

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CICESE © 2024, Todos los Derechos Reservados, CICESE

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Maestría en Ciencias en Oceanografía Física

Modulación de concentración de nitrato por la interacción entre el viento y un remolino anticiclónico del Golfo de México.

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Karla Gabriela Chacón Anguiano

Ensenada, Baja California, México

2024

Tesis defendida por

Karla Gabriela Chacón Anguiano

y aprobada por el siguiente Comité

Dra. Sheila Natalí Estrada Allis
Directora de tesis

Dr. Luis Zavala Sansón

Dra. Bertha Eugenia Lavaniegos Espejo

Dr. Pierre Damien



Dra. María Tereza Cavazos Pérez
Coordinadora del Posgrado en Oceanografía Física

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Karla Gabriela Chacón Anguiano como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Física.

Modulación de concentración de nitrato por la interacción entre el viento y un remolino anticiclónico del Golfo de México.

Resumen aprobado por:

Dra. Sheila Natalí Estrada Allis

Directora de tesis

Por medio de un modelo de alta resolución (ROMS-Fennel) anidado en el centro del golfo de México, se investigó la influencia de las corrientes sobre el esfuerzo del viento en la superficie del océano y su efecto en la dinámica física y bioquímica de un remolino anticiclónico liberado de la Corriente de Lazo. Se compararon dos simulaciones: una donde no se consideró la influencia de la corriente (caso absoluto) y otra donde sí se incluyó (caso relativo). Los resultados mostraron una disminución del 28 % en la energía del remolino al considerar la contribución de la corriente, seguido de una reducción en el radio y poca variabilidad en la elevación del nivel del mar. El trabajo del viento indicó una transferencia positiva de energía, es decir, de la atmósfera hacia el océano, distinguiendo 3 eventos máximos en los que el suministro de energía por parte de los forzamientos atmosféricos es mayor en comparación al resto de días. Ambos casos mostraron un aumento en los nutrientes de nitrato y fitoplancton durante los picos del trabajo del viento. No obstante, reportamos una sobreestimación del 8 % en la productividad primaria para el caso absoluto con respecto al caso relativo, lo que resalta la importancia de incluir la contribución de la corriente en la parametrización del esfuerzo del viento. Mostramos que la componente lineal del bombeo de Ekman inducido por remolinos sostiene gran parte del ascenso de nutrientes en el centro del remolino, a pesar de ser un orden de magnitud menor que la componente no lineal. Del mismo modo, uno de los hallazgos que destacamos es que el ascenso de nutrientes en los remolinos anticiclónicos del golfo de México no está necesariamente vinculado a una dirección del viento. En este sentido, este estudio contribuye al entendimiento de la respuesta biogeoquímica a procesos físicos dentro de remolinos anticiclónicos productivos en regiones como el golfo de México.

Palabras clave: Remolinos de mesoescala, Interacción océano-atmósfera, Esfuerzo del viento, Bombeo de Ekman, Nitrato, Productividad Primaria, Fitoplancton

Abstract of the thesis presented by Karla Gabriela Chacón Anguiano as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography.

Modulation of nitrate concentration by the interaction between wind and an anticyclonic eddy in the Gulf of Mexico.

Abstract approved by:

PhD Sheila Natalí Estrada Allis
Thesis Director

Through a high-resolution model (ROMS-Fennel) nested in the center of the Gulf of Mexico, the influence of currents on the wind stress at the ocean surface and its effect on the physical and biochemical dynamics of an anticyclonic eddy detached from the Loop Current was investigated. Two simulations were compared: one where the influence of the current was not considered (absolute case) and one where it was included (relative case). The results showed a 28 % decrease in the kinetic energy inside the eddy when considering the current contribution, followed by a reduction in radius and slight variability in sea surface height. The wind work indicated a positive transfer of energy, i.e., from the atmosphere to the ocean, distinguishing three peak events in which the energy supply by atmospheric forcing is higher than the rest of the days. Both cases showed an increase in nitrate and phytoplankton nutrients during wind work peaks. However, we report an overestimation of 8 % in primary productivity for the absolute case concerning the relative case, which highlights the importance of including the current contribution in the wind stress parameterization. The linear component of the eddy-induced Ekman pumping sustains much of the nutrient upwelling at the eddy center, despite being an order of magnitude smaller than the nonlinear Ekman component. Similarly, one of the findings we highlight is that the nutrient upwelling in anticyclonic eddies in the Gulf of Mexico is not necessarily associated to a wind direction. In this sense, this study contributes to the understanding of the biogeochemical response to physical processes within productive anticyclonic eddies in regions such as the Gulf of Mexico.

Keywords: Mesoscale eddies, Ocean-atmosphere interaction, Wind stress, Ekman pumping, Nitrate, Primary Productivity, Phytoplankton

Dedicatoria

**A Karlita que reconstruyó su camino acompañada de
personas maravillosas.**

Agradecimientos

El camino de realizar una tesis está lleno de desafíos y logros, y este recorrido fue posible gracias al valioso apoyo de la institución y las personas que convirtieron este camino en una experiencia inolvidable.

En primer lugar, me gustaría agradecer al **Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE)** y al posgrado de **Oceanografía física** por formarme como persona, en mi vocación y sobre todo hacerme crecer y creer en mí.

También le quiero agradecer al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONAHCYT)** por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. No. de CVU: 1109066. Al proyecto PhytBloomEddy por apoyarme y brindarme la experiencia de poder participar en la RAUGM 2023 que me abrió las puertas a grandes oportunidades de aprendizaje.

Quiero expresar mi gratitud a mi directora de tesis, la **Dra. Sheila Estrada** por enseñarme a investigar, a lograr mis sueños científicos y recordarme que la mayoría de las veces hay otras formas de resolver las cosas.

Me gustaría agradecer a mis sinodales la **Dra. Bertha Lavaniegos**, el **Dr. Damien Pierre** y el **Dr. Luis Zavala**, de quienes aprendí a mejorar mi trabajo, me motivaron y agradecerles por recorrer este camino juntos y que hay más cosas que quiero aprender de ustedes.

Agradezco a mi familia por demostrarme que cuando el camino se complica, ustedes se proponían metas que los hace únicos y especiales y eso me inspiraba. Les agradezco por enseñarme que cada día el crecimiento personal depende de nuestros sueños.

A mi **mamá** porque es mi girasol, *"for showing me the meaning of success"*, a mi padre por ser esa fuerza que nunca le teme a nada *"hasta dónde te quiero, hasta donde tus ojos no ven"*, a mi querido hermano por ser la persona que más admiro en el mundo y porque siempre he querido ser como él y es alguien de quien estoy muy orgullosa.

También quiero agradecer a los científicos e investigadores con los que tuve el honor de convivir y

coincidir, a mis profesores, el **Dr. Nicolás Rascle**, el **Dr. Federico Graef**, al **Dr. Alejandro Pares**, a la **Dra. Paula Pérez** y a la **Dra. Ivonne García** que me inspiraron y me motivaron a ser constante en este camino de la ciencia.

No puedo olvidar a mis compañeros científicos que me apoyaron incondicionalmente y me acompañaron, agradecerles por las pláticas en los pasillos y porque también aprendí de ustedes.

Sin duda siento una gran gratitud al **Dr. José Gómez**, a **Lupita** y **Amaranta** porque fueron una extensión de mi familia, por su comprensión y palabras de apoyo, porque siempre me hacían reír con su buen sentido del humor.

A mis amigos, gracias por las cenas, risas, el baile, por acompañarme en mis aventuras y porque que me hicieron divertirse y que es algo que sin duda nunca olvidaré.

A mi querido momo, por todo lo que aprendimos juntos, por su compañía y por ayudarme a crecer como persona.

Finalmente, agradezco al posgrado porque tuve la oportunidad de visitar grandes instituciones que son la fuente de mi motivación para seguir este camino de la ciencia, por la experiencia en Scripps, en Caltech, gracias por darme la oportunidad por convivir con investigadores del JPL de la NASA, así como participar en eventos y organizar los seminarios de estudiantes.

Agradezco mi valentía y mi disciplina, que en conjunto con todas las personas que me rodearon en este viaje, mi experiencia en Ensenada me permitió crecer como persona, y cumplir mis sueños.

Gracias

"Seré quien lo dio todo por triunfar, seré un sueño que sí se cumplió "

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xi
 Capítulo 1. Introducción	
1.1. Motivación	1
1.2. Antecedentes sobre mecanismos en la distribución de nutrientes en remolinos de mesoescala	2
1.3. Efecto del trabajo del viento	6
1.4. Hipótesis	9
1.5. Objetivos	9
1.5.1. Objetivo general	9
1.5.2. Objetivos específicos	9
 Capítulo 2. Marco teórico y metodología	
2.1. Trabajo del viento	10
2.2. Bombeo de Ekman inducido por remolinos	11
2.3. Modelo físico	13
2.4. Modelo biogeoquímico	16
 Capítulo 3. Resultados	
3.1. Evolución de las simulaciones en los contextos Absoluto y Relativo.	23
3.2. Variables físicas	24
3.3. Variables biogeoquímicas	31
3.4. Explicación física y distribución biogeoquímica	38
 Capítulo 4. Discusión	
4.1. Efectos de la retroalimentación de la corriente en la evolución del remolino	42
4.2. Efectos de la retroalimentación de la corriente en la biogeoquímica dentro del remolino	44
4.3. Explicación física de la distribución de las variables biológicas	47
4.4. Trabajo a futuro	51
 Capítulo 5. Conclusiones	
Literatura citada	56
Anexos	64

Lista de figuras

Figura

Página

1. Mapa batimétrico del Golfo de México (GoM). El rectángulo negro punteado delimita las aguas abiertas del GoM (modelo de alta resolución), los contornos negros muestran las isobatas de 50, 250, 1000, 3000 y 4000 m. Figura extraída de Estrada-Allis et al. (2020). 1
2. Esquema de cuatro mecanismos que modifican los patrones espaciales en remolinos ciclónicos (fila superior) y para anticiclones (fila inferior). Los paneles de la columna izquierda muestran el bombeo vertical de remolinos, en el centro-izquierda el bombeo de Ekman inducido por remolinos, panel en el centro-derecha advección horizontal y en la columna derecha la submesoescala. Los colores sombreados denotan el aumento de la concentración de las variables biogeoquímicas como la clorofila. Figura tomada de Siegel et al. (2011) 3
3. Esquema de un viento horizontal uniforme (líneas negras continuas) sobre un remolino anticiclónico (líneas punteadas moradas) en el hemisferio norte. La superficie A denota una corriente superficial en dirección del viento que reduce el transporte de Ekman (flecha de color azul), la superficie B, por el contrario, va en contra de la dirección del viento incrementando el transporte. La diferencia en la magnitud crea una divergencia y, por lo tanto, afloramiento en el centro del remolino anticiclónico. Tomada de McGillicuddy Jr et al. (2007) 4
4. Esquema del trabajo del viento (ww , W/m^2). Inciso a) viento absoluto y en b) viento relativo. Flechas color verde indican viento uniforme sobre un remolino anticiclónico en el hemisferio norte. Las flechas gruesas de color negro, muestran el esfuerzo del viento (τ , $N\ m^{-2}$). El color rojo indica trabajo de viento positivo. El color azul se refiere al trabajo de viento negativo. Figura modificada de Wilder et al. (2022). 8
5. Esquema del modelo biológico. Se destacan las variables del modelo mediante círculos de color azul. Figura adaptada de Fennel et al. (2011). 21
6. Mapas de la elevación de la superficie libre (SSH, m) en simulaciones con el esfuerzo superficial parametrizado con el viento absoluto y relativo, para diferentes días simulados. 23
7. Trayectoria del contorno de SSH=0.24 m para a) Remolino parametrizado con el viento absoluto y b) Remolino parametrizado con el viento Relativo. En c) serie temporal de la SSH en el centro de cada remolino (SSH, m). Las líneas punteadas en a) y b) indican la evolución temporal del contorno (línea roja para el caso **Abs** y línea azul para el caso **Rel**). El contorno negro punteado indica el comienzo de la simulación (día 02) y el contorno negro continuo resalta el final (día 82). Los puntos rojos en a) y azules en b) representan la trayectoria del centro del remolino medidas como el punto máximo de la SSH (rojo para el caso **Abs** y azul para el caso **Rel**). 25
8. Serie temporal del radio del remolino (km) en color rojo caso absoluto y en azul caso relativo, del día 02 al 82. 25
9. Evolución temporal de la energía cinética (KE , m^2/s^2), promediada dentro de cada remolino en superficie. Para el caso absoluto en rojo y el caso relativo en azul. Las líneas punteadas representan la tendencia de cada serie temporal. 27
10. Evolución temporal del trabajo del viento (ww , $W\ m^{-2}$) para el caso absoluto en rojo y para el caso relativo en azul. 27

11. Evolución temporal del error cuadrático medio de la velocidad vertical (w , m/d) para ambos casos absoluto en rojo y relativo en azul. En a) 30 m dentro de la capa de mezcla y b) 300 m dentro del remolino.	28
12. Frecuencia de Brünt Väisälä promediada en espacio dentro del remolino (N^2 , s^{-2}) donde a) es la serie temporal para el caso Abs (rojo) y Rel (azul). b) Perfil vertical de N^2 promediado en el tiempo, para caso Abs (línea sólida) y caso Rel (línea punteada). Parte superior evolución temporal del ww	29
13. Diagrama de Hovmöller de la anomalía de la Frecuencia de Brünt Väisälä (N^2 , s^{-2}) donde se muestra la evolución temporal de N^2 en la profundidad en a) para el caso Abs y en b) para el caso Rel	30
14. Serie temporal de la Productividad Primaria (PP, mmolN/d) integrado espacialmente de superficie a 800 m de profundidad, para ambos casos Abs en rojo y Rel en azul.	31
15. Evolución temporal de la concentración de Nitrato (NO_3 , mmolNO3) integrado espacialmente de superficie a 75 m de profundidad, para el caso Abs en rojo y para el caso Rel en azul.	32
16. Diagrama de Hovmöller de la anomalía de la concentración de nitrato (NO_3 , mmol/m ³) donde se muestra la evolución temporal de NO_3 en la profundidad para el caso a) Abs y b) Rel . En c) el perfil vertical de la anomalía de NO_3 promediado en el tiempo para el caso Abs (línea sólida) y caso Rel (línea punteada).	33
17. Evolución temporal de biomasa de Fitoplancton (Phy, mmolN) integrado espacialmente de superficie a 800 m de profundidad, para el caso Abs (rojo) y Rel (azul).	34
18. Diagrama de Hövmoller de la anomalía de concentración de fitoplancton (Phy, mmolN/m ³) donde se muestra la evolución temporal de Phy en la profundidad, para el caso Abs en a) y b) caso Rel . En c) perfil vertical de la anomalía de Phy promediado temporalmente para el caso Abs (línea sólida) y para el caso Rel (línea punteada).	34
19. Evolución temporal de biomasa de Clorofila (Chl, mgChl) integrado espacialmente de superficie a 800 m de profundidad, para el caso Abs (rojo) y el caso Rel (azul).	35
20. Diagrama de Hövmoller de la anomalía de concentración de clorofila (Chl, mgChl/m ³) donde se muestra la evolución temporal de Chl en la profundidad, para el caso a) Abs y b) para el caso Rel . En c) perfil vertical de la anomalía promediado en el tiempo para el caso Abs (línea sólida) y caso Rel (línea punteada).	36
21. Evolución temporal de biomasa de zooplancton (Zoo, mmolN) integrada en toda la columna de agua, para el caso Abs (rojo) y para el caso Rel (azul).	37
22. Diagrama de Hövmoller de la anomalía de concentración de zooplancton (Zoo, mmolN/m ³) donde se muestra la evolución temporal de Zoo en la profundidad. En a) para el caso Abs y b) para el caso Rel . En c) perfil vertical de la anomalía de Zoo promediado temporalmente para el caso Abs (línea sólida) y para el caso Rel (línea punteada).	37
23. Promedio temporal del día 35 al 45 para el caso Rel , los ejes x,y representan km. En a) velocidad vertical de la salida del modelo (w , m/d) a 10 m de profundidad. b) Bombeo Ekman total ($W_{EK_{tot}}$, m/d) inducido por remolinos en superficie. c) componente no lineal (W_{EK_c} , m/d) y en d) componente lineal (W_{EK_e} , m/d).	38

24.	Inciso a) Promedio de la concentración de NO_3 (mmol/m^3) del día 35 al 45 dentro del remolino en superficie. Línea punteada gris indica el corte zonal. b) perfil vertical.	39
25.	Promedio del día 35 al 45 dentro del remolino para: a) PP ($\text{mmol}/\text{m}^3 \text{ day}$), b) Phy (mmol/m^3), c) Chl (mg/m^3) y d) Zoo (mmol/m^3). En la parte superior de cada variable indica el promedio superficial horizontal y la parte inferior las secciones verticales zonales indicadas por las líneas punteadas en gris.	40
26.	Evolución temporal de la magnitud del esfuerzo del viento relativo ($ \tau $, línea verde continua), y sus componentes zonal (τ_x , línea azul continua) y meridional (τ_y , línea azul discontinua).	44
27.	Esquema de la respuesta en cadena del modelo físico-biogeoquímico acoplado a un evento de trabajo de viento máximo.	46
28.	Promedio temporal de 10 días siguiendo el remolino en el periodo del día 35 al 45. Incisos a) y b) elevación de la superficie libre (SSH) para el caso Abs y Rel respectivamente. Promedio temporal del rotacional del esfuerzo del viento (τ , N m^{-2}) en c) caso Abs y d) caso Rel . Promedio temporal de la vorticidad en superficie (ζ , s^{-1}) inciso e) caso Abs y f) caso Rel	48
29.	Evolución temporal del bombeo de Ekman (W_{EK} , m/d). Bombeo de Ekman lineal (línea continua), bombeo de Ekman no lineal (línea discontinua).	49
30.	Promedio de 10 días del coeficiente de mezcla vertical (AK_v , $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) dentro del remolino con la parametrización del viento relativo. Inciso a) en superficie, donde la línea punteada gris indica el corte zonal del perfil vertical en b).	50
31.	Nutrientes de NO_3 (mmol/m^3) del día 50 interpolados espacialmente dentro del remolino, donde a) y c) en superficie para el caso Abs y Rel respectivamente. La línea punteada blanca indica el corte zonal del perfil vertical en b) y d) para el caso Abs y caso Rel respectivamente.	53
32.	Evolución temporal de la densidad (ρ , kg/m^3) dentro del remolino para el caso Abs en a) y para el caso Rel en b). El perfil vertical promediado en el tiempo a 800 m de profundidad en c) línea solida para el caso Abs y línea punteada para el caso Rel	64
33.	Perfil vertical de nitrato (NO_3 , mmol/m^3) promediado en el tiempo dentro del remolino para el caso Abs (línea sólida) y para el caso Rel (línea punteada), para a) perfil a 800 m de profundidad y en b) perfil en los primeros 200 m de profundidad.	67
34.	Perfil vertical de clorofila (Chl, mgChl/m^3) promediado en el tiempo dentro del remolino para el caso Abs (línea sólida) y para el caso Rel (línea punteada).	68
35.	Perfil vertical promediado en el tiempo dentro del remolino para el caso Abs (línea sólida) y para el caso Rel (línea punteada). En a) perfil vertical de Phy (mmol/m^3) y en b) perfil vertical de Zoo (mmol/m^3).	68
36.	Mapas de la evolución del esfuerzo del viento (τ , N m^{-2}) sobre el campo de energía cinética (KE, m^2/s^2) en la simulación con el esfuerzo superficial parametrizado con el viento absoluto y relativo.	69

Lista de tablas

Tabla		Página
1.	Configuración del modelo, condiciones de frontera y forzamientos iniciales.	15
2.	Parámetros Biológicos del modelo.	22
3.	Radio y volumen promedio de los remolinos durante los 80 días de simulación. . .	26
4.	Radio y volumen dentro del remolino	66

Capítulo 1. Introducción

1.1. Motivación

En regiones oceánicas distantes de sistemas de surgencias que sostengan la productividad primaria del océano, diversos estudios (McGillicuddy Jr et al., 2003; Gaube et al., 2014; Mahadevan, 2014) sugieren que la dinámica de los remolinos de mesoescala inducen mecanismos responsables del ascenso de nutrientes a la capa fótica. Estas estructuras se caracterizan por escalas espaciales horizontales de 50-300 km y verticales de 1000 m de profundidad, con una escala temporal que va desde semanas a meses.

La capacidad de los remolinos de mesoescala para la generación de flujos verticales de nutrientes, es un factor determinante para mantener la tasa de crecimiento de biomasa en regiones oligotróficas (Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Dufois et al., 2014), tales como las aguas abiertas del Golfo de México (de ahora en adelante GoM), cuyo dominio se muestra en la Figura 1.

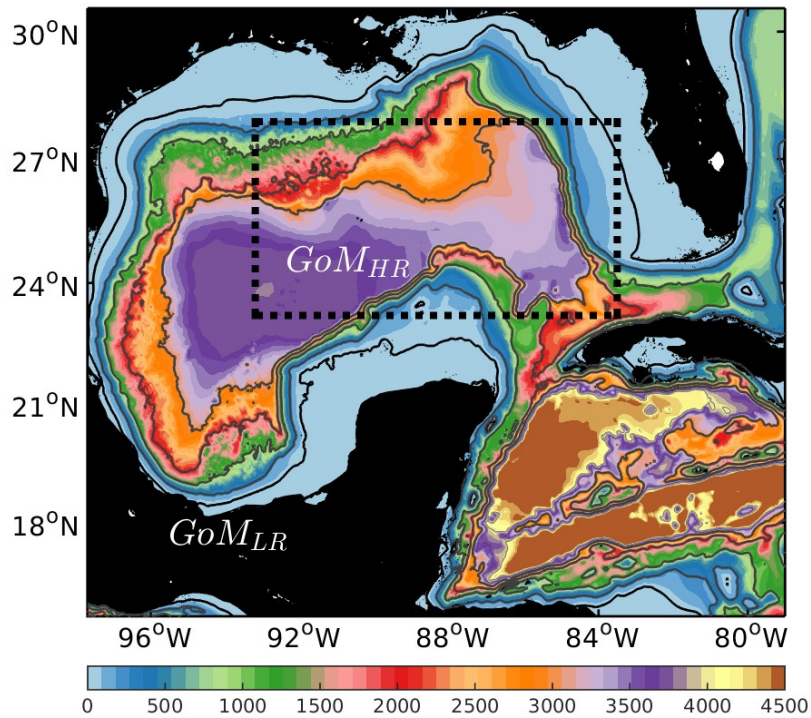


Figura 1. Mapa batimétrico del Golfo de México (GoM). El rectángulo negro punteado delimita las aguas abiertas del GoM (modelo de alta resolución), los contornos negros muestran las isobatas de 50, 250, 1000, 3000 y 4000 m. Figura extraída de Estrada-Allis et al. (2020).

Dinámicamente la superficie (0-1000 m) del GoM se encuentra dominado por la presencia de la Corriente de Lazo (Sheinbaum et al., 2016; Weisberg & Liu, 2017), que libera regularmente remolinos anticiclónicos de aproximadamente 100 a 300 km de diámetro (Sheinbaum et al., 2010). Sin embargo, aún existen incertidumbres sobre el rol de estos remolinos como proveedores de nutrientes a la productividad primaria del GoM.

Algunos estudios recientes de observación y modelación han demostrado remolinos anticiclónicos que exhiben una productividad elevada, (p.e. Dufois et al., 2014; McGillicuddy Jr et al., 2007; Gaube et al., 2015; McGillicuddy et al., 2008; Chen et al., 2020; Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Damien et al., 2018) contrario a la baja productividad en el centro de remolinos anticiclónicos en el hemisferio norte explicada por la teoría de Ekman clásica (p.e. Klein & Lapeyre, 2009; Siegel et al., 2011; Gaube et al., 2014; He et al., 2016).

Entender el mecanismo físico que fuerza la distribución de nutrientes nitrogenados en el centro de remolinos anticiclónicos como los del GoM, es una de las preguntas relevantes en la oceanografía contemporánea en relación con la interacción biofísica. Puede ser explicado por el bombeo de Ekman inducido por remolinos, la velocidad vertical, la mezcla vertical y la influencia del trabajo del viento en la distribución de las variables biogeoquímicas. Además, considerar la interacción de estos factores físicos con los procesos biogeoquímicos y la respuesta del ecosistema biológico.

De tal forma, este trabajo se propone analizar la influencia de la retroalimentación de la corriente en el esfuerzo del viento y en los mecanismos que modulan la distribución de nutrientes y en la productividad primaria. Además, se estudió el bombeo de Ekman inducido por remolinos y cada una de sus componentes, lo cual ayudó a determinar si este es un proceso responsable en el ascenso de nutrientes hacia la capa fótica en remolinos liberados de la Corriente de Lazo del GoM.

1.2. Antecedentes sobre mecanismos en la distribución de nutrientes en remolinos de mesoescala

En las últimas décadas, la variabilidad de nutrientes y productividad primaria sustentada por estructuras de mesoescala, se han estudiado por medio de diferentes hipótesis que involucran mecanismos de mesoescala y submesoescala capaces de generar flujos verticales. No obstante, permanecen incertidumbres con respecto a la importancia relativa de los diferentes mecanismos involucrados en las respuestas biogeoquímicas, debido a la complejidad dinámica y dificultad de muestrear en escalas espacio-temporales

apropiadas. Además, esta interacción biofísica se produce en escalas espaciales y temporales que se superponen, lo que dificulta su evaluación relativa.

El aumento de nutrientes en remolinos anticiclónicos puede ser explicado por uno o más mecanismos físicos (Figura 2) entre ellos: el bombeo vertical de remolinos asociado con la elevación y desplazamiento de las isopícnas; el bombeo de Ekman inducido por el sentido del giro del remolino en relación con el viento; la advección meridional que distribuye los patrones con respecto a la rotación del remolino; patrones en la periferia del remolino asociados a la submesoescala en regiones de velocidad elevada (Siegel et al., 2011). Además, Siegel et al. (2011) indican que no todos los mecanismos físicos están activos en todo momento y cada uno imparte un patrón especial y específico en las variables biogeoquímicas.

