

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**“MODELACIÓN ATMOSFÉRICA DE BASE FÍSICA PARA LA IDENTIFICACIÓN DE
PATRONES PRECURSORES DE METEOTSUNAMIS: APLICACIÓN DEL MODELO
REGIONAL MPAS EN LA ZONA CENTRAL DE CHILE”**

ISAÍAS ORELLANA S.¹
JOAQUÍN MEZA A.²
PATRICIO CATALÁN M.³

RESUMEN

Este estudio aplica una versión regional del modelo atmosférico MPAS-A para simular el meteotsunami del 8 de agosto de 2015 en las costas de Chile central, generado por un ciclón extratropical. Se diseñaron cuatro experimentos variando esquemas de convección, microfísica y capa límite planetaria, evaluando su capacidad para representar variaciones rápidas de presión atmosférica sobre el océano. Los resultados asociados al primer experimento con el esquema convectivo New Tiedtke, microfísica WSM6 y capa límite planetaria YSU, reprodujeron cambios de hasta 1.31 hPa/min, superando umbrales críticos identificados en la literatura para la generación de meteotsunamis (Šepić et al., 2016; Pellikka et al., 2022). No obstante, se generan sobrestimaciones en la presión mínima, presentando un sesgo positivo de 2.18 hPa por encima de lo observado a lo largo de la trayectoria del ciclón. Estos hallazgos permiten validar parcialmente la capacidad de una versión regional de MPAS-A para generar forzantes atmosféricas consistentes con observaciones, junto con la posterior aplicación en modelo de propagación Meto-HySEA. En conjunto, el estudio sienta las bases para el desarrollo de sistemas de alerta temprana físicos, promoviendo nuevas herramientas numéricas para la evaluación y mitigación de riesgos costeros en un contexto de cambio climático.

¹ Departamento de Obras Civiles, Universidad Santa María - email: isaias.orellana@usm.cl

² Departamento de Obras Civiles, Universidad Santa María – email: joaquin.meza@usm.cl

³ Departamento de Obras Civiles, Universidad Santa María – email: patricio.catalan@usm.cl

1. INTRODUCCIÓN

Los tsunamis meteorológicos o meteotsunamis son peligrosas oscilaciones del nivel del mar generadas por perturbaciones atmosféricas repentinas (Rabinovich y Monserrat, 1996). Presentan periodos de onda que van desde minutos hasta varias horas, similares a los tsunamis de origen sísmico, pero más frecuentes (Monserrat et al., 2006). Varios eventos han sido documentados en distintas partes del mundo, y su capacidad destructiva ha quedado demostrada fuertemente (Jansà, 1986; Vilibić y Šepić, 2009). Ejemplos dramáticos incluyen al meteotsunami de Vela Luka en 1978 (Orlić, 1980) y el de Mostaganem en 2007 (Okal, 2021) alcanzando alturas de ola de hasta 10 metros. Estos fenómenos no solo pueden causar daños estructurales severos en zonas costeras densamente pobladas, sino que también pérdidas humanas (Carvajal et al., 2017), lo cual obliga a tratarlos como un riesgo costero real. Además, dado el cambio climático antropogénico y la elevada incertidumbre respecto del comportamiento futuro de los ciclones extratropicales (Shaw et al., 2016), omitir los meteotsunamis en la planificación costera puede resultar catastrófico.

Desde una perspectiva física, son generados por múltiples procesos de los cuales depende su energía. El origen de las perturbaciones se asocia a diferentes estructuras atmosféricas específicas, como ondas de gravedad, tormentas convectivas, ciclones tropicales y ciclones extratropicales (Shi et al., 2020; Vilibić et al., 2025). Estas estructuras se caracterizan por generar cambios intensos y de alta frecuencia en la presión atmosférica y velocidad del viento. Posteriormente, estos cambios transfieren energía resonante al océano, amplificando la respuesta inicial y la fuerza del viento sobre el océano. Los procesos de resonancia son reconocidos y han sido ampliamente documentados (Gill, 1982). Por un lado, la resonancia de Proudman (Proudman, 1929), que asocia la transferencia de energía resonante cuando la velocidad de la perturbación atmosférica es similar a la velocidad de las ondas largas del océano. Por otro lado, la resonancia de Greenspan (Greenspan, 1956), ocurre cuando la velocidad de la perturbación de presión atmosférica a lo largo de la costa se alinea con la velocidad de propagación de las olas de borde. Finalmente, ocurren los procesos de amplificación debido al acercamiento a regiones menos profundas de la plataforma continental, junto con amplificaciones dentro de puertos o bahías por la resonancia portuaria (Vilibić et al., 2016).

En este escenario, Chile se convierte en un laboratorio natural inigualable. Particularmente su zona central, entre los 30°S y 50°S, que está expuesta con frecuencia a ciclones extratropicales que se forman sobre el Pacífico Sur y avanzan de oeste a este, generados por la migración hacia el norte del anticiclón del Pacífico Suroriental en el invierno austral (Mendes et al., 2010; Contreras-Rojas et al., 2025). Un caso emblemático en Chile central fue el evento del 8 de agosto de 2015, que causó daños estructurales, inundaciones y pérdidas humanas (Winckler et al., 2017). El cual posteriormente fue atribuido a un ciclón extratropical por Carvajal et al. (2017). Este meteotsunami dejó al descubierto el nivel de vulnerabilidad del borde costero chileno, y demostró que incluso eventos con intensidad media-alta pueden tener consecuencias devastadoras, con olas alcanzando hasta los 7 metros. Algo crítico es que, pese a la gravedad del evento, su origen fue identificado solo gracias al reciente fortalecimiento de las redes de observación, lo que sugiere que otros eventos podrían estar pasando desapercibidos.

