

**Universidad Nacional de La Plata**

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Trabajo Práctico - Meteorología Sinóptica Dinámica

# **Estudio sobre una Ciclogénesis Explosiva**

Fecha del evento: 28/04/2020

Mar del Plata - Buenos Aires

**Autores:**

Alvarez Narella, Girotti Lorenzo, Rigo Mateo

**Institución:**

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas – Universidad Nacional de La Plata



Facultad de Ciencias  
**Astronómicas**  
y Geofísicas  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE LA PLATA

## Resumen

El desarrollo de un ciclón explosivo sobre el sudeste de la provincia de Buenos Aires durante el día 28 de abril de 2020 afectó a la ciudad de Mar del Plata, generando lluvias intensas, anegamientos, evacuaciones, y destrozos en la zona. La ciudad es una de las ciudades costeras más pobladas del país, con un alto valor turístico y económico para la provincia.

En este trabajo haremos enfoque en los flujos de calor como principal ingrediente para la formación de la ciclogénesis explosiva, y conocer la importancia de identificar estos sistemas, ya que a pesar de que llegan a su máxima profundización una vez que se propagan en el océano de igual manera puede seguir afectando el territorio continental.

## Abstract

The development of an explosive cyclone over the southeastern region of Buenos Aires Province on April 28, 2020, affected the city of Mar del Plata, producing intense rainfall, flooding, evacuations, and causing damage across the area. Mar del Plata is one of the most populated coastal cities in Argentina, with high touristic and economic importance for the province.

This study focuses on heat fluxes as the main ingredient in the formation of the explosive cyclogenesis, and highlights the importance of identifying such systems, since even though they usually reach their maximum deepening once they move over the ocean, they can still significantly affect the continental area.

# Índice

<b>1. Introducción</b>	<b>3</b>
<b>2. Datos y Metodología</b>	<b>4</b>
<b>3. Entorno Sinóptico</b>	<b>5</b>
<b>4. Resultados</b>	<b>8</b>
4.1. Temporal en Mar Del Plata . . . . .	10
<b>5. Conclusiones</b>	<b>12</b>

# 1. Introducción

En este trabajo, haremos uso del modelo noruego de Bjerknes and Solberg (1922) para identificar el sistema bajo estudio donde, mediante el análisis de los mecanismos para el desarrollo de un ciclón extratropical, se plantean las diferentes etapas de la “Ciclogénesis Clásica”. Estas etapas son:

- Onda incipiente: perturbación en superficie.
- Autodesarrollo: Caracterizada por un aumento en la intensidad de los sistemas en altura y en superficie.
- Etapa de Madurez: correspondiente al momento en el que el ciclón adquiere su máxima intensidad. Los cambios en el viento limitan las advecciones de temperatura y de vorticidad relativa.
- Etapa de decaimiento.

Continuando con esta discretización consideramos 3 tipos de ciclogénesis:

- Tipo A: donde predomina el sistema frontal de superficie, se amplifica y puede ocurrir sin la presencia de una perturbación de onda corta en altura. Por lo general, los sistemas de esta categoría son poco comunes.
- Tipo B: se caracteriza por la presencia de una vaguada o perturbación en altura, que se superpone a una zona baroclínica en niveles bajos, este tipo de ciclogénesis es la más clásica y común.
- Tipo C: se caracteriza por una gran liberación de calor latente, se intensifican por calor diabático proveniente de la convección (Plant et al., 2003).

En esta situación del día 28 al 30 de Abril del año 2020 analizaremos un Ciclón de tipo C ya que ocurre una “Ciclogénesis Explosiva” cumpliendo el criterio definido por Sanders and Gyakum (1980). Estos ciclones debido a su rápido desarrollo, están asociados a fuertes vientos, rafagas y precipitaciones de variada intensidad. Por lo tanto, el objetivo de este estudio es la caracterización del ciclón explosivo a través de los procesos dinámicos y termodinámicos.

Estudios como el de Sanders y Gyakum indican que el forzante principal es la temperatura del mar y los contrastes de temperatura. Kuo et al. (1991) comentan que el forzante principal es el calor liberado en la convección. Por otro lado, Uccellini et al. (1984) encuentran una retroalimentación entre los flujos de la capa límite y el calor liberado. Vera et al. (2002), Seluchi and Saulo (1998), y Possia et al. (2003) argumentan que, en los casos asociados a abundante precipitación, la liberación de calor latente por condensación es el mecanismo más importante que intensifica el movimiento de ascenso al este del ciclón. Luego, Uccellini (1990) indica ciertas pautas para que ocurra una ciclogénesis: en primer lugar, debe haber una superposición de procesos dinámicos entre la alta y baja troposfera; y en segundo lugar la interacción entre los procesos diabáticos y dinámicos favorecen la tasa de profundización, especialmente de aquellos procesos diabáticos relacionados con la liberación de calor latente y aquellos que reducen la estabilidad estática en la troposfera baja.

