



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

Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera

Caracterización de la situación sinóptica superficial durante eventos de ondas de tormentas en Puerto Madryn, Argentina

Tesista: Luciano Banegas

Director: Dra. Romina Mezher

Codirector: Dr. Walter Dragani

Año 2024

Resumen

En esta tesis se investigó las ondas de tormentas (ODTs) positivas en Puerto Madryn entre 2010 y 2023, utilizando observaciones del nivel del mar medidas por el mareógrafo radar en el muelle Comandante Luis Piedra Buena, datos de viento de la estación meteorológica Puerto Madryn (Aero) y el reanálisis atmosférico ERA5. Luego de efectuar el análisis armónico sobre la serie observaciones de nivel del mar se encontraron 60 ondas de marea (componentes) cuyas amplitudes fueron superiores a 5 mm. Los residuos del nivel del mar (niveles observados menos la marea) fueron utilizados para el estudio de las ODTs. Se detectaron 167 eventos de ODT para el período analizado. La mayor frecuencia de ocurrencia de eventos se da en otoño e invierno, cuadruplicando a la cantidad de casos que ocurren en verano. La duración media de los eventos de ODT fue de 14,7 h y el de mayor duración de 36 h. El valor medio de las alturas máximas fue de 0,89 m y la máxima de 1,46 m. Se encontró que las ODTs están asociadas a pasaje de sistemas de baja presión migratorios por el sur de Puerto Madryn. Estos eventos se ven fortalecidos por la ocurrencia de anomalías positivas del campo de presión de superficie asociadas al anticiclón post frontal. Esta configuración genera un gradiente isobárico que favorece vientos del SO que son paralelos a la costa. Esto fue claramente revelado por el análisis de componentes principales obtenido sobre los campos de presión atmosférica superficial del reanálisis ERA5, donde el primer componente explica el 68% de la varianza total. Este componente muestra que durante los eventos de ODT analizados el viento fluye predominantemente desde el SO (paralelo a la costa) tal que, de acuerdo con la teoría de Ekman, el transporte del agua en las primeras decenas de metros sería hacia el continente produciendo un apilamiento de agua en la costa, explicando así la generación de ODT positiva en el área de estudio.

Agradecimientos

Siempre recuerdo un discurso de graduación que escuché del Almirante William McRaven y me parece oportuno traerlo en este momento. Una de sus lecciones y consejos que les dio al público fue: "... para llegar a destino todos deben remar ... van a necesitar ayuda. Para ir del punto de partida hacia su destino necesitarán amigos, colegas, la buena voluntad de extraños y un buen timonel que los guíe ... Si quieren cambiar el mundo, encuentren alguien que los ayude a remar".

Quiero dedicar este espacio para agradecer a todas aquellas personas que me ayudaron a remar durante estos años de carrera e hicieron que el camino me resulte de lo más grato y entre mis mejores recuerdos.

- *En primer lugar, a mi mamá quien es la columna vertebral, el pilar y referente más importante que tengo en mi vida. Te quiero mucho y siempre estoy orgulloso de que seas mi madre, mis logros son tus logros.*
- *A mis directores de tesis Romina Mezher y Walter Dragani por darme ánimo y guía a lo largo de este camino.*
- *A mis profesores del DCAO por su esfuerzo, dedicación y compromiso para el aprendizaje y formación de todos nosotros. Sus clases motivan el aprendizaje.*
- *A Bibiana Cerne que desde 2013 le consultaba respecto a la carrera, y recién en 2020 decidí anotarme en la Licenciatura y tuvimos charlas virtuales en época de pandemia y me dio todas las recomendaciones necesarias.*
- *A mis compañeros de cursadas que me ayudaron un montón para estudiar y llevar al día las prácticas. En especial agradezco a Julieta Arce, Juan Ignacio Vera, Ezequiel Amor y Carla Viazzo.*
- *Al SMN por aporte de datos de la estación meteorológica de Puerto Madryn.*

Índice General

1.	Introducción	
1.1.	Estado del arte	6
1.2.	Ciclones de latitudes medias	9
1.3.	Ondas de tormenta	12
1.4.	Objetivos y estructura	14
2.	Mareas	
2.1.	Marea astronómica	16
2.2.	Análisis armónico de marea	18
3.	Datos y metodología	
3.1.	Área de estudio	21
3.2.	Datos mareográficos	24
3.3.	Datos atmosféricos	26
3.4.	Reanálisis ERA-5	27
3.5.	Detección de ODTs	28
3.6.	Análisis sinóptico	31
4.	Resultados	
4.1.	Análisis de ODTs	35
4.2.	Análisis estadístico de ODTs	41
4.3.	Análisis meteorológico durante eventos de ODTs	43
4.4.	Análisis de componentes principales	54
5.	Discusión y conclusiones	56
	Referencias	59
	Anexo	64

Índice de figuras

1.
 - 1.1. Climatología de ciclogénesis en Sudamérica
 - 1.2. Nivel instantáneo del agua y marea durante evento de ODT para el Puerto de Buenos Aires
2. -
3.
 - 3.1. Área de estudio sobre las costas del Golfo Nuevo, Provincia de Chubut, Argentina
 - 3.2. Carta Náutica H-218
 - 3.3. Climatología estacional de *PNMM* y viento en superficie para la región de estudio
 - 3.4. Carta Náutica H-264
 - 3.5. Mareógrafo de radar en instalación portuaria
 - 3.6. Alturas registradas por el radar de Puerto Madryn nov-2023
 - 3.7. Ubicación de la estación Madryn Aero
 - 3.8. Sitio de estudio de viento superficial (44°S 63°W)
 - 3.9. Nivel del agua nov-2023
 - 3.10. Campo climatológico estacional de presión y vientos de superficie (2010-2023)
4.
 - 4.1. Porcentaje de datos faltantes por año
 - 4.2. Niveles medios mensuales del NMM
 - 4.3. -
 - 4.3.a. Registro del mareógrafo para enero de 2023
 - 4.3.b. Registro del mareógrafo para todo 2023
 - 4.4. Serie temporal e histograma de residuos de nivel del mar
 - 4.5. Espectro de potencia de los niveles observados y de residuos
 - 4.6. Residuo del nivel del mar y anomalía del nmm
 - 4.7. Cantidad de casos de ODT registrados por año, mes y estación
 - 4.8. Cantidad de casos de ODT registrados en función de la duración y la altura máxima
 - 4.9. Histograma bidimensional de altura máxima y duración de eventos de ODT
 - 4.10.
 - 4.10.a. Evento de ODT, Caso N°1
 - 4.10.b. Evento de ODT, Caso N°2
 - 4.10.c. Evento de ODT, Caso N°3
 - 4.10.d. Evento de ODT, Caso N°4
 - 4.10.e. Evento de ODT, Caso N°5

- 4.11.
 - 4.11.a. Rosa de los vientos climatológica y durante eventos de ODT en Puerto Madryn Aero
 - 4.11.b. Rosa de los vientos durante eventos de ODT en el mar y ubicación del punto(44°S 63°W)
- 4.12. Intensidad media mensual del viento, estación Puerto Madryn Aero
- 4.13.
 - 4.13.a. Campos de PNMM y viento a 10m en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°1)
 - 4.13.b. Campos de PNMM y viento a 10m en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°2)
 - 4.13.c. Campos de PNMM y viento a 10m en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°3)
 - 4.13.d. Campos de PNMM y viento a 10m en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°4)
 - 4.13.e. Campos de PNMM y viento a 10m en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°5)
- 4.14.
 - 4.14.a. Campos de anomalías de PNMM en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°1)
 - 4.14.b. Campos de anomalías de PNMM en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°2)
 - 4.14.c. Campos de anomalías de PNMM en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°3)
 - 4.14.d. Campos de anomalías de PNMM en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°4)
 - 4.14.e. Campos de anomalías de PNMM en el inicio de ODT y máximo residuo (Caso N°5)
- 4.15.
 - 4.15.a. CP1 asociados a eventos de ODT. Campo de PNMM medio vinculado
 - 4.15.b. CP2 asociados a eventos de ODT. Campo de PNMM medio vinculado
 - 4.15.c. CP3 asociados a eventos de ODT. Campo de PNMM medio vinculado

1. *Introducción*

1.1. *Estado del arte*

El estudio de la marea astronómica se ha destacado a lo largo de la historia como crucial para las comunidades costeras, siendo la variabilidad periódica del nivel del mar un fenómeno central en la vida de estas poblaciones. Desde tiempos antiguos, las civilizaciones reconocieron estas oscilaciones y buscaron comprender sus mecanismos debido a la estrecha relación entre las actividades económicas y comerciales con el entorno marino. Este interés persiste hoy en día, ya que aproximadamente el 40% de la población mundial reside en regiones costeras, enfrentándose a diversos riesgos como tsunamis, aumento del nivel del mar, ondas de tormenta (ODT), inundaciones y erosión costera ([Andrés et al., 2016](#)).

La amenaza de inundaciones representa un riesgo significativo a nivel global, con eventos históricos causando pérdidas humanas y económicas considerables ([Needham et al., 2015](#); [Haigh et al., 2016](#)). Se estima que en los próximos cien años, unos 310 millones de personas estarían expuestas a inundaciones marinas, y este riesgo aumentará con el cambio climático y el consiguiente incremento del nivel del mar ([Jongman et al., 2012](#); [Hinkel et al., 2014](#); [Muis et al., 2016](#)). El calentamiento global está generando cambios en las dinámicas naturales y el equilibrio ecosistémico, afectando especialmente las áreas litorales, vitales para la población mundial que reside a menos de 100 km de la línea costera ([Bardají et al., 2009](#); [Bunicontro, 2018](#); [Andrés y Barragán, 2016](#)).

La importancia social, económica, política y biológica de las zonas costeras ha llevado a una transformación significativa de estos espacios naturales, con la creación de destinos turísticos. Sin embargo, esto ha aumentado la vulnerabilidad de estas áreas a los impactos del cambio climático, como el aumento del nivel del mar, la erosión costera y la creciente frecuencia e intensidad de eventos meteorológicos extremos ([Piccolo et al., 2017](#); [Igualt et al., 2019](#)). El aumento del nivel del mar, con un promedio global de 3.5 mm por año, representa una amenaza para las zonas costeras bajas, aumentando la exposición a ODT y procesos de erosión costera ([IPCC, 2021](#)). En nuestra región, tomando desde la línea del Ecuador

hasta Tierra del Fuego, la tendencia del nivel medio del mar se calculó en 2.9 mm/año

(<https://nexciencia.exactas.uba.ar/aumento-nivel-aguas-marinas-oceano-atlantico-sur-calentamiento-global-derretimiento-hielos-laura-ruiz-etcheverry-martin-saraceno>). Los cálculos de la altura del agua deben considerar la ODT, la variación del nivel medio del mar debido a la fusión de masas de hielo, la expansión del volumen del agua de los océanos y la contribución de la marea astronómica, con el fin de tomar medidas preventivas en caso de crecidas extraordinarias (*D'Onofrio, 2016; Pugh et al., 2014*).

Los eventos derivados de las ODTs han dado lugar a consecuencias trágicas, provocando pérdidas humanas y materiales de considerables proporciones, así como una devastación significativa en distintas regiones geográficas. Estos episodios han quedado registrados como eventos de relevancia histórica y han enfatizado la necesidad imperativa de una preparación adecuada y una respuesta efectiva ante los desastres naturales. Desde una perspectiva más amplia, se estima que las marejadas ciclónicas pueden haber causado la muerte de hasta 2,6 millones de personas en todo el mundo durante los últimos 200 años. Esta cantidad es acorde a la estimación de 10.000 a 15.000 muertes anuales por marejadas ciclónicas proporcionada por *Nicholls (2006)*. Además, se estima que las casi 250 millones de personas que viven por debajo del nivel máximo de las marejadas ciclónicas son vulnerables a inundaciones cada año. Entre los fenómenos de interacción océano-atmósfera que amenazan las zonas costeras, las ODT generadas por ciclones son especialmente mortales y costosas. Eventos como el ciclón Bhola en 1970 y el huracán Katrina en 2005 dejaron un rastro de devastación sin precedentes (*Frank y Husain, 1971; National Climate Data Center, 2014*). Un caso notable es el huracán Catarina, que se formó en marzo de 2004 en el océano Atlántico sudoccidental, siendo el primer huracán confirmado en esta cuenca. Catarina comenzó como un sistema extratropical y, tras una compleja transición tropical, alcanzó la costa de la provincia de Santa Catarina, Brasil, como un huracán de categoría 1, causando daños significativos por sus fuertes vientos y lluvias (*McTaggart-Cowan et al., 2006*). Estos eventos subrayan la importancia de comprender y gestionar los riesgos asociados con las ODT, especialmente en las ciudades costeras densamente pobladas.

Existen numerosos estudios en el Río de la Plata (RdP) que investigan las ondas de tormenta (ODT), ya que las condiciones atmosféricas, oceanográficas y sociales en esta región generan un interés particular en dicho fenómeno ([de Azkue et al., 2022, 2023](#); [Campetella et al., 2007](#); [D'Onofrio et al., 2005, 2008](#); [Simionato et al., 2004](#); [O'Connor, 1991](#); [Escobar et al., 2004](#); [Barros et al., 2013](#); [Alonso et al., 2024](#); [Pousa et al., 2013](#)). El estuario del RdP es reconocido como una de las regiones más ciclogénicas del hemisferio sur ([Gan y Rao, 1991](#)), influenciado por ondas troposféricas que se desplazan a lo largo del Pacífico Sur y Sudamérica, generando ODT y causando marejadas e inundaciones en la parte superior del estuario ([D'Onofrio et al., 1999](#); [Santoro et al., 2013](#); [Dinápoli et al., 2017](#)). Estos fenómenos pueden producirse bajo condiciones meteorológicas que generan vientos fuertes y/o persistentes desde el este y sudeste. Simionato et al. (2004) describió la respuesta del nivel del agua en el RdP ante vientos locales, encontrando que el sistema responde con dos modos ortogonales. En eventos extremos entre 1951 y 2000, [Escobar et al. \(2004\)](#) concluyeron que más del 60% estaban asociados a circulación anticiclónica sobre el sur de Sudamérica. Por su parte, [D'Onofrio et al. \(2005\)](#) analizaron las ondas de tormenta negativas en el puerto de Buenos Aires entre 1953 y 2003, señalando una frecuencia de 4.6 eventos anuales, concentrados en otoño e invierno, y asociados ocasionalmente a sistemas de baja presión en la costa bonaerense. [Campetella et al., \(2007\)](#) exploró ODT negativas menores a -120 cm en Buenos Aires, destacando su variabilidad temporal y los patrones de circulación atmosférica asociados. Estudios posteriores sugieren que, aunque la frecuencia de ODT extremas aumentó durante las últimas décadas del siglo XX, su intensidad disminuyó ([D'Onofrio et al., 2008](#)). En cuanto a las marejadas ciclónicas, [Pousa et al., \(2013\)](#) analizó el impacto en la costa bonaerense, indicando que las marejadas positivas causan inundaciones y erosión, mientras que las negativas afectan la navegación y el abastecimiento de agua potable. [Alonso et al., \(2024\)](#) documentó las ODT en el estuario del RdP, destacando su frecuencia en verano y su relación con patrones de ondas de Rossby en el Atlántico Sudoccidental. En el contexto del cambio climático, [De Azkue \(2023\)](#) examinó el aumento en la frecuencia y duración de las sudestadas resaltando la necesidad de estrategias de

mitigación y adaptación ante la creciente severidad de estos eventos en el estuario del RdP.

A pesar de la extensa investigación en el RdP, existe una notable carencia de estudios sobre ODT centrados en la Patagonia. Esta región, con su vasta extensión y condiciones geográficas únicas, representa un escenario relevante para su análisis. En la provincia de Chubut, algunos eventos meteorológicos han sido documentados ([Bilmes et al., 2016](#); [Pessacg et al., 2016](#); [Lavia, 2023](#)), pero hasta el momento el impacto de las ODT en las actividades turísticas y el desarrollo urbano sigue siendo poco explorado, subrayando la necesidad de ampliar la investigación hacia estas áreas menos estudiadas. En Puerto Madryn, las marejadas y mareas extraordinarias han causado daños significativos en el frente costero y en las instalaciones turísticas a lo largo de los últimos años. Estos fenómenos se presentan especialmente durante episodios de vientos fuertes y mareas inusualmente altas, que provocan la erosión de playas, el ingreso de agua a instalaciones balnearias, anegaron locales y daños en estructuras costeras ([Lavia, 2023](#)). Adicionalmente, estos eventos obligan a la flota pesquera a refugiarse, paralizando actividades recreativas como el avistaje de ballenas, el buceo y paseos náuticos ([Lavia, 2023](#)). Estos fenómenos representan un desafío continuo para la protección, la seguridad náutica y el desarrollo de la infraestructura costera en la región.

1.2 *Ciclones de latitudes medias*

En las primeras décadas del siglo XX, los científicos identificaron la correlación entre la precipitación, la caída barométrica y las áreas de baja presión. Sin embargo, no fue hasta los trabajos pioneros de los científicos en Bergen, Noruega, que sentaron las bases de la meteorología moderna sobre el desarrollo de los ciclones. Las figuras destacadas en este grupo incluyeron a Vilhelm Bjerknes, Jakob Bjerknes, Halvor Solberg y Tor Bergeron, quienes formularon el modelo noruego de ciclogénesis poco después de la Primera Guerra Mundial. Según el modelo noruego el ciclo de vida de un ciclón de latitudes medias se inicia a lo largo del frente polar, que separa el aire frío polar del cálido aire subtropical. Este límite sienta las bases para la formación de un ciclón, caracterizado por un movimiento ondulatorio a lo

largo del frente. Todo el ciclo de vida de un ciclón puede durar desde unos días hasta más de una semana. Los ciclones extratropicales son de especial interés por su frecuencia a lo largo de la costa este de Canadá, los Grandes Lagos, Argentina y varias regiones de Europa, incluyendo los mares del Norte, de Irlanda, Báltico, Mediterráneo, Adriático, Egeo, y Negro. En nuestra región, se destacan como áreas de interés las zonas con mayor actividad ciclogénica, particularmente la región costera de Argentina, Uruguay y el sur de Brasil, y el sector del mar de Weddell, al este de la península antártica.

La energía para el desarrollo de un ciclón proviene de varias fuentes, incluida la transformación de la energía potencial en energía cinética, dada cuando el aire cálido asciende y el aire frío desciende. La condensación, que contribuye a la energía del sistema como calor latente, y la convergencia del aire en la superficie puede provocar velocidades verticales que aporten un aumento de la energía cinética. En contraste con los ciclones tropicales, que obtienen su energía de las superficies cálidas del mar, los ciclones extratropicales, siguiendo la teoría frontal de Vilhelm Bjerknes, obtienen energía de los gradientes horizontales de temperatura ([Ahrens, 2015](#)).

Los ciclones extratropicales en Sudamérica también juegan un rol fundamental en el clima de la región. [Gan y Rao \(1991\)](#) realizó uno de los primeros estudios sobre ciclogénesis en Sudamérica, donde identificaron y rastrearon sistemas ciclónicos mediante la inspección visual de cartas de presión superficial disponibles cuatro veces al día entre 1979 y 1988. Su metodología requería identificar al menos una isobara cerrada alrededor de un centro de baja presión en intervalos de 2 hPa, concluyendo que los ciclones extratropicales en el sector sudamericano eran más frecuentes en invierno. Trabajos previos como [Satyamurty et al. \(1990\)](#) efectuaron un análisis similar basado en imágenes satelitales, para el período 1980–1986 y una región más amplia que incluía Sudamérica y el Atlántico Sur, coincidiendo en que las áreas más activas de ciclogénesis incluyen el Golfo de San Matías y Uruguay. Se presenta en la [Figura 1.1](#) la cantidad de eventos anuales promedio de ciclogénesis en el período 1979-2003 en cuadrículas de 3° x 3° ([Mendes et al., 2009](#)).

Una de las principales áreas de ciclogénesis en Sudamérica se ubica en la región costera de Argentina, Uruguay y el sur de Brasil, con un promedio de 18 eventos

por invierno. Otra área importante, y más extensa, se localiza cerca de la Península Antártica, sobre el Mar de Weddell. Durante el resto del año, las zonas más activas de ciclogénesis no muestran grandes cambios en su posición geográfica, aunque en verano los eventos tienden a concentrarse más cerca de la costa argentina y hacia el sur. Tanto en primavera como en otoño, la actividad ciclogenética es menor, con un promedio de menos de 15 eventos en las áreas más activas ([Mendes et al., 2009](#)). Por otro lado, el verano se destaca por su alta actividad de ciclogénesis. Si bien los valores promedio por celda de grilla son similares a los del invierno, los eventos en verano se concentran en áreas relativamente más pequeñas.

Los mecanismos principales que suelen explicar el desarrollo de ciclones en esta región son la inestabilidad baroclínica de los vientos del oeste y el efecto de la orografía en la ladera oriental de la Cordillera de los Andes ([Gan y Rao, \(1991\); Sinclair, \(1995\)](#)). [Mendes et al. \(2007\)](#) señala que la formación de ciclones en sudamérica presenta algunas características:

- La mayoría de los eventos se origina en una región bastante localizada
- El proceso de ciclogénesis es precedido por un flujo anómalo sobre el continente, asociado al transporte de aire cálido y húmedo hacia la región
- La ciclogénesis ocurre en todas las estaciones, con anomalías medias similares, aunque con estadísticas algo diferentes.

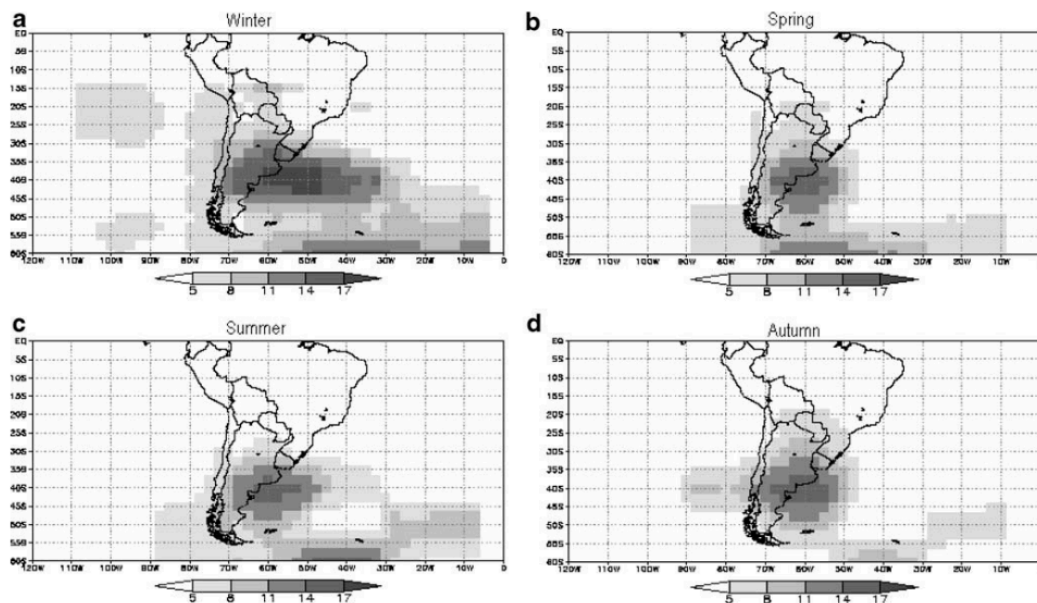


Figura 1.1: Cantidad de eventos de ciclogénesis separados por estación, detectados en grilla de $3^\circ \times 3^\circ$, en el período 1979-2003. Fuente: ([Mendes et., 2009](#))

1.3 Ondas de tormenta

Los términos "marejada ciclónica", "onda de tormenta positiva", "*storm surge*" o simplemente "ODT" se utilizan indistintamente para referirse al aumento del nivel del mar causado principalmente por un ciclón o tormenta en cercanías de la costa, y es medido como la altura del agua sobre la marea astronómica predicha. La amplitud del evento en un lugar depende de la orientación de la línea costera con respecto a la trayectoria del ciclón, la intensidad, tamaño y velocidad del mismo, y la batimetría local. Como se explicó anteriormente, los eventos extremos de ODT representan una amenaza para comunidades vulnerables y la infraestructura a nivel mundial. La evidencia científica sugiere que el cambio climático tiene el potencial de intensificar estas inundaciones debido al aumento de la frecuencia e intensidad de ciclones, tanto tropicales como extratropicales, y al aumento del nivel del mar ([Dasgupta et al., 2009](#); [Mousavi et al., 2011](#)).