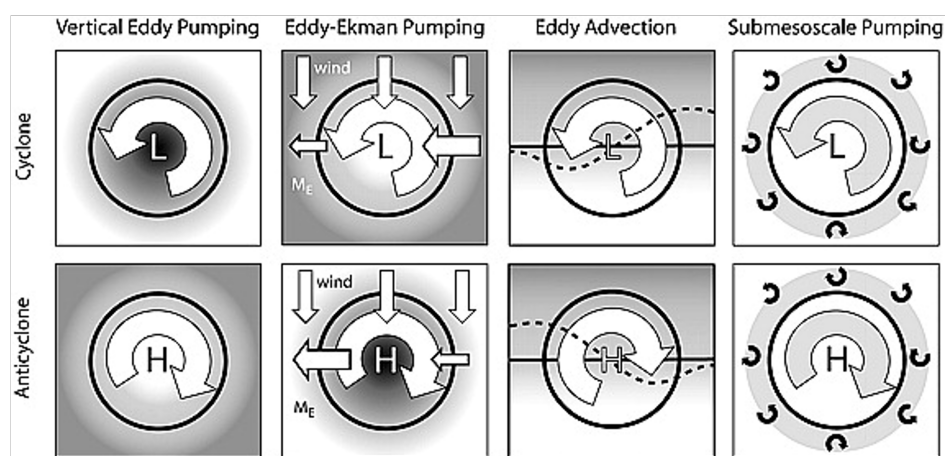


Figura 2. Esquema de cuatro mecanismos que modifican los patrones espaciales en remolinos ciclónicos (fila superior) y para anticiclones (fila inferior). Los paneles de la columna izquierda muestran el bombeo vertical de remolinos, en el centro-izquierda el bombeo de Ekman inducido por remolinos, panel en el centro-derecha advección horizontal y en la columna derecha la submesoescala. Los colores sombreados denotan el aumento de la concentración de las variables biogeoquímicas como la clorofila. Figura tomada de Siegel et al. (2011)

Un fenómeno físico de creciente interés en la comunidad científica que puede demostrar el aumento de biomasa en la capa fótica de remolinos anticiclónicos, es el bombeo de Ekman inducido por remolinos. McGillicuddy Jr et al. (2007) explican a través de modelos y observaciones que la interacción remolino-viento conduce a variaciones en el esfuerzo del viento (Figura 3), creando una asimetría en los distintos lados de un remolino anticiclónico. Como resultado de esta asimetría se produce divergencia del flujo horizontal en superficie; es decir, movimiento vertical de las masas de agua conocido como bombeo de Ekman inducido por la corriente.

Una componente de este mecanismo es el termino lineal asociado al esfuerzo del viento (fenómeno de la segunda columna en la Figura 2), y el termino no lineal vinculado a la advección de vorticidad. El

mecanismo del bombeo lineal desempeña un papel crucial en la mezcla vertical, influye en el suministro vertical de nutrientes y produce afloramientos en remolinos anticiclónicos derivado de la polaridad opuesta entre el rotacional del esfuerzo del viento y la vorticidad del remolino (Dewar & Flierl, 1987; Martin & Richards, 2001). Por su parte, el bombeo no lineal presenta un patrón dipolar de ascenso y descenso vertical y su papel en el transporte de nutrientes es controvertido (McGillicuddy Jr et al., 2007; Mahadevan et al., 2008).

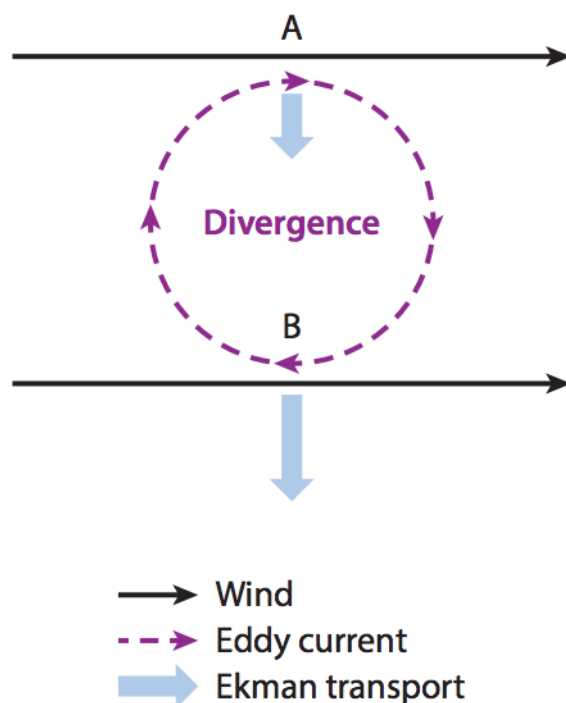


Figura 3. Esquema de un viento horizontal uniforme (líneas negras continuas) sobre un remolino anticiclónico (líneas punteadas moradas) en el hemisferio norte. La superficie A denota una corriente superficial en dirección del viento que reduce el transporte de Ekman (flecha de color azul), la superficie B, por el contrario, va en contra de la dirección del viento incrementando el transporte. La diferencia en la magnitud crea una divergencia y, por lo tanto, afloramiento en el centro del remolino anticiclónico. Tomada de McGillicuddy Jr et al. (2007)

Zavala Sansón et al. (2023) a través de simulaciones numéricas de remolinos ciclónicos y anticiclónicos idealizados, así como aproximaciones analíticas en condiciones de viento estacionario y espacialmente uniforme, encontraron que el término inducido por la corriente (termino lineal) adquiere mayor relevancia. Los resultados indican un decaimiento más pronunciado en los anticiclones al considerar solo el efecto lineal, mientras que, al tener en cuenta exclusivamente el efecto de la advección de vorticidad (efecto no lineal), los anticiclones se refuerzan.

Chen et al. (2020) investigaron la contribución del bombeo de Ekman generado por la interacción remolino-viento. El estudio comparó simulaciones baroclínicas de vórtices anticiclónicos idealizados y examinaron diversos tipos de flujos verticales. Los resultados muestran velocidades verticales ascendentes en el núcleo como consecuencia de esta interacción. También destacan que el termino lineal es un mecanismo eficaz en el suministro de nutrientes, a causa de que persiste en el centro de los anticiclones independientemente de la dirección del forzamiento del viento.

Observaciones de Gaube et al. (2013) demuestran el aumento de nutrientes en la superficie de un remolino anticiclónico debido a la profundización de la capa de mezcla y el efecto del bombeo de Ekman inducido por la interacción remolino-viento. Del mismo modo, destacan que los procesos biológicos como el pastoreo de fitoplancton por el zooplancton, hundimiento y la remineralización deben considerarse, lo cual dificulta la descripción de la distribución de nitrato, productividad primaria y clorofila.

He et al. (2016) por medio de observaciones reportaron un afloramiento de clorofila en el interior de un remolino anticiclónico, debido al efecto combinado del bombeo de Ekman inducido por remolinos y la mezcla convectiva invernal que profundiza la capa de mezcla. Los autores subrayan que el bombeo de Ekman inducido por remolinos es fundamental en la surgencia de nutrientes, ya que tiene la capacidad de advectarlos desde la nutriclina hacia la base de la capa de mezcla y en esta región los nutrientes son modulados por la mezcla turbulenta vertical, lo que puede conducir a altas concentraciones de nitrato en superficie (He et al., 2017).

Por otro lado Zhong & Bracco (2013) utilizando el modelo numérico ROMS de ecuaciones primitivas, hidrostático, encuentran que el mecanismo dominante para una respuesta biogeoquímica de los remolinos de mesoescala varía según la región. Del mismo modo, Dufois et al. (2014, 2016), en su estudio de los giros subtropicales del océano Índico, muestran que el principal forzamiento vertical dentro de un remolino anticiclónico se vincula a mecanismos como la mezcla convectiva invernal que da lugar a una capa de mezcla profunda y suministra nutrientes a la zona fótica. Además, identifican que el bombeo de Ekman inducido por la interacción remolino-viento no puede explicar por sí solo el aumento de clorofila. Entre sus principales hallazgos mencionan que una variedad de procesos contribuyen conjuntamente al aumento general de clorofila superficial en remolinos anticiclónicos; algunos de estos factores son: la modulación del ciclo estacional de la profundización de la capa de mezcla por remolinos de mesoescala, bombeo de Ekman inducido por la interacción remolino-viento, advección del gradiente de clorofila, generación y propagación de remolinos.

Estrada-Allis et al. (2019) examinaron los forzamientos de las velocidades verticales, mediante simula-

ciones numéricas en condiciones realistas, indicando que los efectos del bombeo de Ekman no lineal son importantes para explicar el complejo campo de velocidad vertical en la capa de mezcla, pero resaltan que ambas contribuciones lineales y no lineales no explican la magnitud de la velocidad vertical total en remolinos anticiclónicos. Del mismo modo, los autores encontraron que la mezcla vertical es el principal forzamiento de las intensas velocidades verticales de la capa fótica.

Dado que la respuesta de la biología se da en escalas espacio-temporales del mismo orden que la dinámica de submesoescala (Mahadevan et al., 2008), aislar los procesos físicos responsables de su variabilidad resulta complejo a través de las escasas observaciones con muestreos apropiados.

Lévy et al. (2012a) argumentan por medio de modelos físico-biogeoquímicos acoplados, que el ascenso de nutrientes y descenso de materia orgánica se liga a la dinámica frontal de submesoescala que surge de inestabilidades de la corriente de mesoescala (p.e. inestabilidades frontales en bordes de remolinos producidos por la convergencia de masas de agua con diferentes densidades, generando intensos gradientes), aumentando la concentración de nutrientes en la capa fótica. De igual forma, indican que los procesos asociados a la submesoescala, como las ondas internas y la turbulencia de microescala, pueden afectar la producción primaria al desplazar periódicamente nutrientes hacia la zona fótica.

Igualmente, Omand & Mahadevan (2015) sugieren que la intensificación de la magnitud de las velocidades verticales debido a la submesoescala es un factor clave para el aporte de aguas profundas ricas en nutrientes a la capa fótica, y exportación de carbono orgánico fuera de la capa superficial del océano hacia el océano profundo.

No obstante, la respuesta del fitoplancton depende del factor en el que la dinámica ejerce mayor control, ya sea la luz o nutrientes. Chenillat et al. (2015) muestran un incremento de fitoplancton y zooplancton en regiones donde las isopícnas se encuentran elevadas generando un desplazamiento de la nutriclina hacia aguas más someras. De la misma manera, explican que la estratificación es mayor en estas regiones exponiendo el fitoplancton a mayores tasas de luz.

1.3. Efecto del trabajo del viento

Los efectos de las corrientes superficiales oceánicas en la velocidad del viento ejercen una fuerza de arrastre en la atmósfera. Generalmente, se desprecia la retroalimentación entre el océano y la atmósfera debido a que las corrientes oceánicas son un orden de magnitud menor que el viento superficial (Zhai

et al., 2012). No obstante, incluir las corrientes en la parametrización del esfuerzo del viento induce los efectos del bombeo de Ekman que se explicó anteriormente.

El trabajo del viento, que se define como el producto escalar del esfuerzo del viento y la corriente oceánica superficial, constituye una de las principales fuentes de energía mecánica que afectan la dinámica oceánica en diversas escalas espacio-temporales (Torres et al., 2022). En este sentido, evaluar el trabajo que ejerce el viento sobre la superficie oceánica (ww , por las siglas en inglés de "wind work") permite comprender la transferencia de energía entre el océano y la atmósfera, y su influencia en la mezcla.

El signo del ww determina la dirección de la transferencia de energía entre la atmósfera y el océano. El ww positivo significa que hay una transferencia de energía de la atmósfera al océano, sucede cuando la dirección del esfuerzo del viento está en la misma dirección que la corriente superficial oceánica. Si el ww es negativo, indica que la transferencia de energía se da del océano hacia la atmósfera, esto ocurre cuando el esfuerzo del viento y la corriente oceánica tienen dirección opuesta (Larrañaga et al., 2022; Wilder et al., 2022).

Investigaciones recientes (Duhaut & Straub, 2006; Zhai & Greatbatch, 2007) a través de modelos numéricos han evidenciado una reducción de 20 a 30 % en la energía cinética turbulenta (EKE, por sus siglas en inglés), y un 17 % en el ww al considerar la retroalimentación de la corriente (CFB, por sus siglas en inglés). De manera similar, por medio de modelos numéricos acoplados océano-atmósfera Larrañaga et al. (2022) han reportado el efecto del CFB en la amplitud y tiempo de vida en remolinos anticiclónicos liberados de la Corriente de Lazo. Así mismo, encuentran una representación mejorada de su trayectoria.

Cuando se omite la fricción producida por la corriente resulta en una sobreestimación de la energía suministrada al océano, lo que hace que los remolinos sean más energéticos (Renault et al., 2016a). Por otro lado, al considerar el CFB la energía cinética capaz de mezclar distintas capas de agua disminuye y afecta la mezcla aumentando la estratificación (Mahadevan, 2016).

Examinando el esquema de la Figura 4 podemos notar que cuando se excluye el CFB, se genera un trabajo de viento positivo en el punto A y negativo en el punto B (Figura 4a). Al integrar espacialmente el ww resulta igual a cero. Por el contrario, al considerar el CFB el esfuerzo del viento exhibe una asimetría en los puntos A y B (Figura 4b). Es decir, en el punto A el viento va en dirección de la corriente del remolino generando un esfuerzo menor en comparación con el punto B, donde la corriente del remolino y el viento son opuestas. Cuando el esfuerzo es menor, el viento realiza menos trabajo positivo, cuando el esfuerzo es mayor (punto B), el viento realiza más trabajo negativo. Al integrar espacialmente el ww

resulta negativo desviando energía del océano hacia la atmósfera (Wilder et al., 2022).

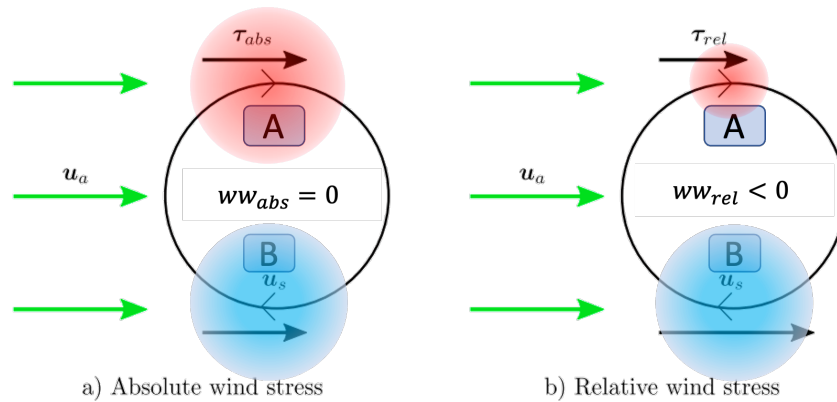


Figura 4. Esquema del trabajo del viento (ww , W/m^2). Inciso a) viento absoluto y en b) viento relativo. Flechas color verde indican viento uniforme sobre un remolino anticiclónico en el hemisferio norte. Las flechas gruesas de color negro, muestran el esfuerzo del viento (τ , $N\ m^{-2}$). El color rojo indica trabajo de viento positivo. El color azul se refiere al trabajo de viento negativo. Figura modificada de Wilder et al. (2022).

Como resultado de esta asimetría, en el remolino anticiclónico se produce una divergencia relacionado con movimientos verticales ascendentes o florecimientos (Martin & Richards, 2001). Por el contrario, en ciclones se produce una convergencia asociada a hundimientos (p.e. Gaube et al., 2013; McGillicuddy Jr et al., 2007; Zavala Sansón et al., 2023).

No obstante, Eden & Dietze (2009) a través de modelos numéricos observan una reducción en el transporte de nutrientes como resultado de la disminución de la energía cinética al considerar el CFB. Como consecuencia, informan una disminución en la productividad primaria de los remolinos debido al ww negativo, también conocido como "amortiguamiento de los remolinos".

Cabe destacar que los estudios mencionados anteriormente denotan la compleja dinámica y la respuesta espacio-temporal de la biogeoquímica, donde entre otros factores, el efecto del CFB en la distribución de las variables biogeoquímicas en remolinos mesoescalares siguen siendo sujeto de estudio, especialmente en el GoM.

Los modelos numéricos que acoplan la física y biogeoquímica del océano han resultado ser una herramienta útil para estudiar el efecto del trabajo del viento y el papel que juega el bombeo total de Ekman inducido por la interacción remolino-viento en la distribución de nutrientes (Chen et al., 2020). De esta manera, el objetivo de este trabajo de investigación es contribuir a una mejor comprensión del bombeo de Ekman inducido por la interacción remolino-viento en la distribución de nutrientes nitrogenados dentro de un remolino anticiclónico liberado de la Corriente de Lazo del GoM.

1.4. Hipótesis

1. La productividad primaria de los remolinos anticiclónicos de la Corriente de Lazo se subestima al no tener en cuenta la contribución de la corriente en el esfuerzo del viento.
2. Las velocidades verticales del bombeo de Ekman lineal domina sobre la componente no lineal en el transporte de nutrientes a la capa fótica.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo general

Mejorar el entendimiento de la influencia de la interacción remolino-viento en la concentración de nutrientes nitrogenados dentro de un remolino anticiclónico desprendido de la Corriente de Lazo del Golfo de México.

1.5.2. Objetivos específicos

1. Analizar las simulaciones numéricas de un remolino anticiclónico desprendido de la Corriente de Lazo, con la parametrización del viento absoluto y del viento relativo para las diferentes variables físicas.
2. Analizar y cuantificar las salidas de las simulaciones numéricas para las diferentes variables biogeoquímicas de los casos del esfuerzo del viento parametrizado con el viento absoluto y el viento relativo.
3. Analizar la contribución del bombeo de Ekman inducido por el remolino en la distribución y concentración de nutrientes, así como su correspondiente respuesta biogeoquímica al trabajo del viento.

Capítulo 2. Marco teórico y metodología

En el presente trabajo se analiza el papel que tiene el CFB y cada una de las componentes del bombeo de Ekman inducido por remolinos en la productividad primaria a través de un modelo capaz de resolver el transporte vertical de submesoescala con acoplamiento físico-biogeoquímico. Este análisis permitirá determinar si este proceso es dominante o responsable del ascenso de nutrientes hacia la capa fótica.

2.1. Trabajo del viento

El esfuerzo del viento (τ) es la fuerza por unidad de área del océano con la que la atmósfera fuerza las corrientes oceánicas. El CFB actúa en el esfuerzo del viento incorporando el viento relativo a la corriente oceánica en las fórmulas del forzamiento.

Se plantean dos casos de estudio donde únicamente se modifica τ . La parametrización del esfuerzo del viento para el caso absoluto (τ_{abs}) está definido como (Dewar & Flierl, 1987; Eden & Dietze, 2009):

$$\tau_{abs} = \rho_{air} C_D \mathbf{U}_{10} |\mathbf{U}_{10}|, \quad (1)$$

donde ρ_{air} es la densidad del aire, $\mathbf{U}_{10}$ es la velocidad del viento a 10 m sobre la superficie del mar, C_D es el coeficiente de arrastre que se parametriza siguiendo a Yelland et al. (1998) para velocidades de viento bajas ($3 \leq U_{10} \leq 6 \text{ m s}^{-1}$) como:

$$1000 C_D = 0.29 + \frac{3.1}{U_{10}} + \frac{7.7}{U_{10}^2}, \quad (2)$$

y velocidades de viento altas ($6 \leq U_{10} \leq 26 \text{ m s}^{-1}$) siguiendo la ecuación:

$$1000 C_D = 0.50 + 0.071 U_{10}. \quad (3)$$

La parametrización del esfuerzo del viento del caso relativo (τ_{rel}), se calcula como:

$$\tau_{rel} = \rho_{air} C_D (\mathbf{U}_{10} - \alpha \mathbf{u}_o) |\mathbf{U}_{10} - \alpha \mathbf{u}_o|, \quad (4)$$

donde α es una fracción de la velocidad de la corriente, considerando que $\alpha = 0.5$ y u_0 es la velocidad de la corriente superficial. El valor de α se seleccionó de modo que representara de forma más precisa la dinámica del golfo de México. En otros estudios, al utilizar este parámetro se compara con observaciones para evaluar la representación adecuada de la dinámica del GoM (Zhai et al., 2012; Renault et al., 2020). Sin embargo, es importante señalar que este valor puede variar dependiendo de las condiciones oceanográficas específicas, la resolución del modelo numérico y los objetivos del estudio.

El ww para el caso absoluto esta definido como (Torres et al., 2022):

$$ww_{abs} = \tau_{abs} \cdot u_0, \quad (5)$$

y para el caso relativo siguiendo la ecuación:

$$ww_{rel} = \tau_{rel} \cdot u_0. \quad (6)$$

Considerar la corriente es clave para comprender el forzamiento y la energía cinética suministrada, lo cual impacta la mezcla, la distribución de nutrientes, las propiedades y la circulación oceánica (Xu et al., 2016).

La importancia de este trabajo recae en el análisis de la respuesta de la biogeoquímica a los mecanismos físicos en los remolinos de mesoescala considerando el CFB, especialmente en el GoM donde no hay reporte de esto. La retroalimentación de la corriente tiene un importante impacto en el mecanismo del bombeo de Ekman inducido por remolinos, que se explica a continuación.

2.2. Bombeo de Ekman inducido por remolinos

Cuando se considera el CFB y la vorticidad relativa en el bombeo de Ekman, se producen variaciones de mesoescala en la divergencia del bombeo de Ekman, así como celdas verticales ascendentes y descendentes (Chen et al., 2020). Al tener en cuenta ambas contribuciones, el bombeo de Ekman inducido por el viento puede describirse como (Stern, 1965):

$$W_{EK_{tot}} = \frac{1}{\rho_0} \nabla \times \left[\frac{\boldsymbol{\tau}}{(f + \zeta)} \right], \quad (7)$$

o bien, como

$$W_{EK_{tot}} = \frac{\nabla \times \boldsymbol{\tau}}{\rho_0(f + \zeta)} + \frac{1}{\rho_0(f + \zeta)^2} \left(\tau^x \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \tau^y \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right), \quad (8)$$

donde ρ_0 es la densidad del agua del mar, f es el parámetro de Coriolis, τ^x y τ^y son la componente zonal y meridional de $\boldsymbol{\tau}$, ζ es la componente vertical de la vorticidad relativa definida a su vez como: $\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$, donde u y v son las componentes zonal y meridional de la corriente.

El término en 8 se refiere al "*bombeo de Ekman lineal*" (EK_c) superficial que resulta del rotacional del esfuerzo del viento, definido como:

$$W_{EK_c} = \frac{\nabla \times \boldsymbol{\tau}}{\rho_0(f + \zeta)}. \quad (9)$$

El segundo término en 8 se denomina usualmente "*bombeo de Ekman no lineal*" (EK_ζ) ¹ la cual se refiere a la advección de la vorticidad debida al transporte de Ekman como indica la expresión

$$W_{EK_\zeta} = \frac{1}{\rho_0(f + \zeta)^2} \left(\tau^x \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \tau^y \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right). \quad (10)$$

Examinar procesos verticales como el bombeo de Ekman inducido por remolinos presenta un gran desafío cuando se utilizan datos obtenidos a partir de observaciones. Los mecanismos físicos en la vertical interactúan de forma integral, lo que dificulta la tarea de separar y estudiar la contribución individual de cada uno mediante observaciones, como señala Chen et al. (2020).

¹Hemos considerado nombrar estos términos como se ha reportado en otras referencias (p.e. Mahadevan et al., 2008). No obstante, también se les denomina la componente asociada al decaimiento (EK_c) y la componente advectiva (EK_ζ).

2.3. Modelo físico

En este trabajo empleamos un modelo oceánico regional de alta resolución acoplado con un modelo biogeoquímico para evaluar de manera cualitativa y cuantitativa la distribución de nutrientes en un remolino anticiclónico liberado de la Corriente de Lazo. A continuación, describiremos ambos modelos en detalle, así como los experimentos realizados.

El modelo oceánico regional es el ROMS (Regional Ocean Modelling System, por sus siglas en inglés), utilizando la variante de Rutgers (Shchepetkin & McWilliams, 2005). ROMS resuelve un conjunto de ecuaciones hidrostáticas primitivas entre ellas la ecuación de balance de momento, la ecuación de continuidad para un fluido incompresible (más detalles con respecto a las ecuaciones del modelo ROMS se encuentran en https://www.myroms.org/wiki/Documentation_Portal). Las variables de salida del modelo incluyen campos como la temperatura, las componentes de la velocidad, la elevación del nivel del mar (SSH, por sus siglas en inglés), la salinidad, entre otras componentes horizontales y verticales.

En general, ROMS resuelve las ecuaciones de gobierno que describen el estado físico y la dinámica del océano para un conjunto de variables. ROMS utiliza la separación explícita de los modos barotrópicos rápidos y baroclínicos lentos, la densidad se determina de forma diagnóstica utilizando la ecuación de estado del agua de mar. El modelo numérico emplea coordenadas curvilíneas ortogonales en el eje horizontal y coordenadas σ que siguen la batimetría en la vertical (Haidvogel et al., 2008). La velocidad vertical se calcula de la divergencia horizontal de las corrientes siguiendo la ecuación de continuidad:

$$\nabla \cdot \mathbf{u}_h + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (11)$$

El término $\nabla \cdot \mathbf{u}_h$ representa la divergencia del vector de la velocidad horizontal, donde ∇ se define como:

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j}, \quad (12)$$

y el término $\partial w / \partial z$ representa la variación vertical de la componente w .

Para evaluar escalas cercanas a la submesoescala en el GoM (Figura 1), se anidó el modelo ROMS-Fennel de 5 km de resolución previamente validado (Estrada-Allis et al., 2020). El anidamiento se realizó en el

centro del GoM para poder capturar la región donde tiene el desprendimiento de remolinos anticiclónicos de la Corriente de Lazo (Figura 1, rectángulo negro punteado). De esta manera, se llegó a una resolución de aproximadamente 1 km y 36 capas σ en la vertical que permiten el desarrollo de estructuras de submesoescala en esta región. Además, esta configuración cuenta con un parámetro de estiramiento en la vertical (vstretching) con un valor igual a 5 que permite mayor resolución en la superficie (De Souza et al., 2015).

El modelo anidado se corrió por un intervalo de 3 años (2007 a 2009). Para este estudio se analizó solo el año 2009 debido a que el remolino anticiclónico ya se encontraba totalmente separado de la Corriente de Lazo. Las ecuaciones baroclinas se resuelven con un paso de tiempo de 80 segundos, mientras que las ecuaciones barótropicas cada 44 segundos. Esto debido a que el flujo barotrópico no considera variaciones de la densidad con respecto a la profundidad. La batimetría del océano se obtiene de una combinación de la base de datos "General Bathymetric Chart of Oceans" (GEBCO) (<http://www.gebco.net/>) junto con datos recolectados en varias expediciones en el GoM (Estrada-Allis et al., 2020).

Los forzamientos atmosféricos provienen del reanálisis "Climate Forecast System Reanalysis" (CFSR). Estos forzamientos incluyen la nubosidad, los vientos a 10 m, la presión atmosférica al nivel del mar, la radiación incidente de onda corta y larga, los flujos de calor latente y sensible, y la temperatura y humedad del aire a 2 m. Estas variables se proporcionan con una resolución horizontal de aproximadamente 38 km y se emplean para calcular los flujos de calor superficiales en el modelo como forzamiento al modelo con resolución temporal horaria y resolución horizontal siguiendo las parametrizaciones de Fairall et al. (2003).

Los esquemas de advección son métodos matemáticos de interpolación para estimar la evolución de trazadores como salinidad, temperatura, concentración de nitrato, entre otras variables (Large et al., 1994). El modelo utiliza esquemas del tipo corriente arriba de tercer orden (U3), diferencias centradas de cuarto orden (C4) y un esquema de cierre de turbulencia para mezcla vertical se basa en la parametrización del perfil-K (KPP), del cual se obtienen variables como el coeficiente de mezcla vertical de momento ($A_{kv} \text{ m}^2/\text{s}$).

