



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE INGENIERIA

“VALIDACIÓN DE CORRIENTES  
GEOSTRÓFICAS EN EL GOLFO DE MÉXICO”

**T E S I S**

PARA OBTENER EL TITULO DE:  
LICENCIADA EN INGENIERÍA GEOFÍSICA

**P R E S E N T A**

**LUZ ARELI ZÁRATE JIMÉNEZ**



DIRECTOR DE TESIS:  
DR. ÁNGEL RUIZ ANGULO

MÉXICO D.F.

JUNIO, 2015



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta 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.

*A mis padres,*

*Porque el trabajo de padre nunca tiene descanso*

## DEDICATORIA

A mis abuelos, Aurelio y Mercedes, por ser un ejemplo en mi vida, una inspiración y una motivación para superarme. Admiro su energía incesable y esas ganas de vivir.

A mis abuelos, José y Guadalupe †, por su gran calidad humana, su nobleza, su cariño y su gran fuerza espiritual.

A mi madre, por ese cálido corazón que da los gestos más amables a pesar de ser un día difícil, por ese inmenso amor, por la mujer fuerte y valiosa que eres. Porque ser madre, es ser bondad en la Tierra. Gracias por tu infinito amor y por saber ser una amiga.

A mi padre, por trabajar sin descanso día a día para que nada nos falte, por dar las mejores palabras y consejos de vida, por ser un guía en mi camino y en mi formación.

A Jorge, por tu infinita paciencia durante estos años, por ser un gran amigo y por darme momentos de mucha alegría.

A Moni, por tu nobleza y tu bondad, porque siempre has tenido un abrazo, unas palabras y un apapacho cuando lo he necesitado. Una hermana mayor es una segunda madre, y tú lo has hecho bien.

A mis madrinas, tíos, primos y sobrinos, por mantener unida a la familia, estar siempre a mi lado en mis triunfos, errores y momentos de debilidad. Gracias por su incondicional apoyo.

A América, por mostrarme el significado de la amistad y enseñarme que no existen límites cuando se quiere. Gracias por estar siempre y tener palabras de aliento y de motivación.

A Luis, por mejorar mi vida con tu presencia y por darme tanta felicidad. A tu lado nada me falta.

## AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Ángel Ruiz Angulo, por la dirección, ayuda, paciencia y confianza mostrada en la elaboración de este trabajo.

A mis sinodales, Dr. Jorge Zavala-Hidalgo, Dr Artemio Gallegos-García, Dr. Osvaldo Sánchez Zamora y Dr. Josue Tago Pacheco por sus valiosas aportaciones y buena disposición para atender a este trabajo.

Me gustaría también agradecer al Dr. James Ledwell (WHOI) por la oportunidad de participar en la campaña PE1405 así como a Daniel Torres (WHOI) por su gran ayuda al preparar los instrumentos. Además a los proyectos: PAPIIT IA101614 y al proyecto GISR: British Petroleum of The Gulf of Mexico Research Initiative, contract SA12-09/GoMRI-006.

A ExxonMobil por darme la oportunidad de formar parte de los becarios del programa ExxonMobil para la investigación, una experiencia inigualable, muy rica en conocimientos y sin lugar a dudas, de las mejores de mi vida.

A Nathaniel V. Hedman, por ser inspiración en este trabajo de tesis, por su tiempo y dedicación, por la pasión con la que se expresa y la energía que transmite, por ser un líder y ser ejemplo de que las casualidades no existen en esta vida.

Al grupo Interacción Océano-Atmósfera por su compromiso y sus aportaciones a este proyecto.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, de la que estoy muy orgullosa de pertenecer, y me ha dado todo desde el bachillerato.

A la Facultad de Ingeniería y mis profesores, por permitir mi desarrollo académico y por compartir sus conocimientos conmigo.

## ABSTRACT

This project presents a research of the currents in the interior and the North Platform of the Gulf of Mexico; 89 stations were sampled in order to get hydrographic measurements *in situ*.

A dual head Lowered Acoustic Doppler Current Profiler (LADCP) system was used simultaneously with a Conductivity-Temperature-Depth (CTD) sensor. As a result, vertical velocity profiles were obtained with the LADCP; then, its average was projected in the direction of the estimated geostrophic velocity profiles obtained with the CTD data for their comparison in a correlation plot, based on this, the regions where the geostrophic balance exists were determined by a high correlation coefficient.

Geostrophic balance is an idealization of the oceanic circulation, however the regions where geostrophic balance doesn't exist introduces a broader research topic, where finding the processes affecting these areas would help understand better the circulation.

## RESUMEN

En este trabajo se presenta una investigación de perfiles verticales de corrientes oceánicas del Golfo de México (GoM), a partir de mediciones hidrográficas y medidas *in situ*, abarcando 89 estaciones cerca de la plataforma norte del GoM y en el interior del mismo.

Se empleó un sistema simultáneo LADCP/CTD (*Lowered Acoustic Doppler Current Profiler/ Conductivity-Temperature-Depth*). El sistema de LADCP se utilizó para obtener perfiles verticales de velocidad y con los datos del sistema CTD se estimaron los perfiles de velocidades geostroficas correspondientes. El módulo de la velocidad geostrofica fue correlacionado con la proyección del promedio de la velocidad de LADCP medida, de modo que una correlación entre estas variables indica que se encuentran en balance geostrofico.

El balance geostrofico es una idealización de la circulación oceánica, sin embargo el hecho de que haya regiones que no presentan dicho balance abre pie a nuevas investigaciones para identificar qué procesos ocasionan que ciertas regiones del Golfo de México no se encuentren en balance geostrofico.

---

---

# CONTENIDO

---

---

DEDICATORIA.....	iv
AGRADECIMIENTOS.....	v
ABSTRACT.....	vi
RESUMEN.....	vii
CONTENIDO.....	1
INTRODUCCIÓN.....	2
ÁREA DE ESTUDIO.....	5
MARCO TEÓRICO.....	12
JUSTIFICACIÓN DE ESTE TRABAJO.....	17
ADQUISICIÓN DE DATOS.....	18
PRINCIPIO DE OPERACIÓN DEL CTD.....	20
PRINCIPIO DE OPERACIÓN DEL ADCP.....	21
SISTEMA LADCP.....	27
PROCESAMIENTO DE LADCP Y CTD.....	30
RESULTADOS.....	34
CONCLUSIONES.....	47
APÉNDICE.....	50
GLOSARIO.....	50
REFERENCIAS.....	52



## INTRODUCCIÓN

El conocimiento de las corrientes oceánicas, especialmente en el interior del océano, aún no es completo a pesar de que los modelos oceánicos empleados en la actualidad generan una representación apegada al comportamiento real de las corrientes. Por ello es de vital importancia que se realicen observaciones para medir directamente las corrientes con una buena resolución espacial y temporal. A través de las campañas oceanográficas, es posible realizar mediciones directas, y así obtener un mayor conocimiento sobre las corrientes en un área de estudio específica [*Gulf of Mexico Research initiative*, 2013].

En particular, los estudios sobre la circulación del Golfo de México han resultado de gran interés en la comunidad científica a partir el derrame petrolero ocurrido el 20 de abril de 2010 en el pozo petrolero Macondo MC252. Dicho pozo se encontraba ubicado costa afuera en Luisiana sobre la plataforma Deepwater Horizon y se encontraba a cargo de la compañía petrolera British Petroleum (BP). El impacto de dicho derrame dio lugar a un desastre ambiental, económico y social, calificado como el desastre más grande en aguas Norteamericanas después del accidente Exxon Valdez. [Graham, B., Reilly W.K., et al. 2011]. Estos sucesos dejaron claro que es importante establecer alianzas entre la industria, en especial el sector petrolero, y la comunidad científica para enfocar la atención en problemáticas potenciales y contribuir con la misión de las compañías interesadas en el control y respuesta a incidentes en el GoM.

La trayectoria del derrame de Macondo fue dominada por las corrientes superficiales y subsuperficiales. Sin embargo, existe una conexión importante entre el norte del Golfo y el estrecho de Florida mediante la Corriente del Lazo y los remolinos asociados a ésta. Por tal motivo, surgió la inquietud de que el derrame petrolero pudiera afectar a otras regiones del Golfo de México como el sur de éste o la plataforma continental del oeste [Graham, B., Reilly W.K., et al. 2011].

Por medio de observaciones satelitales y el uso de equipo de medición hidrográfica, como flotadores a la deriva superficiales (*drifters*), se concluyó que las corrientes y los vientos mantuvieron la mayor parte del petróleo en el interior del mar sin tocar tierra. Además, la presencia de un remolino evitó que la mancha de petróleo entrara a la Corriente del Lazo hacia los Cayos de Florida y con ello, posteriormente se incorporara al Atlántico. [Graham, B., Reilly W.K., et al. 2011, Brian Hamacher, 2010 ]. El pozo Macondo fue controlado 4 meses después, con lo que se estima que alrededor de 4 millones de barriles de petróleo (636 millones de litros) fueron derramados, aunque fue difícil de estimar con precisión la cantidad de aceite liberado [Graham, B., Reilly W.K., et al. 2011].

Como respuesta al daño ocasionado, BP destinó 500 millones de dólares para promover la investigación en el Golfo de México; como parte de este presupuesto surgió el *Gulf Integrated Spill Response Consortium* del que algunas instituciones colaboradoras son Texas A&M University y Woods Hole Oceanographic Institution. El consorcio tiene como objetivos principales desarrollar tecnologías para actuar ante derrames petroleros, buscando predecir las consecuencias ecológicas, así como estudiar la dinámica de las corrientes marinas superficiales y en el interior. Saber a dónde se dirigiría un derrame, ayudará a los planes de prevención, contingencia y mitigación de impacto ambiental de las instituciones a las que les compete [Gulf Integrated Spill Research Consortium, 2014]. Como parte de este proyecto, se realizó una campaña en Julio de 2013, PE1405, donde además de buscar la distribución del trazador  $CF_3SF_5$  inyectado un año antes (Figura 1), se obtuvieron perfiles de velocidad mediante un sistema LADCP/CTD. Estos datos permiten, por una parte, estimar el valor de la difusividad diapicna que se comparará contra los valores obtenidos con el trazador [Ledwell, et al. 2013] y por otra, determinar regiones geográficas en el GoM.

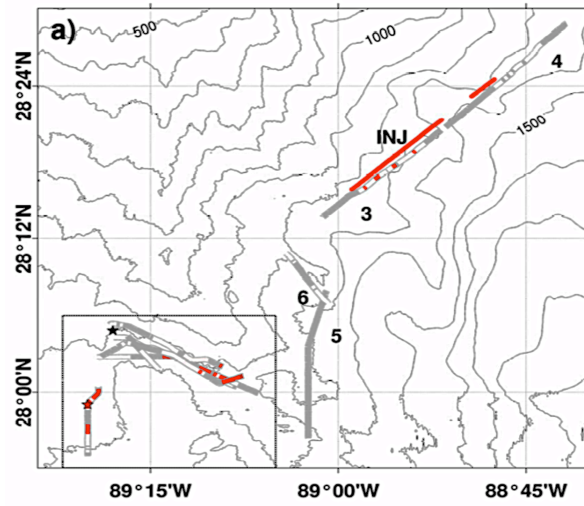
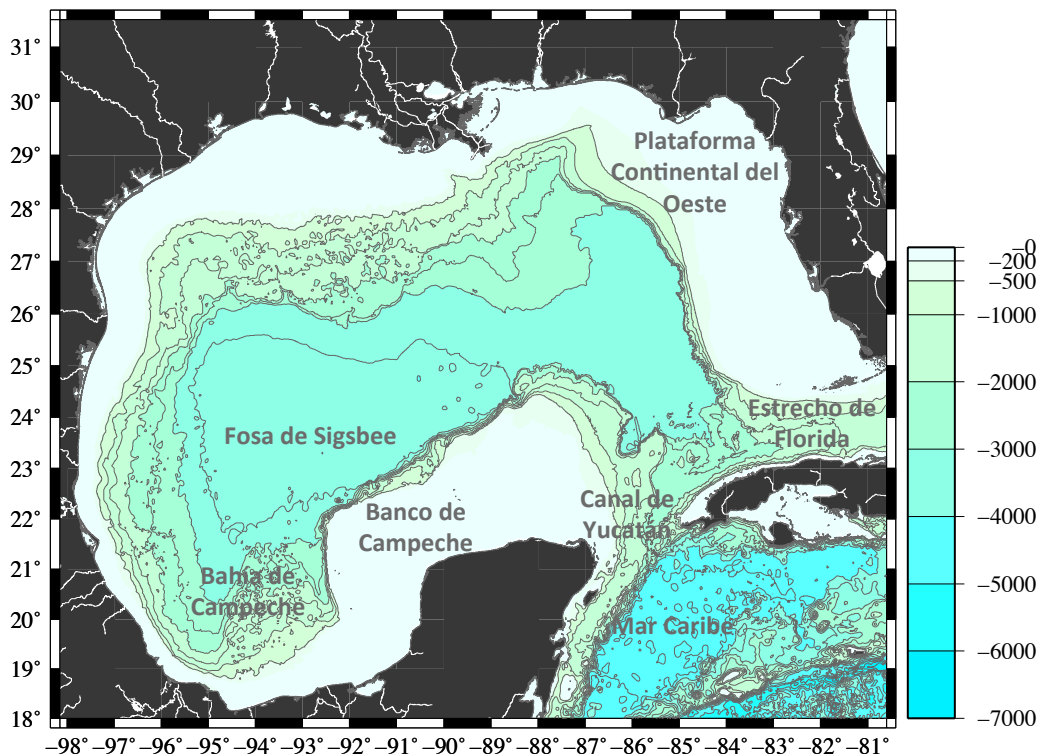


Figura 1: Mapa de la región donde se inyectó el trazador en julio 2012. La línea continua roja representa la región donde se inyectó el trazador a una profundidad de 1100[m], a la cual se encontró la pluma sub-superficial del derrame petrolero.

## ÁREA DE ESTUDIO

El Golfo de México es una cuenca semicerrada que cubre 1.6 millones de km<sup>2</sup>, almacena 2.3 x 10<sup>6</sup> km<sup>3</sup> de agua y tiene una profundidad de umbral de 4384 [m], que corresponde a lo Fosa de Sigsbee [GulfBase, 2015]. Cuenta con grandes extensiones de plataforma continental, las de mayor anchura son las que se encuentran al norte de la Península de Yucatán (260 [km]), al oeste de la Península de Florida (180 [km]) y al sur de los Estados de Texas y Luisiana (160 [km]), en donde las profundidades son menores a los 200 [m]. El Golfo de México se comunica con el Mar Caribe por el Canal de Yucatán, que tiene una profundidad de umbral de 1900 [m], y con el Océano Atlántico a través del Estrecho de Florida, entre la Península de Florida y Cuba, con una profundidad de 900 [m]. Las principales características batimétricas se muestran en la Figura 2 [Zavala-Hidalgo J., Fernández E.A., 2004]



**Figura 2 : Mapa batimétrico del Golfo de México, las leyendas indican los principales rasgos que definen a esta región. La escala de colores indica la profundidad en metros.**

## Circulación General del Golfo de México

La dinámica del Golfo de México tiene una fuerte influencia de la Corriente de Yucatán, que presenta velocidades pico de 1.8[m/s]. Una vez que el agua de esta corriente entra al Golfo de México es denominada Corriente del Lazo, donde alcanza velocidades de hasta 1.7 [m/s] y se alimenta de agua de la Corriente del Caribe, que alcanza velocidades de aproximadamente 0.5 [m/s] [Zavala-Hidalgo J., Fernández E.A., 2004; Oey, L.-Y., Ezer, T., Lee, H.C., 2005]. Posteriormente, la Corriente del Lazo, gira anticiclónicamente, luego hacia el sur y hacia el este saliendo por el Estrecho de Florida y contribuyendo al flujo de la Corriente del Golfo, que es la corriente más caudalosa del Océano Atlántico Norte, donde transporta importantes cantidades de calor en dirección norte [Zavala-Hidalgo, Morey, O'Brien, 2003]. Esta corriente fluye a lo largo del talud de la plataforma continental este de los Estados Unidos, para luego despegarse y cruzar el Atlántico penetrando hacia el este-noreste [Zavala-Hidalgo J., Fernández E.A., 2004; Oey, L.-Y., Ezer, T., Lee, H.C., 2005]. En la Figura 3 se muestra un esquema de la dinámica de estas corrientes.



Figura 3: Mapa que muestra las corrientes cercanas al Golfo de México. La Corriente de Yucatán llega del Caribe y alimenta a la Corriente del Lazo, finalmente sale por el Canal de Florida como la Corriente de Florida para unirse a la Corriente del Golfo. El círculo en línea punteada simula un anillo que se puede desprender de la Corriente del Lazo. Modificado del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

La Corriente del Lazo transporta en promedio 24 Sv ( $1\text{Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) [Athié, G., et al. 2015] y evoluciona a medida que se dirige al norte, donde ocurre el desprendimiento de grandes remolinos anticiclónicos. Estos remolinos contienen gran parte de la energía que caracteriza al GoM, tienen un diámetro de más de 250 km y alcanzan profundidades mayores a los 800 metros con velocidades de desplazamiento que fluctúan de 2-5 [km/día] y con un tiempo de vida que supera el año. Estos remolinos dominan la circulación en el GoM; se sabe que no siguen patrones periódicos de aparición, sin embargo, tardan en desprenderse en promedio 9.5 meses [Zavala-Hidalgo, Morey, O'Brien, 2003; Zavala-Hidalgo, Morey, O'Brien, Zamudio 2006; Zavala-Hidalgo J., Fernández E.A., 2004].

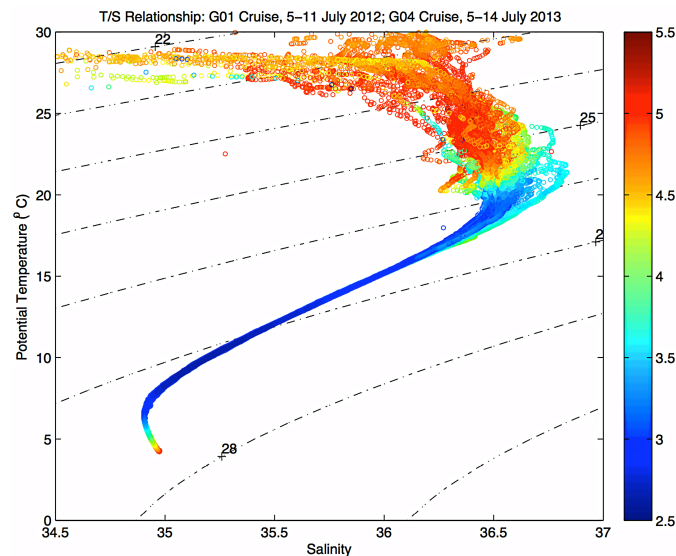
Adicionalmente a los grandes remolinos anticiclónicos, se forman remolinos ciclónicos de menor escala, usualmente alrededor de núcleos cálidos. Algunos de los remolinos ciclónicos viajan hacia el norte y otros permanecen en el Banco de Campeche donde permanecen de 1.3-9.6 meses. De aquellos ciclones que permanecen cerca de Banco de Campeche, algunos viajan al norte, donde recobran fuerza al unirse a otros remolinos [Zavala-Hidalgo, J., et al., AMS, 2003]. Sin embargo, también se da el caso de que algunos remolinos ligados a la orilla de la Corriente del Lazo, salgan del Golfo a través del Estrecho de Florida; estos remolinos crean intensas corrientes y redistribuyen las aguas calientes y frías de las capas superficiales, así como el plancton y, en algunos casos, los contaminantes. [Oey, L.-Y., Ezer, T., Lee, H.C., 2005; Sheinbaum, J., Ochoa, J., et al. 2010].

Los remolinos comúnmente son identificados por medio de anomalías en la Altura del Nivel del Mar (ANM) y en la Temperatura de la Superficie del Mar (TSM). Sin embargo, en el Golfo de México entre Mayo y Septiembre la temperatura superficial dentro y fuera de estos es muy similar, por lo que la identificación vía ANM no permite observarlos apropiadamente [Zavala-Hidalgo, Morey, O'Brien, 2003; Zavala-Hidalgo J., Fernández E.A., 2004].

## Masas de Agua

Dentro del océano y debido a su estratificación, las masas de agua se mezclan lentamente con las aguas circundantes por lo que tienden a retener sus temperaturas y salinidad originales, esto hace posible identificar su origen. Las masas de agua se analizan e identifican mediante diagramas de Temperatura-Salinidad (T-S).

Un esquema típico que representan los aportes de agua en el Golfo de México es el de la Figura 4, proporcionado por el Dr. DiMarco del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Texas A&M.