Se define "*skew surge*" como la diferencia de altura entre el pico del nivel del agua instantáneo y el de la marea más cercano ([Merrifield et al., 2013](#)). En lugares dominados por las mareas, como Nueva Zelanda, "skew surge" es una métrica relevante para evaluar la exposición a tormentas extremas y las consiguientes inundaciones. Este fenómeno es especialmente crítico en marea alta ([Merrifield et al., 2013](#)).

El nivel instantáneo del agua (línea azul en [Figura 1.2](#)) es el resultado de la combinación de la ODT y la marea. Las características de la ODT se determinan mediante criterios específicos como, su duración y la altura del residuo por encima de ciertos umbrales predefinidos. En el caso de la estación mareográfica situada en el Muelle de Pescadores de Palermo, sobre el RdP (CABA) las ODTs positivas se definen como aquellos niveles en los que el residuo se mantiene por encima de los 0,30 m durante al menos 6 h, y en algún momento de ese intervalo alcanza 1,60 m ([D'Onofrio et al., 2008](#)).

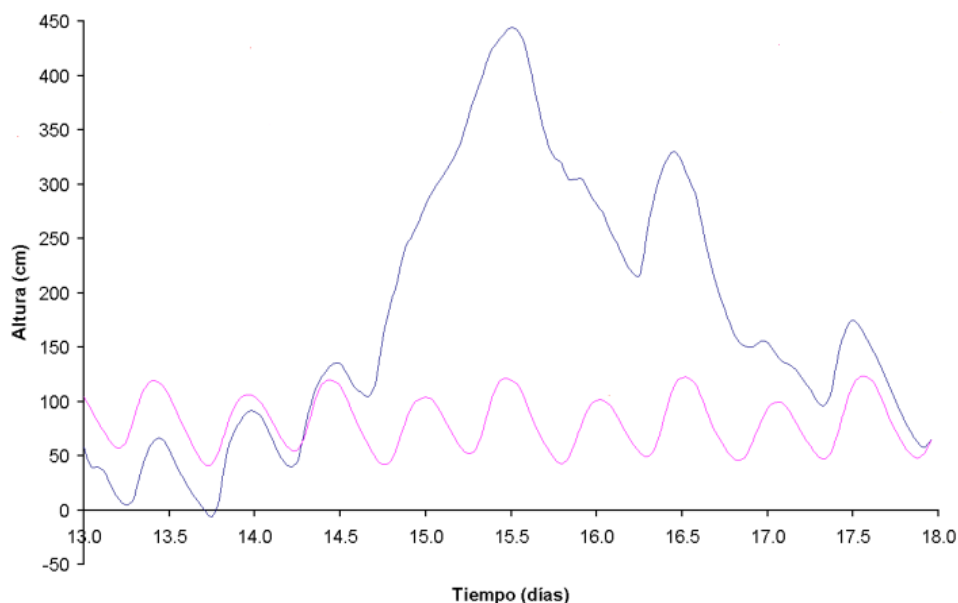


Figura 1.2: Nivel instantáneo del agua (azul) y marea (rojo) durante evento de ODT para el Puerto de Buenos Aires, abril 1940. Fuente : D' Onofrio (2016)

El intercambio de cantidad de movimiento entre el agua y la atmósfera se produce a través del gradiente horizontal de la presión y la tensión del viento en superficie. La presión, además, causa oscilaciones mediante el efecto de barómetro invertido, independiente de la profundidad del agua. Este fenómeno ocurre cuando una baja presión atmosférica genera un aumento en el nivel del mar, ya que la columna de agua responde compensando la disminución en la presión sobre la superficie del océano, elevándose aproximadamente 1 cm por cada milibar de descenso en la presión. En cambio, la influencia del viento es inversamente proporcional a la profundidad, predominando en aguas poco profundas mientras que en aguas más profundas dominan las variaciones de presión. En el contexto de las ODTs extratropicales el aumento del nivel del mar se debe a varios factores ([Pore, 1973](#)):

1. La acción de la tensión del viento sobre la superficie del agua en sus dos componentes. Una componente perpendicular hacia la costa que aumenta la pendiente de la superficie del agua proporcionalmente a la tensión del viento e inversamente a la profundidad. Una componente paralela a la costa que genera corrientes también paralelas, pero que debido a la rotación terrestre induce transporte de Ekman hacia la izquierda en el hemisferio sur. Esto acumula agua sobre la costa cuando el viento deja la costa a la izquierda.

2. La reducción de la presión atmosférica, que aumenta el nivel del agua en áreas de baja presión por el efecto de barómetro invertido.
3. La configuración de la costa y la batimetría, que pueden modificar la ODT a través de fenómenos de convergencia o divergencia en bahías.

El transporte de Ekman es un fenómeno dinámico muy importante en la capa superficial del océano. Este fenómeno ocurre debido a la fuerza de Coriolis, que desvía el flujo superficial hacia la izquierda en el hemisferio Sur. La respuesta de Ekman genera una espiral de velocidades decrecientes con la profundidad, conocida como "espiral de Ekman", que se desarrolla en las primeras decenas de metros del océano. Su transporte asociado es fundamental para transferir cantidad de movimiento del viento al océano, facilitando la circulación oceánica a gran escala y en escalas temporales largas. Así, el transporte de Ekman juega un papel central en la redistribución de aguas superficiales hacia la costa, influenciando significativamente los procesos oceanográficos y climáticos regionales ([Talley, 2011](#)). Este transporte contribuye a la generación de ODT y es considerado en los análisis.

Las ODTs suelen tener una duración que va desde algunas horas hasta 2 o 3 días. Aunque muchas pasan desapercibidas, cuando coinciden con la máxima altura de la marea de sicigia, la erosión resultante puede ser extrema. La magnitud de la ODT depende de la batimetría y la geomorfología costera ([Etala, 2000](#); [D'Onofrio et al., 2005](#)), y varios factores específicos del sistema de baja presión, como la presión central, intensidad del viento, velocidad de avance y extensión del sistema ([National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Hurricane Center, 2014](#)).

1.4 Objetivos y estructura

El objetivo de esta tesis es identificar las ODTs positivas (aquellas en las que los factores atmosféricos producen una sobreelevación de las aguas), obtenidas a partir de los registros del mareógrafo de Puerto Madryn para el período 2010-2023, y encontrar patrones sinópticos que expliquen el origen de estos eventos. Para cumplir con el objetivo se trabajará con las series de niveles del mar registradas por

el Servicio de Hidrografía Naval en el mareógrafo emplazado en el muelle Comandante Luis Piedrabuena, datos de vientos obtenidos en la estación meteorológica de Puerto Madryn y campos de presión atmosférica a nivel medio del mar y viento a 10 m del reanálisis ERA-5.

En este estudio se propone mejorar la comprensión de la generación de las ODTs en la zona de Puerto Madryn para contribuir a la gestión de riesgos de inundación y desastres naturales que podrían afectar las actividades turísticas en la playa, y las actividades económicas vinculadas con la pesca y el transporte marítimo regional. Comprender mejor la frecuencia, intensidad y comportamiento de las ODTs en la Patagonia permitiría desarrollar medidas de prevención y adaptación más efectivas, así como mejorar la capacidad de pronóstico y alerta temprana, lo que en última instancia contribuiría a reducir los riesgos asociados con estos eventos.

Esta tesis está compuesta por 5 capítulos. En el capítulo 2 se realiza una descripción general sobre marea y el análisis armónico de marea. En el capítulo 3 se describe el área de estudio, los datos utilizados y se explican las metodologías empleadas para el reconocimiento de ODTs y los patrones sinópticos asociados. En el capítulo 4 se presentan los resultados sobre eventos de ODT en Puerto Madryn y los campos sinópticos superficiales durante estos eventos. Por último, en el capítulo 5 se presentan la discusión y conclusiones de esta Tesis.

2. Mareas

Se detalla en este Capítulo los principios de generación de la marea astronómica, y la teoría de análisis armónico para encontrar las componentes de la marea.

2.1 Marea astronómica

La marea es el resultado de la interacción de fuerzas ejercidas por los astros sobre la Tierra, en particular la Luna y el Sol debido a su proximidad y tamaño respectivamente. En un sistema de referencia no inercial, con el observador ubicado en la Tierra, la fuerza generadora de marea proviene de la suma vectorial de dos fuerzas fundamentales. Por el momento se considerará a la Luna, pero lo mismo se podría plantear para el Sol. Por un lado, existe la fuerza de atracción gravitatoria entre la Tierra y la Luna y, por el otro, la fuerza centrífuga resultante de la rotación de ambos astros alrededor de su centro de masa. La resultante entre estas dos fuerzas obtenida en cada punto de la superficie terrestre se denomina fuerza generadora de marea ([Apel, 1987](#)).

La Teoría Estática, propuesta por Newton y Bernoulli, ofrece una explicación del fenómeno de marea y permite determinar los períodos de las ondas componentes, facilitando el análisis armónico y la predicción. Las amplitudes y fases obtenidas mediante observaciones son esenciales para implementar el análisis armónico ([D'Onofrio, 2016](#)). Aunque esta teoría implica simplificaciones alejadas de la realidad, su ventaja radica en transformar el problema dinámico de la marea en uno estático, donde la fuerza de marea está en equilibrio con la gravedad, considerando la superficie del océano como equipotencial. Según esta teoría, la fuerza de marea se desarrolla a partir de parámetros astronómicos de la Luna y el Sol, que varían uniformemente con el tiempo y permiten determinar amplitudes y fases de las ondas de marea para realizar predicciones basadas en mediciones ([Pugh et al., 2014](#)). En cambio, la Teoría Dinámica desarrollada por Laplace corrige las simplificaciones de la Teoría de Equilibrio y emplea ecuaciones hidrodinámicas para obtener resultados más precisos. Esta teoría sienta las bases para los modelos

numéricos actuales que simulan la marea mediante el uso de ordenadores en cualquier lugar del océano.

Las fuerzas en juego en el equilibrio son f_a y f_c , que representan la atracción gravitatoria y la fuerza centrífuga entre un diferencial de masa de la Tierra y la Luna (o el Sol) (Ec I). A partir de esta ecuación, se desarrolla matemáticamente la resultante de estas fuerzas sobre ejes normales y tangenciales en cada punto de la superficie terrestre obteniendo las componentes verticales y horizontales ([D'Onofrio, 2016](#)), como se muestra en la Ec II.

$$f_a = \frac{G*m_A}{r^2} \quad f_c = \frac{G*m_A}{d^2} \quad (I)$$

$$f_v = \frac{G*m_A*a}{d^3} * [3\cos^2\theta - 1] \quad f_h = \frac{G*m_A*a}{d^3} * \left[\frac{3}{2}\sin(2\theta)\right] \quad (II)$$

Considerando que a representa el radio de la Tierra, m_A la masa de la Luna (o del Sol), d la distancia entre los centros de masa Tierra-Luna (o Tierra-Sol) y r la distancia entre un punto ubicado sobre la superficie terrestre y el centro de masa de la Luna (o el Sol). Por último, θ representa el ángulo comprendido entre el centro de masa de la Luna o el Sol con un punto sobre la superficie terrestre.

La aceleración causada por la componente vertical de la fuerza de marea es despreciable ante la aceleración producida por la gravedad. En cambio, la componente horizontal es capaz de arrastrar las aguas hacia el punto sublunar y su antípoda. Como resultado, el agua que se acumula se desplaza desde distintas regiones de la Tierra hacia el punto sublunar y la antípoda, y conforma lo que se denomina abultamiento de marea, justo por debajo de estos puntos. En una franja a 90° de estos puntos, se produce una zona de depresión de aguas llamada bajamar.

La Teoría de Equilibrio sugiere que si las aguas siguieran la componente horizontal se formaría una envolvente de la fuerza de marea. El eje mayor, caracterizado por los abultamientos de agua, estaría en la dirección Tierra-Luna, mientras que el eje menor, con depresiones de agua, sería perpendicular. La rotación de la Tierra

generaría alternancias locales, provocando pleamares y bajamares para un mismo punto cada 6 h, es decir 2 pleamares y 2 bajamares diarias. Aunque esta teoría no refleja exactamente el comportamiento real de las mareas, es muy útil para obtener velocidades angulares de las componentes.

El Sol y la Luna son los astros principales que contribuyen a la generación de mareas. A pesar de la masa superior del Sol, su influencia es menor debido a su mayor distancia media. La marea producida por el Sol representa el 46% del efecto lunar, mientras que los planetas tienen una influencia mínima, apenas una milésima parte, lo que hace que sus variaciones de altura del agua sean indetectables con instrumentos tradicionales ([Varela et al., 2008](#)).

Las posiciones relativas de la Luna con respecto a la Tierra, conocidas como fases de la Luna, son fundamentales para la generación de mareas. En la alineación Tierra-Luna-Sol (Luna llena o nueva), las acciones de ambos astros se refuerzan, dando lugar a mareas vivas o de sicigias con pleamares más altas y bajamares más bajas. Las mareas de cuadraturas o mareas muertas, en los cuartos menguantes y crecientes, ocurren cuando las fuerzas solares y lunares se contrarrestan, resultando en pleamares y bajamares con amplitudes menores en comparación con estados intermedios. En la órbita lunar, a lo largo de un mes anomalístico, el perigeo y el apogeo afectan las amplitudes de marea, al igual que el perihelio y el afelio para el Sol. La coincidencia de perigeo o perihelio con una fase lunar produce pleamares de mayor amplitud, mientras que la coincidencia de apogeo o afelio con cuarto menguante o creciente da lugar a bajamares de menor amplitud. Dado que la marea es una combinación de ondas, los análisis armónicos pueden utilizarse para individualizar las amplitudes y fases de cada una a partir de la Teoría de Equilibrio, que proporciona períodos y frecuencias.

2.2 *Análisis armónico de marea*

El propósito del análisis armónico de marea consiste en identificar las amplitudes y fases de las ondas que conforman una serie temporal de la altura del agua. Esta aproximación considera la marea como la suma de un número limitado de armónicos u ondas ([Pugh et al., 2014](#)). Un método empleado para llevar a cabo el

análisis armónico de la marea fue desarrollado por [Oreiro et al. \(2014\)](#). En este enfoque, se utiliza el método de cuadrados mínimos sobre la Ec. III. Es importante destacar que el análisis propuesto por [Oreiro et al. \(2014\)](#) difiere de los convencionales ya que emplea la velocidad angular en la ecuación para calcular la altura del agua. Este método facilita el trabajo con series que presentan intervalos de tiempo variables y datos faltantes. La altura de marea en el tiempo t está dada por:

$$h(t) = Z_0 + t\Delta z + \sum_{j=1}^n H_j f_j \cos((V + u)_j - g_j) \quad (\text{III})$$

donde Z_0 representa el nivel medio y Δz es la tendencia lineal de la serie. H_j es la amplitud, f_j el factor nodal (ajusta el cálculo al instante deseado), $(V + u)_j$ el argumento de equilibrio (determina la velocidad y período), g_j la época y j la componente de marea; f_j y $(V + u)_j$ para cada j se obtienen considerando las escalas de tiempo definidas por [Cartwright \(1985\)](#). Es decir, para evitar la inclusión de la velocidad angular en el cálculo se calcula f_j y $(V + u)_j$ para cada instante que se pretende predecir. Esta elección se fundamenta en que la velocidad angular se deriva del término V del argumento de equilibrio y representa la fase de la marea de equilibrio ([Hu et al., 2010](#)). El término u , que corresponde al ángulo nodal, no se incorpora en la velocidad angular debido a su escasa variación en períodos cortos. Esta consideración adquiere especial relevancia al trabajar con series temporales largas, como las generadas a partir de datos de altimetría satelital ([Oreiro et al., 2014](#)).

Si la serie temporal es corta, el análisis armónico no logra resolver de manera precisa las amplitudes y fases de todas las componentes, ya que las incertezas asociadas a la estimación se incrementan. Esta limitación surge porque no se dispone del tiempo necesario para diferenciar de manera adecuada ("separar") dos ondas con velocidades angulares cercanas entre sí. Por ejemplo, en una serie de un mes con mediciones horarias, resulta difícil distinguir correctamente la componente K2 de la S2 y la K1 de la P1 ([Wang et al., 2009](#)). Las componentes

mencionadas corresponden a distintos armónicos de la marea. Cada uno de ellos tiene una frecuencia característica, asociada a la interacción gravitatoria de la Tierra, la Luna y el Sol:

- **K1**: componente diurna lunar-solar, con un período de 23.93 horas, resultado de la combinación de los efectos de la rotación terrestre y la órbita lunar y solar.
- **K2**: componente semidiurna lunar-solar, con un período de 11.97 horas.
- **S2**: componente semidiurna solar, de 12 horas, relacionada con la rotación terrestre y la posición del Sol.
- **P1**: componente diurna solar, con un período de 24.07 horas.

Cuando se cuenta con series temporales que presentan un intervalo de muestreo constante y sin faltante de datos, se puede recurrir al criterio de Rayleigh ([Schureman, 1988](#)) para determinar el tiempo mínimo requerido para diferenciar y resolver adecuadamente dos ondas de marea distintas con frecuencias similares ([Pugh, 1987](#)). Sin embargo, si la serie temporal es incompleta o los intervalos de tiempo son variables, como ocurre en las zonas de cruce de trazas satelitales, la aplicación del criterio de Rayleigh no resulta viable.

3. Datos y metodología

Este capítulo describe el área de estudio y los datos utilizados, incluyendo radar, anemómetro, barómetro y reanálisis atmosférico. Además, se detalla la metodología aplicada, que consiste en analizar la serie de niveles del mar observados, clasificar los eventos significativos de ODT, y examinar las condiciones meteorológicas asociadas.

3.1 Área de estudio

Puerto Madryn, ubicado en la provincia de Chubut, Argentina, se destaca como un enclave crucial en la costa del Golfo Nuevo (Figura 3.1). Esta ciudad costera es la puerta de acceso a la Península de Valdés, reconocida y preservada como Patrimonio Natural de la Humanidad por la UNESCO desde 1999 (Lavia, 2021). Con un crecimiento sostenido en las últimas décadas, Puerto Madryn se ha consolidado como un destacado destino turístico, capital nacional del buceo y un importante centro económico regional. Su puerto desempeña un papel central en la economía local, siendo vital para la exportación e importación, especialmente en las áreas de pesca e industria naval.

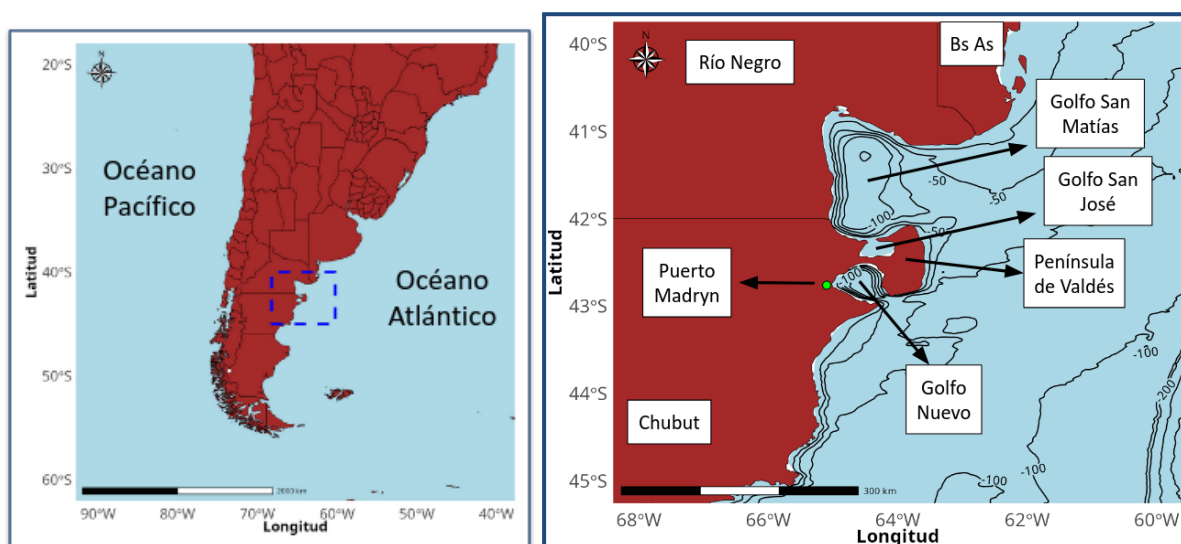


Figura 3.1: Área de estudio sobre las costas del Golfo Nuevo, Provincia de Chubut, Argentina.

La infraestructura portuaria ha experimentado mejoras significativas consolidando a Puerto Madryn como un centro logístico y de operaciones marítimas de relevancia. Su ubicación geográfica única lo convierte en un punto clave para la observación de la vida marina, albergando una biodiversidad excepcional, desde ballenas francas australes hasta pingüinos de Magallanes, elefantes marinos y diversas aves marinas. La región cuenta con reservas naturales y áreas protegidas, como Punta Tombo y Punta Loma.

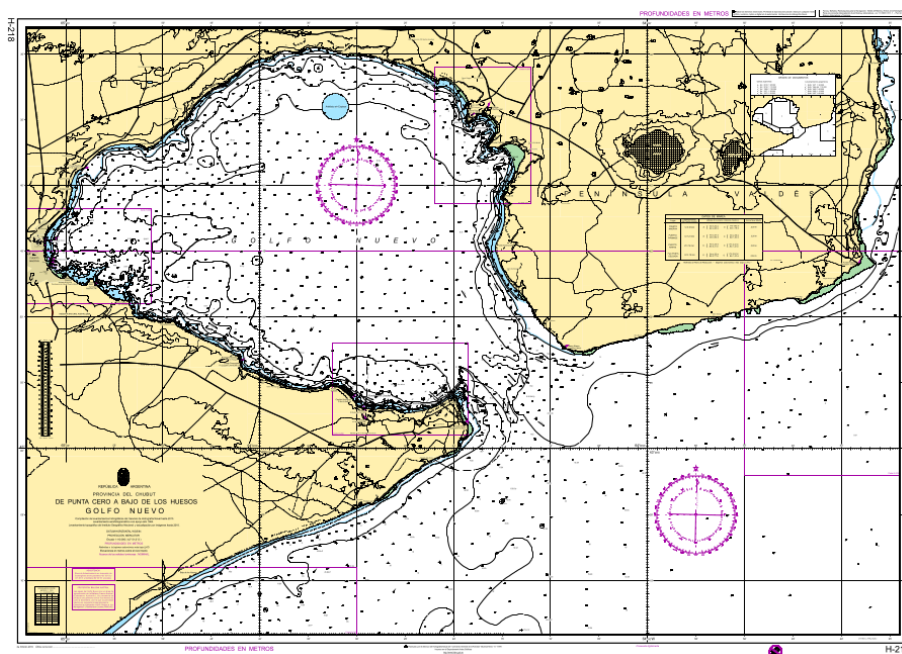


Figura 3.2: Carta Náutica H-218. Fuente: Servicio de Hidrografía Naval.