Las condiciones de frontera laterales en el modelo ROMS se configuraron utilizando diferentes enfoques específicos para cada tipo de variable. Para la variable de la superficie libre, se aplicó la condición de Chapman en las fronteras este, oeste, norte y sur, lo que supone que los valores salen a la velocidad de onda de aguas someras. Se utilizó RadNud para trazadores de temperatura y salinidad en las mismas fronteras, lo que implica una combinación de radiación y empuje. Por otro lado, para las variables

barotrópicas (u y v en dos dimensiones) se empleó la condición de Flather, que permite irradiar los valores a la velocidad de ondas gravitatorias externas. Asimismo, se utilizó la condición RadNud para las variables baroclínicas (u y v en tres dimensiones), lo que garantiza una representación adecuada de la dinámica vertical del océano. Estas configuraciones se ajustaron considerando las condiciones oceanográficas específicas, la resolución del modelo numérico y los objetivos del estudio. Por último, para calcular el esfuerzo en el fondo, se aplicó un método cuadrático con un coeficiente de arrastre de 0.003.

En este modelo, se han incorporado esponjas, zonas con alta viscosidad horizontal para conseguir la apropiada introducción de la señal procedente del modelo padre (modelo de 5 km de resolución), evitando al mismo tiempo la reflexión de las ondas de alta frecuencia generadas en el interior del dominio. El espesor de la esponja son 20 puntos de malla con valores de viscosidad y difusividad que disminuyen de forma exponencial dentro de la capa de la esponja, de 10 a 1 m^2/s para la viscosidad y de 15 a 1 m^2/s para la difusividad.

La configuración descrita anteriormente fue elegida después de una serie de experimentos que evaluaron diversas condiciones de frontera, esquemas de advección, esquemas de mezcla y otros parámetros intrínsecos de ROMS, para asegurar la correcta representación de la dinámica del golfo de México y mantener la eficiencia computacional. A continuación, en la tabla 1 resumimos algunos de los parámetros.

Tabla 1. Configuración del modelo, condiciones de frontera y forzamientos iniciales.

Configuración del Modelo	
Resolución horizontal	1 km
Periodo	3 años
Dimensiones de malla	1001x521
Capas sigma	36
Forzamientos del Modelo	
Condiciones de frontera	Modelo padre (Estrada-Allis et al., 2020)
Flujos atmosféricos superficiales	NCEP
Topografía	GEBCO

2.4. Modelo biogeoquímico

El modelo biogeoquímico se basa en la metodología propuesta por Fennel et al. (2006) y este se fundamenta en el modelo de Fasham et al. (1990), el cual se basa en el ciclo del nitrógeno como nutriente limitante. El modelo resuelve siete variables de estado: nitrato (NO_3), amonio (NH_4), fitoplancton (Phy), zooplancton (Zoo), clorofila (Chl) y dos tipos de detritos: detritos grandes (LDet) y detritos pequeños (SDet). Además, el modelo provee variables diagnósticas como la productividad primaria (PP) y otras variables como oxígeno, alcalinidad y carbono inorgánico total.

Los detalles sobre el algoritmo del modelo y su acoplamiento con ROMS pueden consultarse en Fennel et al. (2006). Las condiciones iniciales y de contorno para las variables biogeoquímicas fueron obtenidas a partir del modelo de 5 km de resolución. Los detalles sobre la validación y configuración del acoplamiento entre ROMS y Fennel se pueden encontrar en Estrada-Allis et al. (2020). Respecto a las condiciones de frontera laterales para los trazadores biogeoquímicos como NO_3 , NH_4 , Chl , Phy , entre otros, se aplicaron en las fronteras oeste y norte condiciones de tipo RadNud (radiación y empuje), mientras que en las fronteras sur y este se utilizaron condiciones de frontera Clamped, donde el valor límite se mantiene anclado a un valor exterior conocido.

En el contexto del modelo, la productividad primaria se refiere al proceso mediante el cual el fitoplancton convierte el carbono inorgánico (como el dióxido de carbono) en carbono orgánico a través de la fotosíntesis. La PP ($\text{mmolN m}^3 \text{ d}^{-1}$) se modela en función de la disponibilidad de nutrientes, las condiciones de luz así como el crecimiento de fitoplancton. Las ecuaciones que describen el cambio en las concentraciones de nutrientes, fitoplancton y zooplancton se presentan de la siguiente manera.

La tasa de cambio del fitoplancton se determina a partir de las fuentes y sumideros biológicos que se describen en la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial \text{Phy}}{\partial t} = \mu \text{Phy} - g \text{Zoo} - m_p \text{Phy} - \tau (\text{SDet} + \text{Phy}) \text{Phy} - w_p \frac{\partial \text{Phy}}{\partial z}. \quad (13)$$

El parámetro de crecimiento del fitoplancton (μ) depende de la de la función $f(I)$ que representa la relación fotosíntesis-luz (se describe más adelante), del factor limitante de nutrientes de nitrato (L_{NO_3}) y amonio (L_{NH_4}), así como la tasa de crecimiento máximo (μ_{max}) que a su vez se relaciona con la temperatura (T), donde μ_{max} esta definido por la ecuación: $\mu_{\text{max}}(T) = \mu_0 \cdot 1.066^T$ (Eppley, 1972) considerando que el parámetro de la tasa de crecimiento de fitoplancton (μ_0) tiene un valor de 0.69 d^{-1} .

En consecuencia, el parámetro de crecimiento del fitoplancton se expresa de la siguiente manera:

$$\mu = \mu_{max} \cdot f(I) \cdot (L_{NO3} + L_{NH4}), \quad (14)$$

donde el factor limitante de nutrientes para el nitrato (L_{NO3}) se calcula como:

$$L_{NO3} = \frac{NO3}{k_{NO3} + NO3} \cdot \frac{1}{1 + NH4/k_{NH4}}, \quad (15)$$

en la cual el parámetro de la concentración de semisaturación para el consumo de nitrato (k_{NO3}) y el consumo de amonio (k_{NH4}) tienen un valor de $2 \text{ (mmolNm}^{-3}\text{)}^{-1}$.

El factor limitante de nutrientes para el amonio (L_{NH4}) se calcula siguiendo la ecuación:

$$L_{NH4} = \frac{NH4}{k_{NH4} + NH4}. \quad (16)$$

La función $f(I)$ representa la relación fotosíntesis-luz y se calcula como se describe a continuación:

$$f(I) = \frac{\alpha I}{\sqrt{\mu^2 + \alpha^2 I^2}}, \quad (17)$$

donde α es la pendiente inicial de la curva con un valor igual a 0.125 (Evans & Parslow, 1985).

La radiación fotosintética (I) disminuye con la profundidad del agua z de acuerdo con la ecuación:

$$I = I(z) = I_0 \cdot par \cdot \exp\{-z(K_w + K_{chl} \int_z^0 Chl(\zeta) d\zeta)\}, \quad (18)$$

donde I_0 es la luz que ingresa debajo de la superficie oceánica, par es la fracción de luz disponible para la fotosíntesis que es igual a 0.43. El flujo de radiación de onda corta (I_0) obtenido de los datos de reanálisis NCEP depende de la latitud local, longitud y día del año para proporcionar el ciclo diurno local. Los coeficientes de atenuación de la luz por el agua (K_w) y por la clorofila (K_{chl}) están ajustados a 0.04 m^{-1} y $0.024 \text{ (mg Chl)}^{-1} \text{ m}^{-2}$ (Kirk, 1994).

La limitación de nutrientes está dada por la suma de L_{NO3} y L_{NH4} , donde la absorción de nitrato se

ve inhibida en presencia de amonio, utilizando el factor $1/(1 + NH_4/k_{NH_4})$ como se describe en Parker (1993).

La pérdida de fitoplancton (g), debido al pastoreo del zooplancton, está representada por:

$$g = g_{max} \frac{Phy^2}{k_p + Phy^2}, \quad (19)$$

donde la tasa máxima de pastoreo (g_{max}) es igual a 0.6 d^{-1} y una concentración media de saturación de ingesta de fitoplancton (k_p) con un valor de $2 \text{ (mmolNm}^{-3}\text{)}$. Entre otras formas de pérdidas de fitoplancton esta la tasa de mortalidad (m_p) con un valor de 0.15 d^{-1} , la tasa de agregación a la caja de pequeños detritos (S_{Det}), que son partículas más pequeñas que $10 \mu m$, dando lugar a detritos más grandes (L_{Det}) con una parametrización dada por: $\tau(S_{Det} + Phy)Phy$, donde τ es el parámetro de agregación el cual tiene un valor de $0.01 \text{ (mmolNm}^{-3}\text{)}^{-1}\text{d}^{-1}$.

La relación de biomasa entre la clorofila y el fitoplancton es no lineal. Esto se debe a que el contenido de clorofila varía a medida que las células de fitoplancton se adaptan a los cambios en la luz y en el contenido de nutrientes (Falkowski et al., 2000; Laws & Bannister, 1980; Sakshaug et al., 1989).

La dinámica de la clorofila se deriva de la ecuación del fitoplancton a través de la conversión en unidades de clorofila. Es decir, se multiplica la tasa de clorofila por la biomasa de fitoplancton, suponiendo que una parte de la fracción de fitoplancton está creciendo. Esta fracción está definida por:

$$\rho_{chl} = \frac{\theta_{max}\mu Phy}{\alpha I Chl}, \quad (20)$$

donde θ_{max} representa la razón máxima de clorofila a biomasa de fitoplancton y ρ_{chl} está regulada por la máxima proporción alcanzada de fotosíntesis potencial $(\mu Phy)/(\alpha I Chl)$.

La tasa de cambio de clorofila se determina a partir de la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial Chl}{\partial t} = \rho_{chl}\mu Chl - g_{Zoo} \frac{Chl}{Phy} - m_p Chl - \tau(S_{Det} + Phy)Chl. \quad (21)$$

La ecuación que describe la tasa de cambio del zooplancton se presenta de la siguiente manera:

$$\frac{\partial Zoo}{\partial t} = g\beta Zoo - l_{BM}Zoo - l_E \frac{Phy^2}{k_p + Phy^2} \beta Zoo - m_Z Zoo^2. \quad (22)$$

El zooplancton consume fitoplancton con una eficiencia representada por el parámetro β , la fracción restante se transfiere a la caja de pequeños detritos. Otras formas de pérdida del zooplancton incluyen la excreción a amonio, la cual consta de dos componentes: la excreción debido al metabolismo basal a una tasa lineal (l_{BM}) y la excreción que es proporcional a la asimilación del fitoplancton ingerido y tiene una tasa máxima l_E . Otro factor de pérdida de zooplancton es la tasa de mortalidad, la cual se calcula como una función cuadrática de su biomasa y se transfiere a la caja de pequeños detritos.

La tasa de cambio de pequeños detritos se describe siguiendo:

$$\frac{\partial SDet}{\partial t} = g(1 - \beta)Zoo + m_Z Zoo^2 + -m_p Phy - \tau(SDet + Phy)SDet - r_{SD}SDet - w_s \frac{\partial SDet}{\partial z}, \quad (23)$$

mientras que la tasa de cambio de los grandes detritos se describe a partir de la ecuación:

$$\frac{\partial LDet}{\partial t} = \tau(SDet + Phy)^2 - r_{LD}LDet - w_L \frac{\partial LDet}{\partial z}, \quad (24)$$

donde r_{SD} representa las tasa de remineralización para las categorías de detritos pequeños y r_{LD} para los detritos grandes. Además, w_s indica la velocidad de hundimiento de pequeños detritos y w_L para los grandes detritos.

Las tasas de remineralización son una fuente de ingreso a la caja de amonio, luego este se transforma en nitrato a través del proceso de nitrificación. La tasa de nitrificación (n) está descrita por la ecuación:

$$n = n_{max} \left(1 - \max \left[0, \frac{I - I_0}{k_I + I - I_0} \right] \right), \quad (25)$$

donde n_{max} es la tasa máxima de nitrificación. Dado que la nitrificación se ve inhibida por la luz, esta inhibición tiene un nivel mínimo alcanzado a intensidades de luz distintas de cero. Esta inhibición disminuye a cero en altas intensidades de luz con un valor de $k_I=0.1$, mientras que la intensidad de la luz en la cual la inhibición es saturada a la mitad y un umbral de inhibición de I_0 .

La variación de la concentración de nitrato debido a procesos biológicos, se expresa mediante la ecuación:

$$\frac{\partial NO_3}{\partial t} = -\mu_{max}f(I)L_{NO_3}Phy + nNH_4, \quad (26)$$

y las variaciones de amonio debido a procesos biológicos se evalúa como:

$$\frac{\partial NH_4}{\partial t} = -\mu_{max}f(I)L_{NH_4}Phy - nNH_4 + l_{BM}Zoo + l_E \frac{Phy^2}{k_p + Phy^2} \beta \cdot Zoo + r_{SD}SDet + r_{LD}LDet. \quad (27)$$

La condición de frontera de fondo está determinada siguiendo la ecuación:

$$\left. \frac{\partial NH_4}{\partial t} \right|_{z=H} = \frac{4}{16\Delta z} (w_{Phy}Phy|_{z=H} + w_{SDet}SDet|_{z=H} + w_{LDet}LDet|_{z=H}), \quad (28)$$

donde Δz es el espesor de la capa de fondo, esta ecuación expresa la remineralización de la materia orgánica que alcanza el fondo.

Las variables biogeoquímicas amonio, fitoplancton, clorofila, zooplancton, grandes y pequeños detritos se establecieron inicialmente en valores uniformes de 0.1 mmolNm^{-3} , ya que la escala temporal de ajuste de estas variables es del orden de días a semanas (Fennel et al., 2006).

Los principales procesos parametrizados en el modelo se ilustran en el esquema de la Figura 5, los cuales son:

1. Dependencia de la nitrificación en presencia de luz.
2. Crecimiento del fitoplancton influenciado por la temperatura, luz y la disponibilidad de nutrientes.
3. Pastoreo del zooplancton.
4. Agregación de fitoplancton y pequeños detritos a la caja de grandes detritos.
5. Conversión de fitoplancton en clorofila, depende de la fotoaclimatación
6. Tasas lineales de mortalidad del fitoplancton, remineralización de detritos.
7. Descomposición de los cuerpos muertos en pequeñas partículas (pequeños detritos).
8. Hundimiento vertical de fitoplancton y detritos.

9. Denitrificación de la materia orgánica.

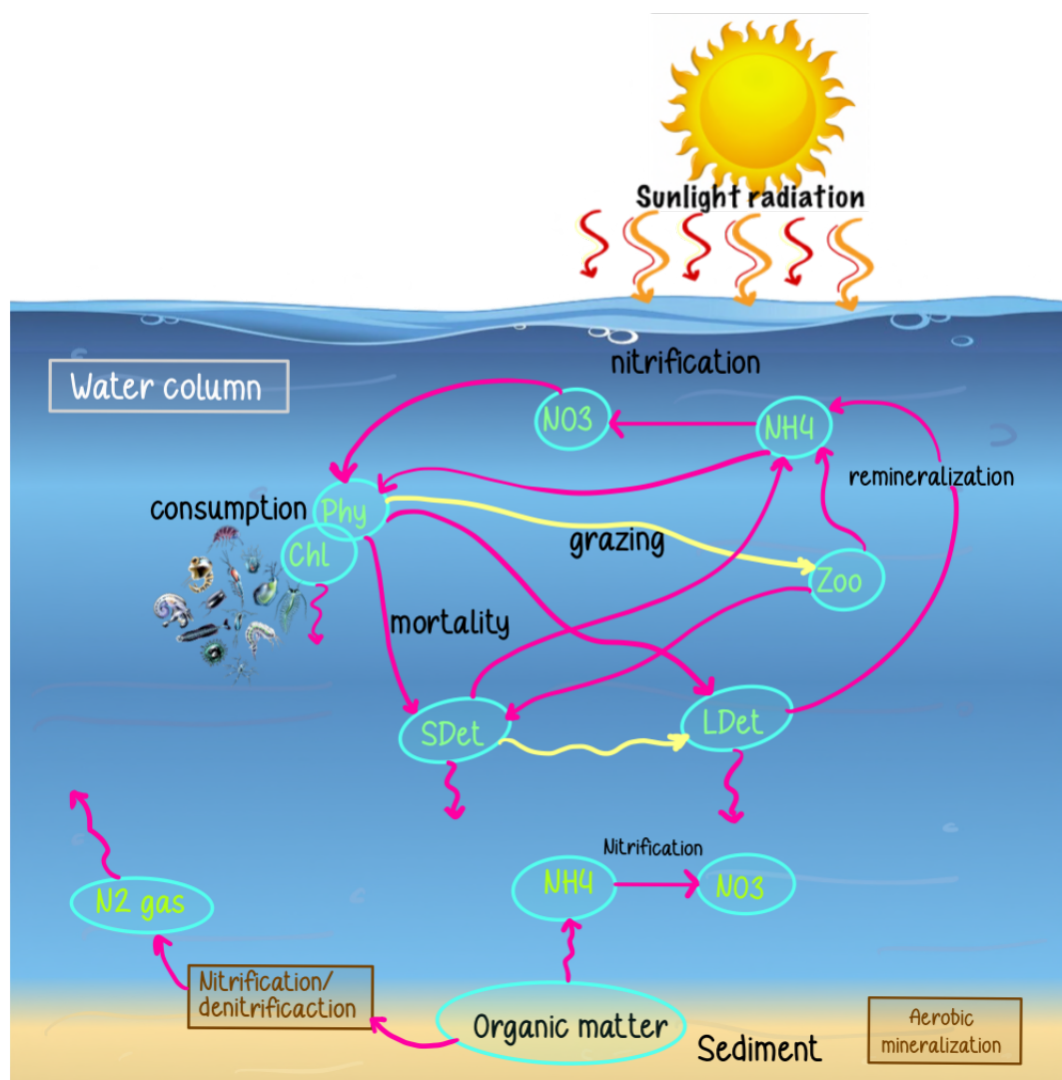


Figura 5. Esquema del modelo biológico. Se destacan las variables del modelo mediante círculos de color azul. Figura adaptada de Fennel et al. (2011).

Los coeficientes y parámetros del modelo se describen de forma detallada en la Tabla 2. El rango indica los valores límite y máximo que pueden utilizarse en la configuración del modelo, estos rangos se basan en datos publicados y se han tomado siguiendo la metodología de Fennel et al. (2006).

Tabla 2. Parámetros Biológicos del modelo.

Símbolo	Parámetro	Valor	Unidad	Rango
μ_0	Tasa de crecimiento de fitoplancton	0.69	d^{-1}	0.62-3.0
k_{NO3}	Concentración de semi saturación para el consumo de NO_3	2	$mmolNm^{-3}$	0.007-1.5
k_{NH4}	Concentración de semi saturación para el consumo de NH_4	2	$mmolNm^{-3}$	0.007-1.5
α	Pendiente inicial de curva P-I	0.125	$(Wm^{-2}d^{-1})^{-1}$	0.007-0.13
g_{max}	Tasa máxima de pastoreo	0.6	d^{-1}	0.5-1.0
k_p	Concentración de semi saturación del consumo de fitoplancton	2	$(mmolNm^{-3})^{-2}$	0.56-3.5
m_p	Mortalidad de fitoplancton	0.15	d^{-1}	0.05-0.2
τ	Parámetro de agregación	0.01	$(mmolNm^{-3})^{-1}d^{-1}$	0.1
θ_{max}	Relación máxima entre clorofila y fitoplancton	0.053	$mgChlmgC^{-1}$	0.005-0.072
β	Eficiencia de asimilación	0.75	adimensional	
l_{BM}	Tasa de excreción debida al metabolismo basal	0.1	d^{-1}	
l_E	Tasa máxima de asimilación relacionada a la excreción	0.1	d^{-1}	
m_z	Mortalidad de zooplancton	0.025	d^{-1}	0.05-0.25
r_{SD}	Tasa de remineralización de pequeños detritos	0.03	d^{-1}	0.01-0.25
r_{LD}	Tasa de remineralización de grandes detritos	0.01	d^{-1}	0.01-0.25
n_{max}	Tasa máxima de nitrificación	0.05	d^{-1}	0.1
k_I	Intensidad de luz a la cual la inhibición de la nitrificación está semi saturada	0.1	Wm^{-2}	
I_0	Umbral de inhibición de nitrificación	0.0095	Wm^{-2}	
w_{Phy}	Velocidad de hundimiento del fitoplancton	0.07	md^{-1}	0.009-25
w_{SDet}	Velocidad de hundimiento de detritos pequeños	0.07	md^{-1}	0.009-25
w_{LDet}	Velocidad de hundimiento de detritos grandes	0.7	md^{-1}	0.009-25

Capítulo 3. Resultados

En este trabajo se proponen dos casos de estudio a partir de la parametrización del forzamiento del viento del modelo regional oceánico ROMS en el Golfo de México. El objetivo principal es analizar la respuesta de las variables biogeoquímicas, específicamente los nutrientes al considerar la influencia de las corrientes oceánicas en el campo de viento. El capítulo comienza con la descripción de los resultados obtenidos en las salidas del modelo, donde se analizan diferentes variables físicas y biológicas. Finalmente, se examina la concentración y distribución de nutrientes moduladas por el bombeo de Ekman inducido por remolinos.

3.1. Evolución de las simulaciones en los contextos Absoluto y Relativo.

Esta sección tiene como objetivo brindar información y un contexto visual de las simulaciones numéricas cuando se utiliza la parametrización del viento absoluto (caso **Abs**) y el viento relativo (caso **Rel**).

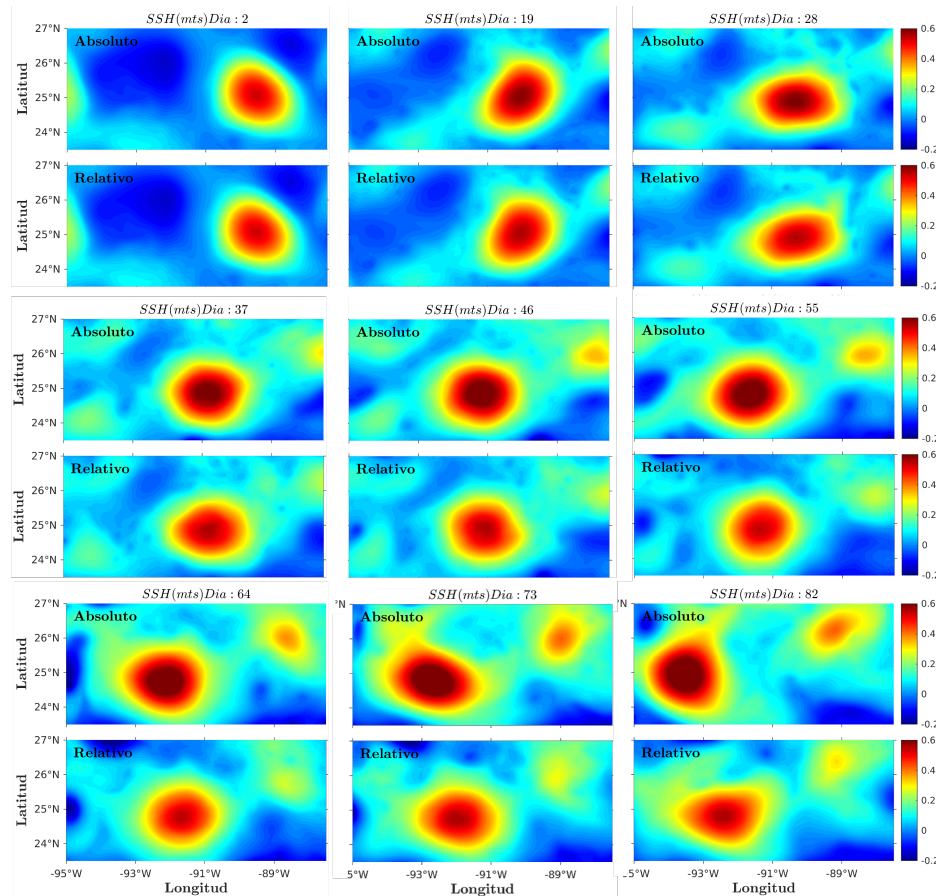


Figura 6. Mapas de la elevación de la superficie libre (SSH, m) en simulaciones con el esfuerzo superficial parametrizado con el viento absoluto y relativo, para diferentes días simulados.

Las salidas del modelo empleadas en este estudio son promedios diarios. Los análisis se realizaron utilizando las salidas del año 2009. Seguimos el desplazamiento de ambos remolinos anticiclónicos durante un periodo de 80 días, desde su desprendimiento de la Corriente de Lazo hasta la periferia oeste del dominio. Este periodo comenzó el día 02 de enero y termino el 23 de marzo para asegurar que los remolinos no estuvieran cerca de las fronteras del dominio.

Los resultados indican que para la superficie libre del mar del remolino (SSH), el caso **Abs** muestra SSH mayores que el caso **Rel** (Figura 6). Otro resultado es que el remolino en el caso relativo tiende a ser más elíptico y a presentar una mayor deformación a lo largo de su evolución como se observa en los días 28 y 73. Esto puede deberse a la interacción del remolino con el campo de viento, aunque existen otras interacciones que no consideramos en este análisis, como la topografía del GoM o la interacción con remolinos adyacentes.

3.2. Variables físicas

Se analizaron distintas variables físicas con el objetivo de evaluar las principales diferencias en la dinámica del remolino para las simulaciones numéricas del caso **Abs** y **Rel**. Para comprender esto, los resultados de esta sección se realizaron dentro del remolino delimitado por el área del contorno de 0.24 m durante los 80 días de simulación.

La Figura 7 muestra la evolución temporal del contorno de 0.24 m, cada 10 días para ambas parametrizaciones. En el caso **Abs** el contorno mantiene una forma más simétrica a lo largo de su evolución temporal (Figura 7a). Por otro lado, el contorno del caso **Rel** tiene una forma más irregular, esto se observa en el último día de simulación en comparación con sus condiciones iniciales (Figura 7b). En cuanto al desplazamiento y la estructura del remolino, el caso **Rel** muestra un retraso en su propagación hacia el oeste con respecto al caso **Abs**, como se puede observar en el último día de simulación (día 82). La Figura 7c muestra la evolución temporal de la superficie libre, la cual se obtuvo evaluando el valor máximo de la SSH dentro del contorno del remolino. Los resultados indican que la SSH del caso **Abs** aumenta en el tiempo, mientras que, para el caso **Rel** se mantiene poco variable. Esto indica que la contribución de la corriente en el viento impide el fortalecimiento del caso **Rel**, retrasando su propagación.

A partir del análisis de la trayectoria del remolino y al observar las principales diferencias en su forma y desplazamiento analizamos el radio de cada caso. La Figura 8 muestra el radio promedio (R) en función

del tiempo. Se calculó por medio del área (A) que encierra el contorno de 0.24 m como: $R = \sqrt{A/\pi}$. Los resultados del radio del caso **Abs** indican un aumento, por el contrario, el caso **Rel** aumenta con variaciones pronunciadas en su evolución temporal. Al comparar ambos casos, la principal diferencia se nota en el caso **Rel**, donde el radio disminuye considerablemente los días 45 y 70 de 66 km a 61 km y posteriormente comienza a aumentar gradualmente (Figura 8).

