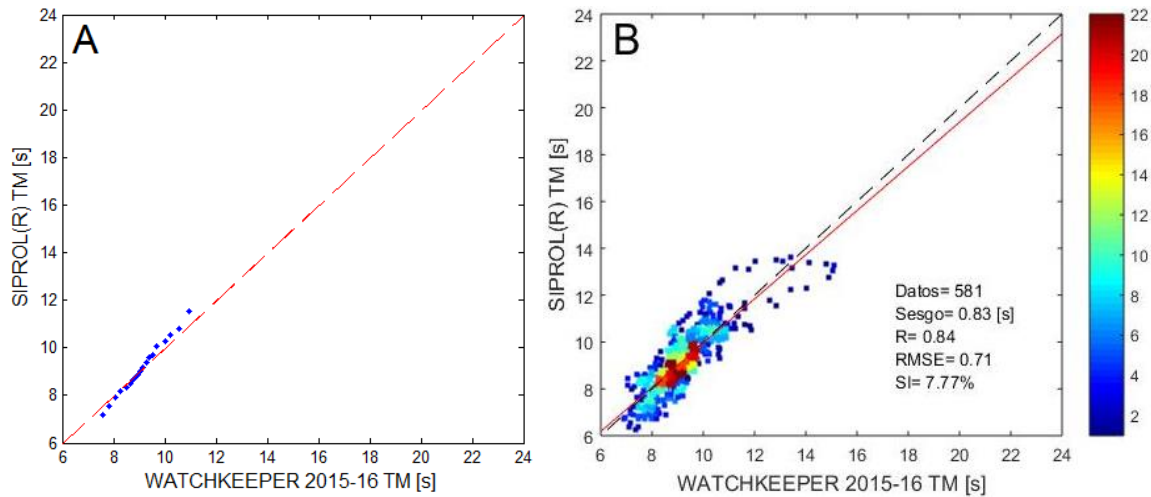


Figura 5-7: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para TM. (Fuente: Elaboración propia).

Los periodos medios se encuentran entre 7 y 12 [s] aproximadamente, pero los datos se concentran entre 8 y 10 [s] como los periodos más frecuentes (Figura 5-7 A).

Se observa alta correlación de 0.84, sesgo igual a 0.83 [s] y RMSE cercano a cero (Figura 5-7 B). Lo que implica un buen ajuste a la boya.

PERIODO PEAK (TP)

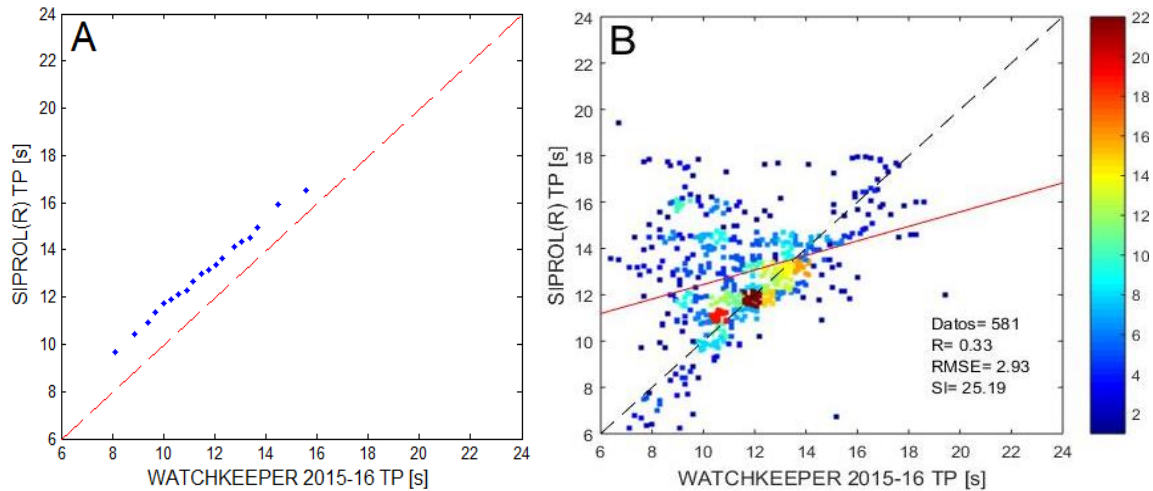


Figura 5-8: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para TP. (Fuente: Elaboración propia).

Se aprecia una separación de los cuantiles con la línea uno es uno, esto debido que se consideraron los datos de TP brutos, es decir, no se les restó el sesgo a los datos de **SIPROL®**. Las mayores cantidades de TP se sitúan entre 10 a 14 [s] (Figura 5-8 A).

La correlación es baja con un 0.33 y alta dispersión de 25.19 % para los periodos largos. Esto es debido a que el modelo pronosticó eventos de largo periodo que la boya no registró (Figura 5-8 B).

DIRECCIÓN MEDIA DE OLEAJE (DMO)

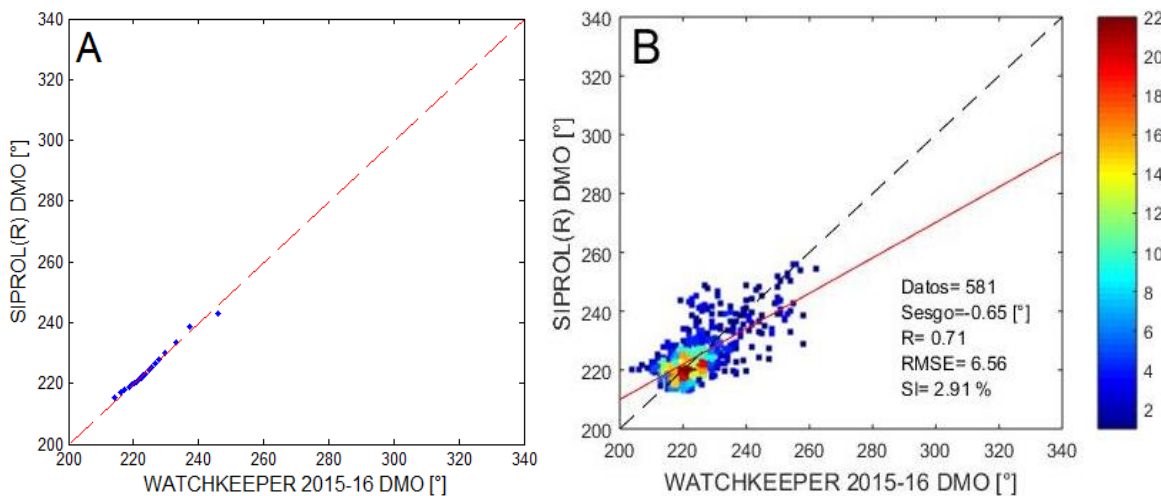


Figura 5-9: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para DMO. (Fuente: Elaboración propia).

El 95% de las direcciones medias de oleaje son menores que 242 [°] aproximadamente (Figura 5-9 A). Existe alta correlación de 0.71, y baja dispersión. El sesgo es de -0.65 [°], esto debido que el promedio de las observaciones de dirección es mayor que el promedio del modelo. Esto significa que en promedio la boya registró direcciones medias levemente más altas que **SIPROL®**. Cabe mencionar que, nuevamente se evidencia el mayor porcentaje de datos para las componentes del sur, principalmente del SW (Figura 5-9 B).

DIRECCIÓN PEAK

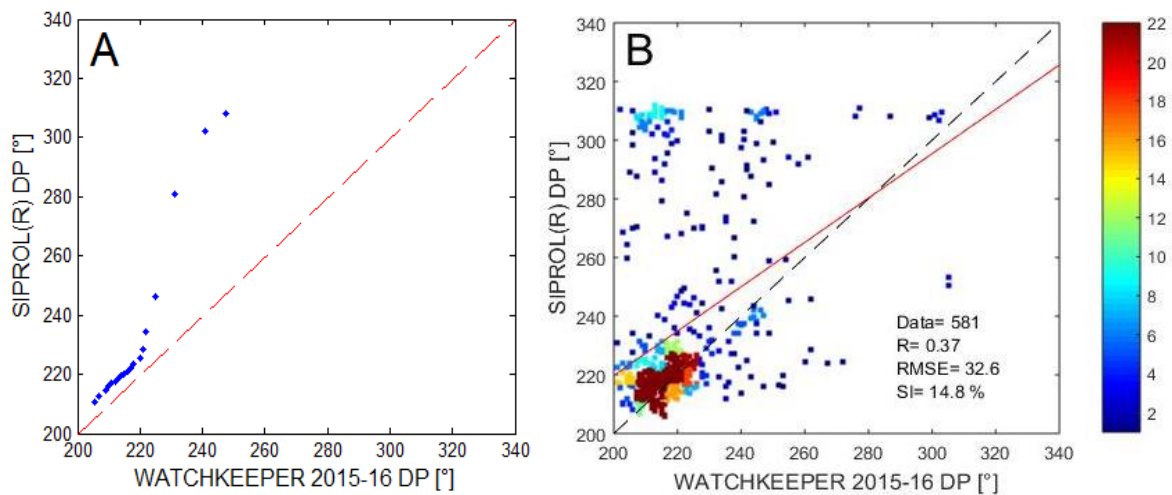


Figura 5-10: A) Gráfico de Cuantiles. B) Gráfico de dispersión más línea de tendencia (color rojo) para DP. (Fuente: Elaboración propia).

El 70% de las direcciones son provenientes del tercer cuadrante (180 [°] a 270 [°]), y existe un 15% de direcciones que provienen del norte en los datos pronosticados por **SIPROL®** (Figura 5-10 A). El gráfico de dispersión muestra que el modelo pronosticó varios eventos con direcciones provenientes del norte que la boya no registró. Esto implica que el RMSE y SI aumenten, disminuyendo la correlación entre las bases de datos (Figura 5-10 B). Cabe mencionar que, se utilizaron los datos DP del modelo con sesgo.

En resumen, los modelos no logran representar con precisión los estados de mar registrados por la boya, pero sí simulan con alta exactitud (salvo algunos casos aislados). Las menores correlaciones y los mayores índices dispersión, resultaron para las variables periodo peak y dirección peak, que son justamente las variables que son simuladas con menor precisión, pero aun así los datos menos precisos son cuantitativamente menores que los datos bien representados. Por lo que, la validación de los modelos es altamente representativa de la realidad.

5.2 CARACTERIZACIÓN DE LAS MAREJADAS DEL NOROESTE

5.2.1 SERIES DE TIEMPO PARA EL NIÑO EXTREMO 1982-83 Y 1997-98

En esta sección se muestran las series de energía del cuarto cuadrante cada 3 horas (se sustrajo el sesgo) del nodo 3460 (frente La Serena) de CAWRC CSIRO. Además, se muestra el nivel del mar (cada 1 hora) con la amplitud de la marea en Valparaíso, para los meses de diciembre, enero y febrero de los eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98.

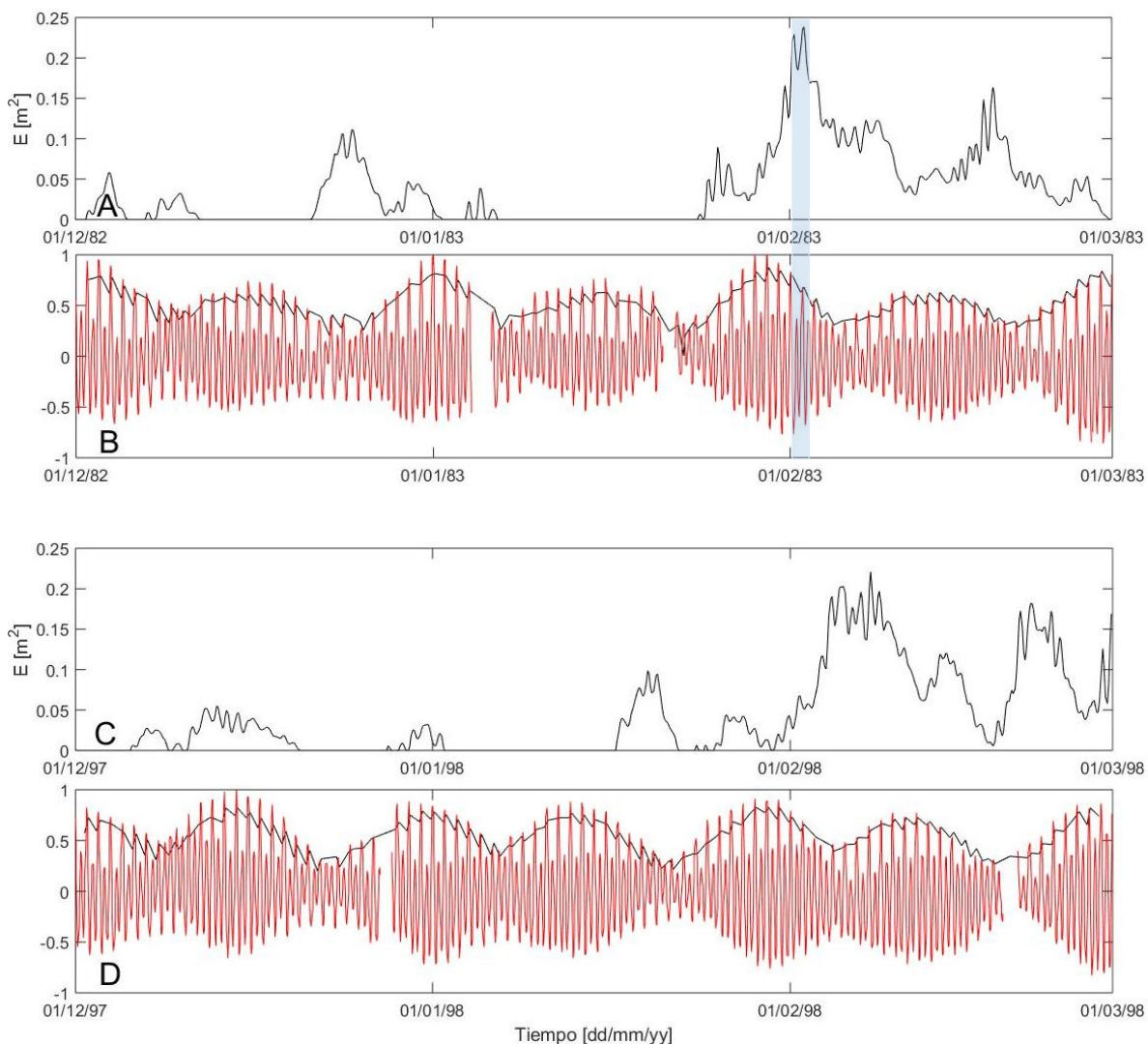


Figura 5-11: Series de tiempo de energía cuarto cuadrante de CAWRC CSIRO y nivel del mar de Valparaíso en DEF para eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98. A) Energía 1982-83, B) Amplitud y Nivel del mar 1982-83, C) Energía 1997-98 y D) Amplitud y Nivel del mar 1997-98. (Fuente: Elaboración propia)

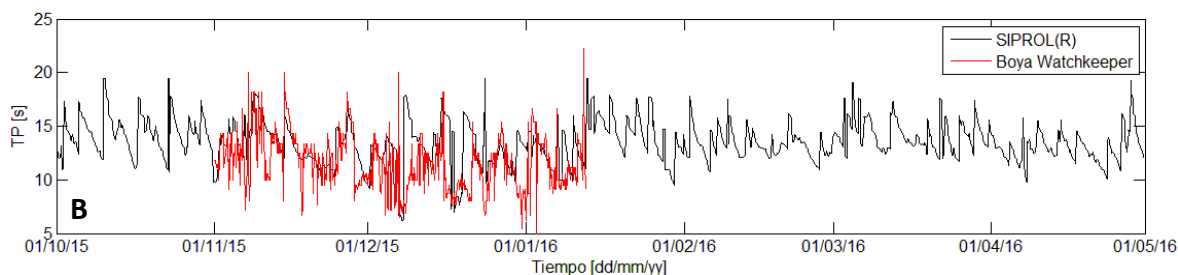
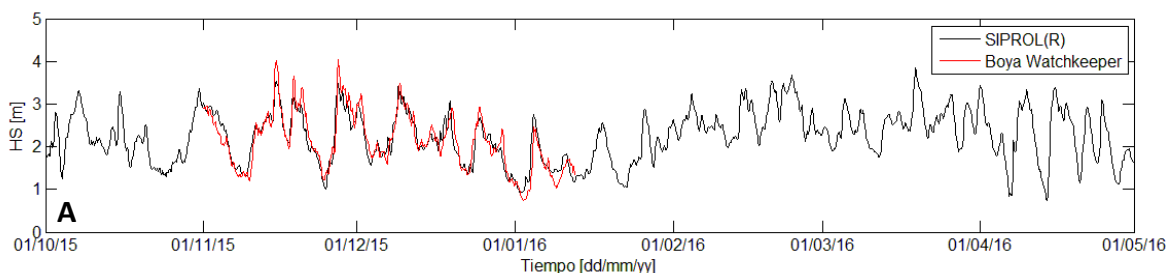
La ventana vertical (color celeste) muestra el único día (2 de febrero 1983) que se registran impactos durante DEF en 1982-83. Las energías comenzaron a aumentar en sigia desde el 27 de enero 1983 hasta llegar al peak de energía el 2 de febrero 1983,

que ocurre con una amplitud de la marea en descenso. El 24 diciembre 1982, la máxima energía ocurrió en cuadratura con una amplitud de marea de 0.4 [m], y el 24 enero 1983 la mayor energía desde el NW alcanzó la costa a fines del mes con una amplitud marea igual 0.52 [m], dando inicio a una serie de frentes de oleaje proveniente del NW hasta finales de febrero de 1983. En febrero 1983 (Figura 5-11 A), el peak de energía alcanzó 0,2384 [m²] y coincidió con la fase de sicigia en descenso, con una amplitud de marea mayor de 0.6 [m]. Esta energía exhibida la primera semana de febrero, y que comenzó en plena sicigia con una amplitud de marea máxima de 0.83 [m] generó graves impactos en la costa norte de Chile, un ejemplo de ellos fue la destrucción del muelle La Herradura en Coquimbo (Campos, 2016).

Durante el evento El Niño 1997-98, se aprecia baja llegada de olas del NW durante diciembre y hasta mediados de enero, ya que nuevamente enero muestra aumentos en energías a finales del mes. Las mayores energías se exhiben en febrero 1998 (Figura 5-11 C). Se infiere que hubo frecuentes olas altamente energéticas en la zona central de Chile (las marejadas duraron varios días). El peak de energía fue de 0.2208 [m²], menor al presentado en febrero 1983, y además, el peak coincidió con un menor nivel del mar (amplitud de marea igual a 0.64 [m]), de modo que los impactos en la costa de Chile debieron ser menores al Niño Extremo 1982-83, ya que no se reportaron daños (Campos, 2016).

5.2.2 SERIES DE TIEMPO PARA EL NIÑO EXTREMO 2015-16

En esta sección se muestran las series de tiempo ajustadas (se sustrajo el sesgo), de la boya watchkeeper y el modelo de pronóstico **SIPROL®** frente a Valparaíso para las variables HS, TP, TM, DMO, DP, potencia total, energía del cuarto cuadrante, nivel del mar y amplitud de la marea.



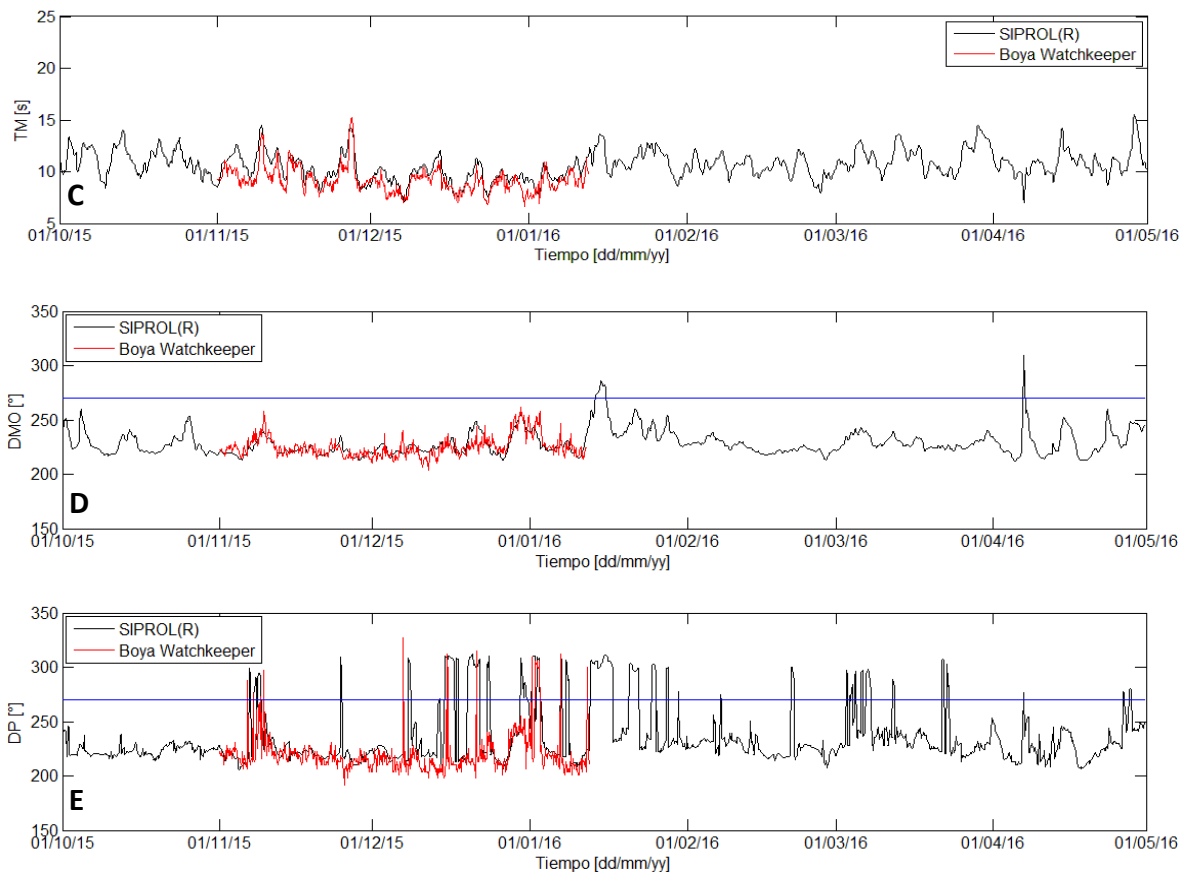


Figura 5-12: Comparación de series boya watchkeeper 2015-16 vs **SIPROL®**. A) Altura de ola significativa, B) Periodo peak, C) Periodo medio, D) Dirección media de oleaje, E) Dirección peak. La línea azul indica límite de 270°. (Fuente: Elaboración propia).

En las series de tiempo se observa el gran ajuste de la altura significativa simulada por el modelo de pronóstico **SIPROL®** con la boya que mide *in situ* el oleaje (Figura 5-12 A), como fue presentado en la validación en la sección 5.1.1. Los periodos peak (Figura 5-12 B), el modelo no logra identificar con precisión los periodos peak largos, que son justamente los periodos de olas que provienen del NW. Dada la alta variabilidad presente en los datos registrados por la boya, el modelo no logra ajustar bien la curva. Lo mismo sucede con la dirección peak, donde el modelo logra pronosticar eventos desde el NW registrados por la boya, pero también pronostica eventos que la boya no midió, es por esta razón que la correlación es baja y no hay un alto ajuste. Por otro lado, el periodo medio y la dirección media, al ser promedios el modelo logra ajustarse de mejor manera.

Las alturas significativas de las olas del NW están entre 1 a 1.8 metros aproximadamente, las cuales son alturas de olas bajas en comparación a las olas registradas que vienen del SW la mayoría del tiempo. Considerando que la boya watchkeeper registró esas alturas de olas a 17 kilómetros de la Punta Ángeles en Valparaíso, y que estas olas son de tipo **SWELL** con periodos largos que viajan a una mayor velocidad, dependiendo de su transformación de energía en el recorrido a la costa, y si se considera la ocurrencia

conjunta de pleamar en sicigia, estas olas pueden generar daños, ya que presentan alta potencia.

Se aprecia que desde mediados de diciembre 2015 y enero 2016 fue el periodo que más oleaje desde el NW se observó (Figura 5-12 E). En diciembre 2015 hubo frentes de olas que llegaron de manera sucesiva, durante varios días, como, por ejemplo, entre los días 6 y 12 (Figura 5-12 B, E), y luego desde el 24 al 28 de diciembre. Estos días coinciden con los sobrepasos que hubo en la zona central de Chile. Para los primeros días de enero 2016 también se registró energía proveniente del NW, pero no tan seguido como en diciembre, hasta que la boya corta amarre el 12 de enero 2016 en el estado de mar 12:00 horas. Este corte se produjo por frentes de olas con dirección 303° (Oestenoroeste (WNW)), periodos de ola de 22.22 [s] y con densidad de energía 0.027 [$\text{m}^2/\text{Hz} \cdot \text{Deg}$], que además coincidió con una fase de sicigia.

La Figura 5-13 muestra las series de potencia total registrada, energía espectral del NW, nivel del mar y amplitud de la marea en Valparaíso.

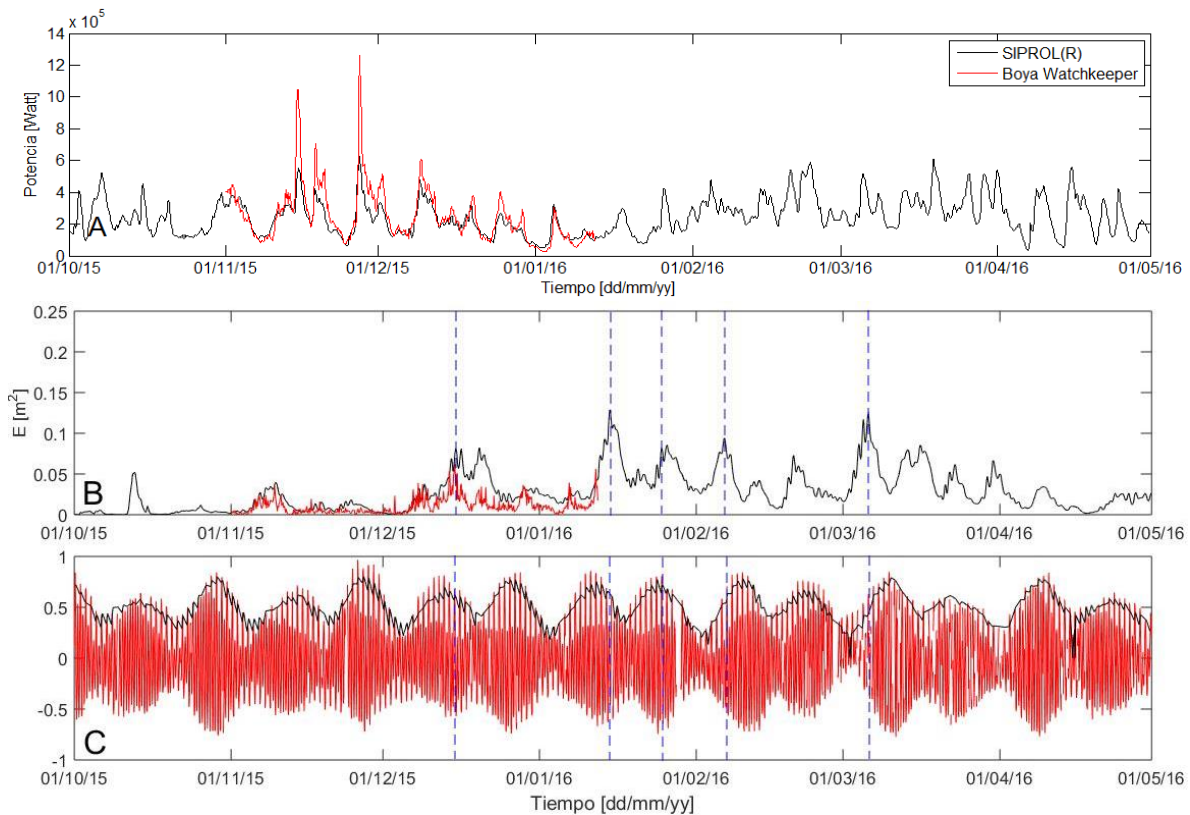


Figura 5-13: A) Potencia total, B) Energía espectral (cuarto cuadrante) y C) Amplitud y Nivel del mar estación Valparaíso. (Fuente: Elaboración propia).

Las líneas verticales segmentadas muestran los días donde se reportaron la mayor cantidad de daños.

Los peak de potencia ocurridos el 15 y 27 de noviembre del año 2015 corresponden a frentes de olas provenientes del SW (Figura 5-13 A). **SIPROL®** pronosticó estas marejadas del SW, pero no se generó el impacto en la infraestructura, turismo y playas, dado que gran cantidad de las bahías de Chile se encuentran protegidas naturalmente desde esta dirección. En cambio, cuando llegaron frentes de olas del NW con menor potencia que las del SW, pero persistentes en su energía (Figura 5-13 B) entre el 7 de diciembre de 2015 y el 12 de enero 2016 y luego entre el 24 y 28 de enero 2016, fue cuando se generaron los mayores daños en la costa (Figura 1-1).

El 15 diciembre 2015, la potencia fue menor que el 24 enero 2016, pero una alta energía del cuarto cuadrante estuvo presente en sicigia con una amplitud de marea 0.72 [m], la cual generó impactos en el borde costero, como se puede evidenciar en Figura 1-1 A, con un desaparecido y sobrepasos en avenida Perú en la ciudad de Viña del Mar.

Es importante destacar que, las mayores potencias se producen por frentes de olas del SW, pero aun así durante el verano se registraron frentes del NW con alta potencia anormal para la última semana de enero 2016 (Figura 5-13 A). Las altas potencias en ocurrencia conjunta con amplitudes de marea entre 0.6 y 0.75 [m] observadas durante la última semana de enero 2016 (24, 25, 26 y 27 enero) se pueden ver reflejadas en los daños que se presentan en la Figura 1-1 B, C, D, E, F, G, donde las consecuencias fueron sobrepasos, daños en infraestructura costera, daños en inmobiliario público y privado, erosión en playas, cierre de playas, socavones en la calzada, y la más importante el fallecimiento de una persona en Caldera región de Atacama.

El 5 de febrero 2016 también hubo presencia de marejadas intensas con amplitud entre 0.3 a 0.6 [m], y se evidencia en la Figura 1-1 H, donde los efectos fueron cierre de puertos y principales balnearios del país, luego de ello las marejadas comenzaron a disminuir paulatinamente hasta la primera semana de marzo 2016, donde nuevamente las marejadas se hicieron sentir con alta potencia y amplitud de la marea entre 0.3 a 0.4 [m] (Figura 1-1 J).

Es importante destacar que los mayores sobrepasos e impactos de las olas 2015-16 se produjeron por ocurrencia conjunta entre altas energías y amplitud de la marea durante sicigia. De hecho, el corte de la boya watchkeeper coincide con una pleamar en sicigia y alta energía proveniente del NW.

Comparando diciembre, enero y febrero para cada fenómeno El Niño Extremo, se observa que el último evento del 2015-16 fue de menor energía que los anteriores, pero fue el que generó mayores impactos (registrados) en infraestructura, turismo y playas. La posible explicación (hipótesis) de esto está dada por las marejadas extremas de agosto 2015, que deterioraron el borde costero abierto al NW (Winckler, 2015), y la posible modificación de la pendiente del fondo que permite que las olas avancen mayores distancias rompiendo en zonas más vulnerables.