Desde la perspectiva científica, Puerto Madryn ha captado la atención de investigadores debido a su acceso privilegiado al Golfo Nuevo (Figura 3.2), proporcionando condiciones ideales para estudios oceanográficos. El clima en la zona de estudio está influenciado por una combinación de factores atmosféricos y geográficos que caracterizan a la Patagonia. Esta región se encuentra en una zona de transición entre el clima árido y semiárido de la Patagonia y el clima subtropical templado del sur de la provincia de Buenos Aires, donde los efectos del anticiclón del Océano Atlántico Sur son evidentes (Hurrell & van Loon, 1994). Los vientos predominantes del sector oeste, característicos de las latitudes medias, son una influencia destacada en el clima local. En verano y primavera el anticiclón del Pacífico Sur se encuentra desplazado hacia latitudes más australes y el gradiente de

presión en el sector occidental patagónico genera vientos intensos. Por otro lado, el anticiclón del Atlántico Sur provoca que el sector de estudio tenga circulación norte (*Prohaska, 1976*). Durante los meses más fríos, el debilitamiento del anticiclón del Pacífico y su desplazamiento hacia el continente provocan una disminución en el gradiente de presión en el sector occidental, lo que resulta en una circulación predominante del sector oeste tal como se muestra en la *Figura 3.3*. La circulación también se ve influenciada por el debilitamiento de los efectos del anticiclón del Atlántico, que se desplaza hacia el norte durante estas estaciones (*Hurrell & van Loon, 1994*).

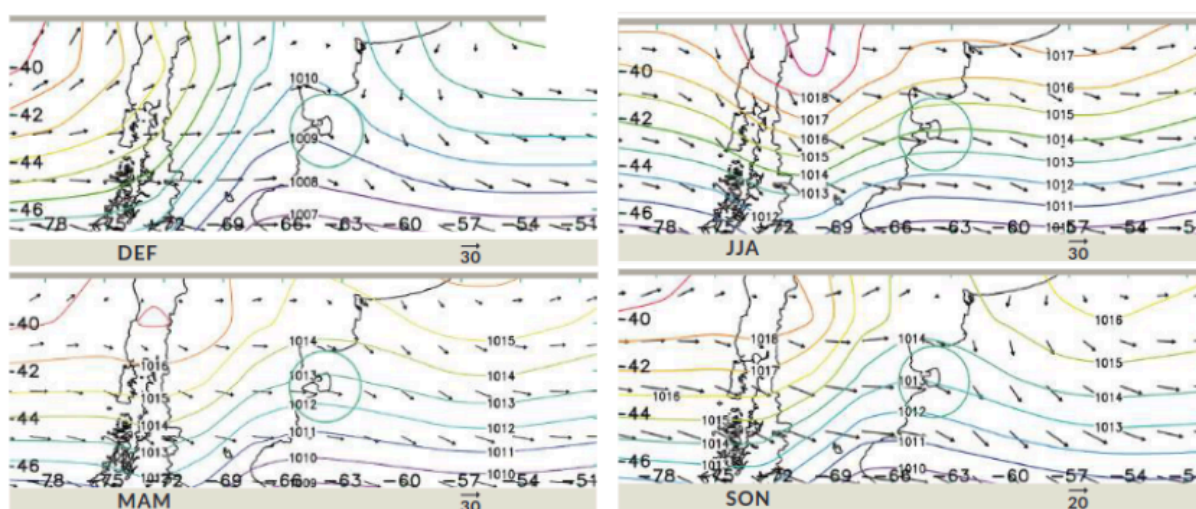


Figura 3.3: Climatología estacional de presión al NMM y viento en superficie para la región de estudio. Los meses del año están representados por su inicial. Panel sup izq (verano), sup der (invierno), inf izq (otoño), inf der (primavera). Viento en km/h. Fuente: Frumento (2017).

La precipitación en la región, especialmente en la costa, es el resultado del aporte de aire húmedo proveniente del océano Atlántico, asociado a sistemas de tiempo transitorio que se desplazan de sudoeste hacia el noreste (*Prohaska, 1976*). Por estos motivos, el clima de la región de Puerto Madryn se ve influenciado por la interacción de múltiples factores atmosféricos, incluyendo la circulación de vientos, la presión atmosférica y la influencia de los anticiclones del Pacífico y del Atlántico, lo que da lugar a un patrón climático distintivo que varía a lo largo del año. Esta región presenta una temperatura media anual de 13,4 °C para el período 1985-2014 (*Frumento, 2017*), con vientos predominantes del sudoeste y oeste, y una humedad relativa anual del 60%.

3.2 Datos mareográficos

Puerto Madryn cuenta con una estación mareográfica operativa desde el 23 de marzo de 2010 emplazada en el muelle Comandante Luis Piedra Buena (Figura 3.4) en 42.76265°S, 65.03068611°W. La estación posee un sensor de presión que registra la altura del agua cada minuto y dos radares que realizan mediciones cada 3 min. Este tipo de radar funciona enviando pulsos de microondas a la superficie del mar y midiendo el tiempo que tardan en regresar. La diferencia entre este tiempo y el que tardaría un pulso en viajar a una superficie perfectamente reflectante se utiliza para calcular la altura del mar. Entre sus ventajas se destaca su precisión de ± 1 cm para distancias entre 1,5 m y 30 m, y su bajo costo de mantenimiento. Al no estar en contacto con el agua, no se deteriora por corrosión ni requiere limpieza. Se presenta en la Figura 3.5 una imagen de un mareógrafo radar similar al utilizado en Puerto Madryn, con el emisor de ondas apuntando en dirección perpendicular al agua y alimentado eléctricamente por un panel solar.

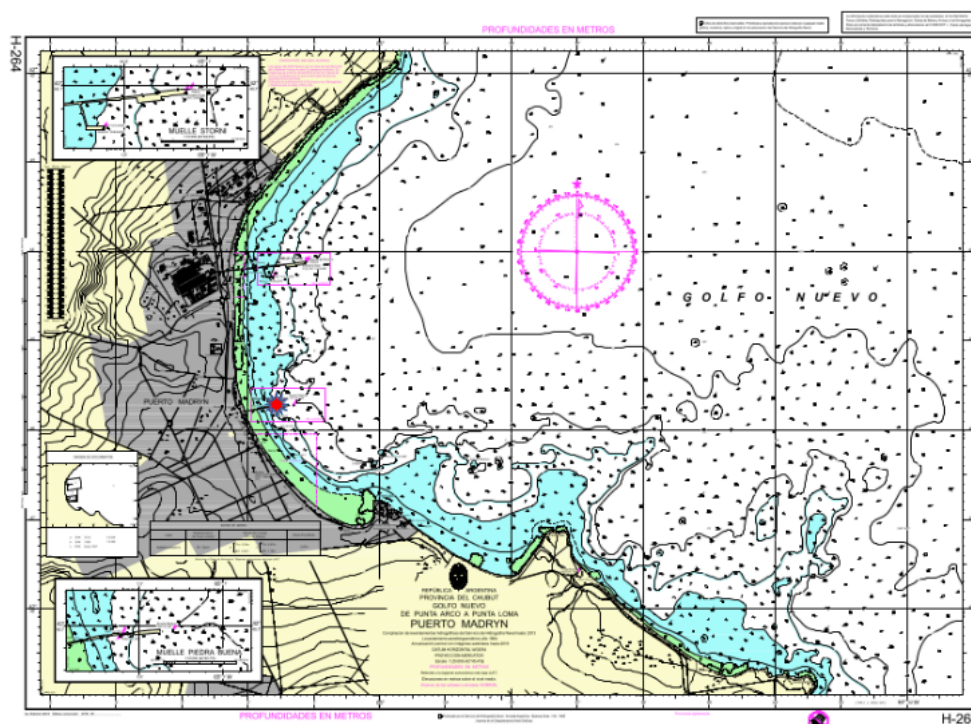
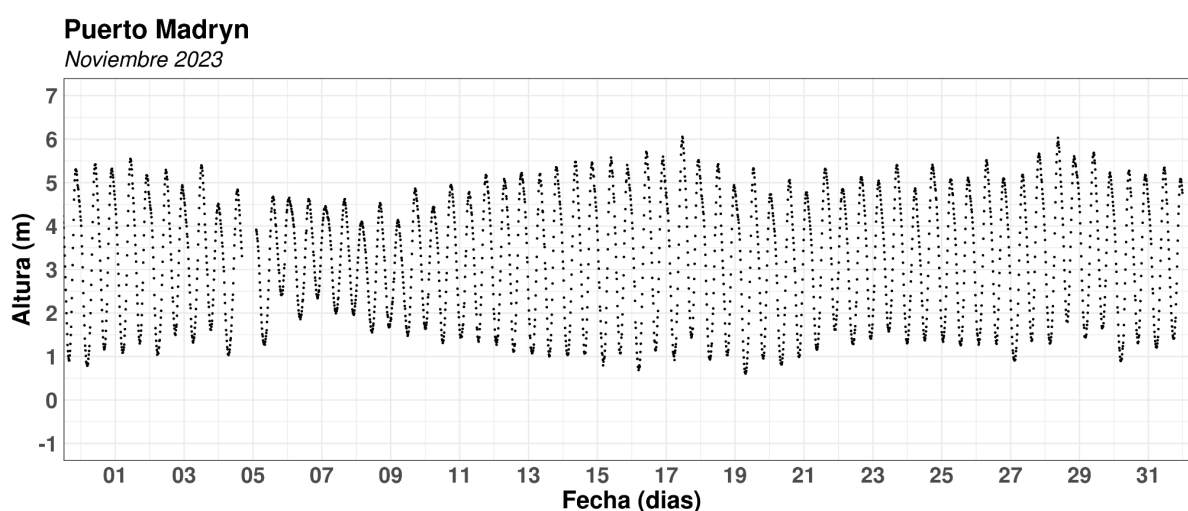


Figura 3.4: Carta náutica H-264 con la localización del mareógrafo de Puerto Madryn (punto rojo). Fuente: Servicio de Hidrografía Naval.



Figura 3.5: Mareógrafo de radar en instalación portuaria.

Estos datos son los utilizados en esta Tesis, se encuentran disponibles en tiempo real en el sitio web de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI-UNESCO) (<http://www.ioc-sealevelmonitoring.org/>) y son provistos por el Proudman Oceanographic Laboratory (POL). Los niveles obtenidos con el radar se registran cada 3 minutos y la serie presenta algunos datos faltantes. La Figura 3.6 ilustra la serie de datos correspondiente al mes de noviembre de 2023, donde se observa la ausencia de datos en los primeros días del mes. Para referenciarlos al plano de reducción (PR) de Puerto Madryn es necesario restarles 1,912 m. Se realizó un control de calidad eliminando los valores espurios.



*Figura 3.6: Alturas registradas por el radar de Puerto Madryn nov-2023 referenciadas al PR.
(Fuente: <https://www.ioc-sealevelmonitoring.org/station.php?code=madry>).*

3.3 Datos atmosféricos

Se analizaron los datos de presión atmosférica en superficie y la velocidad del viento a 10 m de altura observados en la estación meteorológica Madryn Aero (Figura 3.7), operada por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

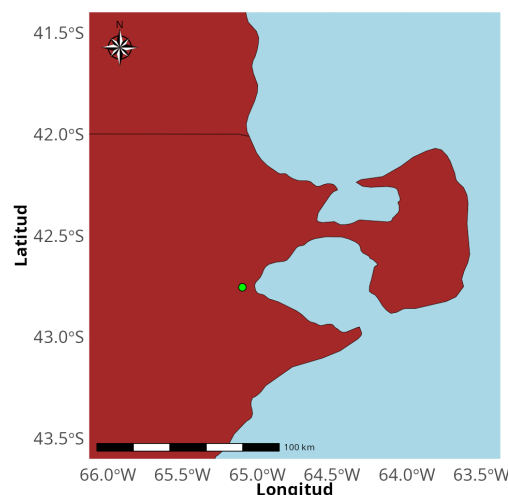


Figura 3.7: Ubicación de la estación Madryn Aero (verde), en proximidad al aeropuerto El Tehuelche.

El período de estudio abarcó desde 2010 hasta 2023, coincidiendo con los registros disponibles de niveles del mar. El barómetro digital utilizado es un Vaisala BAROCAP PTB330, diseñado para profesionales en meteorología, la aviación y la industria, y proporciona mediciones altamente precisas. Puede incorporar hasta tres sensores redundantes para comparaciones continuas garantizando lecturas confiables. Con un compartimiento resistente a la corrosión (IP65/IP66) es apto para exteriores y entornos marinos. Por otro lado, el anemómetro optoelectrónico WAA151 mide la velocidad del viento con alta precisión utilizando tres tazas cónicas que generan impulsos proporcionales al viento, donde se pueden registrar vientos de hasta 75 m/s. Incluye un elemento de calentamiento que mantiene los rodamientos por encima del punto de congelamiento, ideal para climas fríos (www.vaisala.com). Ambos dispositivos de Vaisala destacan por su precisión y fiabilidad, adecuados para aplicaciones exigentes en diversas condiciones climáticas. El uso de datos provenientes de la estación meteorológica de Puerto Madryn garantiza la fiabilidad y la calidad de la información analizada, respaldada por la infraestructura y los estándares del SMN.

3.4 Reanálisis ERA5

Para realizar un análisis detallado de los campos sinópticos se emplearán datos de reanálisis atmosférico de la base de datos global ERA5, desarrollada por el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (ECMWF). Estos datos, que ofrecen una representación coherente y consistente de las condiciones atmosféricas, combinan observaciones de diversas fuentes como estaciones meteorológicas, radiosondas, radares, imágenes satelitales y modelos numéricos. El reanálisis ERA5 proporciona información con una resolución espacial de 31 km y temporal de 1 h, lo que facilita el estudio de la variabilidad atmosférica en intervalos regulares. Estos datos están disponibles en formato netCDF para simplificar su procesamiento y análisis.

Los reanálisis, como ERA5, son esenciales para la investigación meteorológica y climatológica, al permitir la reconstrucción de condiciones atmosféricas pasadas a lo largo de extensos períodos, lo que facilita estudios sobre la dinámica del clima ([Kidston et al., 2010](#)) y la evaluación de modelos climáticos ([Gleckler et al., 2008](#)). En este trabajo, el análisis se centrará en los campos sinópticos de superficie, enfocados en la distribución espacial y temporal de la presión atmosférica y el viento, con especial interés en las condiciones de viento frente a la costa de Puerto Madryn.

[Pescio et al. \(2022\)](#) comparó los datos de viento superficial en diversos reanálisis, incluyendo ERA5, frente a observaciones satelitales y estaciones costeras en el hemisferio Sur. Su estudio reveló que, si bien los reanálisis presentan ciertos sesgos (sobrestimación del viento zonal y subestimación del meridional), ERA5 fue el que mostró el menor sesgo y los coeficientes de correlación más altos, lo que lo hace especialmente confiable para estudios en áreas marinas cercanas a la costa. Estos hallazgos son relevantes para el análisis de eventos de ondas de tormenta (ODT) en esta región.

Para asegurar la actualización y calidad de los datos, se utilizará una API del Copernicus Data Store (CDS) para descargar los campos de presión atmosférica y viento superficial en intervalos de 1 h. En la [Figura 3.8](#) se presenta el punto de

coordenadas donde se tomarán los datos de viento durante eventos de ODT en la región de estudio.

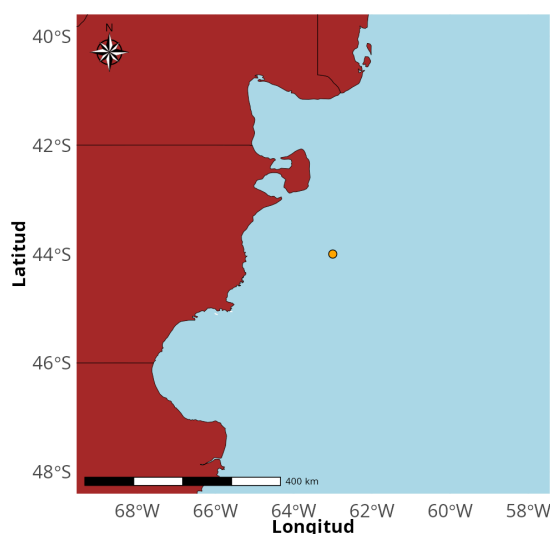


Figura 3.8: Sitio de estudio de viento superficial , coordenadas 44°S 63°W (punto naranja)

3.5 Detección de ODTs

Los datos del mareógrafo de Puerto Madryn correspondientes al período 2010-2023 fueron obtenidos del sitio web de la COI en su versión cruda del sensor radar cada tres minutos. Para ello se utilizó un programa desarrollado en R, mediante el cual se realizó una solicitud específica al sitio, indicando el puerto, el instrumento de medición y el intervalo de tiempo de interés a ser analizado.

En primer lugar, los niveles del mar se refirieron al plano de reducción (PR) y se realizaron gráficos mensuales (formato HTML) junto a la predicción horaria de marea para realizar un control de la información (Figura 3.9). Este tipo de gráfico es interactivo por lo cual se puede verificar la fecha, hora y altura de cada uno de los puntos medidos, y permite visualizar la correspondencia entre el nivel medio de las series, y la fase de ocurrencia de pleamares y bajamares. Luego, se realizó una interpolación tipo *spline cúbica* con resolución 1 minuto para completar brechas con datos faltantes y para disponer de niveles en instantes específicos.

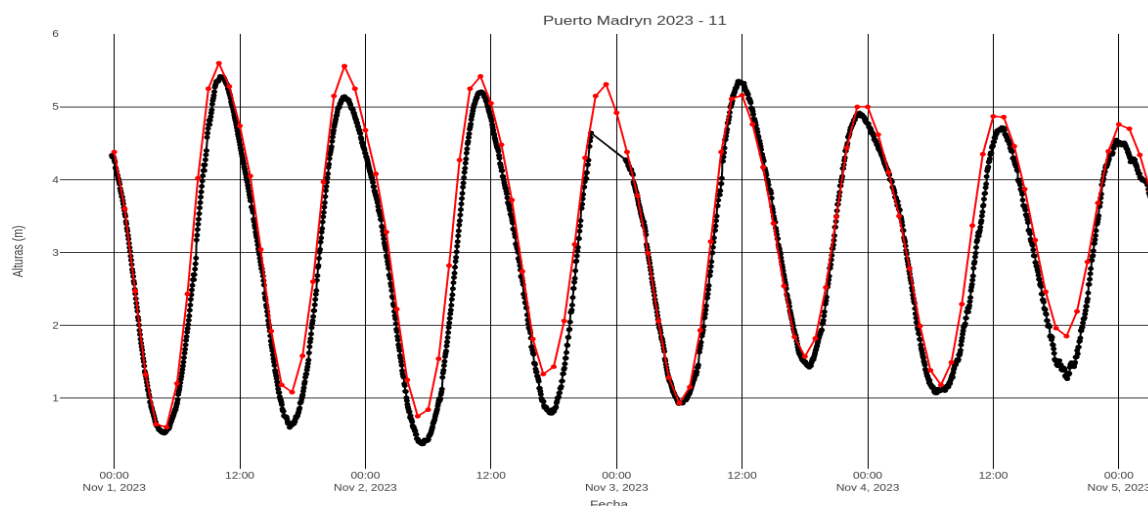


Figura 3.9: Nivel del agua nov-2023: observación radar (negro) y predicho (rojo).

La interpolación se lleva a cabo únicamente cuando el intervalo de datos faltantes no coincide con los momentos de pleamar o bajamar dado que podría generar resultados inexactos. Este proceso se repite para cada mes del período 2010-2023, generando un archivo de salida que contiene los datos interpolados y corregidos, pero conservando únicamente cuatro mediciones equiespaciadas por hora para los minutos 0, 15, 30 y 45. Para evaluar la performance de la serie temporal se analizó la cantidad de datos faltantes por año.

Con el registro completo de datos observados se computan las constantes armónicas de marea, lo que permite generar un nuevo archivo de predicción. Como se explicó precedentemente, este proceso requiere disponer de un conjunto de datos con una duración superior a un año para obtener constantes que al efectuar el análisis armónico no estén contaminadas por otras. Dicha contaminación ocurre cuando las velocidades de fase entre dos ondas son muy similares y el análisis armónico no logra diferenciarlas correctamente. En este trabajo las nuevas constantes armónicas de marea se obtuvieron sobre la base del análisis de catorce años de datos (2010 - 2023), y se descartaron aquellas ondas cuya amplitud sea inferior a 5 mm. Para reducir el ruido de las observaciones los datos de nivel del mar fueron re-muestreados con intervalos de 1 h luego de aplicar un promedio móvil de 15 min.

Previamente a la obtención de los residuos se sustrajo la tendencia del nivel medio del mar (nmm). Una tendencia ascendente en el nmm podría incrementar la

cantidad y duración de los eventos de ODT hacia el final del periodo de observación, ya que estos eventos se superponen al valor promedio del nivel ([De Azkue, 2023](#)). En este caso, los factores atmosféricos no serían los únicos responsables de la mayor frecuencia de aparición de eventos extremos sino que, además, sería el cambio en la forma de registrarlos debido a la modificación del nmm. Según [Flather et al. \(2001\)](#), un incremento en la profundidad del agua afectaría la génesis, propagación y disipación de las ODTs.

Por lo tanto, se computó y sustrajo la tendencia lineal en los datos observados para tener una media nula en relación al datum vertical local, con el fin de eliminar los efectos del aumento histórico del nmm y obtener una serie temporal cuasi-estacionaria necesaria para el análisis de valores extremos ([Coles, 2001](#)). Se optó por eliminar la tendencia lineal en lugar de la media anual del nivel del mar para retener su variabilidad interanual como un componente de largo período.

Para obtener esta tendencia se tomaron los niveles medios anuales y se aplicó el filtro de Savitzky-Golay. Este método es empleado cuando se busca suavizar las fluctuaciones, ciclos y estacionalidad de los datos sin perder las características de la señal, y poder así determinar la tendencia lineal de una serie temporal ([Savitzky y Golay, 1964](#)). El filtro de Savitzky-Golay realiza un ajuste por mínimos cuadrados a un polinomio de orden superior. La amplitud de la ventana de suavizado, es decir, la cantidad de datos utilizados en el ajuste, aumenta con el orden del polinomio. La elección del orden del polinomio depende de las características particulares de la serie temporal que se desean preservar en los datos filtrados. Asimismo, la longitud de la ventana de datos se determina en función de la frecuencia mínima de la serie que se pretende conservar. Después de llevar a cabo diversos ensayos, se determinó utilizar un filtro de Savitzky-Golay con un polinomio de orden 3 y una ventana de 7 datos. Por último, se ajustó una recta de tendencia sobre la serie suavizada por el filtrado.

Una vez que se ha eliminado la tendencia lineal de la serie de observaciones, a esta se le sustrae la marea (generada con las constantes actualizadas) obteniéndose así la serie de residuos sin tendencia. La calidad de la extracción de la contribución de la marea astronómica se analizó mediante el espectro de residuos. Las series de residuos obtenidas constituyen la base sobre la cual se buscará caracterizar las

oscilaciones no astronómicas y establecer su vinculación con los forzantes atmosféricos. Dichos sistemas pueden inducir fluctuaciones en el nivel del mar debido a cambios en la presión atmosférica y en la fuerza del viento sobre la superficie oceánica. Los picos observados en el espectro podrían indicar la presencia de tales fenómenos y su interacción con el ambiente marino.