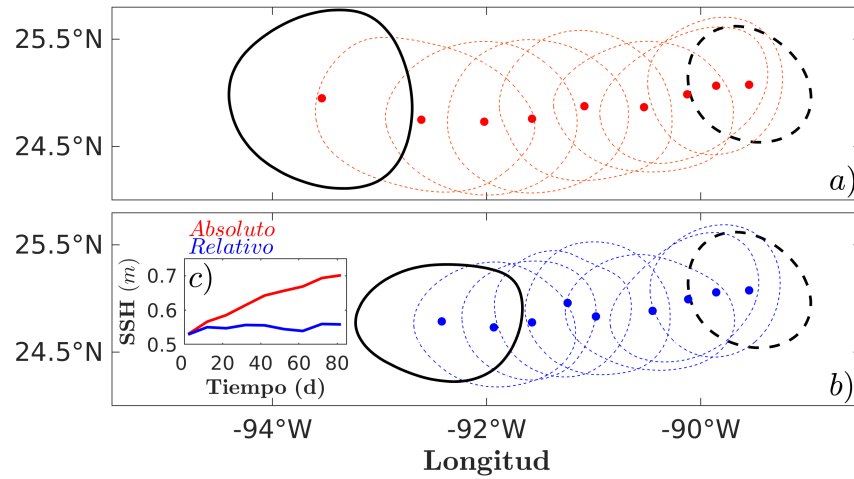


Figura 7. Trayectoria del contorno de SSH=0.24 m para a) Remolino parametrizado con el viento absoluto y b) Remolino parametrizado con el viento Relativo. En c) serie temporal de la SSH en el centro de cada remolino (SSH, m). Las líneas punteadas en a) y b) indican la evolución temporal del contorno (línea roja para el caso **Abs** y línea azul para el caso **Rel**). El contorno negro punteado indica el comienzo de la simulación (día 02) y el contorno negro continuo resalta el final (día 82). Los puntos rojos en a) y azules en b) representan la trayectoria del centro del remolino medidas como el punto máximo de la SSH (rojo para el caso **Abs** y azul para el caso **Rel**).

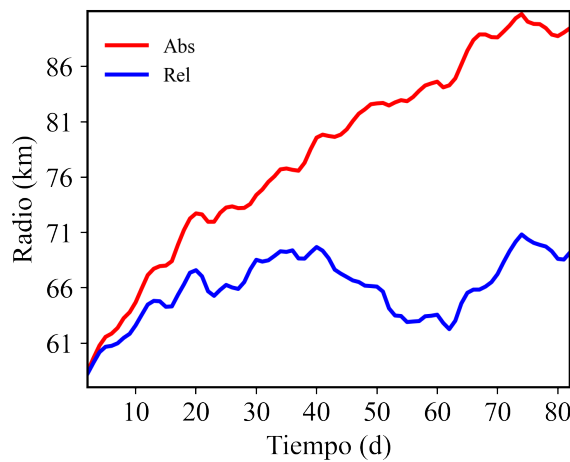


Figura 8. Serie temporal del radio del remolino (km) en color rojo caso absoluto y en azul caso relativo, del día 02 al 82.

La Tabla 3 muestra los valores promedio del radio y volumen para ambas simulaciones. El volumen se calculó asumiendo que el remolino representa un cilindro y se multiplicó el área por la altura, la cual definimos como la base del remolino a 800 m de profundidad ya que a partir de esta profundidad se observó que sus propiedades termohalinas son poco variables (algunos detalles con respecto a este análisis se discuten en el Anexo A). Los resultados para el caso **Abs** muestran un radio promedio de aproximadamente 78 km. Por otro lado, en el caso **Rel**, el radio promedio fue de aproximadamente 66 km, lo que representa una diferencia de 12 km. El volumen obtenido para el caso **Abs** de $16 \times 10^3 \text{ km}^3$ frente a $11 \times 10^3 \text{ km}^3$ para el caso **Rel**, sugiere que la parametrización del viento relativo puede afectar la dinámica del remolino. Una posible explicación para la reducción del radio y volumen en el caso **Rel** podría estar relacionada con la transferencia de energía mecánica. Este fenómeno se discute con más detalle en el Capítulo 4

Tabla 3. Radio y volumen promedio de los remolinos durante los 80 días de simulación.

	Radio (km)	Volumen (km ³)
Abs	78	16×10^3
Rel	66	11×10^3

A continuación, se evaluó la energía cinética y el trabajo del viento para comprender mejor estos efectos. La Figura 9 muestra la evolución temporal de la energía cinética (KE, por las siglas en inglés de "kinetic energy"), la cual se calculó dentro del remolino y en superficie, como:

$$KE = \frac{\left(\overline{u^2 + v^2} \right)}{2}. \quad (29)$$

El caso **Abs** exhibe un aumento en la energía cinética, con algunos valores máximos después del día 30 y hacia el final de la simulación. Por el contrario, los valores de la KE para el caso **Rel** descienden (Figura 9). La diferencia entre ambas simulaciones se puede apreciar en la pendiente positiva del caso **Abs** (línea punteada roja) y la pendiente negativa del caso **Rel** (línea punteada azul). Es importante resaltar que se realizó un promedio temporal para comparar ambas simulaciones, y encontramos que al considerar la parametrización del viento relativo, la KE es 29 % menor con respecto al caso **Abs**. Este efecto se debe al amortiguamiento del remolino, en otras palabras, la energía cinética del caso **Rel** disminuye al considerar la interacción de las corrientes oceánicas y el viento.

Una vez descrito la evolución del radio y volumen del remolino, así como la energía cinética, evaluamos

el trabajo del viento en superficie con el objetivo de estudiar la relación del retraso del remolino en su propagación hacia el oeste, y su decrecimiento de la KE del caso **Rel** con respecto al ww .

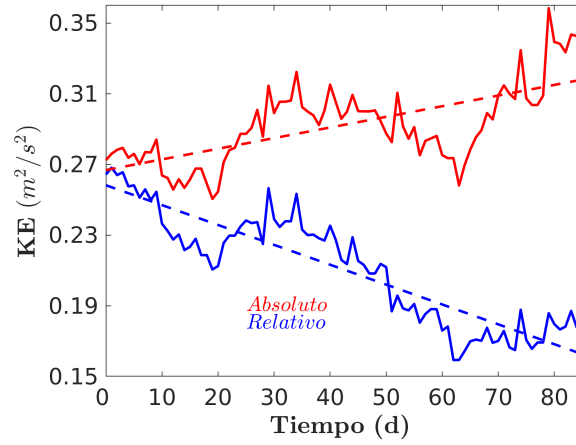


Figura 9. Evolución temporal de la energía cinética (KE , m^2/s^2), promediada dentro de cada remolino en superficie. Para el caso absoluto en rojo y el caso relativo en azul. Las líneas punteadas representan la tendencia de cada serie temporal.

En la Figura 10 se muestra la evolución del ww en función del tiempo. Cabe recordar que la definición de esta cantidad se indicó en la expresión (5) para el caso **Abs** y (6) para el caso **Rel** del Capítulo 2. Encontramos que al utilizar la parametrización del viento absoluto, el ww es principalmente positivo, a excepción de un evento que es ligeramente menor a cero. Sin embargo, se puede observar que para el caso **Rel** hay más eventos negativos de ww , es decir, una transferencia de energía del océano hacia la atmósfera (Figura 10). Para ambos casos, encontramos zonas de alta transferencia de energía de la atmósfera hacia el océano (ww positivo) en los días 12, 39 y 60 (Figura 10). No obstante, observamos que el número de eventos negativos de ww es mayor en el caso **Rel** que en el caso **Abs**, provocando una pérdida de energía del remolino **Rel** que influye en la KE anteriormente calculada (Figura 9).

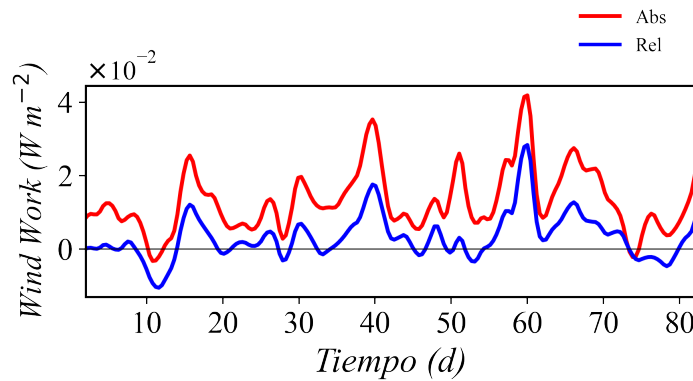


Figura 10. Evolución temporal del trabajo del viento (ww , $W m^{-2}$) para el caso absoluto en rojo y para el caso relativo en azul.

En la Figura 11 se muestran los cálculos del error cuadrático medio (rms, por sus siglas en ingles) de la velocidad vertical dentro del remolino a 30 m de profundidad en la capa de mezcla (ver Anexo A), donde hay una mayor actividad de submesoescala, y a 300 m de profundidad en la piconocline (ver Anexo A), con una menor actividad de submesoescala (Estrada-Allis et al., 2019). En general, se observa que la w sigue el mismo patrón para ambos casos (Figura 11). Los resultados de la w a 30 m de profundidad (Figura 11a) indican un valor promedio de 11 m/d, mientras que a 300 m de profundidad (Figura 11b), con un valor promedio de 8 m/d. Para comparar ambas simulaciones se realizó un promedio de la serie temporal de la Figura 11 y se encontró que a 30 m de profundidad las velocidades verticales del caso **Rel** son 6 % menores que el caso **Abs**, y en 300 m de profundidad 11 % menor en el caso **Rel**.

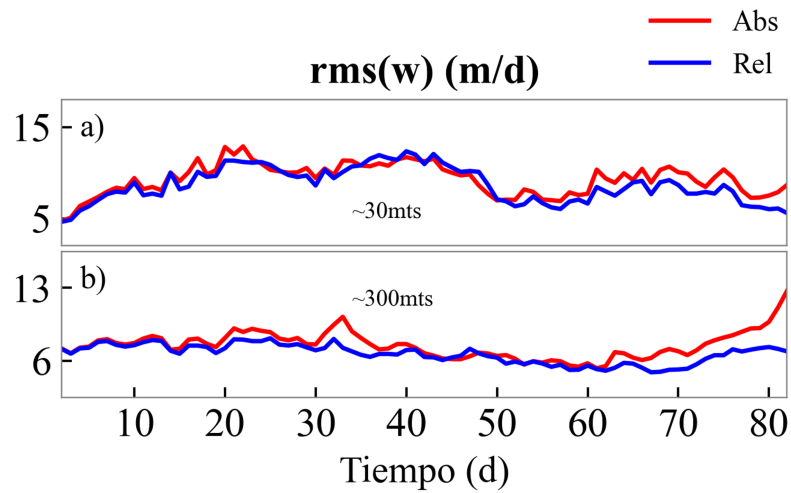


Figura 11. Evolución temporal del error cuadrático medio de la velocidad vertical (w , m/d) para ambos casos absoluto en rojo y relativo en azul. En a) 30 m dentro de la capa de mezcla y b) 300 m dentro del remolino.

Con el fin de brindar información sobre el estado de la estratificación y la mezcla dentro del remolino se analizó la frecuencia de flotabilidad o Brünt-Väisälä (N^2), recordemos que N^2 esta definida como:

$$N^2 = \frac{-g}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right), \quad (30)$$

donde ρ_0 es la densidad de referencia del agua del mar con un valor de 1025 kg/m^3 , la aceleración debida a la gravedad (g) es igual a 9.8 m/s^2 y el término $\partial \rho / \partial z$ representa el gradiente vertical de densidad.

A una profundidad de 100 metros, la Figura 12a muestra que el caso **Abs** exhibe valores más bajos en comparación con el caso. Del mismo modo, encontramos para ambas simulaciones que los valores de N^2 siguen la misma tendencia. También, reportamos que la estratificación es en promedio un 15 % mayor

en el caso **Rel** que en caso **Abs**. Este efecto se atribuye a la reducción de la energía suministrada en la parametrización que utiliza el viento relativo. La figura 12b muestra el perfil vertical de N^2 promediado en la horizontal y en el tiempo, indicando una capa de mezcla de aproximadamente 75 m de profundidad para ambos casos y una pycnoclina que se extiende desde los 100 m hasta los 250 m de profundidad, en la cual N^2 es mayor para el caso **Rel**.

Este análisis indica varios resultados relevantes, si observamos la evolución temporal del ww en la parte superior de la Figura 12 encontramos una relación entre el ww y N^2 . Especialmente en los días 10, 30 y 45 se registra un incremento significativo en N^2 , coincidiendo con los eventos de ww menos intensos. Por otro lado, se observa que los períodos en los que N^2 disminuye están asociados con valores considerablemente más altos del trabajo del viento. En el Capítulo 4 de Discusión se abunda sobre esta interpretación.

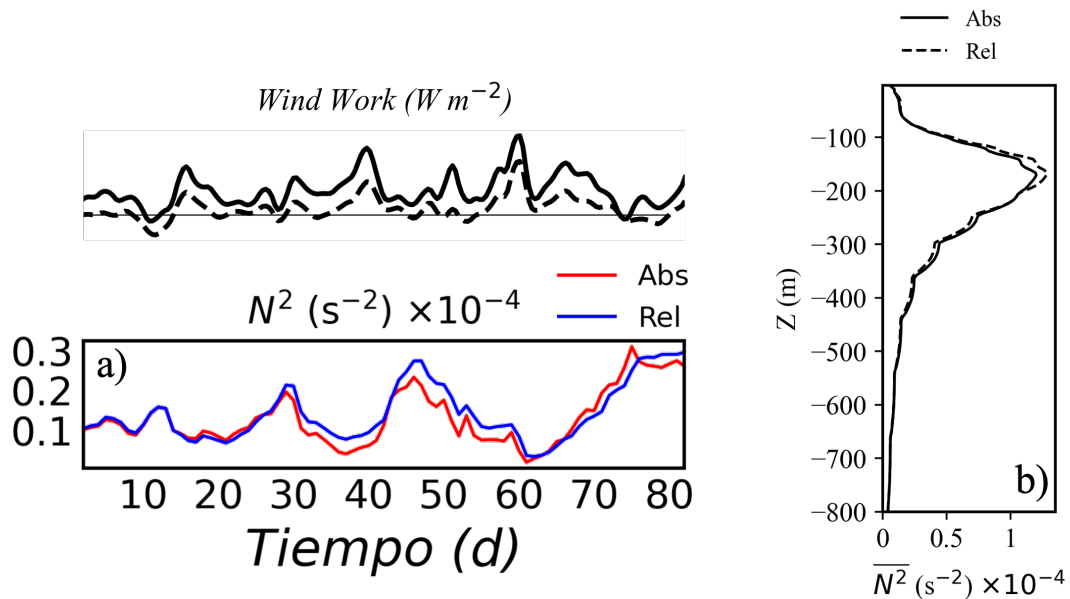


Figura 12. Frecuencia de Brünt Väisala promediada en espacio dentro del remolino (N^2 , s^{-2}) donde a) es la serie temporal para el caso **Abs** (rojo) y **Rel** (azul). b) Perfil vertical de N^2 promediado en el tiempo, para caso **Abs** (línea sólida) y caso **Rel** (línea punteada). Parte superior evolución temporal del ww .

Posteriormente, encontramos importante examinar la evolución temporal en la sección vertical de N^2 . Anteriormente observamos los cambios en superficie, mientras que mediante un corte zonal en el remolino nos permitió evaluar la evolución temporal en la vertical y analizar las diferencias entre ambos casos a través de un diagrama de Hovmöller (Figura 13). En este contexto, definimos como anomalía al cambio de la variable en el tiempo con respecto a las condiciones iniciales: $N_a^2 = N^2(t) - N^2(t = 0)$.

La Figura 13, muestra el diagrama de Hovmöller de la anomalía de la flotabilidad. En la parte superior de la Figura 13 se presenta la serie temporal del w para identificar los eventos donde el w aumenta o disminuye. La evolución vertical de N^2 para el caso **Abs** (Figura 13a) muestra anomalías positivas, es decir un aumento en la estratificación del remolino. Este efecto se atribuye a los eventos del w donde observamos que ha decrecido. Por el contrario, las anomalías negativas indican una disminución en la estratificación, coinciden con los incrementos del w . Para la parametrización del caso **Rel** (Figura 13b) la principal diferencia se aprecia en las anomalías positivas en superficie que se observan entre los días 40 y 50, ya que durante este periodo la anomalía positiva es mayor en el caso **Rel**.

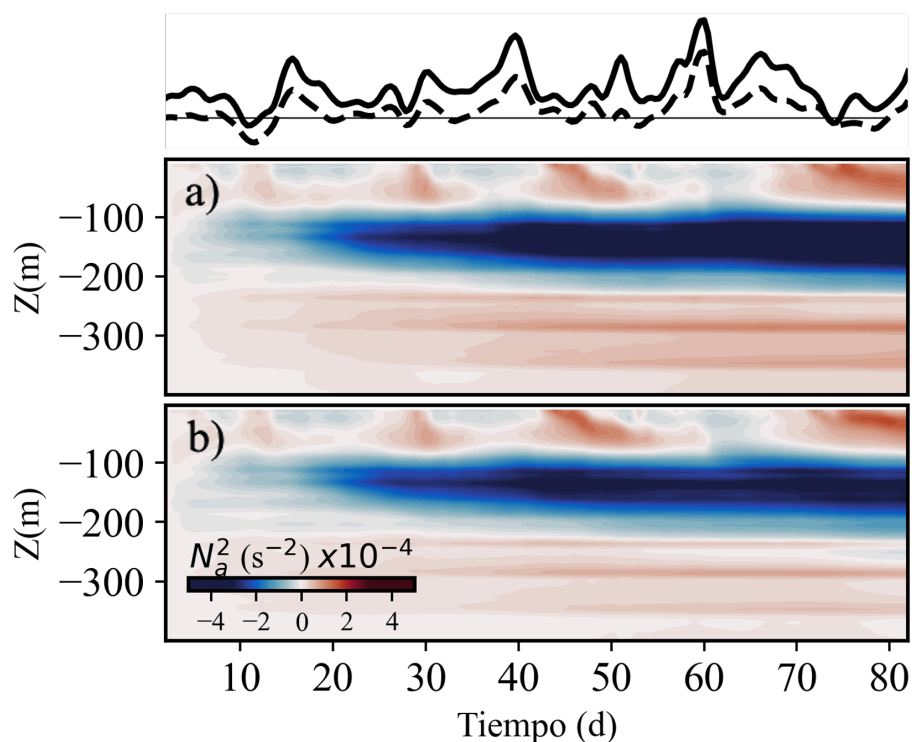


Figura 13. Diagrama de Hovmöller de la anomalía de la Frecuencia de Brünt Väisala (N^2 , s^{-2}) donde se muestra la evolución temporal de N^2 en la profundidad en a) para el caso **Abs** y en b) para el caso **Rel**.

En general, el análisis de las variables físicas para las parametrizaciones del viento absoluto y relativo se ahondan en el Capítulo 4 de discusión, dónde se estudian los mecanismos físico-biogeoquímicos que fuerzan la concentración y distribución de nutrientes.

3.3. Variables biogeoquímicas

Los desplazamientos verticales dentro de los remolinos de mesoescala tienen un impacto significativo en la distribución de nutrientes, fitoplancton, zooplancton y otras propiedades (p.e. Estrada-Allis et al., 2019; Mahadevan et al., 2008; Lévy et al., 2012a). En este contexto, una vez examinadas las variables físicas y evaluado el efecto de las parametrizaciones del viento absoluto y relativo, el objetivo es analizar la evolución y distribución de las variables biogeoquímicas dentro del remolino (delimitado por el contorno de 0.24 m). En esta sección la evolución temporal de las variables biogeoquímicas se integraron espacialmente en la columna de agua, a su vez, en todos los diagramas de Hövmoller se interpoló en la vertical de coordenadas σ a coordenadas z . Como referencia, recordemos que la interpolación se realizó debido a que las coordenadas verticales del modelo no son uniformes con respecto a la profundidad, trabajar directamente con las coordenadas σ puede producir diferencias en cada punto de malla; en otras palabras, no todos los puntos estarán a una misma z .

En general, la Figura 14 muestra que la evolución de la PP en ambas simulaciones sigue la misma tendencia pero con una diferencia del 8 % menor en el caso **Rel** que en el **Abs**. Las diferencias en la PP entre la parametrización del viento absoluto y relativo son más evidentes en los días 20, 35, 40, 55 y 60.

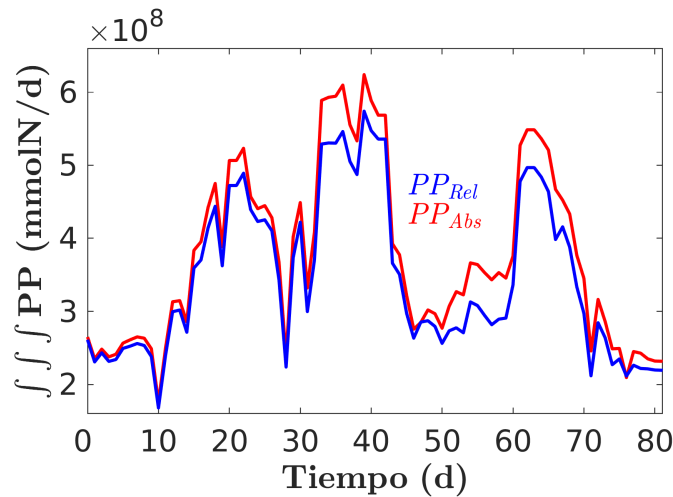


Figura 14. Serie temporal de la Productividad Primaria (PP, mmolN/d) integrado espacialmente de superficie a 800 m de profundidad, para ambos casos **Abs** en rojo y **Rel** en azul.

Como resultado de este análisis, observamos que la PP incrementa considerablemente posterior a un aumento del ww (Figura 10) con un desfase de aproximadamente 3 días desde el inicio del máximo de ww . Este efecto se atribuye a que el ww imparte energía de la atmósfera hacia el océano, induciendo

mezcla vertical que incrementa la disponibilidad de nutrientes en la zona fótica (región donde la luz es suficiente para la fotosíntesis), en este sentido el fitoplancton que convierte los nutrientes inorgánicos en materia orgánica cuenta con los recursos necesarios para aumentar la PP. Sin embargo, es importante notar la relación compleja de la respuesta de la PP que depende de factores como disponibilidad de nutrientes, dinámica del océano y otros mecanismos que se discuten en el Capítulo 4.

En la Figura 15 se muestra la serie temporal de la concentración de nutrientes de nitrato (NO_3) acumulada en la columna de agua. Se integró en los primeros 75 m de profundidad (por ser la capa límite de la zona fótica). Los resultados indican que en promedio el remolino exhibe menores concentraciones de NO_3 para el caso **Rel** respecto al **Abs** en 16 %. La Figura 15 muestra un aumento de NO_3 para ambas simulaciones desde el día 10 hasta el día 39, seguido de valores que oscilan entre 1 y $0.5 \times 10^5 \text{ mmolNO}_3$. Asimismo, es relevante destacar que los incrementos significativos en la concentración de NO_3 se dan posterior a los eventos en los que el ww aumentó (Figura 10).

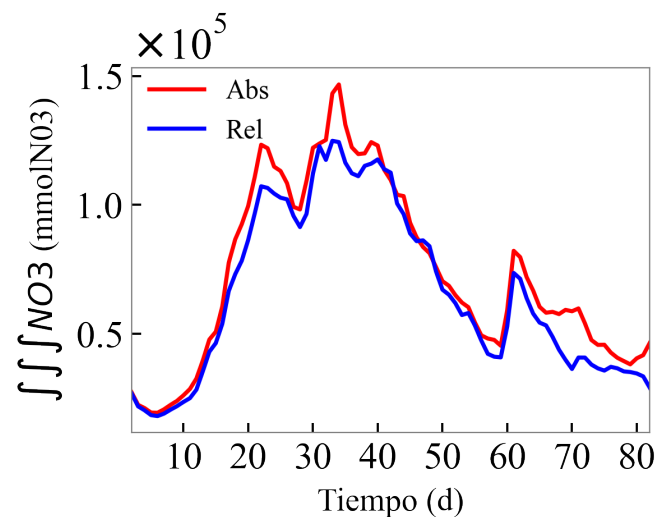


Figura 15. Evolución temporal de la concentración de Nitrato (NO_3 , mmolNO_3) integrado espacialmente de superficie a 75 m de profundidad, para el caso **Abs** en rojo y para el caso **Rel** en azul.

Además, nos interesa analizar la distribución vertical de las variables biogeoquímicas. Los resultados de los diagramas de Hövmoller que mostramos en el resto de esta sección se obtuvieron mediante un corte zonal, y definimos como anomalía al cambio de la variable en el tiempo con respecto a las condiciones iniciales. En cada diagrama se muestra la evolución temporal del ww , caso **Abs** (línea sólida) y caso **Rel** (línea punteada).

En la Figura 16, se presenta la distribución espacial de la anomalía en la concentración de NO_3 . Se puede

notar que, por debajo de los 100 m de profundidad, el caso **Abs** (Figura 16a) tiende a sobreestimar la disminución de la concentración de NO_3 en comparación con el caso **Rel** (Figura 16b). Esta anomalía negativa también es evidente entre los 150 m y 350 m de profundidad en el perfil vertical (Figura 16c). El perfil vertical se obtuvo mediante un promedio espacial y temporal, en el cual resaltamos que la anomalía negativa en la concentración de NO_3 es menor en la parametrización del caso **Rel**. Esta anomalía negativa se atribuye a procesos como la desnitrificación. De igual forma, encontramos que por debajo de los 350 m de profundidad la concentración de NO_3 aumenta para ambas simulaciones, esto se puede explicar debido a la remineralización. No obstante, es importante resaltar que otros procesos contribuyen a la acumulación de nitrato.

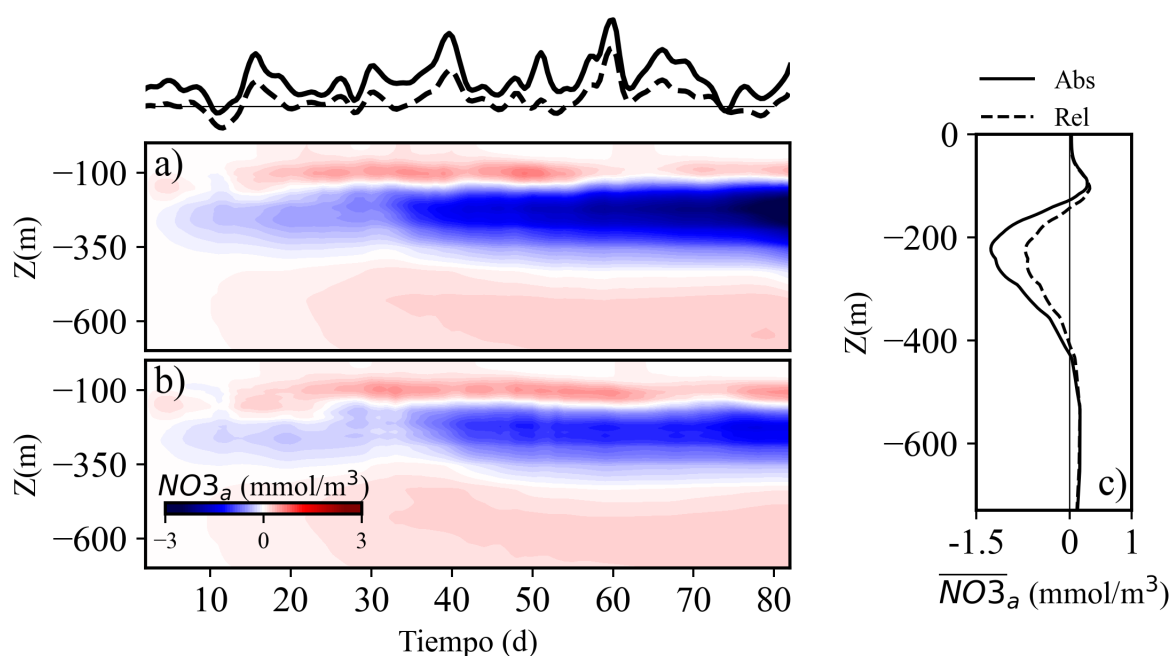


Figura 16. Diagrama de Hovmöller de la anomalía de la concentración de nitrato (NO_3 , mmol/m^3) donde se muestra la evolución temporal de NO_3 en la profundidad para el caso a) **Abs** y b) **Rel**. En c) el perfil vertical de la anomalía de NO_3 promediado en el tiempo para el caso **Abs** (línea sólida) y caso **Rel** (línea punteada).