**Figura 4: Relación T-S para el Golfo de México, durante verano de 2012 y 2013. La barra de colores indica concentración de oxígeno disuelto. Steven DiMarco, Dpto Oceanografía Texas A&M**

A través del Canal de Yucatán confluyen diferentes masas de agua, cuya distribución vertical es la siguiente (Figura 5) [Aldeco, J., Monreal, G., et al. 2009, Caso, M., Pisanty, I. y Ezcurra E., 2004; Gallegos, 1996]:

### ⚓ *Agua Superficial (AS):*

Ésta agua está sujeta a procesos superficiales como viento y advección; es cálida y se encuentra en la capa superior a los 50[m], tiene valores de temperatura que van de  $23 < T < 30$  °C y de salinidad de  $35 < S < 36.7$ .

### ⚓ *Agua Subsuperficial Subtropical (ASS):*

También conocida como Agua Común del Golfo de México [Brady, E., 1982], se localiza entre los 50-250[m], su temperatura va de  $21 < T \text{ } ^\circ\text{C} < 23$  y su salinidad de  $36.6 < S \text{ UPS} < 37$ .

### ⚓ *Agua Central del Atlántico Nororiental (ACAN):*

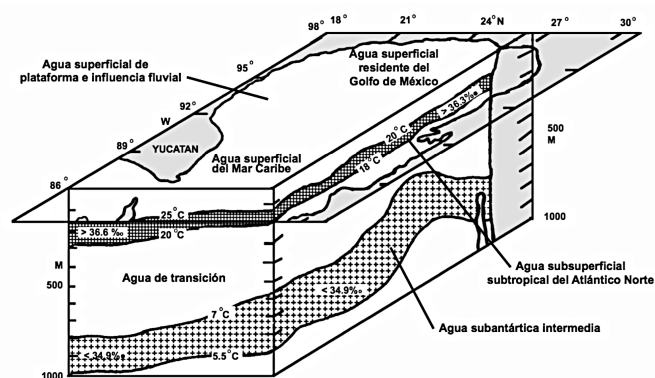
Se origina en el Mar de Labrador y el Océano Atlántico Norte. Alcanza profundidades de hasta 750 [m], a comparación con el agua subsuperficial, esta agua presenta menores temperaturas y salinidad, con rangos que van de  $7 < T \text{ } ^\circ\text{C} < 20$  y  $35 < S \text{ UPS} < 36.7$ .

### ⚓ *Agua Intermedia Antártica (AIA):*

Tiene su origen en el Océano Atlántico Sur; después de formarse viaja hacia el norte cerca del talud continental del Atlántico occidental. Al llegar al Canal de Yucatán se localiza entre 750-950 [m], con temperaturas de  $2 < T \text{ } ^\circ\text{C} < 6$  y una salinidad de  $33.8 < S \text{ UPS} < 34.8$ . En el Golfo de México representa el 73.71% de las masas de agua y se caracteriza por tener el mínimo de salinidad con un valor de 34.88 UPS.

### ⚓ *Agua Profunda Noratlántica (APNA):*

Se localiza en la capa de fondo, a profundidades mayores a los 950 [m] su formación tiene lugar principalmente en latitudes altas, donde el agua de baja temperatura y alta densidad se hunde. Presenta  $1.5 < T \text{ } ^\circ\text{C} < 4$  y  $34.8 < S \text{ UPS} < 35$ .



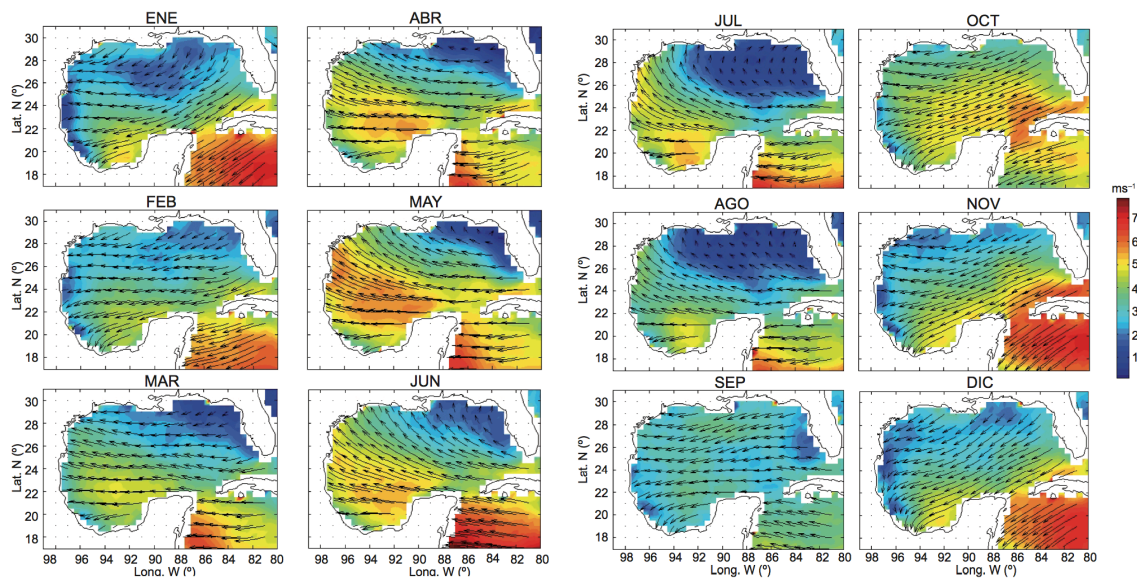
**Figura 5. Esquema de las principales masas de agua y su distribución en el Golfo de México [Fernández-Eguiarte *et al.*, 1990].**

Vientos



Los vientos en superficie favorecen la mezcla vertical dentro de la capa de mezcla, con los nortes en invierno y las tormentas tropicales de junio a noviembre, de las cuales el 60% alcanza intensidad de huracán [Zavala-Hidalgo J., Fernández E.A., 2004, Caso, M., Pisanty, I. y Ezcurra E., 2004]. En promedio, en el Golfo de México el rotacional del viento a lo largo del año es positivo, induciendo un giro anticiclónico en el norte y noroeste del Golfo y negativo en el suroeste, induciendo un giro ciclónico cuasi-permanente en la Bahía de Campeche.

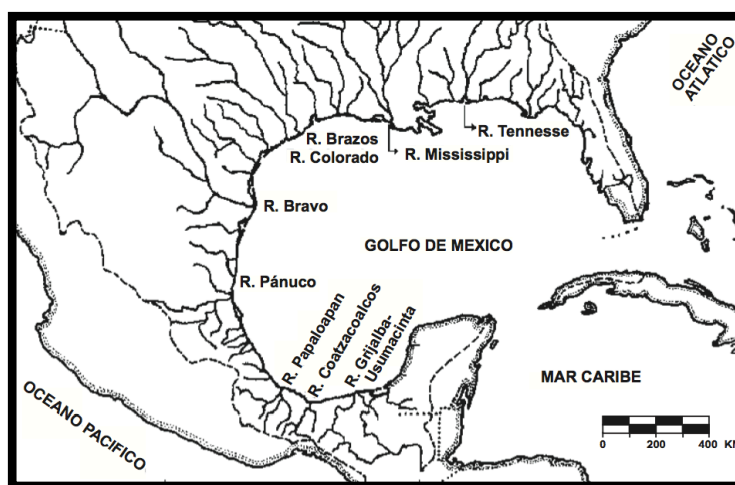
El viento induce corrientes, las cuales varían a lo largo del año, siendo predominantemente del sureste durante el verano y del noreste en el otoño e invierno como se muestra en la Figura 6. [Zavala-Hidalgo J., Fernández E.A., 2004 y Johnson, D.R., 2008].



**Figura 6: Vientos promedio mensuales de 1999-2006 en el Golfo de México. La escala de colores indica la velocidad de los vientos y las flechas la dirección [Zavala-Hidalgo J., et al., 2014].**

## Aporte de ríos

El Golfo de México recibe el aporte de seis principales ríos que drenan directamente al Golfo: el Pánuco, el Coatzacoalcos, el Papaloapan, el Grijalva-Usumacinta, el Champotón y el Bravo, y por parte de los Estados Unidos de América el Misisipi (Figura 7); que le aportan directamente una cantidad significativa de aguas de menor salinidad y por tanto de menor densidad. El sistema Grijalva-Usumacinta junto con el Papaloapan, aportan el 55% de las descargas fluviales en la vertiente atlántica de México [Caso, M., Pisanty, I. y Ezcurra E., 2004, Moody, 1967]



**Figura 7: Mapa que muestra los ríos que desembocan en el Golfo de México. Moody, 1967.**

Las descargas de los ríos en el Golfo de México no compensan la pérdida neta de agua causada por el exceso de evaporación sobre la precipitación, estimado en 127 cm al año. Si se considera a la densidad del agua dulce de los ríos como de  $1[\text{g}/\text{cm}^3]$ , el valor de las descargas anuales corresponde a 62 cm de agua al año. Lo que arroja un déficit de 65 cm al año [Etter, 1983].

## MARCO TEÓRICO

En general, para entender el comportamiento de las corrientes fuera de las fronteras físicas, se puede simplificar el conjunto de ecuaciones que describen a un fluido en rotación considerando que la fricción es de menor importancia y que las fuerzas horizontales pueden ser expresadas simplemente como un balance entre el gradiente de presión horizontal y la "fuerza" de Coriolis, lo cual es denominado como Balance Geostrófico.

Las escalas temporales y espaciales que existen en el GoM permiten la aplicación del balance geostrófico para estudiar su dinámica. Particularmente, en la superficie, con ayuda de imágenes satelitales (altimetría) es posible determinar las corrientes geostróficas [Stewart R.H., 2008]. La estructura de las corrientes geostróficas, es una herramienta comúnmente utilizada para estudiar el transporte de volumen y de calor de las masas oceánicas, así como el mejoramiento de modelos de circulación, por ello se debe conocer qué tanto se aproximan las velocidades absolutas con las velocidades geostólicas.

## BALANCE GEOSTRÓFICO

El balance geostrófico es una simplificación de las ecuaciones de momento para un fluido en rotación, donde existe un balance entre la "fuerza" de Coriolis y la fuerza de gradiente de presión horizontal [Stewart R.H., 2008]

Sean las ecuaciones de momento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin(\varphi) + F_x, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + 2\Omega u \sin(\varphi) + F_y, \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z. \quad (3)$$

Donde  $u$  es la componente zonal de la velocidad,  $v$  es la componente meridional de la velocidad y  $w$  es la componente vertical de la velocidad;  $t$  es el tiempo,  $x,y,z$  es el sistema cartesiano de referencia,  $\rho$  es la densidad,  $p$  es la presión y  $F_i$  son las componentes de la fuerza de fricción por unidad de masa.

El parámetro de Coriolis está definido como:

$$f = 2\Omega(\sin\varphi). \quad (4)$$

Donde  $\Omega$  es la velocidad angular de rotación de la Tierra,  $\varphi$  es la latitud

Haciendo un análisis adimensional apropiado, se considera un flujo invíscido, invariante en el tiempo, no divergente, con fricción despreciable, donde  $w \ll u, v$ , sin aceleración vertical consecuencia del balance hidrostático, y bajo la suposición de que  $Ro \ll 1$  ( $Ro = \frac{U}{fL}$ ; donde  $U$  es la velocidad y  $L$  la longitud característica), es decir, que las corrientes de gran escala tienen variaciones de velocidad pequeñas [Johns, E., et al. 1989]. Bajo las consideraciones anteriores obtenemos:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = fv, \quad (5)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -fu, \quad (6)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g. \quad (7)$$

Donde (7) representa el balance hidrostático

Para estimar los gradientes de presión en un contexto de balance geostrófico, se deben considerar superficies de geopotencial constante,  $\Phi$ . El geopotencial  $\Phi$  está dado por la variación del campo gravitacional  $g$  con respecto a la profundidad  $z$ :

$$\Phi = \int_0^z g dz. \quad (8)$$

Por otro lado, el volumen específico es el inverso de la densidad, y queda definido como la suma de dos partes, el volumen específico y la anomalía de volumen específico:

$$\alpha = \frac{1}{\rho}, \quad (9)$$

$$\alpha = \alpha(S, t, p) = \alpha(35, 0, p) + \delta \quad (10)$$

Donde S es la salinidad, t es la temperatura, p es la presión y  $\delta$  es la anomalía específica de volumen.

Diferenciando (8) con respecto a z y sustituyendo (9) y (7) obtenemos:

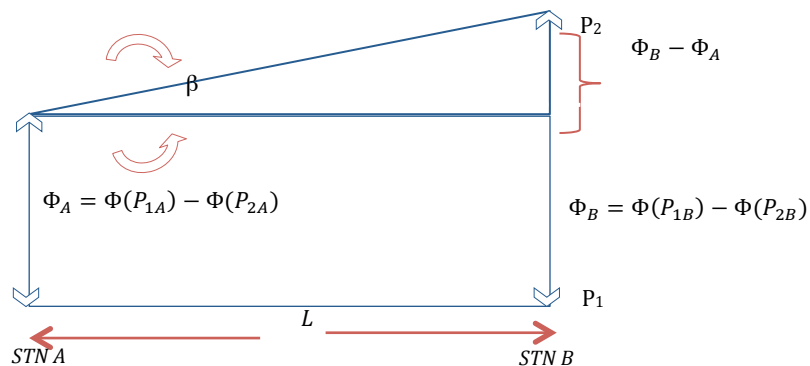
$$\partial\Phi = g\partial z = -\alpha\partial p = \frac{\partial p}{\rho}, \quad (11)$$

Diferenciando (11) con respecto a 'x' y substituyendo en (6):

$$\frac{\partial\Phi}{\partial x} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = -2\Omega v(\sin\varphi). \quad (12)$$

A partir de datos hidrográficos (presión, salinidad y temperatura), las corrientes geostróficas se calculan obteniendo la pendiente de una superficie de presión constante, contra un nivel de no movimiento, equivalente a una superficie de geopotencial constante. El nivel de no movimiento se considera a partir de la profundidad a las que se observa menor velocidad en los perfiles verticales de velocidad, así las velocidades obtenidas dejan de ser relativas para convertirse en absolutas.

Sean A y B dos estaciones representadas en la Figura 8:



**Figura 8 : Diagrama que representa las variaciones de presión y geopotencial para dos estaciones dadas A y B que se encuentran separadas una distancia L. Modificado de Stewart Robert H. 2008.**

Se calculan las diferencias en geopotencial ( $\Phi_B - \Phi_A$ ) entre dos superficies de presión constante, ( $P_1, P_2$ ) en las estaciones hidrográficas A y B, donde  $\beta$  es el ángulo entre la isobara y la superficie geopotencial:

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \alpha(S, t, p) \delta p, \quad (13)$$

Sustituyendo (4) en (9) :

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} (\alpha(35, 0, p) + \delta), \quad (14)$$

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = (\Phi_1 - \Phi_2)_{std} + \Delta\Phi_A. \quad (15)$$

Donde  $(\Phi_1 - \Phi_2)_{std}$  es la distancia geopotencial estándar entre dos superficies de presión constante ( $P_1, P_2$ ) y  $\Delta\Phi_A$  es la anomalía de la distancia geopotencial entre las superficies; representa sólo un 0.1% de la distancia geopotencial estándar.

A partir de la Figura 8, para las estaciones A y B la pendiente de la superficie superior se calcula como:

$$\frac{\Delta\Phi_b - \Delta\Phi_A}{L} = \text{Pendiente de la superficie de presión constante } P_2, \quad (16)$$

Sustituyendo (16) en (12), obtenemos la velocidad geostrófica  $Vg$ :

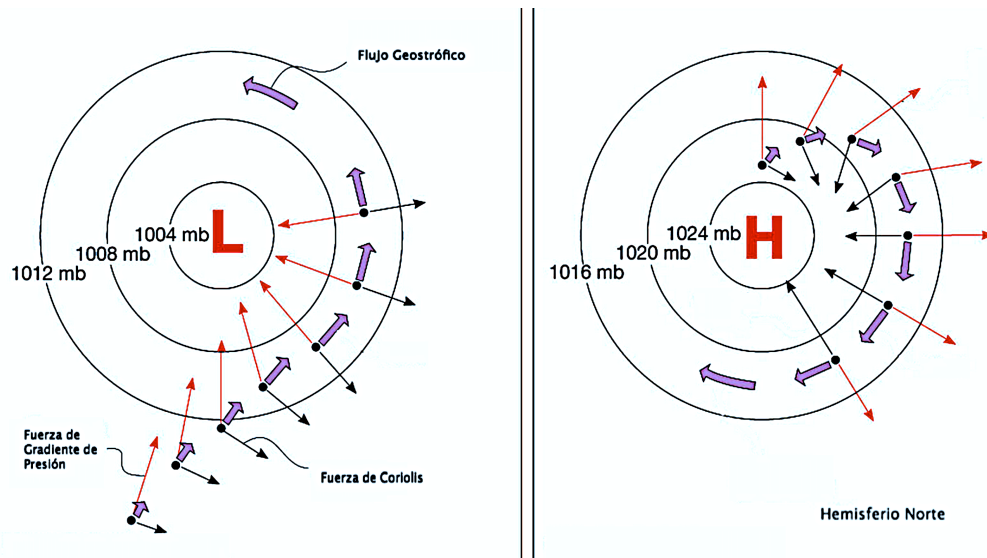
$$Vg = \frac{\Delta\Phi_b - \Delta\Phi_A}{2\Omega L \sin\varphi}. \quad (17)$$

Donde  $Vg$  es la velocidad en la superficie geopotencial superior, perpendicular al plano que contiene a las dos estaciones.

La solución de este sistema es única, ya que es perpendicular al gradiente de presión. Por ejemplo, si existe un gradiente de presión del este al oeste, de alta a baja presión correspondientemente), la corriente geostrófica tendrá una dirección norte franco, para el hemisferio norte, pues esta es la componente perpendicular al plano en el que se

presente al gradiente de presión. Lo anterior se debe a la influencia de la rotación de la tierra, si no existiera esta rotación, el flujo simplemente viajaría de la alta a la baja presión. [Yopak, R., 2007]

En el hemisferio norte, la alta presión se encuentra a la derecha del flujo, mientras que en el hemisferio sur a la izquierda, esto se fundamenta en que en el hemisferio norte el flujo de los sistemas de alta presión es anticiclónico mientras que el de baja presión es ciclónico, el comportamiento es totalmente opuesto en el hemisferio sur, como se muestra en la Figura 9.



**Figura 9: Esquema que muestra como para un sistema de baja presión en el Hemisferio Norte (izquierda), el flujo geostrófico es anticiclónico, mientras que en un sistema de alta presión, el flujo geostrófico es anticiclónico. En ambos casos, la presión más alta se encuentra a la derecha de dicho flujo. Modificada de la clase de John P. Stimac de la Eastern Illinois University.**

Cuando se encuentra un giro ciclónico frente a un giro anticiclónico como el de la figura anterior, se forma un frente geostrófico, por ello las fronteras entre la corriente de Lazo y los giros ciclónicos son zonas frontales. [Monreal Gómez, M.A., et. al., 2004]

## JUSTIFICACIÓN DE ESTE TRABAJO

En el presente trabajo de tesis, se ha hecho una amplia labor de investigación que inició desde aprender a utilizar el equipo de medición a bordo, principalmente el Acoustic Doppler Current Profiler, así como las utilerías necesarias para dicho equipo. Una vez a bordo del R/V Pelican, se procedió a la adquisición de datos mediante el sistema LADCP/CTD, para su posterior procesamiento y análisis.

Con los datos hidrográficos de CTD obtenidos durante la campaña se implementó el método de geostrofia, el resultado de este método fue comparado con los datos de ADCP para determinar las regiones con balance geostrófico en el Golfo de México y evaluar hasta qué punto es correcto asumir la existencia del balance geostrófico en todo en el Golfo de México.