De acuerdo a la climatología, estos sistemas en el sur de Sudamérica son más frecuentes en invierno y su posición suele variar de acuerdo a la estación según Possia (2004).

## 2. Datos y Metodología

Se utilizaron datos observados de la estación meteorológica de Mar del Plata Aero (código OMM: 87692), y dado que el fenómeno se desarrolló en gran parte sobre el océano Atlántico, para analizar el entorno sinóptico se utilizaron imágenes satelitales cada 6 horas del GOES 16 (CPTEC/INPE, 2025), del canal 2 (VIS), canales 8, 9 y 10 para la visualización del vapor de agua en la atmósfera baja, media y alta (WV) y canal 13 para la visualización de topes nubosos (IR).

Asumimos un sistema cuasigeostrófico para estudiar los fenómenos dinámicos y termodinámicos que rigen en la escala sinóptica, con las siguientes ecuaciones:

$$\underbrace{\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\chi}_{\mathbf{A}} = \underbrace{f_0 \left[-\vec{V}_g \cdot \nabla_p (\xi_g + f)\right]}_{\mathbf{B}} - \underbrace{\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{p} (-\vec{V}_g \cdot \nabla_p T)\right]}_{\mathbf{C}} - \underbrace{\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{p} \left(\frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt}\right)\right]}_{\mathbf{D}} \quad (1)$$

**Ecuación 1.** Ecuación cuasigeostrófica de la tendencia del geopotencial (QG- $\chi$ ).

Se trabajó a la ecuación con el enfoque clásico:

1. Se asumió que  $\chi$  es una función armónica, por lo tanto el término **A** es proporcional a  $-\chi$
2. El término **B**, refiere a las advecciones horizontales de vorticidad que propagan el sistema en el nivel isobárico que se aplique la ecuación. En este estudio, se utilizó el nivel isobárico de 300 hPa.
3. Con respecto a **C**, término responsable de profundizar o intensificar los mínimos o máximos de altura geopotencial a través de las advecciones diferenciales de temperatura entre dos niveles isobáricos, se estudió a través de la relación de viento térmico y la ecuación hipsométrica comparando los espesores 1000/500 hPa ( $\phi_{500} - \phi_{1000}$ ).
4. El término **D** es el que responde al calor diabático entre niveles, siendo de mayor importancia para este estudio aquellos intercambios de calor producidos por cambios de fase y flujos superficiales de calor sensible y latente.

$$\underbrace{\left(\nabla_p^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\omega}_{\mathbf{A}} = \underbrace{-\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[-\vec{V}_g \cdot \nabla_p (\xi_g + f)\right]}_{\mathbf{B}} - \underbrace{\frac{R}{\sigma p} \nabla_p^2 (-\vec{V}_g \cdot \nabla_p T)}_{\mathbf{C}} - \underbrace{\frac{R}{\sigma p} \nabla_p^2 \left(\frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt}\right)}_{\mathbf{D}} \quad (2)$$

**Ecuación 2.** Ecuación cuasigeostrófica del movimiento vertical en coordenadas isobáricas (QG- $\omega$ ).

Al igual que con la ecuación de tendencia, se enfocó el estudio de la ecuación de la siguiente manera:

1. El término **A** es proporcional a  $-\omega$  asumiendo que es una función armónica.

2. El término **B** es la advección diferencial de vorticidad. En este estudio se analizó cualitativamente la diferencia entre las advecciones de vorticidad relativa en 300 hPa y superficie.
3. El término **C** responde a las advecciones térmicas.
4. Siendo **D** el término considerado para los procesos de intercambio de calor, tanto por flujos, como por liberación de calor latente por condensación del vapor de agua.

Se realizó un análisis de dichos términos utilizando datos del modelo de reanálisis de ECMWF (2023), con una resolución de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  y 117 niveles verticales, con una altura máxima de 80 km.

Con este modelo generamos el espesor 1000/500 hPa para ver la evolución del sistema en cuanto a las advecciones térmicas cálidas y frías, zonas de baroclinicidad, y masas de aire. El nivel de 300 hPa para ver las advecciones de vorticidad y perturbaciones. Por otro lado, cartas de presión a nivel medio del mar con valores de flujo de calor latente medio y calor sensible medio para conocer el aporte de la componente de calor diabático en la intensificación del sistema.

Se generó también un corte vertical en  $41^\circ\text{S}$  para hacer un seguimiento de las variaciones de velocidad vertical y divergencias, donde el sistema llega a su punto de máxima profundización.

