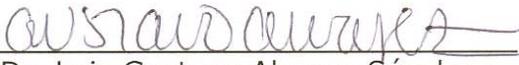


TESIS DEFENDIDA POR
Rubén Alvarado Bustos
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



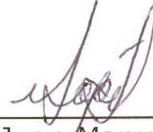
Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina

Director del Comité



Dr. Luis Gustavo Alvarez Sánchez

Miembro del Comité



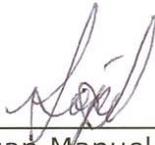
Dr. Juan Manuel López Mariscal

Miembro del Comité



Dr. Gilberto Gaxiola Castro

Miembro del Comité



Dr. Juan Manuel López Mariscal

*Coordinador del Posgrado en
Oceanografía Física*



Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla

*Director de Estudios
de Posgrado*

11 de noviembre de 2005

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

**ENERGIA CINÉTICA TURBULENTA Y CORRIENTES DE GRAVEDAD
EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

RUBEN ALVARADO BUSTOS

Ensenada, Baja California, México. Noviembre del 2005.

RESUMEN de la tesis de **Rubén Alvarado Bustos** presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California. Noviembre de 2005.

ENERGIA CINÉTICA TURBULENTA Y CORRIENTES DE GRAVEDAD EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA

Resumen aprobado por:

Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina
Director de Tesis

Una de las características del Alto Golfo de California (AGC), que es la región somera (<30 m) en el extremo norte del Golfo de California, es la presencia de mareas con amplitud ~5 m durante mareas vivas. Esto sugiere que debe haber corrientes de marea muy fuertes, al menos durante mareas vivas; pero no hay series largas de datos de corrientes para la zona. Por otro lado, la intensa evaporación (~1 m/año) y la ausencia de entradas de agua dulce provocan que el agua cerca de la costa sea más densa que el agua superficial mar adentro; esta condición puede generar corrientes de gravedad, y existen sugerencias previas de su presencia durante el verano. Con el objetivo de estudiar estas corrientes de gravedad y su posible modulación por la turbulencia, se hicieron observaciones con corrientímetros anclados durante los meses de Junio-Agosto de 1999 y 2002. Estas son las primeras series largas de datos de corrientes en el AGC y, además de revelar las características de las elipses de corrientes de marea, confirman la presencia de intensas corrientes de gravedad durante el verano, así como su modulación quincenal por la energía cinética turbulenta (ECT) a través de la mezcla vertical. Las corrientes de gravedad en el AGC tienen una velocidad máxima de 0.12 m/s y un promedio de 0.08 m/s; presentan una clara variabilidad casi-periódica, con ocurrencia de corrientes de gravedad principalmente durante mareas muertas. El mecanismo de modulación de las corrientes de gravedad es a través de la variabilidad de la mezcla vertical de momentum: la energía disponible para mezcla vertical es mayor durante mareas vivas que durante mareas muertas. Aunque en ocasiones la ECT inyectada por el viento puede ser considerable, la variabilidad de las corrientes de gravedad es dominada por la variación quincenal de la ECT debida a las corrientes de marea. Se propone que las corrientes de gravedad son una de las principales causas de que la circulación promedio del AGC sea ciclónica.

Palabras clave: Energía Cinética Turbulenta, Alto Golfo de California y Corrientes de Gravedad.

ABSTRACT of the thesis presented by **Ruben Alvarado Bustos** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, Mexico. November 2005.

TURBULENT KINETIC ENERGY AND GRAVITY CURRENTS IN THE UPPER GULF OF CALIFORNIA

A characteristic of the Upper Gulf of California (UGC), the shallow sea (<30m) in the extreme north of the Gulf of California, is the presence of high tidal variations, ~5 m during spring tides. This suggests that there must also be strong tidal currents, especially during spring tides; but there are no long time-series of currents for the area. On the other hand, intense evaporation (~1 m/year) and the absence of fresh water input cause the water close to the coast to be denser than the surface water in the rest of the system; this condition can generate gravity currents, and there is some evidence of their presence during the summer. With the objective of studying these gravity currents and their possible modulation by turbulence, currents observations were made during June-August of 1999 and 2002. These are the first long time-series of currents in the UGC and in addition to revealing the characteristics of the tidal current ellipses, they confirm the existence of intense gravity currents during summer, and that they are modulated by turbulent kinetic energy through vertical mixing. The gravity currents in the UGC have a maximum velocity of 0.12 m/s and an average of 0.08 m/s; they have a quasi-periodic variability, occurring mostly during neap tides. The modulation mechanism of the gravity currents is through the variability of the vertical mixing of momentum: the energy available for vertical mixing is higher in spring tides than in neap tides. Although the turbulent kinetic energy generated by the wind is considerable, the variability of the gravity currents is dominated by that of the kinetic turbulent energy generated by tidal currents. In addition, this work proposes that the gravity currents are one of the principal causes that the residual circulation in the UGC is cyclonic.

Keywords: Energy available for mixing, Upper Gulf of California and Gravity Currents.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Miguel F. Lavín por dirigir esta tesis, por sus enseñanzas, paciencia, pero sobre todo por su gran amistad.

A los miembros de mi comité: Dr. Manuel López Mariscal, Dr. Gilberto Gaxiola Castro y Dr. Luis Gustavo Álvarez Sánchez por sus comentarios, sugerencias y amistad.

A CICESE y el Departamento de Oceanografía Física por el apoyo brindado a través de:

- Proyecto Interno de CICESE, “*Oceanografía Física del Alto Golfo de California*” No. 621143.
- Beca CICESE en el posgrado en Oceanografía Física No. 624103.

A UCMEXUS por el apoyo económico brindado.

A todo el Depto. de Oceanografía Física, en especial al Dr. Modesto Ortiz Figueroa, a la Dra. Isabel Ramírez, al Dr. Alejandro Parés Sierra y a la Dra. María Luisa Argote, por su enorme disposición, por sus enseñanzas y sobre todo por la amistad que me dieron.

A mis amigos en el grupo CIRCOS: Arturo Ocampo, Carlos Cabrera, Rafael Ramírez y Víctor Godínez.

A Lina Zúñiga, Lupita Rodríguez, Lupita Pacheco y Alina Morales con mucho cariño les agradezco todo lo que hicieron por mí.

A las chicas de la biblioteca Lupita Morales, Cecilia Gonzáles y Varuni Arredondo.

A mi familia y a mis amigos.

Esta tesis es un producto de los proyectos CONACYT No. 25555-T9712, y UCMEXUS, “*Circulation and Dispersion in the Upper Gulf of California*” No. 621318.

CONTENIDO

	Página
Resumen	
Abstract	
Agradecimientos	
Contenido	
Lista de Figuras	
Lista de Tablas	
I Introducción	1
I.1 El Alto Golfo de California	1
I.2 Objetivos.	3
II Teoría	4
II.1 Corrientes de Gravedad	4
II.1.1 Descripción y física básica	4
II.1.2 Modulación por Mezcla	5
II.2 Energía Cinética Turbulenta (ECT)	7
II.3 Energía Disponible para Mezcla	9
II.3.1 ECT por corrientes de marea	9
II.3.2 ECT por viento	11
III Datos y métodos	13
III.1 Experimentos	13
III.2 Métodos de análisis	17
III.2.1 Filtro de Lanczos	17
IV Resultados	20
IV.1 Descripción de las observaciones	20
IV.1.1 Verano 1999	21
IV.1.2 Verano 2002	28
IV.2 Cálculo de la E^M	32
IV.3 E^M y Corrientes de Gravedad	36
IV.4 Modulación	43
V Discusión	47
V.1 Comentarios finales	53
VI Conclusiones	54
Referencias	55