Por otro lado, se examinó la anomalía del nmm a lo largo de todo el período de estudio y en especial en el momento de ocurrencia de eventos energéticos. Dicha anomalía está asociada al calentamiento y enfriamiento estacional del mar, así como también a los ciclos climáticos interanuales como, por ejemplo, El Niño - Oscilaciones del Sur (ENOS).

Para determinar los eventos energéticos de ODTs positivas se estableció un criterio riguroso basado en los percentiles de los residuos. Para ello, se seleccionaron aquellos casos en los que el residuo superó el percentil 99, lo que indica una elevación mayor a 0.66 m. Además, se impuso que dicho residuo persista por encima de los 0.4 m (percentil 95 de la serie de residuos) durante al menos 6 h. La elección del lapso de 6 h se optó por analogía al tiempo considerado en el estudio de ODTs en el RdP (*D'Onofrio et al., 2005; Pousa et al., 2013*). Este enfoque garantiza que otros fenómenos, como los eventuales tsunamis meteorológicos, no influyan en la elevación del nivel del agua. Este criterio se ha diseñado con el propósito de capturar las ODTs más intensas a lo largo de los 14 años analizados.

3.6 *Análisis sinóptico*

Se analizaron los datos de viento y presión de la estación meteorológica de Puerto Madryn Aero junto con los datos del reanálisis ERA5 para evaluar la situación sinóptica durante las fechas en las que se registraron ODTs. Este análisis permite contextualizar los eventos observados con patrones atmosféricos de superficie de mayor escala, proporcionando una comprensión más completa de los mecanismos meteorológicos involucrados. Para hacer una evaluación de los campos de reanálisis sinópticos se tomaron en primera instancia los campos medios mensuales de presión y viento para cada uno de los meses que integran el período analizado en esta Tesis.

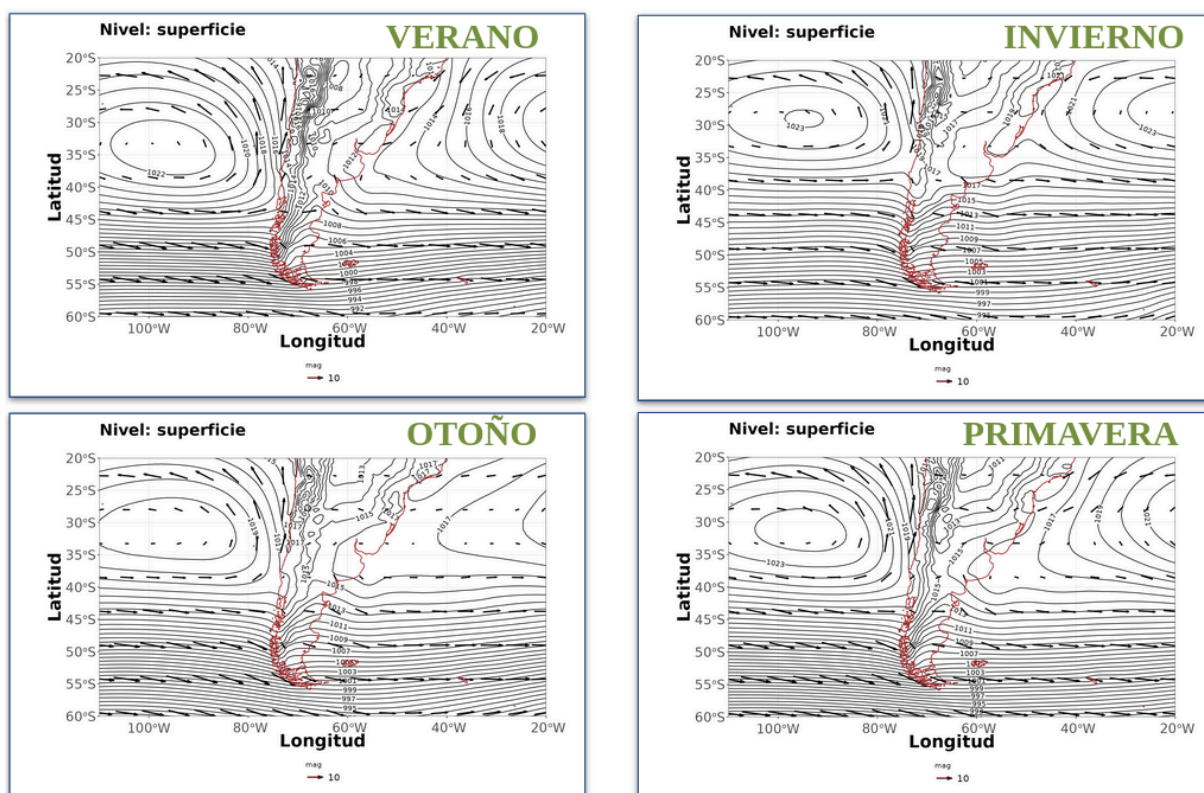


Figura 3.10: Campo climatológico estacional de presión y vientos de superficie, período 2010-2023 obtenido del reanálisis ERA5.

En la [Figura 3.10](#) se presentan los campos climatológicos estacionales del período 2010-2023 que es una buena estimación del estado medio. Sin embargo para la obtención de los campos de anomalía de presión se utilizan los campos climatológicos mensuales, para obtener de forma más precisa las anomalías. En la figura se destacan los anticiclones semipermanentes de los océanos Pacífico y Atlántico Sur. En especial, el del Pacífico, juega un papel esencial cuando se estudian fenómenos meteorológicos como las ODTs ya que puede contribuir al fortalecimiento de los anticiclones post frontales que suceden al pasaje de los centros de baja presión migratorios, y así incrementarse los gradientes isobáricos en el mar argentino. Por otro lado, se destaca el marcado gradiente meridional de presión al sur de los 40° S, y esto es influenciado por el desplazamiento del anticiclón semipermanente del Atlántico.

Los productos de reanálisis ERA5 incluyen tanto información de superficie como de niveles verticales, abarcando múltiples variables. Para la construcción de los campos sinópticos se descargaron los datos de presión al nivel medio del mar, y los campos de viento zonal y meridional a 10 metros de altura. Con estas variables es

posible comprender la situación sinóptica del día analizado, evaluar el avance de frentes y el pasaje de centros de baja presión.

Para el análisis sinóptico de eventos de ODT se sigue la metodología propuesta por [Campetella et al. 2007](#). En primer lugar, se realiza un análisis detallado de los campos sinópticos de superficie en dos momentos particulares del evento. Por un lado, se estudian los campos sinópticos cuando el residuo de altura del agua alcanza los 0.39 m. Este análisis inicial permite identificar las características y patrones atmosféricos asociados con el comienzo del evento de ODT. Posteriormente, se lleva a cabo un segundo análisis de los campos cuando se alcanza el residuo máximo. Este análisis proporciona una comprensión completa de las condiciones sinópticas prevalentes en el pico de la ODT, permitiendo así una comparación entre las fases inicial y máxima del evento. Estos dos momentos de análisis son fundamentales para comprender la evolución y los impactos de las ODTs tanto en los contextos oceanográfico como meteorológico.

Una vez obtenidos los campos de anomalías de presión, que se obtienen de la resta del campo instantáneo y el campo climatológico mensual, para los instantes inicial y del máximo nivel del evento de ODT, se aplica el método de componentes principales (CP) en modo T. Este método es particularmente adecuado para identificar y caracterizar los patrones dominantes de variabilidad espacial asociados con eventos severos de ODT y permite descomponer la estructura espacio-temporal de las anomalías, revelando los modos más significativos de variabilidad sincrónica entre los campos de diferentes variables durante el evento. Cada CP en modo T representa un patrón coherente de variabilidad espacial-temporal entre las variables meteorológicas analizadas, en este caso la presión atmosférica. Estos patrones proporcionan información sobre las condiciones atmosféricas sinópticas que favorecen la intensificación y propagación de las ODTs en el área de estudio.

Para el análisis de componentes principales (ACP), se utilizó la función *prcomp* de R, que se encarga de transformar los datos originales en un nuevo conjunto de variables ortogonales ordenadas según la varianza explicada. Se estandarizaron los campos de presión transformándolos de manera que tuvieran una media igual a cero y una desviación estándar igual a uno. Esto es de importancia al efectuar el

ACP ya que se basa en la varianza y calcula los CP utilizando la matriz de correlación de los datos. Si las variables tienen diferentes escalas, aquellas con mayores varianzas dominarán la estructura de los CPs. Estandarizar los datos asegura que todas las variables contribuyan equitativamente al ACP lo que facilita la interpretación de los coeficientes. La estandarización genera un equilibrio en la influencia de las variables, permitiendo que todas contribuyan de manera equitativa a la variabilidad total capturada por los CP, y una interpretación simplificada. El ACP comienza calculando la matriz de correlación de los datos estandarizados, y luego, esta matriz se descompone para obtener sus autovalores y autovectores. Los autovalores representan la varianza explicada por cada componente principal, mientras que los autovectores indican las direcciones, o combinaciones lineales de las variables originales, que definen cada componente. Cada CP es una combinación lineal de las variables originales ponderada por las cargas de estos autovectores. La primera componente captura la máxima varianza posible, la segunda es ortogonal al primero y explica la siguiente mayor cantidad de varianza, y así sucesivamente. Finalmente, los datos se proyectan sobre estos autovectores, permitiendo representar la información en un espacio de menor dimensionalidad sin perder la mayor parte de la varianza. Este proceso permite identificar patrones de presión en eventos de ODT, ya que los componentes principales reflejan las configuraciones dominantes en los datos.

4. Resultados

En este Capítulo se presentan los resultados del análisis de eventos de ODTs detectados, la estadística asociada a esos eventos, los campos sinópticos correspondientes y el ACP asociado a las ODTs en la región.

4.1 Análisis de ODTs

A partir del análisis de los datos de la serie completa medida en Puerto Madryn, se identificó que, con excepción de los años 2014 y 2019, la cantidad de datos faltantes en todos los años es inferior al 2%. En particular, el mayor porcentaje de datos faltantes se registró en el año 2014, alcanzando aproximadamente el 7,5% del total anual, tal como se representa en la [Figura 4.1](#).

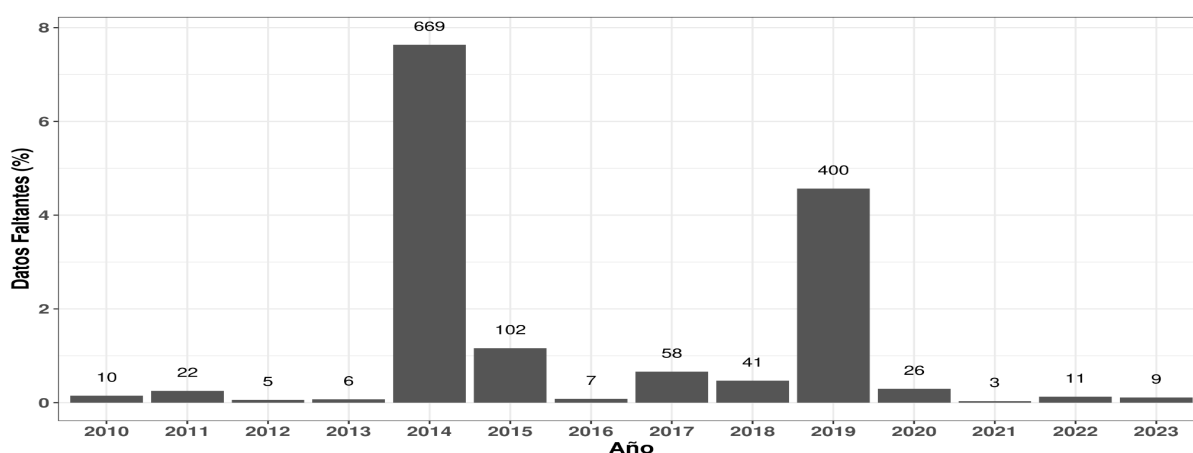


Figura 4.1: Porcentaje de datos faltantes por año para el mareógrafo de Puerto Madryn. El número encima de la barra representa la cantidad de horas que faltan en ese año.

En la [Figura 4.2](#) se muestran los niveles medios mensuales, los cuales se calculan a partir de la serie completa de datos disponibles. En esta figura, se evidencia una tendencia positiva a lo largo de los años, con una pendiente de 3.0 ± 0.1 mm/año y un coeficiente de determinación $R^2 = 0.71$. Esta tasa, expresada en mm/año, se aplica a cada dato para eliminar la tendencia lineal de toda la serie temporal y con esto lograr una serie cuasi estacionaria.

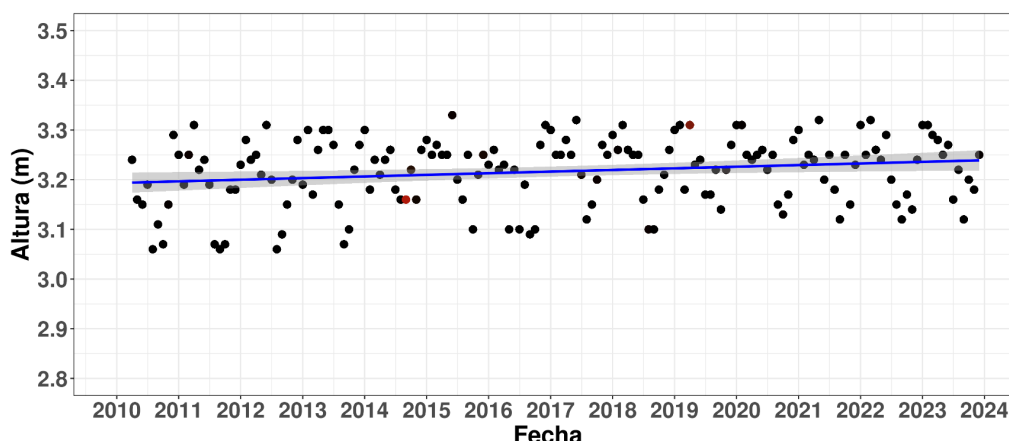


Figura 4.2: Niveles medios mensuales del nivel del mar para el mareógrafo de Puerto Madryn. En color rojizo se presentan los meses que tienen menor cantidad de datos.

Luego de efectuar el análisis armónico de mareas, que utiliza el método de cuadrados mínimos, se obtienen 60 componentes de marea que son significativos para el estudio, donde la amplitud de cada onda es superior a 5 mm. En la [Tabla I](#) se presentan las 8 componentes armónicas principales de la marea, destacando claramente el predominio de la onda M2, tal como ocurre en toda nuestra región.

Componente	Amplitud (m)	Fase (°)	Período (h)
M2	1,84	236,0	12,42
S2	0,42	305,9	12
N2	0,39	200,9	12,66
K2	0,12	306,1	11,97
K1	0,18	266,0	23,93
O1	0,08	181,9	25,82
SA	0,07	348,8	8766
SSA	0,03	178,4	4383

*Tabla I: Principales componentes de marea de Puerto Madryn. **M2** (lunar semidiurna), **S2** (solar semidiurna), **N2** (lunar semidiurna afectada por la órbita lunar), **K2** (lunar-solar semidiurna), **K1** (lunar-solar diurna), **O1** (lunar diurna), **SA** (solar anual) y **SSA** (solar semianual),*

A partir de la serie medida y la serie predicha, se realiza una resta para obtener la serie de residuos del nivel del mar. En la [Figura 4.3.a](#) se presentan las observaciones (panel superior), la marea (panel central) y los residuos (panel inferior) para enero de 2023. Se observa que la mayor parte de la señal está explicada por la marea astronómica, lo que hace que sea muy difícil distinguirla de la marea observada. Por

esta razón, se presenta el residuo en una escala de altura amplificada para resaltarlo a lo largo del mes. En la [Figura 4.3.b](#) se muestra un gráfico similar para todo el año 2023. A diferencia del gráfico anterior, en este gráfico se detecta una diferencia más notable entre la serie medida y la predicha, evidenciada por la presencia de ruido en la envolvente de la serie de mediciones, lo cual es atribuido a efectos meteorológicos.

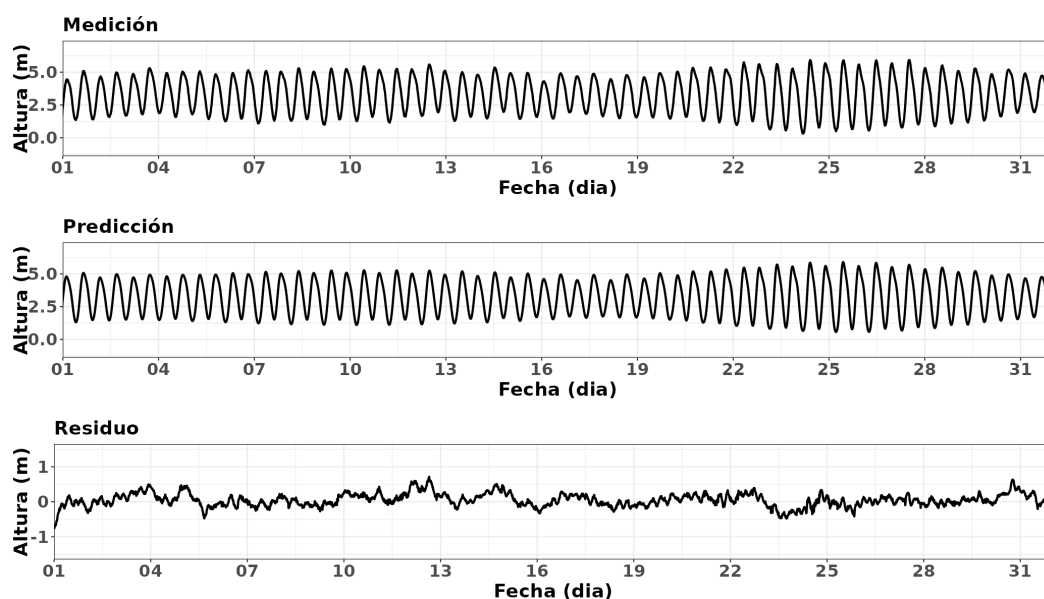


Figura 4.3.a: Registro del mareógrafo de Puerto Madryn para enero de 2023, junto con su predicción y residuos.

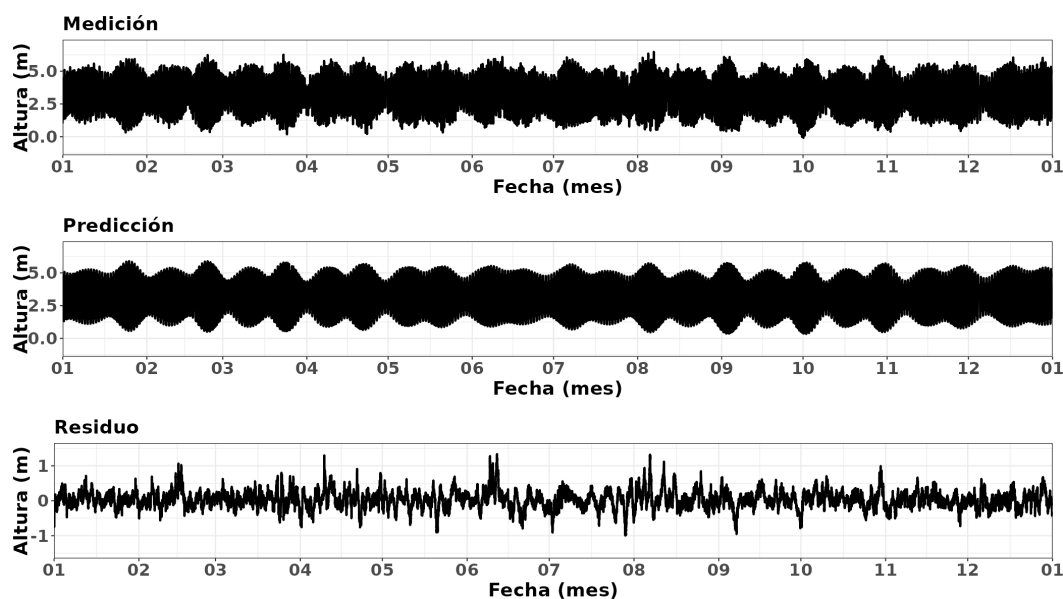


Figura 4.3.b: Registro del mareógrafo de Puerto Madryn para todo 2023, junto con su predicción y residuos.

En la [Figura 4.4](#) (superior) se presentan los residuos de la serie (sin tendencia) para todo el período analizado en esta tesis. Se observa una mayor concentración de residuos en torno al cero, y valores máximos que alcanzan aproximadamente 1.5 m. Se muestra además el histograma de residuos ([Figura 4.4](#) inferior), en el cual se observa una distribución simétrica alrededor del cero, ilustrando más claramente lo graficado en la serie temporal. A pesar de que visualmente podría parecer que la distribución es normal, el test de Anderson-Darling reveló que no. Esto puede explicarse mediante la curtosis, la cual indica que la serie es leptocúrtica, lo que implica que las colas de la serie son más pesadas que las de una distribución normal. En la [Tabla II](#) se presenta un análisis de los principales estadísticos de los residuos anuales, incluyendo el promedio, el desvío estándar y los valores máximos. Este análisis revela una escasa variabilidad a lo largo del período estudiado. La media de los residuos anuales se mantiene cercana a cero, sugiriendo un equilibrio entre residuos positivos y negativos en el conjunto de datos. Además, la consistencia en la dispersión de los residuos a lo largo de los años, reflejada en la estabilidad del desvío estándar, indica una regularidad en el comportamiento de las variables medidas, proporcionando una base sólida para el análisis de las ODT.

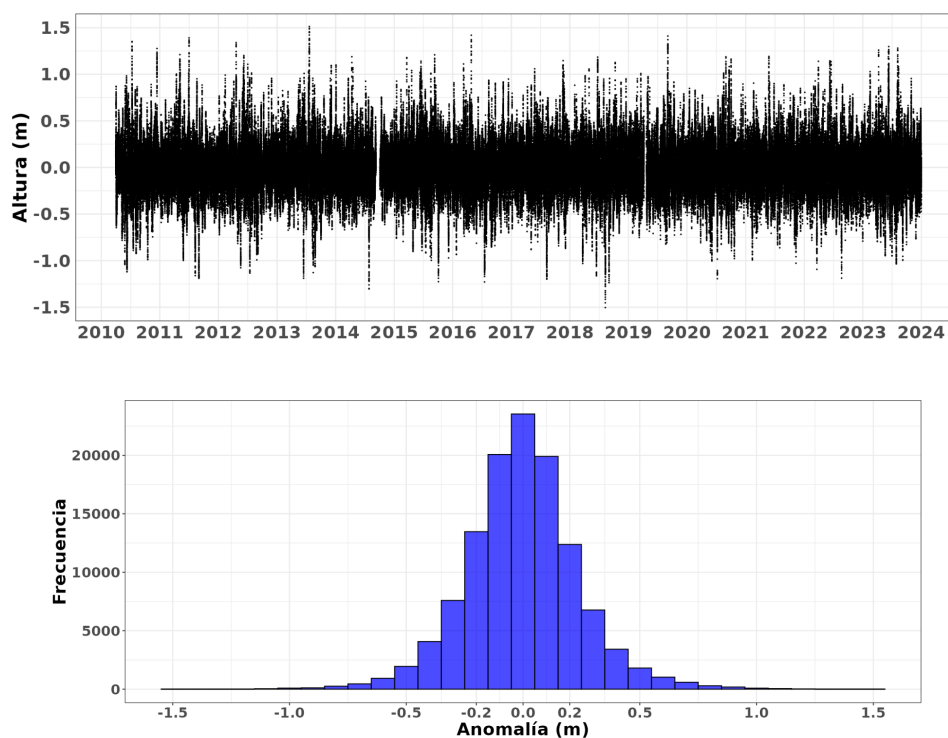


Figura 4.4: Serie temporal (superior) e histograma (inferior) de residuos de nivel del mar de Puerto Madryn.