Para calcular si fue una ciclogénesis explosiva, se utilizó el criterio de Sanders y Gyakum

$$\left| \frac{dp}{dt} \frac{\sin(60^\circ)}{\sin(\bar{\varphi})} \right| \geq \frac{24\text{hPa}}{24\text{hs}}. \quad (3)$$

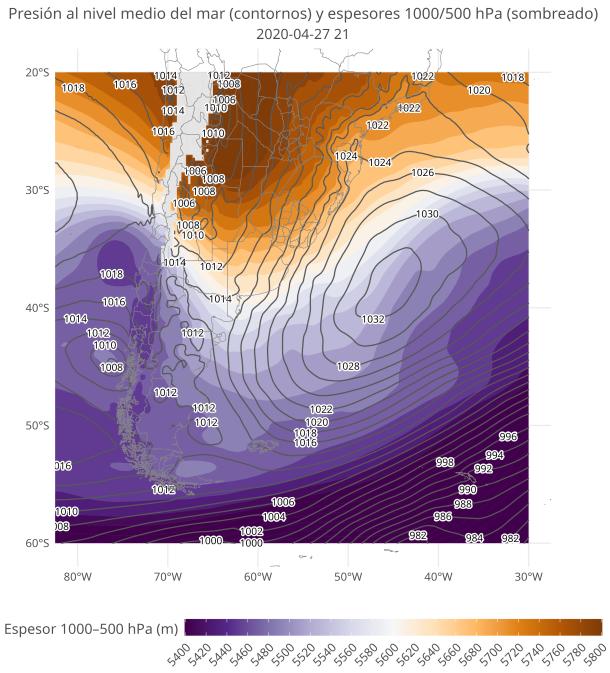
donde  $\bar{\varphi}$  es la latitud media del mínimo de presión del sistema.

### 3. Entorno Sinóptico

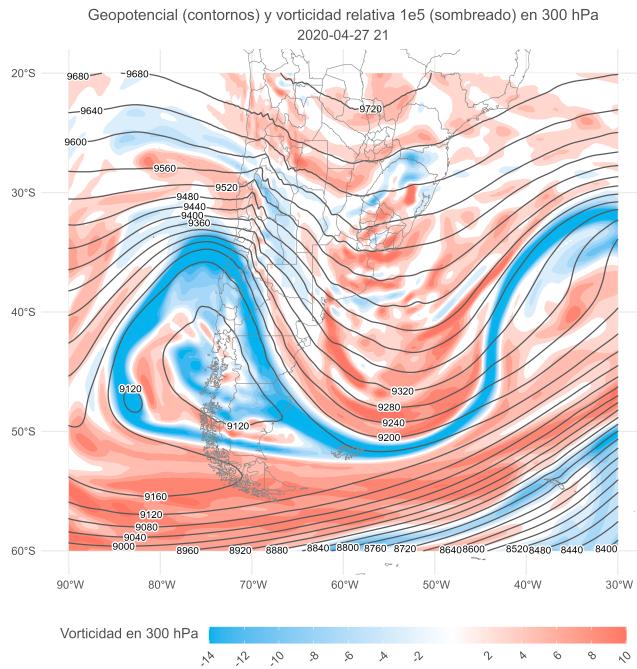
Desde las primeras horas del día 27 en las cartas (Figura 1) de espesores de 1000/500 hPa se puede observar la presencia de un sistema de alta presión en el NE y centro del territorio argentino, al mismo tiempo la formación de una vaguada invertida en el NOA que se extiende hasta la provincia de Bs As. El avance de una vaguada en altura con la interacción de la cordillera generó perturbaciones favoreciendo los ascensos en niveles más bajos, lo que provocó la convección para el día 27 hacia la noche. La combinación de la vaguada invertida y del anticiclón del Atlántico sur permitió el ingreso de aire cálido y húmedo del norte para la formación de precipitaciones y tormentas.

Con el correr de las horas para el día 28 el sistema de baja presión ya se encontraba cerrado favorecido por los procesos dinámicos propios de la ciclogénesis. Advecciones frías del sur por debajo de la vaguada en altura, profundizaron a la misma, favoreciendo las advecciones de vorticidad y, en consecuencia, los ascensos en superficie generando la caída de presión y la profundización del sistema (se basó el análisis en los términos de las ecuaciones 1 y 2). Esto aumentó las advecciones de temperatura en superficie, así como las advecciones diferenciales de temperatura. Comportamiento típico de la etapa de autodesarrollo del modelo de ciclogénesis clásica (Bjerknes and Solberg, 1922).