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Alto Golfo de California (AGC), localización y su batimetría (Lavín <i>et al.</i> , 1998).	1
2	Tanque de laboratorio donde se visualizo la corriente de gravedad.	5
3	Formación de una corriente de gravedad, después que la turbulencia cesa (tanque con $H = 0.12m$). Fotografías tomadas (a) 8.9 s, (b) 10.8 s y (c) 17.4 s después de quitar la barrera.	5
4	La evolución de la corriente de gravedad en presencia de un medio con turbulencia (tanque con $H = 0.12m$). Fotografías tomadas a (a) 4.2 s, (b) 8.9 s y (c) 12.7 s después de quitar la barrera.	6
5	Localización geográfica de los anclajes de corrientímetros y de la estación meteorológica. Se indican los años en que se hicieron las observaciones.	13
6	Corte transversal desde punta estrella hasta el anclaje B2, mostrando los arreglos experimentales de cada anclaje, y la estación meteorológica (no está a escala).	16
7	Representación esquemática de un filtro ideal pasa-bajas con respuesta unitaria ($A=1$) en el intervalo ($-f_c < f < f_c$).	18
8	Filtro de Lanczos pasa-bajas con frecuencia $f_c = 0.5$.	19
9	(a) Datos horarios de la predicción de marea para San Felipe BC, (b) velocidad de la corriente en A1 a 6m sobre fondo de 25m, (c) A0 a 11m sobre fondo de 18m, (d) B2 a 6m sobre fondo de 15m, (e) B2 a 10m sobre fondo de 15m y (f) viento en MA.	22
10	(a) Datos horarios de la predicción de marea para San Felipe BC. (b) Datos filtrados horarios de velocidad de la corriente en A1 a 6m sobre fondo de 25m, (c) A0 a 11m sobre fondo de 18m, (d) B2 a 10m y (e) a 6m sobre fondo de 15m. (f) Datos filtrados horarios de viento en MA.	23
11	Componente de la velocidad (en $cm \cdot s^{-1}$) a lo largo del eje principal de la corriente en A1, (a) datos originales y (b) datos residuales. La dirección la indican los signos, positivo hacia el Noroeste y negativo hacia el Sureste. El nivel del mar está marcado en azul en la parte superior de los paneles.	25
12	(a) Datos horarios de nivel de mar en A1, (b) de velocidad de la corriente en A1 a 6m sobre fondo de 25m y (c) viento de la estación MA.	29
13	(a) Datos horarios de nivel de mar en A1, (b) datos filtrados horarios de velocidad de la corriente en A1 a 6m sobre fondo de 25m y (c) viento de la estación MA.	30
14	(a) Cálculos horarios de E_M^M , (b) de E_V^M y (c) de la E_T^M para A1 en el verano 1999.	32

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
15	(a) Cálculos horarios de E_M^M , (b) de E_V^M y (c) de la E_T^M para A0 en el verano 1999.	33
16	(a) Cálculos horarios de E_M^M , (b) de E_V^M y (c) de la E_T^M para B2 en el verano 1999.	34
17	(a) Cálculos horarios de E_M^M , (b) de E_V^M y (c) de la E_T^M para A1 en el verano 2002.	35
18	Datos diarios de (a) \bar{E}_V^M (línea roja), \bar{E}_M^M (línea verde) y \bar{E}_T^M (línea azul) para A1 durante el verano 1999. (b) Residuales diarias de la corriente a 1m sobre fondo de 25m y (c) del viento a 10m.	37
19	Datos diarios de (a) \bar{E}_V^M (línea roja), \bar{E}_M^M (línea verde) y \bar{E}_T^M (línea azul) para A0 durante el verano 1999. (b) Residuales diarias de la corriente a 1m sobre fondo de 18m y (c) del viento a 10m.	38
20	Datos diarios de (a) \bar{E}_V^M (línea roja), \bar{E}_M^M (línea verde) y \bar{E}_T^M (línea azul) para B2 durante el verano 1999. (b) Residuales diarias de la corriente a 1m sobre fondo de 15m y (c) del viento a 10m.	40
21	Datos diarios de (a) \bar{E}_V^M (línea roja), \bar{E}_M^M (línea verde) y \bar{E}_T^M (línea azul) para A1 durante el verano 2002. (a) Residuales diarias de la corriente a 1m sobre fondo de 25m y (c) del viento a 10m.	41
22	En A1 verano 2002. (a) Gráfica valores diarios de la \bar{E}_M^M en contra de la rapidez residual. (b) Gráfica valores diarios de la \bar{E}_T^M en contra de la rapidez residual.	44
23	Gráfica datos diarios de la \bar{E}_M^M contra la rapidez residual en A0, A1y B2, ambos veranos (1999 y 2002).	45
24	Gráfica datos diarios de la \bar{E}_T^M contra la rapidez residual en A0, A1y B2, ambos veranos (1999 y 2002).	46
25	Parte Norte del Golfo de California. Corrientes residuales(a) producidas por las corrientes de marea de las componentes M2, S2, N2, K2, K1, O1 y P1. Corrientes residuales promedio(b) producidas por viento(a lo largo del golfo) proveniente del sureste (Marinone y Lavín, 1997).	48

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
26	Gráfica datos de \bar{E}_M^M contra la rapidez residual en A0, A1 y B2, ambos veranos (1999 y 2002). Zona roja, $\bar{E}_M^M (<60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2})$ y residuales ($>0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Zona azul, $\bar{E}_M^M (>60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2})$ y residuales ($<0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Zona amarilla, $\bar{E}_M^M (>60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2})$ y residuales ($>0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Zona verde, $\bar{E}_M^M (<60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2})$ y residuales ($<0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Zona café residuales producidas por las corrientes de marea y viento.	49
27	Patrón de la variabilidad espacial de la salinidad en el AGC, Alvarez-Borrego <i>et al</i> (1974).	50
28	Propuesta de circulación para la zona con la corriente de gravedad durante mareas muertas.	52

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Coefficientes de arrastre determinados para diferentes niveles de la columna de agua en el oeste del AGC.	11
II	Instrumentos y datos utilizados.	15
III	Rango de máximos de la corriente y dirección, Verano 1999.	21

I Introducción

I.1 El Alto Golfo de California

El Alto Golfo de California (AGC) es el cuerpo de agua más al norte del Golfo de California, situado entre los estados de Sonora y Baja California. Tiene forma triangular con ~75 kilómetros por lado, su profundidad es menor de 15 metros en el 50% de la zona y su profundidad máxima es ~30 metros (Fig. 1).

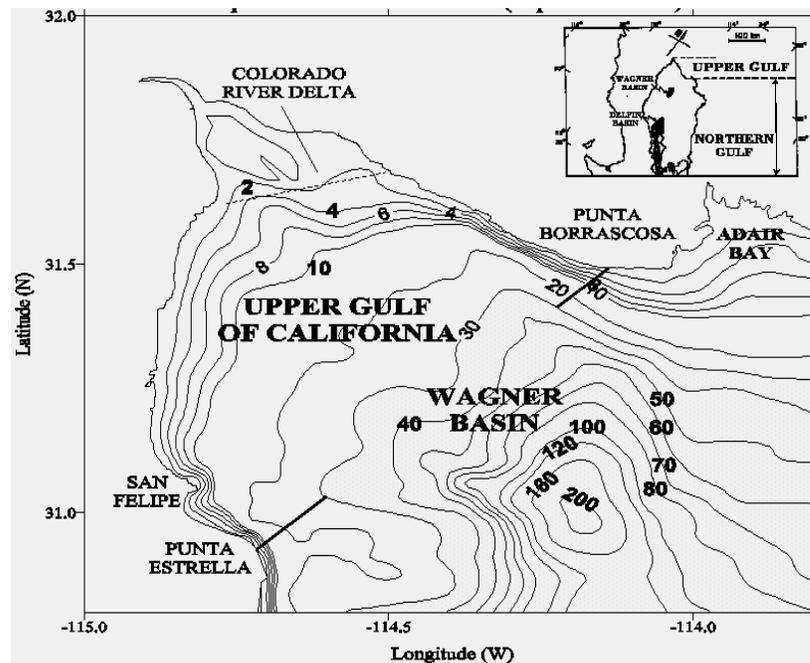


Figura 1. Alto Golfo de California (AGC), localización y su batimetría (Lavín *et al.*, 1998).

Dos de las características oceanográficas más importantes del AGC son la gran amplitud de las mareas (~5 m durante mareas vivas) y las consecuentes fuertes corrientes

de marea, que pueden exceder $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Álvarez Sánchez *et al.*, 1993). La intensa mezcla generada por estas corrientes es capaz de mantener condiciones de homogeneidad vertical durante todo el año (Argote *et al.*, 1995; Organista-Sandoval, 1987; Martínez Sepúlveda, 1994).