Debido a las implicancias que traen consigo estos fenómenos en el contexto chileno, se hace necesario implementar medidas que permitan controlar y disminuir los efectos adversos en un

panorama futuro. Para ello, la predicción de ocurrencia y magnitud juegan un rol importante, permitiendo su incorporación en las evaluaciones de riesgos costeros, disminuyendo así la subestimación de las futuras amenazas del nivel del mar (Huang et al., 2022). Distintos sistemas de predicción se han implementado en diversos estudios utilizando modelos numéricos de base física tanto atmosféricos como oceánicos (Denamiel et al., 2019; Mourre et al. 2020; Rahimian et al., 2022). Sin embargo, gran parte de ellos terminan subestimando las alturas de olas resultantes. Estas subestimaciones se asocian a que los modelos atmosféricos deben ser capaces de captar las variaciones intensas y de alta frecuencia de presión atmosférica y vientos (Denamiel et al., 2019; Vilibic et al., 2025). Para ello, se deben seleccionar las parametrizaciones físicas adecuadas y configurar el dominio de simulación atmosférica con una resolución alta. De esta manera se evita una subestimación de la energía que es posteriormente aplicada al modelo de propagación oceánico (Vilibic et al., 2025). Por lo tanto, el principal problema radica en reproducir correctamente las rápidas perturbaciones atmosféricas, al ser la principal fuente de incertidumbre en los sistemas operativos (Denamiel et al., 2019).

En este contexto, el núcleo atmosférico del Model for Prediction Across Scales (MPAS-A) (Skamarock et al., 2012), representa un avance significativo en la simulación numérica de fenómenos atmosféricos. Se trata de un modelo base física, compresible, no hidrostático que utiliza teselaciones de Voronoi centroidales no estructuradas para sus mallas hexagonales horizontales, proporcionando un programa controlador de alto nivel y una infraestructura para proporcionar una ejecución paralela. En un comienzo, MPAS solo permitía el uso de mallas globales, las cuales a altas resoluciones tienen un elevado coste computacional. Debido a esto, Skamarock et al. (2018) desarrollaron una nueva versión regional MPAS (rMPAS), permitiendo transiciones suaves entre zonas de distinta escala espacial y maximizando el uso de recursos computacionales en regiones de interés. Varios estudios han confirmado las ventajas de sus mallas de resolución variable (Park et al., 2014; Zhao et al., 2019; Shin et al., 2025). Esto lo posicionó como una herramienta ideal para simulaciones de alta resolución en contextos regionales, generando una opción viable para su uso operativo en clústeres de alto rendimiento (Shin et al., 2025).

Por otro lado, existen avances significativos en la simulación de la propagación de las perturbaciones atmosféricas. En estos avances destaca el software Meteo-HySEA (González del Pino et al., 2025), el cual fue recientemente diseñado específicamente para la simulación de meteotsunamis. Implementa el sistema de ecuaciones de aguas someras 2D en coordenadas esféricas, incorporando términos de presión atmosférica no constante, resistencia del viento y fuerza de Coriolis no constante, que desempeñan un papel fundamental en los flujos geofísicos de larga duración como los meteotsunamis (Monserrat et al., 2006). Incorpora además las amplificaciones generadas por las resonancias de Proudman y Greenspan que juegan un rol importante en la amplificación. Se reconoce ampliamente que los inconvenientes asociados a este tipo de modelos son la obtención de una batimetría de alta resolución y que su no consideración puede traer una subestimación significativa en las amplitudes finales de ola (Heo et al., 2019).

A pesar del potencial en el contexto de modelación, hasta donde sabemos no existe ningún estudio que haya implementado rMPAS para captar cambios de presión atmosférica de pequeña escala en un contexto de meteotsunamis. Mucho menos con la propagación de los campos atmosféricos resultantes en Meteo-HySEA. Este gap en la literatura motiva el presente estudio, representando la aplicación de rMPAS en el contexto de meteotsunamis. Teniendo como objetivo principal,

calibrar en base a observaciones el modelo rMPAS para captar variaciones de presión atmosférica rápidas combinando distintas configuraciones físicas con herramientas de diagnóstico específicas. Se propone una aproximación que permite ajustarse adecuadamente a la zona de Chile central en contextos costeros vulnerables. Finalmente, se espera una futura implementación en el modelo de propagación oceánico Meteo-HySEA, con una configuración optimizada para la zona central de Chile.

2. METODOLOGÍA Y CASO DE ESTUDIO

2.1 CONFIGURACIÓN MODELO ATMOSFÉRICO

Para caracterizar las perturbaciones atmosféricas de pequeña escala que anteceden a la generación de meteotsunamis en el evento de agosto de 2015, se implementa una configuración regional de rMPAS (versión 8.2.3, 2025). El dominio de simulación corresponde a una región elipsoidal centrada sobre el Pacífico suroriental, delimitada entre las latitudes 9°S y 51°S y las longitudes 135°W y 39°W (figura 1). La malla regional se obtuvo mediante el recorte elipsoidal de una malla global no estructurada de resolución variable, resultando en 361.795 grillas hexagonales para cada nivel vertical. El espaciamiento horizontal varía entre 27 km en las zonas externas, 9 km en la zona intermedia y 3 km en el centro del dominio. La zona de alta resolución de 3 km es parte de un área que encierra la trayectoria de la tormenta descrita por Gómez et al. (2021), junto con las estaciones meteorológicas para la posterior validación de las simulaciones.