El día 29 el sistema de baja presión en superficie y la vaguada en la alta tropósfera se colocaron en fase, teniendo en superficie un flujo quasi-barotrópico que inhibió las advecciones frías por debajo de la vaguada; a su vez, en altura, la vaguada presentó



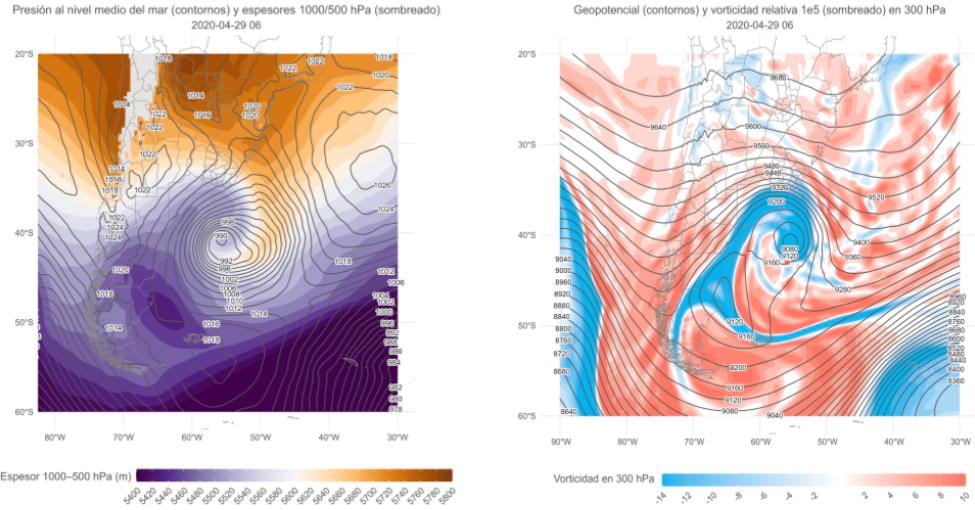
(a) Presión al nivel del mar en superficie cada 2 hPa (líneas continuas [hPa]) y espesores 1000/500 cada 20 m (sombreado [m]).



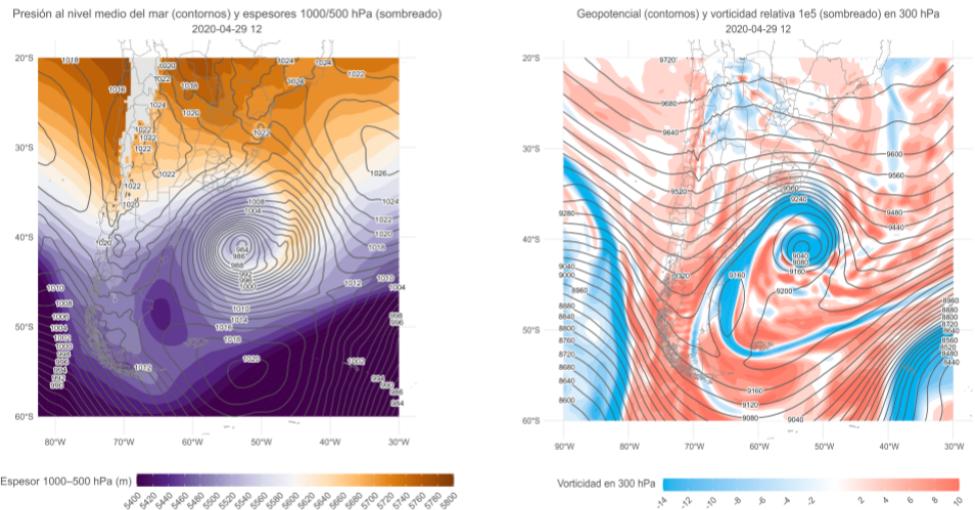
(b) Altura geopotencial en el nivel de 300hPa cada 40 m (líneas negras [m]) y vorticidad relativa (sombreado  $10^5[1/\text{seg}]$ ).

Figura 1: Cartas de superficie (1a) y altura (1b) para el día 27 de abril a las 21 UTC, generadas con el modelo ERA5.

un centro cerrado de geopotencial, producto de la profundización previa, que impidió las advecciones de vorticidad que favorecen la inestabilidad y los ascensos en niveles inferiores. Así, se alcanzó el fin de la etapa de autodesarrollo, para dar comienzo a la etapa de madurez (Figura 2).