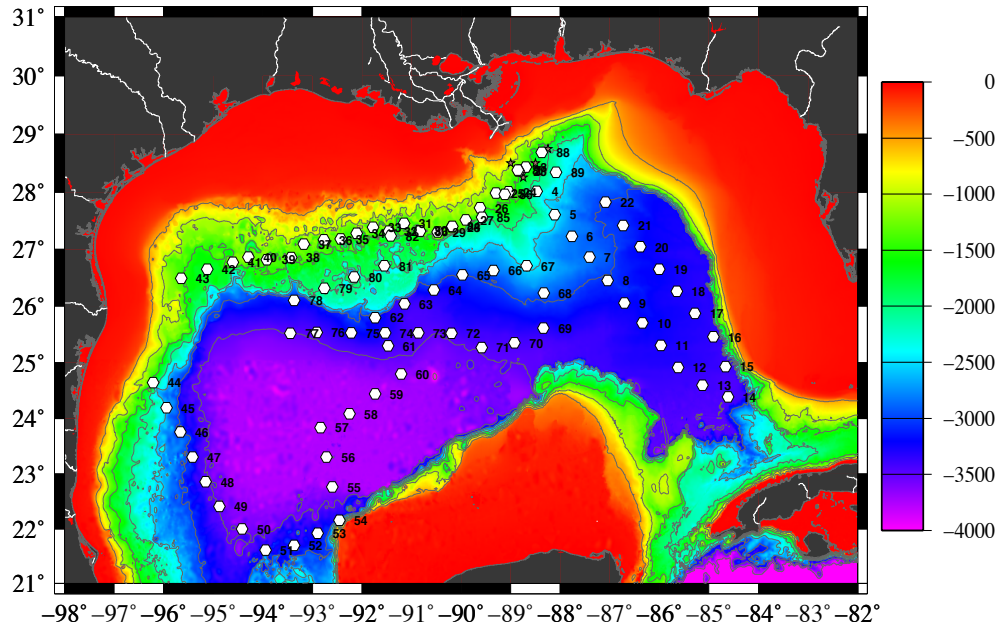
Determinar la existencia de regiones ageostróficas en el Golfo de México, además de mejorar los modelos actuales, da pie a que en los futuros modelos se incluyan variables, como la fricción, que actualmente son despreciadas al asumir que el Golfo de México tiene un balance geostrófico. Es importante conocer el Golfo de México empleando técnicas oceanográficas que proporcionen información tan precisa como sea posible, de modo que si un impacto como el de Deepwater Horizon volviera a ocurrir, se pueda estimar de manera rápida y confiable la trayectoria y velocidad de dispersión del aceite.

En general, un mejor conocimiento del Golfo de México, abre el panorama de las necesidades que hay en este, mejorando la calidad de vida de las especies que habitan en él, y con ello, la del ser humano.



## ADQUISICIÓN DE DATOS

Durante la campaña oceanográfica PE1405, que tuvo lugar en junio de 2013, se realizaron mediciones en 89 estaciones, cerca de la plataforma continental norte y en el interior del Golfo de México tal y como se observa en la Figura 10.

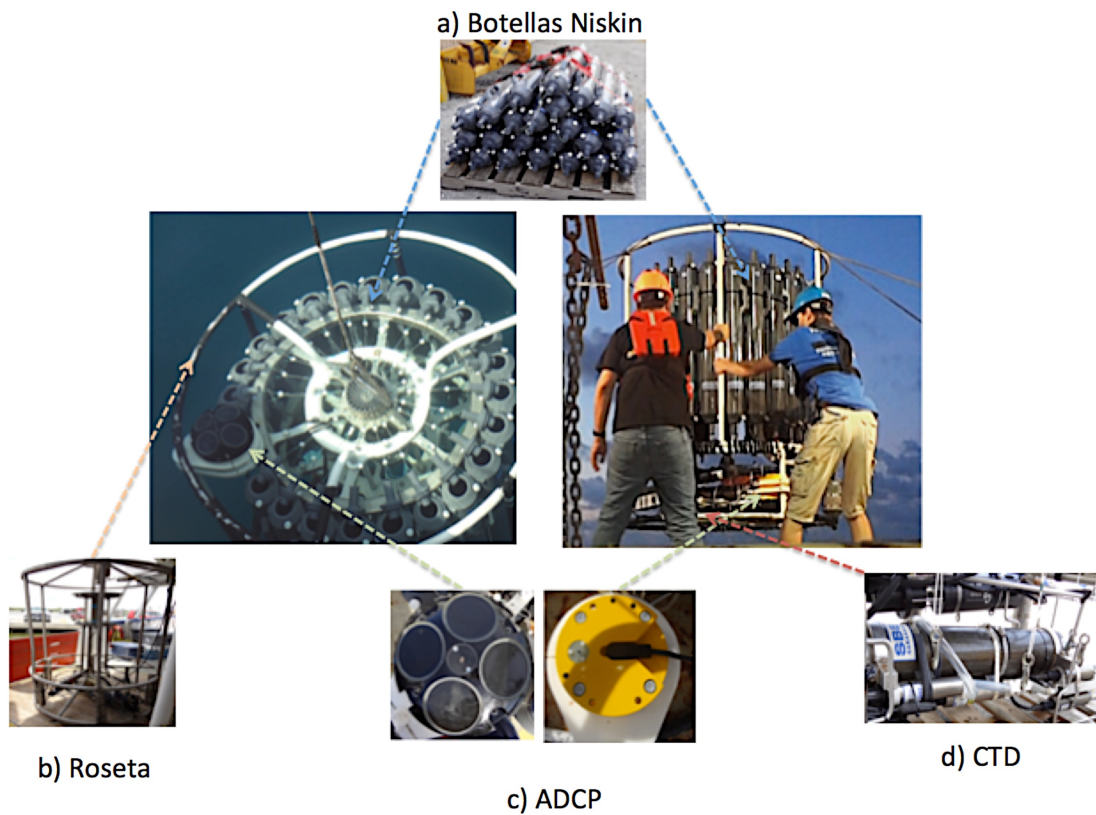


**Figura 10: Mapa que muestra las 89 estaciones muestreadas durante la campaña oceanográfica PE1405. La escala de colores indica la profundidad empleando la batimetría de Smith and Sandwell.**

Se empleó un sensor de CTD (Conductivity-Temperature-Depth) y un sistema LADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler) conformado por dos equipos de ADCP de 300kHz (Acoustic Doppler Current Profiler).

Tanto los ADCPs como el sensor de CTD fueron montados en una roseta, de tal forma, que van tomando mediciones en tiempo real a medida que ésta desciende. La roseta fue rodeada de botellas Niskin para tomar muestras de agua a diferentes profundidades. La manipulación de la roseta donde está montado el equipo se hace con ayuda de una grúa, además de requerir la ayuda de varios miembros de la tripulación cuando se lanza y recupera el instrumento, como se muestra en la Figura 11.

Adicionalmente, se utilizó un SADC (Shipboard Acoustic Doppler Current Profiler), que es un ADCP a bordo.



**Figura 11: Esquema que muestra el equipo de medición utilizado durante la campaña oceanográfica PE1405. Las flechas de colores señalan el lugar donde se colocaron los equipos en la roseta.**

Los datos del CTD se pueden ver en tiempo real a bordo, de modo que si algún sensor no funciona correctamente, el equipo se regresa a la plataforma y se corrige. Los datos de LADCP se obtienen programado el equipo, mediante una interfaz en Python, con base a un conjunto de comandos que establecen los parámetros de medición para cada uno de los instrumentos [WorkHorse Commands and Output Data Format]; posteriormente, con esta misma interfaz, se prepara a los instrumentos antes de cada lance y se reciben los datos almacenados por los ADCPs durante cada muestreo.

## PRINCIPIO DE OPERACIÓN DEL CTD

El CTD es uno de los instrumentos más comunes utilizados en la oceanografía, utiliza una bomba para hacer pasar un flujo constante de agua de mar a través de los sensores y estos miden las propiedades del agua bombeada.

El sensor de temperatura consiste en un termistor que mide los cambios de resistencia en el agua, los cuales equivalen a cambios en la temperatura; por medio de conversiones, se estima el valor de la temperatura del agua de acuerdo a su resistencia. El sensor de conductividad es similar en operación y configuración al sensor de temperatura; sin embargo, requiere hacer una apropiada compensación de temperatura para estimar los valores de salinidad. Por su parte, el sensor de presión actúa como un transductor, interpretando el cambio de voltaje como una variación en la presión.

En el caso particular de la campaña oceanográfica PE1405, para algunos parámetros se utilizaron los sensores del CTD por duplicado para tener redundancia de datos y con ello mejor estadística para evitar la pérdida de datos por problemas en alguno de los dos. Las variables que proporciona el software asociado al CTD son:

Latitud	[Grados]
Longitud	[Grados]
Tiempo Transcurrido	[s]
Presión	[db]
Profundidad	[m]
Temperatura	[°C] 2 sensores
Conductividad	[S/m] 2 sensores
Salinidad	[PSU]
Densidad	[kg/m <sup>3</sup> ]
Oxígeno Disuelto	[ml/l] 2 sensores

## PRINCIPIO DE OPERACIÓN DEL ADCP

Los ADCPs son equipos acústicos capaces de medir la velocidad de las corrientes en el agua dentro de un rango de profundidades. Estos equipos, basan su funcionamiento en el efecto Doppler; emiten pulsos de sonido a una frecuencia determinada y escuchan los ecos que regresan al equipo a otra frecuencia. Los ecos que regresan al equipo se deben a la existencia de partículas dispersoras presentes en el agua que pueden ser seres vivos muy pequeños (plankton) y en teoría son de flotación neutra, por lo tanto se mueven, en promedio, a la misma velocidad que las corrientes de agua.

Para el caso en que la partícula se dirige hacia la fuente de sonido, la frecuencia de regreso al equipo aumenta, proporcional la magnitud de este movimiento relativo; por el contrario, si la partícula se aleja de la fuente de sonido, la frecuencia disminuye. Cuando la partícula se encuentra estacionaria o se está moviendo a través, la longitud de onda es la misma que la del pulso inicial; en términos de frecuencia quiere decir que el cambio de fase es cero, Figura 12.



**Figura 12: Esquema que representa el eco de una partícula sin desplazamiento (línea continua) y el de una partícula con desplazamiento (línea punteada).**

En la Figura 13, se muestra un esquema simplificado de un ADCP y la frecuencia hipotética del pulso que este equipo emitiría; en este caso la corriente viaja hacia la derecha, por lo que la frecuencia mostrada en la extrema izquierda es menor a la del pulso acústico original pues para este punto de referencia las partículas se están alejando del equipo. Por el contrario, la frecuencia de la extrema derecha es mayor pues las partículas se están acercando a ese punto de referencia.

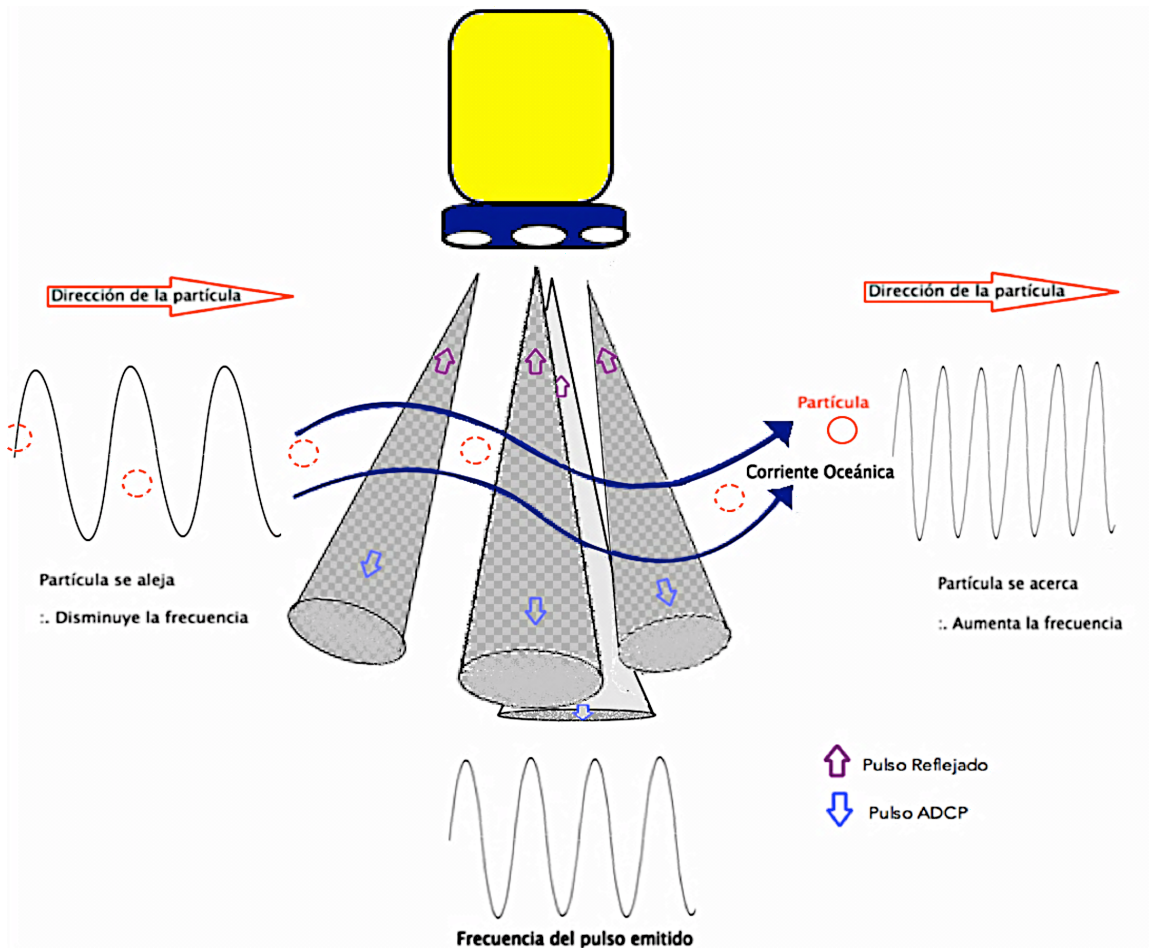


Figura 13 : Diagrama que representan las partículas dispersoras en el paso del pulso acústico. Modificado de R. Lee Gordon, 1996.

El ángulo que se forma entre la dirección del pulso y la velocidad del agua (o de las partículas dispersoras), dado por  $A$  en la Figura 14, afectará directamente en el valor de la frecuencia por el cambio Doppler.

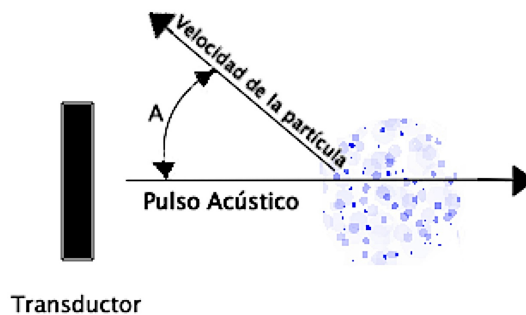
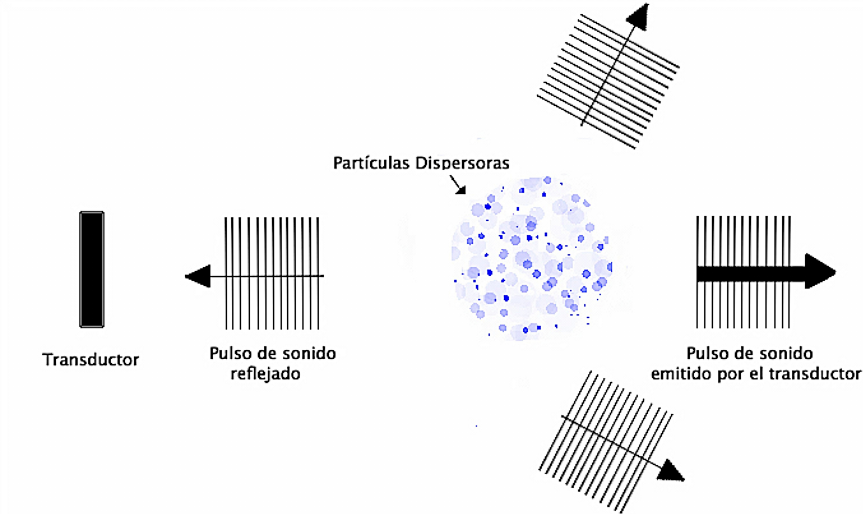


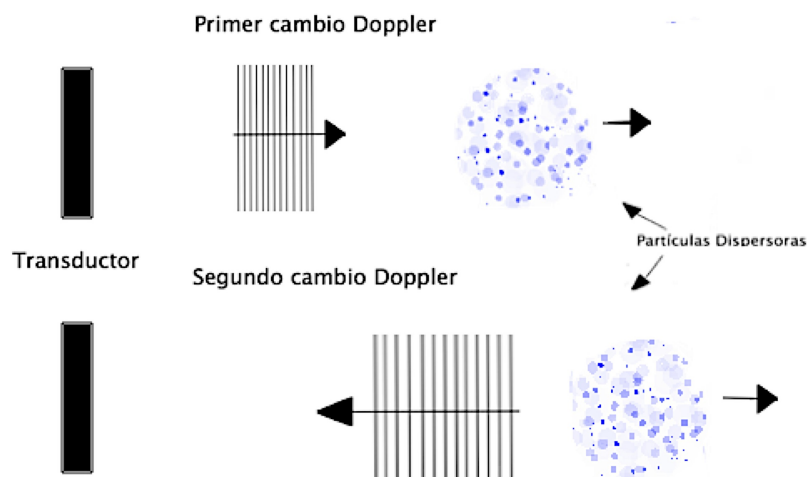
Figura 14: El ángulo  $A$  es el que se forma entre la dirección del pulso acústico y la dirección de la velocidad. Modificado de R. Lee Gordon, 1996.

De toda la energía que es reflejada, solo una pequeña porción llega al sensor del ADCP, tal como se ilustra en la Figura 15, sufriendo un primer cambio de frecuencia por el efecto Doppler.



**Figura 15: Esquema de un pulso emitido por el ADCP y su dispersión debido a las partículas existentes en el agua. Modificado de R. Lee Gordon, 1996.**

Los pulsos de sonido se dispersan en muchas direcciones, principalmente continúan su trayectoria original sin ser afectados por las partículas presentes. Posteriormente, el sonido que escucha el transductor considera a las partículas dispersoras como aparentes fuentes de sonido, sufriendo un segundo cambio Doppler como se ilustra en la Figura 16.



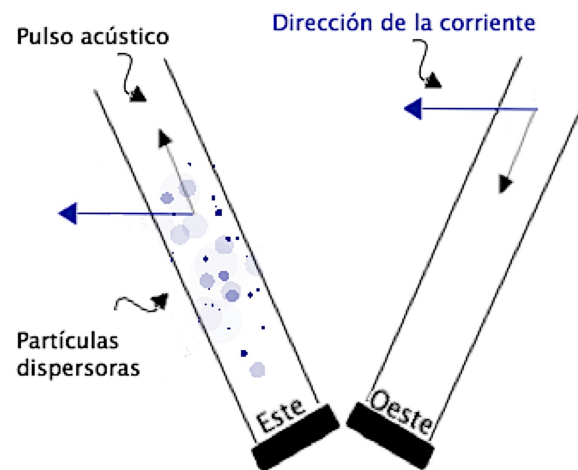
**Figura 16: Esquema del doble efecto Doppler: el primero hacia las partículas dispersoras y el segundo durante el reflejo. Modificado de R. Lee Gordon, 1996.**

Finalmente, considerando que existe un doble cambio Doppler, la frecuencia obtenida por el ADCP queda dada por:

$$F_d = 2F_s (V/C) \cos(A);$$

Donde  $F_s$  es la frecuencia del sonido cuando todo está quieto,  $V$  la velocidad a la que se acercan o alejan la fuente y el receptor de sonido,  $C$  la velocidad del sonido y  $A$  en el ángulo entre la dirección del pulso acústico y la dirección de la velocidad

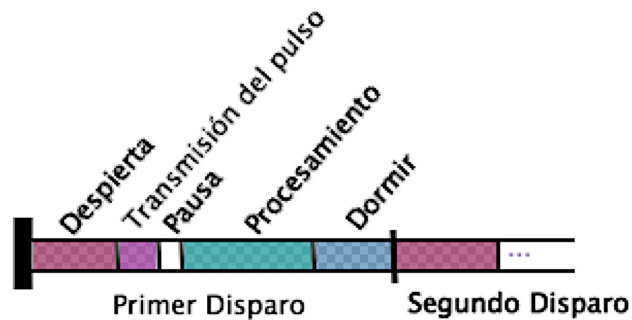
El equipo de ADCP cuenta con cuatro transductores que trabajan en pares (Figura 17), ordenados en una secuencia específica, de tal forma que cada par obtiene una componente vertical de velocidad y una horizontal. Un par obtiene la componente horizontal este-oeste y el otro la componente horizontal norte-sur, perpendicular a la del primer pulso.