Año	Media (m)	Desvío (m)	Máximo (m) datos cada 1 h	Máximo (m) datos cada 15 m
2010	-0.03	0.27	1.30	1.35
2011	-0.02	0.23	1.37	1.39
2012	0.00	0.24	1.32	1.34
2013	0.01	0.25	1.46	1.51
2014	0.00	0.22	1.19	1.19
2015	0.02	0.26	1.21	1.21
2016	-0.03	0.25	1.35	1.42
2017	0.02	0.23	1.09	1.15
2018	0.00	0.24	1.15	1.18
2019	0.00	0.24	1.33	1.41
2020	0.00	0.24	1.14	1.19
2021	-0.01	0.23	1.19	1.19
2022	-0.01	0.24	1.14	1.14
2023	0.00	0.25	1.25	1.30

Tabla II: Estadísticos anuales de los residuos del nivel del mar.

En la [Figura 4.5](#) se presentan los espectros correspondientes a las mediciones y a los residuos. En el análisis espectral de la serie medida se observa una densidad de potencia considerable en los períodos que corresponden a los armónicos de marea diurnos, semidiurnos y ondas de mayor frecuencia. En el análisis de residuos, se nota una disminución significativa en la potencia espectral en las bandas de marea semidiurna y diurna, lo que confirma una separación adecuada entre la marea y la serie medida. Sin embargo, en las frecuencias bajas se aprecia una concentración de energía, probablemente asociada a fenómenos meteorológicos. Entre los períodos de 100 a 200 horas, se detectan algunos picos en la densidad de potencia que podrían estar influenciados por la escala sinóptica. Esta escala abarca variaciones atmosféricas con períodos de varios días, y suele estar relacionada con sistemas meteorológicos como frentes fríos, ciclones extratropicales y sistemas de baja presión.

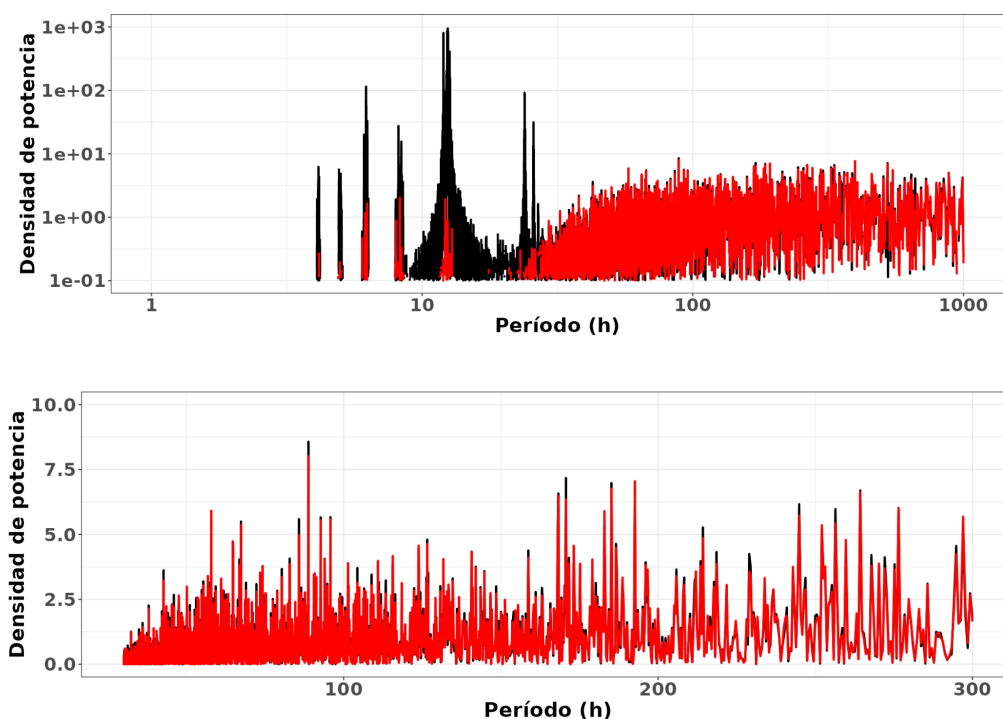


Figura 4.5: Espectro de potencia de los niveles observados (negro) y de los residuos (rojo) de Puerto Madryn. Notar escala de potencia logarítmica (panel superior), detalle del espectro para períodos entre 30 y 300 h (panel inferior).

En la [Figura 4.6](#) se muestran las anomalías del nivel del mar, que presentan valores del orden de ± 0.1 m. Estas anomalías son relativamente pequeñas en comparación con la amplitud de los residuos y por lo tanto, se pueden considerar despreciables frente a las amplitudes de la marea y las ondas de tormenta (ODT). Por este motivo se emplean los residuos de marea para la búsqueda de ODT a partir de los criterios definidos en la metodología, y estos resultados se presentan en la Sección 4.2.

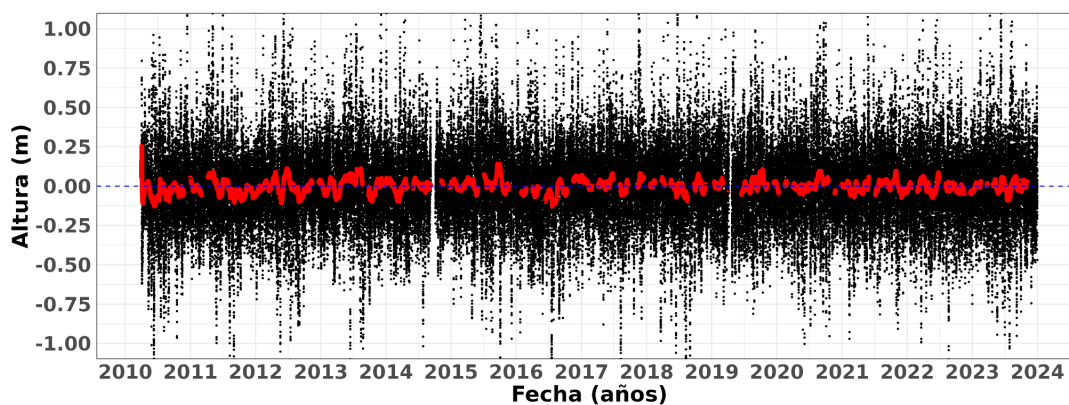


Figura 4.6: Residuo del nivel del mar para Puerto Madryn (negro), anomalía del nmm (rojo).

4.2 Análisis estadístico de ODTs

En el período comprendido entre 2010 y 2023 se encontraron un total de 167 eventos de ODT, siendo la duración media de 14.7 h y la máxima 36 h. Respecto a las alturas, la media obtenida para las máximas es 0.89 m y la máxima detectada 1.46 m. En la [Figura 4.7](#) se presenta un gráfico de barras que ilustra la cantidad de eventos de ODT registrados. En general, se observan entre 10 y 15 eventos de ODT por año, con un incremento notable en los años 2015 y 2023 (panel superior). El análisis mensual (panel central) revela una clara tendencia a un mayor número de eventos de ODT entre los meses de abril y octubre. Durante este período, la cantidad de casos puede llegar a cuadruplicarse en comparación con los restantes meses del año. La variación estacional (panel inferior) indica que, durante el invierno, se registra el mayor número de casos de ODT, mientras que en verano la frecuencia de estos eventos disminuye significativamente.

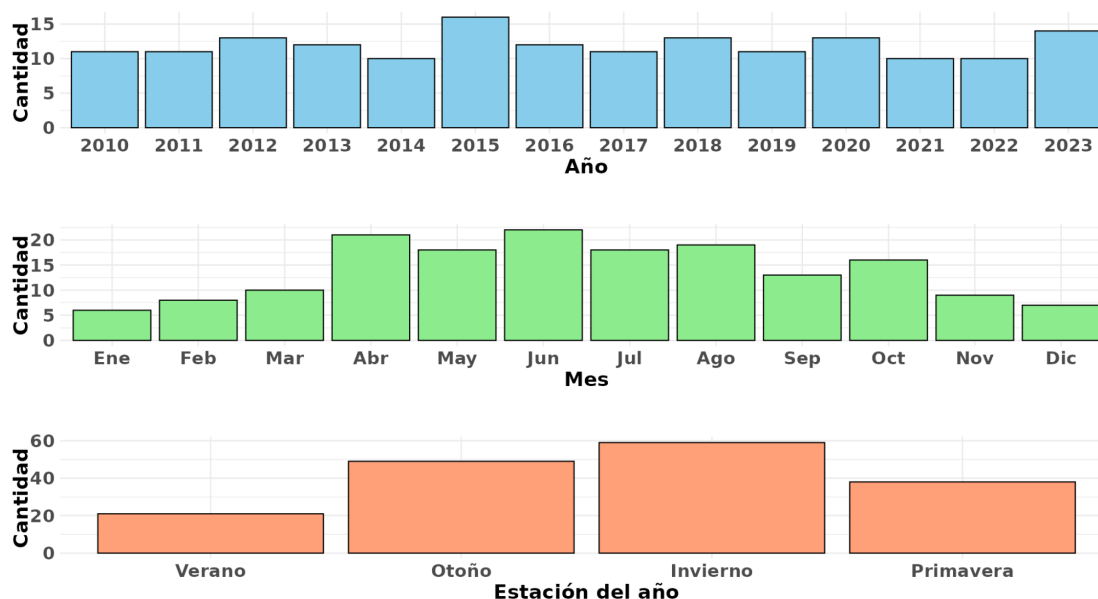


Figura 4.7: Cantidad de casos de ODT registradas en Puerto Madryn por año (superior), mes (medio) y estación del año (inferior).

En la [Figura 4.8](#) se presenta el análisis de la cantidad de eventos de ODT en función de su duración y altura máxima alcanzada. La mayoría de las ODTs tiene una duración comprendida entre 8 y 13 h, aunque se identifican eventos más prolongados que pueden superar las 30 h. En cuanto a la altura máxima alcanzada por el residuo, se observa un patrón decreciente en la frecuencia a medida que la

altura aumenta. La mayor cantidad de eventos de ODT se concentra entre 0,7 y 0,8 m, y el máximo presenta una altura de 1,46 m (panel inferior).

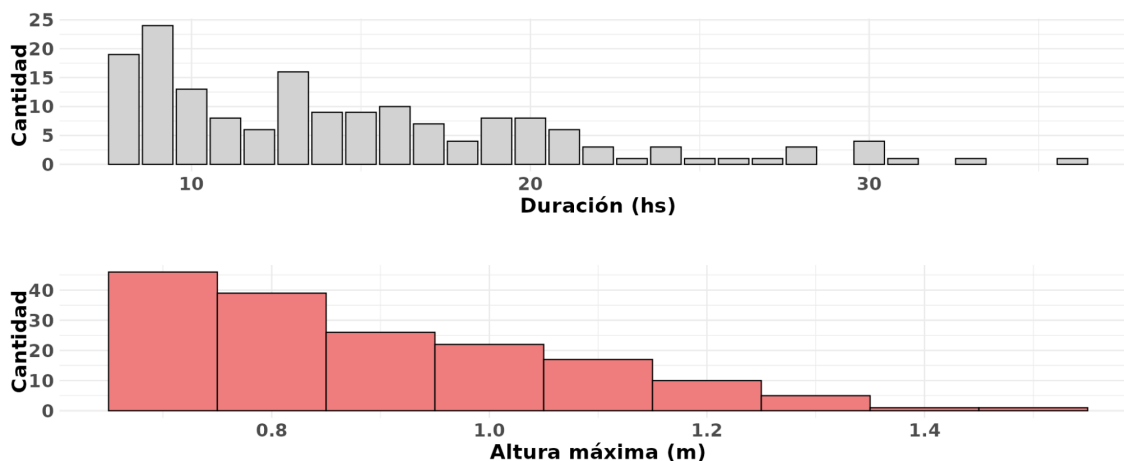


Figura 4.8: Cantidad de casos de ODT registrados en Puerto Madryn en función de la duración (panel superior) y la altura máxima (panel inferior).

La representación de los resultados obtenidos para las ODTs mediante un histograma bidimensional, que analiza tanto la duración del evento como la altura máxima alcanzada por los residuos, se presenta en la [Figura 4.9](#). La mayoría de los eventos de ODT tienen duraciones comprendidas entre 10 y 15 h y alturas máximas de residuos que varían entre 0,75 y 1 m, tal como se obtuvo anteriormente. Es interesante destacar que los eventos con alturas máximas superiores a 1,25 m no fueron los de mayor duración. De manera similar, los eventos que alcanzaron alturas inferiores a 0,75 m tampoco fueron los más persistentes.

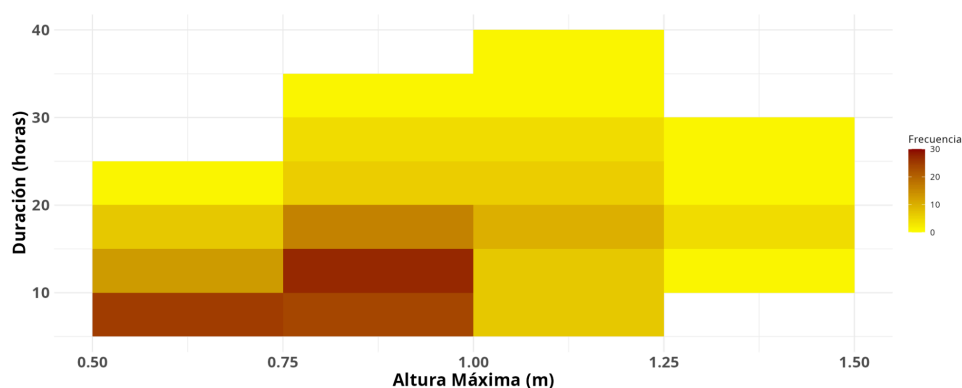


Figura 4.9: Histograma bidimensional de altura máxima y duración de eventos de ODT en Puerto Madryn.

4.3 Análisis meteorológico durante eventos de ODTs

Se optó por mostrar en la [Tabla III](#) los cinco casos más significativos ordenados por la altura máxima alcanzada por el residuo, donde se detalla la fecha de inicio del evento, la fecha en que se alcanzó la altura máxima, y la duración. La Tabla completa puede ser visualizada en el Anexo.

Nro evento	Fecha de inicio (aaaa-mm-dd hh)	Duración (h)	Fecha de máxima (aaaa-mm-dd hh)	Altura Máxima (m)
1	2013-07-20 06	28	2013-07-21 01	1,46
2	2011-07-01 23	17	2011-07-02 04	1,37
3	2016-04-25 13	13	2016-04-25 20	1,35
4	2019-09-03 08	17	2019-09-03 19	1,33
5	2012-04-20 11	19	2012-04-20 17	1,32

Tabla III: Instante del inicio y del momento de la altura máxima, duración y altura máxima de los eventos de ODT más significativos.

En las [Figuras 4.10.\(a-e\)](#) se presentan los eventos de ODT más significativos, donde se muestran los niveles observados junto a la marea predicha (panel superior) y el residuo (niveles observados menos marea, panel inferior). Este evento cumple con las condiciones de residuo impuestas para ser clasificado como ODT positiva y son los casos que alcanzaron mayor altura máxima en todo el período 2010-2023. A diferencia de la ODT registrada en el Río de la Plata ([Figura 1.2](#)), donde la curva de niveles observados se distorsiona completamente y pierde la forma de onda, en la zona de estudio mantiene la forma ondulatoria apreciándose claramente las pleamares y bajamares (panel superior). El evento comienza cuando la línea azul sobrepasa la primera línea horizontal punteada y finaliza cuando corta nuevamente dicha línea. Adicionalmente, en estos eventos se observa que el nivel del agua sobrepasó el percentil 99% (representado por un residuo superior a 0,66 m), y llegó hasta un valor máximo por encima de 1.30 m en los cinco casos mostrados.

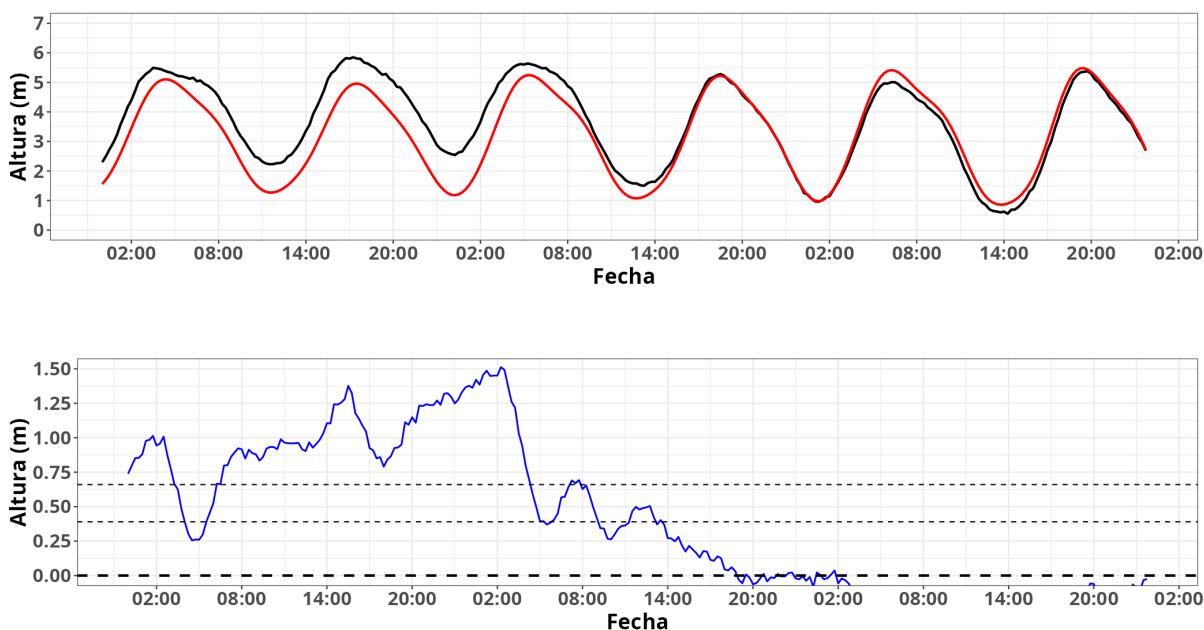


Figura 4.10.a: Evento de ODT para el 21/07/2013 en Puerto Madryn. Superior: niveles observados (negro) marea (rojo). Inferior: residuos (azul). Las líneas punteadas representan al percentil 95 (0,39 m) y 99 (0,66 m). La línea de trazos gruesa representa al nivel cero.

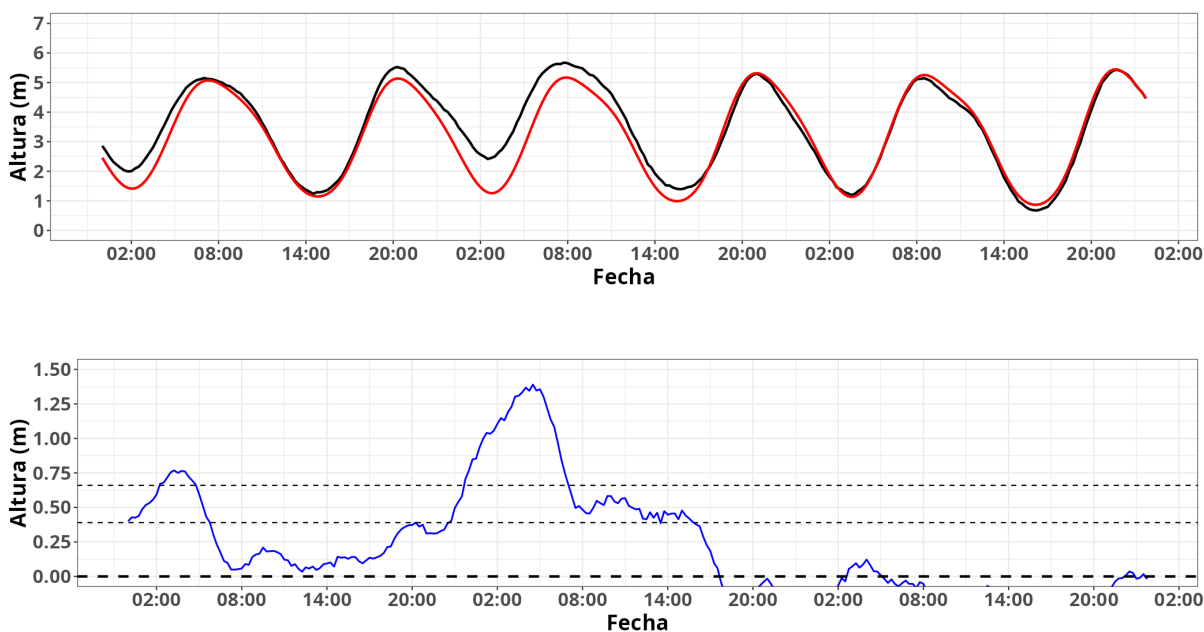


Figura 4.10.b: Evento de ODT para el 02/07/2011 en Puerto Madryn. Superior: niveles observados (negro) marea (rojo). Inferior: residuos (azul). Las líneas punteadas representan al percentil 95 (0,39 m) y 99 (0,66 m). La línea de trazos gruesa representa al nivel cero.

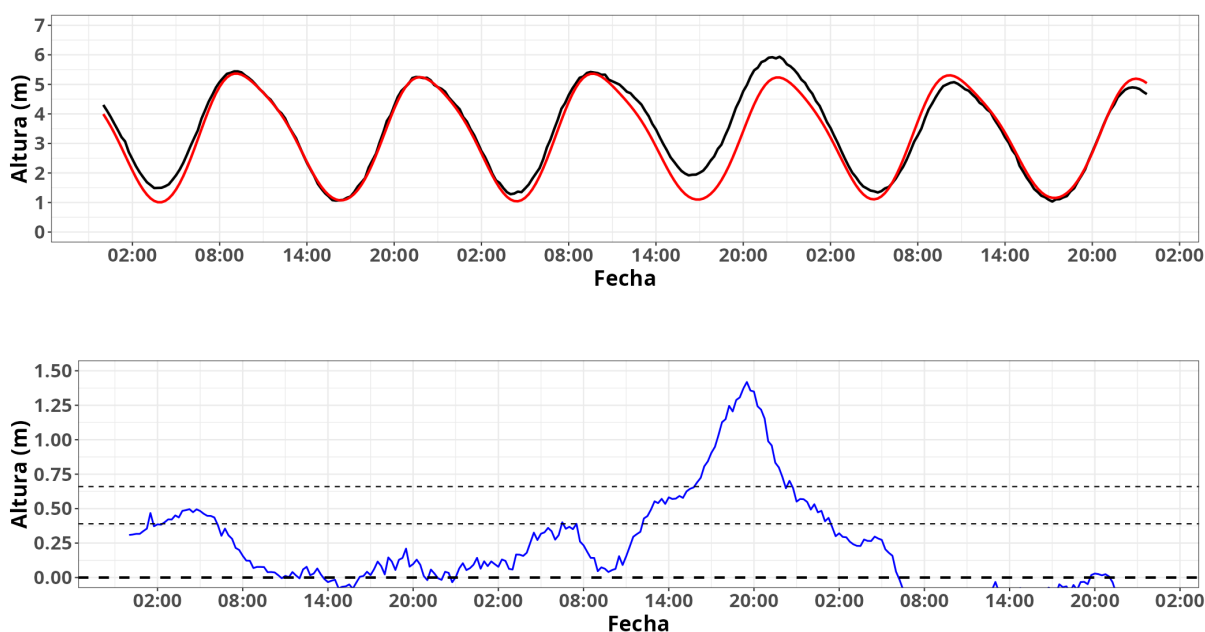


Figura 4.10.c: Evento de ODT para el 25/04/2016 en Puerto Madryn. Superior: niveles observados (negro) marea (rojo). Inferior: residuos (azul). Las líneas punteadas representan al percentil 95 (0,39 m) y 99 (0,66 m). La línea de trazos gruesa representa al nivel cero.