(a) Isobaras cada 2 hPa y espesores en sombreado en superficie; isohipsas cada 40 m y vorticidad relativa en sombreado en 300 hPa

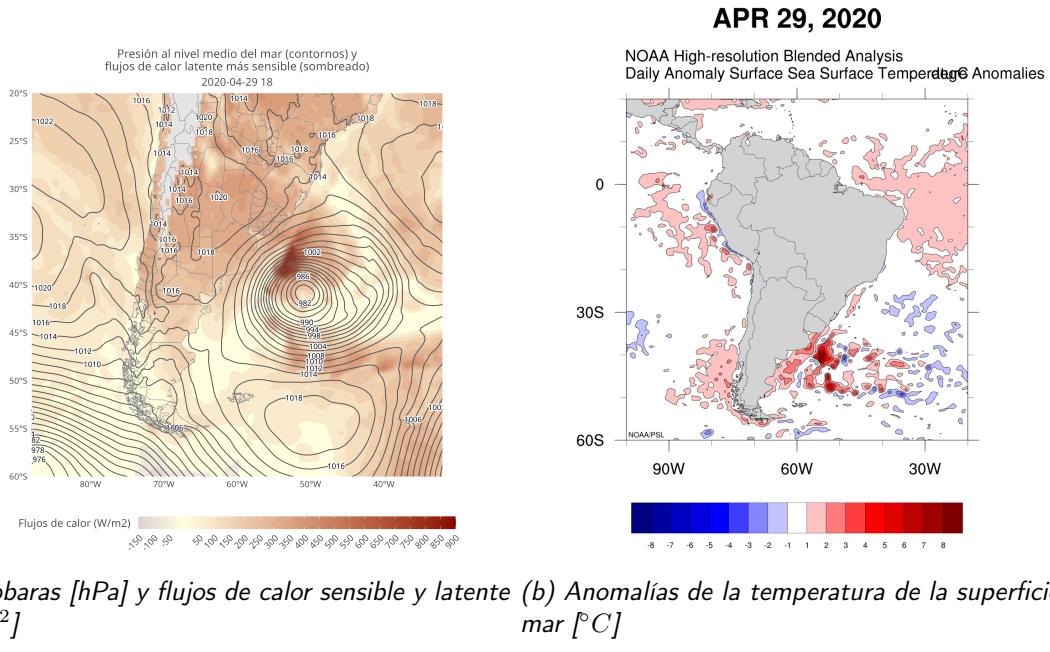


(b) Isobaras cada 2 hPa y espesores en sombreado en superficie; isohipsas cada 40 m y vorticidad relativa en sombreado en 300 hPa

Figura 2: Análisis comparativo de los sistemas en superficie y en altura para el día 29/04/2020 a las 6 UTC (2a) y a las 12 UTC (2b)

Al limitarse los mecanismos dinámicos que impulsan y determinan el desplazamiento y la profundización del ciclón, éstos se vieron dominados por las componentes de calor sensible y latente como se puede ver en la Fig 3. Se complementó el análisis de los flujos de calor en la región generando una imagen que muestra las anomalías de temperatura superficial del mar (NOAA Physical Sciences Laboratory, 2025) para el día 29/04/2020. Encontramos que el ciclón en superficie empieza a propagarse hacia el NE siguiendo una trayectoria anómala respecto al patrón típico del cinturón de los Oestes que luego de su

paso por el continente, suelen tomar un desplazamiento hacia SE por la presencia del Anticiclón Semipermanente del Atlántico Sur. Esta propagación anómala se debe a los máximos flujos de calor (ecuación (2)) en contraposición con el modelo clásico noruego donde indica que debería empezar a disiparse en un caso típico de ciclones extratropicales (Mendes et al., 2010).



(a) Isobares [hPa] y flujos de calor sensible y latente (b) Anomalías de la temperatura de la superficie del mar [ $^{\circ}\text{C}$ ]

Figura 3: Comparación de la anomalía de la temperatura de la superficie del mar con los flujos de calor latente y sensible, para el día 29/04/2020.

Siguiendo el análisis, se detectó que en las anomalías de temperatura en la superficie del mar, generado con datos de la NOAA ha mostrado anomalías positivas que se condicen con las áreas donde se observó los máximos flujos de calor latente y sensible, que favorecieron la convección (Ecuación (2)) y posterior condensación. Este proceso explica que, aún sin mecanismos dinámicos que beneficien a la profundización del ciclón, éste se benefició de los procesos termodinámicos, tal como menciona Possia et al. (2011).