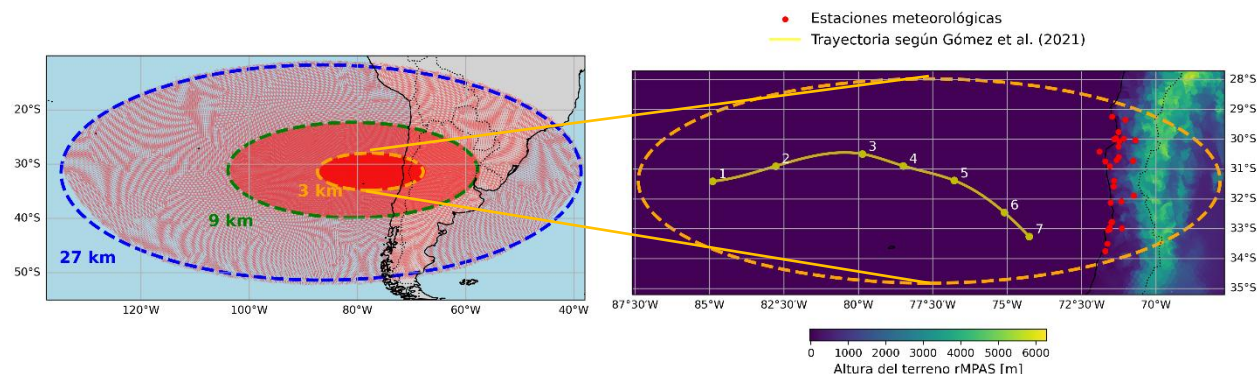


Figura 1: dominio de simulación para modelo rMPAS (izquierda) junto con topografía, estaciones meteorológicas y trayectoria observada según Gómez et al. (2021) (derecha).

Entre otras configuraciones, la discretización vertical se implementó con 50 niveles que se extienden hasta los 50 hPa, concentrando una mayor cantidad en los primeros niveles con el fin de capturar mejor las variaciones de presión en la interfaz atmosfera - océano (Denamiel et al., 2019). También se considera un periodo de spin-up de 6 horas para deshacerse de las ondas espurias que se generan habitualmente en modelos numéricos después de su iniciación (Mourre et al., 2020). El periodo de spin-up se considera entre las 21:00 UTC del 5 de agosto de 2015 hasta las 03:00 UTC del 6 de agosto. Posteriormente, se simulan 72 horas continuas hasta las 03:00 UTC del 9 de agosto de 2015. Estos intervalos de simulación han sido seleccionados para capturar la evolución sinóptica y de mesoescala de las presiones atmosféricas asociadas al evento según lo reportado por Carvajal et al. (2017). La integración temporal del modelo se realizó con un paso de tiempo de 3 segundos, lo que asegura una adecuada representación de la dinámica atmosférica de alta frecuencia (Mourre et al., 2020; Rahimian et al., 2022). Las salidas de la simulación son cada 2

minutos que en un comienzo serán utilizadas para análisis y luego para el posterior forzamiento del modelo oceánico. Las condiciones iniciales y de borde provienen del reanálisis ERA5 (Hersbach et al., 2023), presentando una resolución temporal horaria y una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. La información estática del modelo es representada por la base de datos GMTED2010 (Danielson and Gesch, 2011) para la topografía, junto las bases de datos MODIS (Broxton et al., 2014) y USGS (Loveland et al., 2000) para el uso de suelo, albedo, etc.

2.2 CONFIGURACIÓN EXPERIMENTAL FÍSICA

Para la calibración del modelo rMPAS para la zona central de Chile, se llevan a cabo variaciones en los esquemas de parametrizaciones físicas, que son necesarios para los procesos sub-grilla. Existen aspectos relevantes asociados con la elección de estos esquemas. Por un lado, debido a que se emplea una variación en la resolución del dominio, se deben emplear parametrizaciones que sean conscientes con la escala horizontal de la grilla, es decir, que permitan un funcionamiento continuo y físico entre las distintas resoluciones. Esto es particularmente importante para la parametrización convectiva (Kramer et al., 2018). Por otro lado, existe un rango de resolución denominado la “zona gris” que va entre 1-10 km (Kealy, 2019). Dominios con estas resoluciones se caracterizan por generar procesos convectivos y turbulentos parcial o excesivamente resueltos por la dinámica del modelo y los esquemas físicos, generándose errores de subestimación o sobrestimación si no se consideran esquemas físicos adecuados. Además, ha quedado demostrado en varios estudios que los esquemas tanto de capa límite planetaria y convección generan estos inconvenientes (Doubrawa & Muñoz-Esparza, 2020; Stergiou et al., 2025).

En este contexto, MPAS posee esquemas físicos que si permiten abordar los inconvenientes mencionados. Dentro de las opciones de convección, está presente el esquema Grell-Freitas (GF) (Grell & Freitas, 2013) diseñado para funcionar de manera continua y física en resoluciones que van desde decenas de kilómetros hasta 1 km, evitando el sobredimensionamiento de la convección al refinar la malla (Kramer et al., 2018). Otra opción es el esquema New Tiedtke (NT) (Zhang & Wang, 2017), que mejora al clásico Tiedtke con funciones de escala, pero no tan completas como GF. Los esquemas de microfísica se seleccionan en base al tipo de esquema convectivo a utilizar debido a sus compatibilidades y buenos resultados que han tenido juntos (Kramer et al., 2020). Para el esquema GF se emplea el esquema Thompson (Thompson et al., 2004) y para el esquema NT el esquema WSM6 (Hong & Lim, 2006). Analizando los resultados de Gómez et al. (2021) en su simulación de ciclones extratropicales con WRF para el mismo evento, se llegó a la conclusión de que la convección, capa límite planetaria (PBL) y capa superficial (SL) juegan un rol importante en la caracterización de la intensidad y trayectoria del ciclón extratropical. Por lo tanto, se prueba para PBL con los esquemas MYNN (Nakanishi & Niino, 2010) y YSU (Hong et al., 2006), y para SL los esquemas MYNN y Revised Monin-Obukhov (RMO) (Jiménez et al., 2012). Dentro de las conclusiones del mismo estudio, se menciona que la radiación de onda corta y larga no juegan un rol importante en este tipo de simulaciones. Debido a esto, se implementa RRTMG (Iacono et al., 2008), siendo el esquema que dio mejores resultados en ese estudio y que además se encuentra disponible en MPAS. Finalmente, los experimentos para determinar la configuración física que mejor representen las variaciones rápidas de presión atmosférica al nivel del mar en este estudio, se describen en la Tabla 1.