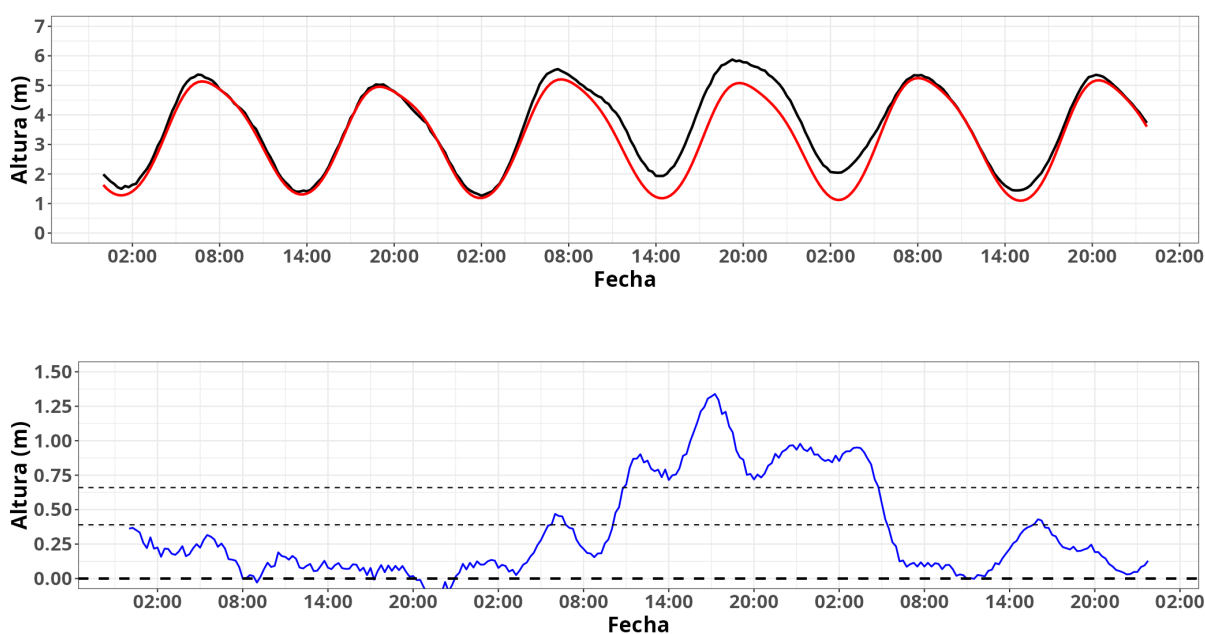


Figura 4.10.d: Evento de ODT para el 03/09/2019 en Puerto Madryn. Superior: niveles observados (negro) marea (rojo). Inferior: residuos (azul). Las líneas punteadas en azul representan al percentil 95 (0,39 m) y 99 (0,66 m). La línea de trazos gruesa representa al nivel cero.

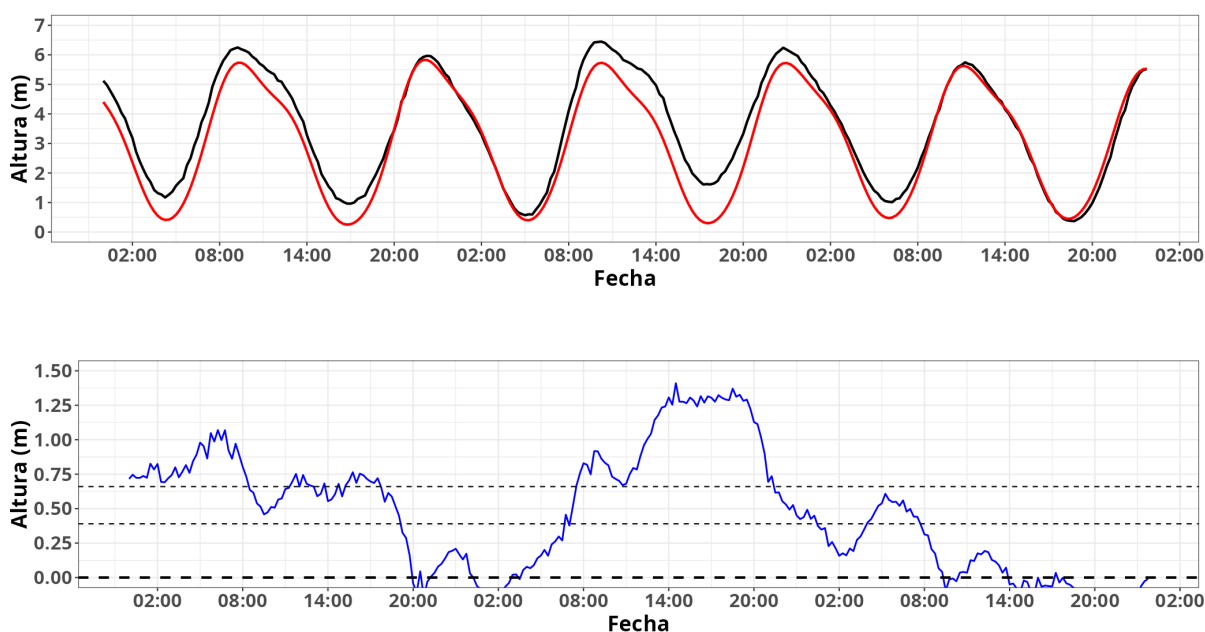


Figura 4.10.e: Evento de ODT para el 20/04/2012 en Puerto Madryn. Superior: niveles observados (negro) marea (rojo). Inferior: residuos (azul). Las líneas punteadas en azul representan al percentil 95 (0,39 m) y 99 (0,66 m). La línea de trazos representa al nivel cero.

A partir de las 167 fechas encontradas de máximo nivel de ODT, se seleccionaron los datos de viento para esos instantes, de la estación meteorológica Madryn Aero. En la [Figura 4.11.a](#) se compara la rosa de viento climatológica con la correspondiente al momento de ocurrencia del máximo residuo de ODT. El análisis climatológico revela una predominancia de vientos con componente O, con una frecuencia cercana al 25%. La intensidad más común para esta dirección oscila entre 10 y 20 nudos, mientras que los vientos más fuertes, entre 20 y 50 nudos. La segunda dirección más frecuente es la N, con aproximadamente el 17% de ocurrencia. Al igual que en el caso anterior, la intensidad más frecuente para esta dirección es entre 10 y 20 nudos, aunque también se registran vientos que superan los 20 nudos. Para las restantes direcciones el porcentaje de ocurrencia es cercano o menor al 10%, siendo especialmente baja la frecuencia de vientos provenientes del SE, y NE.

Ante la presencia de evento ODT se observa un marcado incremento en la frecuencia de la componente sur del viento, pasando del 10% de ocurrencia a valores cercanos al 40%, e incremento de un 5% en las frecuencias de las componentes oeste y sudoeste. Los demás octantes registraron disminución en las

frecuencias de ocurrencia de vientos. En cuanto a la intensidad del viento, este se ve fortalecido en todas las direcciones, especialmente en intensidades superiores a 20 nudos. A continuación se analiza un punto ubicado 300 km mar adentro al sudeste de Puerto Madryn (44° S, 63° W), donde el gradiente isobárico en situaciones de ODT suele ser apreciable. Se muestra en la [Figura 4.11.b](#) la rosa de los vientos obtenida de analizar el campo extraído del ERA5, donde se observa que en aproximadamente el 60% de los casos el viento tiene dirección SO, 20% de los casos dirección S, siendo la sumatoria de estos dos octantes el 80% de los casos. La velocidad predominante del viento presenta valores entre 20 y 50 nudos en la mayoría de las direcciones.

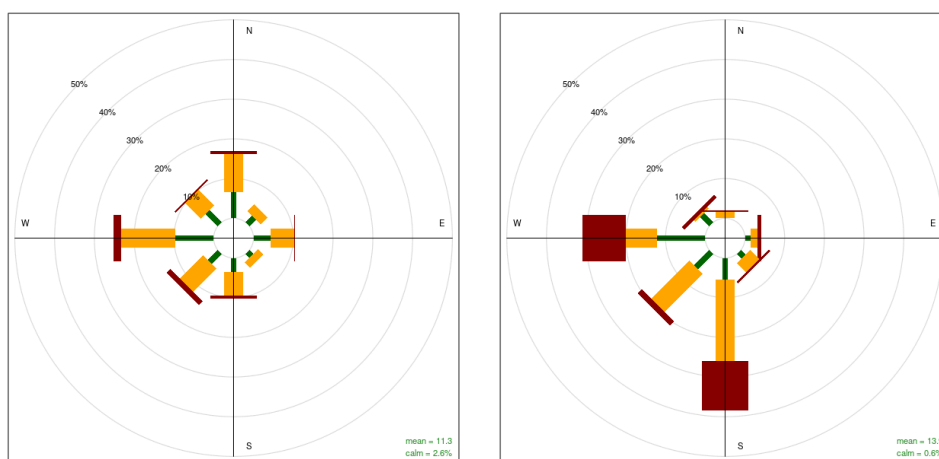


Figura 4.11.a: Rosa de los vientos climatológica (izquierda) y durante eventos de ODT en Puerto Madryn Aero(derecha). Verde (0 a 10 nudos), Amarillo (10 a 20 nudos) y rojo (20 a 50 nudos). Cada anillo representa 10% de frecuencia.

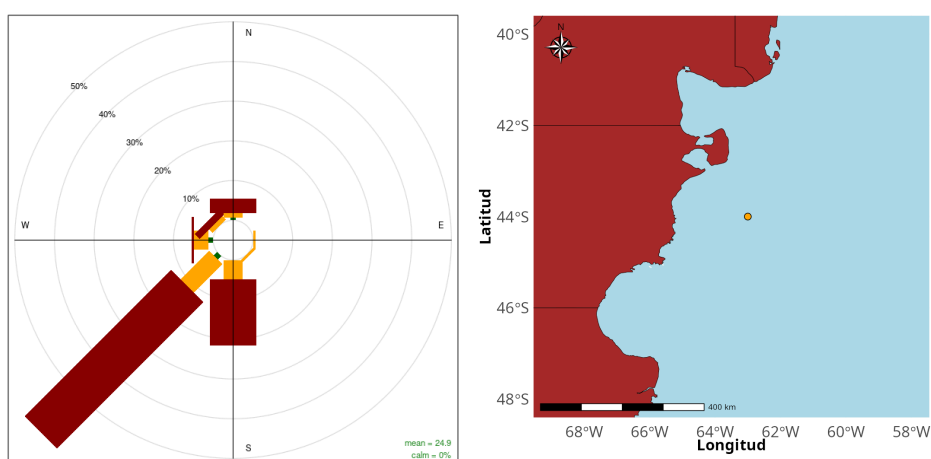


Figura 4.11.b: Izquierda: Rosa de los vientos durante eventos de ODT en el mar. Verde (0 a 10 nudos), Amarillo (10 a 20 nudos) y rojo (20 a 50 nudos). Cada anillo 10% de frecuencia. Derecha: el punto naranja (44° S 63° W) zona de toma de datos de viento a 10 m de ERA5

A partir del análisis de la velocidad del viento en la estación meteorológica Madryn Aero (Figura 4.12) se detectó que la intensidad media mensual presenta una tendencia decreciente, tal como se obtuvo en *Pessacg et al., 2022*. Para destacar esta tendencia, se ha realizado un ajuste lineal a los datos, mostrando claramente la disminución en el período analizado en esta Tesis.

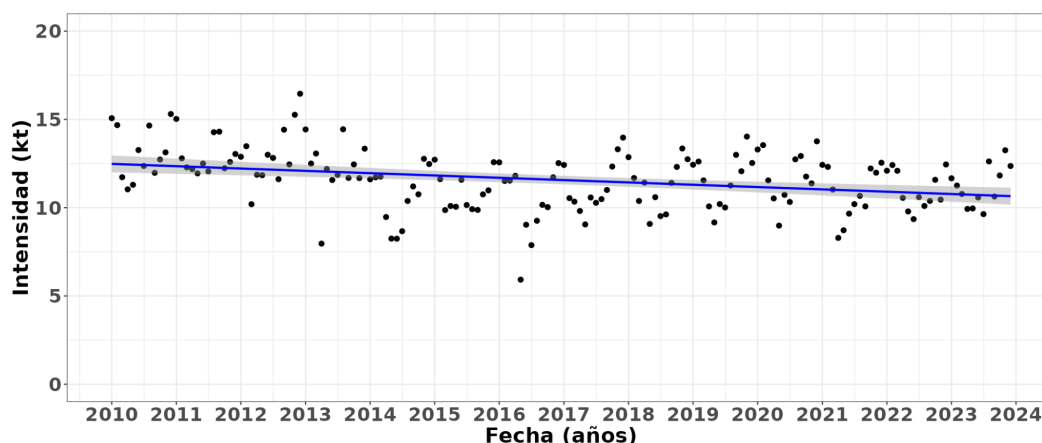


Figura 4.12: Intensidad media mensual del viento, estación Puerto Madryn Aero. Intensidades en nudos (kt) (1 nudo: 1 milla náutica por hora).

A partir de las fechas identificadas para los eventos de ODT (Tabla II) se construyeron campos sinópticos utilizando el reanálisis ERA5. Las Figuras 4.13.a-e muestran los campos de presión a nivel medio del mar y viento a 10 m, tanto al inicio del evento de ODT como en su instante de máximo residuo. Asimismo estas figuras contienen una amplificación en la región del mar argentino. En los cinco eventos analizados se observa la presencia de un centro de baja presión en el Océano Atlántico Sur y un centro de alta presión en el Océano Pacífico Sur. Esta configuración genera un gradiente zonal de presión intensificado en latitudes patagónicas sobre el Mar Argentino, produciendo vientos intensos con componentes predominantes del S, SO y SE. En la imagen amplificada se observa que entre el instante de inicio del evento y el momento de máxima, el centro de baja presión migratorio se desplaza hacia el norte y este, y esta dinámica genera rotación antihoraria del viento en cercanías a Puerto Madryn, haciendo que en algunos instantes el viento tenga componente paralela a la costa y en otros componente más perpendicular.

En concordancia con el transporte de Ekman en el hemisferio Sur, cuando el viento fluye paralelo a la costa y deja la misma a la izquierda, se produce un transporte de agua en la capa superficial hacia la costa y la consecuente sobreelevación del nivel del mar. Este fenómeno subraya la importancia del transporte de Ekman en la dinámica costera del Golfo Nuevo, destacando cómo el viento en superficie fuerza al movimiento del agua superficial y, por ende, provee las condiciones locales para que se produzcan los eventos ODT. La componente perpendicular del viento genera variaciones en el nivel del mar, que son proporcionales a la tensión del viento en superficie, y contribuye al aumento del nivel del mar.

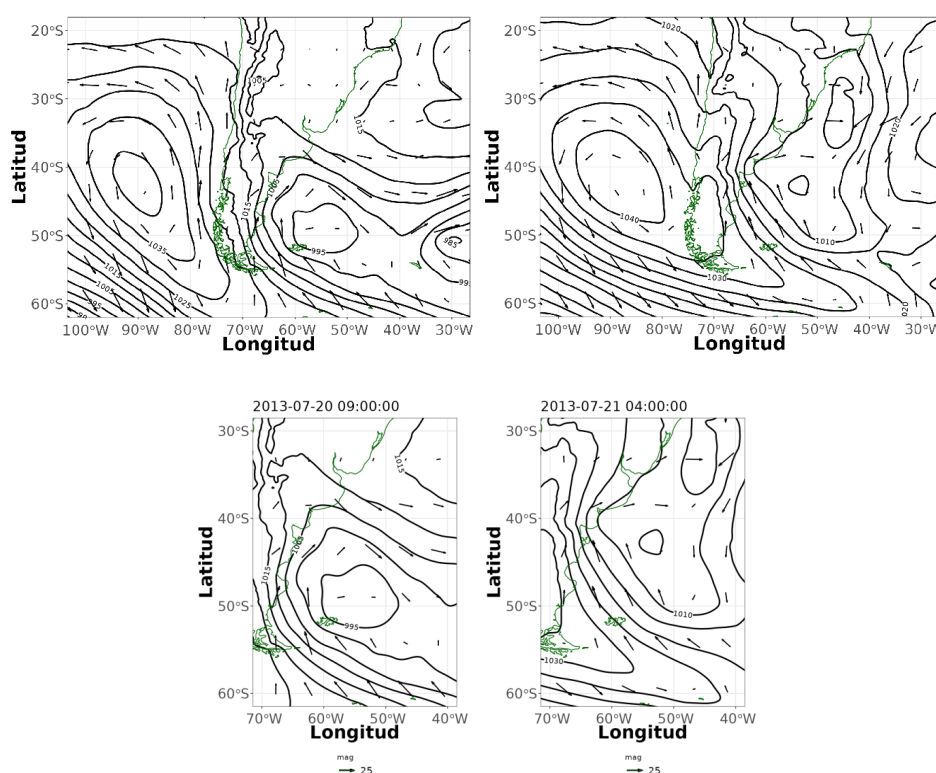


Figura 4.13.a: Campos de presión y viento a 10m para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°1. Imágen regional (arriba) y amplificación del Mar Argentino (abajo). Horarios de campos dados en UTC. Fuente: ERA5.

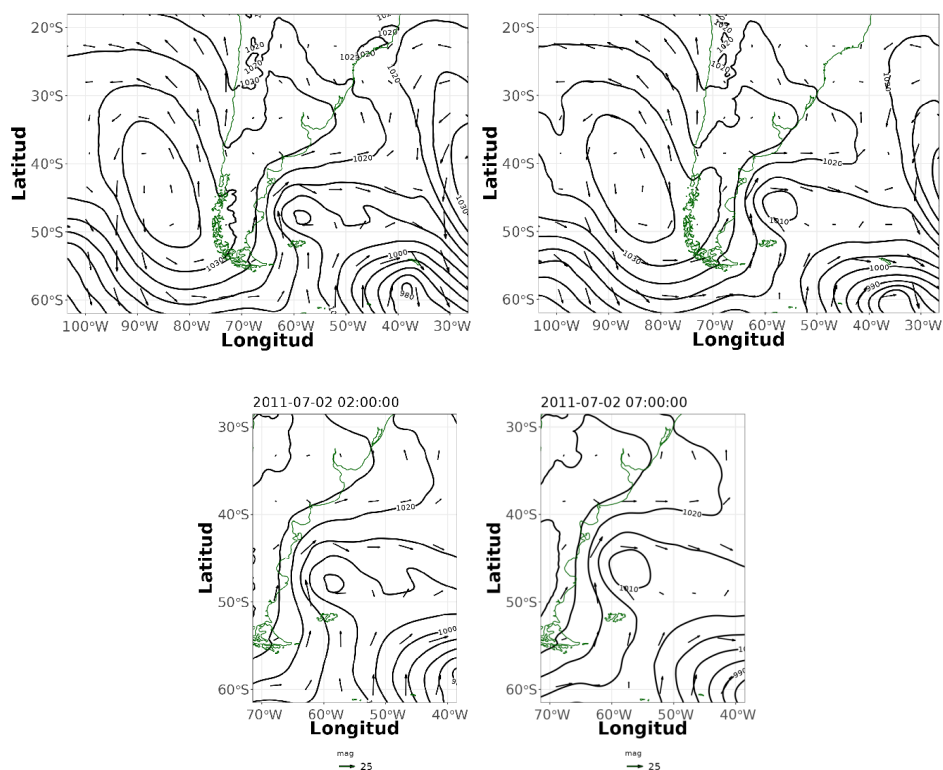


Figura 4.13.b: Campos de PNMM y viento a 10m para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°2. Imágen regional (arriba) y amplificación del Mar Argentino (abajo). Horarios de campos dados en UTC. Fuente: ERA5.

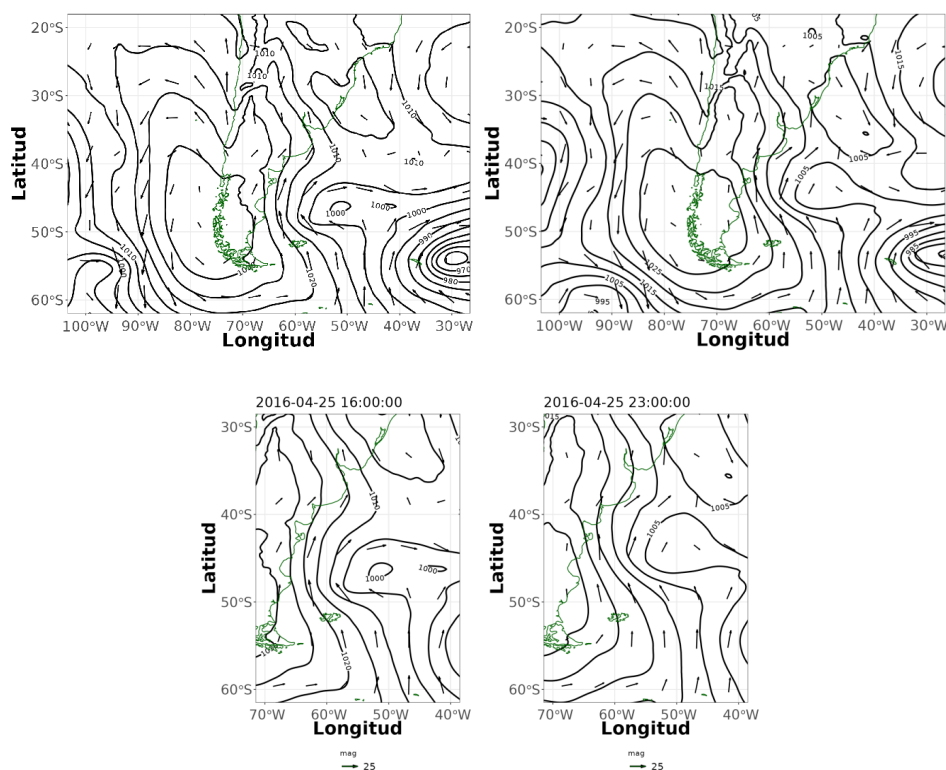


Figura 4.13.c: Campos de PNMM y viento a 10m para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°3. Imágen regional (arriba) y amplificación del Mar Argentino (abajo). Horarios de campos dados en UTC. Fuente: ERA5.