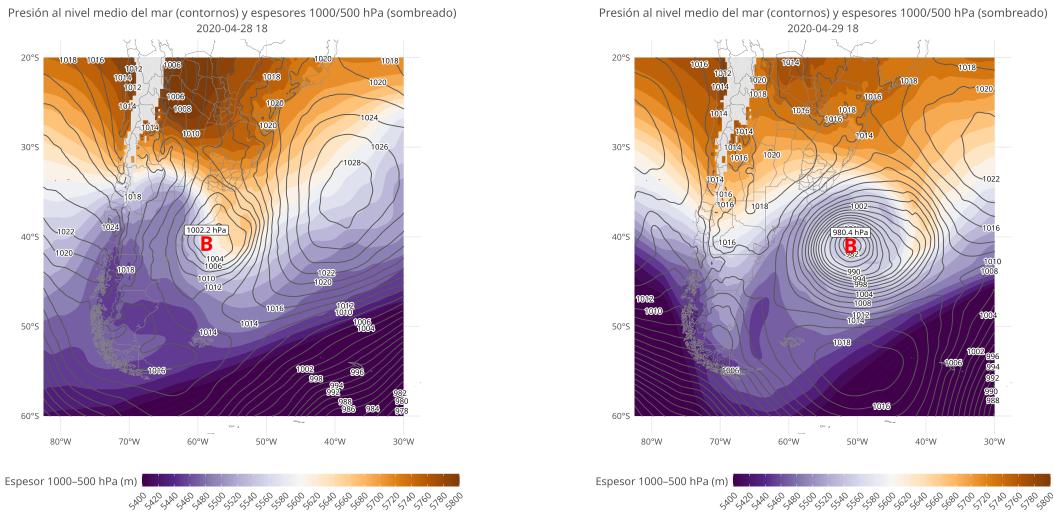
## 4. Resultados

Como se mencionó en la Sección 2, para evaluar si se trata de una ciclogénesis explosiva considerando el criterio de Sanders y Gyakum, utilizamos el valor de presión del día 28 a las 18 UTC junto con el día 29 a las 18 UTC (ver cuadro 1). Detectando un valor mínimo del centro de baja presión de 1002.2 hPa y 980.4 hPa, respectivamente (Figura 4). Donde se estableció una latitud media de aproximadamente 41°S para la ubicación del sistema. Cumpliéndose el criterio antes mencionado (ec. 3), un descenso de presión mayor a 1 hPa/hs (1.22hPa/h).

También se realizó la corrida de un corte vertical (Figura 5) en la latitud de 41°S para determinar el comportamiento de los ascensos y descensos (2) junto con los valores de divergencia. Y se obtuvo que para el día 29 a las 12 UTC hubo fuertes valores de convergencias y divergencias con sus respectivos valores de  $\omega$  que explican la intensificación del sistema.

Fecha	Presión [hPa]	Latitud [ $^{\circ}$ ]
28/04/2020 18 UTC	1002.2	-40.75
29/04/2020 18 UTC	980.4	-41
Resultados	$\Delta p = -21.8$	$\varphi = -40.84$

Cuadro 1: Datos del mínimo de presión del ciclón estudiado para realizar el cálculo correspondiente al criterio de Sanders y Gyakum.



(a) Posición del mínimo de presión para el día 28 a (b) Posición del mínimo de presión para el día 29 a las 18 UTC

Figura 4: Presión a nivel medio del mar y espesores 1000/500 hPa para los días 28 y 29 a las 18 UTC

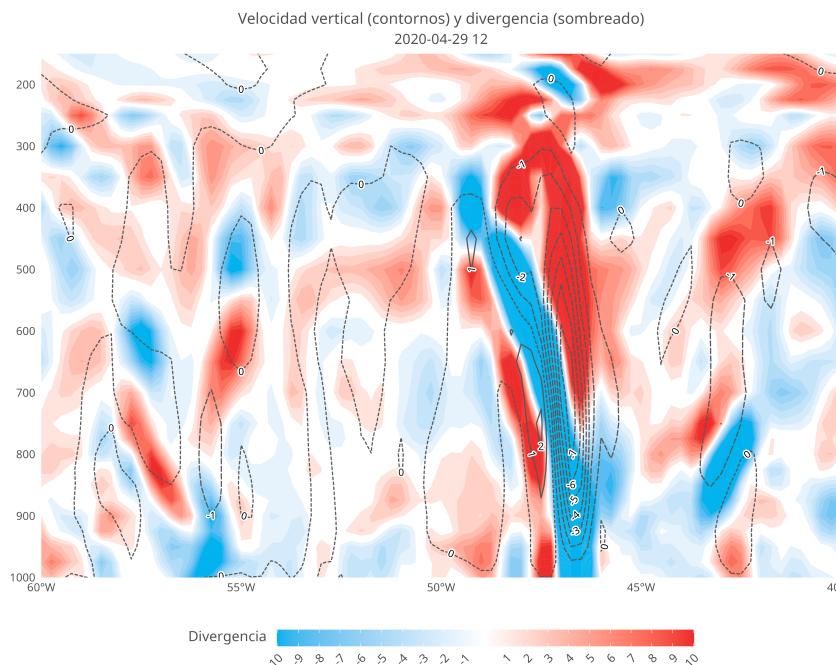


Figura 5: Corte vertical en 41°S para el día 29 a las 12 UTC, en sombreado valores de divergencias [ $s^{-1}$ ] y en contornos  $\omega$  [ $10^5 Pa s^{-1}$ ].