Tabla 1: Experimentos de configuración de esquemas físicos.

Exp.	Convección	Microfísica	Capa límite planetaria	Capa superficial	Radiación onda corta y larga	Superficie terrestre	Se evalúa en este estudio
1	NT	WSM6	YSU	RMO	RRTMG	Noah	Si
2	NT	WSM6	MYNN	MYNN	RRTMG	Noah	No
3	GF	Thompson	YSU	RMO	RRTMG	Noah	No
4	GF	Thompson	MYNN	MYNN	RRTMG	Noah	No

2.3 EVENTO DE METEOTSUNAMI Y OBSERVACIONES

El evento corresponde al ocurrido el 8 de agosto de 2015, en donde un intenso ciclón extratropical causó daños catastróficos a lo largo de aproximadamente 500 km de costa en la zona central de Chile. Según Carvajal et al. (2017), se alcanzaron ráfagas de viento de hasta 110 km/h provenientes del noreste, con una presión atmosférica mínima sin precedentes de 981 hPa, alcanzando alturas significativas de olas de hasta 7,2 metros con un periodo máximo de 13 segundos. Generó un total de 6 víctimas fatales junto con daños en infraestructura que superaron los 8 millones USD (Winckler et al., 2017). La trayectoria observada de la tormenta muestra que el sistema adquirió relevancia cerca de las 18:00 UTC del 7 de agosto, avanzando hacia el este por unas 18 horas, virando finalmente al sureste hasta aproximadamente la altura de la región del Ñuble (figura 1). Estaciones meteorológicas registraron oscilaciones de presión atmosférica con periodos menores a 2 horas (característico de meteotsunamis) a lo largo de una franja costera de aproximadamente 3000 km, con signos de resonancia costera y ondas atmosféricas que coincidieron en tiempo con el paso de la tormenta (Carvajal et al., 2017).

Dentro de las observaciones disponibles, se extraen series de resolución horaria de presión atmosférica, velocidad del viento y dirección del viento desde 28 estaciones meteorológicas que cubren gran parte de la zona central de Chile (figura 1). Estas observaciones provienen del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). Esto, aunque no permite validar valores de presión en el interior del océano, permite verificar si rMPAS simula adecuadamente en puntos específicos del dominio. Por otro lado, como se observa en la figura 1, los autores Gómez et al. (2021) obtuvieron la representación de la trayectoria del ciclón en el evento, definida por la presión atmosférica más baja obtenida de mapas meteorológicos elaborados por el Servicio Meteorológico de la Armada de Chile, la Dirección Meteorológica de Chile y la Dirección de Aeronáutica Civil. Para efectos de validación en este estudio, la trayectoria observada se define por medio de 7 puntos que la contienen, en donde para cada uno se entrega el valor de presión atmosférica mínima correspondiente, el tiempo en que se genera y su ubicación. De esta manera, se obtienen los valores que se detallan en la Tabla 2.

Tabla 2: Presión atmosférica, tiempo y ubicación de los puntos (1-7) sobre la trayectoria observada según Gómez et al. (2021).

Punto	1	2	3	4	5	6	7
Presión [hPa]	997.38	987.16	980.04	981.75	986.02	993.34	998.22
Tiempo [UTC]	12:00 07/08	18:00 07/08	00:00 08/08	06:00 08/08	12:00 08/08	18:00 08/08	00:00 09/08
Ubicación	31,41°S 84,89°W	30,90°S 82,77°W	30,49°S 79,86°W	30,89°S 78,49°W	31,38°S 76,78°W	32,45°S 75,09°W	33,27°S 74,26°W

3 RESULTADOS

De forma parcial, se evalúan los resultados obtenidos con la configuración de esquemas físicos del experimento 1. Por un lado, se calculan métricas basadas en series temporales de presión atmosférica superficial entre lo simulado y observado, considerando las observaciones de las estaciones meteorológicas mencionadas. Se calcula para cada estación el error cuadrático medio normalizado por el rango observado (NRMSE), el coeficiente de correlación temporal de Pearson (r) y el rango simulado y observado. El rango es definido como la diferencia entre el valor máximo y mínimo de cada serie de presión atmosférica, tanto simulada como observada. Estos resultados se presentan de forma resumida en el diagrama de Taylor de la figura 2.