Otra de sus características es la intensa evaporación ($\sim 1.1 \text{ m}\cdot\text{año}^{-1}$), la cual lo convierte en un estuario inverso (Lavín *et al.*, 1998); esto es, con la densidad más alta en la parte más somera. Esta condición se observa incluso en el verano, a pesar de las altas temperaturas, debido a los altos valores de salinidad. La condición de estuario inverso es conducente a la formación de corrientes de gravedad (Nunes-Vaz, 1989), debido a los gradientes horizontales de presión inducidos por la distribución de densidad. El agua más densa se hunde cerca de la costa y se desliza por el fondo por debajo del agua menos densa.

Durante el invierno el fenómeno es más intenso debido al enfriamiento invernal, y este es el proceso por el cual se forma el Agua del Golfo de California (Lavín *et al.*, 1995). La formación de corrientes de gravedad durante el verano en el AGC ha sido estudiada por Lavín *et al.* (1998) quienes proponen que está modulada por la disponibilidad de energía cinética turbulenta, con inhibición durante mareas vivas y eventos durante mareas muertas.

Sin embargo, el estudio de Lavín *et al.* (1998) está basado únicamente en dos días de observaciones de corriente e hidrografía durante mareas muertas y otros dos días en mareas vivas. Claramente es necesario obtener series de tiempo que cubran varios ciclos de mareas vivas-mareas muertas para establecer firmemente el esquema de modulación propuesto. Por otro lado, también es necesario considerar el efecto que pudiera tener sobre dicha modulación la energía turbulenta inyectada por el viento.

Por otro lado, las distribuciones de temperatura, salinidad, turbidez y sedimentos superficiales sugieren que en el AGC existe una circulación residual con entrada del lado del continente y salida del lado de la península de Baja California (Alvarez-Borrego *et al.*, 1975; Carriquiry y Sánchez, 1999). Como las corrientes de gravedad propuestas por Lavín *et al.* (1998) ocurren del lado occidental, surge la posibilidad de que éstas jueguen un papel importante en la circulación residual. Para investigar esta posibilidad también son necesarias series de tiempo de varios meses.

I.2 Objetivos

El presente trabajo tiene cuatro objetivos. (1) Documentar, usando corrientímetros anclados alrededor de dos meses, las características de las corrientes de gravedad durante verano y su modulación quincenal. (2) Estudiar la variabilidad que presenta la energía cinética para la turbulencia (o energía disponible para la mezcla) en la columna de agua debido a los forzamientos de la marea y del viento. (3) Analizar la relación que existe entre dicha variabilidad y la de las corrientes de gravedad. (4) Investigar la relación entre las corrientes de gravedad y el patrón de circulación del AGC.

II Teoría

En esta sección se presenta una descripción básica de las corrientes de gravedad y su modulación por mezcla. También se presenta una forma de parametrizar la energía cinética turbulenta (ECT) y la fracción de la ECT que está disponible para mezclar (E^M) la columna de agua en mares someros. Se considerarán sólo las parametrizaciones de energía producida por los esfuerzos de la marea y del viento, ya que son las más importantes en el AGC durante verano.

II.1 Corrientes de gravedad

Una corriente de gravedad es un flujo horizontal que es generado por una diferencia horizontal de densidad, también son llamadas corrientes de densidad (Simpson, 1997). Su estudio es de suma importancia ya que en regiones costeras establecen intercambios de propiedades entre la costa y mar abierto.

II.1.1 Descripción y física básica

Una forma de explicar cómo se genera una corriente de gravedad es a partir del experimento ilustrado en la Figura 2. Consta de poner en un tanque dos masas de agua de diferentes densidades y delimitadas por una barrera. Al quitar la barrera, el agua más densa inicia el movimiento formando así una corriente de gravedad y estableciéndose un flujo en dos capas. También se establece una diferencia de densidad en la vertical, en donde se observa claramente un flujo de masa tanto en el fondo como en la superficie.

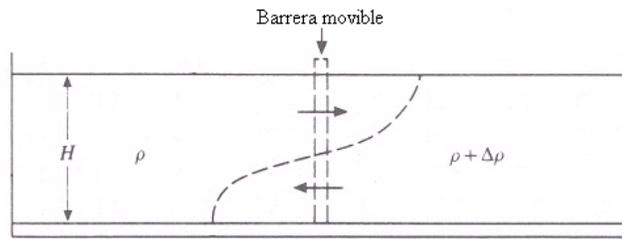


Figura 2. Tanque de laboratorio donde se visualizó la corriente de gravedad.

II.1.2 Modulación por mezcla

La modulación de las corrientes de gravedad ha sido estudiada por Linden y Simpson (1988) en un experimento con un tanque con generación de turbulencia por medio de un mecanismo de inyección de burbujas de aire por unos orificios en el fondo.

La secuencia del experimento fue tener primero las condiciones de mezcla con el mecanismo de turbulencia encendido y las masas de agua separadas, después se apagó el mecanismo y se quitó la barrera. En la Figura 3 se observa el flujo horizontal a dos capas.

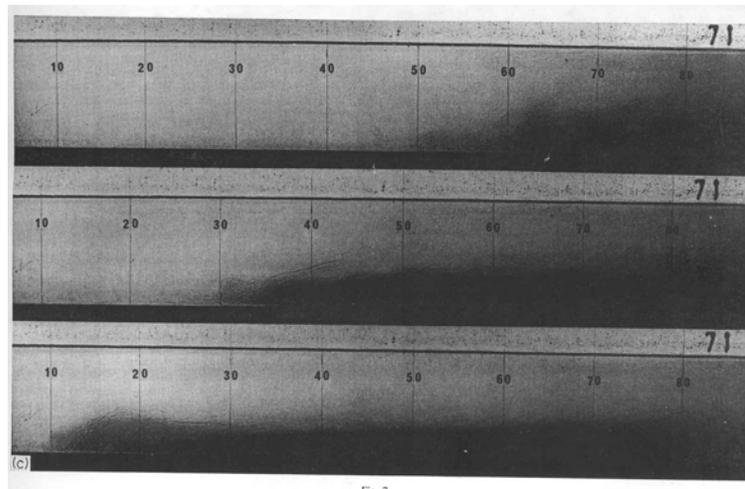


Fig. 7c.

Figura 3. Formación de una corriente de gravedad, después que la turbulencia cesa (tanque con $H = 0.12m$). Fotografías tomadas (a) 8.9 s, (b) 10.8 s y (c) 17.4 s después de quitar la barrera (Linden y Simpson, 1988).

En la segunda parte del experimento permaneció encendido el mecanismo generador de turbulencia. La Figura 4 muestra como la mezcla generada por la turbulencia inhibe la formación del gradiente vertical de densidad y el flujo horizontal a dos capas.

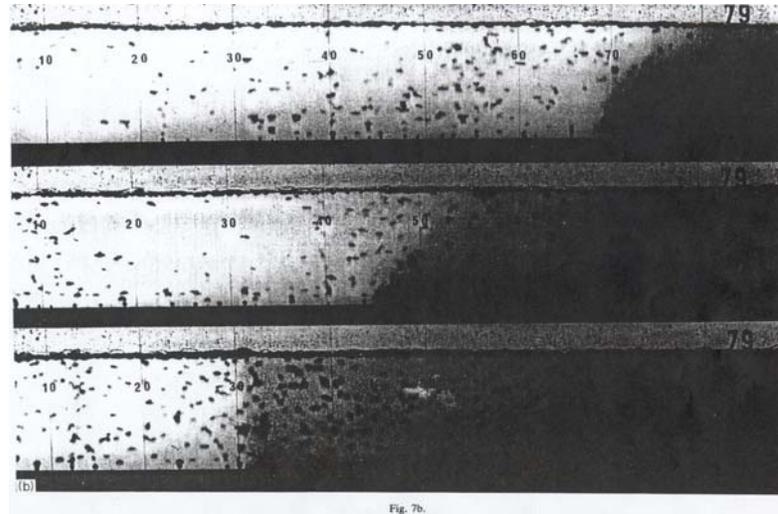


Figura 4. La evolución de la corriente de gravedad en presencia de un medio con turbulencia (tanque con $H = 0.12m$). Fotografías tomadas a (a) 4.2 s, (b) 8.9 s y (c) 12.7 s después de quitar la barrera (Linden y Simpson, 1988).