De igual manera examinamos la biomasa de fitoplancton y zooplancton, medida en mmolN , junto con la biomasa de clorofila medida en mgChl . La biomasa de clorofila nos indica otra forma de medir la biomasa de fitoplancton, ya que un aumento en la clorofila indica un aumento en la cantidad de fitoplancton, que la produce con la ayuda de nutrientes y luz.

La Figura 17 presenta la evolución temporal de biomasa de fitoplancton. Los resultados indican que el Phy alcanza su máxima biomasa el día 43 y ambas simulaciones siguen la misma tendencia. Las diferencias entre el caso **Abs** y **Rel** aumentan posterior al día 50. No obstante, el caso **Rel** es en promedio un 4 %

menor que el caso **Abs**. Es importante resaltar que la respuesta del Phy no sigue la misma tendencia que la concentración de nutrientes de nitrato (Figura 15), los incrementos máximos de biomasa en los días 28, 42 y 69 de la Figura 17 se desarrollan posterior a la disponibilidad de nutrientes, este desfase es del orden de 7 días. Este efecto puede explicarse debido a la relación no lineal que se muestra en las fórmulas 13 y 26 del Capítulo 2.

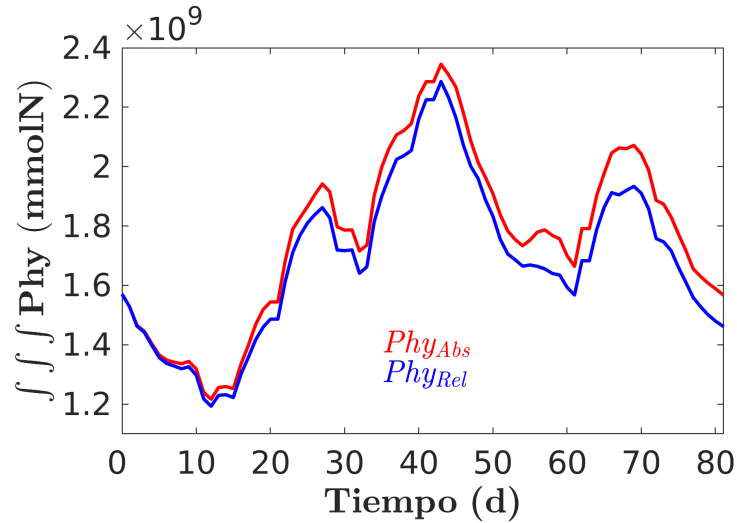


Figura 17. Evolución temporal de biomasa de Fitoplancton (Phy, mmolN) integrado espacialmente de superficie a 800 m de profundidad, para el caso **Abs** (rojo) y **Rel** (azul).

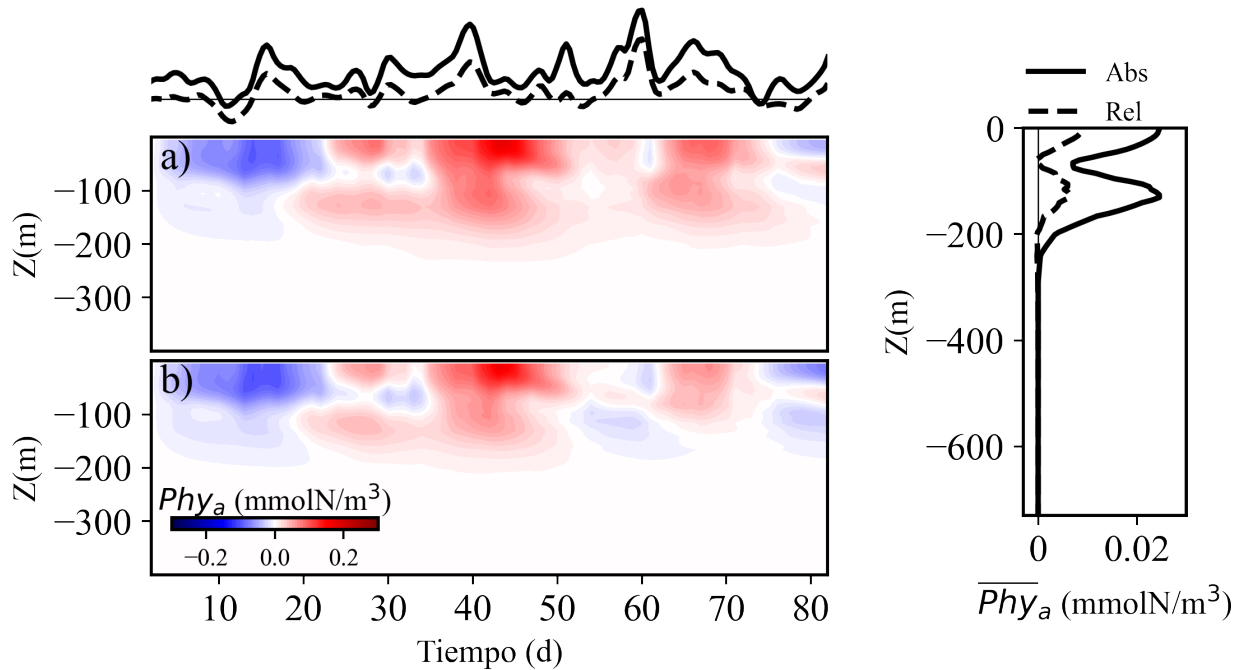


Figura 18. Diagrama de Hövmoller de la anomalía de concentración de fitoplancton (Phy , mmolN/m^3) donde se muestra la evolución temporal de Phy en la profundidad, para el caso **Abs** en a) y b) caso **Rel**. En c) perfil vertical de la anomalía de Phy promediado temporalmente para el caso **Abs** (línea sólida) y para el caso **Rel** (línea punteada).

En la Figura 18 se muestra la evolución temporal de la anomalía de fitoplancton en la sección vertical, los resultados se presentan en los primeros 300 m de profundidad con el objetivo de evaluar mejor lo que sucede en superficie. La anomalía negativa de Phy que se observa en los primeros 20 días de simulación para ambos casos, se atribuye a la poca disponibilidad de nutrientes que se desarrolla después de 10 días de simulación (Figura 15). Posterior al día 39 cuando se produce un incremento del ww , se observa un aumento de concentración de Phy debido a la inyección de nitrato. Entre los días 50 y 60 el caso **Rel** experimenta un ww negativo y la respuesta en la sección vertical muestra anomalías negativas, con valores del orden de 0.1 mmolN/m^3 . En ambas parametrizaciones la concentración de fitoplancton muestra una mayor acumulación en los primeros 200 m de profundidad (perfil vertical Figura 18c), además las anomalías positivas del caso **Abs** son mayores que **Rel**, es decir que las concentraciones de fitoplancton están sobrestimadas.

La Figura 19 muestra la evolución de biomasa de clorofila en función del tiempo. Encontramos que sigue la misma tendencia que los resultados de Phy (Figura 17), esto se debe a que la clorofila es un derivado del fitoplancton que absorbe la luz y esta determinado por la ecuación (21) del Capítulo 2. Es importante mencionar que el modelo evalúa de forma separada estas variables para comparar la Chl del modelo con datos observados o satelitales y de esta manera estimar una aproximación para medir la biomasa. También se utiliza para comprobar que el Phy y la Chl del modelo muestran una tendencia semejante. Finalmente, se realizó un promedio temporal para comparar ambas parametrizaciones y la diferencia indica que el caso **Rel** es 6 % menor que el caso absoluto.

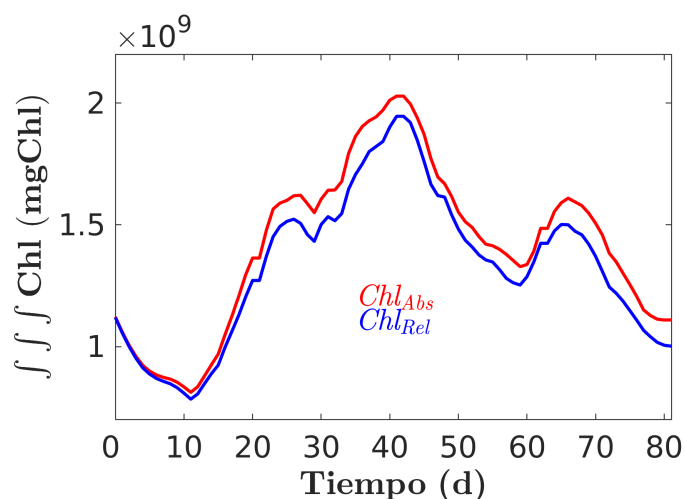


Figura 19. Evolución temporal de biomasa de Clorofila (Chl, mgChl) integrado espacialmente de superficie a 800 m de profundidad, para el caso **Abs** (rojo) y el caso **Rel** (azul).

La Figura 20, muestra el diagrama de Hövmoler de la anomalía de la clorofila. Este análisis indica que

posterior a un aumento de ww la anomalía de Chl es mayor en el caso **Rel** que en **Abs** (Figura 20b), se observa que la anomalía positiva se desarrolla por un periodo de tiempo más prolongado entre los días 40 y 60. El perfil vertical de la Figura 20c, nos indica que la concentración de clorofila se encuentra en regiones más someras en el caso **Rel**. Un resultado relevante es que la profundidad de la concentración máxima de clorofila (DCM, por las siglas en inglés de "Deep Chlorophyll Maximum"), se identificó aproximadamente a 80 m de profundidad con un valor de 0.3 mg/m^3 (Ver Anexo B). Otro resultado interesante de este análisis es que al compararlo con N^2 encontramos que la anomalía positiva de la parametrización del viento relativo se extiende hacia las regiones con mayor estratificación, este análisis se discute con detalle en el Capítulo 4.

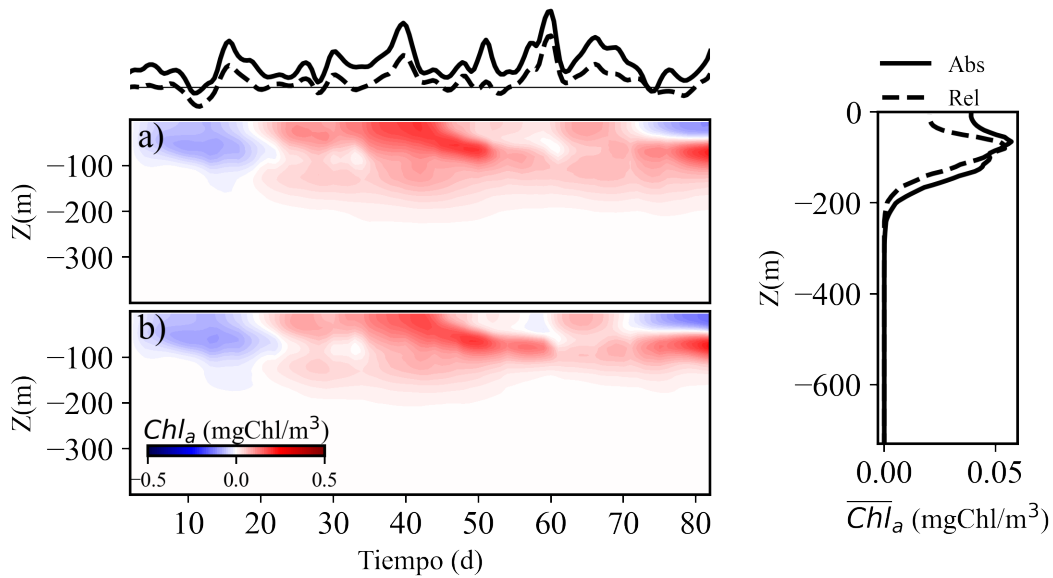


Figura 20. Diagrama de Hövmøller de la anomalía de concentración de clorofila (Chl , mgChl/m^3) donde se muestra la evolución temporal de Chl en la profundidad, para el caso a) **Abs** y b) para el caso **Rel**. En c) perfil vertical de la anomalía promediado en el tiempo para el caso **Abs** (línea sólida) y caso **Rel** (línea punteada).

Finalmente, la Figura 21 indica el análisis de la evolución temporal de biomasa de zooplancton. Observamos un aumento de biomasa gradual a partir del día 20 y es hasta el día 50 que llega a su máximo. Esta respuesta se atribuye a la disponibilidad de fitoplancton para que sea consumido por el Zoo. De tal manera, el día 50 alcanza su máximo valor de $1.07 \times 10^7 \text{ mmolN}$ para el caso **Abs** y del orden de $1.05 \times 10^7 \text{ mmolN}$ para el caso **Rel**. Además, ambas simulaciones muestran una tendencia parecida, no obstante, las diferencias comienzan a aumentar posterior al día 40. Del mismo modo, evaluamos la diferencia entre ambos casos y encontramos que el caso **Rel** disminuye 1% con respecto al caso **Abs**. Es relevante resaltar que el comportamiento del Zoo es distinto a la evolución temporal del Phy (Figura 17).

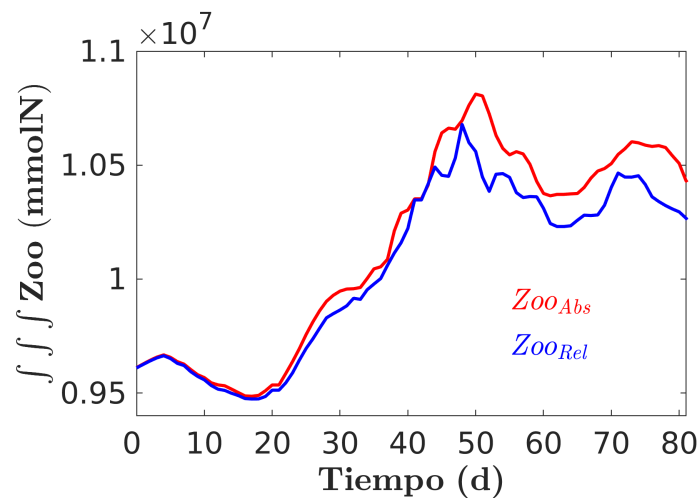


Figura 21. Evolución temporal de biomasa de zooplancton (Zoo, mmolN) integrada en toda la columna de agua, para el caso **Abs** (rojo) y para el caso **Rel** (azul).

Al igual que las variables de Phy y Chl, por medio de un diagrama de Hövmoller analizamos la evolución de la anomalía de Zoo. En la Figura 22 observamos una anomalía negativa en ambos casos durante los primeros 40 días de simulación. El aumento de Zoo en la superficie es mayor entre los días 40 y 50, posterior a un incremento del *ww*. El perfil vertical (Figura 22c) muestra que las diferencias entre ambos casos son evidentes entre los 100 m y 200 m de profundidad, donde el caso **Abs** tiende a sobreestimar las concentraciones de Zoo.

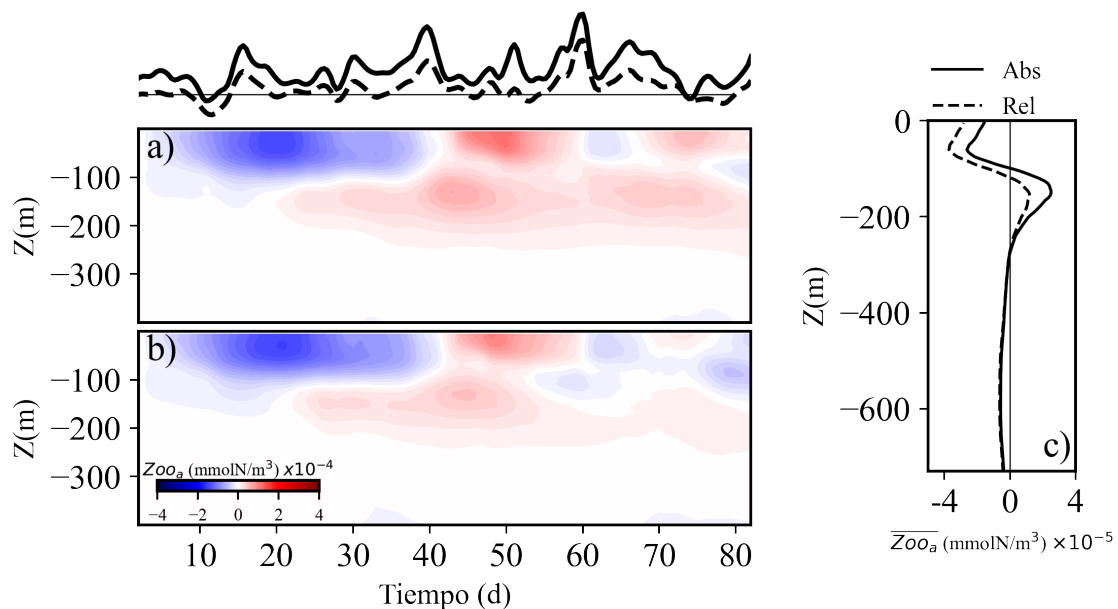


Figura 22. Diagrama de Hövmoller de la anomalía de concentración de zooplancton (Zoo, mmolN/m³) donde se muestra la evolución temporal de Zoo en la profundidad. En a) para el caso **Abs** y b) para el caso **Rel**. En c) perfil vertical de la anomalía de Zoo promediado temporalmente para el caso **Abs** (línea sólida) y para el caso **Rel** (línea punteada).

En términos generales, se observa una subestimación de las concentraciones biogeoquímicas para el caso **Rel** con respecto al caso **Abs**. Este análisis destaca que existe una relación entre las variables biogeoquímicas y los mecanismos físicos como w y el bombeo de Ekman inducido por el remolino. Esto se discute en el Capítulo 4, ya que es claramente visible una respuesta de la concentración y distribución de las variables biogeoquímicas a los eventos máximos del trabajo del viento.

3.4. Explicación física y distribución biogeoquímica

Examinamos el mecanismo del bombeo de Ekman inducido por remolinos, también conocido como interacción remolino-viento, para analizar su influencia en el transporte vertical y en la distribución de los nutrientes de NO_3 , Phy y Chl. Este mecanismo se evaluó a lo largo de un período temporal promedio de diez días siguiendo el remolino. Este periodo promediado desde el día 35 hasta el día 45 del caso **Rel**, se seleccionó en base a los resultados previamente obtenidos de las variables físicas y biogeoquímicas. También consideramos este intervalo porque el trabajo del viento desarrolla un evento máximo al cual responden las variables biogeoquímicas.

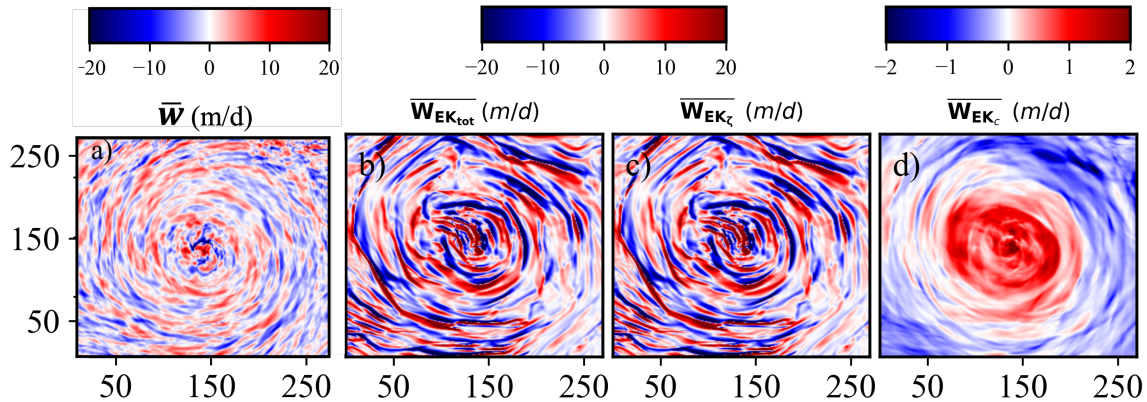


Figura 23. Promedio temporal del día 35 al 45 para el caso **Rel**, los ejes x,y representan km. En a) velocidad vertical de la salida del modelo (w , m/d) a 10 m de profundidad. b) Bombeo Ekman total ($W_{EK_{tot}}$, m/d) inducido por remolinos en superficie. c) componente no lineal ($W_{EK_{\zeta}}$, m/d) y en d) componente lineal (W_{EK_c} , m/d).

En la Figura 23 se muestran los resultados de la velocidad vertical y el bombeo de Ekman inducido por remolinos. La velocidad vertical de la salida del modelo w en la Figura 23a donde el valor de w es del orden de 20 m/d con bandas de velocidad positiva y negativa en superficie. La magnitud de w es comparable con la magnitud y el bombeo de Ekman inducido por remolinos $W_{EK_{tot}}$ (Figura 23b), cuyos valores son explicados principalmente por la componente no lineal del bombeo de Ekman $W_{EK_{\zeta}}$ (Figura

23c). Es importante resaltar, que esta componente $W_{EK\zeta}$ explica la magnitud así como la distribución de W_{EKtot} . Además, observamos que la componente lineal W_{EKc} (Figura 23d) desarrolla un núcleo de velocidades positivas en el centro del remolino con surgencia. No obstante, encontramos que W_{EKc} es un orden de magnitud menor que $W_{EK\zeta}$, como reporta Estrada-Allis et al. (2019).

Ahora nos enfocamos en evaluar la influencia del mecanismo del bombeo de Ekman inducido por remolinos en la distribución de nutrientes de nitrato. Para ello, elaboramos la Figura 24 que consta de dos secciones. En la parte superior se muestra el plano horizontal, mientras que en la parte inferior se presenta la sección vertical correspondiente a dicho plano mediante un corte zonal. El plano horizontal muestra una alta concentración en el centro del remolino anticiclónico con valores del orden de 0.12 mmol/m^3 (Figura 24a). Este efecto se atribuye a la componente W_{EKc} del bombeo de Ekman. Por otro lado, los valores de la concentración de NO_3 en la sección vertical (Figura 24b) muestran que en los primeros 200 m de profundidad es limitado, y la mayor concentración se muestra por debajo de los 400 m de profundidad. Cabe resaltar, que los valores en el plano horizontal en comparación con la vertical son notablemente más bajos. Estamos comparando concentraciones en la superficie del orden de 0.12 mmol/m^3 con respecto a 21 mmol/m^3 en la sección vertical a 800 m de profundidad.

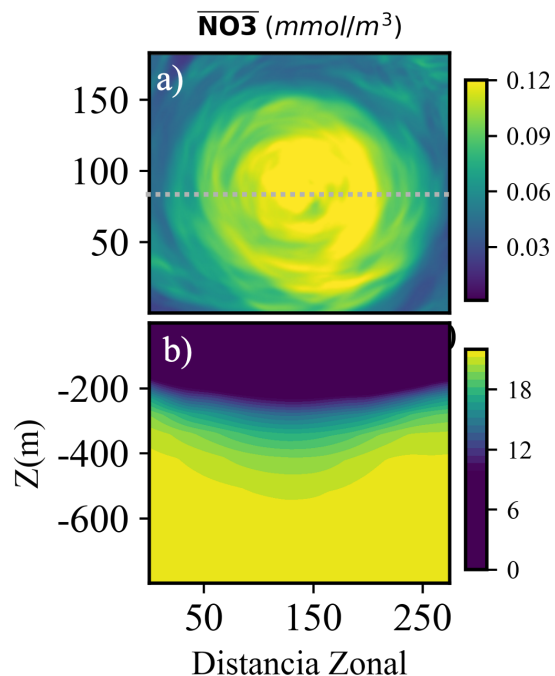


Figura 24. Inciso a) Promedio de la concentración de NO_3 (mmol/m^3) del día 35 al 45 dentro del remolino en superficie. Línea punteada gris indica el corte zonal. b) perfil vertical.

Del mismo modo, analizamos la distribución de las variables biogeoquímicas y la influencia de este meca-

nismo físico. La Figura 25 consta de dos secciones. En la parte superior se muestra el plano horizontal, mientras que en la parte inferior se presenta la sección vertical correspondiente a dicho plano mediante un corte zonal. A continuación se presentan los resultados de para la PP, Phy, Chl y Zoo.

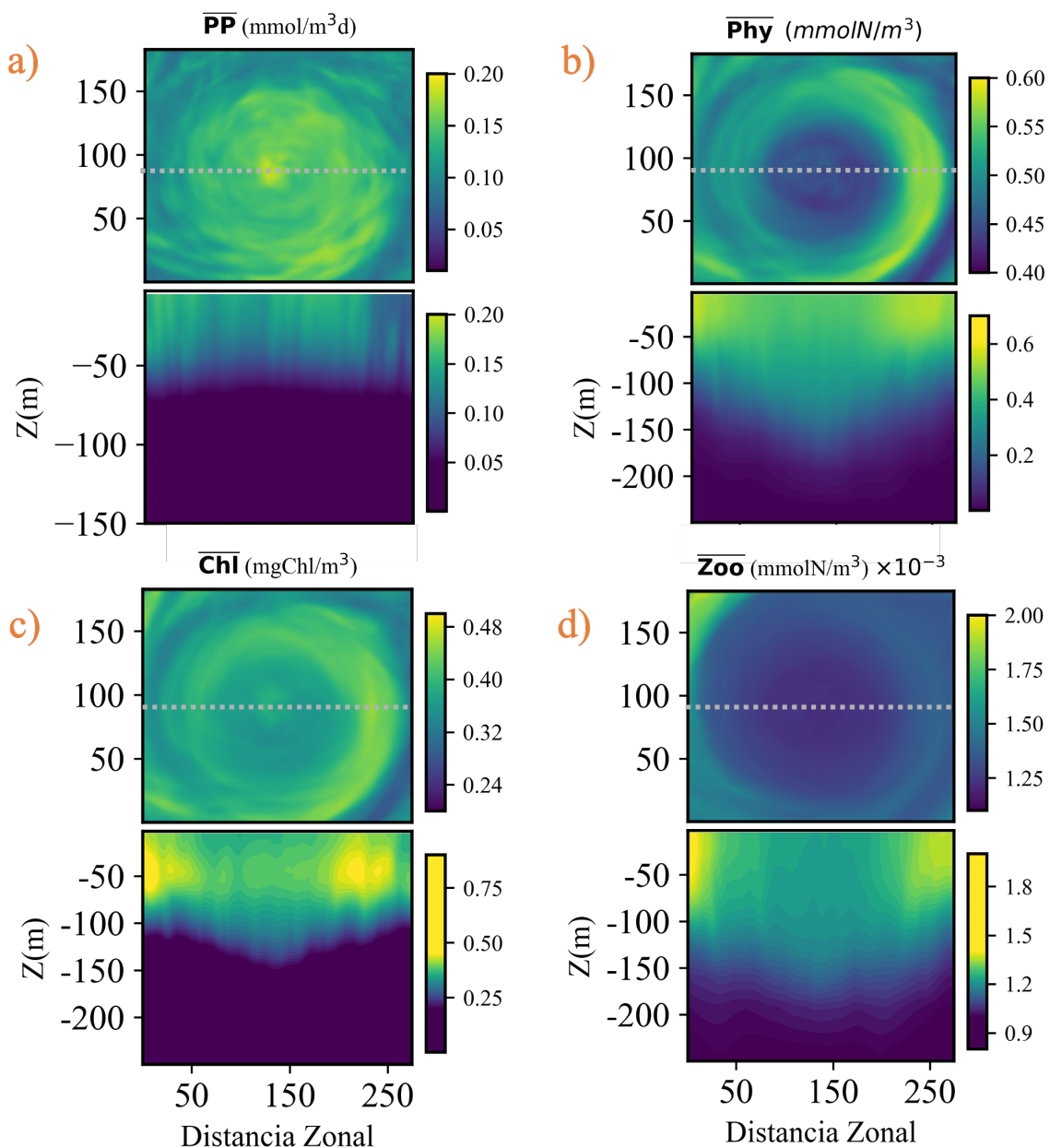


Figura 25. Promedio del día 35 al 45 dentro del remolino para: a) PP (mmol/m³ day), b) Phy (mmol/m³), c) Chl (mg/m³) y d) Zoo (mmol/m³). En la parte superior de cada variable indica el promedio superficial horizontal y la parte inferior las secciones verticales zonales indicadas por las líneas punteadas en gris.