5.3 CORRELACIONES MENSUALES Y ESTACIONALES CON SOI

Se realizaron correlaciones entre el SOI y las anomalías de presión atmosférica, velocidad del viento superficial y altura significativa en el Océano Pacífico, durante los 32 años de información. Estas correlaciones tienen una certeza del 95%, tanto mensual (considerando los 384 meses) como estacional. Los resultados de correlaciones mensuales y estacionales con los otros índices del fenómeno El Niño mencionados en la sección 4.2.4, se encuentran en el Anexo.

CORRELACIÓN MENSUAL

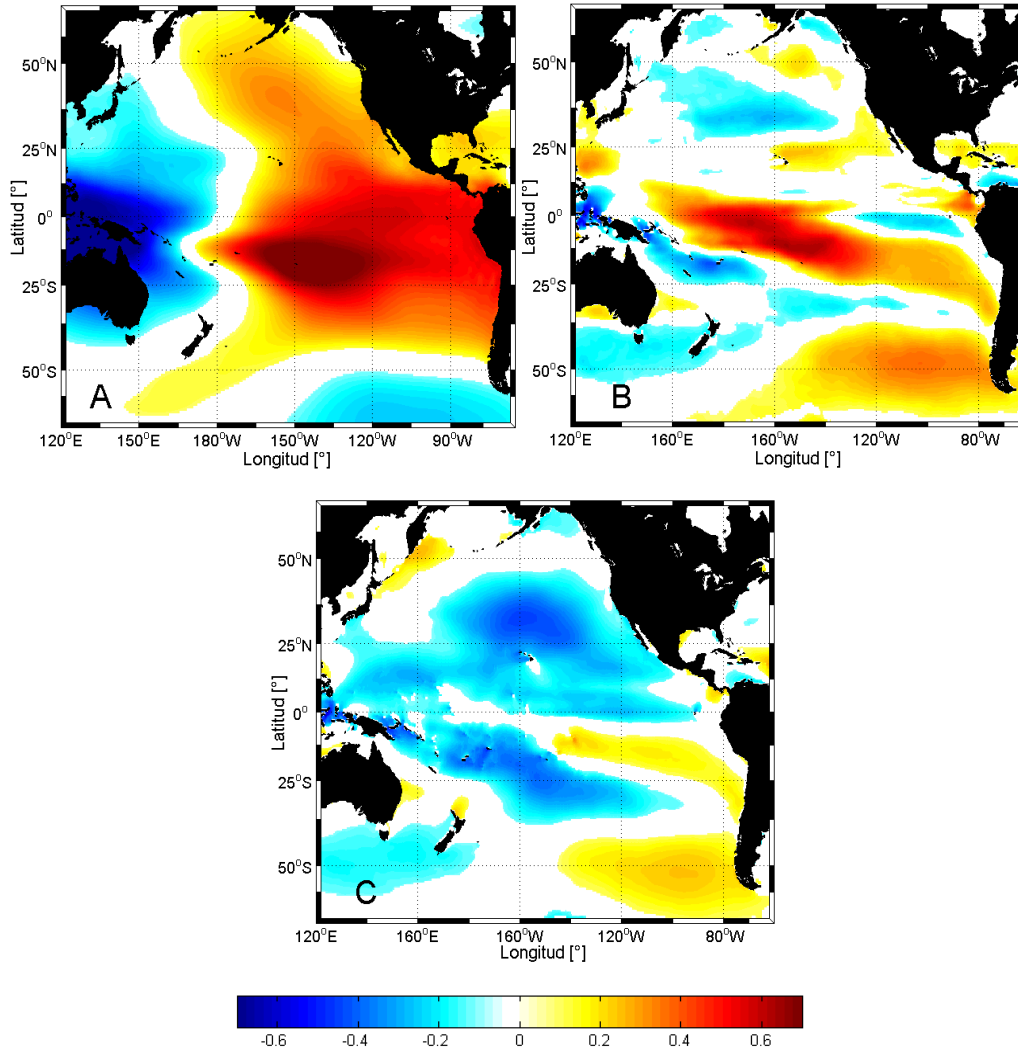


Figura 5-14: Correlación mensual. A) Anomalías de presión atmosférica vs SOI. B) Anomalías de velocidad de viento superficial vs SOI. C) Anomalías de altura de ola significativa vs SOI. (Fuente: Elaboración propia)

La intensidad del color indica el valor de correlación en la barra y el color si aumenta (azul) o disminuye (rojo) la variable. Además, que el SOI indica la presencia El Niño con valores negativos. Por lo tanto, cuando hay fenómeno El Niño (SOI negativo) y la variable

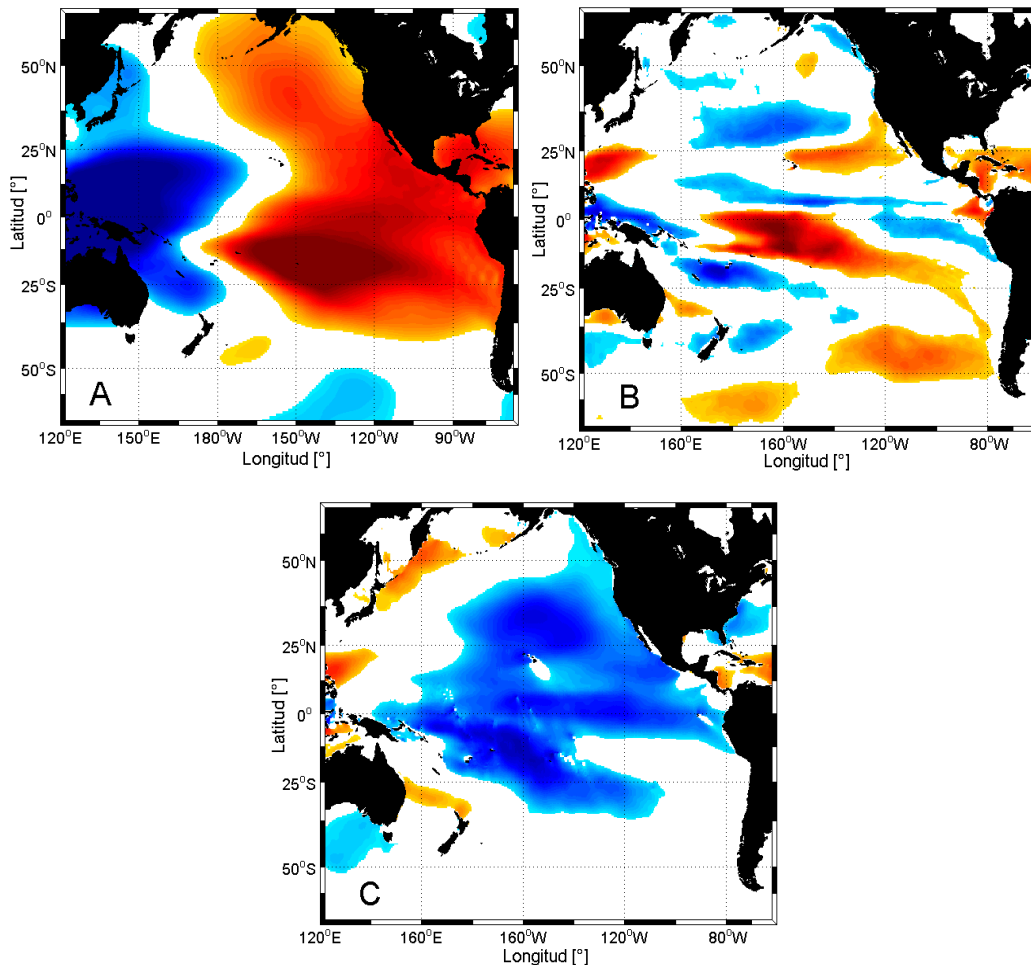
analizada es positiva, existe disminución de la variable (por ejemplo, en el caso de presión en el Pacífico Este (color rojo)). Y viceversa.

Existen anomalías positivas desde el Golfo de Alaska hasta el sur de Chile, esto indica que cuando hay fenómeno El Niño la presión atmosférica disminuye anómalamente con una correlación máxima de 0.5 (Figura 5-14 A). A su vez, esta baja de presión atmosférica genera intensificación de la velocidad de los vientos superficiales entre los 25°N y 50°N con correlación cercana a 0.4 (Figura 5-14 B), lo que implica un aumento en las alturas de olas que se puede evidenciar en Figura 5-14 C.

Es importante destacar que, en 32 años cuando hubo fenómeno El Niño, es decir, anomalías negativas del SOI, hubo un aumento del oleaje en las latitudes medias del Pacífico Norte.

CORRELACIÓN VERANO AUSTRAL (DEF)

Al igual que el análisis anterior, se realizó la correlación para cada estación del año (otoño, invierno, primavera y verano), la que se muestra a continuación es verano austral (invierno boreal). Las correlaciones con las demás estaciones se encuentran en el Anexo.



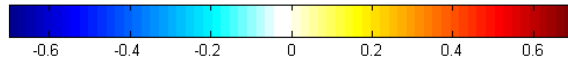


Figura 5-15: Correlación DEF para los 32 años. A) Anomalías de presión atmosférica vs SOI. B) Anomalías de velocidad de viento superficial vs SOI. C) Anomalías de altura de ola significativa vs SOI.
(Fuente: Elaboración propia)

Se aprecia que, cuando es invierno en el hemisferio Norte, y hay presencia de fenómeno El Niño, existe fuerte disminución de la presión atmosférica. Desde el Golfo de Alaska hasta el centro del Océano Pacífico, con una alta correlación de 0.7 (Figura 5-15 A).

Además, la velocidad de los vientos superficiales presenta un aumento en la intensificación entre las latitudes 25° y 50° al sur de las Bajas Aleutianas con una correlación 0.7 (Figura 5-15 B). Producto de la intensificación de los vientos, también se observa un aumento de la altura significativa cuando el índice del SOI es negativo con un coeficiente de correlación cercano a 0.7 (Figura 5-15 C). Es importante destacar el aumento de correlación que se forma entre las latitudes 25°N y 50°N, cientos de kilómetros al sur de las Islas Aleutianas. El aumento de las olas en latitudes menores, por efectos del ENOS, explica por qué las olas que se generan en el Pacífico Norte lleguen con mayor energía a Sudamérica durante este periodo.

Los resultados muestran que existe una relación significativa entre el fenómeno El Niño y las anomalías de las alturas de olas en el Pacífico Norte durante DEF.

5.4 ANÁLISIS DE COMPUESTOS DE EVENTOS EL NIÑO EXTREMO

PRESIÓN ATMOSFÉRICA

En el Océano Pacífico Norte existe gran variabilidad estacional de presión atmosférica superficial. Durante invierno (Dic-Ene-Feb) un núcleo de baja presión se centra en las Islas Aleutianas (Figura 5-16 A), y en verano (Jun-Jul-Ago) una alta presión atmosférica se localiza al Oeste de California EE.UU (Figura 5-16 B). La climatología de la presión atmosférica superficial muestra que en promedio las presiones atmosféricas más bajas llegan hasta los 998 [hPa] durante invierno y las más altas alcanzan los 1026 [hPa] durante el verano. Estas bajas presiones atmosféricas del orden de 998 [hPa] son las que generan los usuales vientos superficiales que provocan las olas que llegan a Chile en el verano austral.

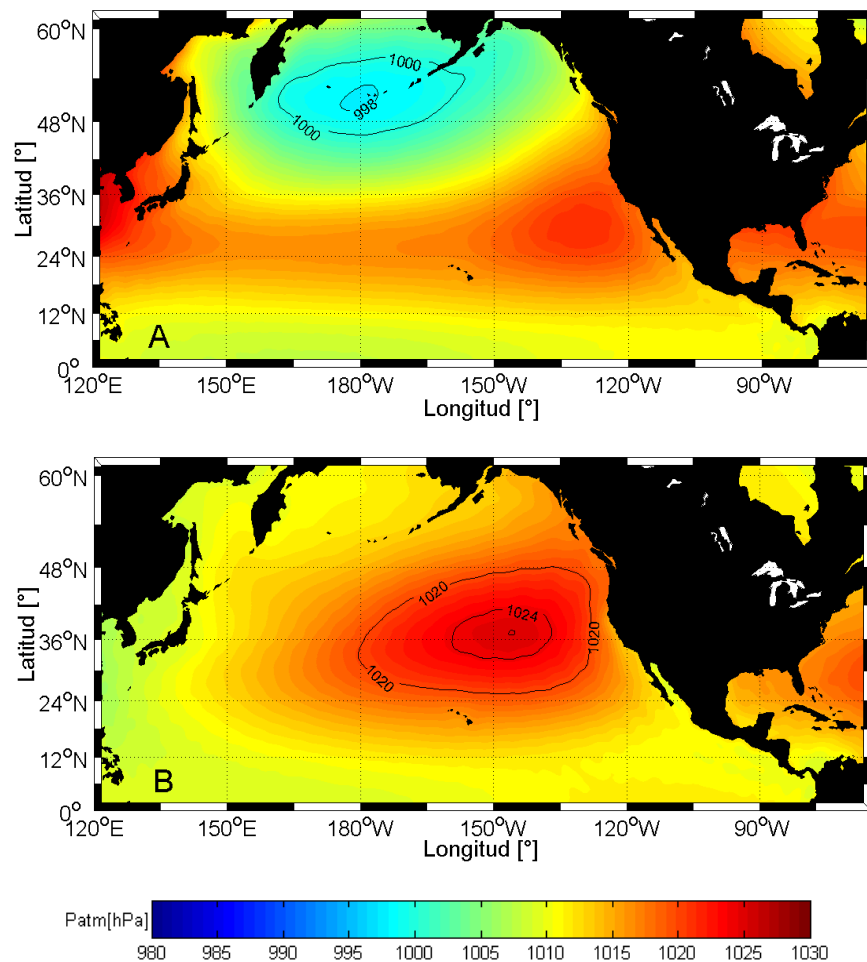


Figura 5-16: Climatología estacional de presión atmosférica [hPa]. A) invierno boreal (DEF), B) verano boreal (JJA). (Fuente: Elaboración propia)

Sin embargo, cuando hay ocurrencia de un fenómeno El Niño Extremo, las bajas presiones atmosféricas normales durante el invierno disminuyen aún más (Figura 5-17).

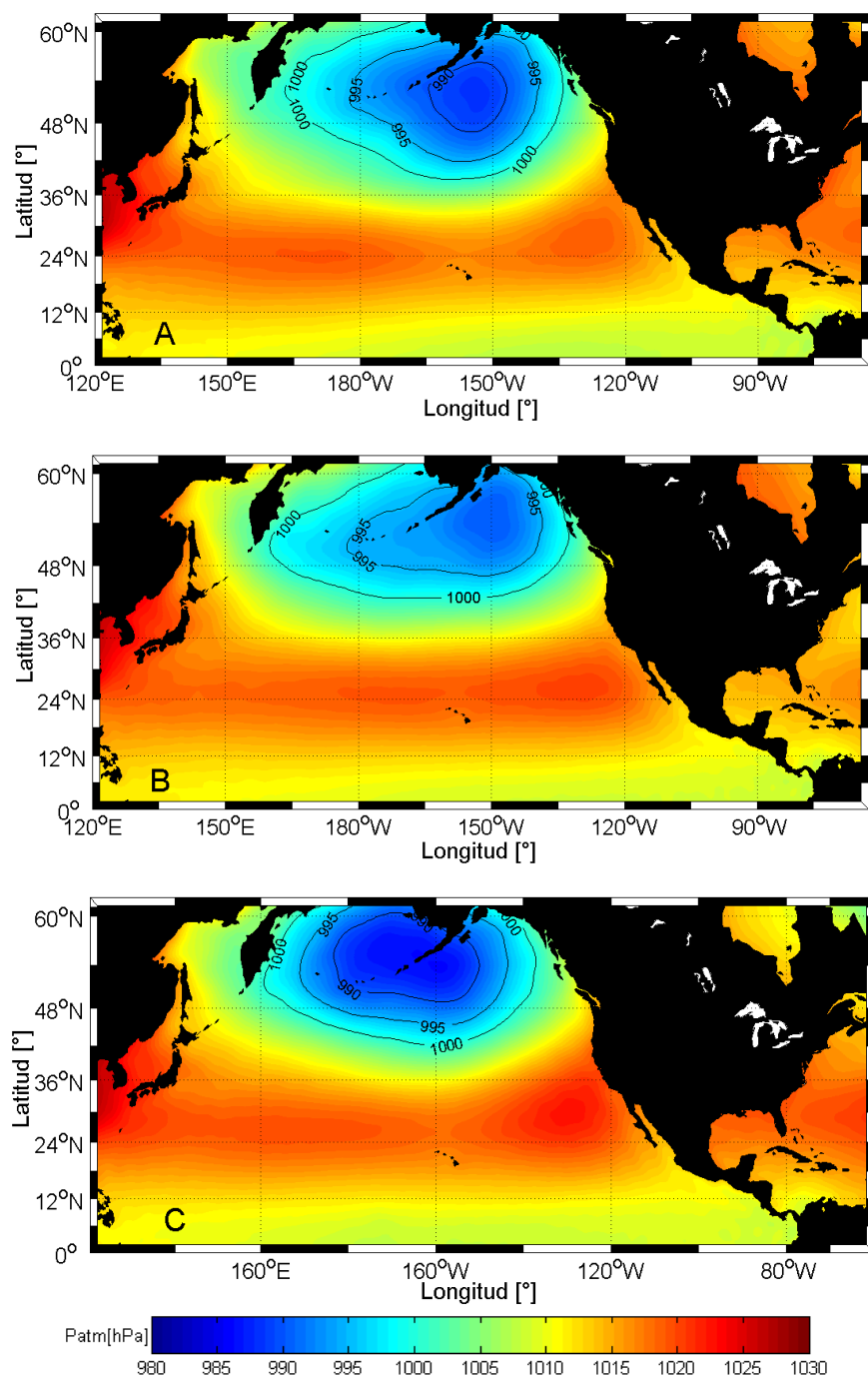


Figura 5-17: Promedio de presión atmosférica [hPa] en (DEF). A) 1982-83, B) 1997-98 y C) 2015-16. (Fuente: Elaboración propia).

Muestran que la zona de acción de las bajas presiones del evento 1982-83 abarca una mayor región del Océano Pacífico Norte, similar al evento 2015-16, pero desplazada hacia el Golfo de Alaska. El evento 1997-98, también se encuentra desplazado hacia el Pacífico Este, con el promedio de menores presiones atmosféricas de los tres eventos El Niño Extremo (Figura 5-17).

A continuación, se presentan las anomalías de presión atmosférica para los eventos El Niño extremo:

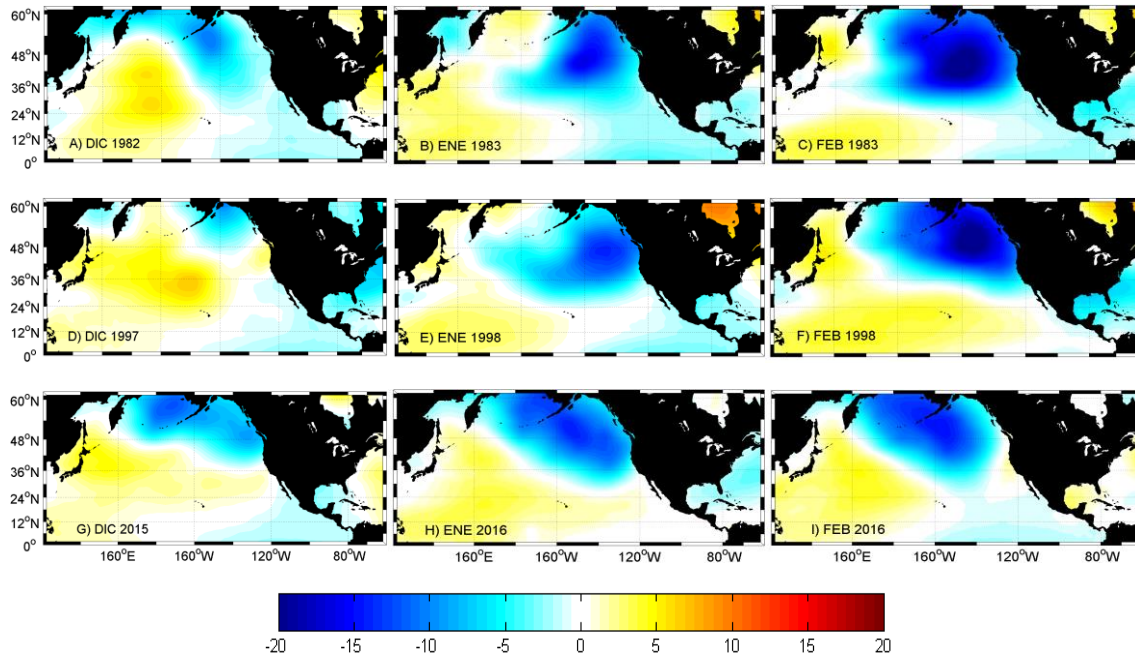


Figura 5-18: Anomalías de presión atmosférica [hPa]. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016. (Fuente: Elaboración propia).

Las anomalías negativas de presión atmosférica para los meses de diciembre 1982, 1997 y 2015 son relativamente bajas cercanas a 5 [hPa], lo que no genera impactos significativos en la intensificación de la velocidad del viento (Figura 5-18 A, D, G). En cambio, durante febrero de 1983 y 1998 se presentan anomalías de -20 [hPa]. Estas bajas presiones provocan velocidades de vientos superficiales muy intensos (Figura 5-21 C), lo que implica alturas de olas muy energéticas generadas más al sur, lo que conlleva impactos en distintos lugares de la costa alrededor del Océano Pacífico. Cabe mencionar que, en febrero de 1983, febrero de 1998 y enero 2016 se presentan las mayores anomalías negativas de presión atmosférica superficial, por lo que en estos meses se debiesen presentar las mayores anomalías positivas de velocidad de viento superficial, lo que implica mayores alturas de olas.

Para el último Niño Extremo 2015-16, las presiones generadas no fueron muy bajas en comparación del promedio, ya que existen bajas anomalías negativas. Las mayores

anomalías negativas se dan en enero (≈ 10 [hPa]) y en febrero la presión comienza a aumentar.

En general, se observa que en promedio las anomalías negativas de bajas presiones atmosféricas se sitúan en el Golfo de Alaska, esto indica que hubo núcleos de bajas presiones maduros que generan vientos de gran intensidad (S.N. Rodionov, 2007). Las zonas de acción de las presiones alcanzan la latitud 25°N , permitiendo generar intensas velocidades de vientos superficiales en latitudes menores.

Se evidencia que, en promedio, los núcleos de bajas presiones en enero 2016 fueron significativamente menores a los presentados en febrero 1983 y 1998.

VELOCIDAD DE VIENTO SUPERFICIAL

En la climatología de viento superficial, también se aprecia gran variabilidad estacional en el Océano Pacífico Norte (Figura 5-19). Durante el invierno boreal se observan mayores intensidades del viento, al Este de Japón y sobre la línea del Ecuador, abarcando grandes áreas oceánicas. En cambio, durante verano los vientos disminuyen fuertemente en la zona de generación del Pacífico Norte, esto es debido a que durante esta época los núcleos de bajas presiones prácticamente desaparecen y se fortalece el núcleo de alta presión en la costa Oeste de EE.UU.

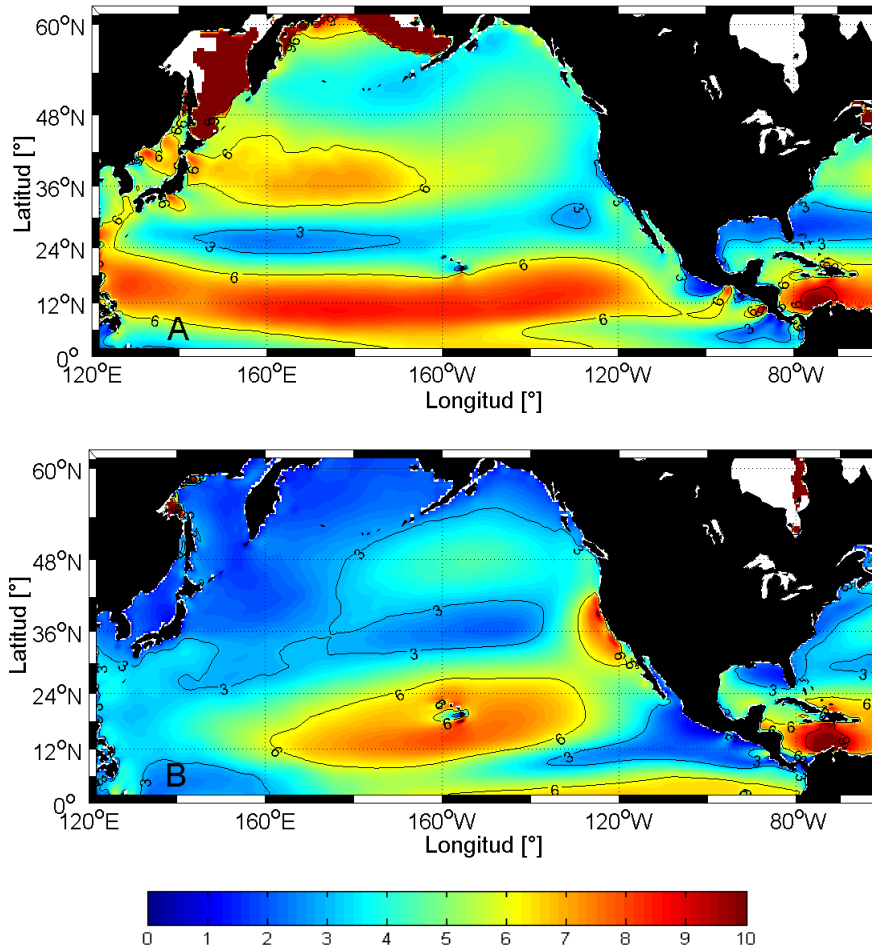


Figura 5-19: Climatología estacional de velocidad de viento superficial [m/s]. A) invierno boreal (DEF), B) verano boreal (JJA). (Fuente: Elaboración propia)

No obstante, durante los eventos El Niño Extremo, las velocidades de los vientos se intensifican abarcando mayores áreas oceánicas que en su climatología (Figura 5-20).

La Figura 5-20 presenta el promedio del invierno boreal durante los eventos El Niño Extremo.

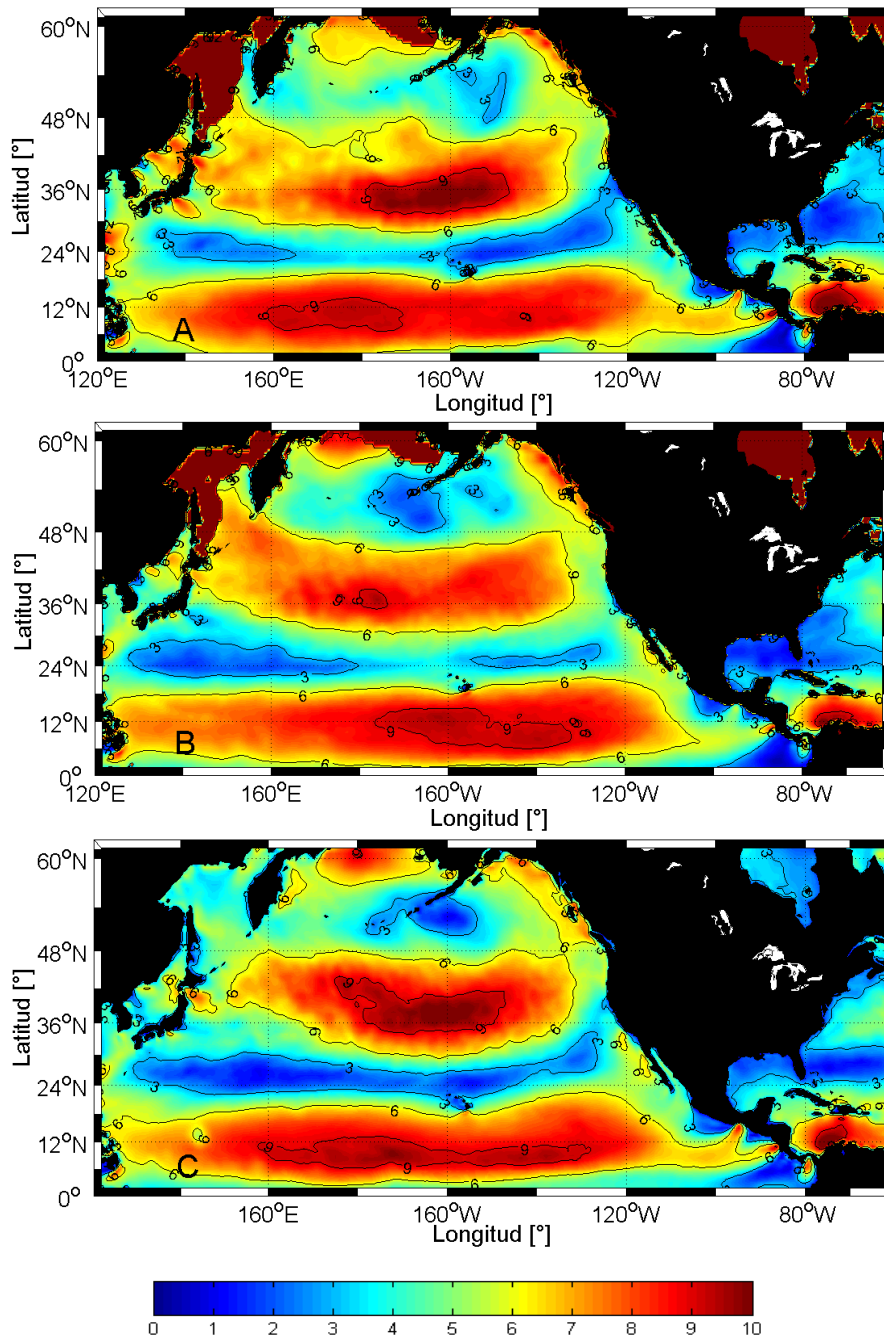


Figura 5-20: Promedio de velocidad de viento superficial [m/s] en (DEF). A) 1982-83, B) 1997-98 y C) 2015-16. (Fuente: Elaboración propia).

Es importante destacar que, en promedio, en las latitudes medias se producen las mayores velocidades de vientos superficiales, estos son los vientos que generan los frentes de olas que se propagan hasta la costa de Chile.

Comparando los promedios invernales durante los eventos El Niño Extremo, con la climatología de invierno, se aprecian grandes diferencias en las velocidades y áreas de acción de los vientos.