II.2 Energía Cinética Turbulenta (ECT)

Reynolds (Kundu, 1990) propuso una manera de estudiar la turbulencia a partir de series de tiempo de mediciones de la velocidad, considerando una parte organizada (el flujo medio) y otra con fluctuaciones (turbulencia). La presencia de turbulencia en el flujo genera intercambio de propiedades entre capas; el intercambio de momentum puede ser interpretado como un esfuerzo. El esfuerzo turbulento que estudiamos es:

$$\bar{\tau} = -\rho \langle u'w' \rangle \quad (\text{N}\cdot\text{m}^{-2}) \quad (1)$$

en donde ρ es la densidad del agua de mar, u' y w' son fluctuaciones turbulentas del flujo medio. Proudman(1953) calculó el trabajo realizado por este esfuerzo sobre una capa entre dos planos. Considerando sólo el eje rectilíneo de propagación para el flujo medio y el eje de deformación en la vertical, se expresan las distribuciones verticales del esfuerzo turbulento y de la velocidad como $\bar{\tau}(z)$ y $\bar{u}(z)$ respectivamente. El trabajo hecho en una capa de grosor Δz se expresa como:

$$\partial_z (\bar{\tau} \cdot \bar{u}) \Delta z = \bar{u} \cdot \partial_z \bar{\tau} \Delta z + \bar{\tau} \cdot \partial_z \bar{u} \Delta z \quad \text{en } \text{W}\cdot\text{m}^{-2}. \quad (2)$$

El primer término de la derecha es la energía que es utilizada para mantener la capa en movimiento, en contra de los esfuerzos turbulentos. El segundo término es la energía que se pierde del flujo medio y está disponible para la turbulencia. Al segundo término se le conoce como razón de producción de energía cinética para la turbulencia

$$\frac{d(ECT)}{dt} = \bar{\tau} \cdot \partial_z \bar{u} \quad \text{en } \text{W}\cdot\text{m}^{-3}. \quad (3)$$

Una forma alternativa de estudiar la energía cinética turbulenta es obtener las ecuaciones de energía cinética a partir de las ecuaciones de movimiento del flujo medio y turbulento

(p. ej., Kundu, 1990); los términos de producción por corte expresan la pérdida de energía del flujo medio y la ganancia en la ECT.

II.3 Energía disponible para mezcla

La producción de energía cinética turbulenta debida a los esfuerzos que realizan trabajo sobre la columna de agua, como la corriente de marea (fondo) y el viento (superficie), se analizarán en esta sección y se utilizarán parametrizaciones para calcular la expresión (3).

Solamente una fracción de la ECT es usada en mezclar verticalmente. Esta fracción es llamada “el número de flujo de Richardson”, el cual ha sido estimado empíricamente para mares someros (Lavín, 1984; Simpson, 1990): para la mezcla por corrientes de marea es $\varepsilon = 0.0037$ y para mezcla por el viento es $\delta = 0.023$.

II.3.1 ECT por corrientes de marea

Simpson y Hunter (1974) consideraron que la mayor producción de ECT es en el fondo. Para parametrizarla integraron la expresión (3):

$$\frac{d}{dt}(ECT)_{marea} = \int_{-h}^0 \bar{\tau} \cdot \partial_z \bar{u} dz \quad (4)$$

Tomando en cuenta que

$$\bar{\tau}(z) = \begin{cases} \bar{\tau}_f & -h \leq z \leq z_1 \\ 0 & z_1 \leq z \leq 0 \end{cases}$$

se considera que el esfuerzo cerca del fondo (z_1) es constante y que en el resto de la columna es pequeño comparado con $\bar{\tau}_f$. La expresión (3) queda

$$\frac{d}{dt}(ECT)_{marea} = \int_{-h}^0 \bar{\tau} \cdot \partial_z \bar{u} = \int_{-h}^{z_1} \bar{\tau} \cdot \partial_z \bar{u} dz = \int_0^{u_1} \bar{\tau}_f \cdot d\bar{u} = \bar{\tau}_f \cdot \bar{u}(z_1) \quad (5)$$

Comunmente el esfuerzo en el fondo se relaciona con la velocidad medida a un metro del fondo ($\bar{u}(z_1 = 1m) = \bar{u}_1$) por medio de un coeficiente de arrastre (C_1):

$$\bar{\tau}_f = C_1 \rho |\bar{u}_1| \bar{u}_1$$

Entonces la parametrización de la ECT por corrientes de marea queda expresada como:

$$\frac{d}{dt}(ECT)_{marea} = C_1 \rho |\bar{u}_1|^3 \quad \text{en } W \cdot m^{-2} \quad (6)$$

Así, la expresión final para la razón de producción de energía cinética turbulenta para la mezcla (debida a las corrientes de marea) es

$$E_M^M \equiv \varepsilon \frac{d}{dt}(ECT)_{marea} = \varepsilon C_1 \rho |\bar{u}_1|^3 \quad \text{en } W \cdot m^{-2} \quad (7)$$

Para esta parametrización se utiliza la corriente medida a un metro sobre el fondo. Si las observaciones de corriente fueron hechas a diferente altura sobre el fondo, se puede estimar el valor a 1 m considerando la distribución que $\bar{\tau}_f$ tiene en la capa logarítmica; al igualar el esfuerzo en dos puntos donde se observe ésta y tener información de los coeficientes de arrastre a diferentes niveles. Para el AGC Álvarez (2003) calculó coeficientes de arrastre a diferentes niveles, mostrados en la Tabla 1.

La velocidad de la corriente a 1m sobre el fondo puede obtenerse a partir de la velocidad medida a otro nivel si se conocen los coeficientes de arrastre respectivos, dentro de la capa logarítmica:

$$\begin{aligned} \bar{\tau}_f &= C_1 \rho |\bar{u}_1| \bar{u}_1 = C_2 \rho |\bar{u}_2| \bar{u}_2, \\ |\bar{u}_1| \bar{u}_1 &= \frac{C_2}{C_1} |\bar{u}_2| \bar{u}_2 \end{aligned}$$

Tabla I. Coeficientes de arrastre determinados para diferentes niveles de la columna de agua en el oeste del AGC.

Nivel de profundidad de la velocidad de referencia sobre el fondo	Coeficiente de arrastre
1m	10×10^{-3}
6m	4.4×10^{-3}
11m	4.3×10^{-3}

II.3.2 ECT por viento

Para el esfuerzo $\bar{\tau}_f$ generado por el viento en la superficie se hace un análisis similar. Se considera que la turbulencia generada por el viento es mayor en la superficie del mar y que se transfiere hacia el resto de la columna de agua. El esfuerzo del viento es expresado por

$$\bar{\tau}_v = C_{10} \rho_{aire} |\bar{w}_{10}| \bar{w}_{10}.$$

La parametrización de la razón de producción de la ECT por viento queda expresado por

$$\frac{d}{dt} (ECT)_{viento} = C_{10} \rho_{aire} |\bar{w}_{10}|^3. \quad (8)$$

Autores como Turner (1969) y Simpson (1981) han propuesto que la ECT por esfuerzo del viento está dada por la razón con la que el viento hace trabajo en la columna, multiplicado por un factor $m = \delta\gamma$, en donde $\delta = 0.023$ es el número de flujo de Richardson y $\gamma = 0.04$ es el factor de deslizamiento del viento. Así, la expresión final para la razón de producción de energía cinética turbulenta para la mezcla (debida al viento) es:

$$E_V^M \equiv \delta \frac{d}{dt} (ECT)_{viento} = \delta \gamma C_{10} \rho_{aire} |\bar{w}_{10}|^3 \quad (9)$$

Para este cálculo se utiliza, por convención, la velocidad de viento medida a diez metros. Si no se tiene el viento a esa altura, al igual que la expresión de la sección anterior existe una forma de obtenerla. Para calcular la velocidad del viento a 10 metros se toma en cuenta lo siguiente: el viento que se observa sobre los primeros metros de la atmósfera es un flujo cortante. El esfuerzo constante del viento medido a una altura meteorológica estándar de 10 metros lo expresamos como:

$$\bar{\tau}_v = \rho_{aire} C_{10} W_{10}^2 \quad (10)$$

con $C_{10} = 0.0026$. La distribución del esfuerzo del viento es logarítmica en condiciones de estabilidad neutra (Banke y Smith, 1971) y esto está dada por:

$$W_{10} = \frac{u_*}{K} \left(\ln(10) - \ln(z) + K \frac{W(z)}{u_*} \right) \quad \text{con} \quad u_* \equiv \sqrt{\frac{\bar{\tau}_v}{\rho_{aire}}}$$

en donde $K = 0.4$ es la constante de Von Karman y z es la altura en metros donde se obtuvo la medición original cerca de tierra. Por otro lado $W(z)$ es el viento como función de la altura z y W_{10} es el viento a 10 metros.