**Figura 17: Esquema representativo de un par de transductores que dan la componente horizontal este-oeste y una componente vertical. Modificado de R. Lee Gordon, 1996.**

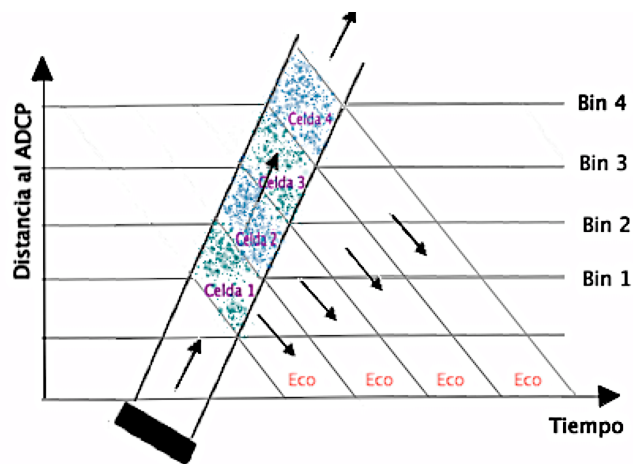
Comúnmente, el ciclo de procesamiento comienza al despertar el ADCP, inicializando varios subsistemas (reloj y brújula, principalmente) y se prepara para emitir el pulso, después del cual hace una pausa que permite al equipo dar inicio al procesamiento de los ecos (Figura 18). Finalmente, el procesador interno del ADCP realiza un promedio

del conjunto de datos y se grabadora internamente dentro del ADCP, que finalmente consiste el producto final para su post-procesamiento.



**Figura 18: Pasos en el ciclo de un disparo. Modificado de R. Lee Gordon, 1996.**

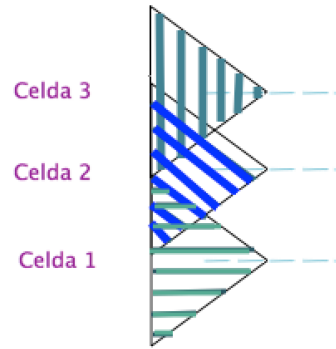
La velocidad promedio se mide dentro de cada celda, lo cual reduce el efecto de aliasing. Las celdas son más sensibles a las velocidades en el centro y menos a las de los extremos; la Figura 19 muestra la relación entre el pulso emitido por un ADCP y los ecos generados a medida que la profundidad cambia.



**Figura 19 : Pulso acústico emitido por un ADCP. Cada Bin es la distancia a la que un nuevo pulso será emitido, mismo que al chocar con partículas dispersoras generará un eco, tal y como se muestra con líneas de pendiente negativa en la representación. Modificado de R. Lee Gordon, 1996.**

La velocidad en cada celda es un promedio ponderado que satisface la media triangular móvil, que da mayor peso al valor del centro, como se aprecia en la Figura 20, cada celda se traslapa con la inmediata anterior y posterior, trayendo consigo una correlación del 15%. Si el pulso transmitido fuera de mayor duración, las celdas se traslaparían aún más, y los datos se suavizarían con la profundidad





**Figura 20 : Representación gráfica de las celdas continuas de ADCP se traslapan , con líneas punteadas se resalta el centro de la celda, al cual corresponde el mayor peso del promedio. Modificado de R. Lee Gordon, 1996**

## SISTEMA LADCP

EL LADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler) es una técnica particular del uso de los instrumentos ADCP. Esta técnica es utilizada para medir perfiles verticales de las componentes horizontales de velocidad (meridional y zonal) en el Océano. Comúnmente, estos instrumentos se colocan en una roseta de CTD y descienden hacia el fondo del mar con la misma técnica de los lances de CTD; en su descenso, los ADCPs van emitiendo pulsos acústicos que obedecen el mismo principio que los ADCPs comunes. Particularmente, para esta campaña PE1405 se utilizó una configuración dual de ADCPs uno de ellos emitiendo pulsos hacia el fondo, denominado maestro o *downlooker* y el segundo emitiendo hacia la superficie, denominado esclavo o *uplooker*. Ambos ADCP's fueron WorkHorses de 300[kHz].

Cada perfil medido está dividido en celdas con un tamaño fijo (*bins*), de este modo las velocidades son muestreadas en cada celda (Ver Figura 21). La distancia de una celda en particular al transductor del instrumento está dada por el retraso en cada eco ya que se pre-supone la velocidad de propagación del sonido y junto con el tiempo de retraso se puede estimar la distancia. La distancia máxima de estos ecos al transductor, donde las mediciones de velocidad son válidas, se conoce como rango del instrumento y depende tanto de las propiedades del instrumento (frecuencia y potencia) como de la variación espacial y temporal de las partículas dispersoras en el agua.

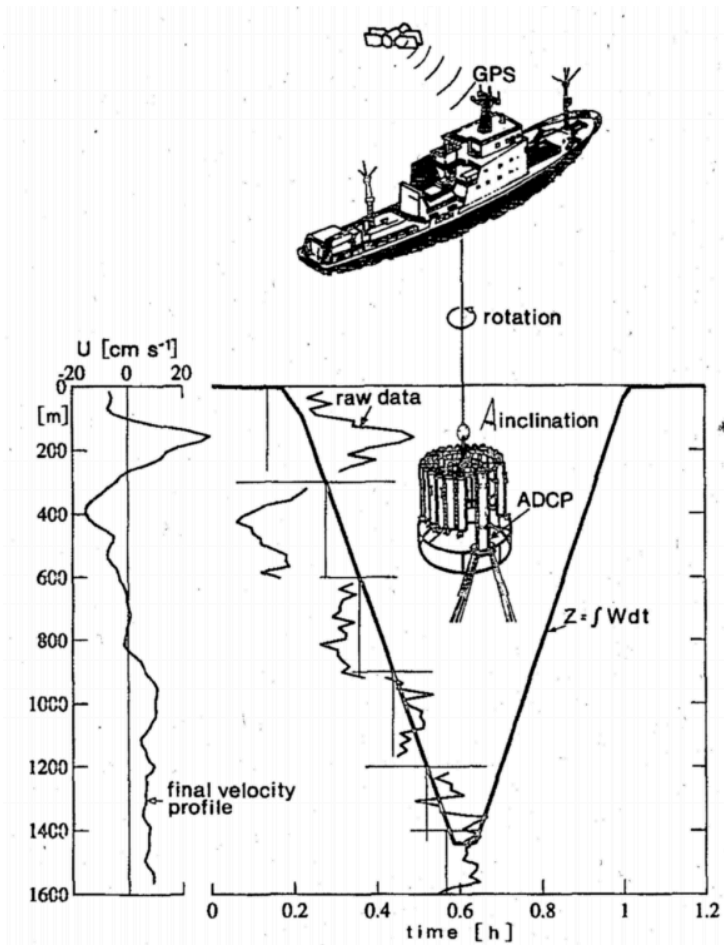
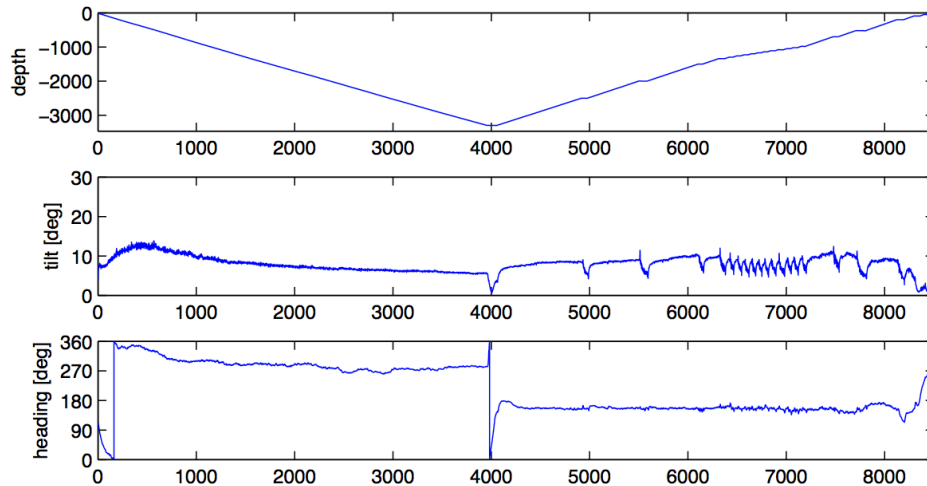


Figura 21: Esquema que representa los perfiles de velocidad medidos por medio de un sistema LADCP montado en una roseta de CTD [Fischer and Visbeck, 1993].

A diferencia de los ADCP que están montados en buques o fijos en algún anclaje, el sistema LADCP mide perfiles de velocidades relativos a una plataforma en movimiento. Para obtener perfiles completos de velocidades absolutas, es decir relativas a un marco de referencia fijo (*earth coordinates*), es necesario remover el efecto del movimiento del instrumento, rotaciones e inclinaciones, antes de poder combinar los perfiles de velocidades. En la Figura 22 se muestran las series de tiempo de estos movimientos conforme el paquete de LADCP/CTD desciende y asciende.



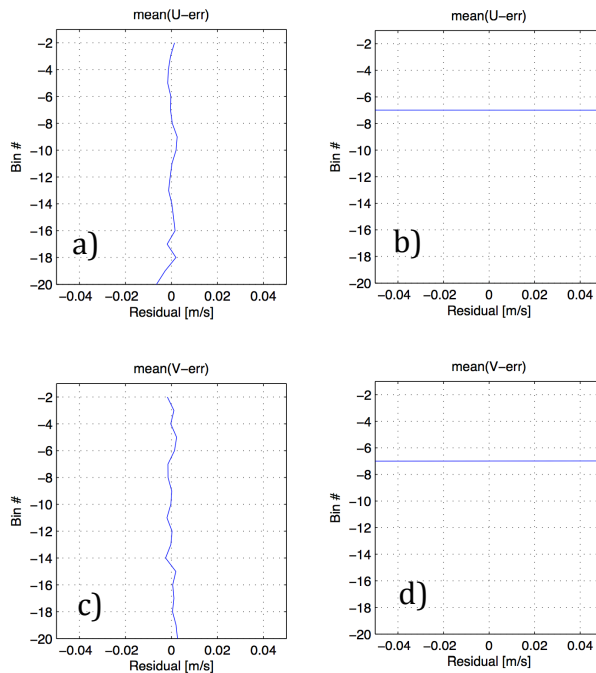
**Figura 22: Gráficos resultantes del procesamiento de LADCP con el software LDEO para la estación 2. El primer panel muestra la variación de la profundidad con el tiempo, el panel 2 muestra la serie de tiempo de la inclinación y el panel 3 muestra las variaciones temporales de la rotación del paquete.**

Fundamentalmente existen dos métodos para procesar los datos de LADCP: método de cizalla y el método de inversión de velocidades. El método de inversión de velocidad consiste en un conjunto de ecuaciones lineales para separar las velocidades del océano de las del instrumento, al mismo tiempo se aplica una combinación de restricciones basadas en velocidades de referencia. Estas restricciones se obtienen a partir de sistemas de navegación (GPS), ADCP fijo en el buque y rastreo del fondo. Es importante mencionar que no todas estas restricciones existen para todas las campañas ni todas las estaciones. El método de cizalla, perfiles verticales de cizalla ( $du/dz$  o  $dv/dz$ ) discretizados, los cuales no son afectados por el movimiento, se integra verticalmente utilizando únicamente una restricción [Thurnherr, A. M., 2010].

## PROCESAMIENTO DE LADCP Y CTD

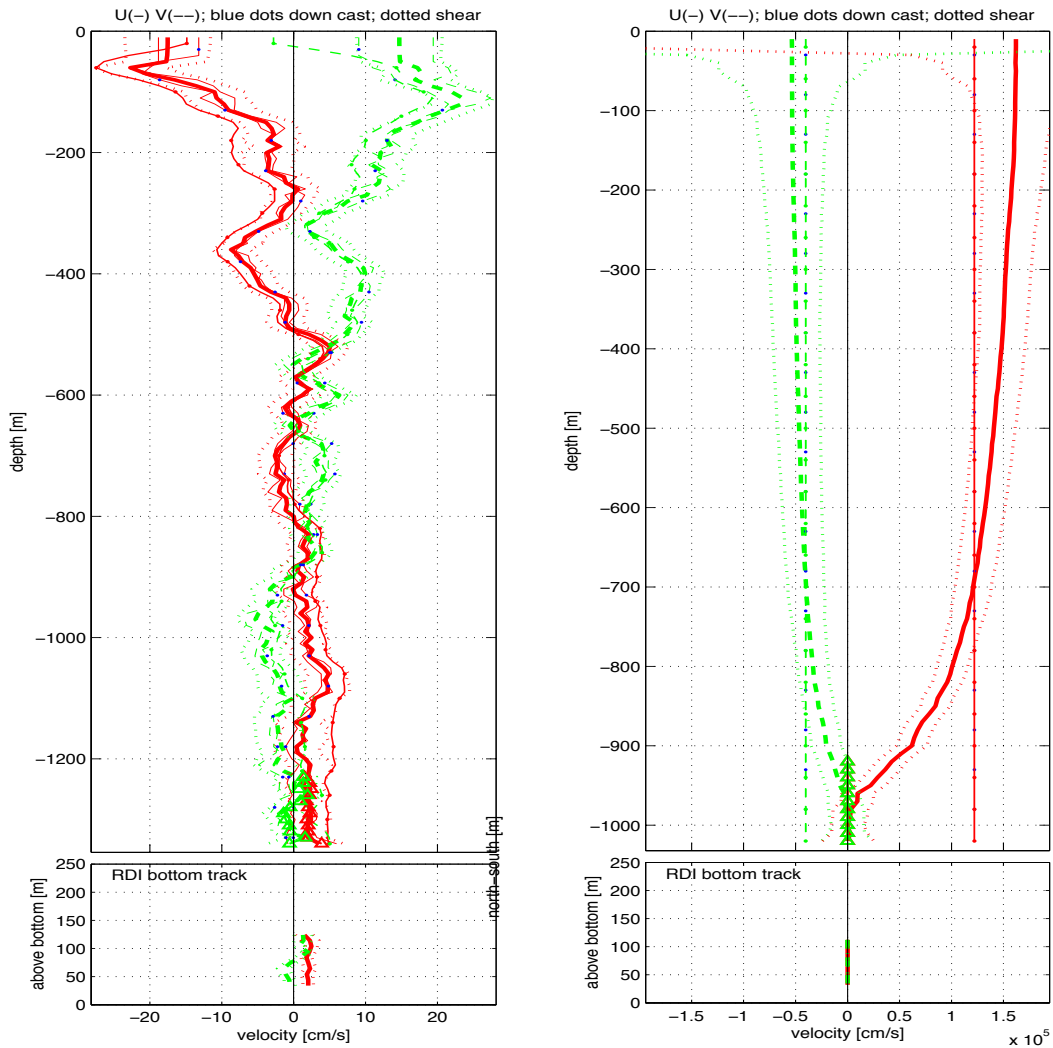
En esta sección, se explican los procedimientos para obtener los perfiles de velocidad geostrófica a partir de los datos de CTD, utilizando la teoría explicada en la sección Marco Teórico, y compararlos con los perfiles de velocidad obtenidos con el LADCP.

Los datos de LADCP se procesaron con el uso del software LDEO (*Lamont Doherty Earth Observatory*) versión IX\_7, basado en códigos de Matlab. Dentro de este software existe la implementación del método de cizalla (*shear method*), el cual fue utilizado para estimar los perfiles de velocidades reportados en esta Tesis. A partir de los perfiles de velocidad obtenidos para cada estación, se revisaron los errores medios de la velocidad zonal y meridional (Ver Figura 23). Se eliminaron aquellas estaciones con errores medios relativamente altos (Figura 23b y 23d).



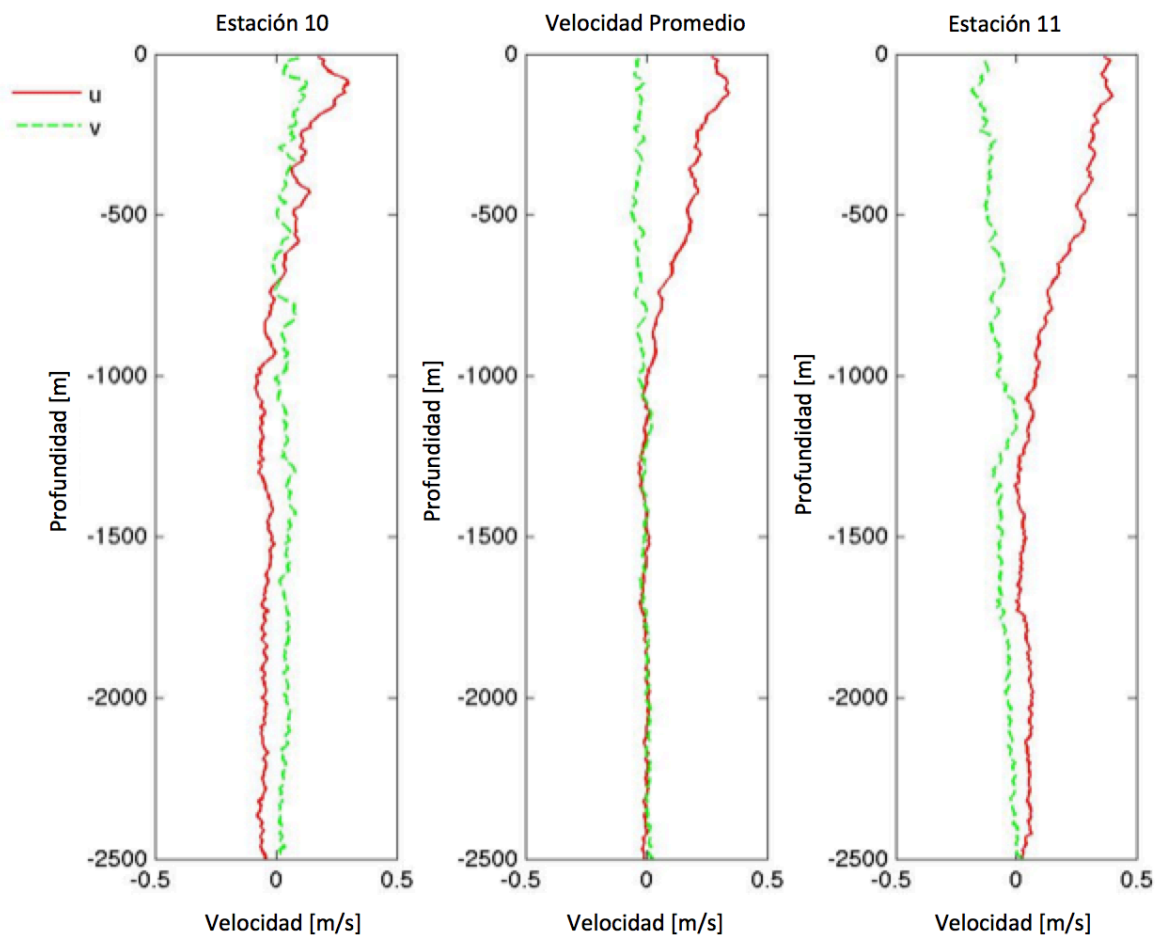
**Figura 23:** Figura que representa los errores medios de la velocidad zonal (a y b) y meridional (c y d) para las estaciones 2 (a y c) y 3 (b y d). Los residuales de la estación 2 son bajos; lo contrario ocurre para la estación 3.

Las causas de estos errores, particularmente en esta campaña se debieron a un conflicto de hardware (mala conexión de transductores). Este error resultó en la pérdida de las primeras 10 estaciones y posteriormente se aplicó una corrección al código de post-procesamiento para remediar este problema. Adicionalmente, una fuente común de errores es la falta de partículas dispersoras. Finalmente, se eliminaron 41 estaciones de LADCP (46% de la población de perfiles), ya que no cumplieron con el criterio de evaluación, Figura 24.



**Figura 24: Perfiles verticales de velocidad obtenidos a partir del software LDEO IX\_7. El panel de la izquierda corresponde a la estación 2 y muestra un perfil típico de ADCP con valores bajos de errores medios, incluyendo la solución de fondo (Bottom Tracking). El panel de la derecha corresponde a la estación 3 y muestra un perfil cuyos valores de error medio son altos y por lo tanto fue descartada.**

A partir de las estaciones válidas para la comparación de velocidades medidas y geostróficas, se obtuvo el promedio entre dos estaciones consecutivas y en su defecto, con la siguiente estación más cercana perteneciente a la misma sección (Figura 25). De tal modo que para cada perfil de velocidad promedio obtenido con los datos del LADCP, existe un perfil de velocidad geostrófica estimado con los datos de CTD. Para este estudio, se compararon la velocidad geostrófica estimada y la proyección del promedio de las velocidades de LADCP en la dirección velocidad geostrófica estimada



**Figura 25: Gráficas que muestran un ejemplo de velocidad promedio obtenida (imagen del centro), entre las estaciones 10 y 11.**

Por su parte, los datos de CTD fueron interpolados a una resolución de 10[m], ya que al momento de la adquisición estos datos variaron temporalmente mas no espacialmente como los datos de LADCP que ya se encontraban a esta resolución. Para poder comparar las mediciones de LADCP con las estimaciones con CTD, fue necesario

tener la misma resolución espacial para ambos. Del conjunto de datos de CTD medidos, se utilizaron únicamente las variables de presión, salinidad y temperatura. A partir éstos y con el uso de librería para Matlab seawater de los autores Phil Morgan y Lindsay Pender del *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*, se calcularon las anomalías de volumen y de geopotencial, la distancia entre las estaciones seleccionadas y el parámetro de Coriolis. Finalmente, con estas variables se obtuvieron los perfiles de velocidad geostrófica de acuerdo a la Ecuación 17 derivada en el Marco Teórico. El nivel de no movimiento, fue definido a los 1000 [db], profundidad a la que se observó menor velocidad en los perfiles del LADCP, con respecto a la superficie.