## 4.1. Temporal en Mar Del Plata

Debido al temporal asociado a esta ciclogénesis explosiva en el Sudeste de Bs As se pudieron registrar daños estructurales, caídas de árboles y anegamientos en la localidad de Mar del Plata.

Para la visualización del tiempo presente observado se utilizaron los datos del Aeródromo de Mar del Plata.

El día 27 la máxima intensidad de viento (ver figura 6) fue superior a 22 kt con vientos del sector este (ver figura 7), previo al pasaje del ciclón en superficie. Luego durante el día 28, el sistema atravesó la ciudad (figura (4a)), disminuyendo la intensidad del viento debido al debilitamiento en el gradiente bárico; la dirección se hayó parcialmente variable con predominancia del sector Norte. Finalmente, durante el día 29 se registró un aumento en la intensidad del viento con un máximo secundario de 21 kt del sector oeste, mientras el ciclón se situaba al este de la costa bonaerense, correspondiente a la intensificación del gradiente bárico (figura 4b). Debido a la trayectoria descripta por el ciclón, la presión a nivel medio del mar presentó una rápida disminución (ver figura 9), la cual comienza el día 27 alcanzando la mínima presión a la hora del paso del centro de baja presión sobre la ciudad en el día 28 y luego para el día 29 y 30 al retirarse el sistema hacia el este la presión se alza.

Por otro lado, en la serie temporal (figura 8) de precipitación acumulada cada 6 hs se detecta un máximo de 40 mm para el día 28 finalizando con un acumulado de 74mm. Para el día previo y posterior el acumulado de precipitación es menor a 10 mm.



Figura 6: Intensidad del viento a 10m [kt] medido en la estación Mar del Plata Aero

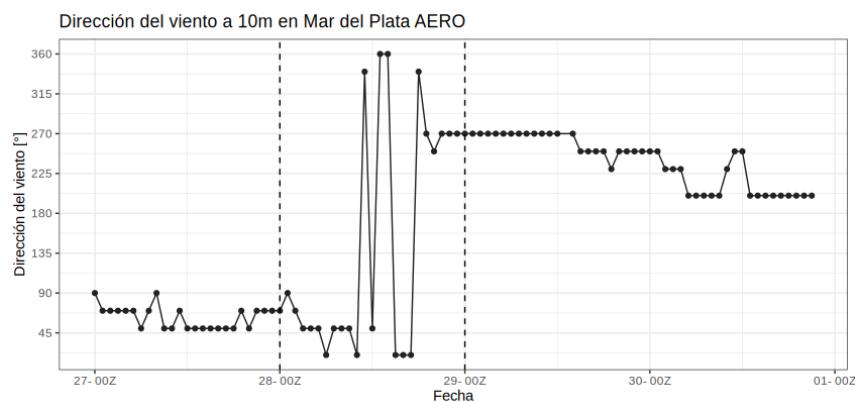


Figura 7: Dirección del viento a 10m [°] medido en la estación Mar del Plata Aero

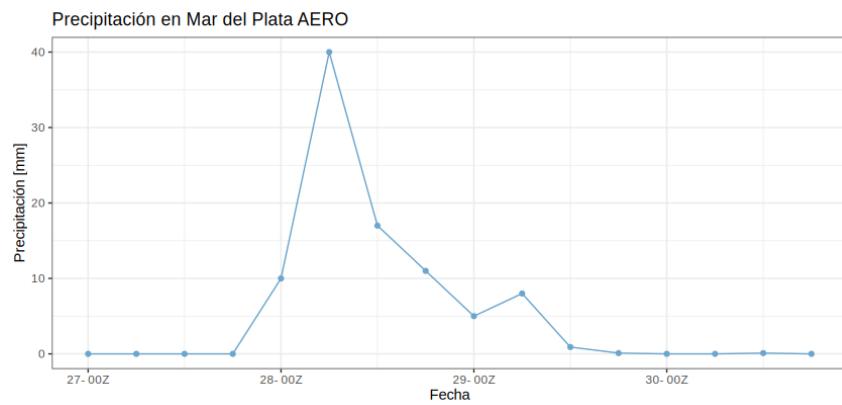


Figura 8: Precipitación acumulada cada 6hs [mm] medida en la estación Mar del Plata Aero