En la Figura 25 se presentan los resultados de las variables de productividad primaria, fitoplancton, clorofila y zooplancton. La PP (Figura 25a) indica una mayor concentración en el centro del remolino,

esto puede explicarse debido al efecto de la componente W_{EK_c} del bombeo de Ekman. Además, la sección vertical muestra que la PP se concentra en los primeros 50 m de profundidad. Con respecto a la distribución de Phy (Figura 25b) el incremento de Phy es evidente en la la periferia del remolino, contrario a la distribución de nutrientes de nitrato (Figura 24). La sección vertical de Phy destaca que existe una mayor concentración del orden de 0.7 mmolN/m^3 en los primeros 150 m de profundidad. Del mismo modo observamos resultados similares para la distribución de Chl (Figura 25c). Al tratarse de un derivado del fitoplancton, las mayores concentraciones se localizan en la periferia del remolino del orden de 0.48 mgChl/m^3 . Las concentraciones en el corte vertical se localizan en las secciones superiores izquierda y derecha a 50 m de profundidad (Figura 25c). Finalmente los resultados del Zoo (Figura 25d) indican una concentración en la periferia del remolino con valores del orden de $2 \times 10^{-3} \text{ mmolN/m}^3$ y la distribución espacial en la sección vertical es evidente en los primeros 100 m de profundidad.

En términos generales, la productividad primaria y la distribución de nutrientes de nitrato pueden ser en gran parte explicadas por el mecanismo del bombeo de Ekman inducido por remolinos. Sin embargo, la distribución espacial del fitoplancton y el zooplancton parece estar influenciada por factores más complejos que no pueden ser completamente explicados por este mecanismo. Estos factores adicionales se discuten en el Capítulo 4.

Capítulo 4. Discusión

A lo largo de esta investigación, se modelaron los efectos de las corrientes superficiales oceánicas en la evolución de remolinos de mesoescala y la distribución de nutrientes de nitrato así como las variables biogeoquímicas. Para ello, se utilizó un modelo acoplado físico-biogeoquímico de alta resolución (ROMS-Fennel), el cual se modificó incorporando la velocidad del viento relativa a la corriente en la parametrización del esfuerzo del viento. El objetivo de esta sección es investigar a detalle los resultados de las variables físicas y biogeoquímicas anteriormente evaluadas. Nos centramos en dos mecanismos principales: el bombeo de Ekman inducido por el remolino y el efecto del trabajo del viento. Recordemos que analizamos dos simulaciones numéricas, una con la parametrización del viento absoluto (caso **Abs**) y otra con el viento relativo (caso **Rel**).

4.1. Efectos de la retroalimentación de la corriente en la evolución del remolino

Se examinan detalladamente los resultados de la evolución temporal del trabajo del viento (Figura 10). En el Capítulo 3 se realizó un promedio temporal durante los 80 días de simulación, revelando una disminución del ww del 11 % al utilizar la parametrización del viento relativo. Esta reducción es consistente con otros estudios (Duhaut & Straub, 2006; Zhai & Greatbatch, 2007; Wilder et al., 2022) y puede explicarse debido a que cuando las corrientes superficiales y los vientos tienen direcciones opuestas (Figura 4), el esfuerzo superficial (τ) aumenta y el trabajo del viento producido en el punto B resulta negativo, como señala Renault et al. (2016b). En contraste, cuando la corriente del remolino tiene la misma dirección que el viento, el esfuerzo superficial se debilita y el trabajo del viento resulta positivo pero de menor magnitud que el ww negativo (si a estructura fuera simétrica). Por lo tanto, el trabajo del viento neto en el caso **Rel** es negativo dando lugar a una transferencia de momento del océano hacia la atmósfera (Figura 4).

Dicho lo anterior, recordemos que la diferencia que reportamos en el suministro de energía al océano es un 28 % menor en el caso **Rel** con respecto al caso **Abs**, consistente con lo que se ha indicado por varios autores (Duhaut & Straub, 2006; Hughes & Wilson, 2008; Renault et al., 2016a). Quienes han observado mediante simulaciones numéricas con el modelo ROMS y datos satelitales, que la inclusión de las corrientes oceánicas modula la transferencia de energía del océano a la atmósfera. Reportan una reducción del ww del 25 al 30 % y una disminución en la energía cinética del 27 %. En este sentido, la

reducción en la energía cinética en el caso **Rel** se debe a que el ww en general es menor, e incluso hay una transferencia de energía inversa, es decir del océano a la atmósfera (Figura 10) en comparación con el caso **Abs**. En otras palabras, la energía recibida en el remolino relativo es menor que en el absoluto. Como consecuencia, la transferencia de momento del océano hacia la atmósfera en el caso **Rel** se le denomina "eddy killing" ya que este efecto amortigua la actividad de mesoescala aproximadamente un 30 % (Renault et al., 2016a).

En este sentido, es importante destacar los resultados obtenidos de la trayectoria del remolino de ambas simulaciones numéricas. Se encontró que el caso **Rel** tiene una menor propagación hacia el oeste del GoM. Este efecto posiblemente se debe al trabajo del viento que disminuye el suministro de energía en el caso **Rel** ya que es un 11 % menor. Sin embargo, la traslación del remolino no depende únicamente de la energía; también se debe considerar el efecto beta, ya que el incremento en el radio del remolino significa que experimenta una mayor influencia de la rotación de la Tierra. Estos hallazgos concuerdan con lo informado por Larrañaga et al. (2022), por medio de un modelo numérico en el GoM compararon simulaciones con y sin CFB. Encuentran que la circulación media experimenta una desaceleración como resultado del CFB. Además, destacan que las simulaciones sin CFB sobreestiman en un 16 % el tiempo de vida de los remolinos liberados de la Corriente de Lazo y que tiene una estimación deficiente de su propagación.

Cuando se incluye la parametrización del viento relativo la SSH se mantiene poco variable pero también encontramos que el radio disminuye. Este comportamiento no ha sido abordado en otros estudios, y se atribuye al trabajo del viento. La modificación en la parametrización del esfuerzo del viento da como resultado un ww positivo pero menor en el caso **Rel** que el caso **Abs**; por lo tanto, es menos capaz de intensificar el remolino. Por otro lado, es posible que otros mecanismos y factores modifiquen la intensidad y estructura del remolino, entre ellos: interacciones con el fondo marino, con corrientes oceánicas circundantes, así como variaciones en el viento.

Considerando lo expuesto previamente, analizamos la persistencia, intensidad y duración del viento en relación con los incrementos del ww (Figura 10) en los días 15, 39 y 59. En cuanto a la dirección del viento reportamos que dichos incrementos en el ww se desarrollan con una dirección del viento diferente en cada caso (consultar Anexo C). Esto sugiere que el aumento en el trabajo del viento no está necesariamente vinculado a una dirección del viento o a condiciones favorables de viento norte para su desarrollo. Como lo muestra la Figura 26, se analiza más a detalle los tres eventos intensos del ww en relación con los esfuerzos. La Figura 26 indica una línea dominante del esfuerzo meridional (línea azul discontinua) en los días 29 y 59. No obstante, no se destaca relación con los tres incrementos del ww .

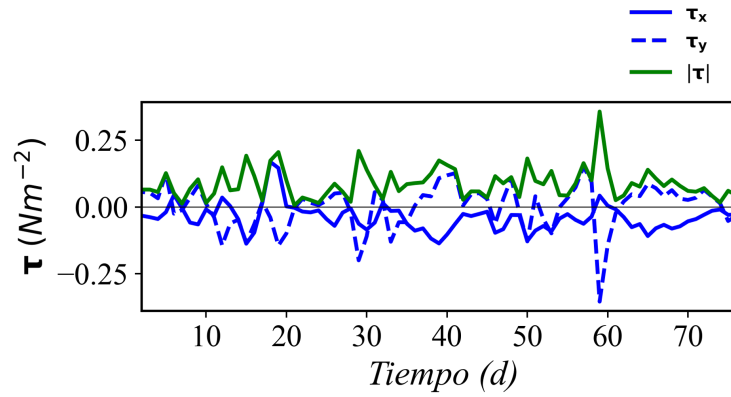


Figura 26. Evolución temporal de la magnitud del esfuerzo del viento relativo ($|\tau|$, línea verde continua), y sus componentes zonal (τ_x , línea azul continua) y meridional (τ_y , línea azul discontinua).

En relación con la persistencia del viento (vientos sostenidos al menos 3 días en la misma dirección y misma magnitud), esta coincide con los eventos en los que registramos incrementos del ww ; es decir, el viento mantuvo una dirección constante al noroeste durante los días 15, 16 y 17, así como los días 38, 39 y 40, donde el viento tuvo una dirección zonal sobre el remolino. Finalmente, en los días 57, 58 y 59, el viento persistió espacialmente en la dirección suroeste. Este comportamiento en la dirección y magnitud del viento se ilustra en el Anexo C.

Del mismo modo, cambios en el ww podrían tener un impacto significativo en la estratificación del remolino que a su vez influenciará en la mezcla vertical. En los resultados de N^2 observamos que las regiones con menor estratificación (Figura 13) muestran una correlación con eventos de mayor ww (Figura 10). Mientras que las regiones con mayor estratificación se correlacionan con una reducción del ww . Además, se encontró que N^2 es un 15 % mayor en el caso **Rel** con respecto al caso **Abs**. Esto se debe a que la energía suministrada por parte del ww disminuye y, por tanto, la mezcla que genera el océano por medio de la energía suministrada por el viento no es lo suficientemente intensa para contrarrestar los efectos de la estratificación, lo que conduce a una reestratificación.

4.2. Efectos de la retroalimentación de la corriente en la biogeoquímica dentro del remolino

Una vez analizado los efectos del CFB en la física del remolino, se evalúan las variables biológicas y nutrientes de nitrato en el remolino entre el caso **Abs** y **Rel**, así como su distribución vertical.

Tomando en cuenta el análisis de la intensidad del viento, reportamos una correlación entre el trabajo del viento y las variables biogeoquímicas. Se observa que la biogeoquímica responde al wv con un desfase temporal. Esto se debe a que el wv positivo transfiere energía mecánica a la superficie del océano. Este suministro, como se explicó anteriormente, puede favorecer la mezcla vertical por disminución de la estratificación y así transportar nutrientes hacia la capa fótica. Como resultado, la distribución de las variables biogeoquímicas como los nutrientes de nitrato (Figura 15), pueden experimentar cambios.

El análisis de la anomalía de la estratificación (Figura 13) destaca que donde la N^2 experimenta aumentos significativos están correlacionadas con las concentraciones más altas de clorofila (Figura 20). Estos hallazgos son consistentes con los que reportan Mahadevan (2016), quienes indican que la concentración de fitoplancton incrementa en las áreas de mayor estratificación. Mencionan que esto se debe a que el fitoplancton está expuesto a mayor intensidad de luz favoreciendo la fotosíntesis, y esto produce tasas de crecimiento más altas.

En nuestro análisis, observamos un desfase de alrededor de 3 a 4 días de respuesta del fitoplancton en superficie (Figura 17) al suministro de concentración de nitrato (Figura 15). Este resultado coincide con lo reportado por Lévy et al. (2001) quienes indican un desfase de 5 a 10 días entre el transporte de nitrato y la nueva productividad. Esto se debe a que los flujos verticales de concentración de nitrato no son consumidos instantáneamente. También mencionan que el nitrato que llega a la superficie puede interpretarse como el potencial de producir productividad primaria nueva, en contraste con la productividad primaria regenerada. De la misma manera, Lévy et al. (2001) señalan que el impacto de nutrientes en el fitoplancton aumenta con el tiempo. No obstante, puede disminuir derivado de la relación no lineal entre NO_3 y Phy .

Con respecto al zooplancton, reportamos un desfase de 10 días posterior al crecimiento del fitoplancton (Figura 21), esto concuerda con lo reportado por Sanson & Provenza (2009) en un estudio con topografía y se debe a que las tasas de crecimiento y reproducción son más bajas que el fitoplancton.

La concentración de clorofila que se muestra en este estudio es del orden de 0.3 mgChl/m^3 , y la profundidad de la concentración máxima de clorofila (DCM) se encuentra a 80 m de profundidad (ver Anexo B). Estos resultados son consistentes con lo que indican Zhang et al. (2023), a través de observaciones y datos satelitales de un remolino anticiclónico de la Corriente de Lazo. Zhang et al. (2023) sugieren que la variación en la profundidad de la clorofila es causada principalmente por procesos físicos más que biológicos.

Es importante destacar que no se ha reportado anteriormente las comparaciones espacio-temporales de

las variables biológicas considerando el efecto de la corriente. Como resultado de esta investigación, encontramos que la respuesta de estas variables biológicas a la reducción de energía, el efecto de amortiguamiento y la estratificación es en promedio un 6 % menor en el caso relativo con respecto al caso absoluto.

De la evolución temporal de las variables biogeoquímicas se encontró que alcanzan su máxima concentración después de uno de los eventos en los que el *ww* es significativamente mayor (día 39), cuando se produce una mayor transferencia de energía de la atmósfera hacia el océano en comparación con los otros días. La Figura 27 presenta un esquema de la serie de respuestas que se desencadenan después del evento de *ww* intenso del día 39.

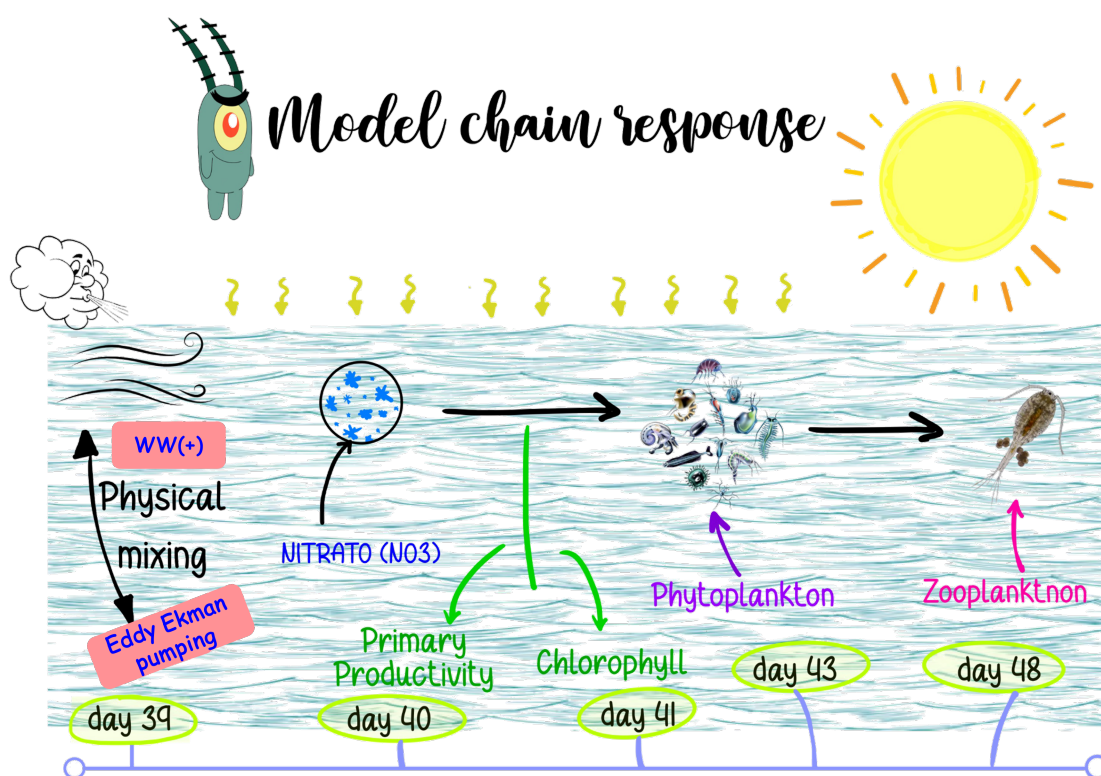


Figura 27. Esquema de la respuesta en cadena del modelo físico-biogeoquímico acoplado a un evento de trabajo de viento máximo.

En este esquema (Figura 27), la línea color morado inferior representa la línea del tiempo, y en cada círculo con contorno verde se destacan los días correspondientes. La radiación parametrizada por el modelo se indica por las flechas de color amarillo en la superficie. La nube simboliza un evento de viento intenso en la superficie y la interacción remolino viento que desarrolla la componente lineal del bombeo de Ekman. Estas perturbaciones en la superficie del océano, generadas desde el día 01 de la

simulación, provocan un aumento máximo en la concentración de nutrientes en el día 39. Posterior a esta transferencia máxima de energía de la atmósfera hacia el océano, la productividad primaria es la primera variable que responde a este impulso en el día 40. Después, tenemos la concentración de clorofila, que es un derivado del fitoplancton y es fotosensible, responde en el día 41, alcanzando su máxima concentración. Por otro lado, el fitoplancton alcanza su máxima concentración alrededor del día 43.

Finalmente, el zooplancton responde con un desfase de 10 días con respecto al incremento del ww y al crecimiento de biomasa de fitoplancton. Se observa que estos desfases en las respuestas del Phy, Chl y Zoo en los 3 eventos máximos de ww tienen una variación de 2 a 3 días. En resumen, se notó una respuesta derivada de estos impulsos del ww , lo que afecta la distribución y concentración de las variables biológicas.

4.3. Explicación física de la distribución de las variables biológicas

En nuestra investigación, se demostró el efecto del trabajo del viento en la dinámica del remolino y la respuesta de las variables biogeoquímicas. Aunque nuestros resultados son consistentes con lo reportado por otros autores (McGillicuddy Jr & Robinson, 1997; Klein & Lapeyre, 2009), una particularidad distintiva de nuestro estudio es la presencia de nutrientes en el núcleo y la respuesta del fitoplancton, clorofila y zooplancton en la periferia del remolino. Este aspecto no ha sido informado por otros autores, el objetivo de esta sección es discutir a detalle el posible mecanismo físico.

Al considerar la interacción remolino-viento, se crean las condiciones ideales para analizar la contribución del bombeo de Ekman inducido por remolinos en la distribución y concentración de nutrientes. En los resultados de la Figura 23 se realizó un promedio temporal de 10 días para evaluar el bombeo de Ekman inducido por remolinos. La razón para realizar este promedio temporal entre los días 35 y 45 es porque se encontró que las variables biogeoquímicas alcanzan su máxima concentración después de uno de los eventos en los que el ww es mayor en comparación con los demás. Además, porque este promedio permite suavizar las fluctuaciones y obtener una imagen representativa de las condiciones generales.

Los resultados del bombeo de Ekman inducido por remolinos indican que la componente lineal W_{EK_c} es positiva (Figura 23d). Este comportamiento se debe a que el rotacional del esfuerzo superficial del viento tiene una polaridad opuesta al de la vorticidad del remolino, siempre y cuando sea constante el

viento. Como lo muestra la Figura 28, en la cual se analiza más a detalle la polaridad opuesta entre el rotacional del esfuerzo del viento y la vorticidad en el caso de la parametrización del viento relativo (Figura 28 d y f), comportamiento que no se observa en el caso **Abs** (Figura 28 c y e). Tomando en cuenta este comportamiento W_{EK_c} genera surgencia, lo que significa que transporta nutrientes hacia la zona fótica.

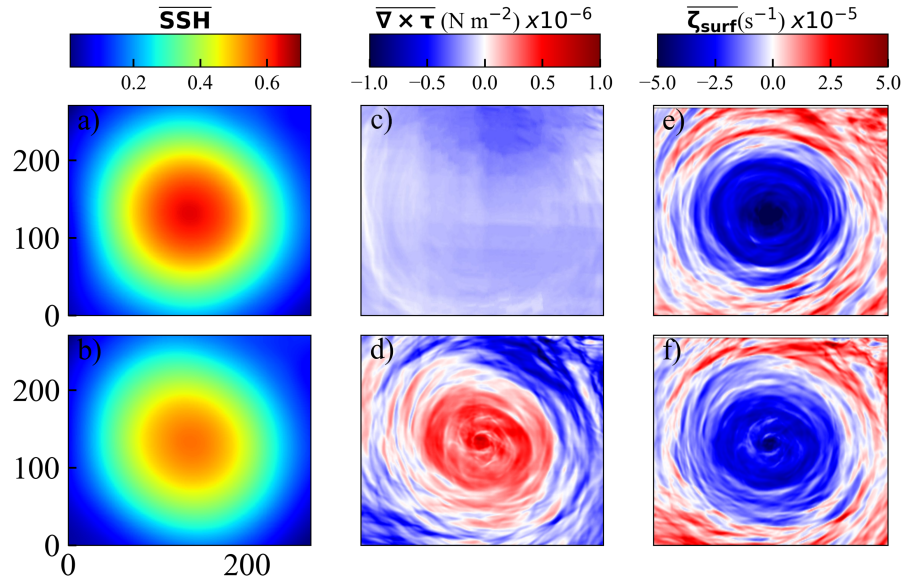


Figura 28. Promedio temporal de 10 días siguiendo el remolino en el periodo del día 35 al 45. Incisos a) y b) elevación de la superficie libre (SSH) para el caso **Abs** y **Rel** respectivamente. Promedio temporal del rotacional del esfuerzo del viento (τ , $N m^{-2}$) en c) caso **Abs** y d) caso **Rel**. Promedio temporal de la vorticidad en superficie (ζ , s^{-1}) inciso e) caso **Abs** y f) caso **Rel**.

En cambio, la componente no lineal de Ekman W_{EK_c} que resulta de la interacción del esfuerzo superficial y los gradientes de vorticidad, tiene un patrón bimodal cuya orientación varía con el cambio de la dirección del viento (Chen et al., 2020). Al promediar tiende a cero y quedan los filamentos de velocidades verticales ascendentes y descendentes (Figura 23b). Por esta razón esta componente resulta en una inyección poco significativa de nutrientes (Chen et al., 2020).

Es importante resaltar que nuestra simulación muestra que el bombeo de Ekman no lineal es un orden de magnitud mayor que la componente lineal (Figura 23). Al compararlas con el bombeo total de Ekman encontramos que su magnitud y los patrones son explicados por la componente no lineal. No obstante, W_{EK_c} no permite acumulación de nutrientes de nitrato, ya que no persiste un periodo de tiempo prolongado para que sea aprovechado por el fitoplancton. Este comportamiento se analiza más a detalle en la Figura 29, cuando se promedia en los 80 días de simulación dentro del remolino, la componente

no lineal tiende a cero y la componente lineal es positiva, induciendo velocidades verticales positivas que persisten más en el tiempo.

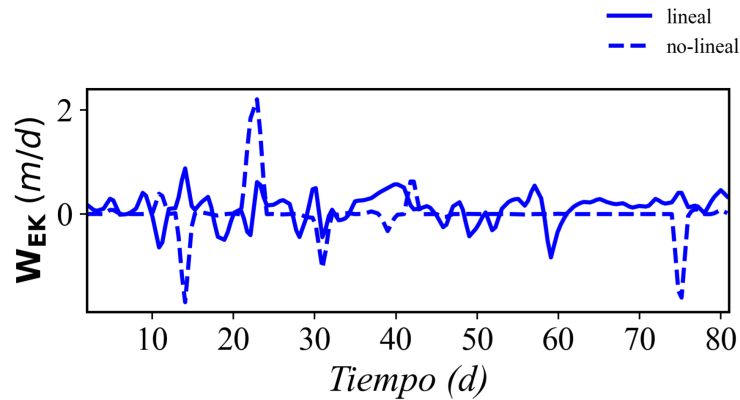


Figura 29. Evolución temporal del bombeo de Ekman (W_{EK} , m/d). Bombeo de Ekman lineal (línea continua), bombeo de Ekman no lineal (línea discontinua).

Por lo tanto, tomando en cuenta el comportamiento de la componente lineal, permite que el nutriente que aflora a superficie sea aprovechado por el fitoplancton produciendo mayores tasas de crecimiento. Consistente con lo anterior, en el estudio de He et al. (2016) se demuestra la surgencia dentro del remolino anticiclónico por un periodo de tiempo mayor, lo que permite aflorar nutrientes en el centro del remolino.

En consecuencia, el bombeo de Ekman inducido por remolinos sostiene parcialmente el flujo vertical de nutrientes en el núcleo del remolino y esto es consistente con el campo de la PP que reportamos en los resultados (Figura 25) pero no con el campo de Phy que se desarrolla en la periferia del remolino (p.e. McGillicuddy Jr et al. (2007); Dufois et al. (2014); Mahadevan et al. (2008).

Consistente con los resultados obtenidos en nuestra investigación, Eden & Dietze (2009) reportan una reducción de la productividad primaria debido al decaimiento del remolino, que a su vez decrece la energía cinética y, por tanto, el suministro de nutrientes. En este estudio demostramos a través del análisis de las velocidades verticales del bombeo de Ekman que este proceso puede sostener parcialmente la productividad primaria en el núcleo de los remolinos anticiclónicos, como resultado del cambio en la parametrización del esfuerzo del viento.

De acuerdo con lo mencionado anteriormente, la distribución y alta concentración de NO_3 en el interior del remolino se explica por la combinación de los siguientes factores. Primero, la componente lineal de Ekman W_{EK_c} que induce un flujo vertical de nutrientes desde la capa fótica hacia la superficie. Segundo,

el aumento del trabajo del viento que es capaz de mezclar e influir en la estratificación del remolino. Tercero, posiblemente la mezcla vertical turbulenta, aunque no hemos incluido un análisis detallado, al observar el coeficiente de mezcla vertical (A_{kv}), podemos notar que la mezcla es más intensa en el interior del remolino en comparación con la periferia (Figura 30), lo que contribuye a una mayor concentración de NO_3 en la superficie dentro del remolino.