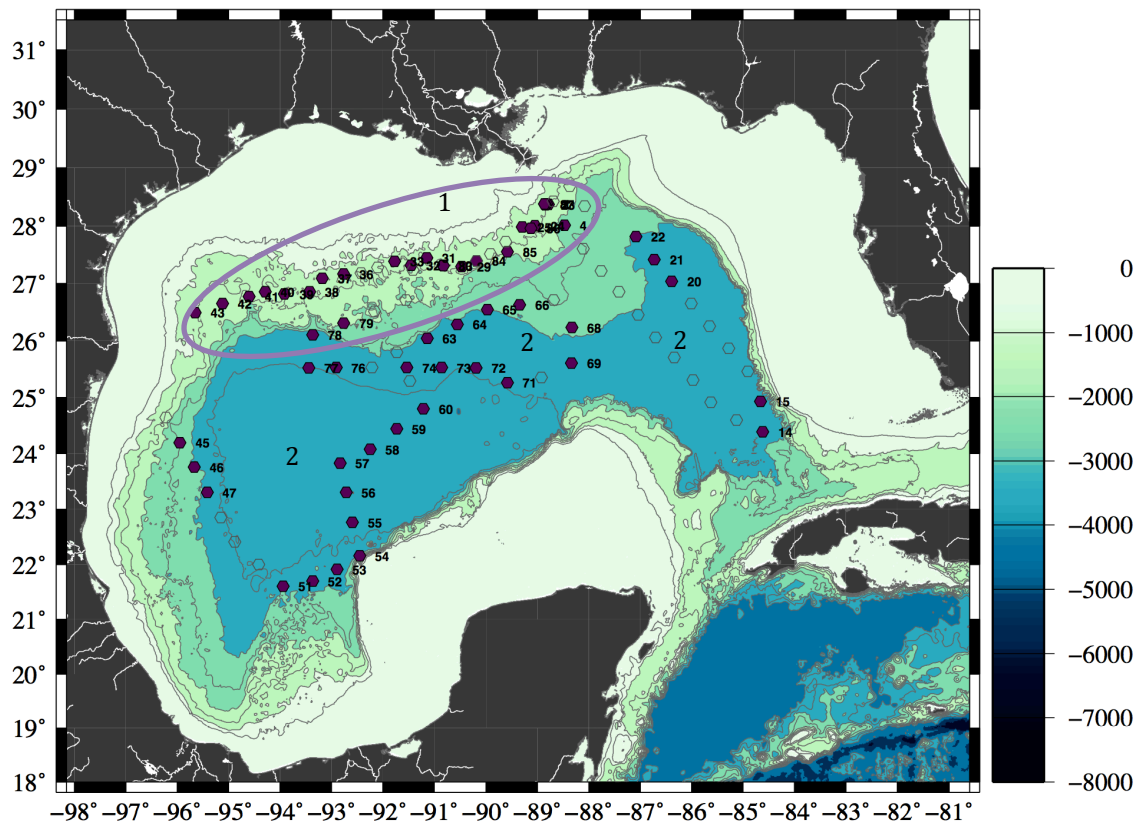
Para comparar ambos métodos (LADCP/CTD), el primer valor que se consideró fue el correspondiente a una profundidad de 20[m], ya que posterior a la interpolación este valor de profundidad nos aseguraba que todos los perfiles lo cumplieran. Se obtuvo el coeficiente de correlación de Pearson, R. Un coeficiente de correlación  $R=1$ , nos indica que ambos métodos tienen una correlación perfecta entre la velocidad geostrófica y la velocidad medida con el LADCP. Por lo tanto, en el marco de este estudio implica que toda la columna de agua que se ha comparado se encuentra en balance geostrófico; por el contrario, un coeficiente de correlación cercano a cero, nos indica que la velocidad medida *in situ* difiere mucho de tener un balance geostrófico.



## RESULTADOS

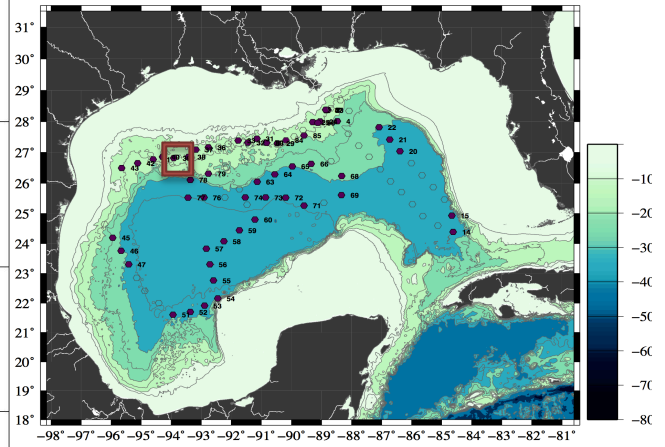
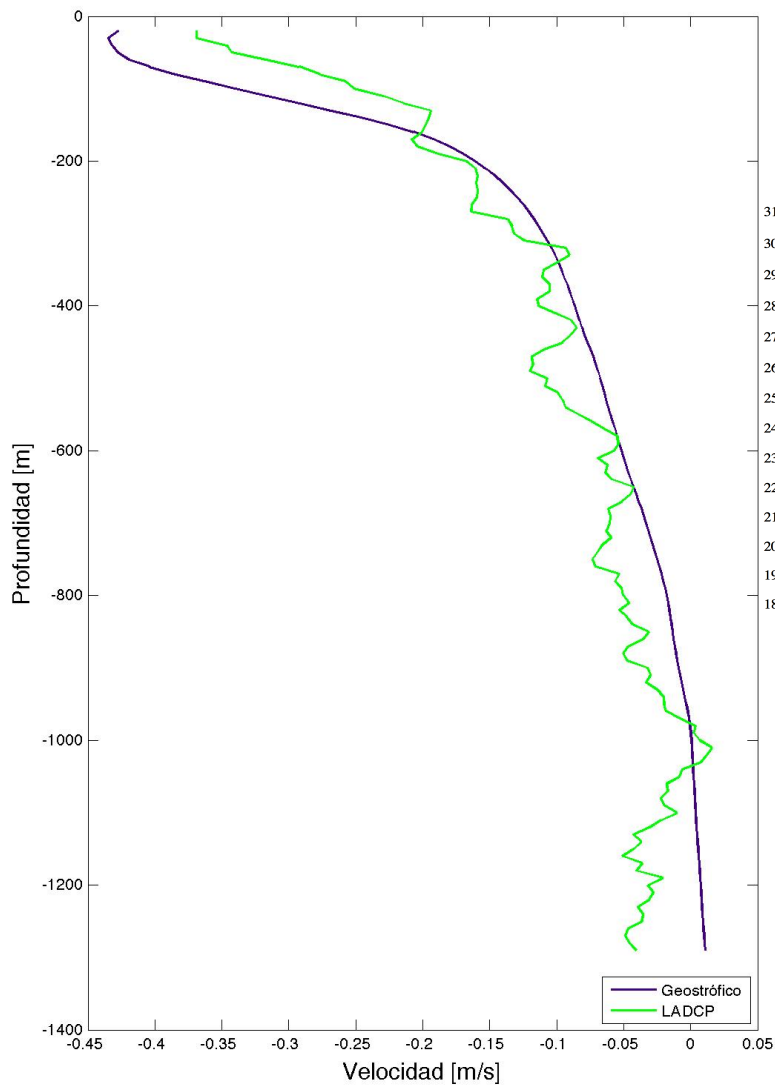
En esta sección se muestran los resultados obtenidos en este proyecto de tesis; las estaciones que se utilizaron para el procesamiento de datos se muestra en el mapa de la Figura 26 en color oscuro. Los puntos sin relleno corresponden a aquellas estaciones que fueron eliminadas para este análisis. La hipótesis inicial de este trabajo consiste en comprobar si es que las regiones que se encuentran en balance geostrófico se encuentran únicamente en el interior y aquellas regiones ageostróficas se encuentran cerca de la plataforma continental (efecto de batimetría). Para ello, se plantearon dos regiones de análisis:

- 1) Cerca de la plataforma norte del GoM
- 2) Interior del Golfo de México



**Figura 26:** Mapa que muestra en hexágonos rellenos las estaciones que fueron utilizadas para el análisis de comparación de la velocidad geostrófica con la medida por LADCP. Los hexágonos sin relleno corresponden a las estaciones eliminadas.

Para todas las estaciones seleccionadas, se analizaron individualmente los perfiles verticales del módulo de la velocidad medida con LADCP y la estimada a partir de CTD. Para determinar las regiones que satisfacen el balance geostrófico, se utilizaron las correlaciones entre la velocidad geostrófica estimada y la proyección del promedio del LADCP sobre esta dirección. A partir de estas correlaciones, se seleccionó un criterio donde las estaciones con valores del coeficiente de correlación de Pearson,  $R$ , mayores a 0.75 se encuentran en balance geostrófico. A partir de valores de  $R < 0.75$ , no se considera que la correlación sea lo suficientemente alta como para asumir que se cumple el balance geostrófico. Las Figuras 27-34, muestran la comparación de estos perfiles verticales, así como la correlación entre ellos. En las Figuras 27-30 existe una alta similitud entre ambos módulos de velocidad, y como podemos ver en sus respectivos diagramas de dispersión, su correlación es mayor a 0.75 correspondiendo, según nuestro criterio a una región en balance geostrófico. Por otro lado, para las Figuras 31-34 sucede lo contrario, los módulos de los perfiles de velocidad vertical tiene valores muy distintos entre sí e índices de correlación relativamente bajos; por lo tanto, corresponden a regiones ageostróficas.



Correlación

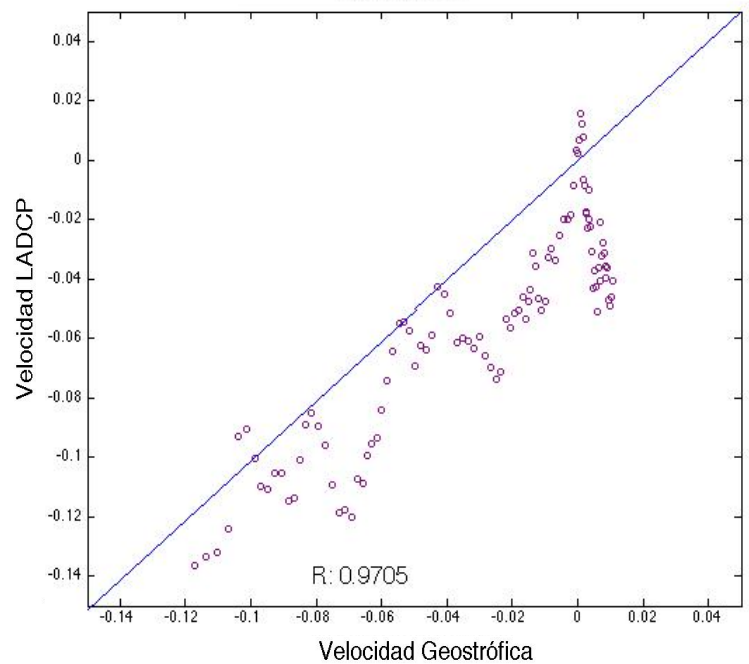
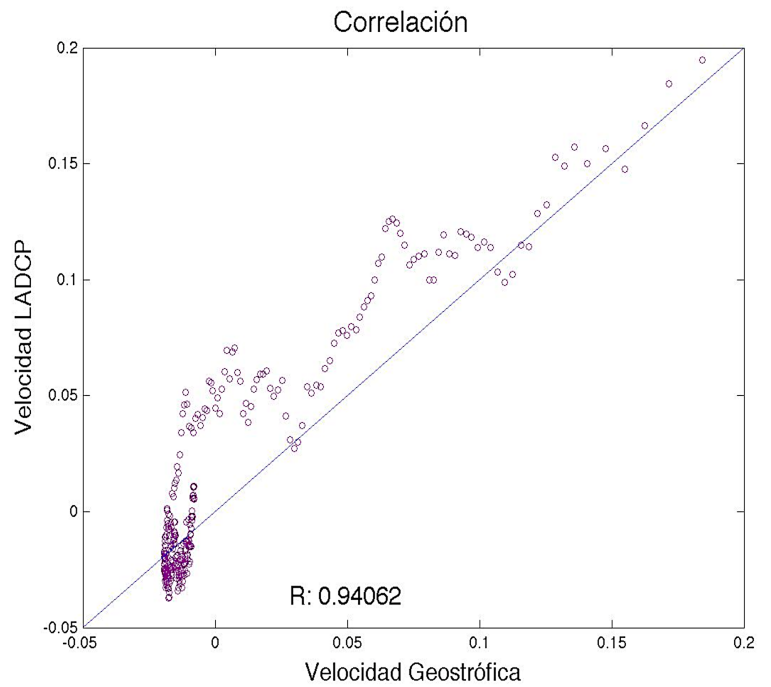
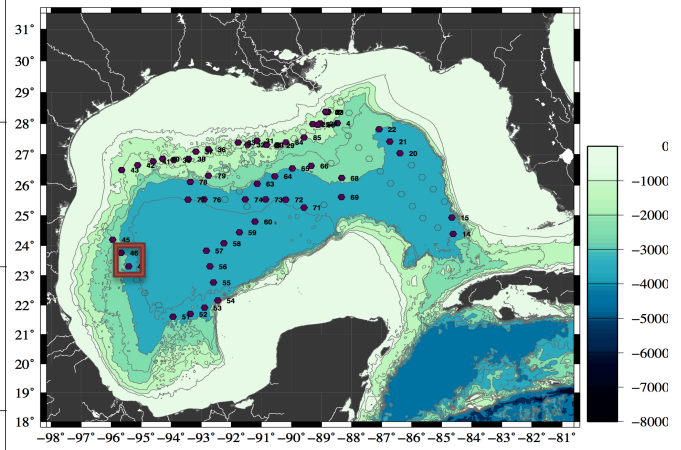
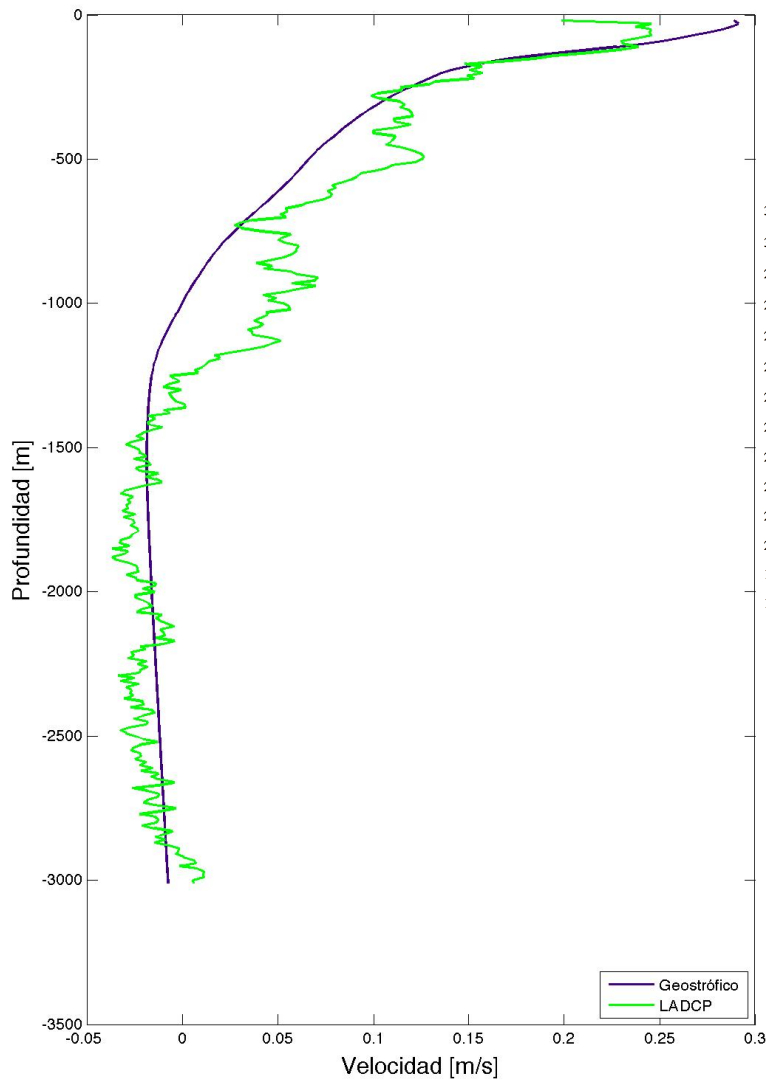


Figura 27: En la figura de la izquierda se muestra el perfil de velocidades medida con el sistema LADCP, en línea verde, y la velocidad geostrófica calculada, en línea morada. En la esquina inferior derecha se muestra la correlación entre las mismas variables con su respectivo coeficiente de correlación de Pearson



**Figura 28:** En la figura de la izquierda se muestra el perfil de velocidades medida con el sistema LADCP, en línea verde, y la velocidad geostrófica calculada, en línea morada. En la esquina inferior derecha se muestra la correlación entre las mismas variables con su respectivo coeficiente de correlación de Pearson