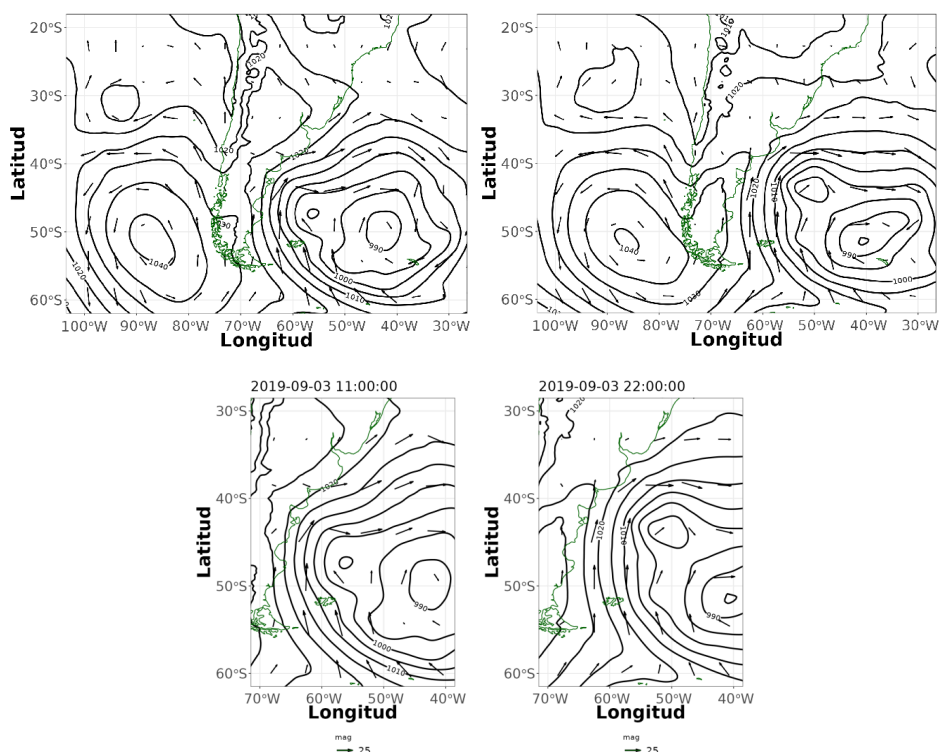


Figura 4.13.d: Campos de PNMM y viento a 10m para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°4. Imágen regional (arriba) y amplificación del Mar Argentino (abajo). Horarios de campos dados en UTC. Fuente: ERA5.

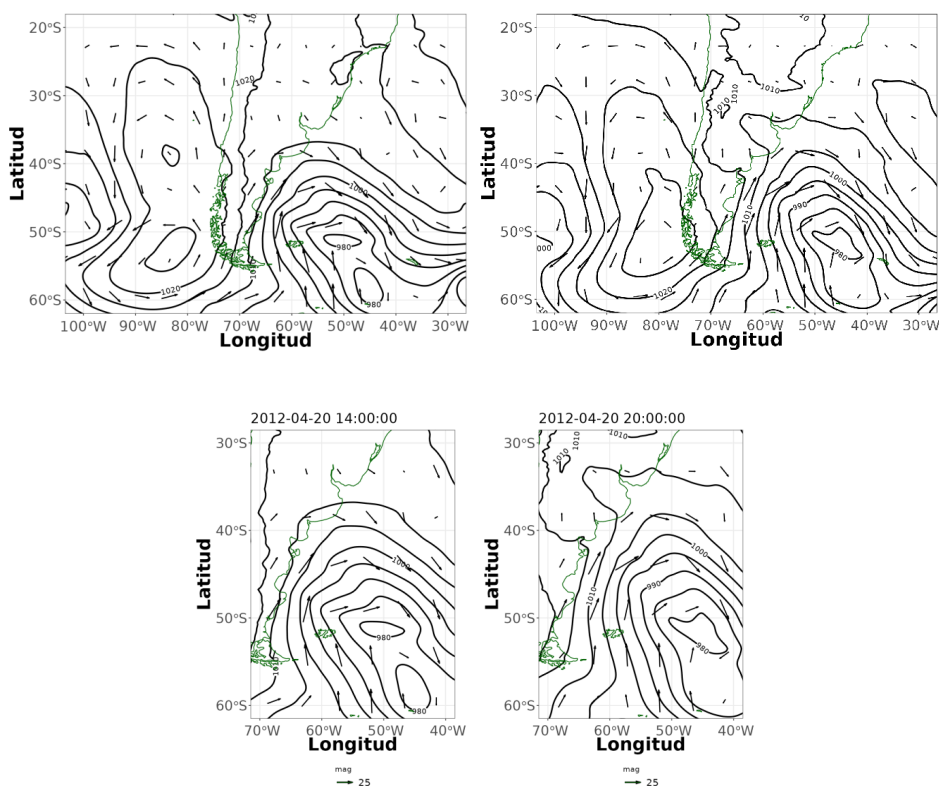


Figura 4.13.e: Campos de PNMM y viento a 10m para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°5. Imágen regional (arriba) y amplificación del Mar Argentino (abajo). Horarios de campos dados en UTC. Fuente: ERA5.

Las Figuras 4.14.a-e representan los campos de anomalía de presión para los instantes analizados previamente. El análisis detallado de los campos de anomalías de presión revela la presencia de valores significativamente inferiores a las condiciones climatológicas en el Océano Atlántico, contrastando con valores superiores en el Océano Pacífico, configurando así un patrón dipolar característico. Esta configuración dipolar promueve la circulación de aire desde las regiones polares hacia las latitudes subtropicales. En los campos de anomalías de los cinco casos analizados (Tabla II), se observan anomalías positivas de presión en el Pacífico, que varían entre 20 y 30 hPa por encima de los valores medios mensuales del período analizado. Estas anomalías se concentran principalmente en el cinturón de latitudes comprendidas entre 50° y 60°S, destacando su influencia en la dinámica atmosférica regional.

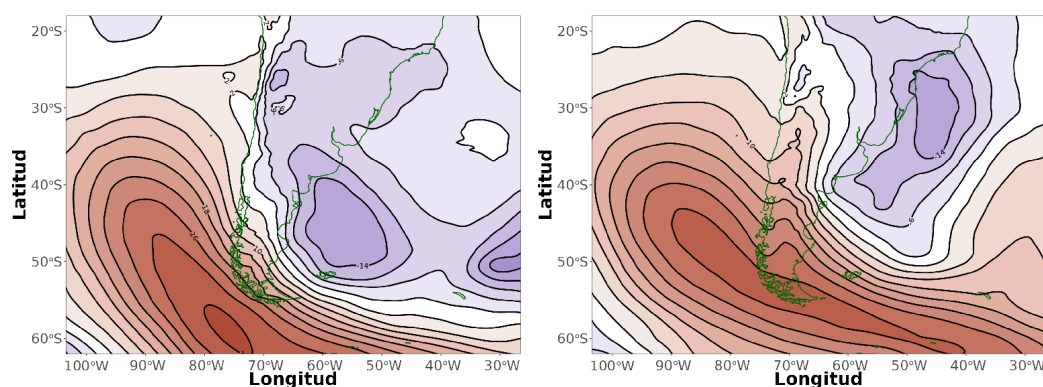


Figura 4.14.a: Campos de anomalías de presión a nivel medio del mar para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°1. Fuente: ERA5.

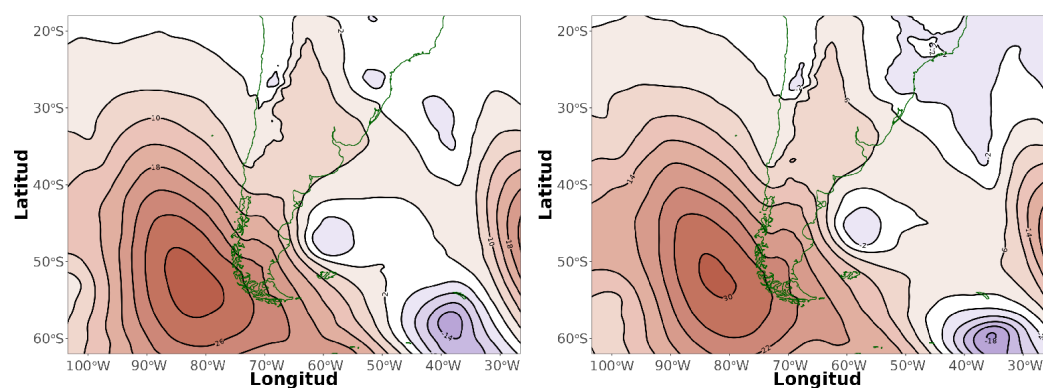


Figura 4.14.b: Campos de anomalías de presión a nivel medio del mar para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°2. Fuente: ERA5.

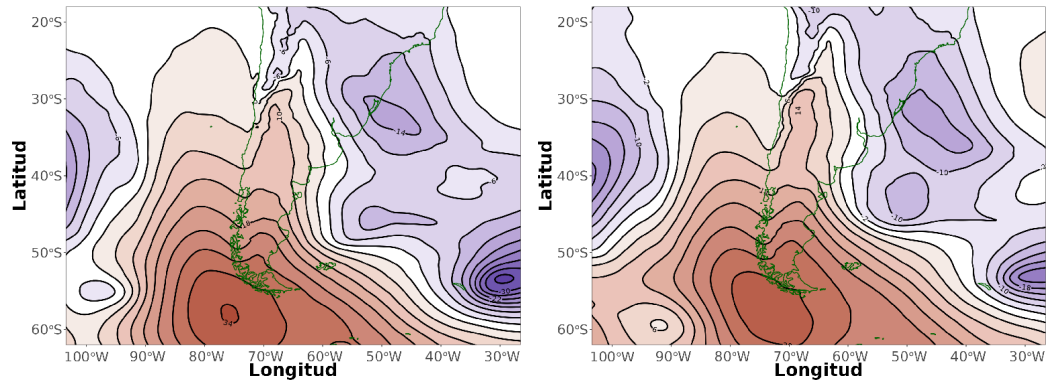


Figura 4.14.c: Campos de anomalías de presión a nivel medio del mar para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°3. Fuente: ERA5.

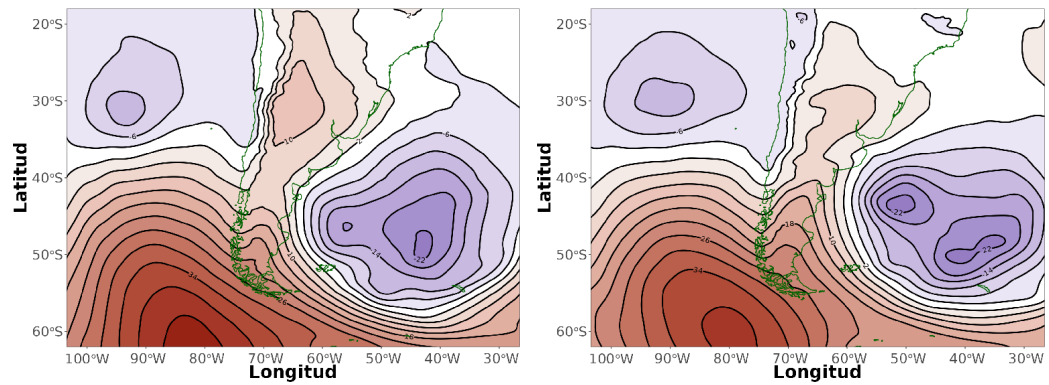


Figura 4.14.d: Campos de anomalías de presión a nivel medio del mar para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°4. Fuente: ERA5.

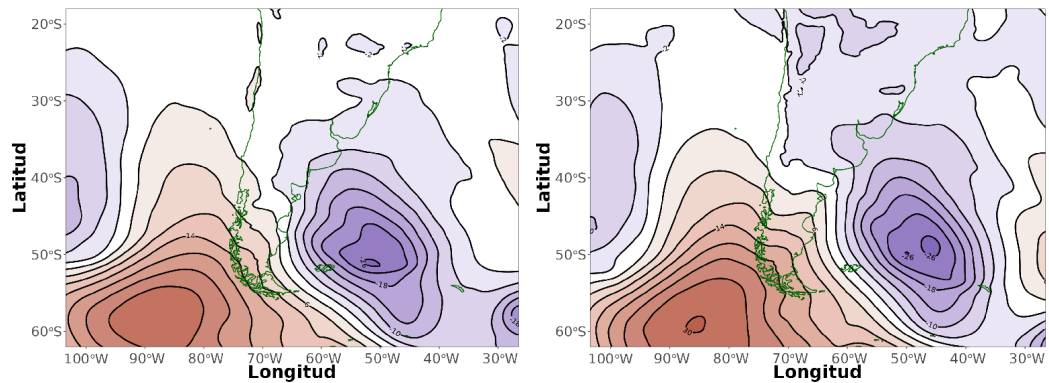


Figura 4.14.e: Campos de anomalías de presión a nivel medio del mar para el inicio de ODT (izquierda) y en el momento de máximo residuo (derecha) para el evento N°5. Fuente: ERA5.

4.4 *Análisis de componentes principales*

A partir de los campos de presión atmosférica en superficie se construyeron las CPs tomando exclusivamente las fechas correspondientes al máximo residuo de ODT en Puerto Madryn. Mediante este estudio, se retuvieron los modos de variabilidad que mejor explican los fenómenos observados. En la [Figura 4.15.a-c](#) se muestran los CPs ordenados de acuerdo a su varianza explicada, junto a la reconstrucción de los campos de presión que están vinculados a cada componente principal.

La primer componente principal (CP1) explica en un 68% la varianza de los campos de presión encontrados en casos de ODT. El CP1 representa dos centros de signo opuesto, uno en el Océano Pacífico Sur, con núcleo entre los 35 y 40°S, y otro en el Océano Atlántico Sur con núcleo entre los 55 y 60°S. Esto indica que la diferencia de presión entre ambos es significativa por lo cual hay un intenso gradiente bórico, con isolíneas paralelas a la costa en la región patagónica. Este patrón sugiere vientos provenientes de la dirección SO. El campo de presión asociado a esta componente principal presenta el pasaje de un centro de baja presión migratorio en el Atlántico Sur en latitudes cercanas a 60°S, y el centro de alta presión semipermanente del Pacífico Sur. La configuración de ambos centros generan un gradiente isobórico perpendicular a la costa, tal como se describe anteriormente.

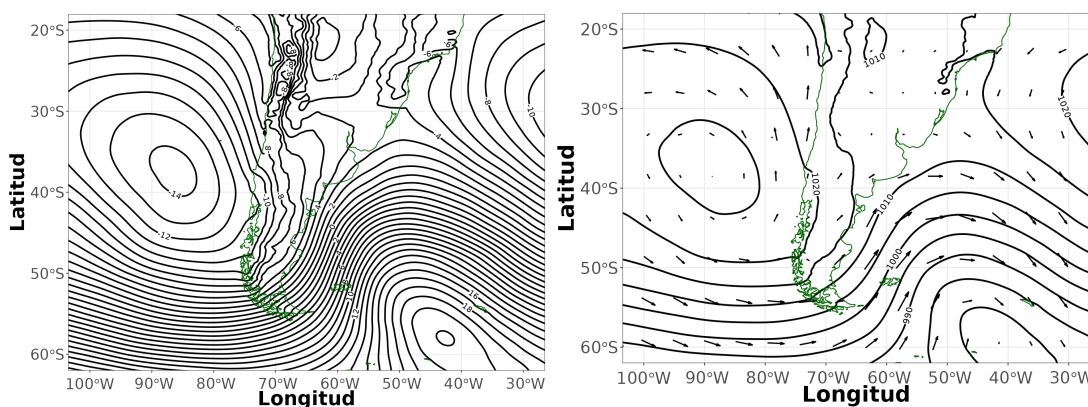


Figura 4.15.a: Componente principal 1 (CP1) asociados a eventos de ODT (izquierda). Campo de presión medio vinculado a la CP1 (derecha).

La segunda componente, CP2, explica un 7% de la varianza y, a diferencia del caso anterior, no presenta un gradiente en la región sur del Mar Argentino. Se detectan dos centros con signos opuestos, pero en este caso invertidos respecto al caso anterior, y ambos desplazados hacia el centro de los océanos. El campo de presión

asociado a esta componente principal está dominado por la varianza vinculada al pasaje de un centro de baja presión en el Pacífico Sur. Como este factor no tiene implicancia en la generación de ODT en Puerto Madryn, se considera que esta componente no debe ser considerada.

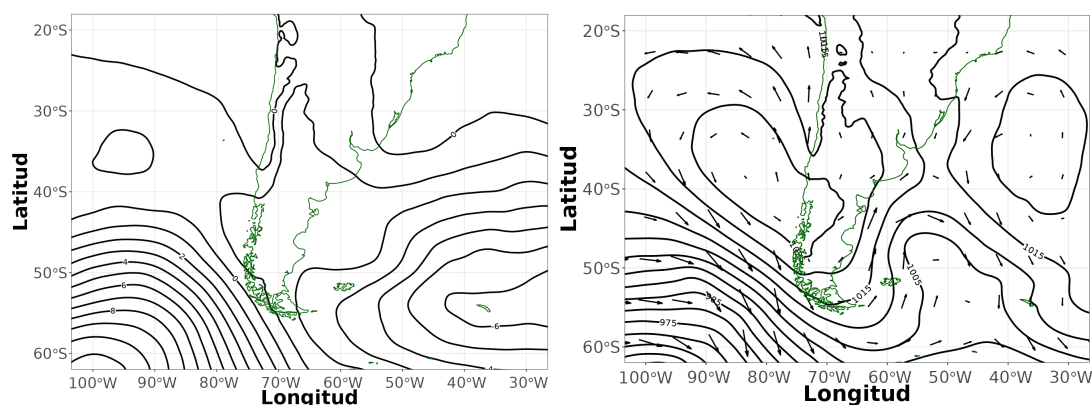


Figura 4.15.b: Componente principal 2 (CP2) asociados a eventos de ODT (izquierda). Campo de presión medio vinculado a la CP2 (derecha).

La tercera componente principal (CP3) explica un 5% de varianza de los campos de presión asociados a eventos de ODT. Aquí se observa un campo dipolar, y un tercer centro ubicado al sur de Sudamérica y este modo está asociado a circulación de viento del E. El campo de presión asociado a este componente presenta un centro de alta presión con núcleo en el sudoeste de Sudamérica, y un centro de baja presión migratorio en el Atlántico Sur en latitudes cercanas a 50°S. Ambos centros generan una configuración isobárica con gradiente perpendicular a la costa, por lo cual los vientos en el sur argentino son paralelos a la costa.

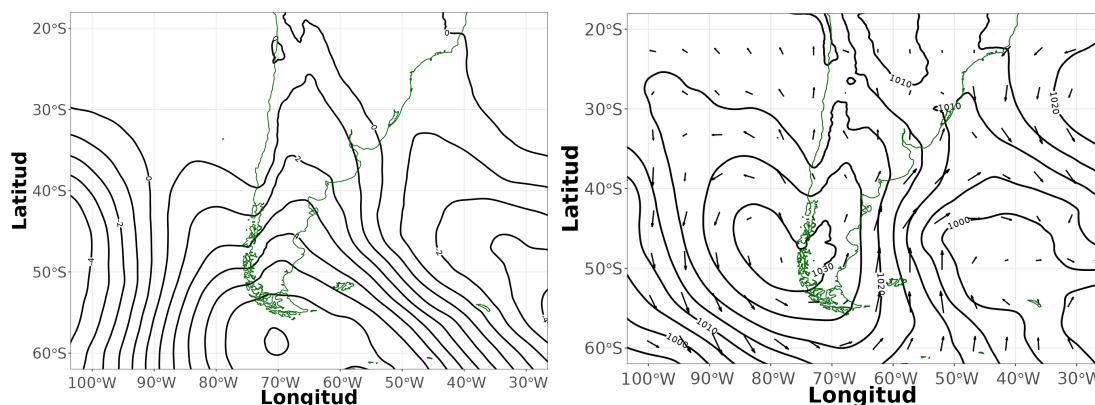


Figura 4.15.c: Componente principal 3 (CP3) asociados a eventos de ODT (izquierda). Campo de presión medio vinculado a la CP3 (derecha).

5. Discusión y conclusiones

En esta tesis se estudió la presencia de ODT positivas en Puerto Madryn durante el período 2010-2023, utilizando las mediciones del mareógrafo radar ubicado en el muelle Comandante Luis Piedra Buena, los datos de la estación meteorológica Puerto Madryn Aero y el reanálisis ERA5 del Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos. Un análisis preliminar de los datos de niveles del mar reveló una tendencia del nmm de 3.0 mm/año, lo cual se encuentra dentro de los valores típicos de tendencia anual mundial.

Se realizó un análisis armónico de mareas obteniendo así un conjunto de constantes armónicas actualizadas para Puerto Madryn. Se consideraron aquellas ondas cuya amplitud superan los 5 mm, obteniendo un total de 60 nuevos armónicos con los cuales se construyó la serie de mareas predichas. Los espectros del nivel del mar revelaron la presencia de potencia en aquellos períodos asociada a la variabilidad sinóptica. Esto sugiere la influencia del efecto de los sistemas meteorológicos de escala sinóptica sobre el nivel del mar en el área de estudio. Sustrayendo la serie de marea predicha a las observaciones del nivel del mar se obtuvo la serie de residuos. Esta se utilizó para identificar las ODTs de acuerdo al siguiente criterio: (i) los residuos debían superar el percentil 95% (residuo 0,39 m) (ii) durante al menos 6 h consecutivas y (iii) alcanzar en algún momento de ese intervalo el percentil 99% (residuo 0,66 m). Si se cumplían estas tres condiciones se lo consideraba como un evento de ODT. En este estudio se utilizaron los residuos para definir eventos de ODT y no la altura total medida por el mareógrafo ya que esta última tiene mucha varianza en esta zona, lo cual es esperable dado que, en los puertos patagónicos la amplitud de la marea es significativamente mayor que en la mayoría de otros sitios del mundo. Esto significa que el peso del efecto meteorológico sobre las aguas es relativamente pequeño en comparación con la marea.

Se observó una mayor incidencia de ODTs durante las estaciones de otoño e invierno, mientras que la frecuencia de estos eventos disminuye significativamente en verano. Esto sugiere una influencia climática que favorece la formación de ODTs en los meses más fríos del año. Se identificó que los eventos de ODT más prolongados corresponden a aquellos con alturas entre 1 m y 1,25 m. Por otro lado,

los eventos que alcanzaron las mayores alturas tuvieron duraciones entre 10 y 30 h, siendo más comunes los que duraron entre 15 y 20 h. Estos eventos, que suelen ser más persistentes, resaltan la relación entre la duración del fenómeno y la magnitud del residuo. La rosa de los vientos de Puerto Madryn, en situaciones de ODT severa, indica una predominancia de vientos provenientes del SO con intensidades superiores a 20 nudos.

El análisis de los campos sinópticos de *PNMM*, vientos y anomalías de presión durante eventos de ODT positiva reflejan, en la mayoría de los casos, la presencia de un centro de baja presión en el Océano Atlántico Sur y un anticiclón migratorio en el Océano Pacífico Sur que se extiende hacia la Patagonia. Este patrón de anomalías subraya la importancia de los gradientes de presión en la configuración de los vientos regionales y en la modulación de fenómenos asociados, como, por ejemplo, las ODTs. La comprensión de estas anomalías proporciona un marco útil para interpretar el efecto de las condiciones atmosféricas regionales sobre la dinámica oceánica.

Además, se analizaron los campos de CPs y se observó que PC1 explica el 68% de la varianza, mostrando una configuración del campo de presiones que induce una circulación de vientos paralelos a la costa. En el contexto del hemisferio Sur esta configuración es particularmente relevante debido al transporte de Ekman. Un intenso gradiente de isobaras genera vientos fuertes, y cuando estos son paralelos a la costa, se produce el transporte de Ekman hacia tierra. Este transporte contribuye significativamente a la existencia de ODT positivas y, por ende, a la posibilidad de generar inundaciones costeras. En cuanto al análisis de CP, se concluye que hubiese sido más efectivo aplicar el método sobre los campos de anomalías para descartar el estado medio que tiene gran variabilidad, y acotar la región de análisis al Mar Argentino.