A continuación, se presentan las anomalías de velocidad de viento superficial para los eventos El Niño Extremo:

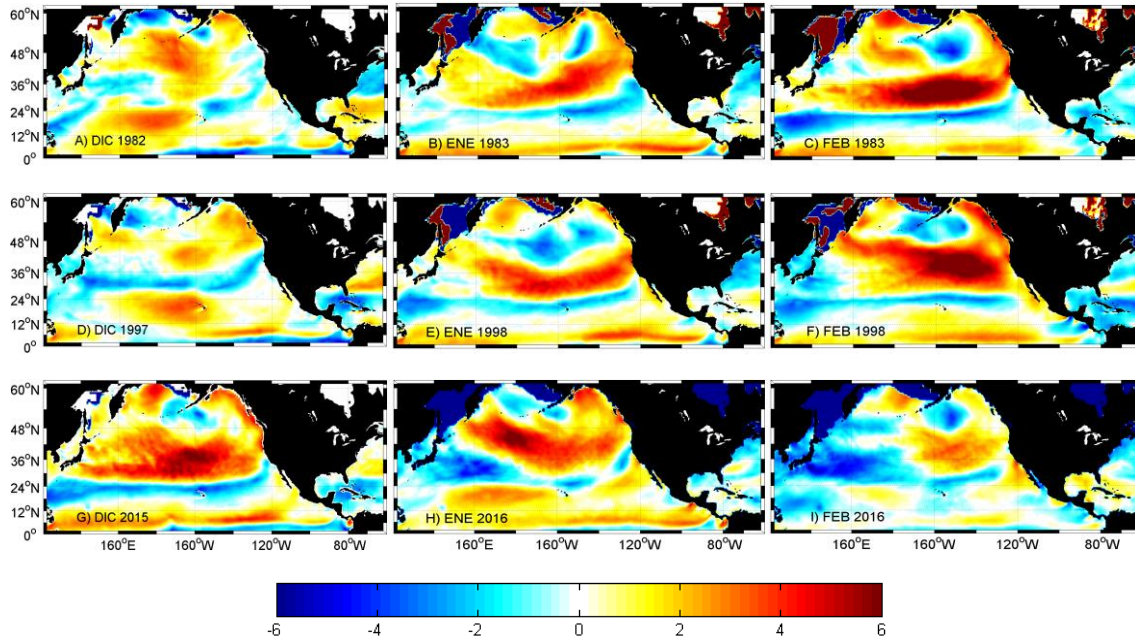


Figura 5-21: Anomalías de velocidad de viento superficial [m/s]. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016. (Fuente: Elaboración propia).

En diciembre, durante los eventos El Niño Extremo existen anomalías positivas de velocidad de viento superficial de 1 a 3 [m/s] en la Baja Aleutiana y el Golfo de Alaska, respectivamente (Figura 5-21 A, D, G). En febrero 1983 y 1998 (Figura 5-21 C, F) se aprecian anomalías positivas de velocidades vientos superiores a 6 [m/s] en latitudes medias del Océano Pacífico Norte. Estos dos meses fueron los más intensos, y coinciden con las máximas anomalías negativas de presión atmosféricas en el mismo mes. Es importante destacar que las anomalías positivas de velocidad de viento superficial durante los eventos El Niño Extremo alcanzan la latitud 25°N, esto explica que las olas son más grandes de lo normal, almacenando mayor energía antes de su propagación.

Durante El Niño Extremo 2015-16, se observa que, los meses más intensos en términos de velocidad de viento superficial fueron diciembre 2015 y enero 2016. Pero fueron menos anómalos que febrero 1983 y 1998. Cabe mencionar que, durante diciembre 2015 y enero 2016 las mayores anomalías positivas de velocidad de viento superficial también alcanzan la latitud 25°N, lo que implica la generación de oleaje cientos de kilómetros más al sur.

En general, para enero y febrero de cada El Niño extremo, se observa que las anomalías positivas se encuentran entre la longitud 160°E y 120°W, abarcando gran área del

Océano Pacífico Norte. Además, se evidencia que en el lado oriental del Océano Pacífico los vientos alisios se debilitan por efectos del fenómeno El Niño.

ALTURA SIGNIFICATIVA

La climatología de altura significativa también presenta un marcado ciclo anual difiriendo ampliamente las condiciones de oleaje presentes durante el verano y el invierno boreal (Figura 5-22). En invierno se presentan alturas de olas entre 3 a 5 [m], centradas en las latitudes medias, en cambio, en verano el oleaje disminuye a 2 [m]. Esto es consistente con la desaparición del núcleo de baja presión que se centra en las Islas Aleutianas.

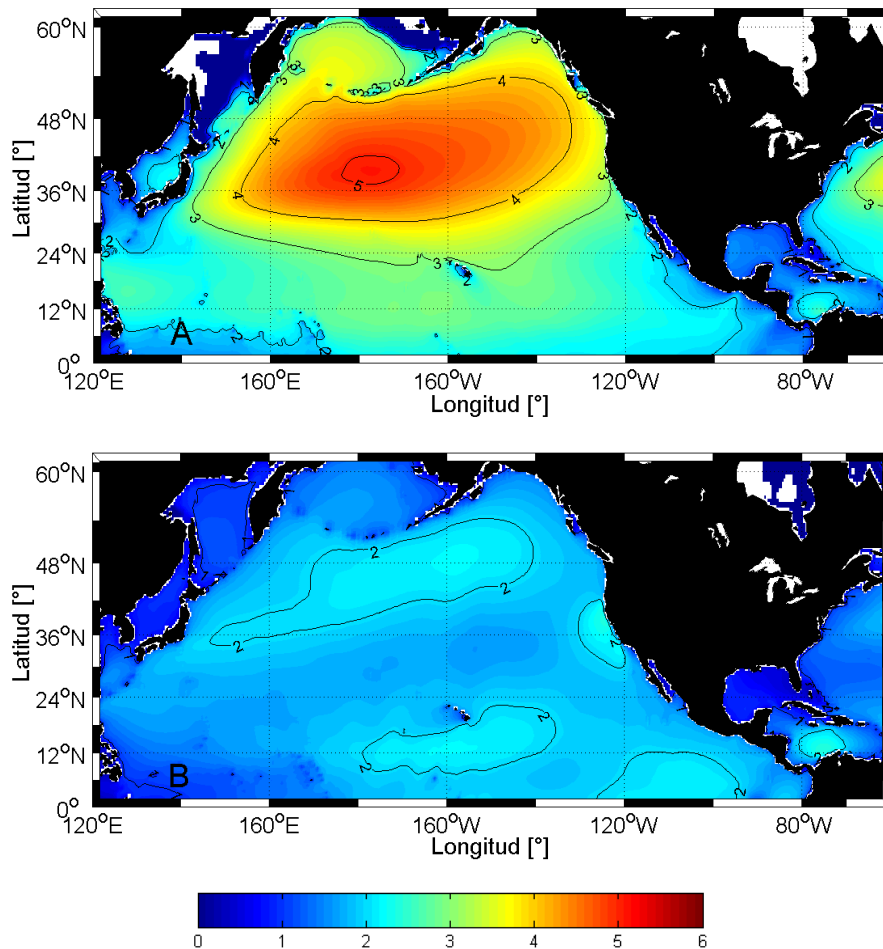


Figura 5-22: Climatología estacional de altura significativa [m]. A) invierno boreal (DEF), B) verano boreal (JJA). (Fuente: Elaboración propia)

Sin embargo, durante presencia del fenómeno el Niño, los vientos al aumentar su velocidad y área de acción, generan olas más grandes en lugares del Océano Pacífico Norte donde estas suelen ser menores. La Figura 5-23 presenta el promedio del invierno boreal durante los eventos El Niño Extremo.

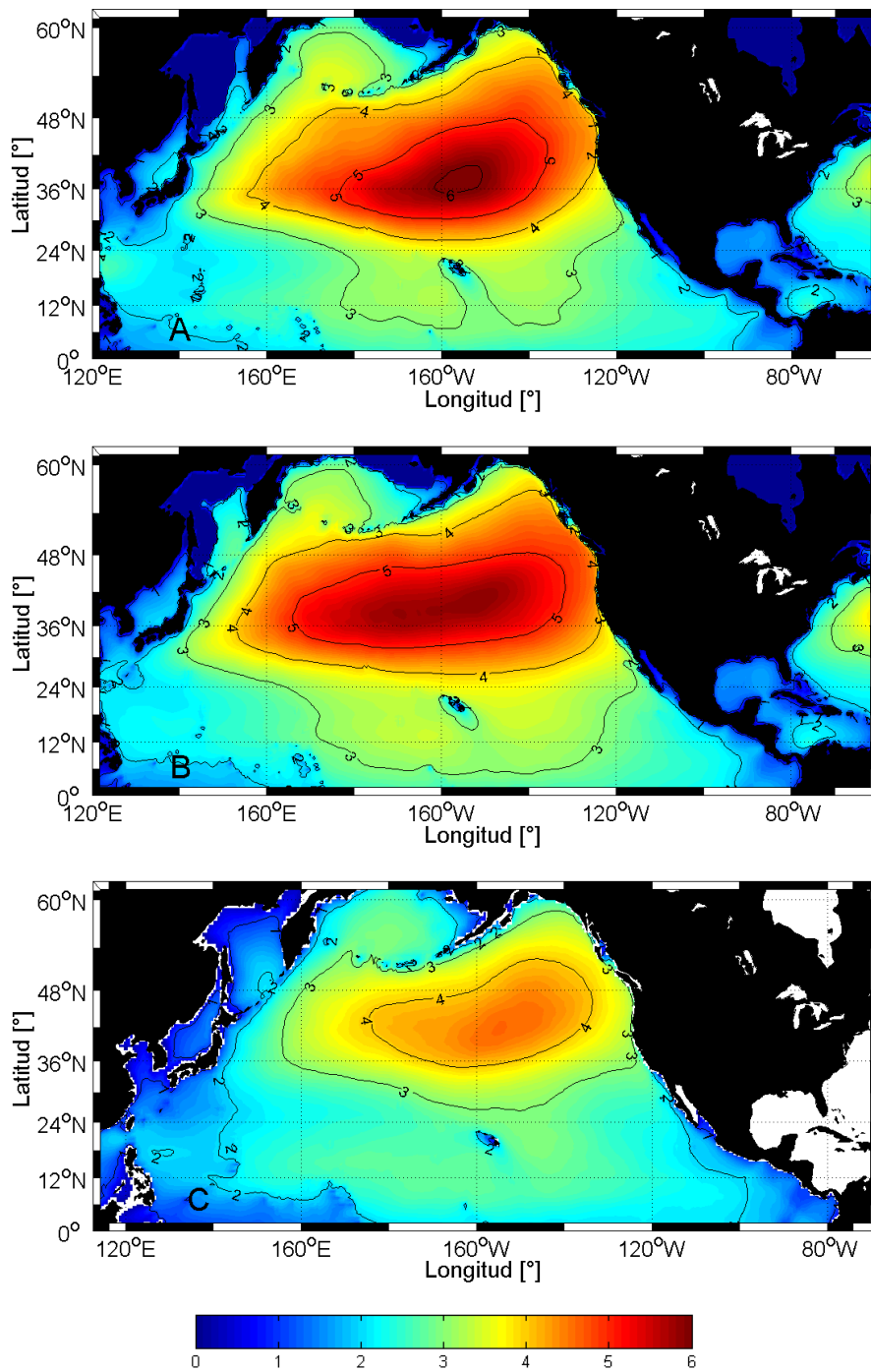


Figura 5-23: Promedio de alturas significativas [m] en (DEF). A) 1982-83, B) 1997-98 y C) 2015-16.
(Fuente: Elaboración propia).

Contrastando los promedios invernales para los tres eventos El Niño Extremo, se observa que el más débil, en términos de oleaje, corresponde a El Niño Extremo 2015-16, con

alturas significativas máximas de 4 [m], a diferencia de los dos anteriores, con alturas significativas entre 5 a 6 [m] abarcando una mayor área oceánica.

A continuación, se presentan las anomalías de altura de olas para los eventos El Niño Extremo:

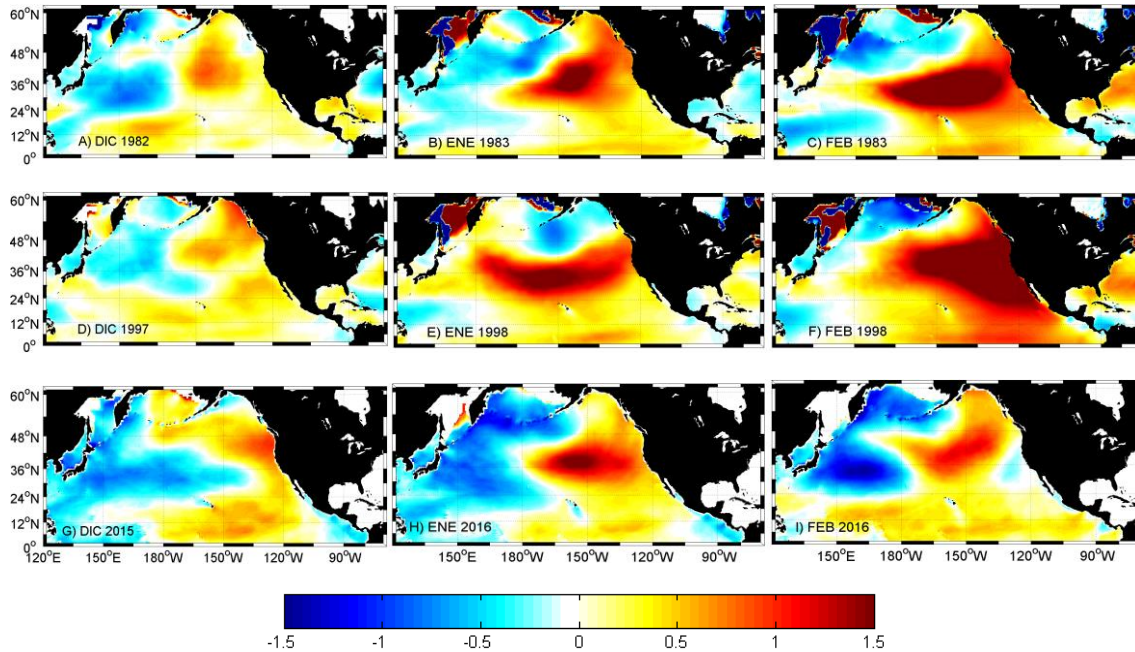


Figura 5-24: Anomalías de alturas significativas [m]. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016. (Fuente: Elaboración propia).

Las anomalías de la altura significativa durante los tres eventos El Niño Extremo muestran que diciembre fue el más débil en términos de oleaje (Figura 5-24 A, D, G). Por otra parte, febrero es el mes más intenso durante los eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98 (Figura 5-24 C, F). En cambio, para El Niño Extremo 2015-16 el mes más intenso fue enero 2016 (Figura 5-24 H). Febrero de 1983 y 1998 muestran una gran área del Océano donde hubo anomalías igual o superior a 1.5 [m] en promedio. En contraste, enero de 2016 el área oceánica con anomalías de 1.5 [m] es menor.

En febrero de 1998 (Figura 5-24 F) las anomalías de alturas de olas se encuentran en contacto directo con el continente norteamericano, esto explica por qué El Niño Extremo 1997-98, en términos de oleaje, fue altamente catastrófico en la costa occidental de los Estados Unidos. (Changnon, 1999)

En enero 2016 las anomalías positivas de 1.5 [m] se encuentran entre la latitud 25°N y 50°N y longitud 180°W a 120°W. En febrero 2016, las anomalías positivas disminuyeron en el Pacífico Norte, pero aumentaron en el sur (Ver 5-30), esto coincide con las marejadas del SW presentadas en Chile durante este mes.

Comparando cada Niño Extremo, se evidencia que durante el invierno boreal El Niño Extremo 2015-16 fue menos anómalo (positivo) en términos de oleaje en el Pacífico Norte.

Los resultados son consistentes con Izaguirre *et. al* (2011), donde se señala que ante la presencia del fenómeno El Niño hay un fuerte aumento de las alturas significativas en el Pacífico Norte.

PERIODO PEAK

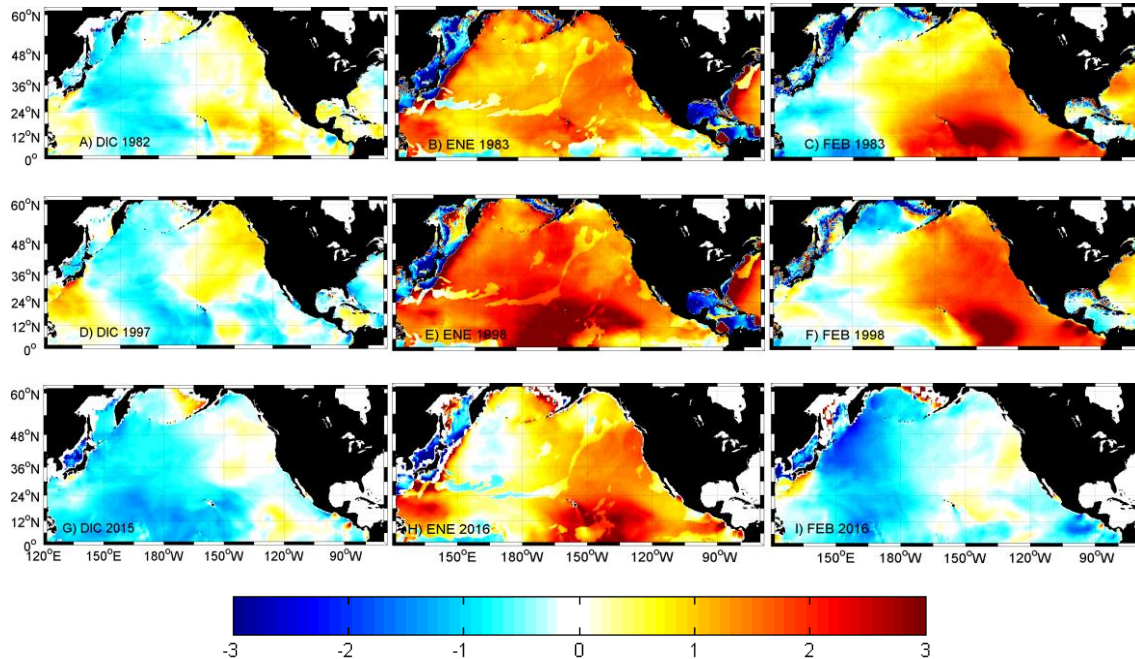


Figura 5-25: Anomalías de periodo peak [s]. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016.
(Fuente: Elaboración propia).

Para los meses de diciembre de cada El Niño Extremo las anomalías positivas de periodo peak en el hemisferio Norte son cercanas a cero. En enero 1983 (Figura 5-25 B) se observan aumentos de periodos peak promedios de 2 [s] en gran parte del Océano Pacífico Norte. Para enero 1998 (Figura 5-25 E), se observa una gran área en el Pacífico central con anomalías sobre los 3 [s].

Para febrero 1983 y 1998 (Figura 5-25 C, F), se observan anomalías positivas promedio entre el Golfo de Alaska hasta el Ecuador con periodos entre 3 y 4 [s]. Donde las anomalías sobre 3 [s] se localizan en el centro ecuatorial.

Para el último evento El Niño Extremo, enero 2016 registra las mayores anomalías positivas de periodos peak. Se observan anomalías positivas de 3 a 4 [s] en el Pacífico Norte.

DIRECCIÓN PEAK

La Figura 5-26 muestra los promedios mensuales de dirección peak de diciembre, enero y febrero de cada evento El Niño Extremo considerado. Además, se muestra la climatología de cada mes con la finalidad de contrastar la diferencia (anomalía) que hubo, en promedio, durante estos meses de interés.

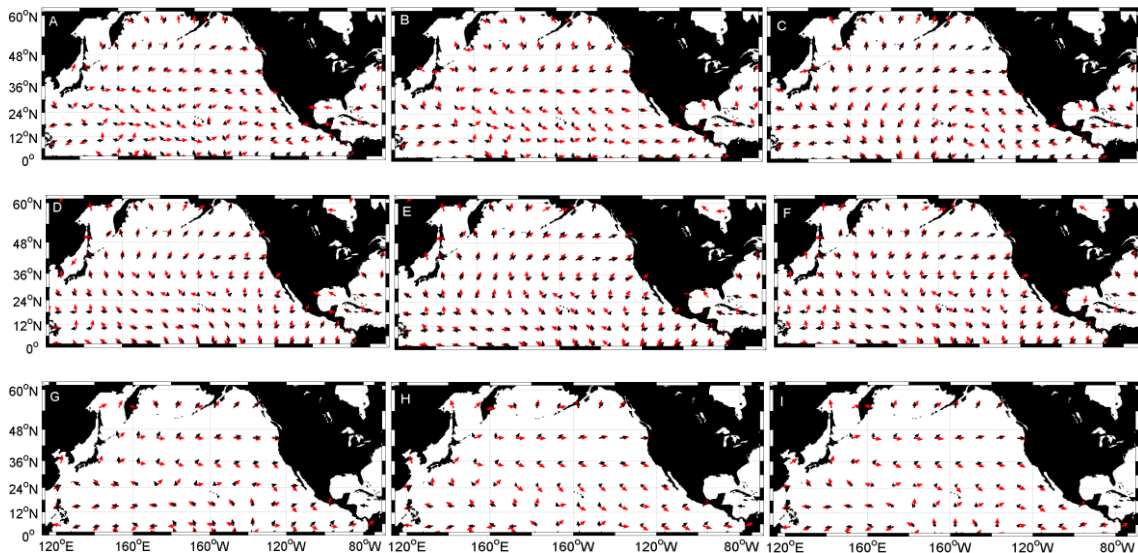


Figura 5-26: Flechas rojas indican el promedio mensual de dirección peak del oleaje y flechas negras indican la climatología (Correspondiente al mes evaluado) de dirección peak del oleaje. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero, G) diciembre 2015, H) enero 2016, y I) febrero 2016. (Fuente: Elaboración propia).

En diciembre de 1982 (Figura 5-26 A), se aprecia que las direcciones peak giran en sentido horario con respecto a las climatologías, aumentando la componente hacia el sur, principalmente en las latitudes medias. Las direcciones NW se aprecian mayormente en el Pacífico Este entre las longitudes 140°W y 110°W. En enero 1983 (Figura 5-26 B), también hubo giros de 90° a 180°, principalmente en la latitud 24°N. Pero en latitudes menores, las direcciones peak siguen el patrón de la climatología con direcciones SW.

En febrero de 1983 (Figura 5-26 C), las direcciones peak siguen el patrón normal de la climatología, a excepción del área oceánica del Pacífico Ecuatorial Este, donde las direcciones se giraron durante este mes aproximadamente 90° desplazándose hacia el Sur con dirección peak NW.

En diciembre de 1997, enero de 1998 y febrero de 1998 (Figura 5-26 D, E, F), en general, los giros de las olas son en sentido anti-horario.

En diciembre de 2015 (Figura 5-26 G), las direcciones del oleaje tienen un patrón similar a diciembre 1982. Las direcciones del NW se presentan en latitudes medias y en el lado

Ecuatorial del Pacífico. En enero 2016, las direcciones del NW se presentan en mayor cantidad entre las longitudes 160°W a 110°W.

Durante febrero de 2016, en el Pacífico Ecuatorial Este las olas se giraron en sentido horario (~90°) quedando con una dirección NW.

DIRECCIÓN MEDIA DE OLAJE

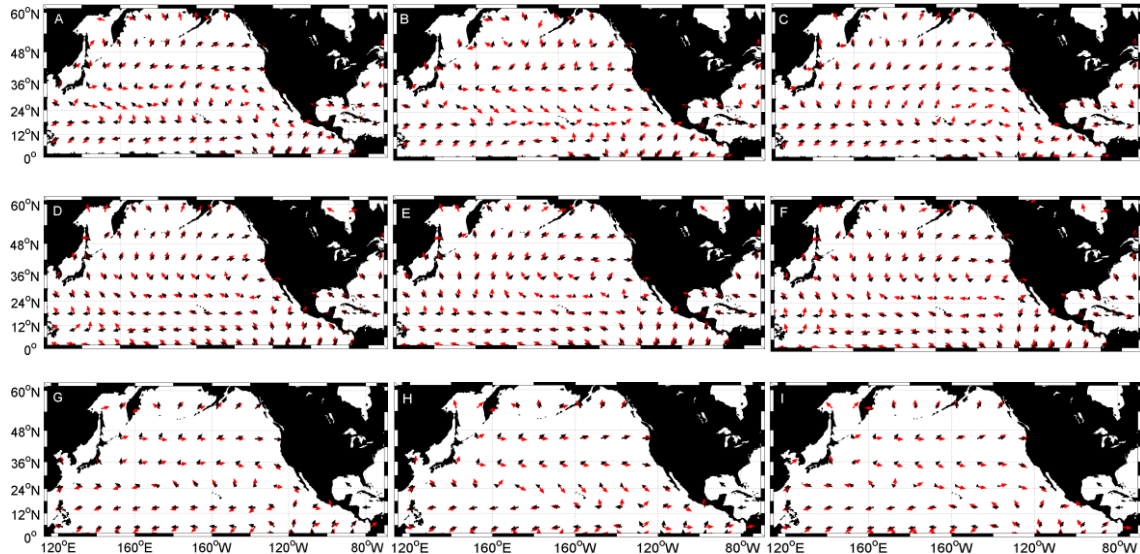


Figura 5-27: Flechas rojas indican el promedio mensual de dirección media del oleaje y flechas negras indican la climatología (Correspondiente al mes evaluado) de dirección media del oleaje. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016. (Fuente: Elaboración propia).

Los meses que muestran los mayores giros en sentido horario en las direcciones, desplazándose con dirección NW hacia el continente sudamericano es enero y febrero de 1983 (Figura 5-27 B, C) y enero 2016 (Figura 5-27 G). Estas direcciones se localizan en el Pacífico Ecuatorial Este. Durante los meses restantes, las direcciones medias siguen el patrón de la climatología.

Comparando los giros de direcciones entre DP y DMO, se observa que en DP se producen los mayores giros en sentido horario quedando con dirección NW. En cambio, los giros de DMO son menores asemejándose a la climatología.

ANOMALÍAS DE ENERGÍA DURANTE EVENTOS EL NIÑO EXTREMO

Es importante hacer un análisis espectral en distintos puntos en la costa de Chile durante los tres eventos El Niño Extremo. Ya que permitirá cuantificar la influencia de El Niño sobre las energías de las olas del NW que se presentan en el verano austral de Chile.

1. Boya virtual 3519 de CAWRC CSIRO.

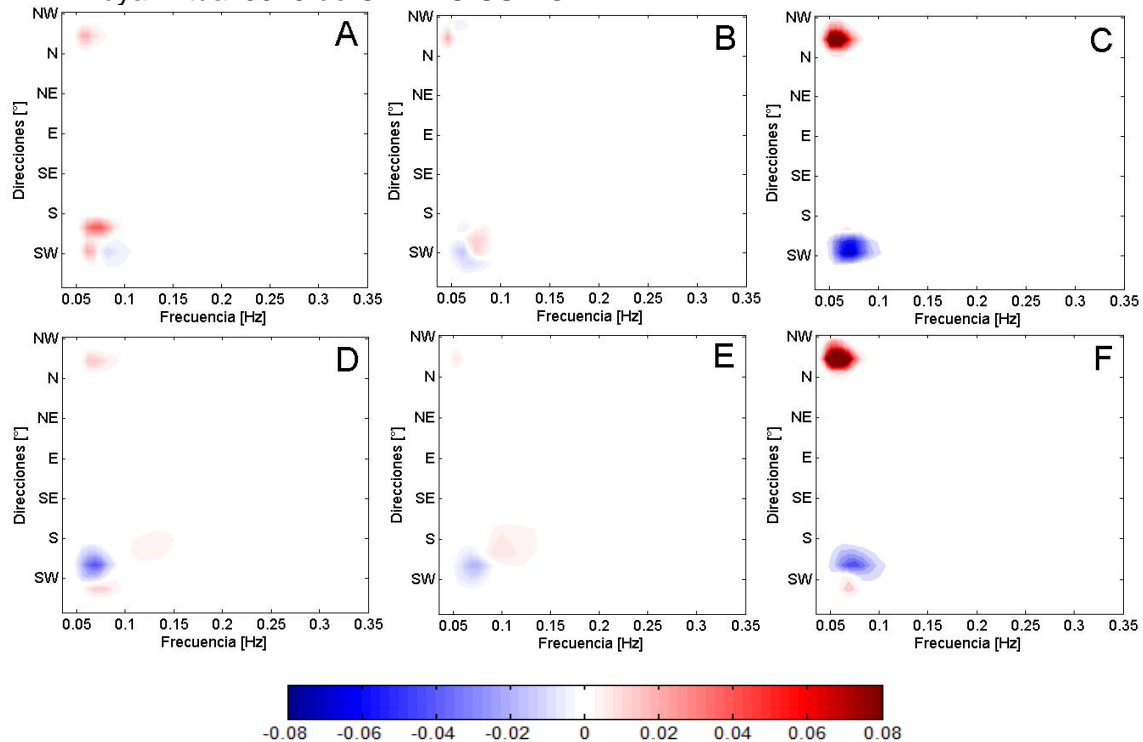


Figura 5-28: Anomalías de densidad de energía espectral [$\text{m}^2/\text{Hz} \cdot \text{Deg}$] de la boya virtual 3519 localizada a 10°S y 80°W . A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998 y F) febrero 1998. (Fuente: Elaboración propia).

En diciembre de 1982, frente a las costas de Perú a 10°S hubo anomalías positivas de energía en la componente NW como SW (Figura 5-28 A). Estas anomalías positivas del NW y SW están asociadas a periodos de ola entre 14 a 16 [s]. Sin embargo, también se observan anomalías negativas para periodos de 10 a 12 [s] con dirección SW (Figura 5-28 A).

La componente SW en diciembre de 1997, presentó anomalías negativas de 0.03 [$\text{m}^2/\text{Hz} \cdot \text{Deg}$] para periodos de olas de 16 [s] (Figura 5-28 D). Las anomalías positivas de la componente NW bordean periodos de 17 [s]. Durante enero de 1983 (Figura 5-28 B), las anomalías tanto del norte como del sur disminuyen en su energía siendo menos intenso que diciembre 1982, pero mayores en periodos de olas de 20 [s]. Para febrero de 1983 (Figura 5-28 C), se observa un gran crecimiento de anomalías positivas para las olas provenientes del NW con densidad de energía de 0.08 [$\text{m}^2/\text{Hz} \cdot \text{Deg}$] para periodos de olas entre 14 y 20 [s]. Caso contrario, ocurre con la componente sur donde la densidad de energía disminuye en 0.02 [$\text{m}^2/\text{Hz} \cdot \text{Deg}$] con periodos entre 10 a 16 [s].

En enero de 1998 (Figura 5-28 E), no hay anomalías positivas de energía espectral del NW, esto indica que en promedio en enero el fenómeno se debilitó de igual manera como ocurrió para enero 1983. En febrero de 1998 (Figura 5-28 F), se observa un aumento tanto en anomalías positivas del NW como anomalías negativas del SW. Para la posición de la boya, febrero 1983 y 1998 fueron los meses más energéticos considerando la propagación desde el NW.