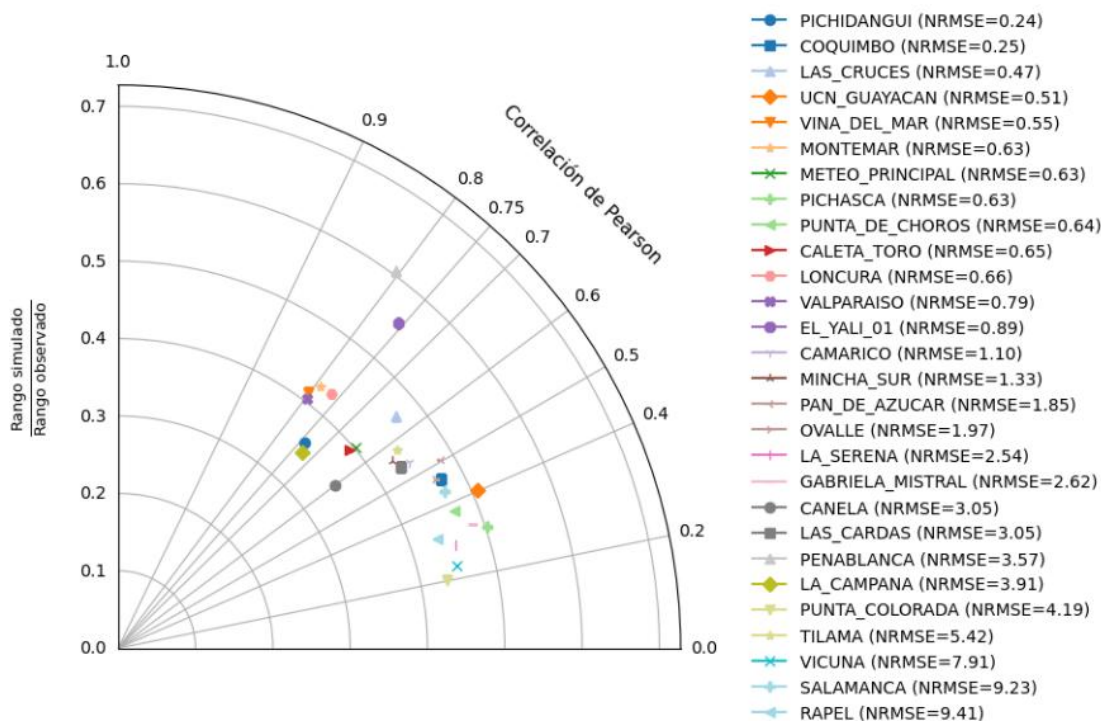


Figura 2: diagrama de Taylor de la presión atmosférica a nivel superficial entre lo simulado y lo observado en cada estación. Incluye NRMSE para cada estación.

Observando la figura 2, todas las estaciones se agrupan en valores de $\frac{\text{Rango simulado}}{\text{Rango observado}}$ entre 0.3 y 0.6, lo cual indica que los rangos simulados son menores a los rangos observados. Por lo tanto, la simulación tiende a suavizar los cambios de presión atmosférica, capturando en promedio un ~45% de la variación máxima de presión registradas en las estaciones durante todo el evento. Por otro lado, se obtienen correlaciones de Pearson mayores o iguales a 0.75 en un 25% de las estaciones, lo que se considera una relación fuerte entre lo simulado y observado. También un 32% de las estaciones se ubican en correlaciones entre los 0.5 y 0.75, indicando una moderada relación positiva. Con respecto a la ubicación de las estaciones, se obtienen mejores correlaciones en zonas costeras, indicando dificultades de simulación en zonas interiores. Con respecto al NRMSE, las estaciones Pichidanguí y Coquimbo destacan como las más ajustadas, con errores de aproximadamente el 25% con respecto a lo observado.

Para comparar la trayectoria observada disponible, se procede a determinar una trayectoria simulada de una forma análoga a como se obtuvo la observada según Gómez et al. (2017). Se obtiene a partir de la ubicación de los puntos con mínima presión atmosférica en los mismos tiempos en los que se obtuvieron los puntos (1-7) observados (tabla 2). De esta forma se obtiene la trayectoria simulada junto con la observada que se muestran en la figura 3.

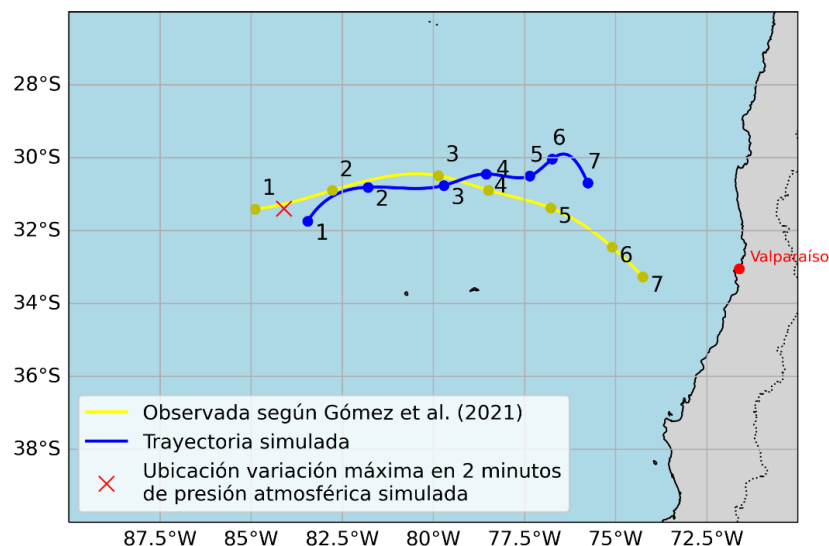


Figura 3: trayectoria simulada obtenida junto con la trayectoria observada por Gómez et al. (2021) junto con la ubicación de la variación máxima en 2 minutos de la presión atmosférica superficial.

La trayectoria simulada tiene un comportamiento similar a la trayectoria observada para los puntos 1, 2, 3 y 4, con diferencias de hasta 1.5° longitudinalmente para los puntos 1 y 2. Por el contrario, los puntos 5, 6 y 7 simulados distan significativamente de los mismos puntos observados, sin generarse el movimiento hacia el sureste con el que finaliza la trayectoria observada del ciclón y que interactúa más con la costa. La curvatura hacia el sur que se genera en los últimos puntos de la trayectoria observada concuerda con varios estudios del evento (Carvajal et al., 2017; Winckler et al., 2017; Gómez et al., 2021). También se extrae la ubicación de la grilla que registra la máxima variación en 2 minutos de presión atmosférica superficial, la cual curiosamente está más cercana a la trayectoria observada que la simulada. Esto último es un indicador de que los cambios máximos pueden no necesariamente ubicarse por la trayectoria de baja presión, sino que en el frente ocluido o banda nubosa envolvente (Schultz & Sienkiewicz, 2013).