Resumiendo la notación que se usará en adelante: E_M^M para la energía disponible para mezclar por corriente de marea y E_V^M para la energía disponible para mezclar por viento. Llamaremos E_T^M a la suma de ambas energías.

III Datos y métodos

En esta sección presentan los datos de corriente y viento disponibles para calcular la ECT por los esfuerzos de la corriente de marea y del viento, así como para la detección de corrientes de gravedad en el AGC. Es de destacar la longitud que presentan las series de datos en los dos veranos (52 días en 1999 y 69 días en 2002), considerando que no se han reportado series largas para el AGC.

III.1 Experimentos

Cada experimento que se realizó en el AGC tuvo como objetivo obtener series de tiempo de datos de viento, variación de nivel del mar y de corrientes; todos de la misma longitud temporal. Los experimentos se realizaron durante los meses de junio-agosto de 1999 y 2002. Para este trabajo hemos llamado a estos períodos Verano 1999 y Verano 2002. En la figura 5 se muestran los puntos dentro del AGC en donde se tomaron datos. Los puntos llamados A1, A0 y B2 son anclajes de corrientímetros y el punto MA es la estación meteorológica.

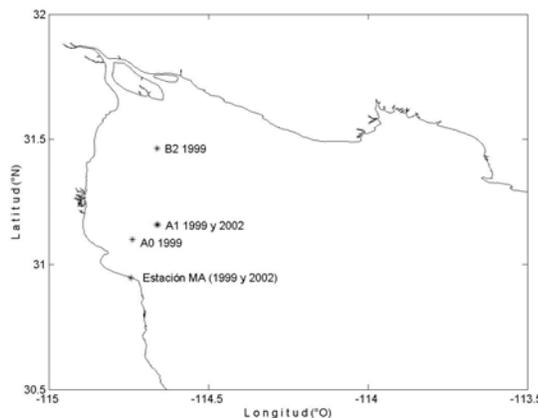


Figura 5. Localización geográfica de los anclajes de corrientímetros y de la estación meteorológica. Se indican los años en que se hicieron las observaciones.

Los experimentos contaron originalmente con más anclajes, pero sólo se consideraron aquellos que se encontraban cerca de la zona donde Lavín *et al* (1998), detectaron corrientes de gravedad al lado Oeste del AGC. El sitio D donde Lavín *et al* (1998) detectaron las corrientes de gravedad, es el mismo punto A1 para ambos veranos de este trabajo. A0 y B2 se encuentran a 10 y 30 kilómetros respectivamente de A1.

Los datos meteorológicos para ambos veranos fueron obtenidos de la estación meteorológica Aanderaa (MA) situada al sureste de San Felipe BC, en la zona conocida como Punta Estrella (es una franja de costa rocosa), los instrumentos medían a una altura de 4m sobre el suelo. El intervalo de muestreo usado en ambos veranos es de 20 minutos. Los datos de nivel del mar para el Verano 1999 fueron obtenidos de la predicción de marea del sitio <http://oceanografia.cicese.mx/betadof/index.html>. En el Verano 2002 el anclaje A1 incluyó un sensor de presión en el fondo. En el experimento Verano 1999 se utilizaron sólo los anclajes A1, AO y B2. El anclaje A1 tuvo un corrientímetro ADP (*Acoustic Doppler Profiler*) en el fondo, del cual se obtuvieron datos confiables de las primeras 15 celdas, de 1m de espesor. El anclaje A0 tuvo un corrientímetro Argonaut (obtiene la señal de un volumen de 1m de espesor) a 10m sobre el fondo. El anclaje B2 tuvo dos corrientímetros, un Argonaut y un General Oceanics, midiendo a 5m y 10m sobre el fondo, respectivamente. En el experimento Verano 2002 se tuvo el anclaje A1, con un corrientímetro Argonaut a 5 metros sobre el fondo. Los anclajes A1 del Verano 2002 y del Verano 1999 estuvieron separados por una distancia aproximada de 70m. El tratamiento preliminar de los datos y detalles del arreglo experimental se reportaron por Godínez

(2000) y Alvarado (2003). En este trabajo se utilizaron las series de promedios horarios de las mediciones.

En la Tabla II se resumen algunos detalles de los instrumentos y de la longitud de las series durante los períodos de muestreo. Algunas de las series son algunos días más largas que lo que muestra la Tabla II, pues para este estudio las series fueron ajustadas para obtener períodos comunes. Dicho ajuste dió como resultado para Verano 1999 un período de 52 días 2 horas y para el Verano 2002 uno de 69 días 16 horas. Los datos de viento durante el Verano 1999 presentaron un hueco del 4 al 10 de agosto.

Tabla II Instrumentos y datos utilizados

Arreglo	Instrumentos	Período
Anclaje A1 (Verano 1999)	Corrientímetro ADP fondo (25m)	54 días 1 hora (29/06/99 al 22/08/99)
Anclaje AO (Verano 1999)	Corrientímetro Argonaut 10m sobre fondo (18m)	53 días 22 horas (29/06/99 al 22/08/99)
Anclaje B2 (Verano 1999)	Corrientímetro Argonaut 5m sobre fondo (15m)	52 días 2 horas (30/06/99 al 21/08/99)
	Corrientímetro General Oceanics 10m sobre fondo (15m)	52 días 2 horas (30/06/99 al 21/08/99)
Anclaje A1 (Verano 2002)	Corrientímetro Argonaut 5m sobre fondo (25m)	69 días 16 horas (08/06/02 al 17/08/02)
Estación Meteorológica MA (Verano 1999 y 2002)	Estación Meteorológica Aanderaa	Verano 1999: 52 días 2 horas (30/06/99 al 21/08/99)
		Verano 2002: 69 días 16 horas (08/06/02 al 17/08/02)

En la Figura 6 se muestra, en un corte transversal, el arreglo experimental de ambos experimentos. El corte transversal va de la costa de Punta Estrella al punto B2 en la parte Norte del AGC (ver Figura 5).

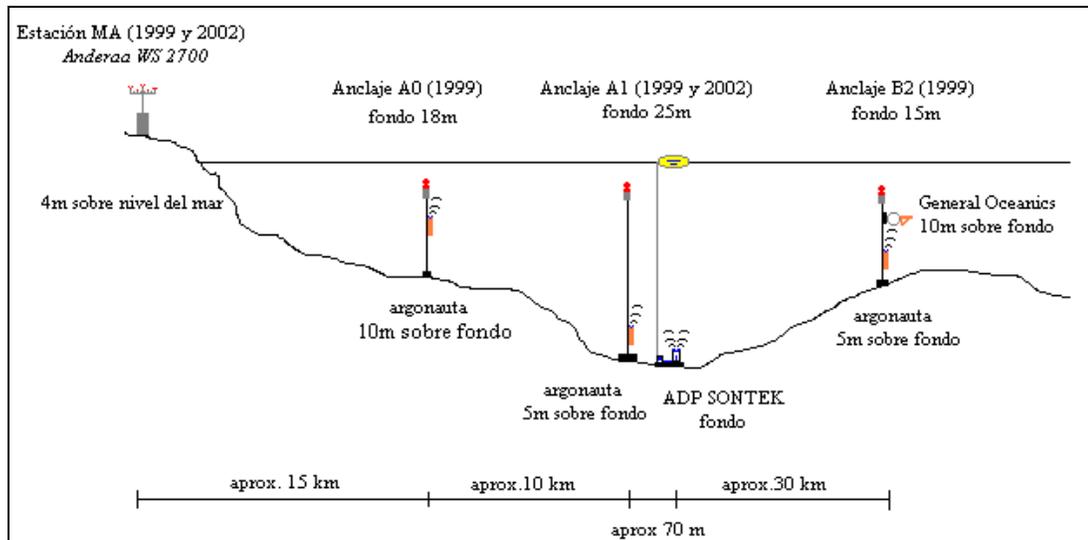


FIGURA 6. Corte transversal desde punta estrella hasta el anclaje B2, mostrando los arreglos experimentales de cada anclaje, y la estación meteorológica (no está a escala).

III.2 Método de análisis

Los eventos de corrientes de gravedad estudiados se asocian con la señal residual, la cual se obtiene mediante un filtrado pasa-bajas de Lanczos. La eficacia de esta técnica depende de la longitud de la serie y de la magnitud del ruido en los datos.