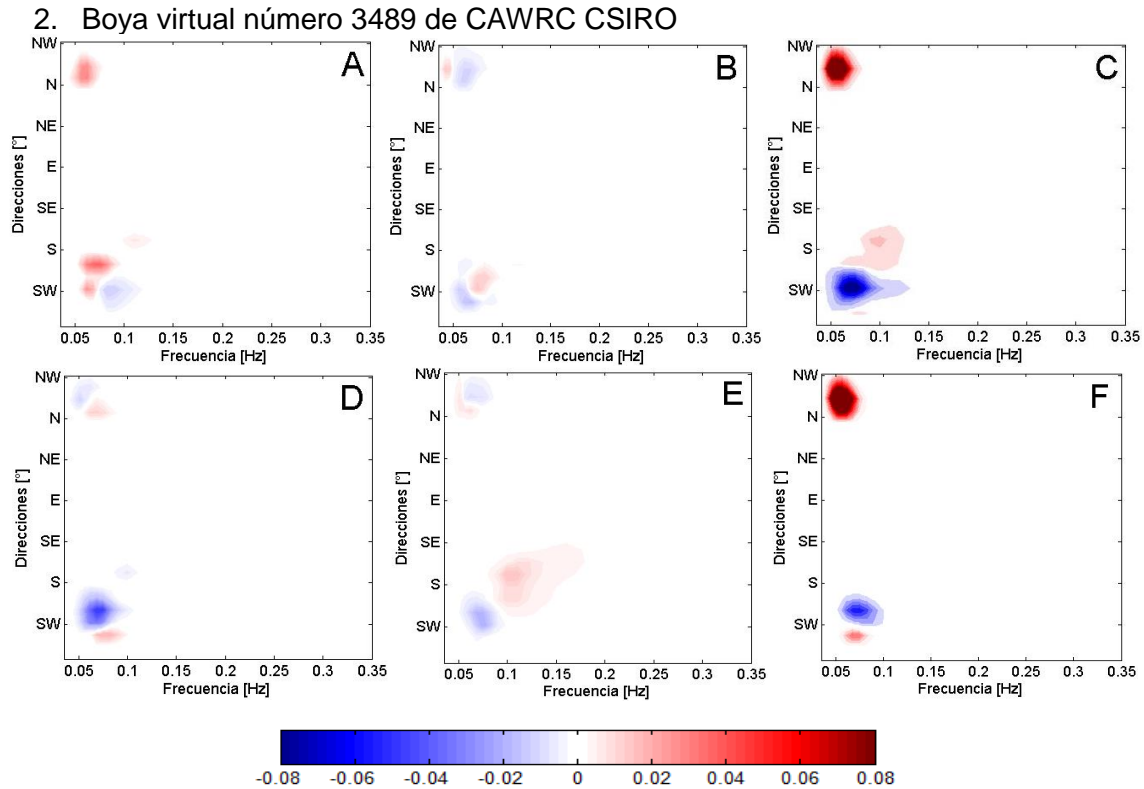


Figura 5-29: Anomalías de densidad de energía espectral [$m^2/Hz \cdot Deg$] de la boya virtual 3489 localizada a $20^\circ S$ y $80^\circ W$. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998 y F) febrero 1998. (Fuente: Elaboración propia).

Frente a la costa norte de Chile a $20^\circ S$, se observa que durante diciembre de 1982 y febrero de 1983 (Figura 5-29 A, C), hay aumentos en la energía proveniente del NW en comparación a la boya ubicada a $10^\circ S$. En enero de 1983 (Figura 5-29 B) se observa existe una débil anomalía positiva para periodos de 22 [s] y una anomalía negativa para periodos entre 16 y 18 [s] de la energía proveniente desde el SW.

Además, durante diciembre de 1997 y enero de 1998 se observan menores anomalías de densidad de energía del NW en relación al caso anterior en que la boya virtual está localizada más al norte. Febrero de 1998 nuevamente fue altamente energético con anomalías positivas superior a $0.08 [m^2/Hz \cdot Deg]$ para periodos de 16 a 20 [s] con propagación del NW.

3. Boya virtual 3460 de CAWRC CSIRO y 882 de **SIPROL®**

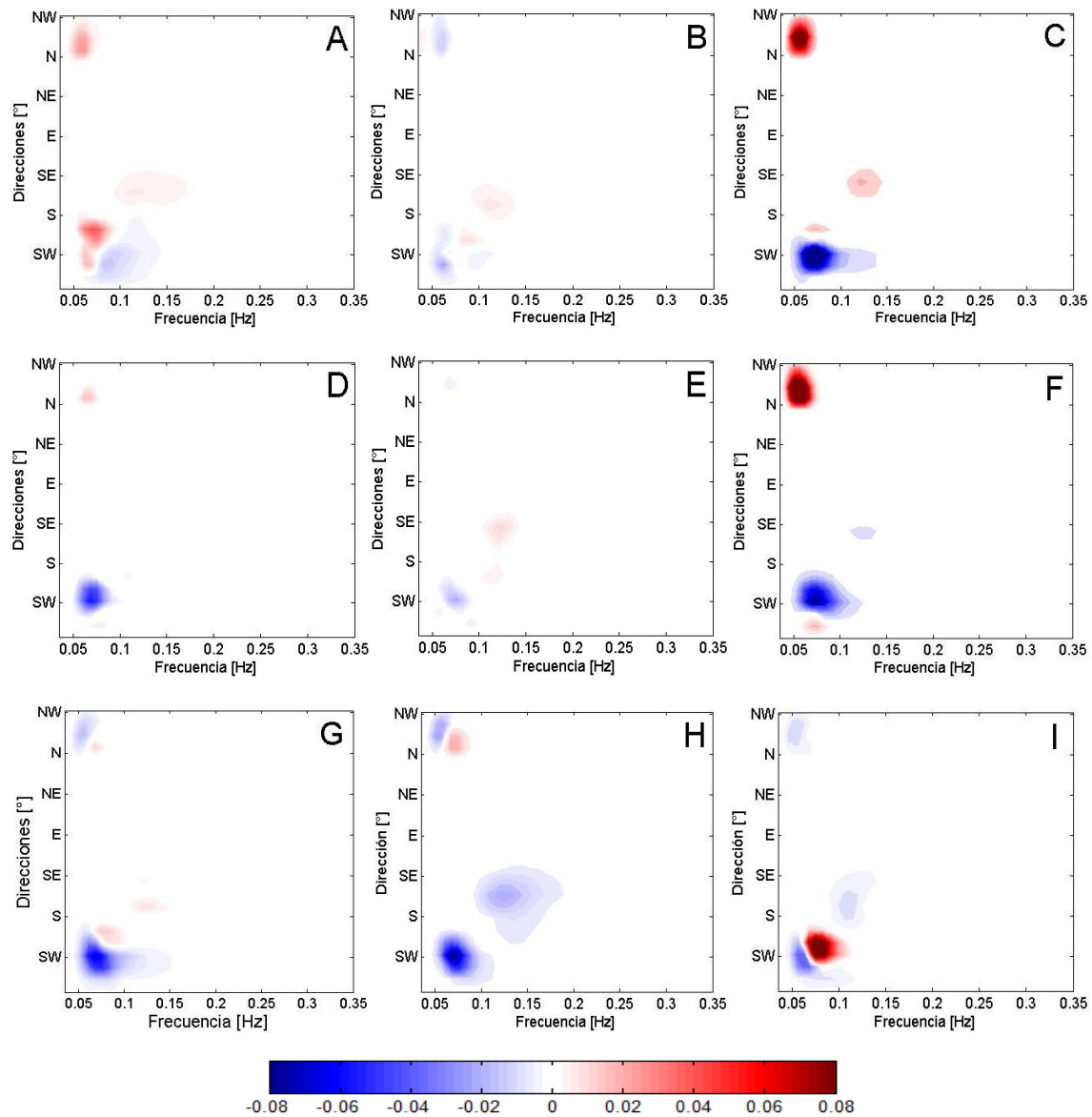


Figura 5-30: Anomalías de densidad de energía espectral [$\text{m}^2/\text{Hz} \cdot \text{Deg}$] de boya virtual 3460 localizada a 30°S y 80°W y boya virtual 882 localizada a 26.333056°S y 79.916944°W . A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998, F) febrero 1998, G) diciembre 2015, H) enero 2016 y I) febrero 2016. (Fuente: Elaboración propia).

Dada la ubicación *offshore* de las boyas frente a la costa de La Serena (30°S), hay mayor energía espectral proveniente del NW. Durante El Niño Extremo 1982-83, se observa que, en diciembre de 1982, hubo anomalías positivas del orden de $0.02 \text{ [m}^2/\text{Hz} \cdot \text{Deg}]$ en la dirección NW con periodos entre 18 y 20 [s], como también anomalías positivas provenientes del SW con periodos entre 14 y 16 [s]. Además, se aprecian anomalías positivas por vientos locales en la dirección SE durante diciembre de 1982, enero de 1983

y febrero de 1983. En enero de 1983 se observan anomalías negativas de la energía tanto en la componente NW como SW. En febrero de 1983, nuevamente se evidencia que fue el mes más energético de este evento para la componente NW con anomalías positivas mayores a 0.08 [m²/Hz*Deg]. Caso similar se dio para El Niño Extremo 1997-98, donde en diciembre hay presencia de energía del NW con periodos de 16 a 18 [s]. En enero de 1998 se debilita la energía del NW para incrementar en febrero de 1998 superando 0.08 [m²/Hz*Deg].

Durante el verano austral 2015-16, se evidencia que el mes más intenso de oleaje proveniente del NW fue enero 2016 con periodos entre 14 y 18 [s]. También hubo anomalías positivas del NW para diciembre de 2015 pero en menor magnitud, desapareciendo en febrero con anomalías negativas de energía desde el NW, pero positivas para el SW. Este análisis espectral del verano austral coincide con el análisis de anomalías de alturas de olas en el Pacífico Norte descrito anteriormente.

4. Boya virtual 3431 de CAWRC CSIRO

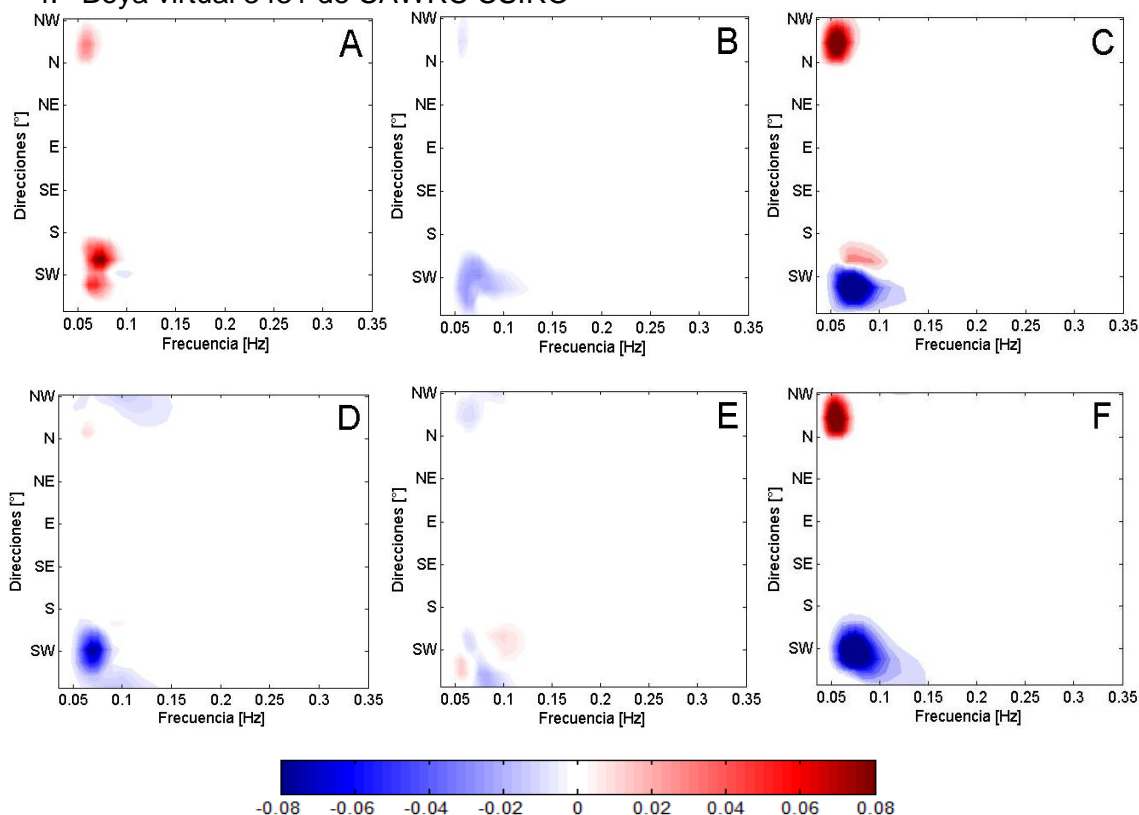


Figura 5-31: Anomalías de densidad de energía espectral [m²/Hz*Deg] de la boya virtual 3431 localizada a 40°S y 80°W. A) diciembre 1982, B) enero 1983, C) febrero 1983, D) diciembre 1997, E) enero 1998 y F) febrero 1998. (Fuente: Elaboración propia).

Aproximadamente frente las costas de Valdivia (40°S), nuevamente se evidencia que durante los meses diciembre hubo presencia de oleaje del NW, pero con menor energía en comparación a los meses de febrero tanto en 1983 como en 1998. Durante los meses enero hubo ausencia de energía proveniente desde el NW.

La componente NW sigue estando marcada con alta densidad de energía superior de $0.08 \text{ [m}^2/\text{Hz}^*\text{Deg]}$ para los meses de febrero 1983 y 1998 (Figura 5-31 C, F).

Es importante destacar que los frentes de olas generados en febrero de 1983 y 1998, fueron bien definidos con periodos de olas de 18 a 20 [s] y altamente energéticos que lograron propagarse hasta la latitud 40°S .

5.5 ANÁLISIS DE COMPUESTOS DE EVENTOS EL NIÑO FUERTE

En esta sección se presentan las anomalías de presión atmosférica, velocidad de viento superficial y altura de ola en el Pacífico Norte durante eventos El Niño Fuerte. Con la finalidad de cuantificar, comparar y evidenciar la diferencia que existe entre El Niño Extremo y El Niño Fuerte.

ANOMALIAS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA

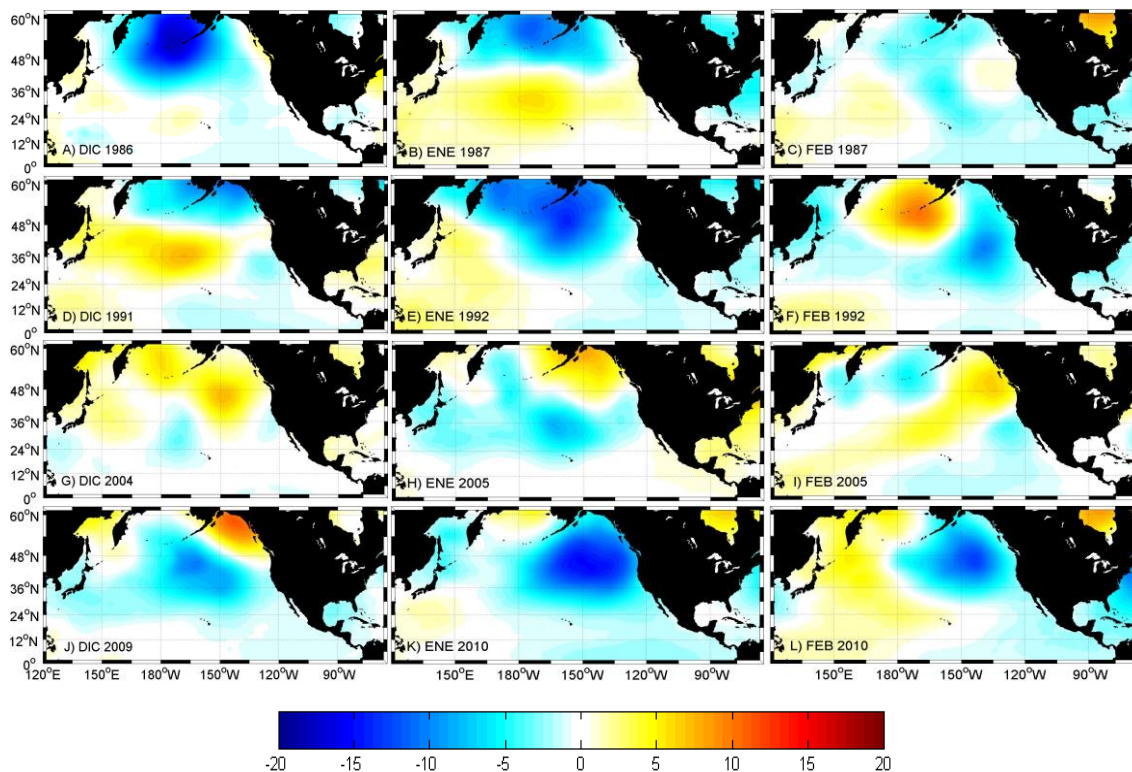


Figura 5-32: Anomalías de presión atmosférica [hPa]. A) diciembre 1986, B) enero 1987, C) febrero 1987, D) diciembre 1991, E) enero 1992, F) febrero 1992, G) diciembre 2004, H) enero 2005, I) febrero 2005, J) diciembre 2009, K) enero 2010 y L) febrero 2010. (Fuente: Elaboración propia).

El mes de diciembre de 1986 muestra anomalías negativas cercanas a 15 [hPa] (Figura 5-32 A), por lo que se espera que las velocidades de vientos superficiales y por consiguiente las alturas significativas debieran tener anomalías positivas significativas en comparación a los demás meses de eventos El Niño Fuerte. Durante estos meses las anomalías de presiones atmosféricas fueron débiles y menos persistentes en el tiempo, por lo que sus impactos globales no son tan significativos como durante los eventos El Niño Extremo mencionados en las secciones anteriores. También es importante destacar, que durante varios meses se observan anomalías positivas de la presión atmosférica en el Pacífico Norte, lo que no se ve durante El Niño Extremo. En general, se observa que las anomalías negativas de presión atmosférica oscilan entre 3 a 10 [hPa].

Se evidencia que las anomalías negativas de presión atmosférica para los eventos El Niño Fuerte son menores que para los eventos El Niño Extremo.

ANOMALIAS DE VIENTO SUPERFICIAL

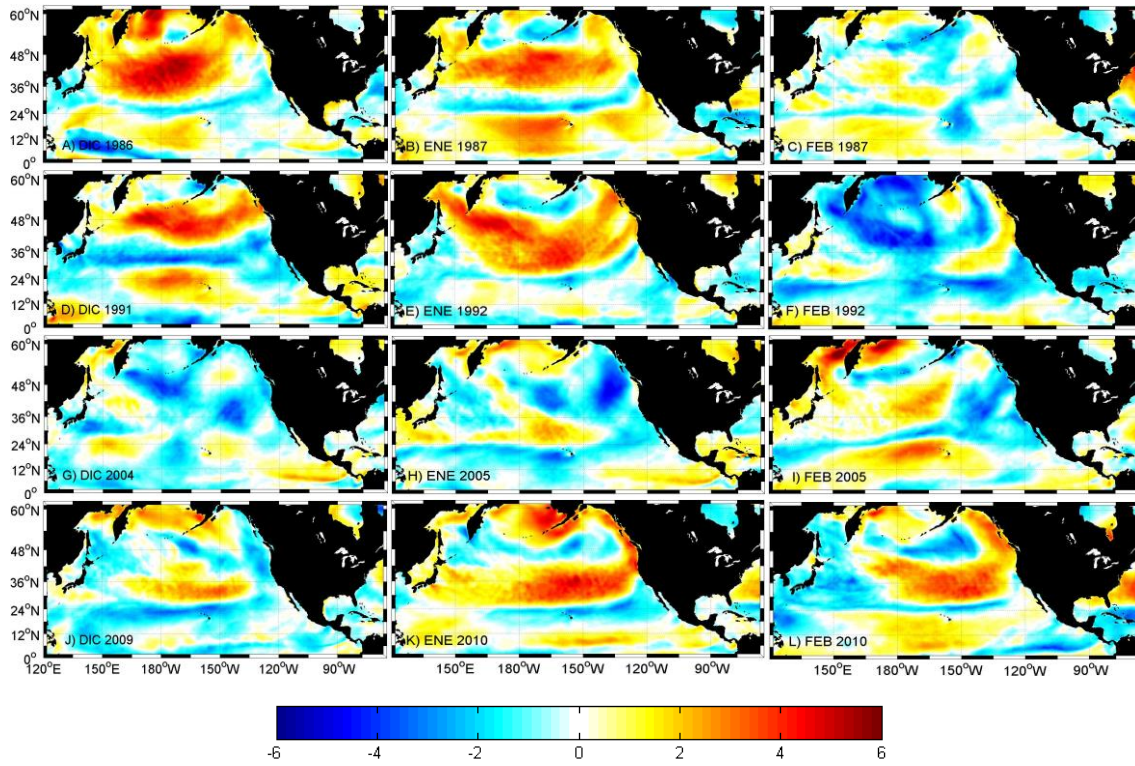


Figura 5-33: Anomalías de velocidad de viento superficial [m/s]. A) diciembre 1986, B) enero 1987, C) febrero 1987, D) diciembre 1991, E) enero 1992, F) febrero 1992, G) diciembre 2004, H) enero 2005, I) febrero 2005, J) diciembre 2009, K) enero 2010 y L) febrero 2010. (Fuente: Elaboración propia).

En general, se observan anomalías positivas de velocidad de viento superficial en las mismas áreas del Pacífico Norte donde hay anomalías negativas de presión atmosférica (Figura 5-33). Anteriormente se mencionó que en diciembre de 1986 existían fuertes anomalías negativas de presión, las cuales están asociadas a velocidades de vientos superficiales más intensos, en la Figura 5-32 (A) se muestran que las anomalías negativas de 15 [hPa] generan en promedio velocidades de viento de 6 [m/s] por sobre la climatología. En general, se observa que durante los eventos El Niño Fuerte las anomalías positivas de velocidades de vientos superficiales se encuentran entre 0.5 a 4 [m/s].

Se comprueba que las anomalías positivas de velocidad de viento superficial para los eventos El Niño Fuerte son menores que para los eventos El Niño Extremo.

ANOMALÍAS DE ALTURA DE OLAS

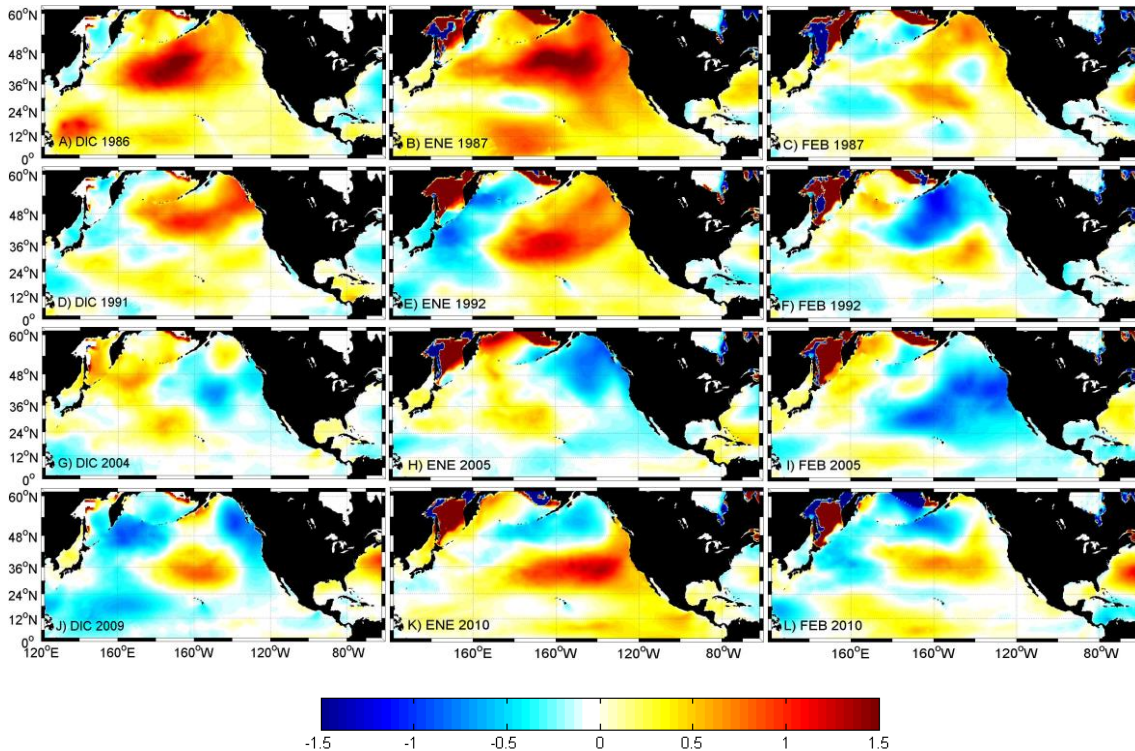


Figura 5-34: Anomalías de alturas significativas [m]. A) diciembre 1986, B) enero 1987, C) febrero 1987, D) diciembre 1991, E) enero 1992, F) febrero 1992, G) diciembre 2004, H) enero 2005, I) febrero 2005, J) diciembre 2009, K) enero 2010 y L) febrero 2010. (Fuente: Elaboración propia).

Como es esperado, se observan anomalías positivas (negativas) de altura significativa en las mismas áreas oceánicas donde existen anomalías positivas (negativas) de velocidad de viento superficial. En general, se ven aumentos de altura significativa de 0.2-0.5 [m], lo que podría afectar a zonas geográficas de baja cota. Durante diciembre de 1986, enero de 1987 y enero de 2010 se observan anomalías positivas de 1.5 [m], las cuales abarcan un área oceánica menor en comparación a los meses de eventos El Niño Extremo.

En general, se observa que durante los eventos El Niño Fuerte las anomalías positivas de altura significativa se encuentran entre 0.2 y 1 [m].

Se evidencia que las anomalías positivas de alturas significativas para los eventos El Niño Fuerte son comparables al evento El Niño Extremo 2015-16, en particular, en DEF 1986-87, pero son menores para los eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98.

5.6 PROPAGACIÓN DE ENERGÍA

En esta sección, se muestra la propagación de energía desde el Océano Pacífico Norte hasta la costa de Chile. Para esto, la energía espectral del cuarto cuadrante es presentada en un diagrama Hovmoller.

El Niño Extremo 1982-83: Trayectoria 1

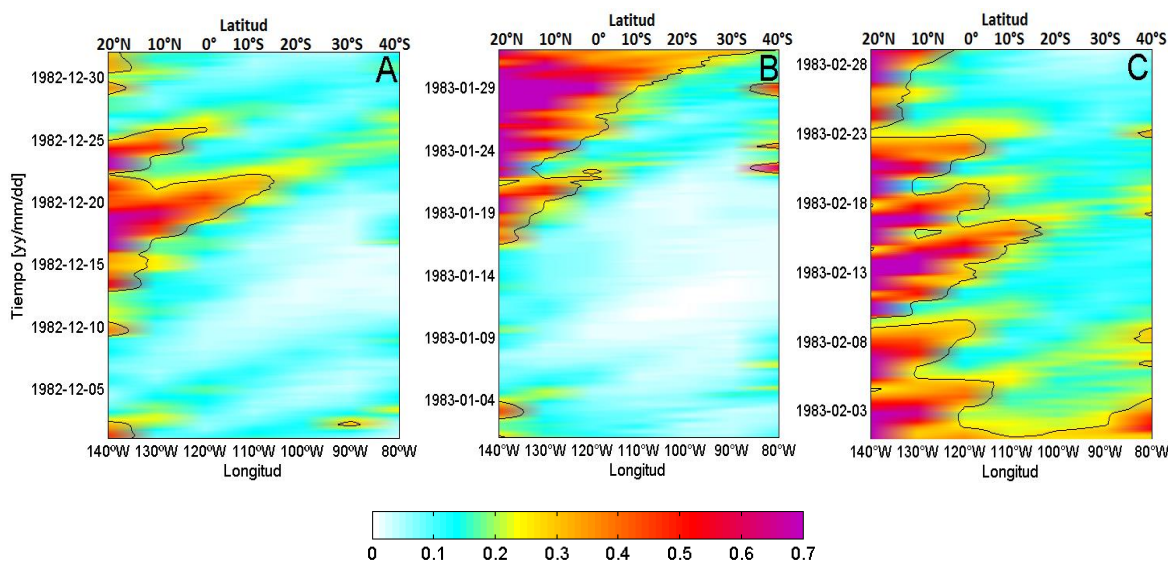


Figura 5-35: Diagrama Hovmoller (trayectoria 1) de energía espectral en $[m^2]$ del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983. (Fuente: Elaboración propia).

En diciembre de 1982 hubo baja actividad de olas del NW, las de mayor energía se generaron a mediados de mes alcanzando la costa de Chile, pero con energía cercana a cero.

En enero de 1983, se puede inferir que la mayor cantidad de tormentas se generaron las dos últimas semanas del mes. Cabe destacar que hubo energías de $0.7 [m^2]$ desde latitud $20^{\circ}N$ hasta $0^{\circ}N$, y longitud $140^{\circ}W$ hasta $120^{\circ}W$, abarcando una gran área del Pacífico Central. Se aprecia que los intensos frentes de olas alcanzaron la costa centro-sur de Chile los primeros días de febrero 1983 (Figura 5-35 B). Esta energía generó fuertes marejadas que causaron daños en la costa (Campos, 2016).

En febrero de 1983 se evidencia nuevamente que este mes fue el más intenso para El Niño Extremo 1982-83. Se aprecia gran cantidad de frentes de olas muy energéticos durante todos los días del mes. Pero, en general, la energía se disipa antes de entrar a la longitud $80^{\circ}W$. Además, se aprecian energías localizadas que podrían ser de generación local en la costa sur de Chile los días 8, 16 y 23 de febrero 1983 (Figura 5-35 C).

Trayectoria 2

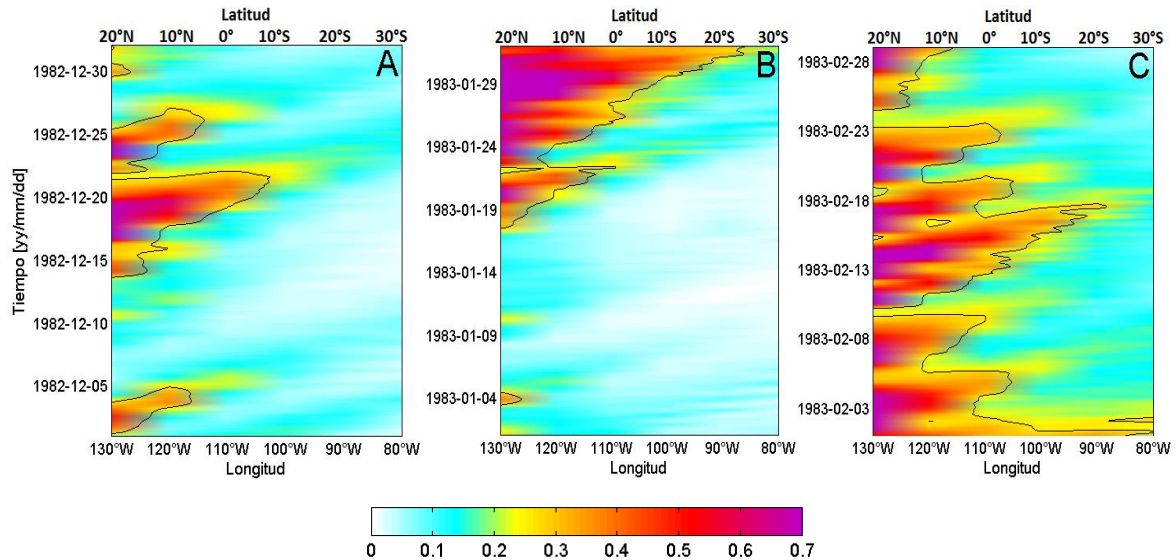


Figura 5-36: Diagrama Hovmoller (trayectoria 2) de energía espectral en $[m^2]$ del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983. (Fuente: Elaboración propia).