Varios estudios han logrado registrar las variaciones rápidas de presión atmosférica que ocurren en menos de 10 minutos y que preceden a la generación de eventos meteotsunami (Šepić et al., 2016; Pellikka et al., 2022). Por ejemplo, Šepić et al., 2016 concluyeron que cambios de alrededor de 0.2 - 0.5 hPa/min pueden generar un meteotsunami. Para analizar esto, se obtienen las máximas variaciones en 2, 4, 6, 8 y 10 minutos de presión atmosférica simulada para cada grilla del dominio con mayor resolución, con el fin de localizar su ubicación y valor máximo. Al identificar la grilla que posee el cambio más intenso en 2 minutos (figura 3), se extrae la serie de presión atmosférica superficial en esa grilla específica junto con la serie de cambios de presión (figura 4). Se observa que el máximo cambio de 1,31 hPa ocurre al momento de presentarse la mayor disminución de la presión, alcanzando un valor mínimo de 994,74 hPa alrededor de las 10:00 UTC del 07 de agosto, lo cual coincide parcialmente con lo descrito por Gómez et al. (2021) donde se observó una

disminución de 997.38 hPa a las 12:00 UTC. Además, al ocurrir esta mayor variación en 2 minutos de presión al mismo tiempo que se alcanza el valor mínimo de presión, sugiere que ocurre en el momento que el centro de baja presión del ciclón pasa sobre o cerca de esta ubicación. Para las variaciones máximas en 4, 6, 8 y 10 minutos se obtuvieron valores más bajos de variación máxima, pero que igual pueden generar metetsunamis, alcanzando hasta los 0.6 hPa y disminuyendo con el aumento del intervalo de tiempo considerado (no se muestran acá).

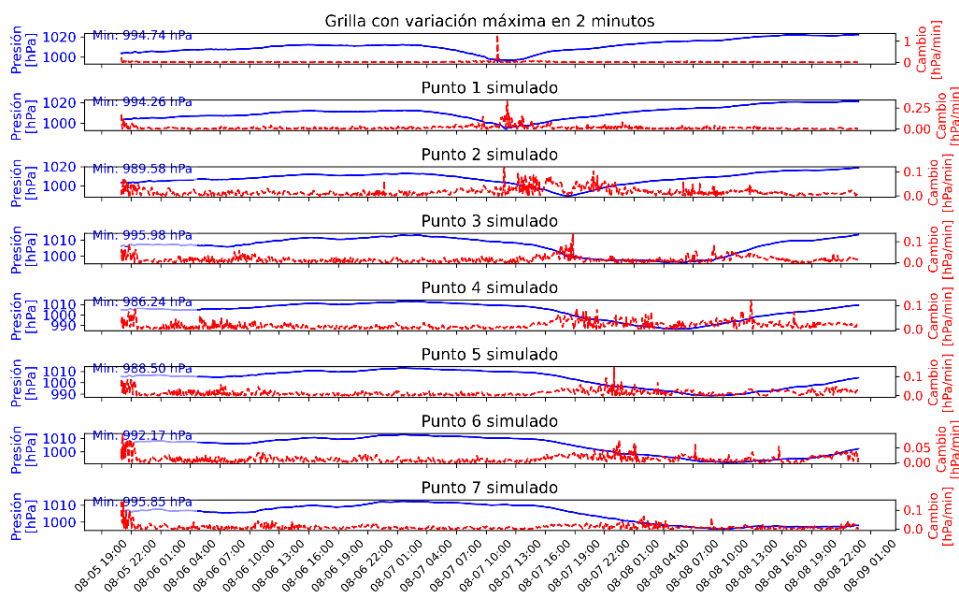


Figura 4: series de presión atmosférica superficial simuladas en la ubicación de máxima variación en 2 minutos (primera serie) junto con series en las ubicaciones de los puntos (1 – 7) pertenecientes a la trayectoria obtenida de lo simulado (series restantes).

En la figura 4 se extraen además series de presión atmosférica simulada en los puntos (1-7) que se obtienen para la trayectoria simulada en la figura 3. Por un lado, se observa una buena correlación temporal con respecto a lo observado, alcanzando valores mínimos en los tiempos correspondientes según la tabla 2. Los valores de presión mínima alcanzados en los puntos en la trayectoria simulada presentan un sesgo positivo de 2.18 hPa con respecto a lo observado en la tabla 2, indicando que el modelo sobreestima la presión. Las otras series en los puntos de la trayectoria simulada presentan cambios de hasta 0.25 hPa/min para el punto 1 y de hasta 0.1 hPa para el resto de los puntos (2-7), generando los máximos valores igualmente cercanos al momento de presentarse las bajadas de presiones mínimas.

4 CONCLUSIONES

Este estudio presenta la evaluación de resultados de la simulación del modelo rMPAS para representar las variaciones rápidas de presión atmosférica sobre el océano para un evento meteotsunami significativo ocurrido en Chile central. Los resultados parciales del primer experimento permiten capturar variaciones rápidas de presión atmosférica cercanas a la trayectoria del ciclón, alcanzando hasta 1,31 hPa en 2 minutos, lo que supera umbrales críticos reportados en la literatura para la generación de meteotsunamis. Los resultados de variación rápida de presión son positivos, sin embargo, es necesario forzarlos en el modelo oceánico Meteo-HySea adaptado para Chile central, con el fin de evaluar si dichas perturbaciones atmosféricas reproducen las

alturas de olas observadas. Se observó a lo largo de la simulación una sobrestimación de la presión mínima de 2,18 hPa y una trayectoria que difiere parcialmente de la observada, lo que podría limitar la fidelidad de la propagación oceánica y generar variaciones máximas de presión menores. Además, se evidenció que las variaciones máximas de presión no se captan con precisión en las estaciones, pero se representan relativamente bien a lo largo de los puntos cercanos a la trayectoria del ciclón.