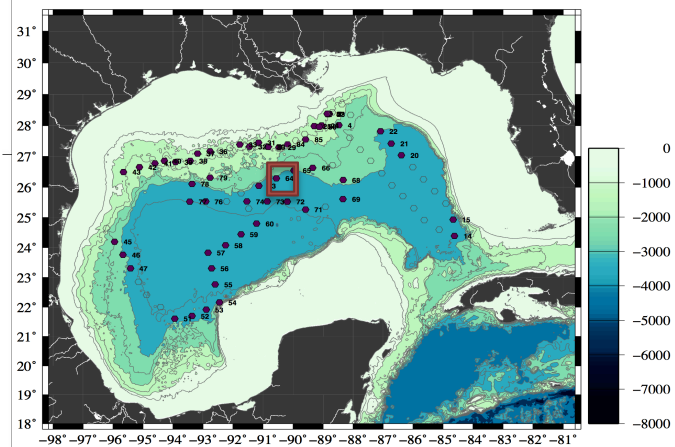
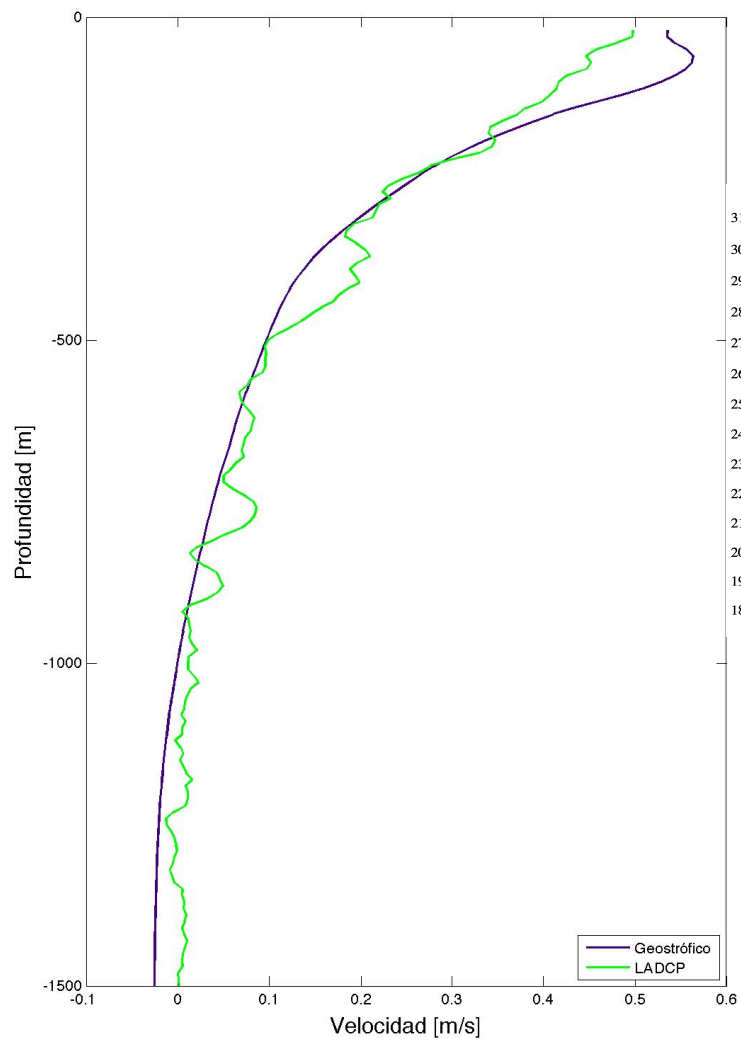
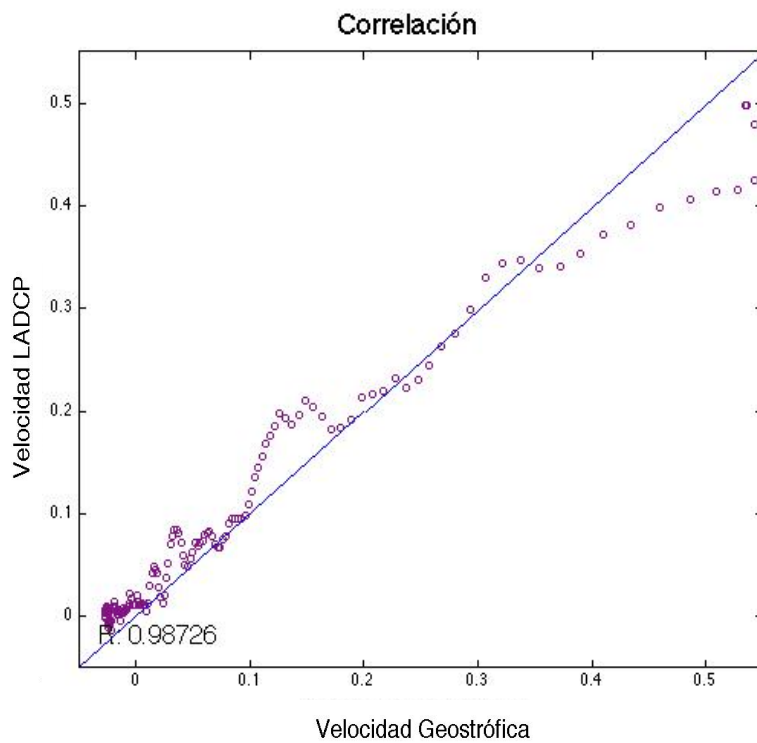
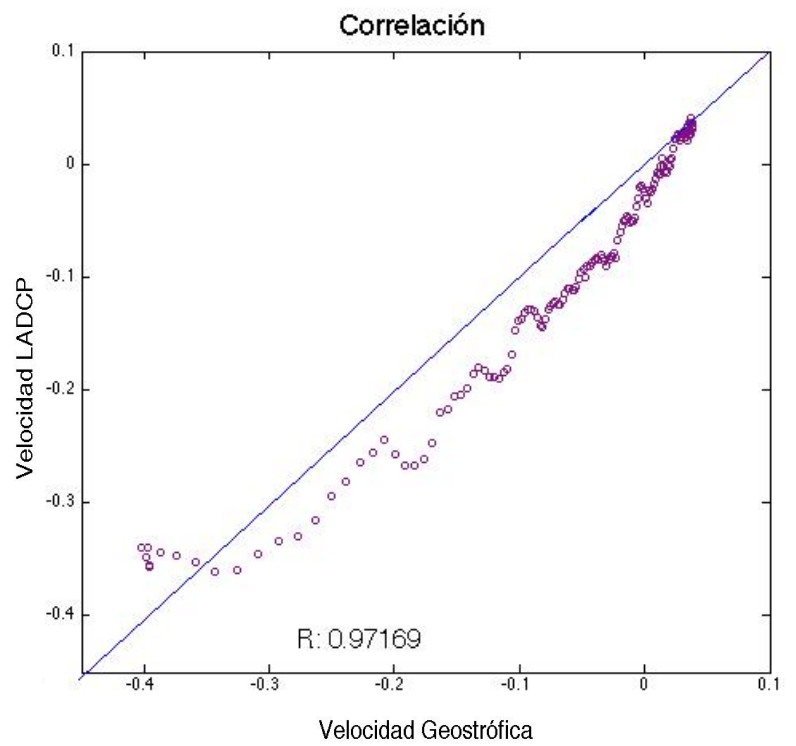
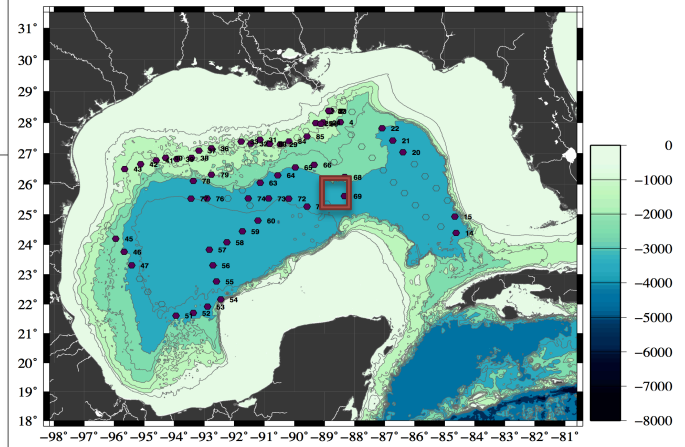
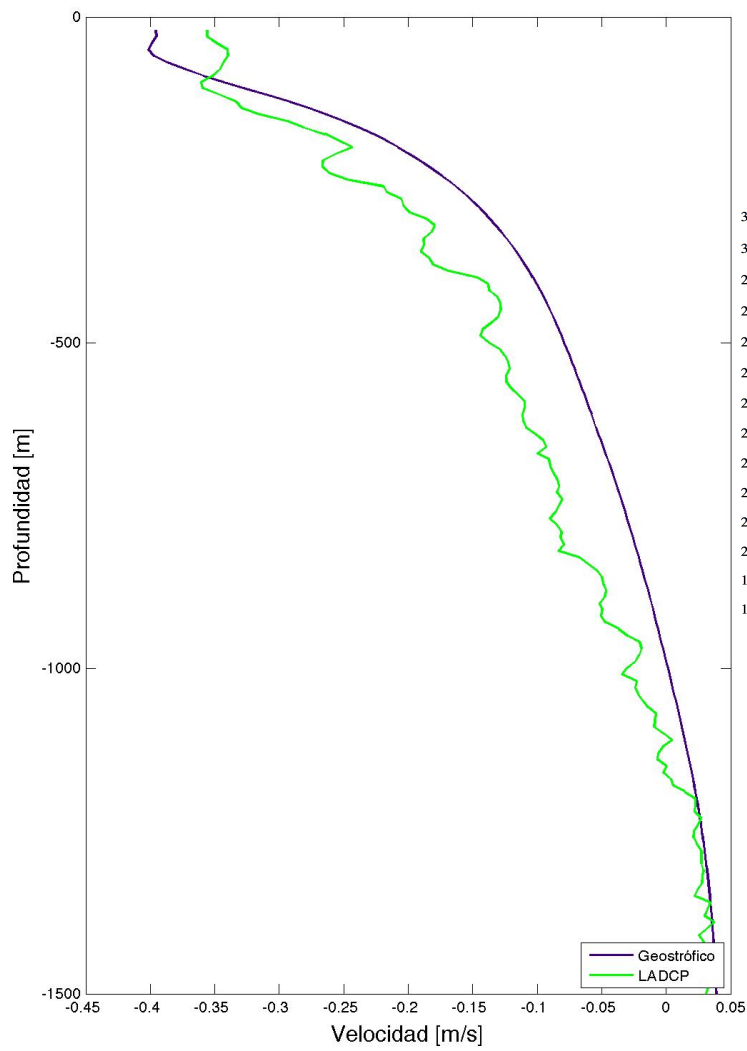


Figura 29: En la figura de la izquierda se muestra el perfil de velocidades medida con el sistema LADCP, en línea verde, y la velocidad geostrófica calculada, en línea morada. En la esquina inferior derecha se muestra la correlación entre las mismas variables con su respectivo coeficiente de correlación de Pearson





**Figura 30:** En la figura de la izquierda se muestra el perfil de velocidades medida con el sistema LADCP, en línea verde, y la velocidad geostrófica calculada, en línea morada. En la esquina inferior derecha se muestra la correlación entre las mismas variables con su respectivo coeficiente de correlación de Pearson

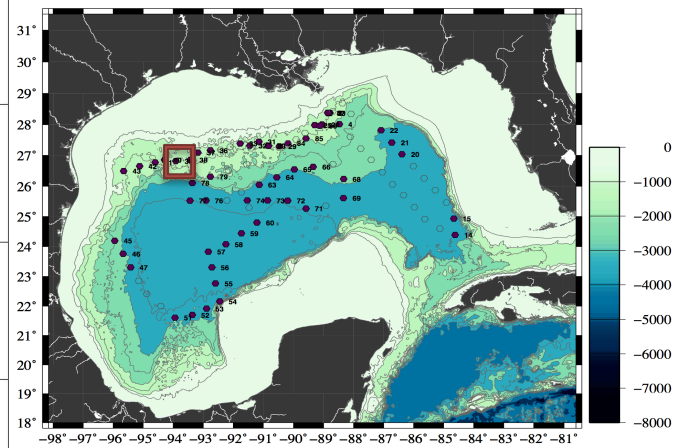
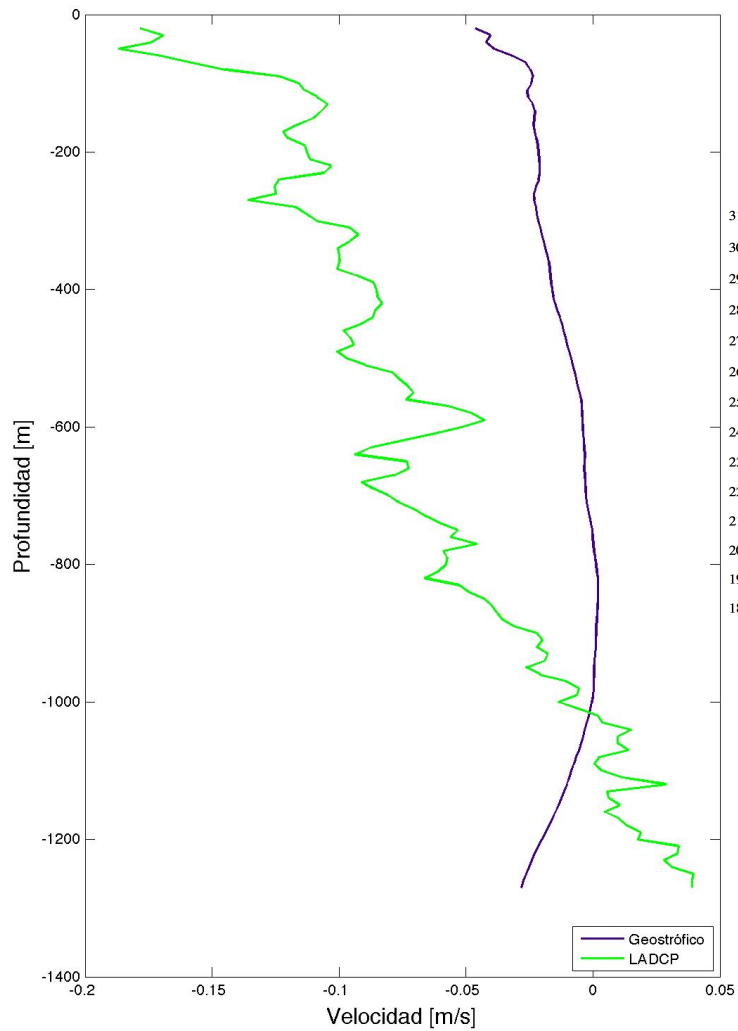
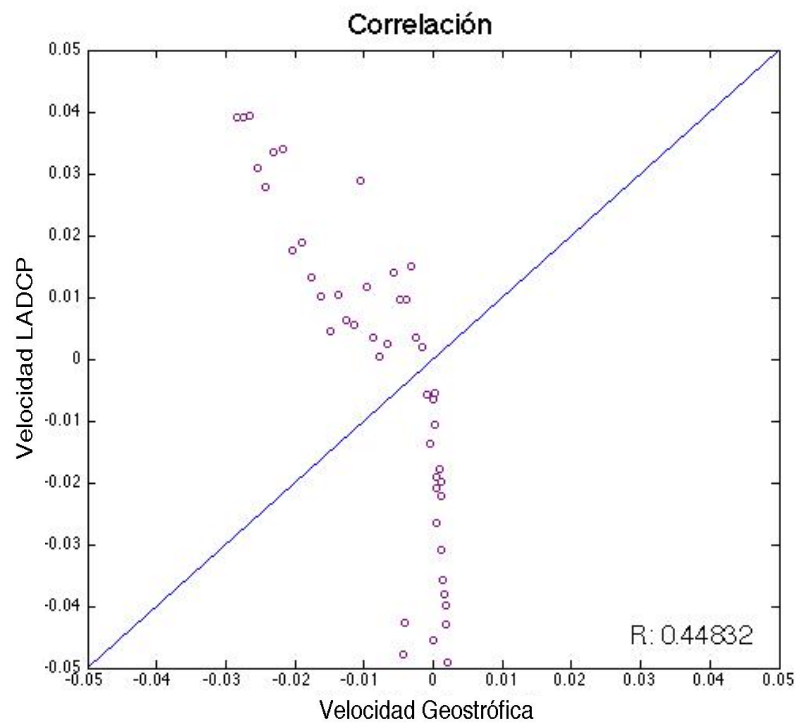
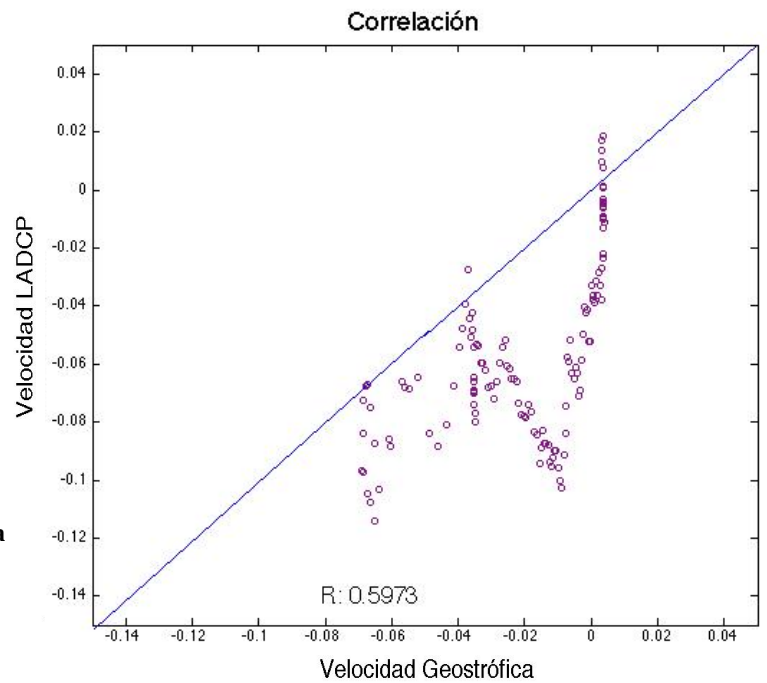
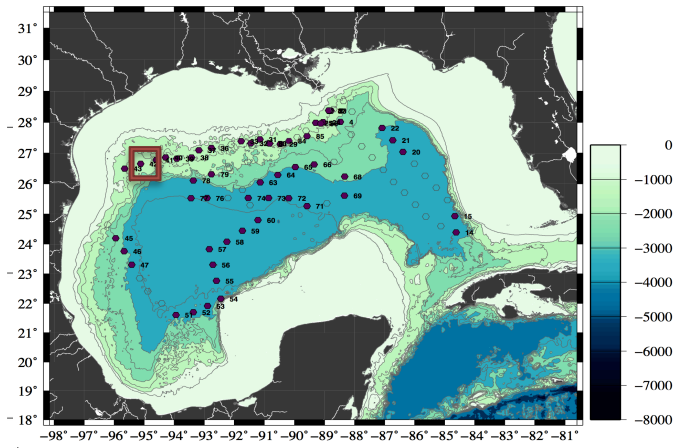
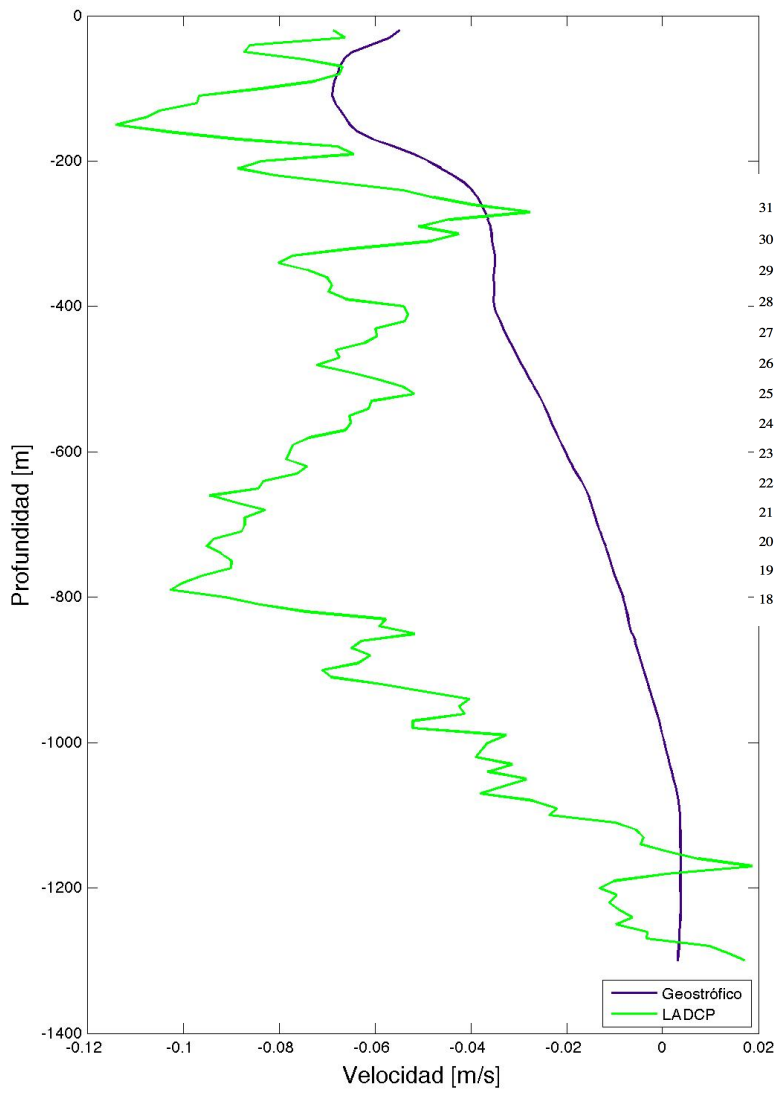


Figura 31: En la figura de la izquierda se muestra el perfil de velocidades medida con el sistema LADCP, en línea verde, y la velocidad geostrófica calculada, en línea morada. En la esquina inferior derecha se muestra la correlación entre las mismas variables con su respectivo coeficiente de correlación de Pearson





**Figura 32:** En la figura de la izquierda se muestra el perfil de velocidades medida con el sistema LADCP, en línea verde, y la velocidad geostrofica calculada, en línea morada. En la esquina inferior derecha se muestra la correlación entre las mismas variables con su respectivo coeficiente de correlación de Pearson