Dada la posición geográfica del trayecto 2, se aprecia un aumento de energía alcanzando mayores longitudes, esto se pudo deber a que la tormenta se intensificó más al Este, por lo que las boyas registran mayor energía. En general, el patrón de diciembre en el trayecto 2 es similar al trayecto 1.

En enero de 1983, nuevamente se aprecian frentes de olas muy energéticos a fines del mes, pero en este tramo a excepción del anterior, se observan energías locales, el 4 y 11 de enero en la latitud 20°N y longitud 130°W.

Se observa alta energía desde del NW el 2 y el 18 de febrero en la zona central de Chile. El 2 febrero de 1983 en Chile, las marejadas provenientes del NW afectaron la cuarta región de Coquimbo. Sus efectos fueron; “Muelle la Herradura destruido por marejadas (muelle club de yates, 1 damnificado). Un lobo de mar muerto por marejada que lo azotó contra roquerío. Nave cortó amarras” (Campos, 2016). Para el 18 de febrero de 1983 no existen reportes de daños. Cabe mencionar que, la energía llegó en cuadratura (Ver Figura 5-11 A).

Trayectoria 3

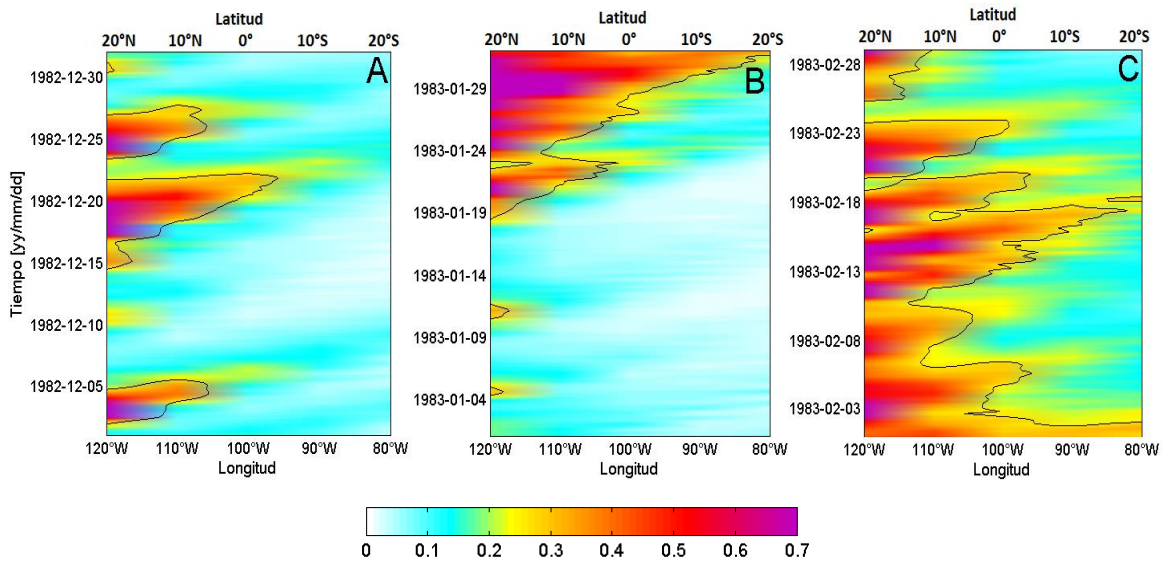


Figura 5-37: Diagrama Hovmoller (trayectoria 3) de energía espectral en $[m^2]$ del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983. (Fuente: Elaboración propia).

En el tramo 3, se visualizan mayores energías desplazadas hacia la costa occidental, esto se debe a que el trayecto comienza en 120°W de longitud y llega hasta el nodo que está a 20°S, es decir, 10° al norte del tramo anterior, por lo que es lógico esperar que esta zona de la costa de Chile haya sido mayormente influenciada por energía del NW. En general, el patrón de energía es similar al trayecto 2.

Trayectoria 4

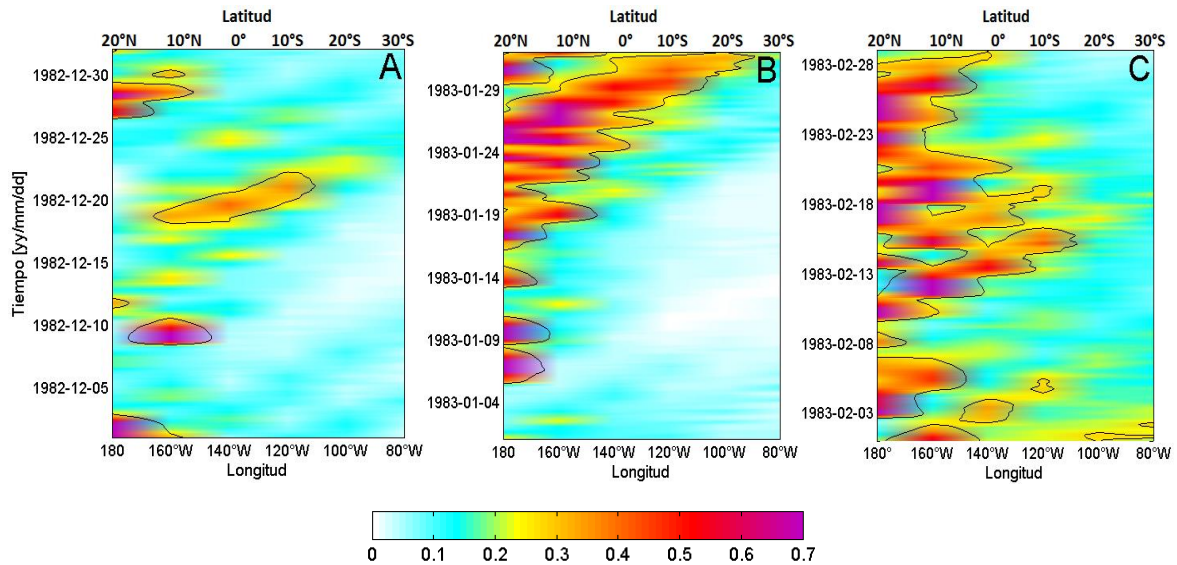


Figura 5-38: Diagrama Hovmoller (trayectoria 4) de energía espectral en $[m^2]$ del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983. (Fuente: Elaboración propia).

Se observa que, en diciembre de 1982 (Figura 5-38 A), hubo frentes de olas de menor energía que no perduraron en el tiempo. Entre el 19 y 25 de enero (Figura 5-38 B) se observan frentes de olas bien definidos que se propagan hasta la zona central de Chile, llegando los primeros días de febrero, siguiendo el tramo establecido. Estas energías permiten inferir que hubo tormentas muy intensas generadas en el Pacífico Oeste, que originaron olas que pudieron propagarse, cruzando todo el Pacífico, hasta la costa de Chile.

Este tramo al ser más extenso, abarcando gran área del Océano Pacífico, el oleaje disipa mayor energía en su propagación a la costa de Chile.

Febrero muestra la mayor frecuencia de energías del NW, pero con mayor dispersión en el seguimiento de la trayectoria establecida.

Cabe destacar que, a excepción de las propagaciones bien definidas en enero de 1983, en general, los frentes de olas no siguen este trayecto.

Trayectoria 5

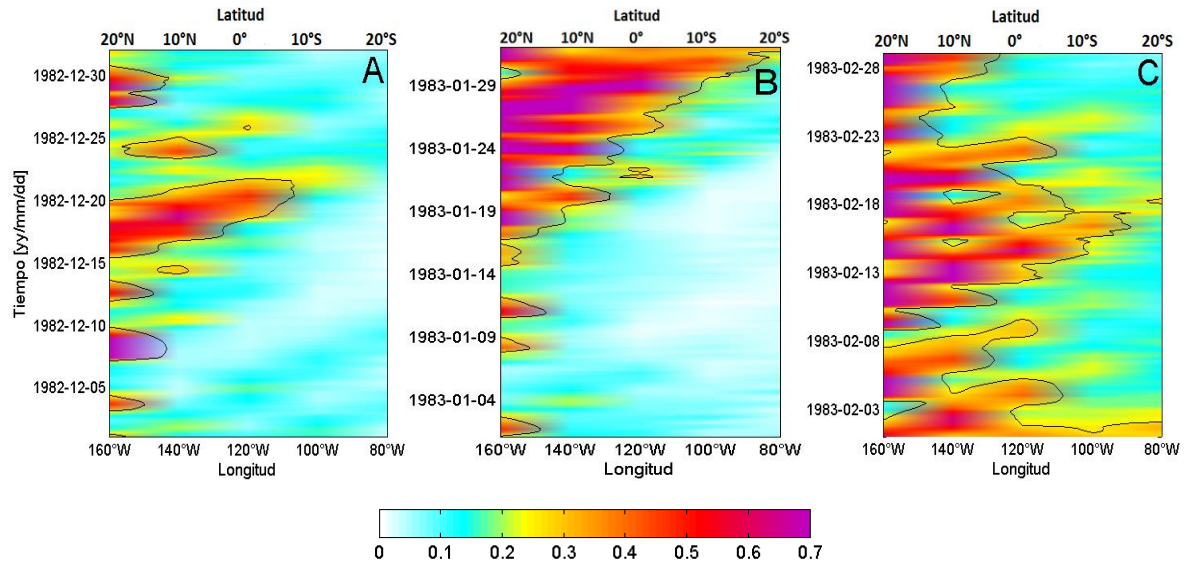


Figura 5-39: Diagrama Hovmoller (trayectoria 5) de energía espectral en $[m^2]$ del cuarto cuadrante. A) diciembre 1982, B) enero 1983 y C) febrero 1983. (Fuente: Elaboración propia).

Dado que el tramo 5 inicia a los $160^{\circ}W$, más al Este del tramo 4. Se aprecia que las energías aumentan hasta la longitud $120^{\circ}W$, ya que más al Este la energía comienza a disiparse.

A fines de enero de 1982, hubo generación sucesiva de frentes de olas altamente energéticos que se propagaron hasta la zona norte de Chile llegando los primeros días de febrero de 1983.

Durante todos los días de febrero hubo frecuencia de frentes de olas del NW, que se propagaron hasta $10^{\circ}S$ (Figura 5-39 C).

El Niño Extremo 1997-98: Trayectoria 1

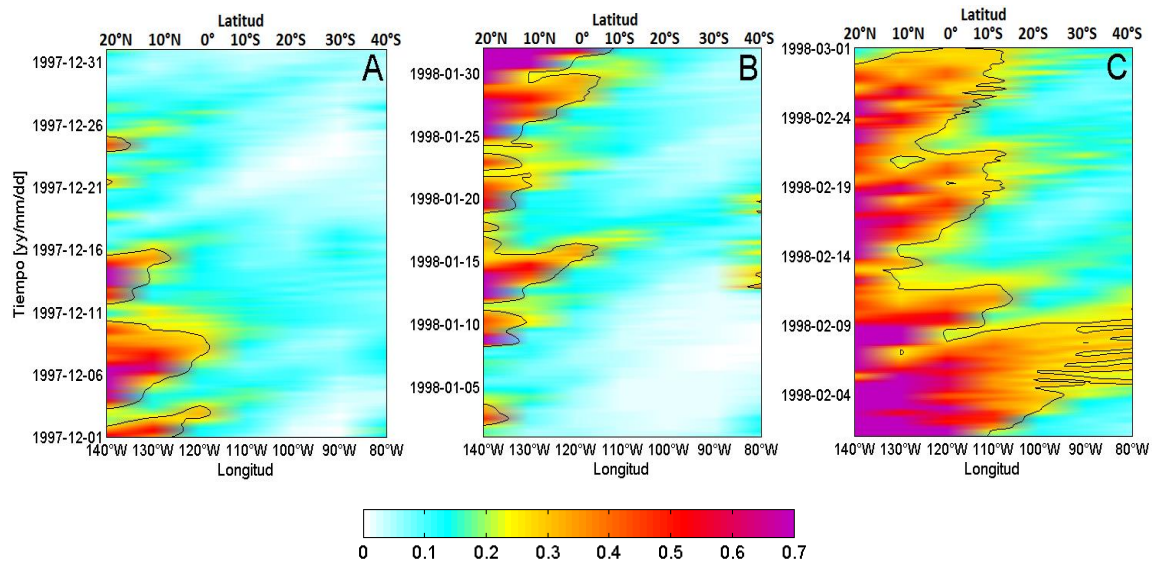


Figura 5-40: Diagrama Hovmoller (trayectoria 1) de energía espectral en $[m^2]$ del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998. (Fuente: Elaboración propia).

Diciembre de 1997 y enero de 1998 (Figura 5-40 A, B), muestran frentes de olas débiles sin propagación de energía hasta Chile. En cambio, en febrero 1998 hubo energía que llegó a la costa centro-sur de Chile la primera semana (Figura 5-40 C).

Comparando el trayecto 1 de febrero de 1998 con febrero de 1983, se observa a través de la pendiente que, las olas recorrieron menor distancia en mayor tiempo (Figura 5-40 C). En cambio, febrero 1983 los frentes de olas recorrieron mayores distancias oceánicas en menos tiempo. Esto se puede deber a los periodos de ola, mientras mayor sea el periodo de ola más rápido viaja.

Trayectoria 2

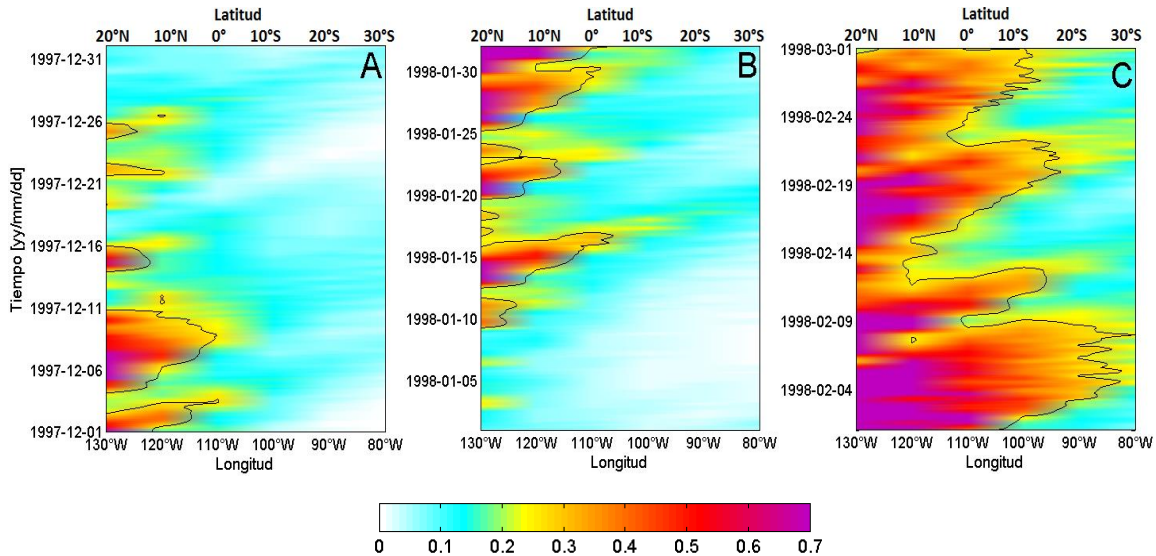


Figura 5-41: Diagrama Hovmoller (trayectoria 2) de energía espectral en $[m^2]$ del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998. (Fuente: Elaboración propia).

Diciembre de 1997 y enero de 1998 muestran bajas energías que se disipan en la zona ecuatorial (Figura 5-41 A, B). En cambio, en febrero se observa llegada de energía a la costa de Chile (frente a La Serena) a inicios, mediados y fines de febrero 1998 (Figura 5-41 C). Se infiere que, durante este mes se generaron las tormentas más energéticas en el Pacífico Norte.

Se aprecia que los frentes de olas energéticos se propagan siguiendo muy bien este trayecto.

Trayectoria 3

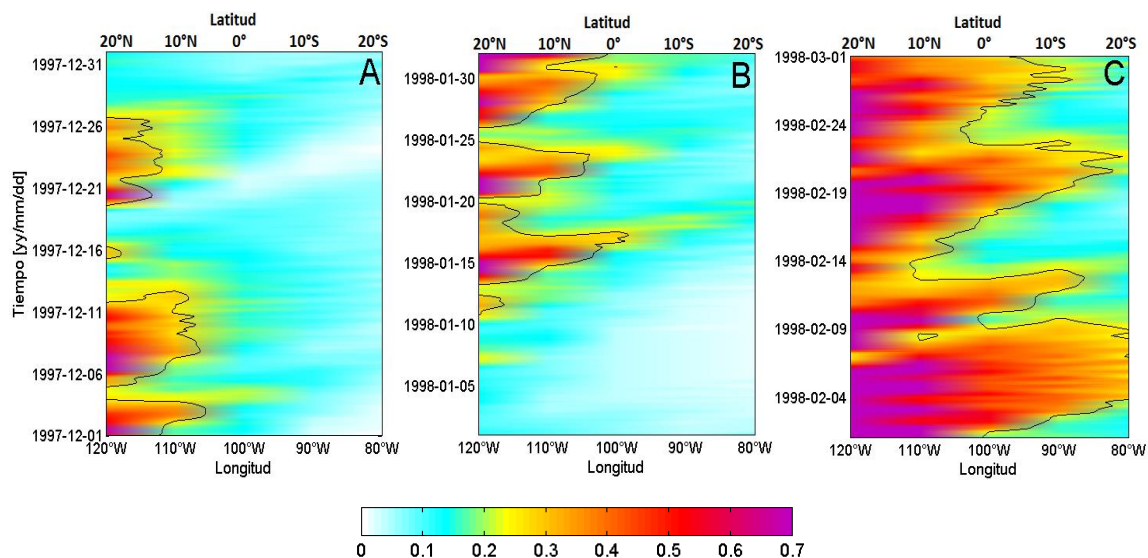


Figura 5-42: Diagrama Hovmoller (trayectoria 3) de energía espectral en [m²] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998. (Fuente: Elaboración propia).

Los resultados en este trayecto son similares al anterior, la diferencia es que el nodo final al estar más al norte (20°S) la costa recibe mayor energía. A pesar de esta alta energía presentada entre los días 2 y 9 de febrero 1998, no existen reportes de daños en la costa de Chile (Campos, 2016).

Trayectoria 4

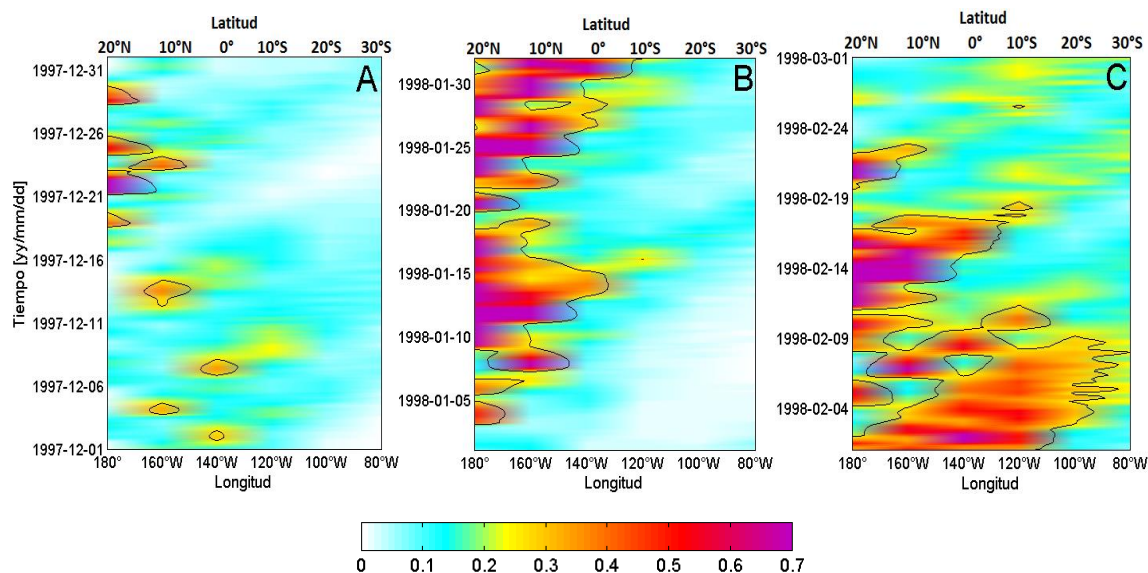


Figura 5-43: Diagrama Hovmoller (trayectoria 4) de energía espectral en [m²] del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998. (Fuente: Elaboración propia).

En diciembre de 1997 se aprecian energías locales de baja magnitud, y en enero de 1998 las energías fueron mayores, pero se disipan frente a la costa norte de Perú.

Para este evento, hubo un frente de ola que inició los últimos días de enero, se propagó en el mismo sentido del trayecto 4, llegando a la costa de Chile la primera semana de febrero 1998. Pero, se evidencia que en este trayecto los frentes de olas no se propagan en este sentido con recurrencia, en comparación a los trayectos 1, 2 y 3.

Trayectoria 5

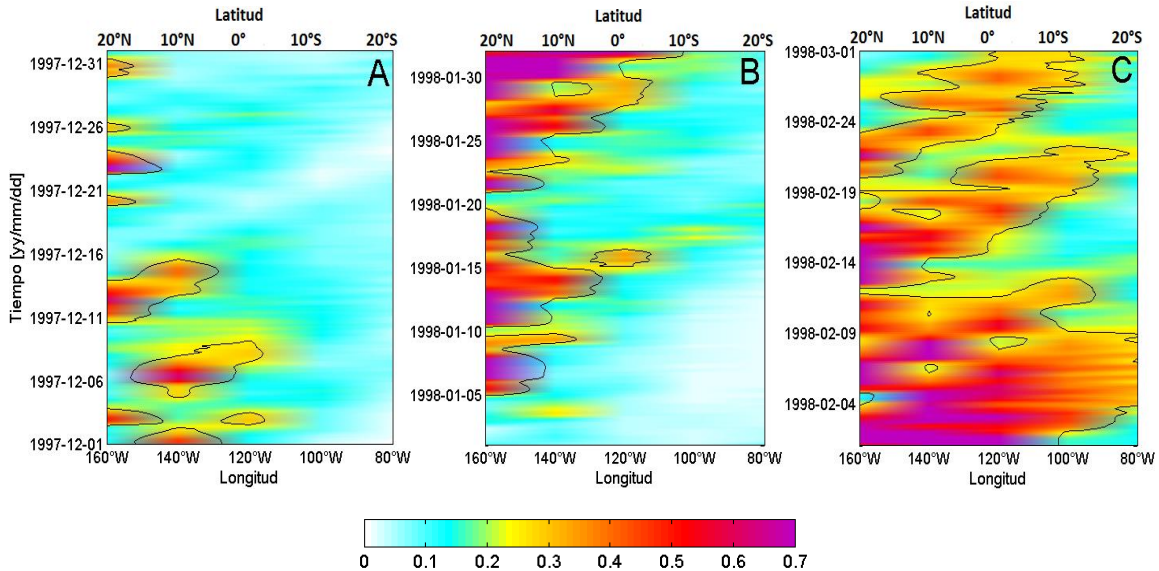


Figura 5-44: Diagrama Hovmoller (trayectoria 5) de energía espectral en $[m^2]$ del cuarto cuadrante. A) diciembre 1997, B) enero 1998 y C) febrero 1998. (Fuente: Elaboración propia).

Se infiere generación de tormentas locales, con olas de baja energía ($\sim 0.5 [m^2]$) que no afectan la costa norte Chile (Figura 5-44 A). A fines de enero, las olas aumentaron su energía propagándose hasta la costa entre los días 2 y 9 de febrero (Figura 5-44 C).

En febrero, se aprecian frentes de olas independientes que se propagan hasta la costa Norte de Chile. Los frentes de olas se demoraron entre 10 y 14 días en llegar aproximadamente. Lo anterior demuestra que los periodos de los frentes de olas fueron largos y bien definidos, que viajan a una mayor velocidad.

Cabe destacar que, los frentes de olas presentados en febrero 1983 y 1998 fueron altamente energéticos, ya que lograron propagarse incluso desde la longitud 180° hasta $80^\circ W$ atravesando diagonalmente el Océano Pacífico.

En resumen, la zona de generación de las tormentas influye en la dirección y energía de las olas. Si la zona de generación se encuentra en latitudes medias, entre longitudes $160^\circ W$ a $130^\circ W$, las bahías que se encuentren expuestas desde el NW, principalmente centro-norte de Chile, son más susceptibles de ser impactadas por frentes de olas, generando graves consecuencias en la costa. Pero si la zona de generación se desplaza

hacia el Golfo de Alaska (Figura 3-5), las tormentas son menos intensas y, además, producto de la influencia del continente americano el oleaje disipa alta energía en su propagación, por lo que puede ser afectada la zona norte del continente sudamericano, en particular Ecuador, Perú y norte de Chile, y no en términos de oleaje la zona centro-sur de Chile. Se evidenció que, durante estos eventos, de tormentas intensas, los trayectos que habitualmente recorren las olas que se vienen propagando hasta Chile, y que son susceptibles de generar daños en el borde costero, corresponde a los trayectos 1, 2 y 3.

6 DISCUSIONES Y RECOMENDACIONES

De los resultados expuestos en esta investigación, se desprenden los siguientes puntos a modo de discusión:

SIPROL® y CAWRC CSIRO no logran representar con precisión, pero sí con exactitud (salvo algunos casos), las altas fluctuaciones que ocurren para periodos peak y direcciones peak. Esto genera una menor correlación con los datos de la boya, e incertidumbre con algunos eventos identificados de generación distante. Esto se puede deber a las parametrizaciones utilizadas en la configuración de las simulaciones, donde en algunos casos los espectros simulados son menos representativos que los observados por la boya.

Para conocer las anomalías de HS, TP, TM, DP y DMO, de El Niño Extremo 2015-16 con los datos de **SIPROL®**, se utilizaron las climatologías de CAWRC CSIRO. Esto genera incertidumbre debido que **SIPROL®** está forzado con un pronóstico (CFS) y CAWRC CSIRO con reanálisis (CFSR).

Además, existe incertidumbre en las comparaciones de espectros de CAWRC CSIRO vs **SIPROL®**, ya que las boyas virtuales no se encuentran en la misma posición geográfica, y las bases de datos fueron generadas considerando distintas parametrizaciones. **SIPROL®** está parametrizado con el conjunto ST2⁶ y CAWRC CSIRO con el conjunto ST4⁷.

Está demostrado que ST2 sobreestima las alturas significativas en comparación a ST4 que presenta los menores sesgos (J.E. Stopa *et al.*, 2016). El sesgo fue considerado al calcular las anomalías del verano 2015-16. Sin embargo, existe incertidumbre debido a las parametrizaciones y forzantes distintos.

Los aumentos de alturas significativas anómalas por efectos El Niño más la ocurrencia conjunta de pleamares en sicigia puede generar grandes sobrepasos produciendo graves daños en infraestructuras costeras. Esta condición aumentará el impacto, especialmente en costas de baja altura con respecto al nivel del mar, por ejemplo, la costa de Mejillones en la Región de Antofagasta, Chile. En estos casos, es necesario generar o modificar protecciones costeras que entreguen seguridad para las operaciones que allí se realizan.

El fenómeno El Niño aumenta su intensidad cuando coincide con la fase cálida del índice de Oscilación Pacífico Decadal (PDO) (Kumar *et al.*, 2016). El aumento de intensidad implica acrecentamientos en anomalías negativas de presión atmosférica, aumentos en anomalías positivas en las velocidades de vientos superficiales y alturas de olas significativas en el PN. Los años de eventos El Niño Extremo considerados en este estudio coinciden con fase cálida de PDO (2015-17). En el largo plazo si la PDO

⁶ ST2: Abreviación de parametrización de las siguientes referencias; Chalikov and Belevich (1993); Tolman and Chalikov (1996); Tolman *et al.* (2002).

⁷ ST4: Abreviación de parametrización de las siguientes referencias; Arduin *et al.* (2010); Arduin *et al.* (2009); Leckler *et al.* (2013); Rascole and Arduin (2013).

(en fase cálida) coincide nuevamente con un evento El Niño Extremo, se debiesen generar alturas de olas con mayor energía, provocando mayores daños en la costa.

De la investigación denominada “Análisis de marejadas históricas y recientes en la costa de Chile” por Rodrigo Campos 2016. Existe incertidumbre en la búsqueda sistemática de la información. Por lo que, se realizó una búsqueda complementaria particularmente para febrero de 1998, que fue un mes muy energético que debiese haber algún registro de impacto en la costa. Se revisaron distintos medios de comunicación, y no se encontraron registros. Por lo que, se concluye que los impactos en la costa de las energías del NW dependen altamente del ciclo de la marea en que llegan a la costa.

Debido a los variados eventos naturales que Chile en los últimos años ha tenido que resistir, la prensa ha ido cubriendo estos eventos con mayor interés a diferencia de hace 34 años atrás en el primer Niño Extremo 1982-83.

Si se comparan los años en que se produjeron los tres eventos El Niño Extremo, es importante tener en cuenta el avance de la tecnología entre el evento 1982-83 y 2015-16. En el primer evento (1982-83) la energía en la costa fue mayor, por lo que los reportes de impactos en la costa debieron haber sido mayores a los registrados en Campos 2016. En cambio, para el último evento (2015-16) la energía fue menor, pero hubo mayor daño e impacto mediático. Esto se puede deber a que hoy en día, en general, cualquier persona tiene un celular con video cámara y con acceso a internet que le permita poder registrar los impactos de las marejadas en la costa, pudiendo masificarlo instantáneamente en las variadas redes de comunicación. Incluso más rápido que la prensa televisiva. Este factor tecnológico ha sido muy positivo a la hora de registrar estos fenómenos y cuantificar los daños en la costa.

El acceso a internet y avance de la tecnología también han permitido que el Servicio Meteorológico de la Armada de Chile, pueda emitir con mayor precisión, mayores avisos de marejadas que años atrás.

Si bien las anomalías de TSM de El Niño 2015-16 son comparables con las anomalías de los eventos 1982-83 y 1997-98 (Figura 3-6), los efectos en las teleconexiones en el PN parecen haber sido menores. Además, observando la serie de tiempo del SOI (Anexo 1), se aprecia que las diferencias de presiones atmosféricas de El Niño 2015-16 fueron menores que para los dos eventos anteriores. Esto podría explicar la diferencia en la teleconexión en el PN, que generó que las anomalías positivas de alturas de olas fueran más pequeñas.

Si bien quedó demostrado que ante la presencia del fenómeno El Niño las alturas de olas aumentan en el PN, existe incertidumbre sí en el futuro el cambio climático generará que el fenómeno El Niño sea más intenso o no.

Considerando que el fenómeno El Niño aumenta su intensidad por efecto del cambio climático, los eventos futuros El Niño por sobre los extremos presentados, provocarán aumentos en las energías de las marejadas, lo que implicará en mayores impactos en la costa. Por lo que, es indispensable comenzar a pensar en planes de mitigación que permitan que la ciudad, durante estos eventos, pueda funcionar con normalidad.

El presente estudio corresponde a un primer esfuerzo en cuantificar el impacto que produce el fenómeno El Niño en la energía que viaja desde el Océano Pacífico Norte hasta las costas de Chile. Por lo que, para investigaciones futuras se recomienda;

Clasificar los eventos El Niño como El Niño Pacífico Este (PE) o El Niño Pacífico Central (PC), de esta manera se pueden diferenciar y caracterizar de forma independiente. Ya que tienen distintas dinámicas de generación que deben ser consideradas.