III.2.1 Filtro de Lanczos

El filtro de Lanczos es una función que se convoluciona con las series de tiempo para eliminar las señales con períodos menores a 24 horas (filtro pasa-bajas).

El filtro pasa-bajas de Lanczos es una función periódica expresada con series de Fourier con período $T = 2f_N$. El filtro ideal pasa-bajas es

$$H(f) = \frac{f_C}{f_N} + 2 \sum_{n=1}^{n=\infty} C_n \cos\left(\frac{\pi n f}{f_N}\right) \quad (11)$$

en donde C_n son los coeficientes de Fourier y están dados por

$$C_n = \frac{A}{2f_N} \operatorname{sen}\left(\frac{\pi n f_C}{f_N}\right) \quad \text{para } n \neq 0$$

$$C_0 = A \frac{f_C}{f_N} \quad \text{para } n = 0$$

En donde A es la respuesta al techo del filtro (la respuesta unitaria usada en este filtro es $A=1$), n es el número de coeficientes de Fourier ($n \geq 0$), f_N es la frecuencia de Nyquist y f_C es la frecuencia de corte. En la Figura 7 se representa, un filtro ideal pasa-bajas.

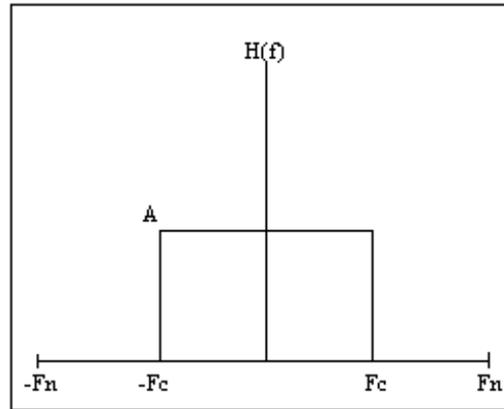


Figura 7. Representación esquemática de un filtro ideal pasa-bajas con respuesta unitaria ($A=1$) en el intervalo ($-f_c < f < f_c$).

La función anterior (11) no considera un caso particular, sin un número finito de coeficientes de Fourier. Si deseamos un número finito s , la función del filtro pasa-bajas es:

$$H(f) = \frac{f_c}{f_N} + 2 \sum_{n=1}^s C_n \sigma_n \cos\left(\frac{\pi n f}{f_N}\right), \quad \text{con } \sigma_n = \frac{\text{sen} \frac{2\pi n}{2s+1}}{\frac{2\pi n}{2s+1}}; \quad (12)$$

los σ_n conocidos como factores de Lanczos. Es importante notar que la frecuencia de corte f_c es la frecuencia con la que el filtro corta el 50% de la señal a filtrar. La frecuencia de corte efectiva es

$$f_E = f_c + \delta/2, \quad \text{con } \delta = \frac{4f_N}{2s+1},$$

en donde δ es la longitud de onda de las paredes laterales del filtro, ya que el filtro no es una caja perfectamente cuadrada (Bloomfield, 1976) como se muestra en la Figura 8.

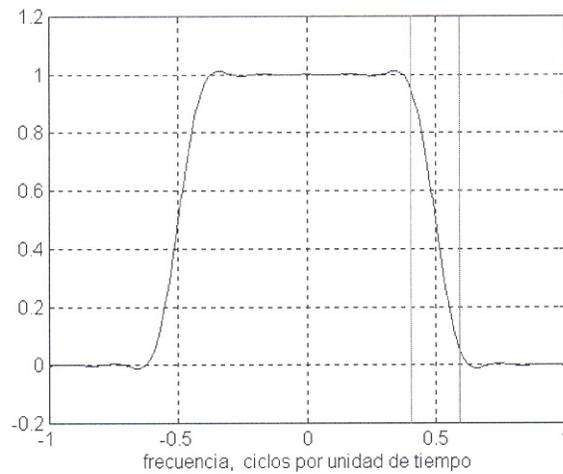


Figura 8. Filtro de Lanczos pasa-bajas con frecuencia $f_C = 0.5$.

La función (12) con una frecuencia de corte de un período de 24 horas será la función filtro pasa-bajas que se utilizará en este trabajo. La serie de tiempo que resulte de su aplicación la llamaremos “residual”.

IV Resultados

IV.1 Descripción de los resultados

Los resultados que se presentan a continuación fueron separados en dos secciones para su análisis: Experimentos Verano 1999 y Verano 2002. Las velocidades de la corriente se presentan como diagramas de astillas y están orientados con respecto al norte (cabeza de página) en las figuras 9, 10, 12, 13, 18, 19, 20 y 21.

Las corrientes en ambos períodos mostraron que son oscilatorias, casi rectilíneas, con variaciones principalmente semi-diurnas, ciclo mareas vivas-muertas, con máximos en mareas vivas de $0.4-0.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y máximos en mareas muertas de $0.15-0.25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Por otro lado, los vientos durante ambos períodos mostraron una predominancia del Sureste ($\sim 4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), afectados por el sistema de brisas.

Para las series filtradas de la corriente se entenderá como la velocidad residual aquella que no está influida por variaciones de la marea. La residual presentó máximos, durante algunos días, en el rango de $0.5-0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Los máximos durante estos días se presentaron casi periódicamente; específicamente, se presentaron durante los días de mareas muertas, aunque el inicio y el final de estos máximos se observaron en días de mareas vivas. Por otro lado, para las series filtradas del viento, el viento residual presentó una predominancia del Sureste ($2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

IV.1.1 Verano 1999

En la Figura 9 se muestran los datos horarios de la predicción de marea para San Felipe, el viento, las velocidades de la corriente para A1, A0 y B2 (6m y 10m sobre fondo). Las variaciones del nivel del mar (Fig. 9a) muestran que dentro de este período hay 4 eventos de mareas vivas y 4 de mareas muertas. Las corrientes en los tres sitios muestran la modulación quincenal. En mareas vivas, los máximos de velocidad de la corriente se encuentran en el rango de $0.3-0.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y en mareas muertas el rango es $0.1-0.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La dirección de la corriente varía entre $110^\circ-150^\circ$ durante mareas muertas; este rango es amplio comparado con el que se presentó durante mareas vivas, de $135^\circ-150^\circ$. También se observa un flujo residual en mareas muertas que toma el refluo para incrementar la velocidad de la corriente hacia fuera del AGC. El viento presentó una predominancia del Sureste, con máximos entre $6 \text{ y } 8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La Tabla III muestra los rangos máximos de la corriente y dirección de las series de corriente en los diferentes puntos, durante mareas vivas (MV) y mareas muertas (MM).

Tabla III Rango de máximos de la corriente y dirección, Verano 1999.

Anclajes	Máximos de la corriente durante MV	Máximos de la corriente durante MM	Dirección en MV	Dirección en MM
A1 a 6m	$0.4-0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	$0.15-0.25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	$135^\circ-145^\circ$	$110^\circ-140^\circ$
A0 a 11m	$0.3-0.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	$0.1-0.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	$135^\circ-145^\circ$	$110^\circ-140^\circ$
B2 a 10m	$0.5-0.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	$0.2-0.3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	$140^\circ-150^\circ$	$130^\circ-150^\circ$
B2 a 6m	$0.35-0.45 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	$0.15-0.25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$	$140^\circ-150^\circ$	$110^\circ-150^\circ$