En resumen, el primer experimento permite reproducir variaciones rápidas de presión atmosférica consistentes con la generación de meteotsunamis, con un desempeño general adecuado, pero con sobrestimación en los mínimos de presión y una trayectoria incompleta. Esto justifica continuar con el análisis de los tres experimentos restantes, con el objetivo de identificar la configuración física más adecuada para representar perturbaciones atmosféricas sobre el océano y su propagación en Meteo-HySEA. En particular, se espera que los experimentos con el esquema de convección Grell-Freitas mejoren la representación de la trayectoria y amplíen los rangos de presión simulados a lo largo del evento.

REFERENCIAS

- Broxton, P. D., Zeng, X., Sulla-Menashe, D., & Troch, P. A. (2014). A global land cover climatology using MODIS data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(7), 1593–1605. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-13-0270.1>
- Carvajal, M., Contreras-López, M., Winckler, P., et al. (2017). Meteotsunamis occurring along the southwest coast of South America during an intense storm. *Pure and Applied Geophysics*, 174, 3313–3323. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1584-0>
- Contreras-Rojas, J., Mardones, P., & Sobarzo, M. (2025). Impact of extratropical cyclones on coastal circulation in a semi-enclosed bay within the Humboldt Current System. *Ocean Science*, 21, 497–514. <https://doi.org/10.5194/os-21-497-2025>
- Danielson, J. J., & Gesch, D. B. (2011). Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010) (Open-File Report 2011-1073). U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr20111073>
- Denamiel, C., Šepić, J., Huan, X., Bolzer, C., & Vilibić, I. (2019). Stochastic surrogate model for meteotsunami early warning system in the eastern Adriatic Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 8485–8499. <https://doi.org/10.1029/2019JC015574>
- Dirección General de Aeronáutica Civil. (2016). Dirección Meteorológica de Chile 884. <http://www.meteochile.gob.cl>
- Doubrawa, P., & Muñoz-Esparza, D. (2020). Simulating real atmospheric boundary layers at gray-zone resolutions: How do currently available turbulence parameterizations perform? *Atmosphere*, 11(4), 345. <https://doi.org/10.3390/atmos11040345>
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere–Ocean Dynamics* (International Geophysics Series, Vol. 30, pp. 337–346). Academic Press.
- Gómez, M., Aránguiz, R., & Mäll, M. (2024). Analysis of climate change and climate variability impacts on coastal storms induced by extratropical cyclones: A case study of the August 2015 storm in central Chile. *Coastal Engineering Journal*, 66(4), 617–636. <https://doi.org/10.1080/21664250.2024.2392355>
- Gómez, M., Mäll, M., & Aránguiz, R. (2021). The role of physical parameterization schemes in capturing the characteristics of extratropical cyclones over the South Pacific Ocean. *Earth and Space Science*, 8, e2021EA001744. <https://doi.org/10.1029/2021EA001744>
- González del Pino, A., Macías Sánchez, J., Castro Díaz, M., & Denamiel, C. L. (2025). Meteo-HySEA: A GPU accelerated code for simulating atmospherically-driven tsunamis on real bathymetries. Evaluating the performance of the newly implemented nested grids system. *EGU General Assembly 2025*, EGU25-9150. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu25-9150>
- Grell, G. A., & Freitas, S. R. (2013). A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(10), 5233–5250. <https://doi.org/10.5194/acp-14-5233-2014>

- Greenspan, H. P. (1956). The generation of edge waves by moving pressure distributions. *Journal of Fluid Mechanics*, 1(6), 574–592. <https://doi.org/10.1017/S002211205600038X>
- Havu Pellikka, J., Šepić, J., Lehtonen, I., & Vilibić, I. (2022). Meteotsunamis in the northern Baltic Sea and their relation to synoptic patterns. *Weather and Climate Extremes*, 38, 100527. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100527>
- Heo, K.-Y., Yoon, J.-S., Bae, J.-S., & Ha, T. (2019). Numerical modeling of meteotsunami–tide interaction in the Eastern Yellow Sea. *Atmosphere*, 10(7), 369. <https://doi.org/10.3390/atmos10070369>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., et al. (2023). ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*. <https://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>
- Hong, S., & Lim, J. J. (2006). The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 42, 129–151.
- Hong, S., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134(9), 2318–2341. <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>
- Huang, C., Anderson, E., Liu, Y., et al. (2022). Evaluating essential processes and forecast requirements for meteotsunami-induced coastal flooding. *Natural Hazards*, 110, 1693–1718. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05007-x>
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., & Collins, W. D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research*, 113, D13103. <https://doi.org/10.1029/2008JD009944>
- Jansà Clar, A. (1986). Respuesta marina a perturbaciones mesometeorológicas: la "Rissaga" de 21 de junio de 1984 en Ciutadella (Menorca). *Revista de meteorología*, 3(7), 5–29. <https://pub.ame-web.org/index.php/TyC/issue/view/62>
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P., & García-Bustamante, E. (2012). A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Monthly Weather Review*, 140(3), 898–918. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00056.1>
- Kealy, J. C. (2019). Probing the 'grey zone' of NWP – Is higher resolution always better? *Weather*, 74, 246–249. <https://doi.org/10.1002/wea.3506>
- Kramer, M., Heinzeller, D., Hartmann, H., et al. (2020). Assessment of MPAS variable resolution simulations in the grey-zone of convection against WRF model results and observations. *Climate Dynamics*, 55, 253–276. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4562-z>
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L., & Merchant, J. W. (2000). Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 1303–1330. <https://doi.org/10.1080/014311600210191>
- Mendes, D., Souza, E. P., Marengo, J. A., et al. (2010). Climatology of extratropical cyclones over the South American–southern oceans sector. *Theoretical and Applied Climatology*, 100, 239–250. <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0161-6>
- Monserat, S., Vilibić, I., & Rabinovich, A. B. (2006). Meteotsunamis: Atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 1035–1051. <https://doi.org/10.5194/nhess-6-1035-2006>
- Mourre, B., Santana, A., Buils, A., et al. (2021). On the potential of ensemble forecasting for the prediction of meteotsunamis in the Balearic Islands: Sensitivity to atmospheric model parameterizations. *Natural Hazards*, 106, 1315–1336. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-03908-x>
- Nakanishi, M. (2001). Improvement of the Mellor–Yamada turbulence closure model based on large-eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 349–378. <https://doi.org/10.1023/A:1018915827400>
- Okal, E. A. (2021). On the possibility of seismic recording of meteotsunamis. *Natural Hazards*, 106, 1125–1147. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04146-x>
- Orlić, M. (1980). About a possible occurrence of the Proudman resonance in the Adriatic. *Thalassia Jugoslavica*, 16, 79–88.