Que se trabaje con una base de datos homogénea, así la incertidumbre se minimiza.

Hacer el análisis de propagación de energía para el Niño Extremo 2015-16, y comparar con los resultados presentados durante los eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98.

Utilizar pronósticos de espectros en los trayectos 1, 2 y 3. Con el propósito de hacer un seguimiento y cuantificar la energía proveniente del NW, permitiendo observar cuánto se disipa y si afecta la costa de Chile, con qué energías arribarán a las ciudades abiertas al NW. Con este análisis se puede proporcionar información para la planificación, diseño, construcción y mantenimiento de la infraestructura costera, entre otros.

Realizar un análisis de compuesto espectral frente a la costa de Chile, idealmente con boyas virtuales cada 1°. Esto permitirá cuantificar con exactitud cómo se distribuyen las energías de las olas que vienen del NW a medida que se acercan a la costa. Con estos resultados se puede hacer un análisis más exhaustivo frente a cada bahía de interés.

Acoplar los modelos WAVEWATCH III con SWAN, para simular hasta aguas profundas con WAVEWATCH III y luego propagar los espectros simulados con SWAN hasta aguas someras. Con esta metodología se puede estudiar la transformación de energía del oleaje hasta un punto cercano a la costa. Ya que un evento extremo de oleaje en aguas profundas no necesariamente es extremo en aguas someras.

7 CONCLUSIONES

En este trabajo, se utilizaron simulaciones numéricas para caracterizar las marejadas del NW presentes en la costa de Chile durante los eventos El Niño Extremo 1982-83, 1997-98 y 2015-16, profundizando el análisis en el último evento. Mediante análisis estadísticos como correlación y compuesto para eventos El Niño Extremo y Fuerte se estableció la relación entre el Índice de Oscilación del Sur y variables atmosféricas, como presión y viento, y variables del oleaje tanto espectrales como parámetros de resumen (HS, TM, TP, DMO y DP). Adicionalmente, se realizó un análisis de propagación de energía espectral del oleaje desde el Pacífico Norte hacia la costa de Chile. A continuación, se presentan las conclusiones a partir de los resultados obtenidos:

Los resultados de la validación entre la boya watchkeeper y **SIPROL®**, muestran que el mejor ajuste se logra para la variable de altura significativa, seguida del periodo medio y dirección media, con correlación 0.93, 0.84 y 0.71 respectivamente. Por lo que, **SIPROL®** es una buena herramienta para pronosticar estados del mar, y así entregar información representativa a los tomadores de decisiones.

La validación muestra que los datos obtenidos por las simulaciones de CAWRC CSIRO y **SIPROL®**, son representativos a los datos observados *in situ* por la boya. Por lo que, ante la baja cobertura temporal que existe de mediciones *in situ*, los modelos numéricos son una buena herramienta para ser utilizados en estudios de investigación.

Las energías del NW exhibidas durante el verano austral de El Niño Extremo 2015-16 en la costa de Chile, fueron menores a los eventos El Niño Extremo 1982-83 y 1997-98. Pero mayores en los impactos en infraestructura, turismo y playas.

Posibles explicaciones están dadas por la amplitud de la marea (0.5 a 0.9 m) en que llegaron las máximas energías (sicigia o cuadratura), la modificación de la pendiente del fondo en la costa y el deterioro costero (tramos abiertos al NW) producto de las marejadas extremas exhibidas durante agosto 2015 (Winckler, 2015), que generaron que las olas fueran más destructivas.

El análisis de correlación indica que existe una relación significativa entre el fenómeno El Niño y las anomalías negativas de presión atmosférica, anomalías positivas de velocidad de viento superficial y alturas de olas en el Pacífico Norte.

El análisis de compuestos muestra que existe una importante disminución de la presión atmosférica, intensificación de la velocidad de vientos superficiales y aumentos en las alturas de olas en el Pacífico Norte cuando se presenta un fenómeno El Niño Extremo.

En general, durante eventos El Niño Extremo las anomalías positivas (promedio) de periodo peak oscilan entre 0 a 2 [s] en el Pacífico Norte. Además, las direcciones peak (promedio) de las olas se tienden a girar en sentido horario hacia el sureste producto del cambio de las trayectorias de los vientos.

Del análisis de anomalías de energía espectral en cada nodo en la costa de Chile, se evidencia la influencia de El Niño en el Pacífico Norte, que significa un aumento de energía del NW que puede alcanzar hasta 40°S durante estos eventos extremos.

Se pudo evidenciar que la zona de generación y maduración de los núcleos de baja presión atmosférica influyen en los vientos superficiales que generan los frentes de olas que se presentan en Chile en el verano austral. Si el ciclón se desplaza al Golfo de Alaska, las energías presentadas en Chile son menores. A diferencia, que el ciclón permanezca bien definido al sur de las Islas Aleutianas.

El análisis de propagación de energía muestra que, durante verano austral, los frentes de olas que se propaguen desde el Pacífico Centro-oriental (trayecto 1, 2 y 3) son los que tienen la mayor susceptibilidad de generar daños en las bahías abiertas al NW en la costa de Chile, principalmente centro-norte.

A partir de todo lo anteriormente expuesto, se concluye que las marejadas del verano 2015-2016 en Chile fueron excepcionales y que el fenómeno El Niño tuvo un impacto significativo.

8 REFERENCIAS

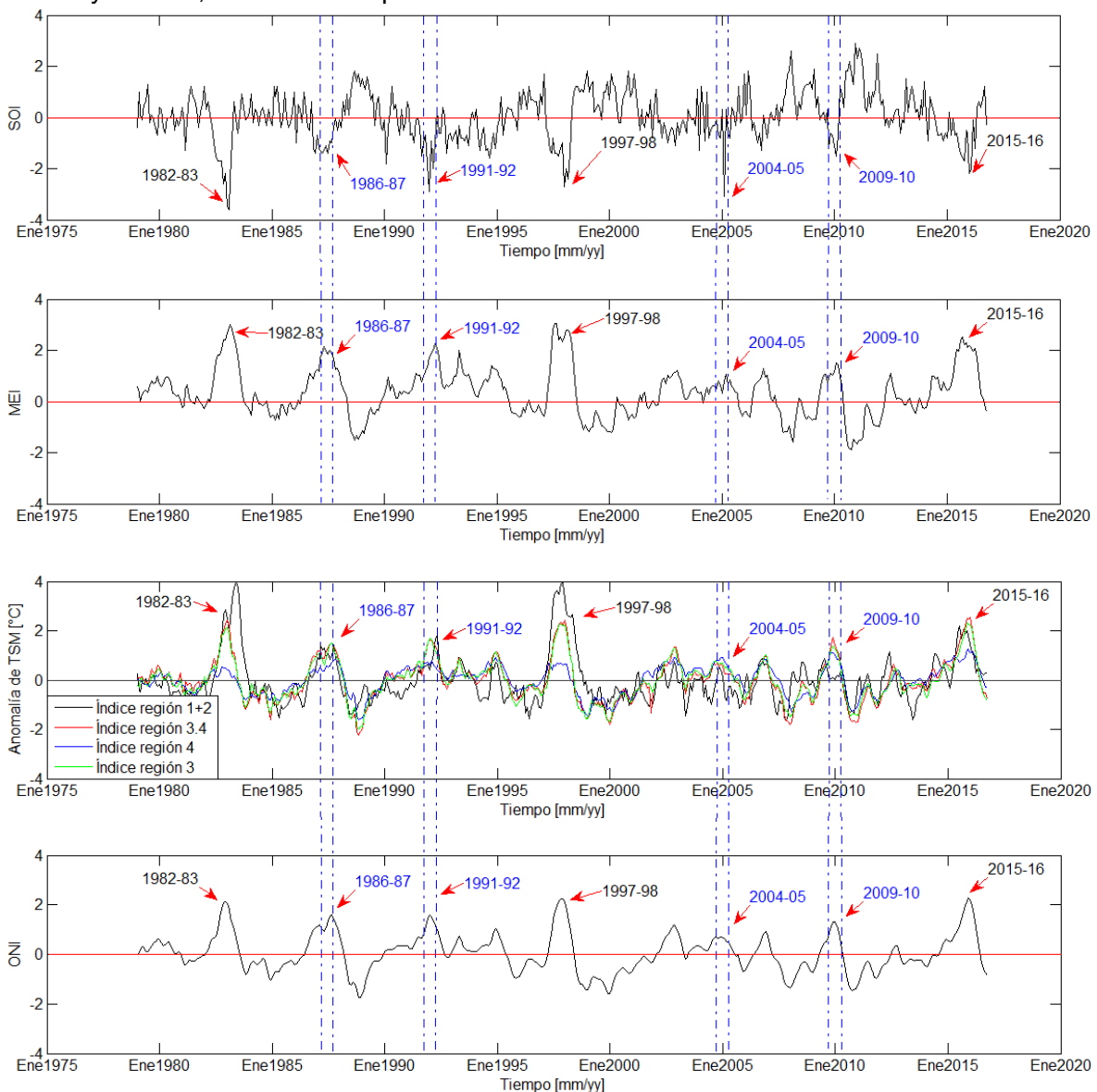
- Alves, J.-H. G. (2006). Numerical modeling of ocean swell contributions to the global wind-wave climate. *Ocean Modelling*, 98-122.
- Campos, R. (2016). *Análisis de marejadas históricas y recientes en las costas de Chile*. Valparaíso: Universidad de Valparaíso.
- Catalina Aguirre, J. A. (2017). Wind waves climatology of the Southeast Pacific Ocean . *Journal Climate*.
- Chang, E. K. (2002). Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity. *Journal Climate*, 642-648.
- Changnon, S. A. (1999). Impacts of 1997–98 El Niño Generated Weather in the United States. *American Meteorological Society*, 1819-1827.
- Cristina Izaguirre, F. J. (2011). Global extreme wave height variability based on satellite data. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, L10607.
- David Mendes, M. D. (2004). Climatology of cyclones, anticyclones and storm tracks: revision of concepts. *Revista brasileña de geofísica RBGF*.
- DMH, D. y. (2016). *Dirección Nacional de Aeronáutica Civil (DNAC) y Dirección de Meteorología e Hidrología (DMH). El episodio de El Niño 2015-16 excepcionalmente intenso. Efectos en Paraguay*. Marzo.
- Goda, Y. (2000). *Random seas and design of maritime structures*.
- GRAFF, L. (2011). Changes in the Extratropical Storm Tracks in Response to Change in SST in an AGCM. *Journal Climate*, 1868.
- Gutzler, J. W. (1980). *Teleconnections in the Geopotencial height Field during the Northern Hemisphere Winter*. Washington.
- Hengyi Weng, S. K. (2008). Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events.
- HENRY F. DIAZ, M. P. (2001). ENSO variability, teleconnections and climate change. *International Journal of Climatology*, 1845-1862.
- Higgins, T. E. (2005). Climatology and ENSO-Related Variability of North American Extratropical Cyclone Activity. *Journal of climate*.
- Holthuijen, L. (2007). *Waves in oceanic and coastal waters*.
- Hoskins, V. (1990). On the Existence of Storm -Tracks. *Journal of the atmospheric sciences*, 1854-1864.
- IMN. (2015). *Boletín del ENOS N° 87*. Costa Rica: Instituto Meteorológico Nacional de Costa Rica.

- J. MATURANA, M. B. (2004). *Antecedentes históricos y descripción del fenómeno El Niño, Oscilación del Sur*. Valparaíso: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.
- JIAN LU, G. C. (2008). Response of the Zonal Mean Atmospheric Circulation to El Niño versus Global Warming. *JOURNAL OF CLIMATE*, 5835-5851.
- JOHN R. GYAKUM, J. R. (1989). North Pacific cold-season surface cyclone activity: 1975-1983.
- K. Takahashi, A. M. (2011). *ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño*. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 38, L10704.
- Kennan Zishka, a. P. (1979). The climatology of cyclones and anticyclones over North and America and surrounding ocean environs for january and july, 1950-77.
- KUMAR, P. (2016). Influence of Climate Variability on Extreme Ocean Surface Wave Heights Assessed from ERA-Interim and ERA-20C. *American Meteorological Society*, 4032-4046.
- Molina, M. (2011). *Estudio no estacionario de clima medio de oleaje en la costa central de Chile*. Valparaíso: Universidad de Valparaíso.
- Montecinos, P. A. (2003). *Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies*. Santiago: American Meteorological Society.
- NOAA. (2015). NOAA. Recuperado el 2016, de http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_advisory/ensodisc_Sp.html
- NOAA. (2016). El Niño/Oscilación del Sur.
- Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior y Seguridad Pública - ONEMI y DÍAZ LABBÉ, F. (2016). *Perspectivas de riesgo hidrometeorológico para Chile durante el verano 2016 conforme a la evolución del sistema océano-atmósfera del pacífico ecuatorial*. Santiago.
- OMM. (18 de Febrero de 2016). *World Meteorological Organization*. Obtenido de <https://public.wmo.int/en>
- OPS. (2000). *Crónicas de desastres, Fenómeno El Niño 1997-98*. Washington, D.C.: Organización Panamericana de la Salud.
- Overland, J. E. (1999). Decadal variability of the Aleutian low and Its relation to high-latitude circulation.
- Perla, A. (1998). *Contribuciones al estudio de la climatología sinóptica en la Argentina*. Buenos Aires : Universida de Buenos Aires.

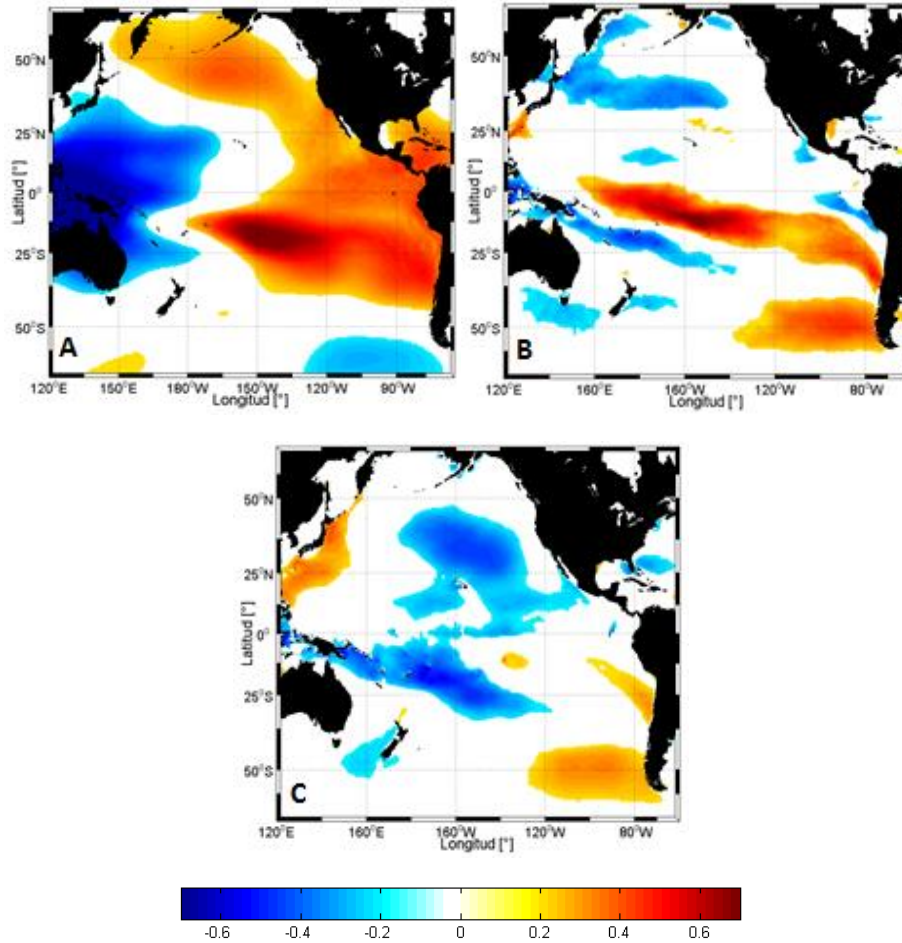
- PRASHANT KUMAR, S.-K. M. (2016). Influence of Climate Variability on Extreme Ocean Surface Wave Heights Assessed from ERA-Interim and ERA-20C. *Journal of Climate*, 4042-4046.
- R. Seager, Y. K. (2010). Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO.
- Raible, C. C. (2007). Northern Hemisphere extratropical cyclones. 892.
- Reitan, C. (1974). *Frecuencias of Cyclones and Cyclogenesis for North America, 1951-1970*.
- S. K. Gulev, O. Z. (2001). Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*, 795-809.
- S.N. Rodionov, N. B. (2007). The Aleutian Low, storm tracks, and winter climate variability. *Deep Sea Research*, 2563-2565.
- SERNAGEOMIN. (2007). *Servicio Nacional de Geología y Minería. Registro de principales desastres en Chile desde 1980*.
- Silva, R. (2005). *Análisis y descripción estadística del oleaje*.
- STEPANIAK, K. E. (2001). *Indices of El Niño Evolution*. Colorado: Journal of climate.
- Timothy Paul Eichler, F. A. (2015). *Northern Hemisphere Climatology and Interannual Variability of Storm Tracks in NCEP's CFS Model*.
- Timothy Paul Eichler, J. G. (2013). Interannual variability of Northern Hemisphere storm tracks in coarse-Gridded datasets.
- Trenberth, K. E. (1997). *The Definition of El Niño*. Colorado: National Center for Atmospheric Research.
- UNICAM. (2000). *Documento de referencia, Volumen 1 Dinámicas*. Universidad de Cantabria.
- Vergara, J. F. (1979). *Las incidencias cataclísmicas de las bravesas en la evolución de la costa de Chile central*. Santiago de Chile: Departamento de Geografía de la Universidad de Chile.
- Winckler, P. (2015). *El temporal del 8 de agosto de 2015 en la bahía de Valparaíso*. Valparaíso: Universidad de Valparaíso.
- Young, I. (1999). Seasonal variability of the global ocean and wind. *International journal of climatology*, 936-938.

9 ANEXOS

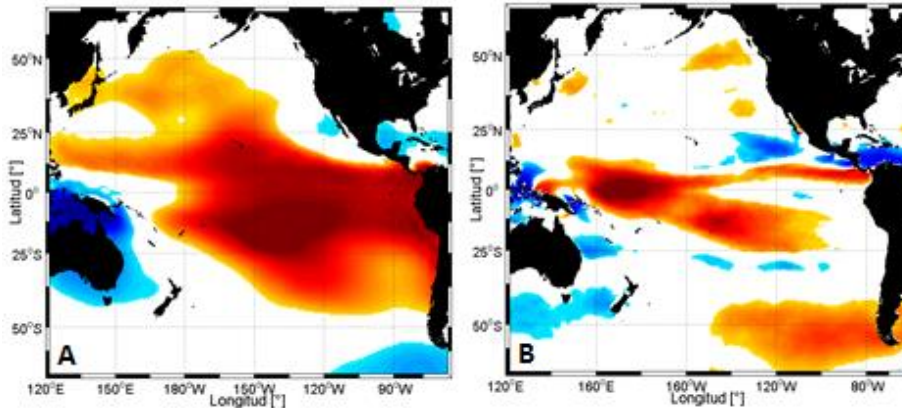
- 1) Series de tiempo de índices utilizados para caracterizar el fenómeno El Niño. El periodo abarca desde enero 1979 a octubre 2016. Los índices utilizados son: Índice de Oscilación del Sur (SOI), Índice Multivariado El Niño (MEI), Índice de las regiones el Niño y Índice El Niño Oceánico (ONI). Las ventanas con segmentos de color azul indican los meses de diciembre, enero y febrero, considerados para los eventos El Niño Fuerte.

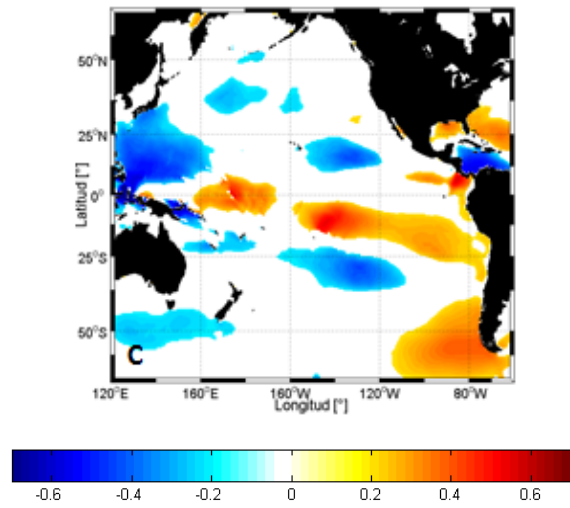


- 2) Correlación estacional marzo-abril-mayo (MAM). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs SOI.

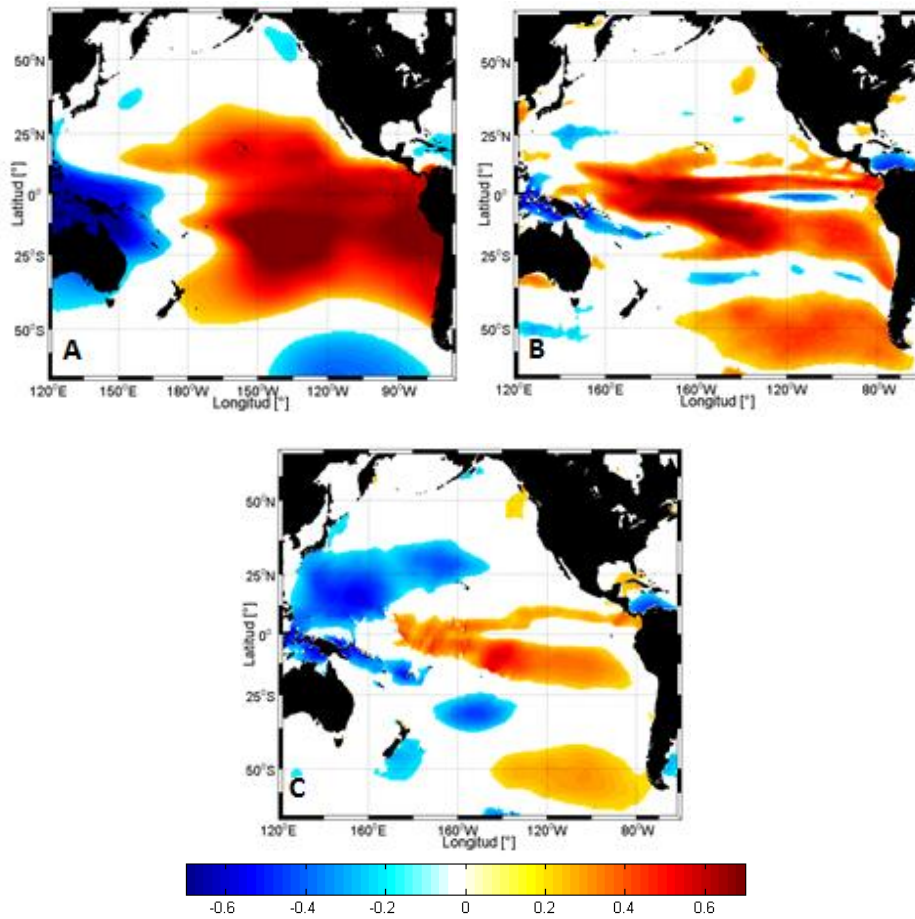


- 3) Correlación estacional junio-julio-agosto (JJA). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs SOI.

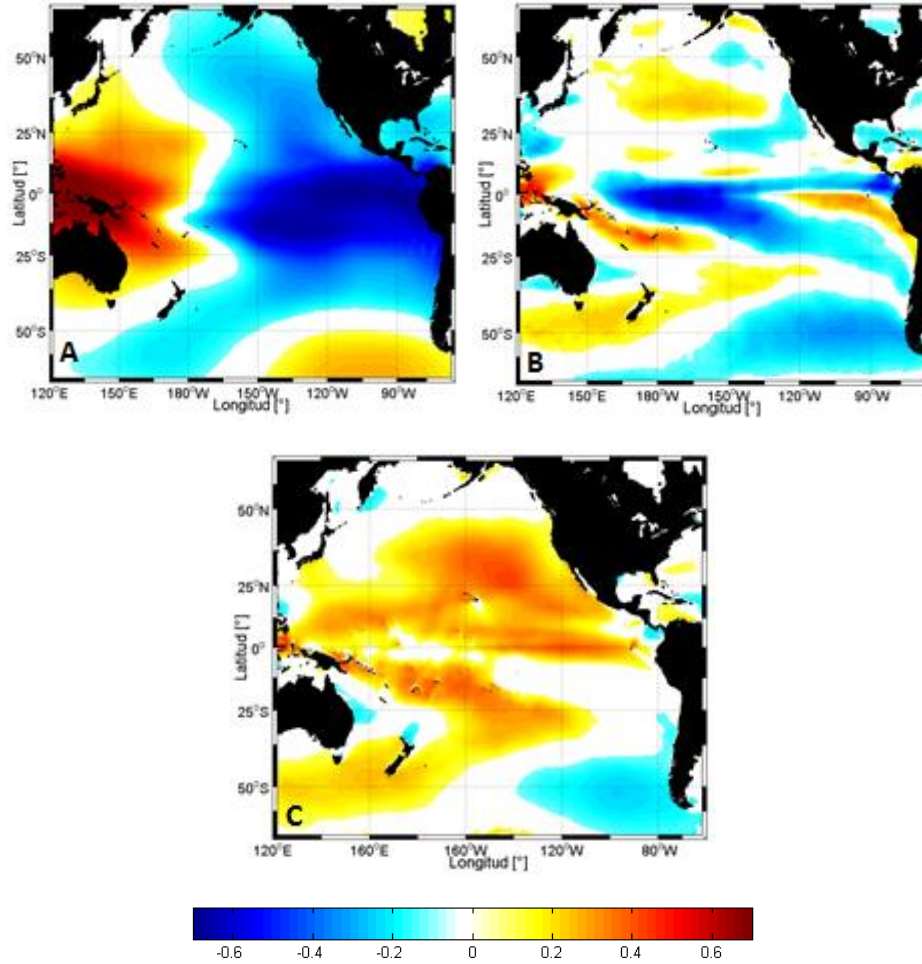




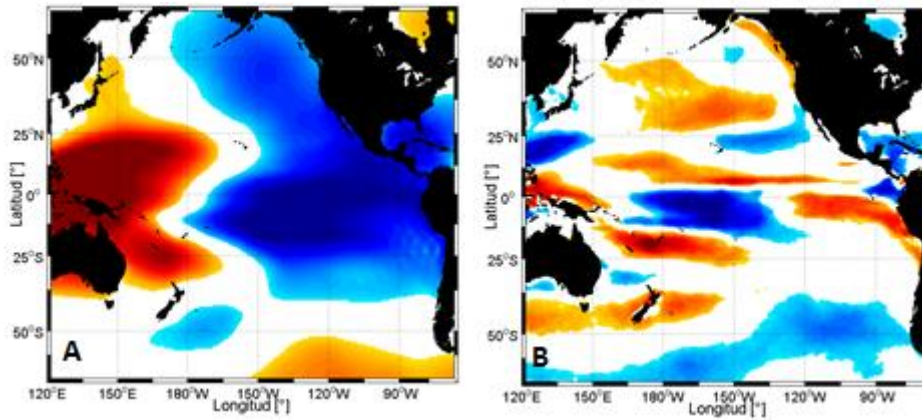
4) Correlación estacional septiembre-octubre-noviembre (SON). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs SOI.

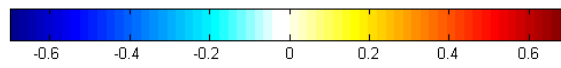
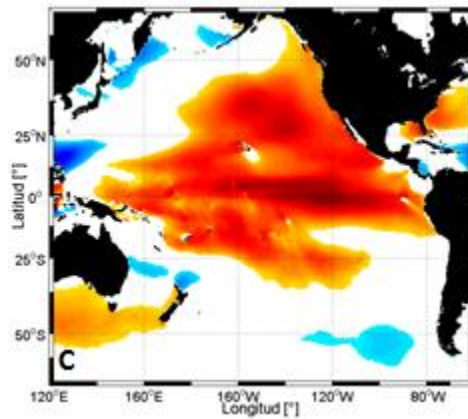


- 5) Correlación mensual. A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs MEI.

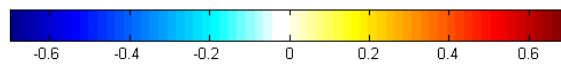
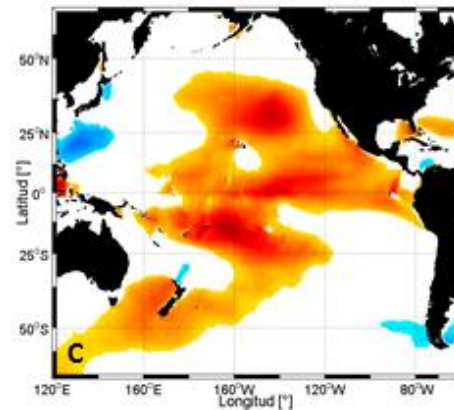
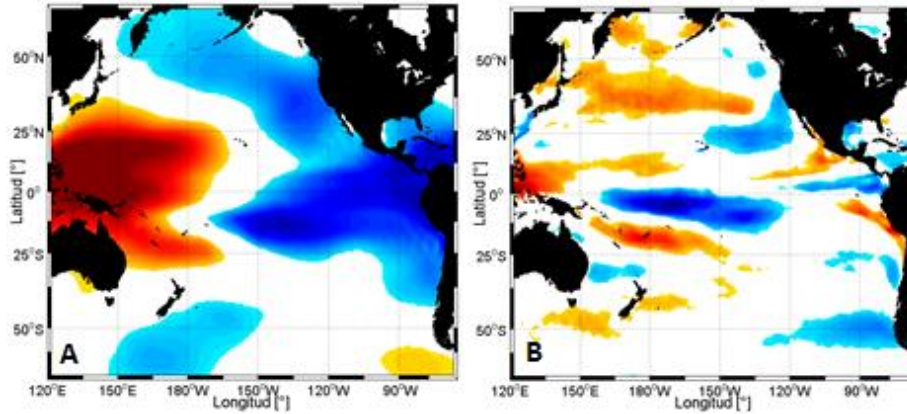


- 6) Correlación estacional diciembre-enero-febrero (DEF). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs MEI.