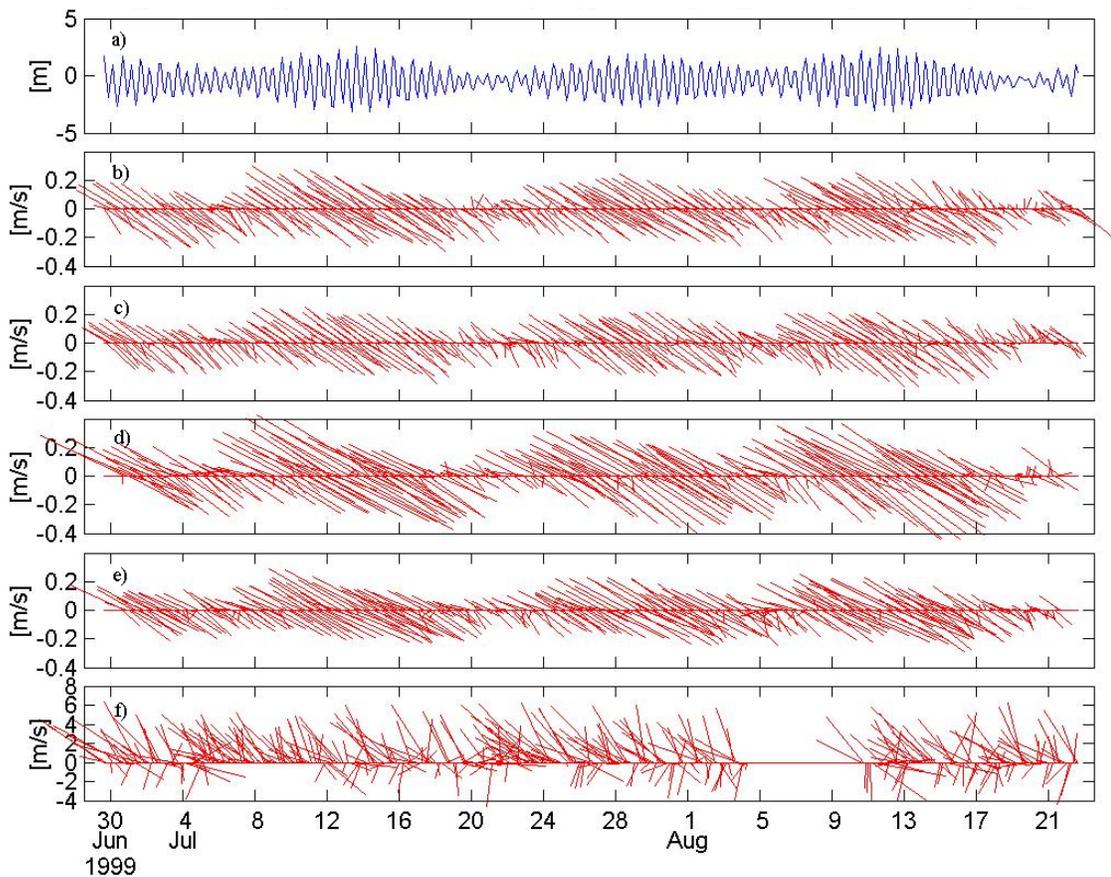


Figura 9. (a) Datos horarios de la predicción de marea para San Felipe BC, (b) velocidad de la corriente en A1 a 6m sobre fondo de 25m, (c) A0 a 11m sobre fondo de 18m, (d) B2 a 6m sobre fondo de 15m, (e) B2 a 10m sobre fondo de 15m y (f) viento en MA.

En la Figura 10 se muestran los datos filtrados de las series anteriores, excepto la serie de nivel de mar (Fig. 10a). Las residuales para A1 a 6 metros (Fig. 10b) muestra que hay tres eventos de máximos ($>0.08 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) durante mareas muertas y algunos períodos de máximos con residuales más débiles durante mareas vivas. La dirección promedio de las residuales es hacia el Sureste. Durante el primer y segundo eventos de máximos se presentan disminuciones antes de alcanzar los máximos; el tercer evento se presenta como un solo

pico. En el cuarto período de mareas muertas se presenta máximos con dirección preferencial al Este.

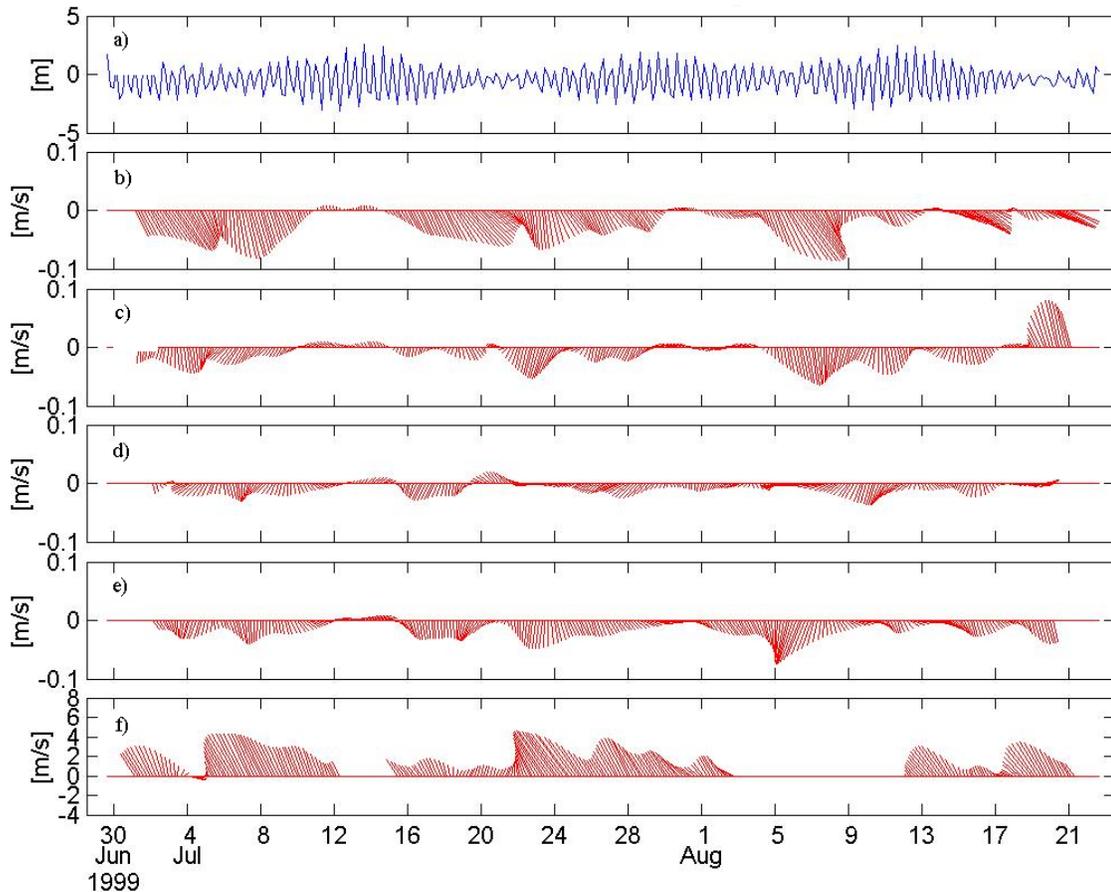


Figura 10. (a) Datos horarios de la predicción de marea para San Felipe BC. (b) Datos filtrados horarios de velocidad de la corriente en A1 a 6m sobre fondo de 25m, (c) A0 a 11m sobre fondo de 18m, (d) B2 a 10m y (e) a 6m sobre fondo de 15m. (f) Datos filtrados horarios de viento en MA.

Las residuales en A0 (Fig. 10c) muestra que hay cuatro períodos de máximos de velocidad ($0.07 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$); los tres primeros de la serie con dirección al sur y el cuarto al norte. Los máximos se presentan dentro de mareas muertas. En las Figuras 10d y 10e se muestran las residuales de B2 a 10 y 6 metros, respectivamente. Las residuales a 10 metros

presentaron tres máximos considerables ($\sim 0.05 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), dos de ellos en el primer y segundo períodos de mareas muertas y el tercero en el cuarto período de mareas vivas. La dirección de las residuales a 10 metros es hacia el Sur y Oeste. Las residuales a 6 metros presentaron máximos ($>0.05 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) durante mareas muertas, con una señal considerable ($0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) en el tercer período. La dirección de las residuales a 6 metros es hacia el Sur. La residual de viento (Fig. 10f) presenta dirección del Sureste, que es la dirección preferencial de la serie original. También presenta máximos ($5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) que se observan a lo largo de las series, dentro de mareas muertas.

El perfil de velocidad de la corriente (entre 1 y 15 m) en el anclaje A1 se muestra en la figura 11. Se muestran los contornos de la componente de la velocidad a lo largo del eje principal de la corriente; en la parte superior de ambos paneles se muestra el nivel del mar durante este período. Los valores positivos de corriente indican aproximadamente la dirección hacia el Noroeste y los valores negativos hacia el Sureste. Los contornos de rapidez de los datos originales (Fig. 11a) muestran que los máximos en la señal ($0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) se encuentran durante mareas vivas y los mínimos de la señal ($0.05 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) en mareas muertas. Los contornos de rapidez de la componente de velocidad a lo largo del eje principal de los datos residuales (Fig. 11b) muestran que los máximos en la señal ($0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) se encuentran durante mareas muertas. Un evento notable se presenta los días 3-6 de agosto con un máximo considerable ($>0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) y un comportamiento homogéneo en la columna.