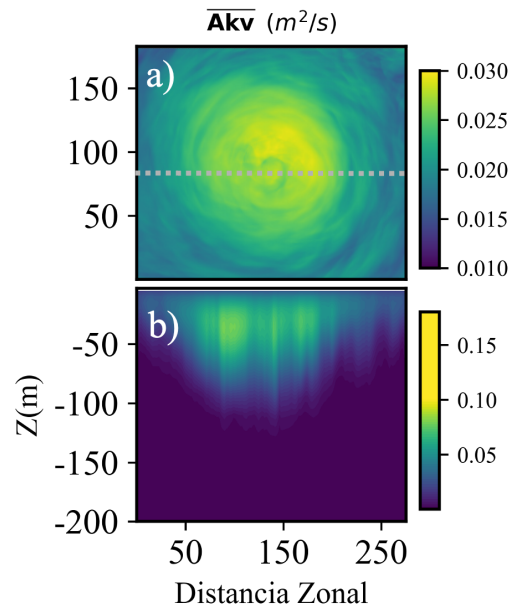


Figura 30. Promedio de 10 días del coeficiente de mezcla vertical (A_{kv} , $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) dentro del remolino con la parametrización del viento relativo. Inciso a) en superficie, donde la línea punteada gris indica el corte zonal del perfil vertical en b).

No obstante, la presencia de fitoplancton, clorofila y zooplancton en la periferia en lugar del núcleo del remolino (Figura 25), se atribuye a la advección horizontal. Cuando el remolino se desplaza hacia el oeste, el flujo de agua alrededor de su centro tiende a desplazar estas variables hacia la periferia, transportando así el fitoplancton desde el centro rico en nutrientes hacia las regiones exteriores del remolino. Otra razón que justifica la presencia de estas variables es que la periferia del remolino se encuentra más estratificada, esto permite exponer el fitoplancton a mayores intensidades de luz, favoreciendo la fotosíntesis y produciendo un mayor aumento de biomasa en la periferia del remolino (Chenillat et al., 2015; Lévy et al., 2012; Mahadevan, 2016).

Además, consideramos que las interacciones entre los procesos biológicos desempeñan un papel crucial en la respuesta de estas variables en la periferia del remolino. Por ejemplo, observamos que la tasa de crecimiento del fitoplancton (μ_0) supera a la tasa de pastoreo por parte del zooplancton (g_{max}). Esto implica un aumento en la biomasa del fitoplancton en la periferia del remolino, debido a que su capacidad

de reproducirse supera la velocidad a la que es consumido. Esta dinámica tiene efectos significativos en la distribución de las especies en la periferia del remolino, ya que promueve un aumento en la biomasa del zooplancton en la periferia, dado que el fitoplancton es su principal fuente de alimento.

Del mismo modo, los términos de la ecuación (13) que describen la evolución temporal del fitoplancton, también son factores que influyen en la baja concentración de Phy en el núcleo del remolino, tal como se observa en los resultados en la Figura 25. Aunque, los coeficientes de la tasa de mortalidad (m_p), agregación (τ) y hundimiento (w_{Phy}) no fueron evaluados, podemos especular que uno de estos sea máximo en el núcleo del remolino. Por ejemplo, el término de agregación (ecuación 13) puede ser el que controle la baja concentración de Phy en el centro del remolino derivado de la dependencia cuadrática con el Phy , término de la ecuación, $\tau(Sdet + Phy)Phy$. Por el contrario, la periferia del remolino, desde el punto de vista biogeoquímico, representa una región óptima donde las tasas de las fuentes son mayores con respecto a los sumideros.

Nuestros resultados también muestran que el aumento de zooplancton en la periferia, ocurre con un desfase de 10 días con respecto al aumento de fitoplancton. Esto es consistente con lo señalado por Lévy et al. (2012a), quienes indican que la velocidad en la que los nutrientes son transferidos hacia la capa fótica y la tasa de absorción del fitoplancton para producir un aumento de biomasa es del orden de 10 días. De esta manera proponemos que la distribución de fitoplancton y zooplancton puede ser sostenida por procesos físicos como la advección horizontal y la mayor disponibilidad de luz en la periferia a la que es expuesta el fitoplancton, además resaltamos la importancia del factor de la elevación de las isopícnas en la periferia, ya que elevan la nutriclina hacia aguas más someras, favoreciendo el aumento de biomasa en la periferia del remolino.

4.4. Trabajo a futuro

Al incluir la contribución de la corriente oceánica en la parametrización del esfuerzo del viento en el modelo alta resolución ROMS-Fennel, se obtuvieron resultados significativos en cuanto a la distribución de nutrientes de nitrato y de las variables biogeoquímicas. Sin embargo, proponemos realizar algunos cálculos adicionales y comparaciones con datos in situ podría ofrecer un panorama más completo y realista. Además, se exploran algunas posibles mejoras al modelo que se describen a continuación:

Del análisis de los resultados obtenidos del bombeo de Ekman inducido por remolinos, proponemos otra

manera de evaluar la contribución de cada una de sus componentes. Una aproximación para determinar si el término no lineal del bombeo de Ekman es poco significativo, sería por medio del flujo de nutrientes multiplicando cada una de las componentes del bombeo de Ekman. Esto nos permitiría cuantificar la diferencia en el suministro de nutrientes generado por cada una de las componente. Es posible que encontremos que el bombeo no lineal contribuye con pequeñas contribuciones positivas.

Con el objetivo de proporcionar una visión más clara de la distribución de fitoplancton, zooplancton y clorofila en la periferia del remolino, se sugiere analizar la distribución horizontal de la estratificación. Investigaciones previas (Chenillat et al., 2015; Lévy et al., 2012a; Mahadevan, 2016), reportan que las regiones de mayor estratificación tienden a exponer el fitoplancton a intensidades de luz más altas, lo que favorece la fotosíntesis y conduce a un mayor crecimiento de la biomasa.

Además, este trabajo propone estudiar , las complejas interacciones entre los remolinos oceánicos y el viento, que generan una respuesta dinámica tanto física como biogeoquímica. Compleja de estudiar por la variabilidad espacio-temporal del fitoplancton, la advección de nutrientes y los diversos mecanismos que pueden influir en la modulación de los nutrientes en el océano.

Uno de los hallazgos significativos, es la presencia de una subducción con baja concentración de NO_3 (Figura 31) en la periferia oeste del remolino. Se desarrolla durante un periodo de 10 días, en el caso **Abs** (Figura 31 a y b), esta subducción inicia el día 41, mientras que en el caso **Rel** (Figura 31 c y d) comienza dos días más tarde, en el día 43. Esta subducción se intensifica en ambos casos conforme evoluciona durante el periodo de 10 días, hasta una profundidad de 400 m. No obstante, en el caso **Rel**, se observa concentraciones de nitrato menores en comparación con el caso **Abs** a mayores profundidades.

Este resultado se desarrolla exclusivamente durante este periodo de los 80 días de simulación. Únicamente se observa en la periferia oeste, y es importante notar que se genera después del evento intenso del *ww* en el día 39 (Figura 10).

Sugerimos que esta subducción (Figura 31) podría atribuirse a un conjunto de mecanismos: el trabajo del viento, la estructura del remolino, así como las inestabilidades baroclínicas y procesos asociados a la mezcla diapirna. Proponemos realizar investigaciones adicionales para demostrar los mecanismos propuestos y observar sus variaciones en respuesta a esta subducción, con el fin de ofrecer una explicación física fundamentada.

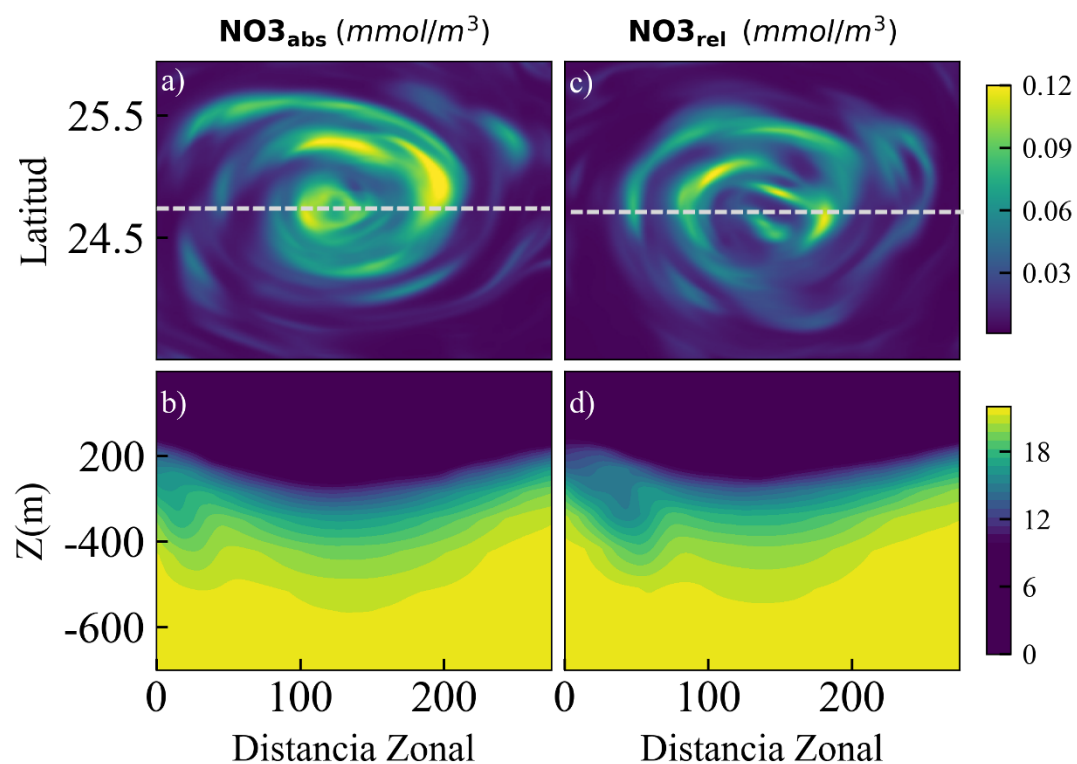


Figura 31. Nutrientes de NO_3 (mmol/m³) del día 50 interpolados espacialmente dentro del remolino, donde a) y c) en superficie para el caso **Abs** y **Rel** respectivamente. La línea punteada blanca indica el corte zonal del perfil vertical en b) y d) para el caso **Abs** y caso **Rel** respectivamente.

Capítulo 5. Conclusiones

En este estudio se analizó la distribución de concentración de nitrato y la evolución de la productividad primaria dentro de un remolino anticiclónico liberado de la Corriente de Lazo, derivado de la interacción remolino-viento. Esta tesis ayudó a comprender el mecanismo físico en gran parte responsable del ascenso de nutrientes. Del mismo modo, proporcionó una mejor comprensión del efecto del viento relativo en las variables biogeoquímicas en regiones oligotróficas, como las aguas abiertas del GoM.

Al inicio de esta investigación, el objetivo era determinar el efecto de la retroalimentación de las corrientes en la concentración de las variables biogeoquímicas, lo cual se cumplió por medio de dos simulaciones acopladas del modelo ROMS-Fennel de alta resolución. El análisis reveló que al no considerar la retroalimentación de la corriente, las variables biogeoquímicas se sobrestimaron un 8 %.

Este trabajo demostró la compleja interacción entre el viento y un remolino anticiclónico. Entre los principales efectos se encontró que el viento relativo amortigua el remolino, de modo que su radio disminuye. También, se identificó que el modelo que considera la parametrización del viento relativo disminuye un 28 % la energía cinética. Esto es consistente con la trayectoria del remolino, cuya propagación es menor en comparación con el caso **Abs**. No obstante reportamos que los análisis de la SSH demuestran una elevación de la superficie libre poco variable.

Se observó que el trabajo del viento es 11 % menor para el caso **Rel** con respecto al caso **Abs**, indicando un aumento en la estratificación del sistema. Esto se comprobó con el análisis de la Frecuencia de Brunt-Väisälä, concluimos que cuando el trabajo del viento aumenta, la estratificación disminuye. Además, se detectó que una mayor estratificación se correlaciona con altas concentraciones de clorofila.

A pesar de que la componente advectiva del bombeo de Ekman es un orden de magnitud mayor que la componente lineal, se consideró únicamente la componente lineal para explicar el transporte vertical de nutrientes en el centro del remolino anticiclónico debido a su mayor persistencia en el tiempo. No obstante, la distribución de las variables biogeoquímicas como fitoplancton y zooplancton se encuentran en la periferia del remolino y no en el centro. Esto sugiere que, si bien el mecanismo del bombeo de Ekman inducido por remolinos explica el ascenso de nutrientes en el centro del remolino, la advección horizontal hacia los bordes del remolino expone al fitoplancton a mayores tasas de luz, lo que favorece su crecimiento mediante la fotosíntesis y el consumo de nutrientes.

Debido a la corta escala de respuesta de las variables biogeoquímicas, la limitada disponibilidad de observaciones a resoluciones elevadas y los distintos mecanismos físicos efectivos en la distribución de

las variables que pueden ocurrir de forma simultánea (como p.e. mezcla vertical), no se descarta que existan otro tipo de mecanismos que pueden afectar la concentración de nutrientes. Se requiere un análisis más detallado para comprender mejor los flujos verticales de nutrientes que resultan en un aumento de la productividad primaria en el centro de un remolino anticiclónico.

Literatura citada

- Amedo, C., Villanoy, C., & Udarbe-Walker, M. (2002). Indicators of upwelling at the northern bicol shelf. *UPV J. Nat. Sci*, 7(1&2), 42–52. https://www.researchgate.net/profile/Charina-Lyn-Repollo/publication/330634673_Indicators_of_Upwelling_at_the_Northern_Bicol_Shelf/links/5e2a6301a6fdcc70a14662ef/Indicators-of-Upwelling-at-the-Northern-Bicol-Shelf.pdf.
- Anderson, L. A., McGillicuddy Jr, D. J., Maltrud, M. E., Lima, I. D., & Doney, S. C. (2011). Impact of eddy–wind interaction on eddy demographics and phytoplankton community structure in a model of the north atlantic ocean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 52(1-2), 80–94. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2011.01.003>.
- Barceló-Llull, B., Pascual, A., Mason, E., & Mulet, S. (2018). Comparing a multivariate global ocean state estimate with high-resolution in situ data: an anticyclonic intrathermocline eddy near the canary islands. *Frontiers in Marine Science*, 5, 66. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00066>.
- Biggs, D., Fargion, G., Hamilton, P., & Leben, R. (1996). Cleavage of a gulf of mexico loop current eddy by a deep water cyclone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C9), 20629–20641. <https://doi.org/10.1029/96JC01078>.
- Boyer, T. P., Antonov, J. I., Baranova, O. K., Garcia, H. E., Johnson, D. R., Mishonov, A. V., O'Brien, T. D., Seidov, D., Smolyar, I., Zweng, M. M., et al. (2013). World ocean database 2013. In *WOD13*.
- Bunge, L., Ochoa, J., Badan, A., Candela, J., & Sheinbaum, J. (2002). Deep flows in the yucatan channel and their relation to changes in the loop current extension. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C12), 26–1. <https://doi.org/10.1029/2001JC001256>.
- Capet, X., McWilliams, J. C., Molemaker, M. J., & Shchepetkin, A. F. (2008). Mesoscale to submesoscale transition in the california current system. part i: Flow structure, eddy flux, and observational tests. *Journal of physical oceanography*, 38(1), 29–43. <https://doi.org/10.1175/2007JP03671.1>.
- Chelton, D. B., Gaube, P., Schlax, M. G., Early, J. J., & Samelson, R. M. (2011). The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll. *Science*, 334(6054), 328–332. <https://doi.org/10.1126/science.1208897>.
- Chen, K., Gaube, P., & Pallàs-Sanz, E. (2020). On the vertical velocity and nutrient delivery in warm core rings. *Journal of Physical Oceanography*, 50(6), 1557–1582. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0239.1>.
- Chenillat, F., Franks, P. J., Rivière, P., Capet, X., Grima, N., & Blanke, B. (2015). Plankton dynamics in a cyclonic eddy in the southern california current system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(8), 5566–5588. <https://doi.org/10.1002/2015JC010826>.
- Chereskin, T. & Price, J. (2001). Ekman transport and pumping. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 809–815. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0155>.
- Cushman-Roisin, B. & Beckers, J.-M. (2011). *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects*. Academic press.
- da Silva, A. M., Young, C. C., & Levitus, S. (1994). Atlas of surface marine data 1994, volume 4: Anomalies of fresh water fluxes. In *Atlas*.
- Damien, P., Pasqueron de Fommervault, O., Sheinbaum, J., Jouanno, J., Camacho-Ibar, V. F., & Duteil, O. (2018). Partitioning of the open waters of the gulf of mexico based on the seasonal and interannual variability of chlorophyll concentration. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(4), 2592–2614. <https://doi.org/10.1002/2017JC013456>.

- Damien, P., Sheinbaum, J., Pasqueron de Fommervault, O., Jouanno, J., Linacre, L., & Duteil, O. (2021). Do loop current eddies stimulate productivity in the gulf of mexico? *Biogeosciences*, 18(14), 4281–4303. <https://doi.org/10.5194/bg-18-4281-2021>.
- De Souza, J. M. A. C., Powell, B., Castillo-Trujillo, A. C., & Flament, P. (2015). The vorticity balance of the ocean surface in hawaii from a regional reanalysis. *Journal of Physical Oceanography*, 45(2), 424–440. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0074.1>.
- Dee, D., Balmaseda, M., Balsamo, G., Engelen, R., Simmons, A., & Thépaut, J.-N. (2014). Toward a consistent reanalysis of the climate system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(8), 1235–1248. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00043.1>.
- Dewar, W. K. & Flierl, G. R. (1987). Some effects of the wind on rings. *Journal of physical oceanography*, 17(10), 1653–1667. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017%3C1653:SEOTW0%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017%3C1653:SEOTW0%3E2.0.CO;2).
- Dufois, F., Hardman-Mountford, N. J., Greenwood, J., Richardson, A. J., Feng, M., Herbette, S., & Matear, R. (2014). Impact of eddies on surface chlorophyll in the south indian ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(11), 8061–8077. <https://doi.org/10.1002/2014JC010164>.
- Dufois, F., Hardman-Mountford, N. J., Greenwood, J., Richardson, A. J., Feng, M., & Matear, R. J. (2016). Anticyclonic eddies are more productive than cyclonic eddies in subtropical gyres because of winter mixing. *Science advances*, 2(5), e1600282. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1600282>.
- Duhaut, T. H. & Straub, D. N. (2006). Wind stress dependence on ocean surface velocity: Implications for mechanical energy input to ocean circulation. *Journal of physical oceanography*, 36(2), 202–211. <https://doi.org/10.1175/JPO2842.1>.
- Eden, C. & Dietze, H. (2009). Effects of mesoscale eddy/wind interactions on biological new production and eddy kinetic energy. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C5). <https://doi.org/10.1029/2008JC005129>.
- Egbert, G. D. & Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic technology*, 19(2), 183–204. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<0183:EIM0B0>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183:EIM0B0>2.0.CO;2).
- Eppley, R. W. (1972). Temperature and phytoplankton growth in the sea. *Fish. bull*, 70(4), 1063–1085.
- Estrada-Allis, S., Barceló-Llull, B., Pallàs-Sanz, E., Rodríguez-Santana, A., Souza, J., Mason, E., McWilliams, J. C., & Sangrà, P. (2019). Vertical velocity dynamics and mixing in an anticyclone near the canary islands. *Journal of Physical Oceanography*, 49(2), 431–451. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0156.1>.
- Estrada-Allis, S. N., Sheinbaum Pardo, J., Azevedo Correia de Souza, J. M., Enríquez Ortiz, C. E., Mariño Tapia, I., & Herrera-Silveira, J. A. (2020). Dissolved inorganic nitrogen and particulate organic nitrogen budget in the yucatán shelf: Driving mechanisms through a physical–biogeochemical coupled model. *Biogeosciences*, 17(4), 1087–1111. <https://doi.org/10.5194/bg-17-1087-2020>.
- Evans, G. T. & Parslow, J. S. (1985). A model of annual plankton cycles. *Biological oceanography*, 3(3), 327–347. <https://doi.org/10.1080/01965581.1985.10749478>.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J., Grachev, A. A., & Edson, J. B. (2003). Bulk parameterization of air–sea fluxes: Updates and verification for the coare algorithm. *Journal of climate*, 16(4), 571–591. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BP0ASF>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BP0ASF>2.0.CO;2).

- Falkowski, P. (2013). *Primary productivity in the sea*, volume 19. Springer Science & Business Media.
- Falkowski, P., Scholes, R., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., Gruber, N., Hibbard, K., Högberg, P., Linder, S., et al. (2000). The global carbon cycle: a test of our knowledge of earth as a system. *science*, 290(5490), 291–296. <https://doi.org/10.1126/science.290.5490.291>.
- Fasham, M. J. (2003). *Ocean biogeochemistry: the role of the ocean carbon cycle in global change*. Springer Science & Business Media.
- Fasham, M. J., Ducklow, H. W., & McKelvie, S. M. (1990). A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, 48(3), 591–639. https://elischolar.library.yale.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=2980&context=journal_of_marine_research.
- Fennel, K., Hetland, R., Feng, Y., & DiMarco, S. (2011). A coupled physical-biological model of the northern gulf of mexico shelf: model description, validation and analysis of phytoplankton variability. *Biogeosciences*, 8(7), 1881–1899. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1881-2011>.
- Fennel, K., Wilkin, J., Levin, J., Moisan, J., O'Reilly, J., & Haidvogel, D. (2006). Nitrogen cycling in the middle atlantic bight: Results from a three-dimensional model and implications for the north atlantic nitrogen budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(3). <https://doi.org/10.1029/2005GB002456>.
- Ferry, N., Parent, L., Garric, G., Drevillon, M., Desportes, C., Bricaud, C., & Hernandez, F. (2012). Scientific validation report (scvr) for reprocessed analysis and reanalysis. *MyOcean project report, MYO-WP04-ScCV-rea-MERCATOR-V1. 0, Toulouse, France*.
- Gaube, P., Chelton, D. B., Samelson, R. M., Schlax, M. G., & O'Neill, L. W. (2015). Satellite observations of mesoscale eddy-induced ekman pumping. *Journal of Physical Oceanography*, 45(1), 104–132. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0032.1>.
- Gaube, P., Chelton, D. B., Strutton, P. G., & Behrenfeld, M. J. (2013). Satellite observations of chlorophyll, phytoplankton biomass, and ekman pumping in nonlinear mesoscale eddies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(12), 6349–6370. <https://doi.org/10.1002/2013JC009027>.
- Gaube, P., McGillicuddy Jr, D. J., Chelton, D. B., Behrenfeld, M. J., & Strutton, P. G. (2014). Regional variations in the influence of mesoscale eddies on near-surface chlorophyll. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(12), 8195–8220. <https://doi.org/10.1002/2014JC010111>.
- Haidvogel, D. B., Arango, H., Budgell, W. P., Cornuelle, B. D., Curchitser, E., Di Lorenzo, E., Fennel, K., Geyer, W. R., Hermann, A. J., Lanerolle, L., et al. (2008). Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system. *Journal of computational physics*, 227(7), 3595–3624. <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.06.016>.
- He, Q., Zhan, H., Cai, S., & Zha, G. (2016). On the asymmetry of eddy-induced surface chlorophyll anomalies in the southeastern pacific: The role of eddy-ekman pumping. *Progress in Oceanography*, 141, 202–211. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.12.012>.
- He, Q., Zhan, H., Shuai, Y., Cai, S., Li, Q. P., Huang, G., & Li, J. (2017). Phytoplankton bloom triggered by an anticyclonic eddy: The combined effect of eddy-ekman pumping and winter mixing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(6), 4886–4901. <https://doi.org/10.1002/2017JC012763>.
- Hughes, C. W. & Wilson, C. (2008). Wind work on the geostrophic ocean circulation: An observational study of the effect of small scales in the wind stress. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C2). <https://doi.org/10.1029/2007JC004371>.

- Hunter, P. & Macnab, R. (2003). The gebco digital atlas published by the british oceanographic data centre on behalf of ioc and iho. *North Atlantic region*.
- Hurlburt, H. E. & Thompson, J. D. (1982). *The dynamics of the Loop Current and shed eddies in a numerical model of the Gulf of Mexico*, volume 34. Elsevier.
- Kilpatrick, K., Podesta, G., & Evans, R. (2001). Overview of the noaa/nasa advanced very high resolution radiometer pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C5), 9179–9197. <https://doi.org/10.1029/1999JC000065>.
- Kirk, J. T. (1994). *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge university press.
- Klein, P. & Lapeyre, G. (2009). The oceanic vertical pump induced by mesoscale and submesoscale turbulence. *Annual review of marine science*, 1, 351–375. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704>.
- Large, W. G., McWilliams, J. C., & Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of geophysics*, 32(4), 363–403. <https://doi.org/10.1029/94RG01872>.
- Larrañaga, M., Renault, L., & Jouanno, J. (2022). Partial control of the gulf of mexico dynamics by the current feedback to the atmosphere. *Journal of Physical Oceanography*, 52(10), 2515–2530. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0271.1>.
- Laws, E. A. & Bannister, T. (1980). Nutrient-and light-limited growth of thalassiosira fluviatilis in continuous culture, with implications for phytoplankton growth in the ocean 1. *Limnology and Oceanography*, 25(3), 457–473. <https://doi.org/10.4319/lo.1980.25.3.0457>.
- Leben, R. R. (2005). Altimeter-derived loop current metrics. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 161, 181. https://storm.colorado.edu/~milliff/ATOC-6020-814/Lectures/CH14_Leben.pdf.
- Lee-Sánchez, E., Camacho-Ibar, V. F., Velásquez-Aristizábal, J. A., Valencia-Gasti, J. A., & Samperio-Ramos, G. (2022). Impacts of mesoscale eddies on the nitrate distribution in the deep-water region of the gulf of mexico. *Journal of Marine Systems*, 229, 103721. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2022.103721>.
- Lévy, M. (2008). The modulation of biological production by oceanic mesoscale turbulence. *Transport and mixing in geophysical flows*, 219–261. https://doi.org/10.1007/978-3-540-75215-8_9.
- Lévy, M., Ferrari, R., Franks, P. J., Martin, A. P., & Rivière, P. (2012a). Bringing physics to life at the submesoscale. *Geophysical Research Letters*, 39(14). <https://doi.org/10.1029/2012GL052756>.
- Lévy, M., Franks, P. J., & Smith, K. S. (2018). The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems. *Nature communications*, 9(1), 1–16. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07059-3>.
- Lévy, M., Iovino, D., Resplandy, L., Klein, P., Madec, G., Tréguier, A.-M., Masson, S., & Takahashi, K. (2012b). Large-scale impacts of submesoscale dynamics on phytoplankton: Local and remote effects. *Ocean Modelling*, 43, 77–93. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.003>.
- Lévy, M., Klein, P., & Treguier, A.-M. (2001). Impact of sub-mesoscale physics on production and subduction of phytoplankton in an oligotrophic regime. *Journal of marine research*, 59(4), 535–565. https://elischolar.library.yale.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=3400&context=journal_of_marine_research.