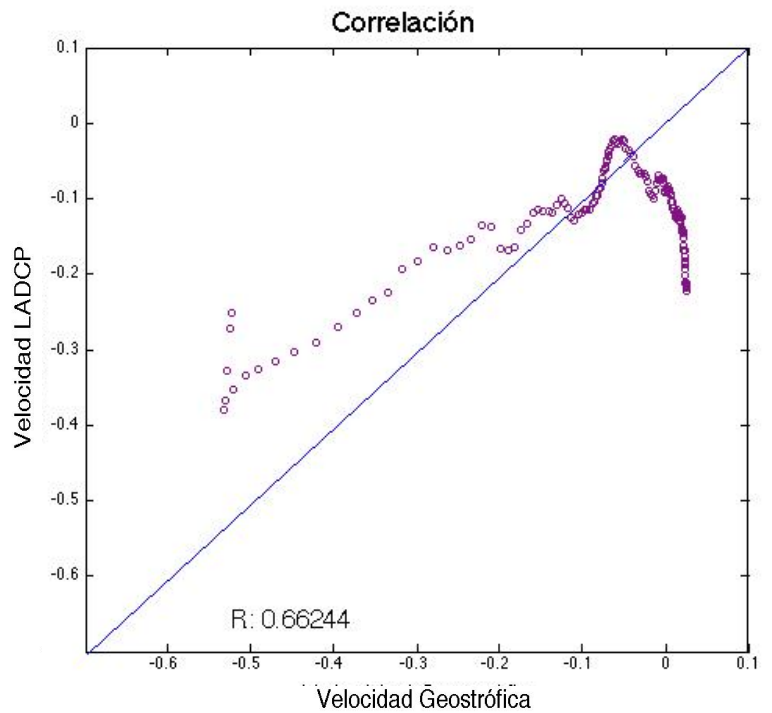
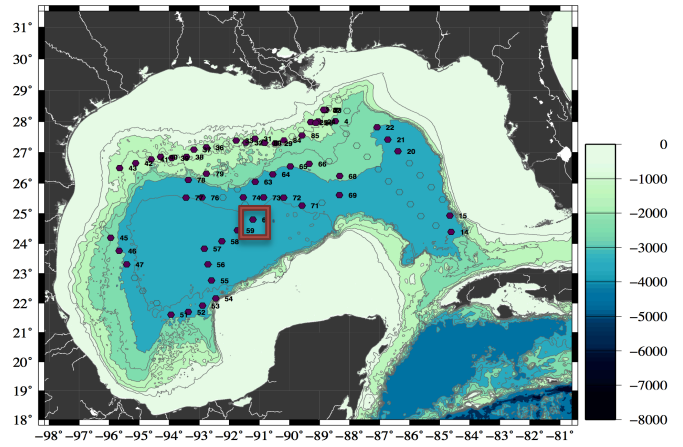
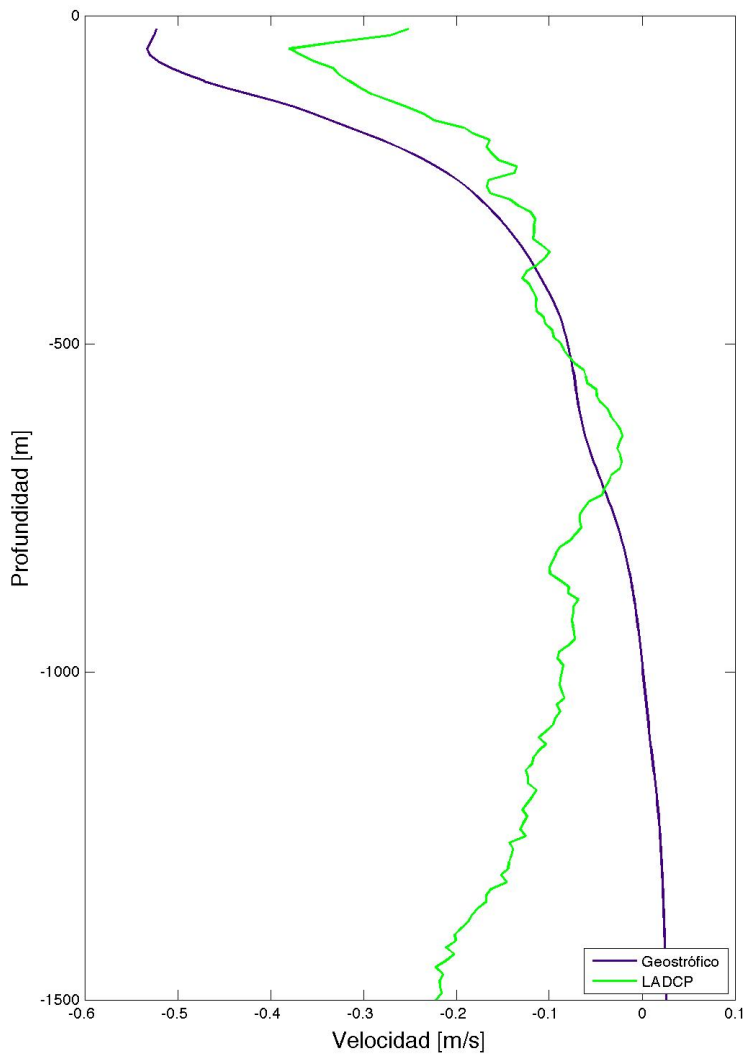


Figura 33: En la figura de la izquierda se muestra el perfil de velocidades medida con el sistema LADCP, en línea verde, y la velocidad geostrófica calculada, en línea morada. En la esquina inferior derecha se muestra la correlación entre las mismas variables con su respectivo coeficiente de correlación de Pearson

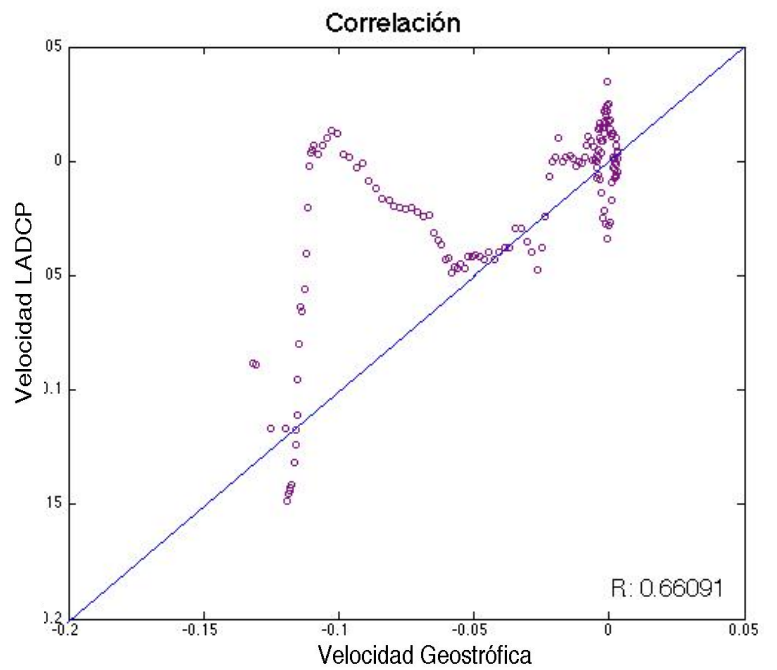
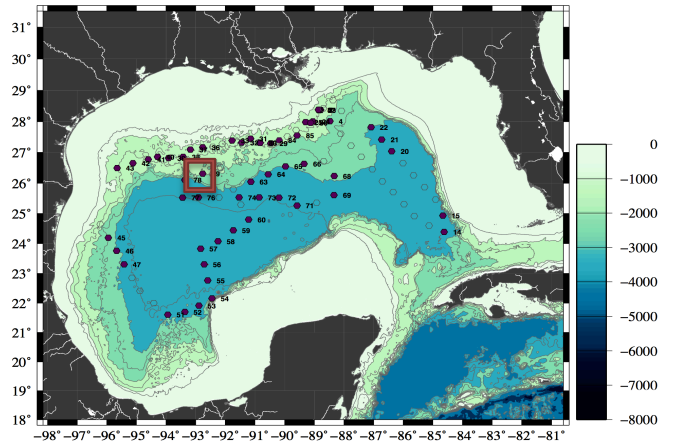
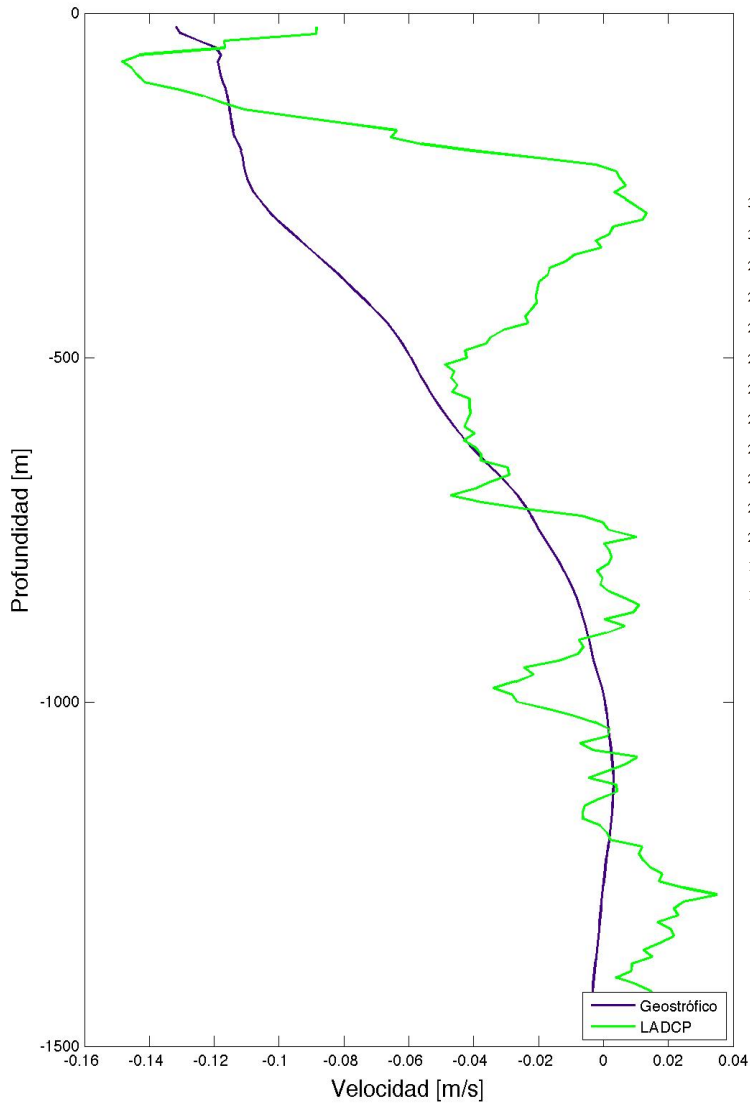
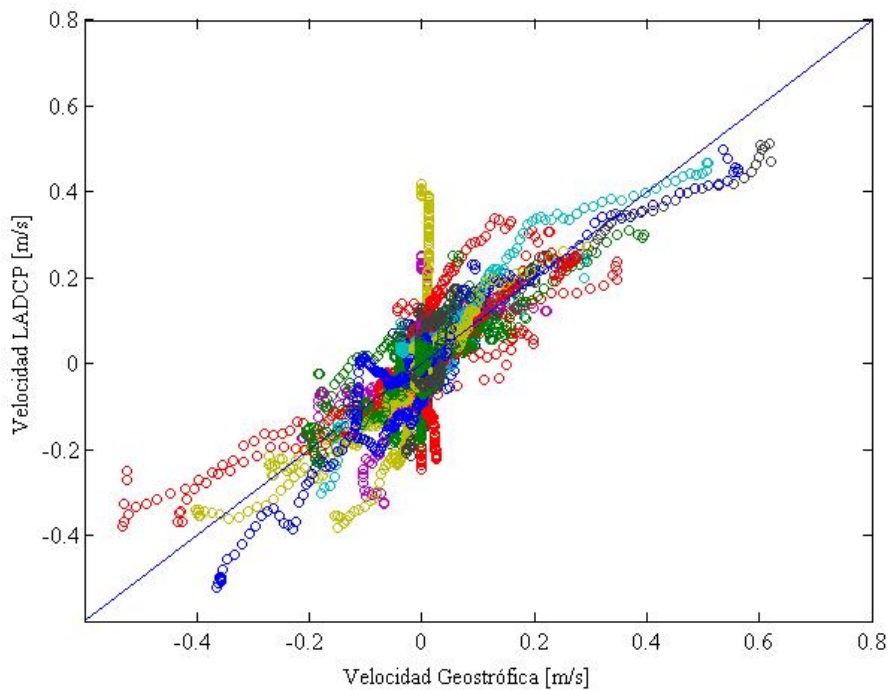


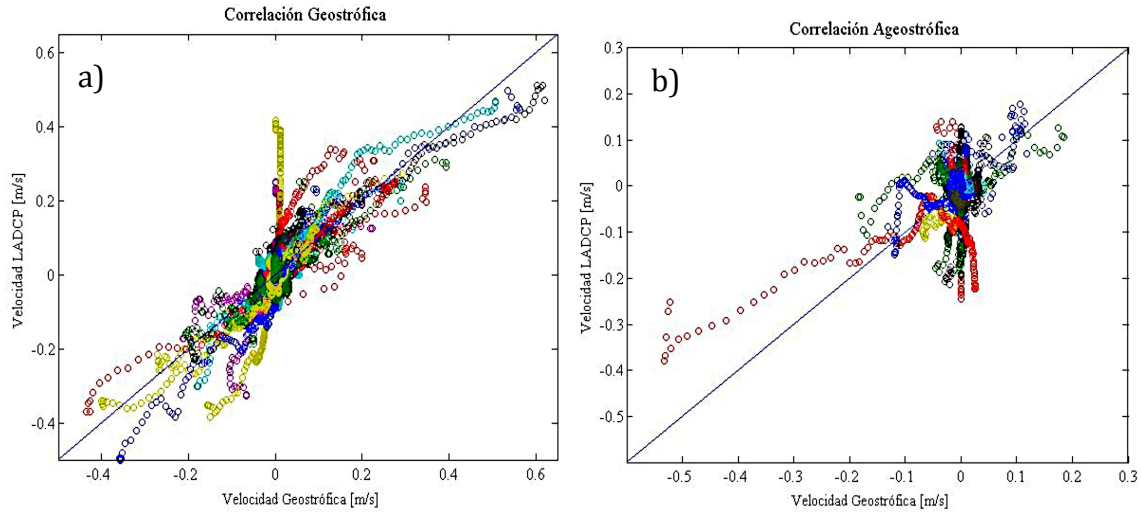
Figura 34: En la figura de la izquierda se muestra el perfil de velocidades medida con el sistema LADCP, en línea verde, y la velocidad geostrófica calculada, en línea morada. En la esquina inferior derecha se muestra la correlación entre las mismas variables con su respectivo coeficiente de correlación de Pearson

De todas las estaciones consideradas, se obtuvo el gráfico de dispersión de los datos comparados. En la Figura 35, se muestra el diagrama de dispersión que incluye todas las estaciones consideradas durante el procesamiento. Se puede observar que hay datos altamente correlacionados pero no es una situación generalizada. De las 48 estaciones que se analizaron 32 cumplen con un balance geostrófico y 16 mostraron ser ageostróficas.



**Figura 35: Gráfica que muestra la correlación de todas las estaciones**

Los datos mostrados en la Figura 36 se separaron utilizando el criterio previamente mencionado; los valores de correlación mayores a 0.75 se muestran en la Figura 36a y aquellos menores a 0.75 en la Figura 36b. Para los casos que se encuentran en balance geostrófico no solo la correlación es alta sino también los ordenes de magnitud lo son. Por el contrario, en las estaciones ageostróficas el análisis de balance geostrófico subestima en magnitud las mediciones de LADCP.



**Figura 36: a) Gráfica que muestra la correlación de aquellas estaciones clasificadas como geostróficas, y b) de aquellas que al tener baja correlación se consideraron ageostróficas.**

Finalmente, a partir de este análisis es posible generar un mapa con las regiones geostróficas y ageostróficas. En la Figura 37 se muestra la distribución geográfica de los coeficientes de correlación de todas las estaciones estudiadas; el tamaño de los círculos es proporcional al coeficiente de correlación. Los círculos azules representan las estaciones cuya correlación,  $R$ , es mayor a 0.75, y bajo el criterio considerado corresponden a un balance geostrófico. Los círculos rojos representan las estaciones con una correlación menor a 0.75, y fueron definidas bajo este criterio como regiones ageostróficas. Coincidentemente, en la vecindad de la plataforma continental norte existe una gran cantidad de estaciones ageostróficas, relacionadas con las interacciones no lineales entre el fondo y las corrientes. Asimismo, el interior se encuentra en balance geostrófico, salvo excepciones que serán discutidas en las conclusiones.

En la Figura 38, vemos los resultados, pero ahora sobre un mapa de Anomalía de Altura del Nivel del Mar, ya que las imágenes satelitales son una herramienta útil para comprender las condiciones en las que se tomaron las mediciones.

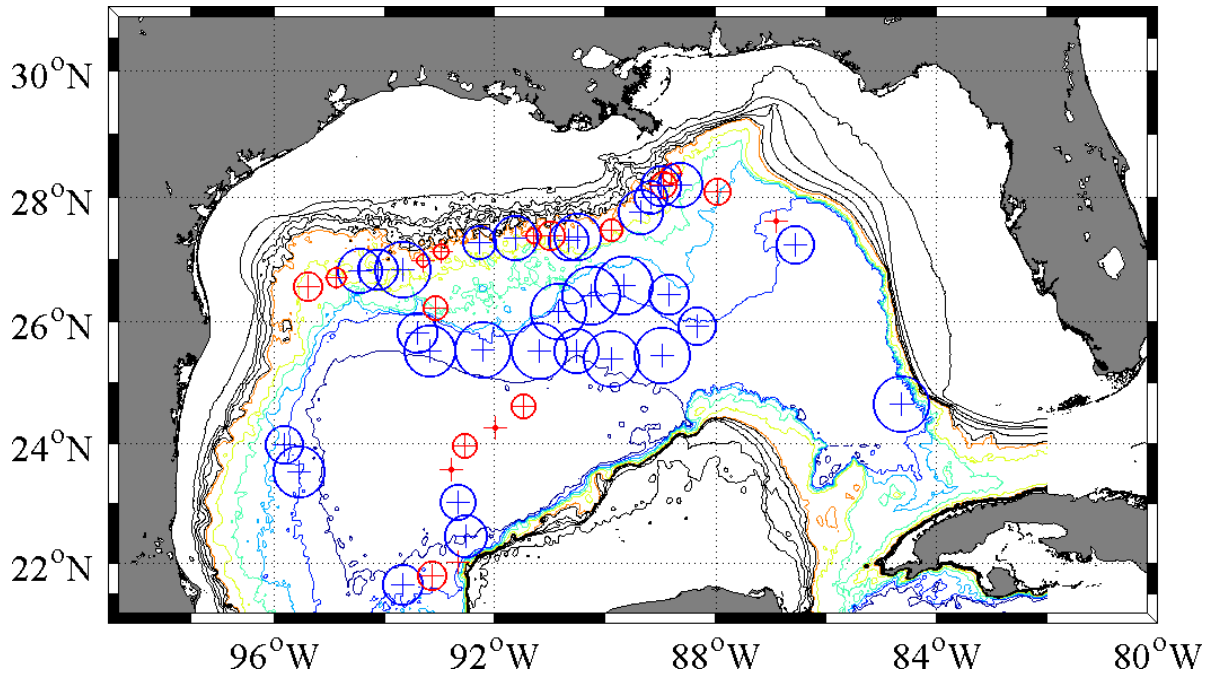


Figura 37: Mapa que esquematiza el valor del coeficiente de correlación de Pearson; los círculos rojos indican las regiones ageostróficas y los azules aquellas en balance geostrófico. Las líneas negras representan la batimetría entre 100 y 1000[m] de profundidad, mientras que las líneas de colores corresponden a valores entre 1000 y 3500[m] de profundidad.

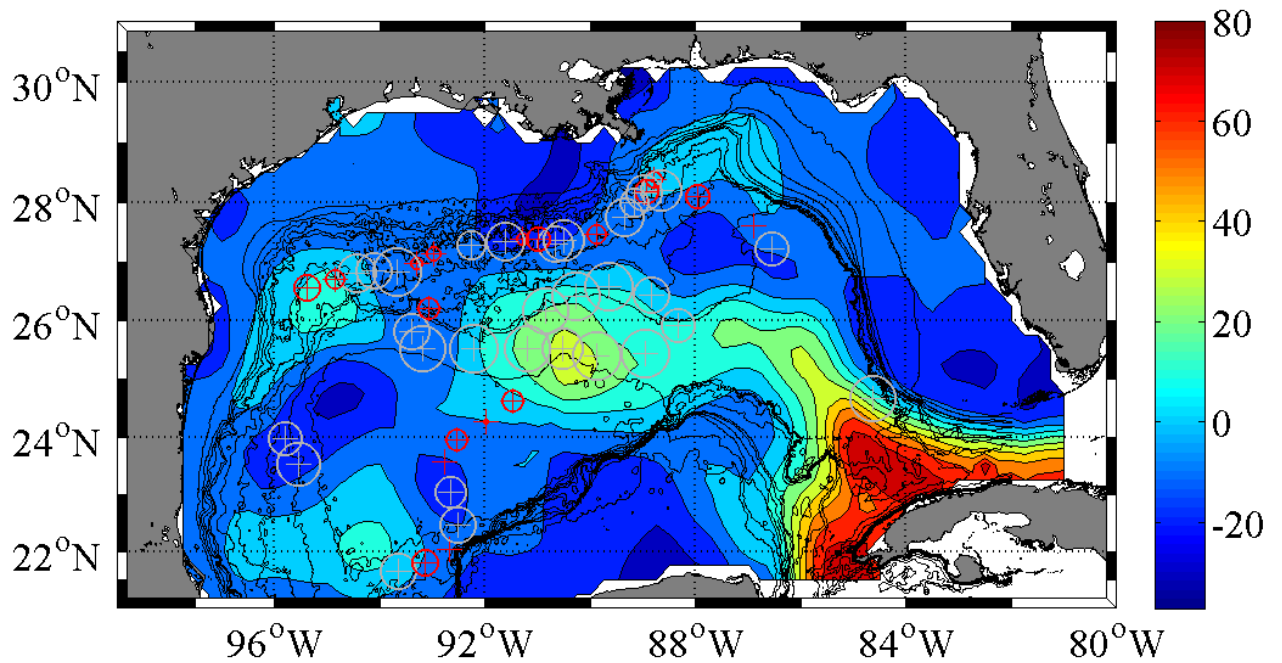


Figura 38: Mapa que representa el valor del coeficiente de correlación de Pearson; los círculos rojos indican las regiones ageostróficas y los grises aquellas en balance geostrófico, con respecto a la Anomalía de la Altura del Nivel del Mar en cm.