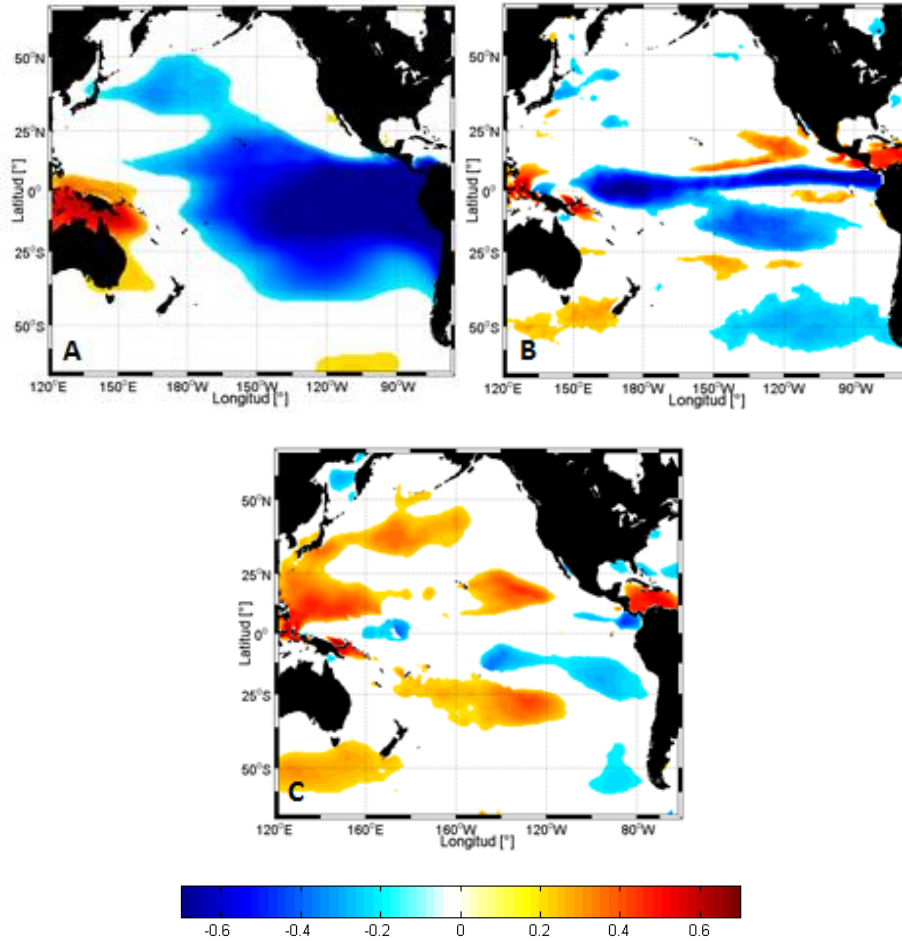




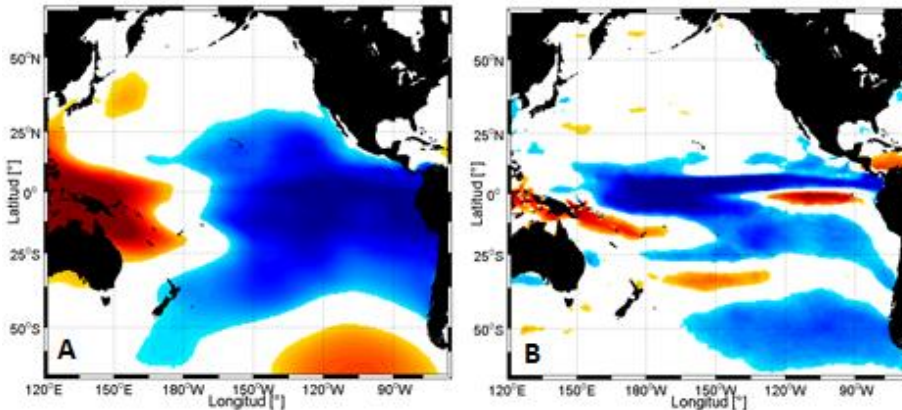
7) Correlación estacional marzo-abril-mayo (MAM). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs MEI.

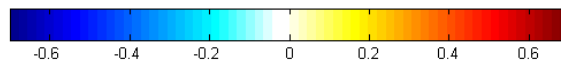
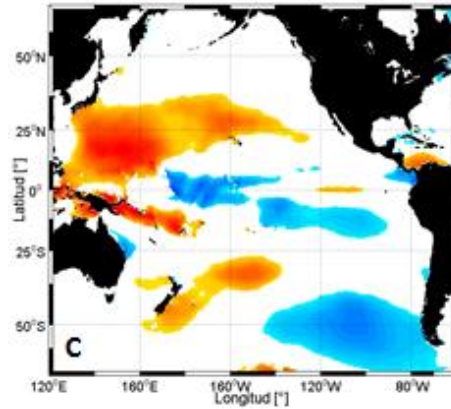


- 8) Correlación estacional junio-julio-agosto (JJA). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs MEI.

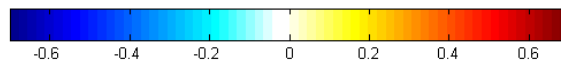
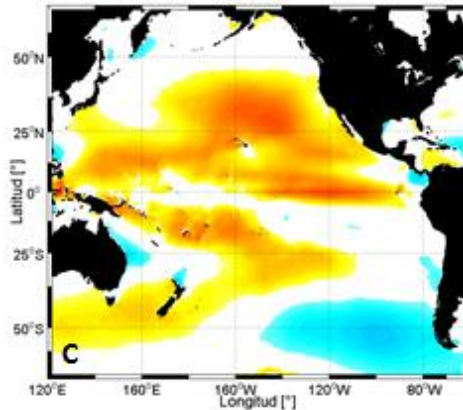
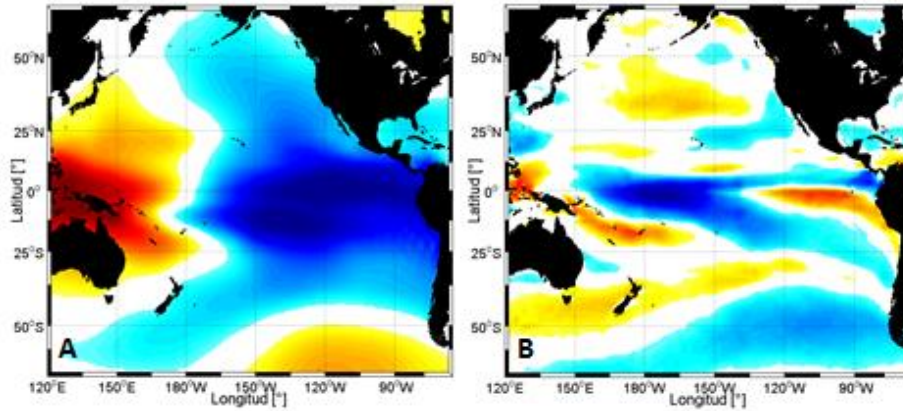


- 9) Correlación estacional septiembre-octubre-noviembre (SON). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura de ola vs MEI.

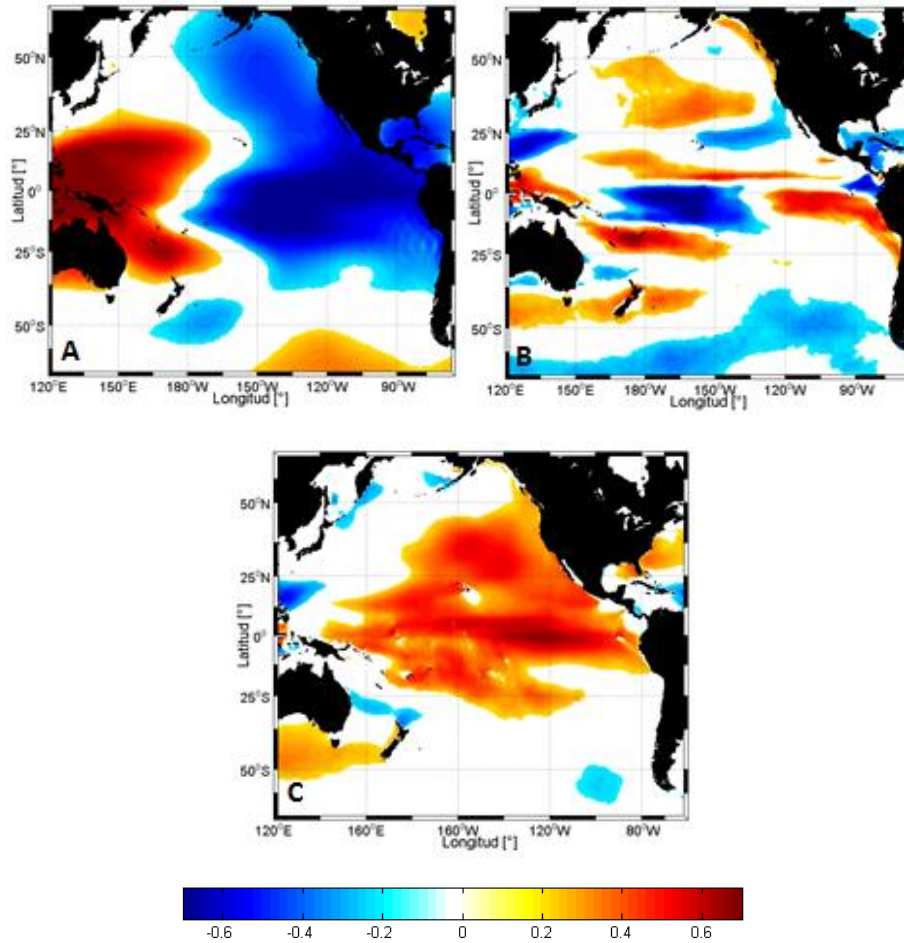




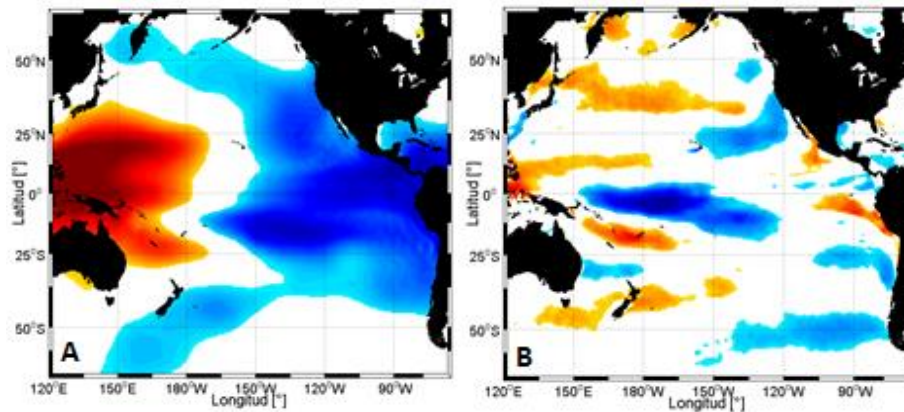
10) Correlación mensual. A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs ONI.

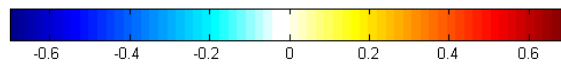
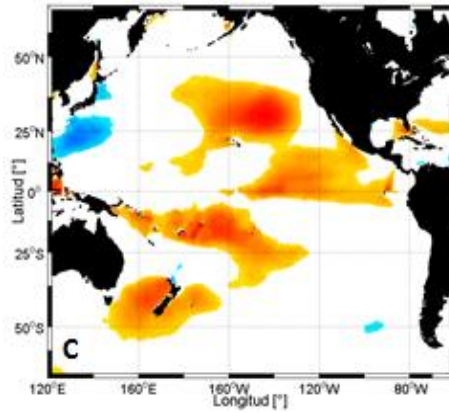


11) Correlación estacional diciembre-enero-febrero (DEF). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs ONI.

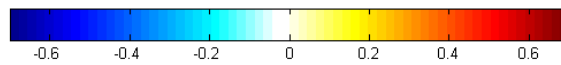
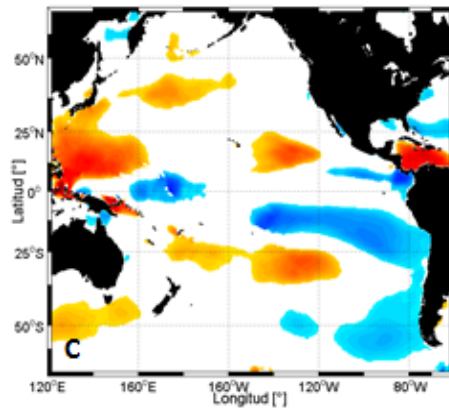
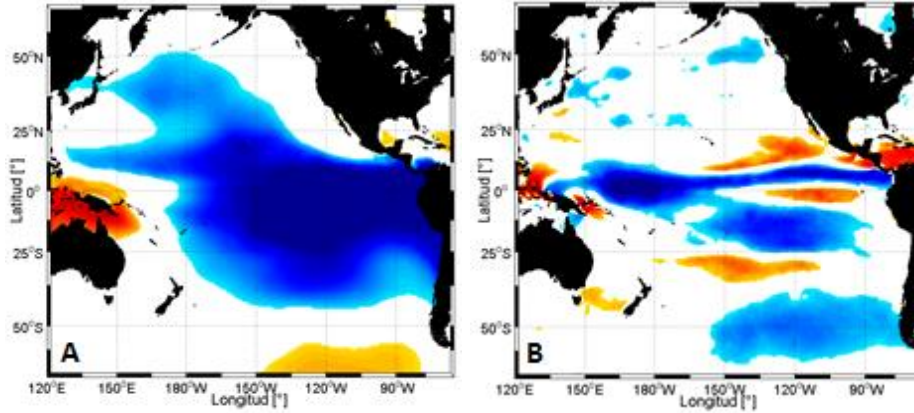


12) Correlación estacional marzo-abril-mayo (MAM). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs ONI.

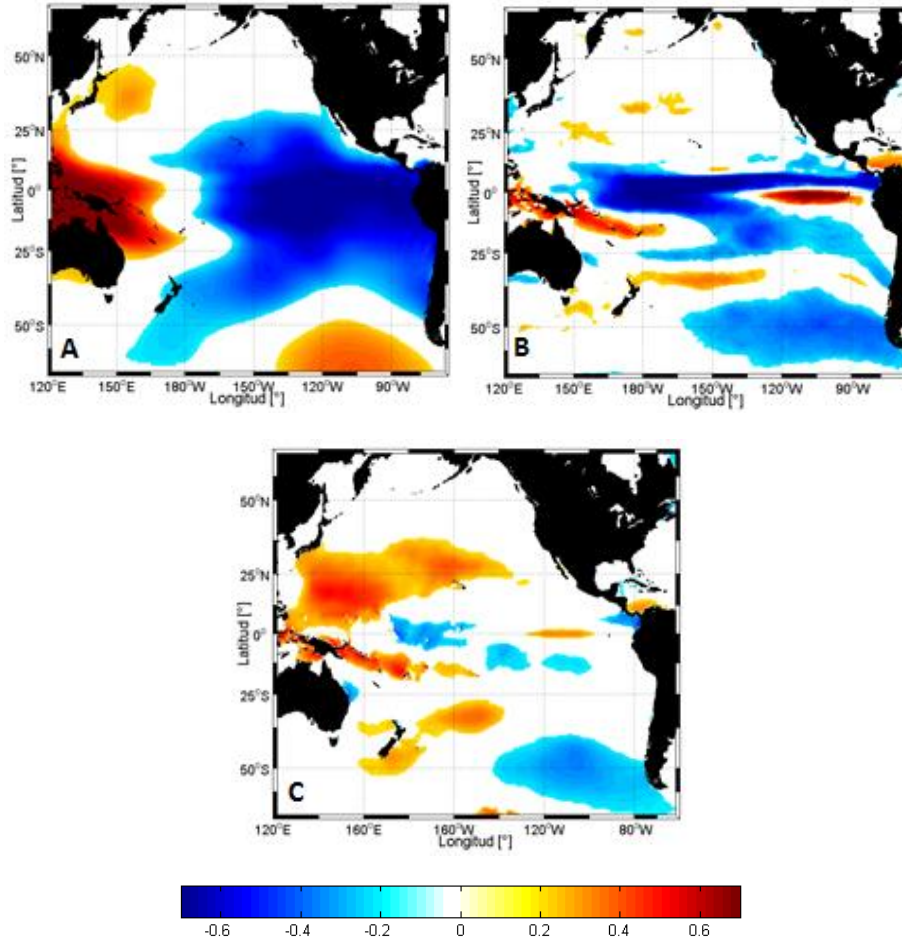




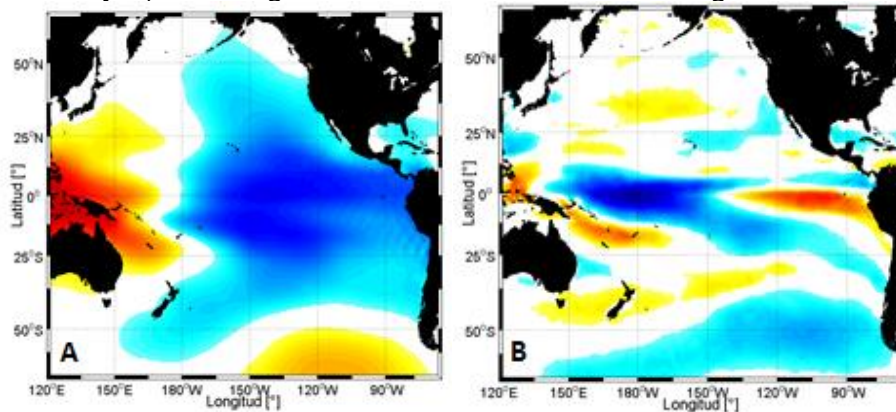
13) Correlación estacional junio-julio-agosto (JJA). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs ONI.

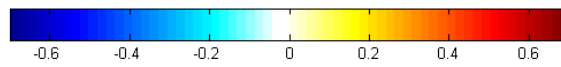
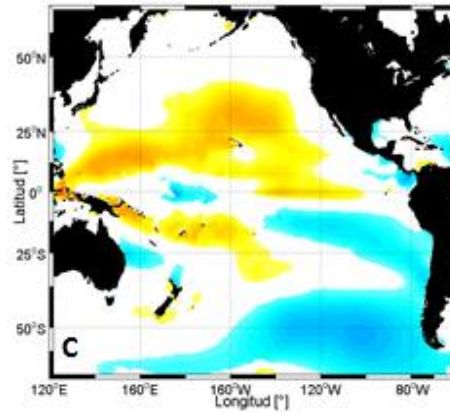


14) Correlación septiembre-octubre-noviembre (SON). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs ONI.

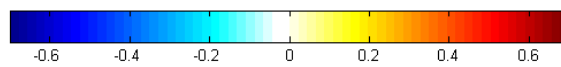
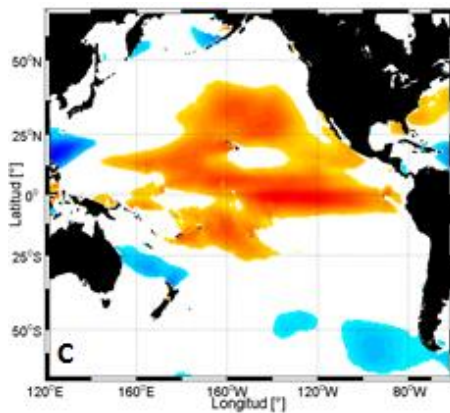
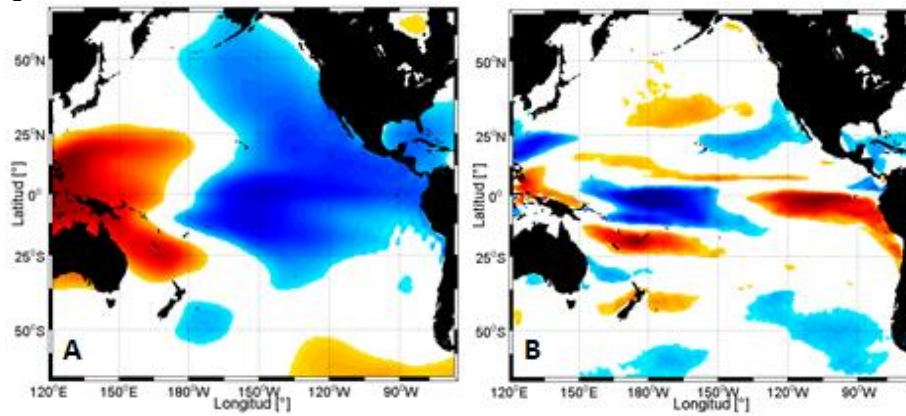


15) Correlación mensual. A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 4.

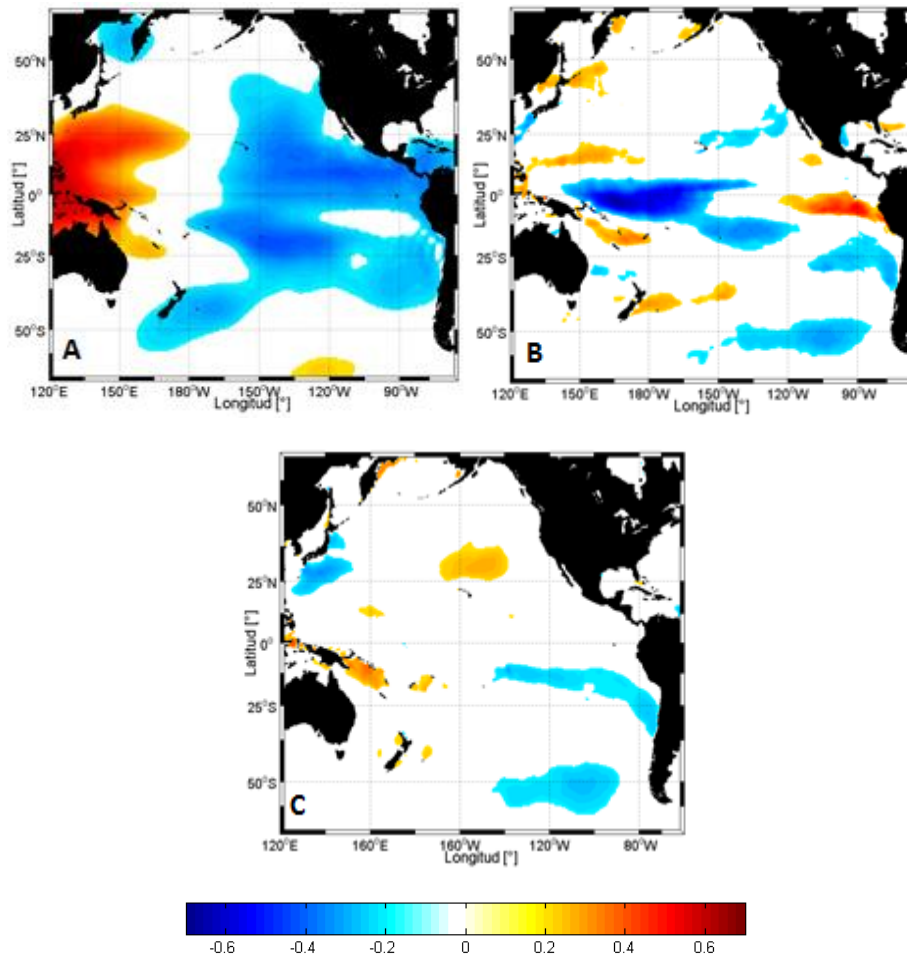




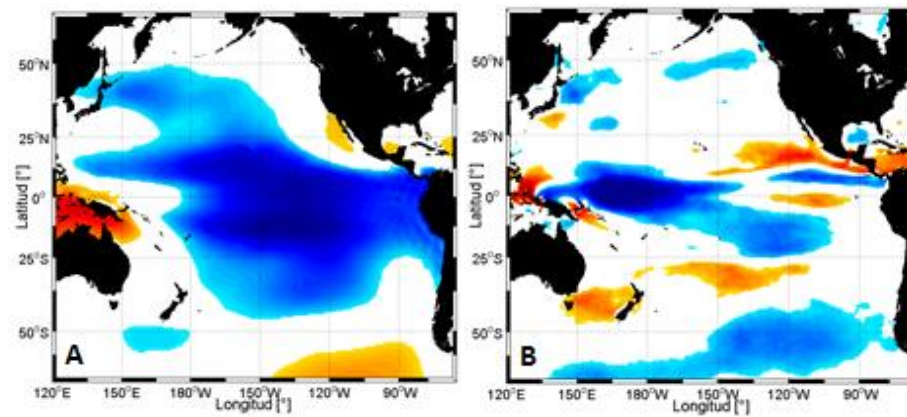
16) Correlación diciembre-enero-febrero (DEF). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 4.

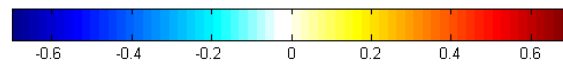
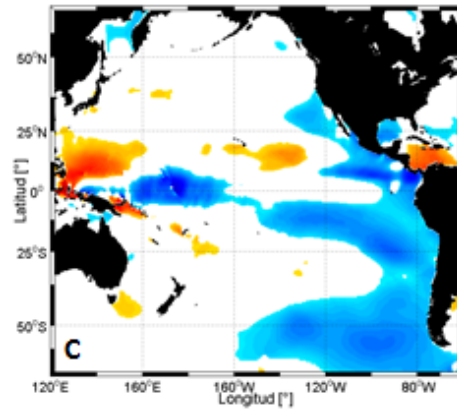


17) Correlación marzo-abril-mayo (MAM). A) anomalías de presión atmosférica, velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 4.

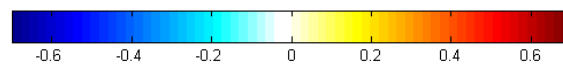
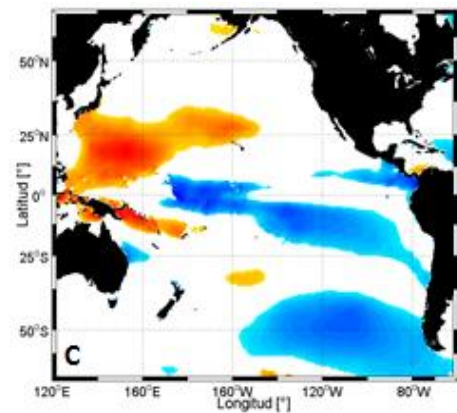
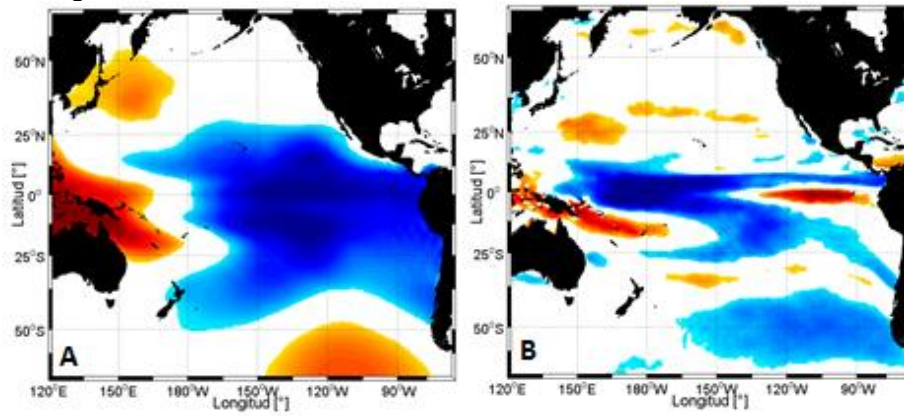


18) Correlación junio-julio-agosto (JJA). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 4.

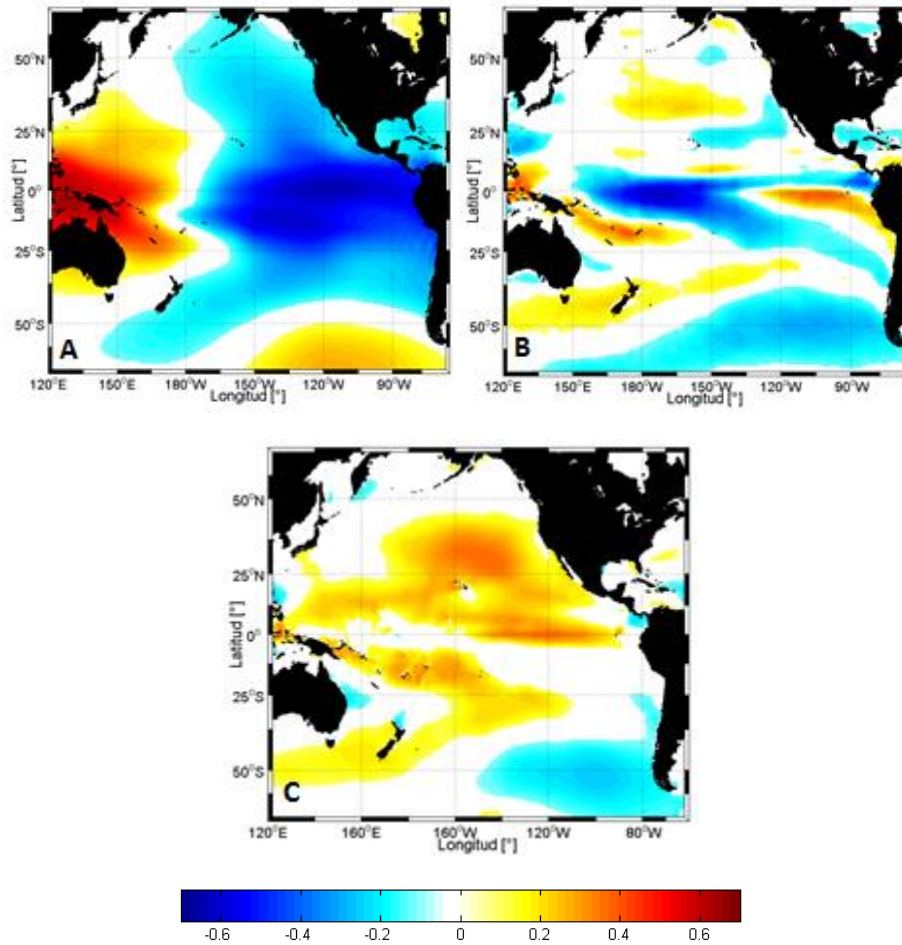




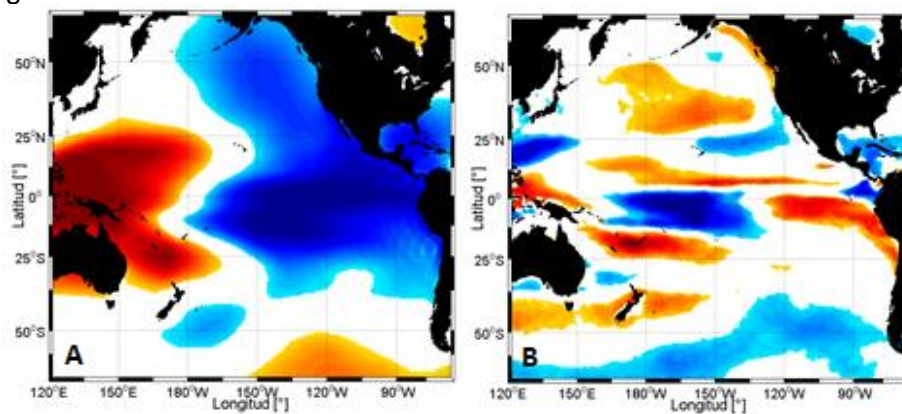
19) Correlación septiembre-octubre-noviembre (SON). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 4.

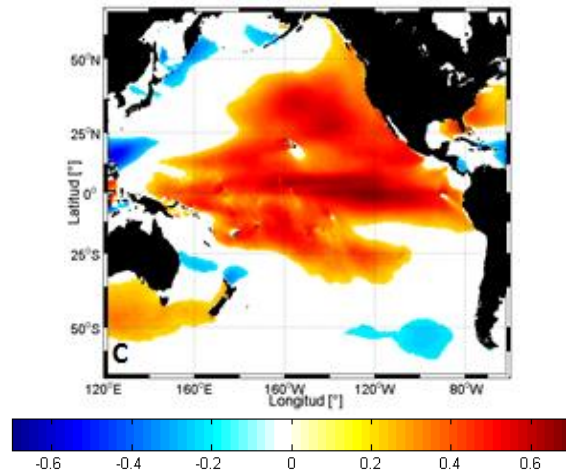


20) Correlación mensual. A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.