- Mahadevan, A. (2014). Eddy effects on biogeochemistry. *Nature*, 506(7487), 168–169. <https://doi.org/10.1038/nature13048>.
- Mahadevan, A. (2016). The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton. *Annual review of marine science*, 8, 161–184. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015912>.
- Mahadevan, A. & Archer, D. (2000). Modeling the impact of fronts and mesoscale circulation on the nutrient supply and biogeochemistry of the upper ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C1), 1209–1225. <https://doi.org/10.1029/1999JC900216>.
- Mahadevan, A., Thomas, L. N., & Tandon, A. (2008). Comment on " eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms". *science*, 320(5875), 448–448. <https://doi.org/10.1126/science.1152111>.
- Martin, A. P. & Richards, K. J. (2001). Mechanisms for vertical nutrient transport within a north atlantic mesoscale eddy. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 48(4-5), 757–773. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00096-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00096-5).
- McGillicuddy, D., Ledwell, J., & Anderson, L. (2008). Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms. *Science*, 1(5875), 829. <https://doi.org/10.1126/science.1136256>.
- McGillicuddy, D. J. (2016). Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale. *Annu. Rev. Mar. Sci*, 8(1), 125–159. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015606>.
- McGillicuddy Jr, D., Anderson, L., Doney, S., & Maltrud, M. (2003). Eddy-driven sources and sinks of nutrients in the upper ocean: Results from a 0.1 resolution model of the north atlantic. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2). <https://doi.org/10.1029/2002GB001987>.
- McGillicuddy Jr, D. & Robinson, A. (1997). Eddy-induced nutrient supply and new production in the sargasso sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 44(8), 1427–1450. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00024-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00024-1).
- McGillicuddy Jr, D. J., Anderson, L. A., Bates, N. R., Bibby, T., Buesseler, K. O., Carlson, C. A., Davis, C. S., Ewart, C., Falkowski, P. G., Goldthwait, S. A., et al. (2007). Eddy/wind interactions stimulate extraordinary mid-ocean plankton blooms. *Science*, 316(5827), 1021–1026. <https://doi.org/10.1126/science.1136256>.
- McWilliams, J. C., Gula, J., Molemaker, M. J., Renault, L., & Shchepetkin, A. F. (2015). Filament frontogenesis by boundary layer turbulence. *Journal of Physical Oceanography*, 45(8), 1988–2005. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0211.1>.
- Mellor, G. L. & Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20(4), 851–875. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>.
- Oey, L., Ezer, T., & Lee, H. (2005). Loop current, rings and related circulation in the gulf of mexico: A review of numerical models and future challenges. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 161, 31. http://www.ccpo.odu.edu/~tezer/PAPERS/2005_AGU_GOM.pdf.
- Omand, M. M. & Mahadevan, A. (2015). The shape of the oceanic nitracline. *Biogeosciences*, 12(11), 3273–3287. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3273-2015>.
- Oschlies, A. & Garçon, V. (1998). Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the north atlantic ocean. *Nature*, 394(6690), 266–269. <https://doi.org/10.1038/28373>.

- Parker, R. (1993). Dynamic models for ammonium inhibition of nitrate uptake by phytoplankton. *Ecological Modelling*, 66(1-2), 113–120. [https://doi.org/10.1016/0304-3800\(93\)90042-Q](https://doi.org/10.1016/0304-3800(93)90042-Q).
- Pasqueron de Fommervault, O., Perez-Brunius, P., Damien, P., Camacho-Ibar, V. F., & Sheinbaum, J. (2017). Temporal variability of chlorophyll distribution in the gulf of mexico: bio-optical data from profiling floats. *Biogeosciences*, 14(24), 5647–5662. <https://doi.org/10.5194/bg-14-5647-2017>.
- Renault, L., Masson, S., Arsouze, T., Madec, G., & McWilliams, J. C. (2020). Recipes for how to force oceanic model dynamics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(2), e2019MS001715. <https://doi.org/10.1029/2019MS001715>.
- Renault, L., McWilliams, J. C., & Masson, S. (2017). Satellite observations of imprint of oceanic current on wind stress by air-sea coupling. *Scientific reports*, 7(1), 17747. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-17939-1>.
- Renault, L., Molemaker, M. J., Gula, J., Masson, S., & McWilliams, J. C. (2016a). Control and stabilization of the gulf stream by oceanic current interaction with the atmosphere. *Journal of Physical Oceanography*, 46(11), 3439–3453. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0115.1>.
- Renault, L., Molemaker, M. J., McWilliams, J. C., Shchepetkin, A. F., Lemarié, F., Chelton, D., Illig, S., & Hall, A. (2016b). Modulation of wind work by oceanic current interaction with the atmosphere. *Journal of Physical Oceanography*, 46(6), 1685–1704. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0232.1>.
- Risien, C. M. & Chelton, D. B. (2008). A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of quikscat scatterometer data. *Journal of Physical Oceanography*, 38(11), 2379–2413. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3881.1>.
- Sakshaug, E., Andresen, K., & Kiefer, D. A. (1989). A steady state description of growth and light absorption in the marine planktonic diatom *Skeletonema costatum*. *Limnology and Oceanography*, 34(1), 198–205. <https://doi.org/10.4319/lo.1989.34.1.0198>.
- Sanson, L. Z. & Provenzale, A. (2009). The effects of abrupt topography on plankton dynamics. *Theoretical population biology*, 76(4), 258–267. <https://doi.org/10.1016/j.tpb.2009.08.004>.
- Seitzinger, S. P. & Giblin, A. E. (1996). Estimating denitrification in north atlantic continental shelf sediments. *Nitrogen cycling in the North Atlantic Ocean and its watersheds*, 235–260. https://doi.org/10.1007/978-94-009-1776-7_7.
- Shchepetkin, A. F. & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (roms): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean modelling*, 9(4), 347–404. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>.
- Sheinbaum, J., Athié, G., Candela, J., Ochoa, J., & Romero-Arteaga, A. (2016). Structure and variability of the yucatan and loop currents along the slope and shelf break of the yucatan channel and campeche bank. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 76, 217–239. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2016.08.001>.
- Sheinbaum, J., Ochoa, J., Candela, J., & Badan, A. (2010). Full-water column current observations in the western gulf of mexico: Final report. *US Dept. of the Interior, Bureau of Ocean Energy Management, Regulation, and Enforcement, Gulf of Mexico OCS Region, New Orleans, LA. OCS Study BOEMRE*, 44. https://www.researchgate.net/profile/Jose-Ochoa-De-La-Torre/publication/328875690_Full-Water_Column_Current_Observations_in_the_Western_Gulf_of_Mexico/links/5be88069299bf1124fcc209e/Full-Water-Column-Current-Observations-in-the-Western-Gulf-of-Mexico.pdf.

- Siegel, D. A., Peterson, P., McGillicuddy Jr, D., Maritorena, S., & Nelson, N. (2011). Bio-optical footprints created by mesoscale eddies in the sargasso sea. *Geophysical Research Letters*, 38(13). <https://doi.org/10.1029/2011GL047660>.
- Stern, M. E. (1965). Interaction of a uniform wind stress with a geostrophic vortex. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 12, 355–367. Elsevier. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(65\)90007-0](https://doi.org/10.1016/0011-7471(65)90007-0).
- Tenreiro, M., Candela, J., Sanz, E. P., Sheinbaum, J., & Ochoa, J. (2018). Near-surface and deep circulation coupling in the western gulf of mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 48(1), 145–161. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0018.1>.
- Torres, H. S., Klein, P., Wang, J., Wineteer, A., Qiu, B., Thompson, A. F., Renault, L., Rodriguez, E., Menemenlis, D., Molod, A., et al. (2022). Wind work at the air-sea interface: a modeling study in anticipation of future space missions. *Geoscientific Model Development*, 15(21), 8041–8058. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-8041-2022>.
- Troupin, C., Barth, A., Sirjacobs, D., Ouberdous, M., Brankart, J.-M., Brasseur, P., Rixen, M., Alvera-Azcárate, A., Belounis, M., Capet, A., et al. (2012). Generation of analysis and consistent error fields using the data interpolating variational analysis (diva). *Ocean Modelling*, 52, 90–101. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.05.002>.
- Velásquez-Aristizábal, J. A., Camacho-Ibar, V. F., Durazo, R., Valencia-Gasti, J. A., Lee-Sánchez, E., & Trasviña-Castro, A. (2022). Nitracentric/hydrographic classification and prediction of nitrate profiles for oceanographic stations under the influence of mesoscale eddies in the gulf of mexico. *Frontiers in Marine Science*, 9, 827574. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.827574>.
- Weisberg, R. H. & Liu, Y. (2017). On the loop current penetration into the gulf of mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(12), 9679–9694. <https://doi.org/10.1002/2017JC013330>.
- Wilder, T., Zhai, X., Munday, D., & Joshi, M. (2022). The response of a baroclinic anticyclonic eddy to relative wind stress forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 52(9), 2129–2142. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-22-0044.1>.
- Worley, S. J., Woodruff, S. D., Reynolds, R. W., Lubker, S. J., & Lott, N. (2005). Icoads release 2.1 data and products. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 25(7), 823–842. <https://doi.org/10.1002/joc.1166>.
- Xu, C., Zhai, X., & Shang, X.-D. (2016). Work done by atmospheric winds on mesoscale ocean eddies. *Geophysical Research Letters*, 43(23), 12–174. <https://doi.org/10.1002/2016GL071275>.
- Xue, Z., He, R., Fennel, K., Cai, W.-J., Lohrenz, S., & Hopkinson, C. (2013). Modeling ocean circulation and biogeochemical variability in the gulf of mexico. *Biogeosciences*, 10(11), 7219–7234. <https://doi.org/10.5194/bg-10-7219-2013>.
- Yelland, M., Moat, B., Taylor, P., Pascal, R., Hutchings, J., & Cornell, V. (1998). Wind stress measurements from the open ocean corrected for airflow distortion by the ship. *Journal of physical Oceanography*, 28(7), 1511–1526. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<1511:WSMFTO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<1511:WSMFTO>2.0.CO;2).
- Zavala Sansón, L., García-Martínez, I., & Sheinbaum, J. (2023). Nonlinear surface ekman effects on cyclonic and anticyclonic vortices. *Journal of Fluid Mechanics*, 971, A35. <https://doi.org/10.1017/jfm.2023.688>.

- Zeng, X., Li, Y., & He, R. (2015). Predictability of the loop current variation and eddy shedding process in the gulf of mexico using an artificial neural network approach. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 32(5), 1098–1111. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00176.1>.
- Zhai, X. & Greatbatch, R. J. (2007). Wind work in a model of the northwest atlantic ocean. *Geophysical research letters*, 34(4). <https://doi.org/10.1029/2006GL028907>.
- Zhai, X., Johnson, H. L., Marshall, D. P., & Wunsch, C. (2012). On the wind power input to the ocean general circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 42(8), 1357–1365. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-09.1>.
- Zhang, Y., Hu, C., Barnes, B. B., Liu, Y., Kourafalou, V. H., McGillicuddy Jr, D. J., Cannizzaro, J. P., English, D. C., & Lembke, C. (2023). Bio-optical, physical, and chemical properties of a loop current eddy in the gulf of mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(3), e2022JC018726. <https://doi.org/10.1029/2022JC018726>.
- Zhong, Y. & Bracco, A. (2013). Submesoscale impacts on horizontal and vertical transport in the gulf of mexico. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(10), 5651–5668. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20402>.

Anexos

Anexo A: Estimación de la profundidad de la MLD y la pycnoclina

En este anexo se presentan las salidas de la densidad (promedios diarios), para las diferentes parametrizaciones estudiadas cuyas entradas hidrodinámicas y biogeoquímicas han sido validadas previamente (Estrada-Allis et al., 2020). Además, por medio de este análisis se reporta una estimación de las profundidades en las que se observa la profundidad de la capa de mezcla (MLD, por sus siglas del inglés de "mixed layer depth") y la pycnoclina.

La Figura 32 presenta la evolución temporal de la variación de la densidad en la vertical del remolino para el caso absoluto (Figura 32a) y para el caso relativo (Figura 32b). En ambos casos, se realizó un análisis dentro del área del remolino delimitada por el contorno de 0.24 m a 400 m de profundidad, realizando un corte zonal sobre el remolino de ambos caos. El perfil vertical de la densidad (Figura 32c) se calculó realizando un promedio temporal y espacial. La profundidad de la capa de mezcla promedio para ambos casos es de aproximadamente 75 m de profundidad y la pycnoclina entre 100 m y 250 m de profundidad.

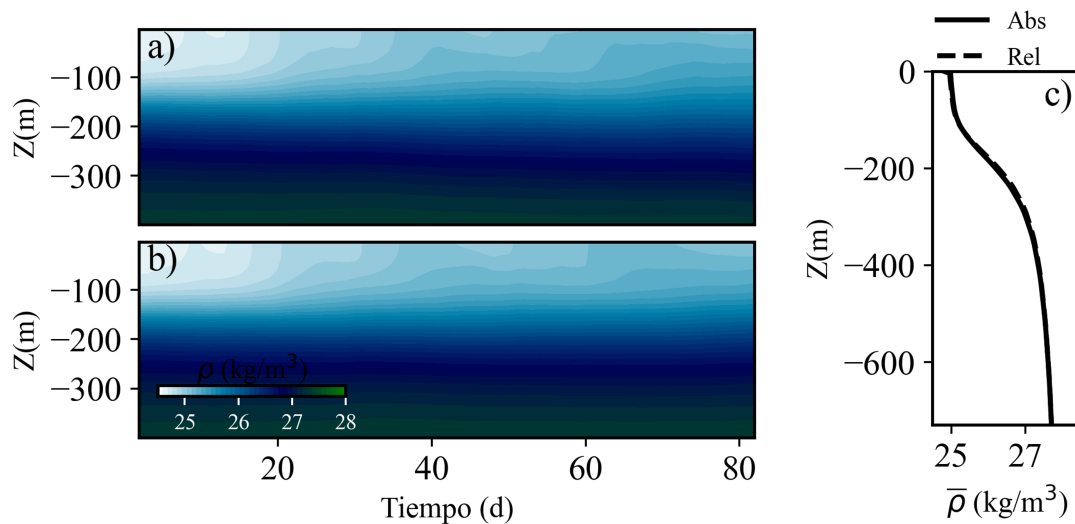


Figura 32. Evolución temporal de la densidad (ρ , kg/m^3) dentro del remolino para el caso **Abs** en a) y para el caso **Rel** en b). El perfil vertical promediado en el tiempo a 800 m de profundidad en c) línea sólida para el caso **Abs** y línea punteada para el caso **Rel**.

Como referencia, recordemos que en la capa de mezcla, la densidad del agua tiende a ser más homogénea debido a los procesos de mezcla que igualan las propiedades del agua, como la temperatura y la salinidad. Como se observa, en la Figura 32c en los primeros metros de profundidad. Sin embargo, por debajo de la capa de mezcla, típicamente encontramos la pycnoclina, una región donde la densidad del agua

experimenta cambios rápidos con la profundidad. En la pycnoclina, la densidad aumenta rápidamente debido a las variaciones en la salinidad y la temperatura, como se aprecia en el perfil vertical de la Figura 32c, específicamente entre los 100 y 200 metros de profundidad.

Para determinar la profundidad del remolino en los cálculos del radio y volumen, se analizaron las propiedades termohalinas y se observaron cambios poco significativos por debajo de los 500 metros de profundidad (Figura 32c). Por lo tanto, se definió la base del remolino a una profundidad de 800 metros para evaluar sus propiedades. Por otro lado, el radio del remolino y volumen es consistente con lo reportado en estudios observacionales dentro de remolinos liberados de la Corriente de Lazo (Sheinbaum et al., 2010; Oey et al., 2005).

Anexo B: Validación dinámica del modelo anidado de alta resolución

Este estudio se llevó a cabo utilizando un modelo anidado en el centro del Golfo de México (GoM), cuyas entradas hidrodinámicas y biogeoquímicas fueron previamente validadas (Estrada-Allis et al., 2020). En este anexo, presentamos un resumen de la validación dinámica del modelo anidado de alta resolución con una resolución de 1 km. Este resumen proporciona una estimación de cómo el modelo representa las características básicas de la circulación en el GoM. Es importante señalar que el modelo no pretende reproducir de manera realista eventos como el desprendimiento de remolinos de la Corriente de Lazo (LCE), ya que no incorpora asimilación de datos. En su lugar, el objetivo principal del modelo es capturar las características típicas de un LCE.

Las mediciones de variables y perfiles que se presentan fueron adquiridas dentro del remolino, utilizando el contorno SSH de 0.24 m. Es importante destacar que la selección del contorno del remolino podría realizarse mediante otros métodos, como la evaluación de la vorticidad. Sin embargo, por razones de intercomparación con otros estudios (p.e. Leben (2005)), optamos por la elección del contorno de SSH.

El radio promedio para el caso **Abs** es de 78 km, mientras que para el caso **Rel** es de 66 km. De igual forma, el volumen promedio para el caso **Abs** es del orden de $16 \times 10^3 \text{ km}^3$ y para el caso **Rel** es del orden de $11 \times 10^3 \text{ km}^3$. A continuación se presenta el radio y volumen para las condiciones iniciales, para un tiempo medio y para el último día de la simulación (Tabla 4)

Tabla 4. Radio y volumen dentro del remolino

	Radio Abs (km)	Radio Rel (km)	Volumen Abs (km^3)	Volumen Rel (km^3)
Día 02	58	58	8×10^3	8×10^3
Día 42	80	69	16×10^3	12×10^3
Día 82	89	69	20×10^3	12×10^3
Promedio	78	66	16×10^3	11×10^3

El radio del remolino y volumen de este estudio son consistentes con lo que se ha reportado en otros trabajos, no obstante el modelo subestima el radio ya que en remolinos anticiclónicos liberados de la Corriente de lazo (LCE) tienen diámetros entre 200-300 km (Biggs et al., 1996; Hurlburt & Thompson, 1982) y un radio de 100-150 km (Oey et al., 2005; Zeng et al., 2015). El modelo representa dinámicamente la propagación hacia el oeste adecuadamente.

El análisis del perfil vertical promedio temporal de NO_3 dentro del remolino (Figura 33) indica que la nitracina se encuentra a una profundidad de 100 metros, donde la concentración de nitrato experimenta

un cambio de 0.7 a 1 mmol por m^3 . Al comparar estos resultados con investigaciones en el GoM, se destaca un hallazgo importante: el modelo logra capturar y replicar las características de la nitraclina en estas estructuras. Este resultado ha sido resaltado por Velásquez-Aristizábal et al. (2022); Lee-Sánchez et al. (2022); Pasqueron de Fommervault et al. (2017), quienes han informado que la nitraclina generalmente se encuentra entre los 100-120 m de profundidad.

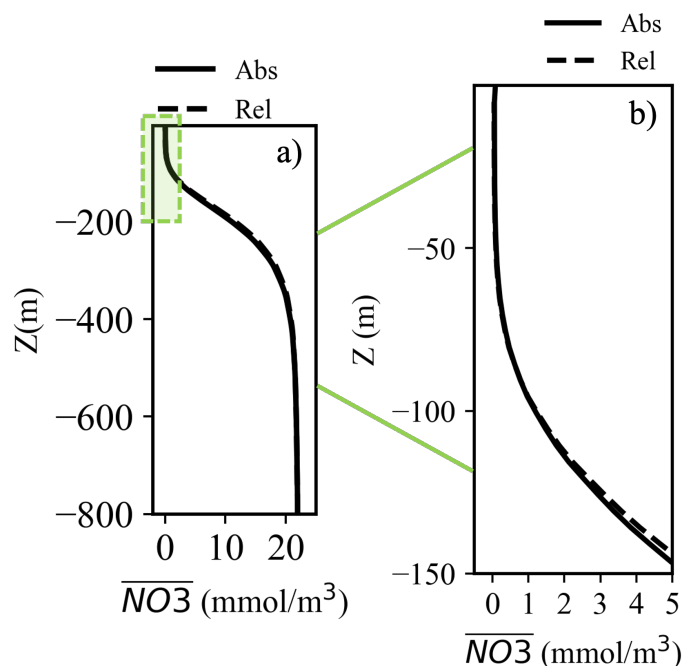


Figura 33. Perfil vertical de nitrato (NO_3 , mmol/m^3) promediado en el tiempo dentro del remolino para el caso **Abs** (línea sólida) y para el caso **Rel** (línea punteada), para a) perfil a 800 m de profundidad y en b) perfil en los primeros 200 m de profundidad.

De la misma forma evaluamos el perfil promedio de Chl dentro del remolino, promediado en el tiempo en el cual el valor máximo profundo de clorofila (DCM) es bien representado por el modelo, al compararlo con otros estudios dentro del GoM (Pasqueron de Fommervault et al., 2017; Damien et al., 2018). A pesar de que la clorofila esta sobreestimada en superficie, el modelo reproduce el DCM con un valor de 0.3 mgChl/m^3 se encuentra a 80 m de profundidad (Figura 34), consistente con (Zhang et al., 2023) aunque un poco más somero que los observados.

En adición a la comparación del perfil de Chl también se evaluaron los perfiles verticales promediados en el tiempo de Phy y Zoo (Figura 35), en el cual los resultados muestran que el modelo es capaz de reproducir la concentración (Siegel et al., 2011; McGillicuddy Jr et al., 2007)

Resumiendo, el resultado de esta validación arroja que las variables dinámicas y biogeoquímicas están siendo bien representadas a pesar de las diferencias, lo cual puede ser resaltado por las inestabilidades que se producen al aumentar la resolución numérica.

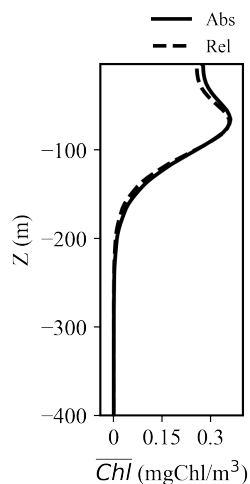


Figura 34. Perfil vertical de clorofila (Chl , mgChl/m^3) promediado en el tiempo dentro del remolino para el caso **Abs** (línea sólida) y para el caso **Rel** (línea punteada).

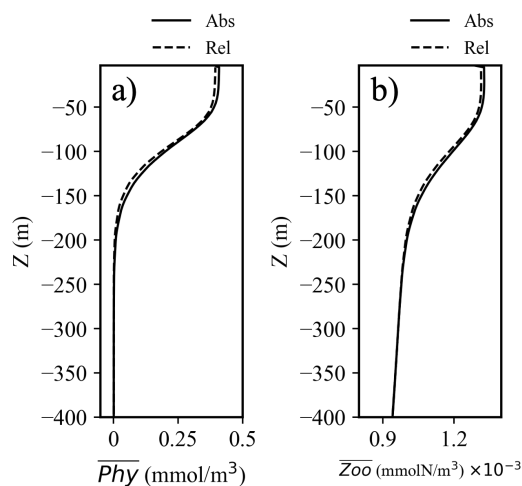


Figura 35. Perfil vertical promediado en el tiempo dentro del remolino para el caso **Abs** (línea sólida) y para el caso **Rel** (línea punteada). En a) perfil vertical de Phy (mmol/m^3) y en b) perfil vertical de Zoo (mmol/m^3).

Anexo C: Variación temporal del esfuerzo del viento

En este anexo se presentan las variaciones en el esfuerzo del viento para ambas parametrizaciones. El análisis consistió en evaluar la KE en todo el dominio del modelo durante los 80 días de simulación, superponiendo el campo de energía cinética con el esfuerzo del viento. El objetivo de esta sección es comprender mejor la dirección y el cambio espacial del esfuerzo del viento. Es importante resaltar que la respuesta de las variables biogeoquímicas al ww depende de la persistencia, intensidad y dirección del viento. Para poder analizar esos factores con mayor detalle, la Figura 36 muestra las variaciones temporales y espaciales del esfuerzo del viento sobre el campo de la KE del remolino.

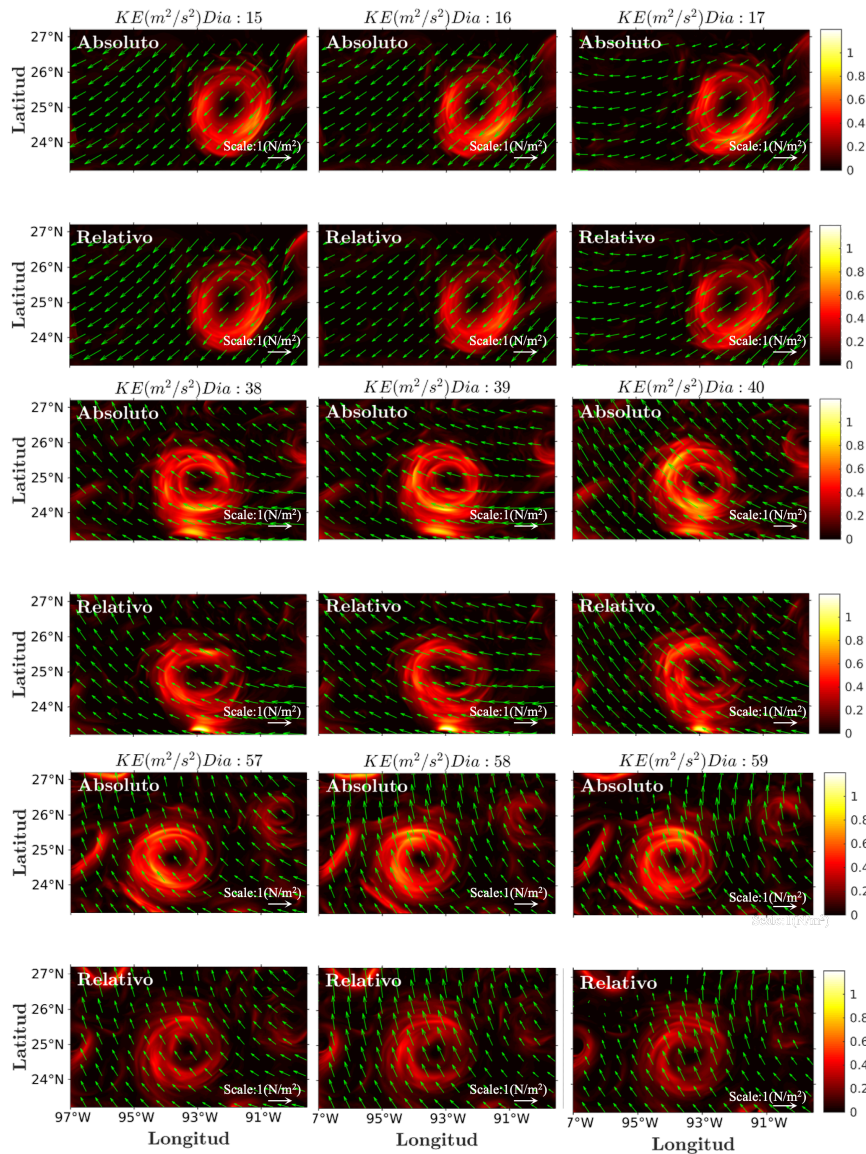


Figura 36. Mapas de la evolución del esfuerzo del viento (τ , N m^{-2}) sobre el campo de energía cinética (KE, m^2/s^2) en la simulación con el esfuerzo superficial parametrizado con el viento absoluto y relativo.

La Figura 36 muestra las variaciones temporales y espaciales del esfuerzo del viento (flechas de color verde) sobre el campo de energía cinética del remolino. La figura está compuesta por 9 paneles correspondientes a ambas simulaciones. Durante los días 15, 16 y 17, se observa una persistencia en la dirección del esfuerzo del viento hacia el noreste; en los días 38, 39 y 40, una dirección zonal; y finalmente, en los días 57, 58 y 59, se registra una dirección hacia el suroeste.