- Park, S., Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Fowler, L. D., & Duda, M. G. (2013). Evaluation of global atmospheric solvers using extensions of the Jablonowski and Williamson baroclinic wave test case. *Monthly Weather Review*, 141(9), 3116–3129. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00096.1>
- Proudman, J. (1929). The effects on the sea of changes in atmospheric pressure. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 2(4), 197–209. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1929.tb05408.x>
- Rabinovich, A. B., & Monserrat, S. (1996). Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and statistical analysis. *Natural Hazards*, 13, 55–90. <https://doi.org/10.1007/BF00156506>
- Rahimian, M., Beyramzadeh, M., & Siadatmousavi, S. M. (2022). The skill assessment of Weather and Research Forecasting and WAVEWATCH-III models during recent meteotsunami event in the Persian Gulf. *Frontiers in Marine Science*, 9, 834151. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.834151>
- Reboita, M. S., da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., et al. (2015). Trend and teleconnection patterns in the climatology of extratropical cyclones over the Southern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 45, 1929–1944. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2447-3>
- Schultz, D. M., & Sienkiewicz, J. M. (2013). Using Frontogenesis to Identify Sting Jets in Extratropical Cyclones. *Weather and Forecasting*, 28(3), 603–613. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-12-00126.1>
- Šepić, J., Vilibić, I., & Monserrat, S. (2016). Quantifying the probability of meteotsunami occurrence from synoptic atmospheric patterns. *Geophysical Research Letters*, 43, 10,377–10,384. <https://doi.org/10.1002/2016GL070754>
- Shaw, T. A., Baldwin, M., Barnes, E. A., Caballero, R., Garfinkel, C. I., Hwang, Y.-T., Li, C., O’Gorman, P. A., Rivière, G., Simpson, I. R., & Voigt, A. (2016). Storm track processes and the opposing influences of climate change. *Nature Geoscience*, 9(9), 656–664. <https://doi.org/10.1038/ngeo2783>
- Shi, L., Olabarrieta, M., Nolan, D. S., et al. (2020). Tropical cyclone rainbands can trigger meteotsunamis. *Nature Communications*, 11, 678. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14423-9>
- Shin, U., Park, S., Skamarock, W., Lee, G., Lim, K., & Joh, M. (2025). Comparison of numerical characteristics in the regional model for prediction across scales (MPAS) and Weather Research and Forecasting (WRF) models using low-level wind analysis during heavy snowfall episodes over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 153(3), 471–490. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-24-0053.1>
- Skamarock, W. C., Duda, M. G., Ha, S., & Park, S. (2018). Limited-area atmospheric modeling using an unstructured mesh. *Monthly Weather Review*, 146(10), 3445–3460. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0155.1>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Duda, M. G., Fowler, L. D., Park, S., & Ringler, T. D. (2012). A multiscale nonhydrostatic atmospheric model using centroidal Voronoi tessellations and C-grid staggering. *Monthly Weather Review*, 140(9), 3090–3105. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00215.1>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., et al. (2019). A description of the Advanced Research WRF Version 4. *NCAR Technical Note NCAR/TN-556+STR*, 145 pp. <https://doi.org/10.5065/1dfh-6p97>
- Stergiou, I., Traka, N., Kaskaoutis, D. G., et al. (2025). Do the use of a convection scheme in the convective “gray zone” and the increase in spatial resolution enhance the WRF’s precipitation predictive capability? *Theoretical and Applied Climatology*, 156, 196. <https://doi.org/10.1007/s00704-025-05415-0>
- Thompson, G., Rasmussen, R. M., & Manning, K. (2004). Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Monthly Weather Review*, 132(2), 519–542. <https://doi.org/10.1175/1520->
- Vilibić, I., Šepić, J., & Rabinovich, A. B., & Monserrat, S. (2016). Modern approaches in meteotsunami research and early warning. *Frontiers in Marine Science*, 3, 57. <https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00057>
- Vilibić, I., Šepić, J. (2009). Destructive meteotsunamis along the eastern Adriatic coast: Overview. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 34(17–18), 904–917. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2009.08.004>

Vilibic, I., Zemunik Selak, P., & Sepic, J. (2025). Meteorological tsunamis: From local hazard to global relevance. *ESS Open Archive*. <https://doi.org/10.22541/essoar.174534190.00253883/v1>

Winckler, P., Contreras-López, M., Campos-Caba, R., Beyá, J. F., & Molina, M. (2017). El temporal del 8 de agosto de 2015 en las regiones de Valparaíso y Coquimbo, Chile Central. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 45(4), 622–648. <https://doi.org/10.3856/vol45-issue4-fulltext-1>

Zhang, C., & Wang, Y. (2017). Projected future changes of tropical cyclone activity over the western North and South Pacific in a 20-km-mesh regional climate model. *Journal of Climate*, 30(15), 5923–5941. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0597.1>

Zhao, C., Xu, M., Wang, Y., Zhang, M., Guo, J., Hu, Z., Leung, L. R., Duda, M., & Skamarock, W. (2019). Modeling extreme precipitation over East China with a global variable-resolution modeling framework (MPASv5.2): Impacts of resolution and physics. *Geoscientific Model Development*, 12, 2707–2726. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2707-2019>