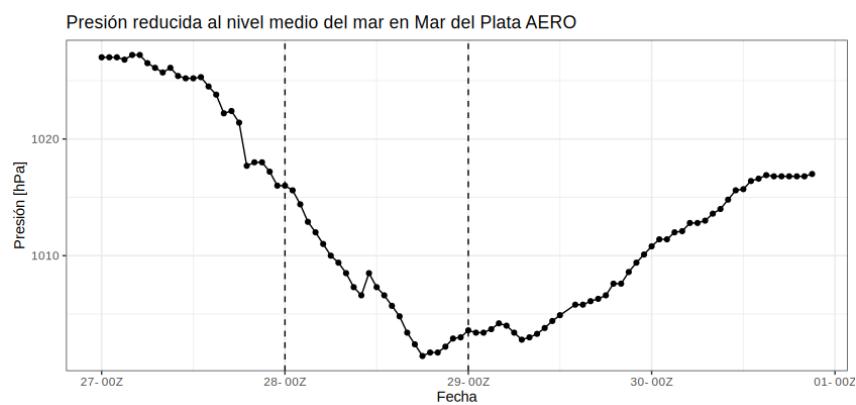


Figura 9: Presión reducida al nivel medio del mar [hPa] medida en la estación Mar del Plata Aero

## 5. Conclusiones

Durante los días 27 al 30 de abril del 2020 se desarrolló una ciclogénesis que inició en el norte argentino como una vaguada invertida, se profundizó y llegó al punto de ciclogénesis explosiva que se disipó en el océano Atlántico Sur alrededor de 41°S y 40°O.

Este sistema se caracterizó por contar con el aporte de flujos de calor latente y sensible una vez que se propagó en el océano, tal como se caracterizó en estudios previos (Kocin and Uccellini, 2004) donde los flujos de calor sensible y latente favorecen el calentamiento y humedecimiento de la capa límite marina.

La ciudad de Mar del Plata se vió afectada desde el inicio de la formación del sistema, a pesar de que en su etapa de desarrollo y madurez ya se encontraba fuera del territorio.

El ciclón explosivo presentó una trayectoria atípica con respecto a las que son esperadas para sistemas similares en latitudes extratropicales, lo cual puede ser un imprevisto a la hora de pronosticar su posicionamiento y potenciales áreas de impacto.

Entonces se considera que es importante hacer un seguimiento en tiempo real de este tipo de sistemas y elaborar los pronósticos adecuados para informar con anticipación.

## Referencias

- Bjerknes, J. and Solberg, H. (1922). *Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation*, volume 3. Grondahl.
- CPTEC/INPE (2025). Imágenes satelitales goes-16. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Consultado en noviembre de 2025.
- ECMWF (2023). *ERA5 Reanalysis*.
- Kocin, P. J. and Uccellini, L. W. (2004). Dynamical and physical processes influencing northeast snowstorms. In *Northeast Snowstorms: Volume I: Overview/VOLUME II: The Cases*, pages 207–232. Springer.
- Kuo, Y.-H., Shapiro, M., and Donall, E. G. (1991). The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. *Monthly Weather Review*, 119(2):368–384.
- Mendes, D., Souza, E. P., Marengo, J. A., and Mendes, M. C. D. (2010). Climatology of extratropical cyclones over the south american–southern oceans sector. *Theoretical and Applied Climatology*, 100(3):239–250.
- NOAA Physical Sciences Laboratory (2025). Noaa oi sst v2 high resolution dataset. Data provided by the NOAA PSL, Boulder, Colorado, USA. Consultado en noviembre de 2025.
- Plant, R. S., Craig, G. C., and Gray, S. L. (2003). On the threefold classification of extratropical cyclogenesis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129A(594):1–99.
- Possia, N., Bibiana Ceme, S., and Campetella, C. (2003). A diagnostic analysis of the río de la plata superstorm, may 2000. *Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, 10(1):87–99.
- Possia, N. E. (2004). *Estudio de los ciclones explosivos sobre la región sur de Sudamérica*. PhD thesis, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Possia, N. E., Vidal, L., and Campetella, C. C. (2011). Un temporal de viento en el río de la plata. *Meteorologica*, 36(2):95–110.
- Sanders, F. and Gyakum, J. R. (1980). Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. *Monthly Weather Review*, 108(10):1589–1606.
- Seluchi, M. E. and Saulo, A. C. (1998). Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over south america: experiments using a limited area model. *Australian Meteorological Magazine*, 47(4):309–320.
- Uccellini, L. W. (1990). Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones. In *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume*, pages 81–105. Springer.

Uccellini, L. W., Kocin, P. J., Petersen, R. A., Wash, C. H., and Brill, K. F. (1984). The presidents' day cyclone of 18–19 february 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet streak influencing the pre-cyclogenetic period. *Monthly weather review*, 112(1):31–55.

Vera, C. S., Vigliarolo, P. K., and Berbery, E. H. (2002). Cold season synoptic-scale waves over subtropical south america. *Monthly Weather Review*, 130(3):684–699.