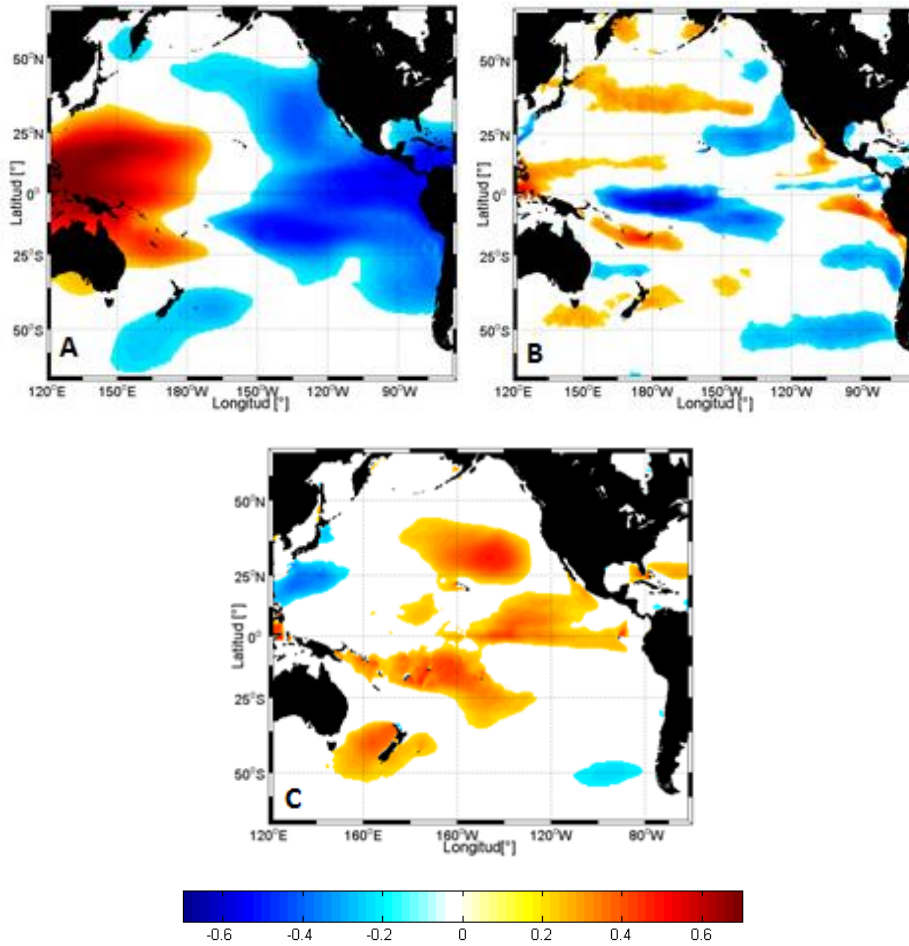


21) Correlación diciembre-enero-febrero (DEF). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.

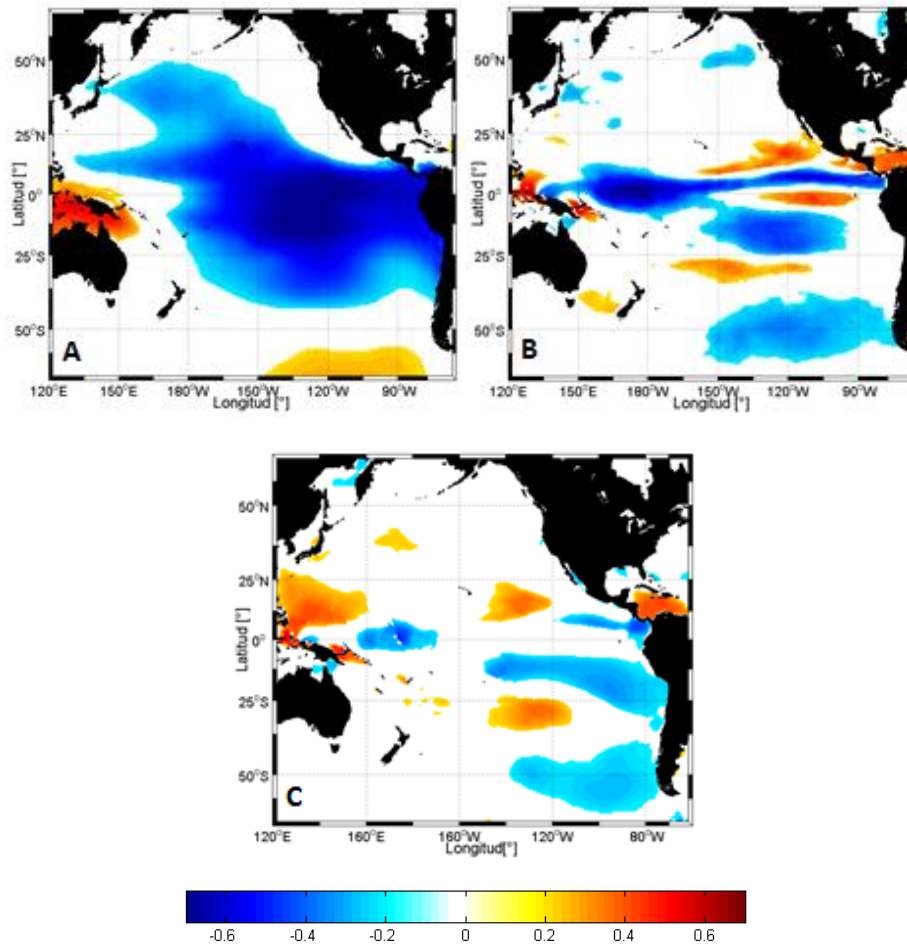




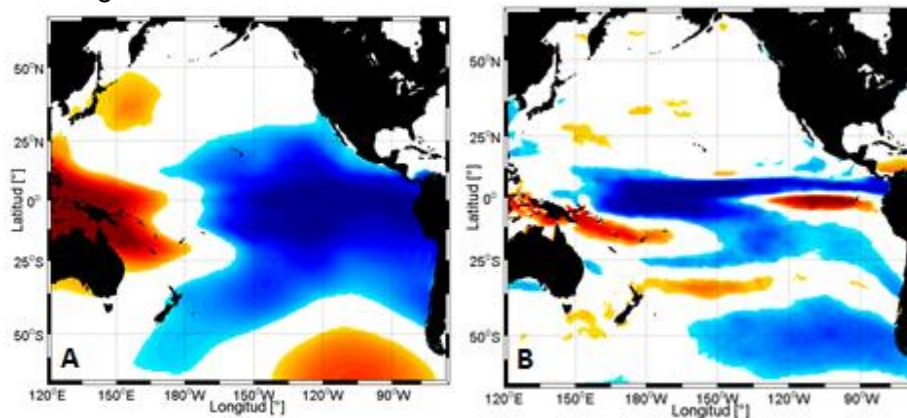
22) Correlación marzo-abril-mayo (MAM). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.

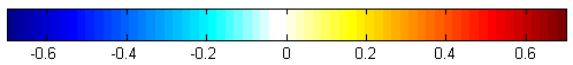
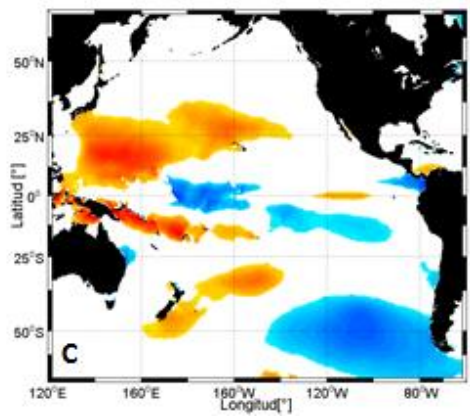


23) Correlación junio-julio-agosto (JJA). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.

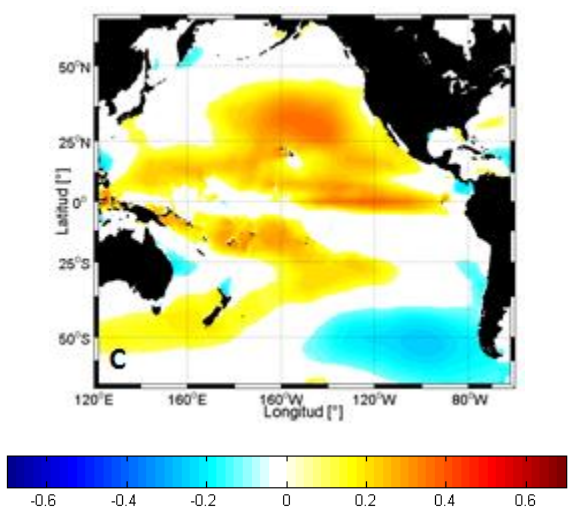
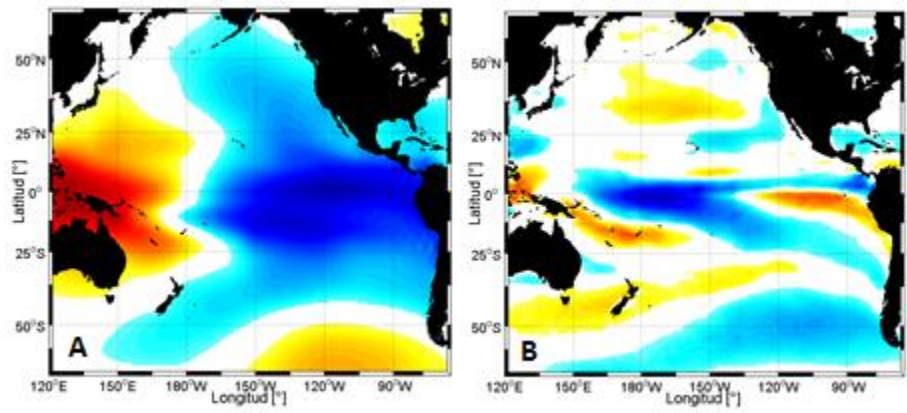


24) Correlación septiembre-octubre-noviembre (SON). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.

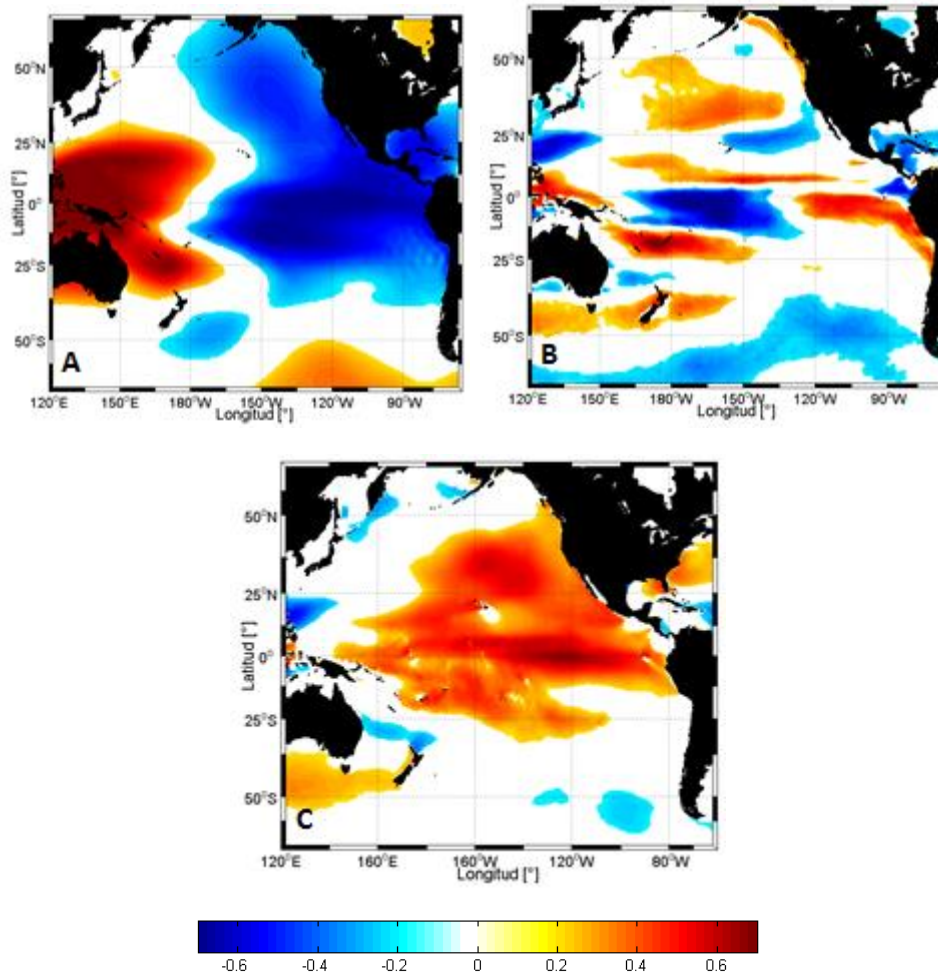




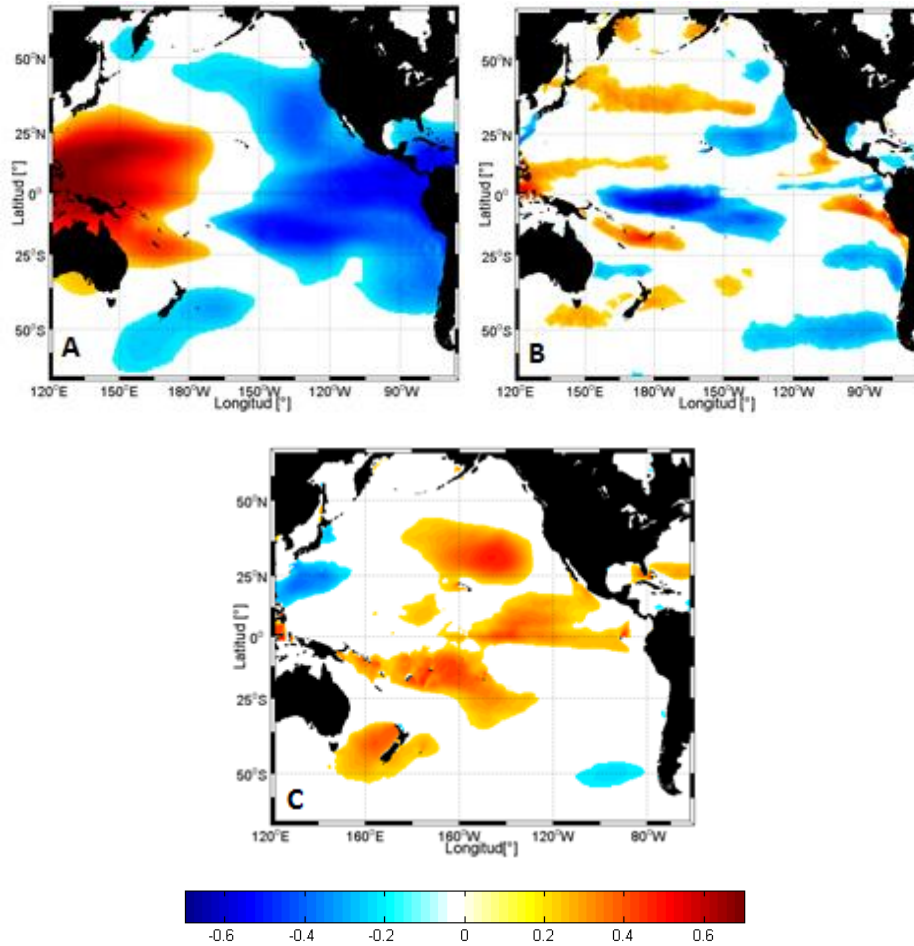
25) Correlación mensual. A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.4.



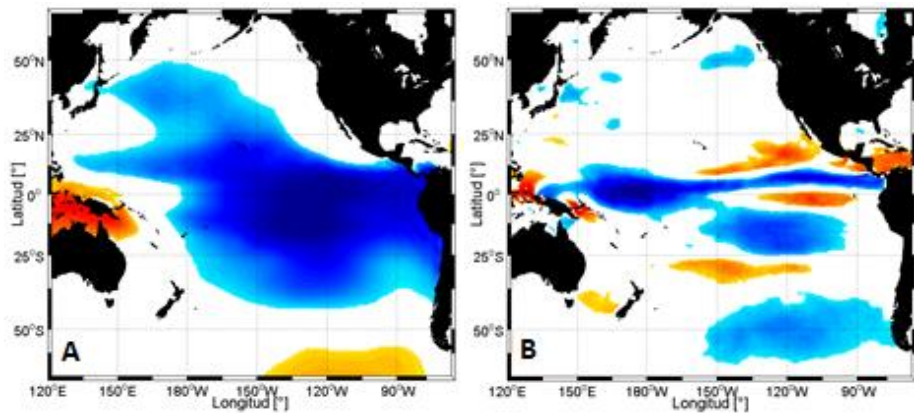
26) Correlación diciembre-enero-febrero (DEF). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.4.

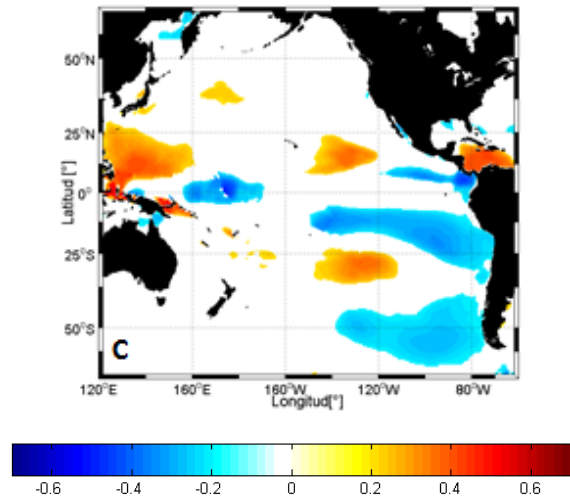


27) Correlación marzo-abril-mayo (MAM). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.4.

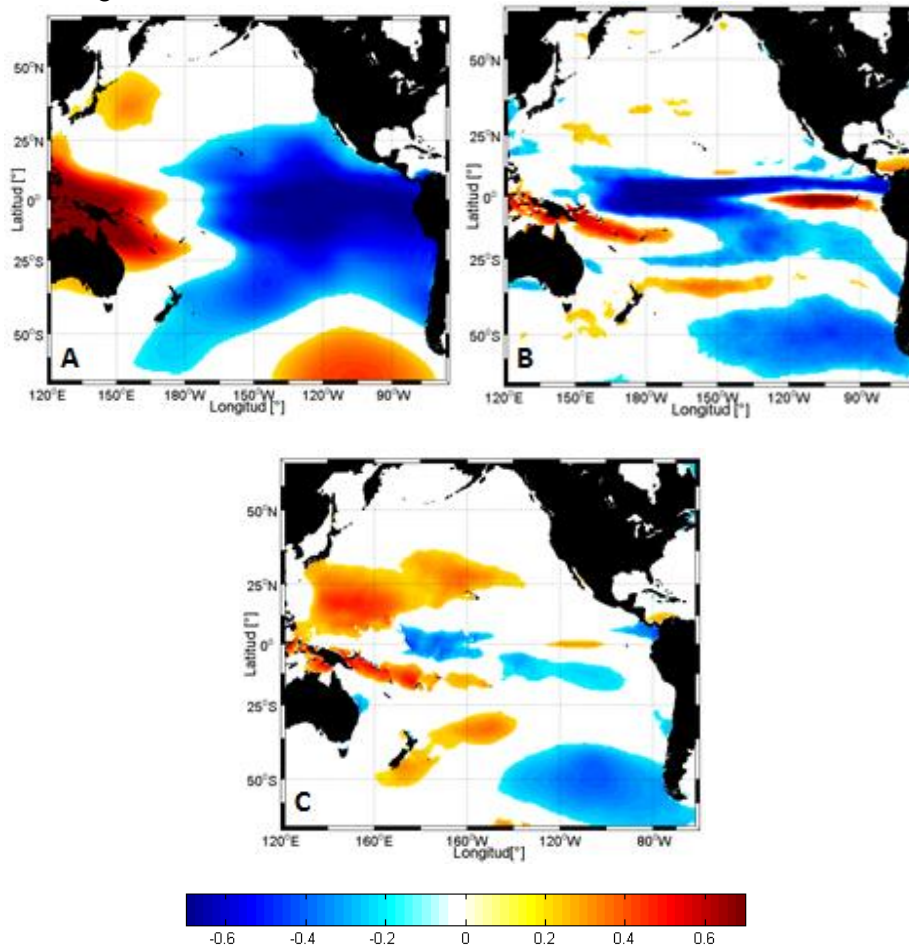


28) Correlación junio-julio-agosto (JJA). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.4.

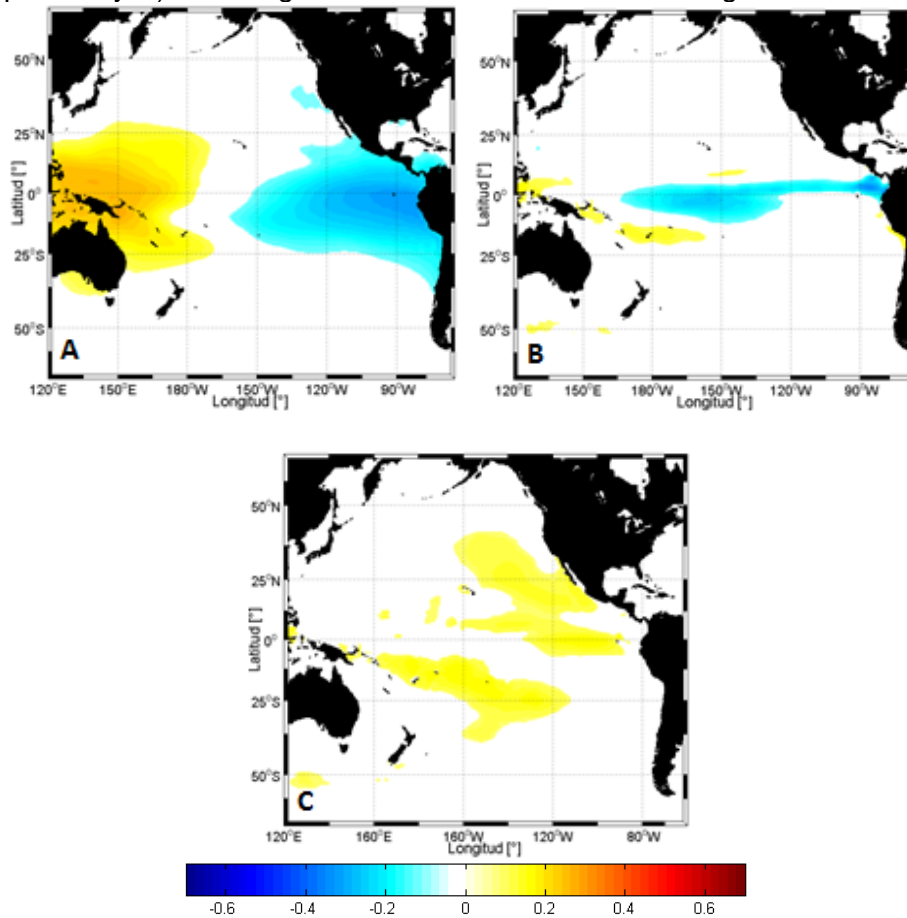




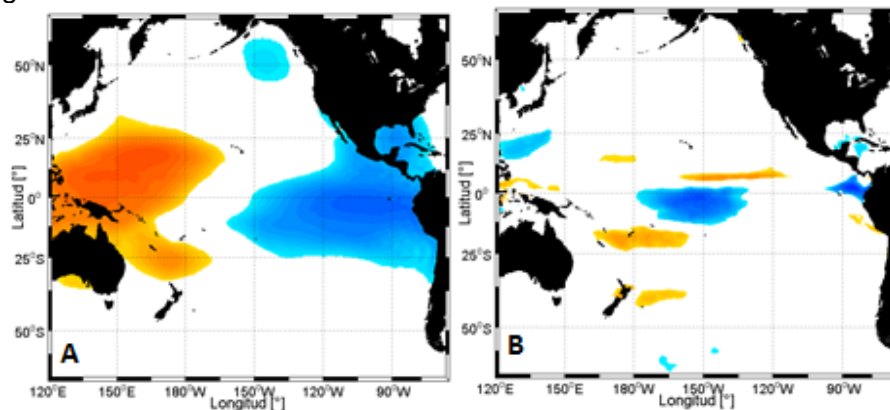
29) Correlación septiembre-octubre-noviembre (SON). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 3.4.

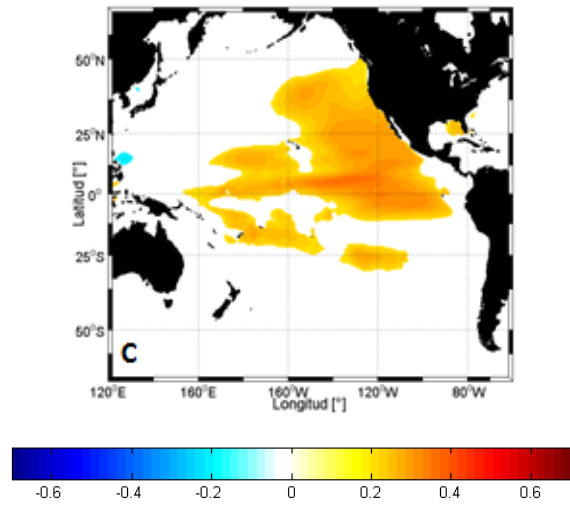


30) Correlación mensual. A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 1+2.

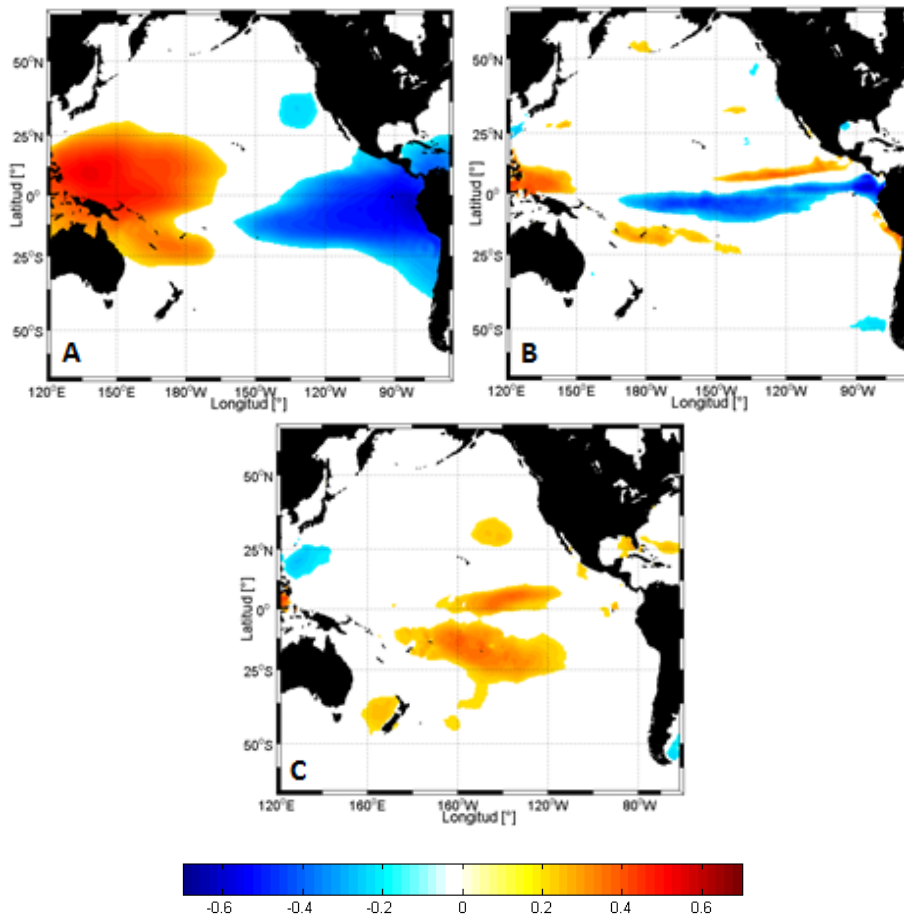


31) Correlación diciembre-enero-febrero (DEF). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 1+2.

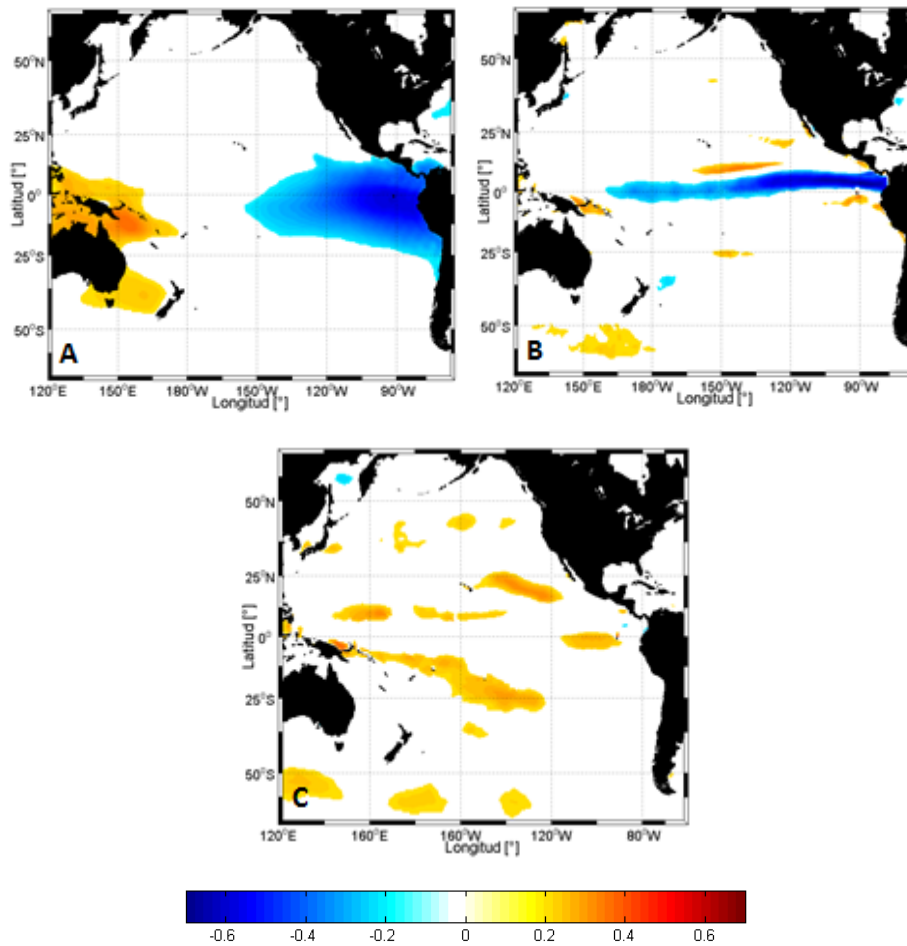




32) Correlación marzo-abril-mayo (MAM). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 1+2.



33) Correlación junio-julio-agosto (JJA). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 1+2.



34) Correlación septiembre-octubre-noviembre (SON). A) anomalías de presión atmosférica, B) velocidad de viento superficial y C) altura significativa vs anomalías Índice Región 1+2.