El estudio realizado en esta Tesis permitió establecer un criterio de detección de ODTs a partir de los percentiles de residuos el cual podría ser empleado en otros sitios con características mareológicas similares. Adicionalmente se obtuvo la configuración de los campos de CPs de presión que permitiría al pronóstico operativo prever con antelación la ocurrencia de ODTs en esta zona de la Patagonia.

Futuras líneas de trabajo

Como consecuencia de esta tesis surgen las siguientes líneas de trabajo que se podrían abordar:

- Realizar un nuevo cálculo de las componentes principales utilizando los campos de anomalías de presión en superficie en lugar de los campos instantáneos de presión, con el objetivo de eliminar la influencia del estado medio en el análisis. Además, se propone considerar únicamente las ondas de tormenta que superen el percentil 99% para seleccionar los eventos más extremos, enfocándose en las componentes principales asociadas a estos casos de mayor intensidad.
- Modelado numérico de ODT en alta resolución en los golfos norpatagónicos. Sería de interés efectuar estudios de sensibilidad numérica considerando cambios batimétricos en la plataforma continental para evaluar variaciones en la propagación de la ODT, como así también, generar alteraciones en la geomorfología del golfo para estudiar su impacto sobre las alturas de ODT máximas alcanzadas.
- Utilización de la Inteligencia Artificial para el reconocimiento de patrones de presión y anomalías asociadas a las ODT, para que puedan ser detectadas con antelación por los sistemas de pronóstico.
- Estudio particular de alturas máximas alcanzadas y duración de eventos de ODT durante de bloqueos atmosféricos.

Referencias

- Ahrens, C. D. (2015). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Cengage Learning Canada Inc.
- Alonso, G., Simionato, C. G., Dinápoli, M. G., Saurral, R., & Bodnariuk, N. (2024). Positive Storm Surges in the Río de la Plata Estuary: forcings, long-term variability, trends and linkage with Southwestern Atlantic Continental Shelf dynamics. *Natural Hazards*, 1-26.
- Andrés, M. D., & Barragán Muñoz, J. M. (2016). Desarrollo urbano en el litoral a escala mundial. Método de estudio para su cuantificación. *Revista de Estudios Andaluces*, 33 (1), 64-83.
- Apel, J. R. (1987). *Principles of ocean physics* (Vol. 38). Academic Press.
- Bardají, T., Zazo, C., Cabero, A., Dabrio, C. J., Goy, J. L., Lario, J., & Silva, P. G. (2009). Impacto del cambio climático en el litoral. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17(2), 141-154.
- Barros, V., Menéndez, A., Natenzon, C., Kokot, R., Codignotto, J., Re, M., ... & González, S. G. (2013). Storm surges, rising seas and flood risks in metropolitan Buenos Aires. In *Climate Change and Vulnerability and Adaptation* (pp. 117-133). Routledge.
- Bilmes, A., Pessacq, N., Alvarez, M. P., Brandizi, L., Cuitiño, J. I., Kaminker, S., ... & Canizzaro, A. (2016). Inundaciones en Puerto Madryn: Relevamiento y diagnóstico del evento del 21 de Enero de 2016. CONICET-CENPAT; Municipalidad de Puerto Madryn; IPV; Servicoop.
- Bunicoontro, M. P. (2018). *Geomorfología, evolución y dinámica costera: Implicancias en el manejo costero y ambiental en el Golfo Nuevo, provincia de Chubut*. Tesis doctoral. UBA.
- Campetella, C. M., D'onofrio, E., Cerne, S. B., Fiore, M. E., & Possia, N. E. (2007). Negative storm surges in the Port of Buenos Aires. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 27(8), 1091-1101.
- Cartwright, D. E. (1985). Tidal prediction and modern time scales. *The International Hydrographic Review*, 62(1).
- Coles, S., Bawa, J., Trenner, L., & Dorazio, P. (2001). *An introduction to statistical modeling of extreme values* (Vol. 208, p. 208). London: Springer.
- Dasgupta, S., Laplante, B., Murray, S., & Wheeler, D. (2009). Climate change and the future impacts of storm-surge disasters in developing countries. Center for Global Development Working Paper, (182).
- de Azkue, M. F., & D'Onofrio, E. E. (2022). Estudio de los cambios registrados en las sudestadas del río de La Plata en un escenario de cambio climático.

de Azkue, M.F. (2023). Evolución y caracterización de las ondas de tormenta positivas registradas en el Río de la Plata entre 1905 y 2021 desde una mirada física y antrópica. Tesis de Maestría en Estudios Ambientales, Universidad de Ciencias Empresariales y Sociales, Buenos Aires, Argentina.

Dinapoli, M. G., Simionato, C. G., & Moreira, D. (2017). Model sensitivity for the prediction of extreme sea level events at a wide and fast-flowing estuary: the case of the Río de la Plata. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 2017, 1-18.

D'Onofrio, E. E., Fiore, M. M., & Romero, S. I. (1999). Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. *Continental Shelf Research*, 19(13), 1681-1693.

D'Onofrio, E., Fiore, M., Campetella, C., Possia, N., Cerne, B., Bertolotti, M., & Saurral, R. (2005). Ondas de Tormenta Negativas en el Puerto de Buenos Aires. In IX Congreso Argentino de Meteorología (CONGREMET), Argentina, Buenos Aires.

D'Onofrio, E. E., Fiore, M. M., & Pousa, J. L. (2008). Changes in the regime of storm surges at Buenos Aires, Argentina. *Journal of Coastal Research*, (24), 260-265.

D'Onofrio, E. E (2016). Cuadernillo de apuntes de marea.

Escobar, G., Vargas, W., & Bischoff, S. (2004). Wind tides in the Rio de la Plata estuary: meteorological conditions. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(9), 1159-1169.

Etala, M. P. (2000). Modelos hidrodinámicos anidados para el cálculo de la onda de tormenta en el estuario de Bahía Blanca (Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales).

Flather, R. A. (2001). Storm surges. *Encyclopedia of ocean sciences*, 2882-2892.

Frank, N. L., & Husain, S. A. (1971). The deadliest tropical cyclone in history?, B. Am. Meteorol. Soc., 52, 438-445.

Frumento, O. A. (2017). Aspectos del clima.

Gan, M. A., & Rao, V. B. (1991). Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119(5), 1293-1302.

Gleckler, P. J., Taylor, K. E., & Doutriaux, C. (2008). Performance metrics for climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D6).

Haigh, I. D., Wadey, M. P., Wahl, T., Ozsoy, O., Nicholls, R. J., Brown, J. M., ... & Gouldby, B. (2016). Spatial and temporal analysis of extreme sea level and storm surge events around the coastline of the UK. *Scientific data*, 3(1), 1-14.

Hinkel, J., Lincke, D., Vafeidis, A. T., Perrette, M., Nicholls, R. J., Tol, R. S., ... & Levermann, A. (2014). Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9), 3292-3297.

Hu, C. K., Chiu, C. T., Chen, S. H., Kuo, J. Y., Jan, S., & Tseng, Y. H. (2010). Numerical Simulation of Barotropic Tides around Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences*, 21(1).

Hurrell, J. W., & Van Loon, H. (1994). A modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. *Tellus A*, 46(3), 325-338.

Igualt, F., Breuer, W. A., Contreras-López, M., & Martínez, C. (2019). Efectos del cambio climático en la zona urbana turística y costera de Viña del Mar: levantamiento de daños para una inundación por marejadas y percepción de seguridad. *Revista 180*, (44), 120-133.

IPCC (2021). Resumen para responsables de políticas. En: *Climate Change 2021: e Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu y B. Zhou (editores)]. Cambridge University Press. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_SPM_Spanish.pdf

Jongman, B., Ward, P. J., & Aerts, J. C. (2012). Global exposure to river and coastal flooding: Long term trends and changes. *Global Environmental Change*, 22(4), 823-835.

Kidston, J., Frierson, D. M. W., Renwick, J. A., & Vallis, G. K. (2010). Observations, simulations, and dynamics of jet stream variability and annular modes. *Journal of Climate*, 23(23), 6186-6199.

Lavia, N. C. (2021). Caracterización del proceso histórico de balnearización del frente litoral de Puerto Madryn (Chubut) desde sus inicios hasta la actualidad. *Revista Universitaria de Geografía*, 30(2), 11-37.

Lavia, N. C. (2023). Eventos meteorológicos severos y sus impactos en la planta turística de la ciudad de Puerto Madryn a partir del análisis de la prensa digital (2010-2021). *Párrafos Geográficos*, 22(1), 133-149.

McTaggart-Cowan, R., Bosart, L. F., Davis, C. A., Atallah, E. H., Gyakum, J. R., & Emanuel, K. A. (2006). Analysis of hurricane Catarina (2004). *Monthly Weather Review*, 134(11), 3029-3053.

Mendes, D., Souza, E. P., Trigo, I. F., & Miranda, P. M. (2007). On precursors of South American cyclogenesis. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 59(1), 114-121.

Mendes, D., Souza, E. P., Marengo, J. A., & Mendes, M. C. (2009). Climatology of extratropical cyclones over the South American–southern oceans sector. *Theoretical and applied climatology*, 100, 239-250.

Merrifield, M. A., Genz, A. S., Kontoes, C. P., & Marra, J. J. (2013). Annual maximum water levels from tide gauges: Contributing factors and geographic patterns. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(5), 2535-2546.

Mousavi, M. E., Irish, J. L., Frey, A. E., Olivera, F., & Edge, B. L. (2011). Global warming and hurricanes: the potential impact of hurricane intensification and sea level rise on coastal flooding. *Climatic Change*, 104, 575-597.

Muis, S., Verlaan, M., Winsemius, H. C., Aerts, J. C., & Ward, P. J. (2016). A global reanalysis of storm surges and extreme sea levels. *Nature communications*, 7(1), 11969.

National Climate Data Center (2014), Billion-dollar weather/climate disasters: Table of events, Asheville, North Carolina, supported by the National Oceanic and Atmospheric Administration. [<http://www.ncdc.noaa.gov/billions/events>.]

Needham, H. F., Keim, B. D., & Sathiaraj, D. (2015). A review of tropical cyclone-generated storm surges: Global data sources, observations, and impacts. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 545-591.

Nicholls, R. J. (2006). Storm surges in coastal areas. *Natural Disaster Hotspots, Case Studies*, The World Bank Hazard Management Unit, Disaster Risk Management Series, 6, 79-108.

O'Connor, W.P., 1991. A numerical model of tides and storm surges in the Río de la Plata estuary. *Continental Shelf Research* 11, 1491e1508.

Oreiro, F. A., D'Onofrio, E., Grismeyer, W., Fiore, M., & Saraceno, M. (2014). Comparison of tide model outputs for the northern region of the Antarctic Peninsula using satellite altimeters and tide gauge data. *Polar Science*, 8(1), 10-23.

Pescio, A.E., Dragani, W.C., Martin, P., Surface winds over the southwestern south Atlantic Ocean: an evaluation of multiple reanalyses. (2022) *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.7371>

Pessacg, N. L., & López, M. (2016). Pronóstico numérico de precipitación extrema en Patagonia: El caso de Puerto Madryn 2016.

Pessacg, N., Blázquez, J., Lancelotti, J., & Solman, S. (2022). Climate changes in coastal areas of Patagonia: observed trends and future projections. In *Global Change in Atlantic Coastal Patagonian Ecosystems: A Journey Through Time* (pp. 13-42). Cham: Springer International Publishing.

Piccolo, M. C., Merlotto, A., Bustos, M. L., Huamantínco Cisneros, M. A., & García, M. C. (2017). Tormentas severas:¿ Cuán vulnerables son las costas del sur de la provincia de Buenos Aires (Argentina)?.

Pore, N. A. (1973). Marine conditions and automated forecasts for the Atlantic coastal storm of February 18–20, 1972. *Monthly Weather Review*, 101(4), 363-370.

Pousa, J. L., D'Onofrio, E. E., Fiore, M. M., & Kruse, E. E. (2013). Environmental impacts and simultaneity of positive and negative storm surges on the coast of the Province of Buenos Aires, Argentina. *Environmental earth sciences*, 68, 2325-2335.

Prohaska, F. (1976). The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. Pp. 13–73 en: W Schwerdtfeger (ed) *Climates of Central and South America*. World Survey of Climatology, Elsevier, Amsterdam.

Pugh, D. T. (1987). *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley & Sons Ltd.

Pugh, D.T, y Woodworth, P. (2014). *Sea-level science: Understanding tides, surges, tsunamis and mean sea-level changes*. Cambridge University Press.

Santoro, P. E., Fossati, M., Piedra-Cueva, I. (2013). Study of the meteorological tide in the Río de la Plata. *Continental Shelf Research*, 60, 51-63.

Satyamurty, P., FERREIRA, C. D. C., & Gan, M. A. (1990). Cyclonic vortices over South America. *Tellus A*, 42(1), 194-201.

Savitzky, A., & Golay, M. J. (1964). Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. *Analytical chemistry*, 36(8), 1627-1639.

Schureman, P., (1988). *Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides*. U.S Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey. Special Publication No.98.

Simionato, C., Dragani, W., Nuñez, M., Engel, M. (2004). A set of 3-D nested models for tidal propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Río de la Plata Estuary e Part I M2 . *Journal of Coastal Research*.

Sinclair, M. R. (1995). A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 123(6), 1601-1619.

Talley, L. D. (2011). *Descriptive physical oceanography: an introduction*. Academic press.

Varela, R. A., & Porto, G. R. (2008). *Métodos en oceanografía física*. Anthias.

Wang, X., Chao, Y., Dong, C., Farrara, J., Li, Z., McWilliams, J. C., Rosenfeld, L. K. (2009). Modeling tides in Monterey Bay, California. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(3-5), 219-231.

Anexo: Tabla de ODT halladas

Fecha de inicio (aaaa-mm-dd hh)	Duración (h)	Fecha de máxima (aaaa-mm-dd hh)	Altura Máxima (m)
2010-04-03 01	8	2010-04-03 06	0,8
2010-05-30 12	9	2010-05-30 13	0,8
2010-06-06 18	21	2010-06-07 01	0,96
2010-06-18 16	9	2010-06-18 22	0,8
2010-07-11 12	20	2010-07-11 14	1,3
2010-07-12 12	22	2010-07-12 17	0,66
2010-07-31 08	20	2010-07-31 21	0,83
2010-08-11 22	20	2010-08-12 06	0,84
2010-09-06 07	12	2010-09-06 15	0,73
2010-11-07 08	23	2010-11-07 18	0,86
2010-12-13 16	24	2010-12-14 05	1,28
2011-02-05 05	14	2011-02-05 07	0,72
2011-04-13 20	17	2011-04-14 00	0,99
2011-04-24 16	10	2011-04-24 20	0,71
2011-04-30 14	12	2011-04-30 23	0,78
2011-05-05 02	31	2011-05-05 18	1,16
2011-05-07 17	19	2011-05-07 18	1
2011-06-02 14	17	2011-06-03 04	0,66
2011-06-29 22	9	2011-06-30 04	1
2011-06-30 09	21	2011-06-30 16	0,81
2011-07-01 23	17	2011-07-02 04	1,37
2011-08-19 14	21	2011-08-20 07	0,95
2012-03-25 18	15	2012-03-25 20	0,66
2012-04-06 02	16	2012-04-06 04	0,84
2012-04-20 11	19	2012-04-20 17	1,32
2012-05-29 16	10	2012-05-29 22	0,78
2012-05-31 06	9	2012-05-31 12	0,8
2012-06-05 03	28	2012-06-05 17	1,06
2012-06-07 13	20	2012-06-07 19	1,2
2012-06-10 02	10	2012-06-10 05	0,69
2012-07-01 21	14	2012-07-02 03	1,11
2012-07-13 12	18	2012-07-13 14	0,96
2012-07-25 15	14	2012-07-25 21	1
2012-10-09 02	12	2012-10-09 05	0,75
2012-11-27 10	19	2012-11-27 16	0,92
2013-05-14 13	10	2013-05-14 19	0,74
2013-05-15 04	13	2013-05-15 08	0,84
2013-05-23 17	13	2013-05-24 03	0,95
2013-06-14 01	8	2013-06-14 03	0,68

2013-07-16 14	36	2013-07-16 23	1,03
2013-07-20 06	28	2013-07-21 01	1,46
2013-08-12 01	9	2013-08-12 03	0,69
2013-08-20 23	8	2013-08-21 04	0,81
2013-10-20 03	17	2013-10-20 08	0,74
2013-11-28 12	21	2013-11-28 19	0,96
2013-12-04 11	9	2013-12-04 17	1,09
2013-12-04 21	16	2013-12-04 23	0,84
2014-01-02 23	20	2014-01-03 07	1,1
2014-02-23 16	11	2014-02-24 00	0,74
2014-03-20 12	33	2014-03-21 07	0,95
2014-03-23 14	10	2014-03-23 15	0,66
2014-04-11 23	18	2014-04-12 05	1,19
2014-04-18 17	16	2014-04-18 20	1,05
2014-07-07 06	13	2014-07-07 12	0,69
2014-07-08 19	9	2014-07-09 01	0,79
2014-10-13 12	8	2014-10-13 18	0,75
2014-10-14 04	8	2014-10-14 09	0,68
2015-01-16 08	8	2015-01-16 13	0,93
2015-02-26 17	9	2015-02-26 19	0,7
2015-04-03 11	9	2015-04-03 12	0,87
2015-04-20 00	8	2015-04-20 06	1,02
2015-05-02 09	16	2015-05-02 15	0,68
2015-05-04 01	8	2015-05-04 06	0,71
2015-05-04 11	11	2015-05-04 17	0,69
2015-06-11 00	15	2015-06-11 10	1,01
2015-06-16 12	24	2015-06-17 05	1,08
2015-06-22 02	14	2015-06-22 09	0,92
2015-07-13 23	17	2015-07-14 04	0,84
2015-08-17 18	13	2015-08-17 20	0,94
2015-08-22 08	8	2015-08-22 11	0,66
2015-09-10 04	22	2015-09-10 15	1,21
2015-09-16 13	9	2015-09-16 20	0,72
2015-09-17 00	15	2015-09-17 06	0,88
2016-01-08 06	13	2016-01-08 16	0,91
2016-03-08 14	15	2016-03-08 16	1,11
2016-03-21 18	8	2016-03-21 20	0,67
2016-04-03 07	9	2016-04-03 11	0,66
2016-04-16 06	9	2016-04-16 13	0,78
2016-04-17 07	8	2016-04-17 12	0,67
2016-04-25 13	13	2016-04-25 20	1,35
2016-06-07 13	9	2016-06-07 19	0,75
2016-08-12 19	13	2016-08-13 00	0,93

2016-09-22 12	14	2016-09-22 22	0,88
2016-11-10 09	30	2016-11-11 09	0,92
2016-12-12 21	25	2016-12-13 16	0,95
2017-01-05 03	9	2017-01-05 10	0,75
2017-04-10 23	10	2017-04-11 04	0,86
2017-05-04 18	19	2017-05-05 00	0,86
2017-05-25 21	21	2017-05-26 04	1,06
2017-07-15 07	16	2017-07-15 09	0,72
2017-08-17 05	10	2017-08-17 13	0,7
2017-10-30 12	13	2017-10-30 22	0,73
2017-11-17 07	22	2017-11-17 17	1,09
2017-11-19 04	16	2017-11-19 16	1,06
2017-11-23 09	13	2017-11-23 17	0,99
2017-11-26 20	13	2017-11-26 22	0,84
2018-01-30 21	9	2018-01-30 22	0,76
2018-03-20 01	8	2018-03-20 03	0,69
2018-04-30 00	9	2018-04-30 05	1,04
2018-06-21 07	15	2018-06-21 11	0,87
2018-06-22 20	8	2018-06-23 02	1,15
2018-06-23 06	10	2018-06-23 13	1,14
2018-07-02 12	9	2018-07-02 13	0,69
2018-07-30 10	13	2018-07-30 18	0,91
2018-09-04 17	9	2018-09-04 23	0,92
2018-10-09 23	14	2018-10-10 06	1,08
2018-10-17 16	10	2018-10-17 23	0,78
2018-11-15 08	13	2018-11-15 11	0,89
2018-12-16 11	9	2018-12-16 17	0,94
2019-03-18 20	19	2019-03-19 04	0,99
2019-04-29 13	20	2019-04-29 20	0,79
2019-05-02 02	30	2019-05-03 02	0,97
2019-08-10 18	15	2019-08-10 21	0,69
2019-09-01 17	27	2019-09-02 06	0,99
2019-09-03 08	17	2019-09-03 19	1,33
2019-09-12 04	13	2019-09-12 06	0,79
2019-09-21 16	8	2019-09-21 22	0,76
2019-10-11 03	13	2019-10-11 05	0,91
2019-10-13 06	13	2019-10-13 17	0,74
2019-12-12 04	10	2019-12-12 06	0,72
2020-01-16 05	14	2020-01-16 09	0,8
2020-02-19 15	28	2020-02-20 12	0,82
2020-04-05 19	12	2020-04-06 02	0,75
2020-07-12 08	18	2020-07-12 13	0,71
2020-08-09 02	13	2020-08-09 03	0,72

2020-08-10 21	11	2020-08-10 22	0,76
2020-08-16 13	16	2020-08-16 16	0,96
2020-08-18 10	10	2020-08-18 15	0,77
2020-08-30 12	16	2020-08-30 15	1,14
2020-09-18 02	30	2020-09-19 05	1,01
2020-09-19 21	12	2020-09-20 05	1,04
2020-10-01 03	26	2020-10-01 16	1,13
2020-12-03 14	8	2020-12-03 19	0,77
2021-02-19 04	19	2021-02-19 12	0,81
2021-05-03 17	8	2021-05-03 22	0,74
2021-05-25 02	16	2021-05-25 15	1,19
2021-05-28 13	9	2021-05-28 19	0,8
2021-05-29 14	9	2021-05-29 19	0,81
2021-06-26 10	12	2021-06-26 18	0,9
2021-07-26 18	19	2021-07-26 19	0,66
2021-10-05 13	14	2021-10-05 22	0,74
2021-10-25 15	9	2021-10-25 17	0,7
2021-10-30 13	8	2021-10-30 18	0,7
2022-02-14 02	11	2022-02-14 11	0,78
2022-02-28 11	11	2022-02-28 15	0,76
2022-03-09 21	15	2022-03-10 09	0,93
2022-03-29 10	20	2022-03-30 02	1,14
2022-06-09 07	30	2022-06-09 23	1,12
2022-06-17 01	8	2022-06-17 06	1,1
2022-07-21 05	11	2022-07-21 11	0,84
2022-08-27 09	18	2022-08-27 16	0,89
2022-09-06 23	10	2022-09-07 06	0,67
2022-10-30 05	17	2022-10-30 19	0,78
2023-02-15 16	14	2023-02-15 18	0,77
2023-03-28 03	8	2023-03-28 07	0,67
2023-04-09 16	15	2023-04-09 19	1,19
2023-04-12 01	9	2023-04-12 08	0,69
2023-04-30 00	15	2023-04-30 08	0,76
2023-06-09 06	16	2023-06-09 08	1,17
2023-06-10 05	11	2023-06-10 09	1,03
2023-06-11 12	24	2023-06-11 23	1,25
2023-08-04 12	11	2023-08-04 19	0,86
2023-08-06 12	21	2023-08-06 22	1,21
2023-08-11 10	20	2023-08-11 22	1,04
2023-08-15 10	19	2023-08-15 17	0,7
2023-10-29 22	10	2023-10-30 05	0,9
2023-10-30 09	9	2023-10-30 11	0,78