## CONCLUSIONES

Durante la campaña oceanográfica PE1405 se encontraron regiones en balance geostrófico y algunas que no lo están. Se observó que la mayor parte del interior del Golfo de México se encuentra en balance geostrófico. Por ejemplo, durante esta campaña se obtuvieron los mapas de Anomalía del Nivel de Mar (ANM), mostrados en la Figura 39 con el propósito de muestrear un remolino que se desprendió de la Corriente del Lazo (26°N Figuras 38 y 39G) durante Agosto de 2013. De acuerdo al análisis realizado en esta tesis se comprobó que al igual que la mayoría de los remolinos de gran escala que se desprenden de la Corriente del Lazo, éste satisface el balance geostrófico, como se muestra en las Figuras 38 y 39G. Dicho balance se cumple pues tienen un número de Rossby pequeño al contar con grandes longitudes y bajas velocidades.

En el interior, a lo largo de la latitud 24°N, se encontraron regiones que no se encuentran en balance geostrófico a pesar de que se encuentran en el interior, esto se puede deber a una serie de errores intrínsecos al procedimiento de cálculo de corrientes geostróficas como por ejemplo: que el nivel de no movimiento seleccionado no fue apropiado para estas estaciones. Particularmente, éstas estaciones tiene una velocidad muy cercana a cero y este método no es muy apropiado en estos casos. Como se indicó en el marco teórico el número de Rossby se define como  $Ro = \frac{U}{fL}$ , ahora bien, considerando que cada grado de longitud en el mapa equivale a aproximadamente 100 [km], la longitud característica es del orden  $10^5$ [m]. El parámetro de Coriolis,  $f$ , tiene un orden de magnitud de  $10^{-5}$ [s<sup>-1</sup>] y la velocidad en esas estaciones es del orden de  $10^{-2}$ [m/s]; con estos parámetros,  $Ro$  tiene un orden de magnitud de  $10^{-2}$ . A pesar de cumplir con un número de Rossby pequeño, no cumplió con el balance geostrófico de acuerdo al criterio descrito en este trabajo.

En general, como se puede observar en el mapa de la Figura 39, la región cercana a la plataforma continental norte presenta valores de correlación menores a los

observados en el interior; esto se debe a la cercanía que estas estaciones tienen al fondo. Las interacciones entre las corrientes oceánicas y el fondo es mucho mas compleja provocando que esta región sea ageostrófica. Mientras tanto, para las estaciones del interior con balance geostrófico, se observó que a lo largo de toda la columna medida la correlación entre ambos métodos fue muy alta. Los resultados mostrados en el mapa de la Figura 39 sugieren que el balance geostrófico no es perfecto como lo indica la literatura; si lo fuera, no existirían interacciones no lineales entre remolinos, corrientes y fondo, secciones de desprendimiento, entre otros. Además, el parámetro de Coriolis tiende a cero a medida que nos acercamos al Ecuador, en el caso de nuestra área de estudio éste es bajo comparado con latitudes medias, i.e. un orden de magnitud menor y para conservar  $Ro < 1$  las velocidades y longitudes características se vuelven importantes.

Los resultados de este proyecto de investigación no permiten hacer una generalización espacio-temporal, pues el comportamiento no es homogéneo, solamente hay tendencias de un mayor balance geostrófico en el interior y menor en la región cercana a la plataforma norte. Sin embargo, el hecho de que haya un comportamiento ageostrófico marcado para algunas regiones, denota la importancia de considerar elementos como la fricción en los modelos numéricos que representan la circulación oceánica en el Golfo de México. Las limitaciones de este proyecto radican en que los datos corresponden a un experimento que no considera la variabilidad espacial y temporal. Por otra parte, para la estimación de la velocidad geostrófica tomó un nivel de no movimiento de 1000 [m], sin embargo se pudo haber explorado otra serie de valores.

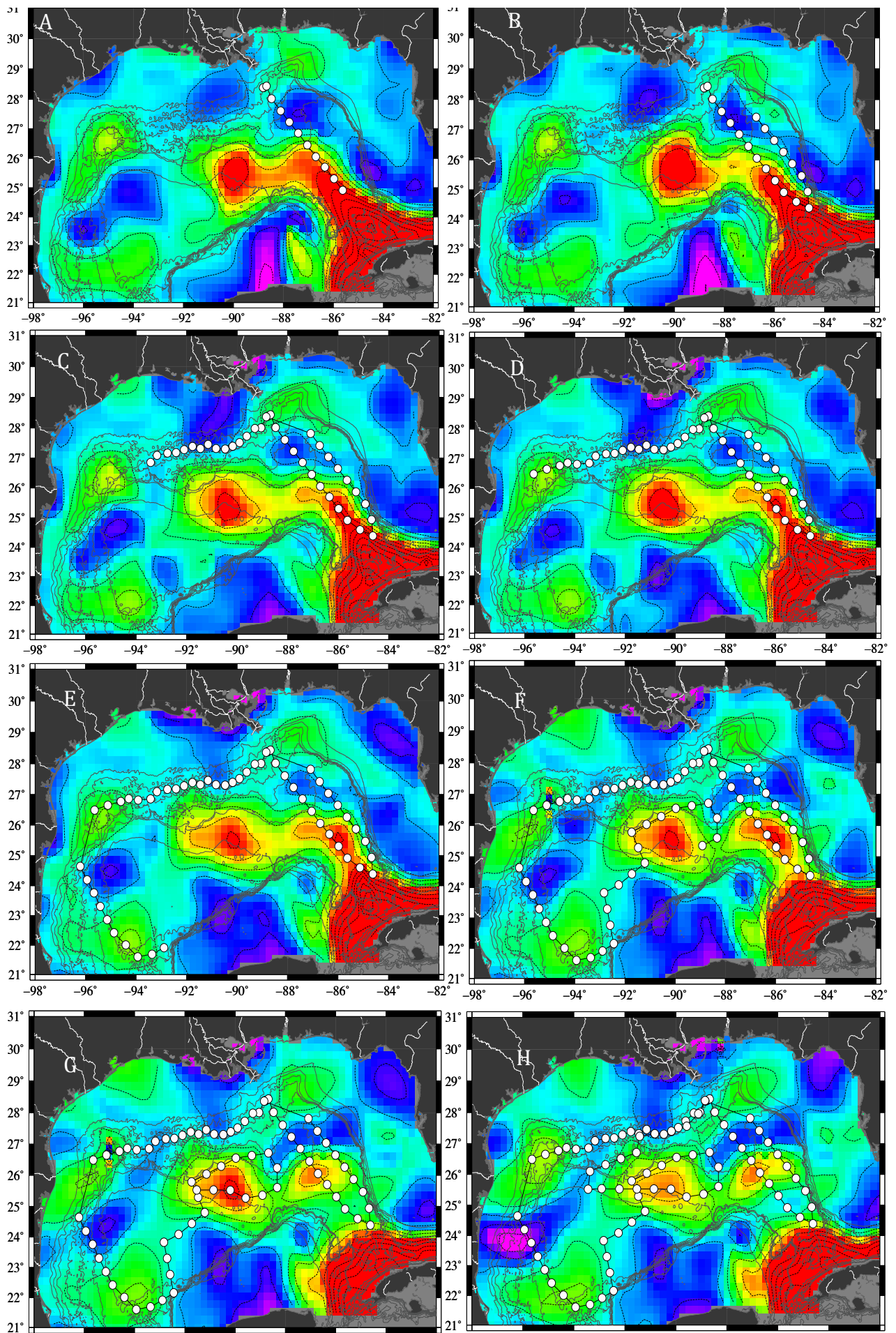


Figura 39: Mapas representativos de la Anomalia del Nivel de Mar, expresada en centímetros mediante la escala de colores.



## APÉNDICE

### GLOSARIO

**Advección:** Transporte horizontal del fluido y sus propiedades (temperatura, salinidad, oxígeno, etc.)

**Anomalía de densidad potencial:**  $\sigma_{\theta} = \rho_{\theta} - 1000 \text{ kg/m}^3$

**Balance Geostrofico:** Es el balance entre el Gradiente de Presión Horizontal y la Fuerza de Coriolis.

**Corrientes Geostroficas:** Se deben al balance entre la Fuerza de Gradiente de Presión y la Fuerza de Coriolis. Estas corrientes fluyen a lo largo de isobaras, mas no de mayor a menor presión como ocurre normalmente. Los flujos oceánicos de gran escala a latitudes medias se comportan aproximadamente en balance geostrofico.

**Densidad Potencial:** es la densidad que una parcela de agua adquiriría si fuera llevada adiabáticamente a una presión de referencia. A pesar de que la densidad se ve afectada con los cambios de presión, la densidad potencial de una parcela de fluido se conserva a pesar de los cambios en presión. En condiciones estables, la densidad potencial aumenta con la profundidad., y el flujo diapicno es favorecido.

**Diapicno:** Flujo a través de isopicnas

**Eddies:** término empleado para denotar todos los fenómenos oceánicos de mesoescala que varían con el tiempo, tales como ondas planetarias y vórtices oceánicos. En este caso, se emplea para hacer referencia a elementos de circulación cerrados como anillos.

**Flujo Geostrofico:** es aquel flujo en el que el agua se mueve a través de isobaras.

**Fuerza de Coriolis:** Es la deflexión de los objetos en movimiento cuando son observados en un sistema coordinado en rotación como es la Tierra. Las parcelas de agua son deflectadas a la derecha de su movimiento en el Hemisferio Norte y a la izquierda en el Hemisferio Sur. La fuerza de Coriolis aumenta del Ecuador a los Polos debido a que la componente de la rotación de la Tierra es mayor aquí, siendo nula en el Ecuador. A latitudes medias tiene un orden de magnitud de  $10^{-4}$

**Gradiente de Presión:** Cambio de presión con la densidad, responsable de movimiento del fluido.

**Isobara:** Superficie de presión constante

**Isopicna:** Superficie de densidad contante, a lo largo de este tipo de superficies ocurre la mayor mezcla oceánica.

**Masas de agua:** Son grandes volúmenes de agua con propiedades físicas y químicas similares, propiedades adquiridas ya sea en la superficie del océano en regiones con fuerte forzamiento atmosférico o son el resultado de la homogenización de la mezcla oceánica. Seguir la trayectoria de estas masas de agua desde su formación hasta determinado punto de observación permite conocer el comportamiento de la circulación y de la mezcla.

**Presión :** Se define como  $P = \text{Fuerza} / \text{Área}$ , para un fluido en reposo la presión se debe al peso de la columna de agua, es decir:

$$P = (\text{Masa} * \text{Gravedad}) / \text{Área} = (\text{Densidad} * \text{Volumen}) / \text{Área} = \text{Densidad} * \text{Altura} * \text{Gravedad}$$

De acuerdo a lo anterior, la distribución de la presión en el océano está determinada tanto por la de densidad del agua y la pendiente de la superficie.

**Salinidad:** Cantidad total de sales disueltas por kilogramo de agua. El agua de mar se encuentra en un rango de 34-36 ppm.

**Temperatura:** Es la cantidad termodinámica que mide la energía térmica como el promedio de energía cinética de las vibraciones moleculares.

**Transporte de volumen:** es el transporte de masa integrado sobre un volumen (área x profundidad), dividido por su densidad. Se mide en  $\text{m}^3/\text{s}$ , o Sv.  $1\text{Sv} = 10^6\text{m}^3/\text{s}$ .

**Trazador:** Sustancias químicas que se utilizan para rastrear la trayectoria de cierta masa de agua a medida que viaja. Se clasifican en 1) estables conservativos, que solamente se alteran por la mezcla en el interior del océano, dentro de esta clasificación tenemos la Temperatura Potencial y Salinidad;; 2) estables no conservativos, se alteran por procesos físicos, químicos y biológicos, dentro de estos trazadores tenemos el  $\text{O}_2$  y  $\text{CO}_2$ . 3) Radiactivos conservativos como el  $^{222}\text{Rn}$  y 4) Radiactivos no conservativos como el  $^{14}\text{CO}_2$ .

**Velocidad:** Mide la tasa de cambio de la posición respecto al tiempo, al ser una unidad vectorial, tiene magnitud y sentido, en oceanografía se considera un fluido tridimensional con componentes  $u$ ,  $v$ ,  $w$ , donde  $u$  es este-oeste,  $v$  es norte-sur, y  $w$  es la velocidad en la vertical.

## REFERENCIAS

- Aldeco, J., Monreal-Gómez, M.A., Signoret, M., Salas-de León, D.A., Hernández-Becerril, D.U., 2009. Occurrence of a subsurface anticyclonic eddy, fronts, and *Trichodesmium* spp. over the Campeche Canyon region, Gulf of Mexico. *Ciencias Marinas*
- Athié, G., Sheinbaum, J., Leben, R., Ochoa, J., Shannon, M., Candela, J., 2015. Interannual variability in the Yucatan Channel flow. *Geophysical Research Letters*
- Brady, E., 1982. Anticyclonic Rings in the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*
- Caso, M., Pisanty, I. y Ezcurra E. (Compiladores); Monreal, G., Salas de León, D.A. y Velasco, M.H.(Capítulo "La Hidrodinámica del Golfo), 2004. Diagnóstico Ambiental del Golfo de México. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Instituto Nacional de Ecología, Instituto de Ecología, A.C., Harte Research Institute for Gulf of Mexico Studies.
- Etter, P.C., 1983. Heat and freshwater budgets of the Gulf of México. *Journal of Physical Oceanography*.
- Fernández E., Gallegos, A. y Zavala-Hidalgo, J., 1993. Oceanografía Física de México. Zona Económica Exclusiva. Ciencia y Desarrollo
- Firing, E. F., and R. Gordon, 1990. Deep Ocean acoustic Doppler current profiling. *Proceedings of the IEEE Fourth Working Conference on Current Measurement*
- Gallegos, Artemio, 1996. Descriptive Physical Oceanography of the Caribbean Sea. Coastal and Estuarine Studies. American Geophysical Union
- Gill, A. E., 1982. *Atmosphere – Ocean Dynamics*. Academic Press, Inc., New York.
- Graham, B., Reilly W.K., et al. , 2011. The Gulf Oil Disaster and the Future of Offshore Drilling Report to the President. National Commission on the BP Deepwater Horizon Oil Spill and Offshore Drilling
- Hamacher, B., 2010. Wind Keeps Oil From Loop Current & Away From Florida Shores. Associated Press.
- Hamilton, P. , 1990. Deep Currents in the Gulf of Mexico. American Meteorological Society

- Ichiye, T., 1962. Circulation and water mass distribution in the Gulf of Mexico. Geofísica Internacional.
- Inoue, M., Welsh, S., Rouse, L., Weeks, E., 2008. Deepwater Currents in the Eastern Gulf of Mexico: Observations at 25.5°N and 87°W. Louisiana State University, Coastal Marine Institute.
- Johns, E., D. R. Watts and H. T. Rossby, 1989. A test of geostrophy in the Gulf Stream. Journal of Geophysical Research
- Johnson, Donald R., 2008. Ocean Surface Current Climatology in the Northern Gulf of Mexico. Gulf Coast Research Laboratory, Marine Fisheries Initiative (MARFIN) program of NMFS/NOAA.
- Ledwell, J., DiMarco S., Guest, B., Houghton, L., et al., 2013. Dispersion of a tracer in the deep northern Gulf of Mexico. Woods Hole Oceanographic Institution.
- Leipper, D.F. , 1970. A sequence of current patterns in the Gulf of Mexico. American Geophysical Union
- Moody, C.L. 1967. Gulf of Mexico distributive province. American Association of Petroleum Geologists.
- Müller P., Briscoe M. , 2000. Diapycnal Mixing and Internal Waves. Oceanography,
- Oey, L.-Y., Ezer, T., Lee, H.C., 2005. Loop Current, Rings and Related Circulation in the Gulf of Mexico: A review of numerical models and future challenges. American Geophysical Union
- Ortiz Lozano, L.D., 2006. Análisis crítico de las zonas de regulación y planeación en el parque nacional sistema arrecifal veracruzano. Universidad Autónoma De Baja California
- Acoustic Doppler Solutions, 2001. WorkHorse Monitor, Sentinel, Mariner, Rio Grande, Navigator, and Long Ranger ADCPs Commands and Output Data Format. RD Instruments.
- Schmitz, W.J., Biggs, D.C., Lugo-Fernandez, A., Oey, L.-Y., Sturges, W., 2005. A synopsis of the Circulation in the Gulf of Mexico and on its Continental Margins. American Geophysical Union
- Sheinbaum, J., Ochoa, J., Candela, J. and Badan, A. , 2010. Full-Water Column Current Observations in the Western Gulf of Mexico. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE).

Sen Gupta , A., 2011. Oceanographic Processes. UNSW

Smith, R. H., Johns, E. M., Goni G. J., Trinanes J., Lumpkin R., Wood A. M., Kelble C. R., Cummings S. R., Lamkin J. T. and Privoznik, S., 2013. Oceanographic conditions in the Gulf of Mexico in July 2010, during the Deepwater Horizon oil spill. Continental Shelf Research.

Stewart R.H., 2008. Introduction to Physical Oceanography. Department of Oceanography Texas A & M University.

Sturges, W., and R. Leben, 2000. Frequency of ring separations from the Loop Current in the Gulf of Mexico: A revised estimate. Journal of Physical Oceanography

Thurnherr A.M., Visbeck M., Firing E., King B.A., Hummon J.M., Krahnemann G., and Huber B., 2010.

A Manual For Acquiring Lowered Doppler Current Profiler Data.

Thurnherr A. M., 2010. A Practical Assessment of the Errors Associated with Full-Depth LADCP Profiles Obtained Using Teledyne RDI Workhorse Acoustic Doppler Current Profilers. American Meteorological Society

Thurnherr A.M., 2011. How To Process LADCP Data With the LDEO Software (Version IX.7)

Yopak, R., 2007. Comparing Glider Observed Velocities and Geostrophic Currents. College of Oceanic and Atmospheric Sciences (COAS). Oregon State University

Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L. y O'Brien, J., 2003. Cyclonic Eddies Northeast of the Campeche Bank from Altimetry Data. American Meteorological Society,

Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., O'Brien, J., Martin, P. J. and Wallcraft, A. A., 2003. Export pathways for river discharged fresh water in the northern Gulf of Mexico. Journal of Geophysical Research

Zavala-Hidalgo, J., Morey, S. L., O'Brien, J., Zamudio, L., 2006. On the Loop Current eddy shedding variability. *Atmósfera*

Zavala-Hidalgo, J., Fernández Eguiarte, A., 2004. Propuesta para la regionalización de los mares mexicanos desde el punto de vista de los procesos físicos: el caso del Golfo de México. Taller de ordenamiento ecológico costero.

Zavala-Hidalgo J., Romero-Centeno, R., Mateos-Jasso, A., Morey, S., Martínez-López, B., 2014. The response of the Gulf of Mexico to wind and heat flux forcing: What has been learned in recent years?. *Atmósfera*

Alfred-Wegener Institute  
<http://www.awi.de>

Clase de John P. Stimac, Eastern Illinois University  
<http://www.eiu.edu/>

COMET, MetEd, 2015  
[https://www.meted.ucar.edu/oceans/gulfmexico\\_carib/gulf.htm](https://www.meted.ucar.edu/oceans/gulfmexico_carib/gulf.htm)

Curso de Geografía del mar, Pontificia Universidad Católica de Chile.  
[http://www7.uc.cl/sw\\_educ/geo\\_mar/html/h41.html](http://www7.uc.cl/sw_educ/geo_mar/html/h41.html)

*Gulf of Mexico Research initiative, 2013*  
<http://gulfresearchinitiative.org>

Gulf Integrated research consortium, 2014  
<http://gisr-consortium.org>

GulfBase, 2015  
<http://www.gulfbase.org>

RD Instruments  
<http://www.rdinstruments.com>

University of Hawaii  
<http://currents.soest.hawaii.edu>

Woods Hole Oceanographic Institution  
<https://www.whoi.edu>