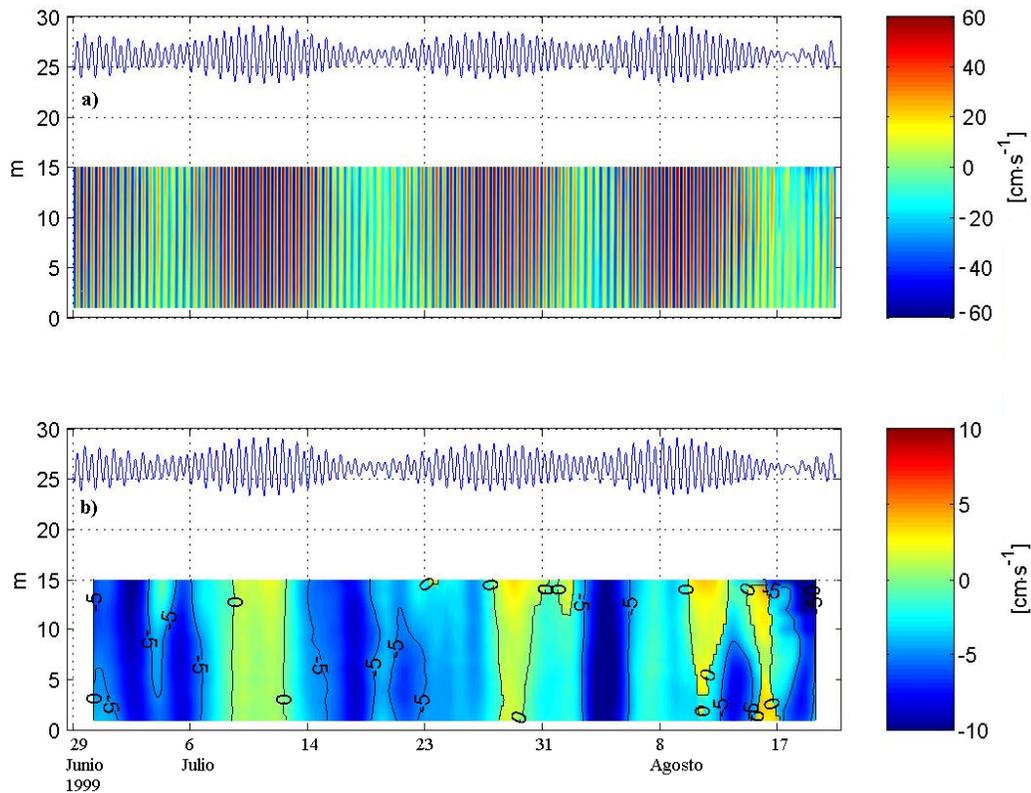


Figura 11. Componente de la velocidad (en $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) a lo largo del eje principal de la corriente en A1, (a) datos originales y (b) datos residuales. La dirección la indican los signos, positivo hacia el Noroeste y negativo hacia el Sureste. El nivel del mar está marcado en azul en la parte superior de los paneles.

La corriente residual presenta máximos ($>0.05 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$): a continuación enumeraremos estos eventos. También máximos de residuales en la corriente y el viento se pueden relacionar; consideraremos sólo aquellos picos notables durante mareas muertas.

En la Figura 10, el primer evento que se presenta, del 2 al 8 de julio en A1 (Fig. 10b), también se presenta en las otras tres series (Fig. 10c, d y e) con picos considerables ($>0.05\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en A0 y B2 a 6m sobre el fondo (Fig. 10 c y e). Al inicio de este evento, la intensificación de la corriente residual durante los días 1-3 de julio coincide con una

disminución ($3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) del viento residual (Fig. 10f). Durante su desarrollo existe una disminución en magnitud para los días 5-6 de julio en todas las series; ésta se observa en el perfil en A1 (Fig. 11b), en donde la rapidez en los tres primeros metros es menor a $0.05\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Después de la disminución, A0 (Fig. 10c) no presenta un incremento comparable al de los días anteriores. La disminución en este evento coincide con el inicio de máximos ($4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) de las residuales del viento (Fig. 10f).

El segundo evento comprende del 15 al 26 de julio en A1 (Fig. 10b); que también se observa en B2 (Fig. 10e) a 6 metros. El desarrollo que presenta este evento tiene una disminución ($<0.05\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) el día 21 julio y aumenta ($>0.05\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) el día 23 de julio. Esto se observa en el perfil de A1 (Fig. 11b) el aumento sólo se observa en los diez primeros metros. En B2 (Fig. 10d) a 10 metros, después de la disminución, la residual no aumenta. En A0 se presenta un pico el día 23, que es el día cuando aumentan las primeras dos series. Durante la disminución de la residual de la corriente, el viento que se presentó no es considerable ($1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); para el día 23 de julio se presenta un pico ($5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) considerable.

El tercer evento ocurrió del 5 al 8 de agosto en A1 (Fig 10b); se observa también en A0 (Fig. 10c) y un día antes en B2 a 6 metros (Fig. 10e). En B2 a 10 metros (Fig. 10d) se observa un pico para el 11 de agosto durante mareas vivas; este también se observa en A0 (Fig. 10c). No se obtuvieron datos de viento en estos días.

El cuarto evento se presentó los días 19-20 de agosto en A1 (Fig. 10b) con dirección hacia el Sureste y en B2 a 6 metros (Fig. 10e) con dirección hacia el Sur, en ambas series con residuales promedio de $0.05\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. También se presentan máximos en la corriente residual en A0 (Fig. 10c) con dirección hacia el Norte. Durante los días 17-20 de

agosto se presentó un pico ($4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) en rapidez del viento; durante este evento el viento residual iba en disminución, con valores de $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Los datos en A1 (Fig. 9b) muestran que durante mareas muertas existe un flujo residual que durante el refluo incrementa la rapidez de la corriente; cuando eliminamos la señal de la marea, los eventos (Fig. 7b) que observamos se atribuyen a las corrientes de gravedad. La corriente de gravedad pasa por A1, sin embargo, en A0 y B2 que se encuentra cerca de A1 presentan señales atribuibles a dicha corriente. En promedio, la duración de estos eventos es de 6 a 7 días, predominantemente en mareas muertas.

En resumen, se observaron cuatro eventos de corriente de gravedad, y su presencia es más notoria en las series de A1. El primero y el segundo evento se observan con condiciones homogéneas en el corte de velocidad en la columna de agua en la primera parte de estos eventos y hacia el final el viento parece acelerar a la corriente de gravedad. El tercero se presenta como un evento que tiene una salida del AGC que continúa por 4 días. Por último, el cuarto evento sólo se observa en A1 y B2, con direcciones perpendiculares, al Este y Sur respectivamente. Por otro lado en A0 se observaron residuales hacia el norte; este evento no se asocia con la corriente de gravedad.

IV.1.2 Verano 2002

En la Figura 12 se muestran los datos horarios de nivel de mar en A1, del viento en MA y las velocidades de la corriente en A1. Las variaciones del nivel de mar (Fig. 12a) muestran 6 períodos de mareas vivas y 5 de mareas muertas. Las corrientes en A1 muestran la modulación quincenal, en mareas vivas los máximos de velocidad de la corriente se encuentran en el rango de $0.35-0.45 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y en mareas muertas el rango es de $0.15-0.25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. El rango de la dirección de la corriente durante mareas muertas es de $135^\circ-145^\circ$, que no es tan amplio comparado con el que se presentó durante mareas vivas, de $130^\circ-145^\circ$ en A1 del verano 1999. Al igual que las series anteriores, se observa durante mareas muertas que existe un flujo residual que durante el reflujó aumenta la rapidez de la corriente. El viento presentó una predominancia del Sureste, con máximos considerables ($>10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) en un 60% hacia el final de la serie.

En la Figura 13 se muestran las series de nivel de mar y de los datos filtrados de la corriente en A1 y del viento. Las residuales para A1 (Fig. 13b) muestra que hay cinco períodos de máximos ($>0.05 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) durante mareas muertas, en donde existe un pico considerable ($>0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) para el 4 de agosto; y un período con residual considerable ($>0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) durante mareas vivas. La dirección de la corriente (Fig. 12b) residual promedio es hacia el Sureste.

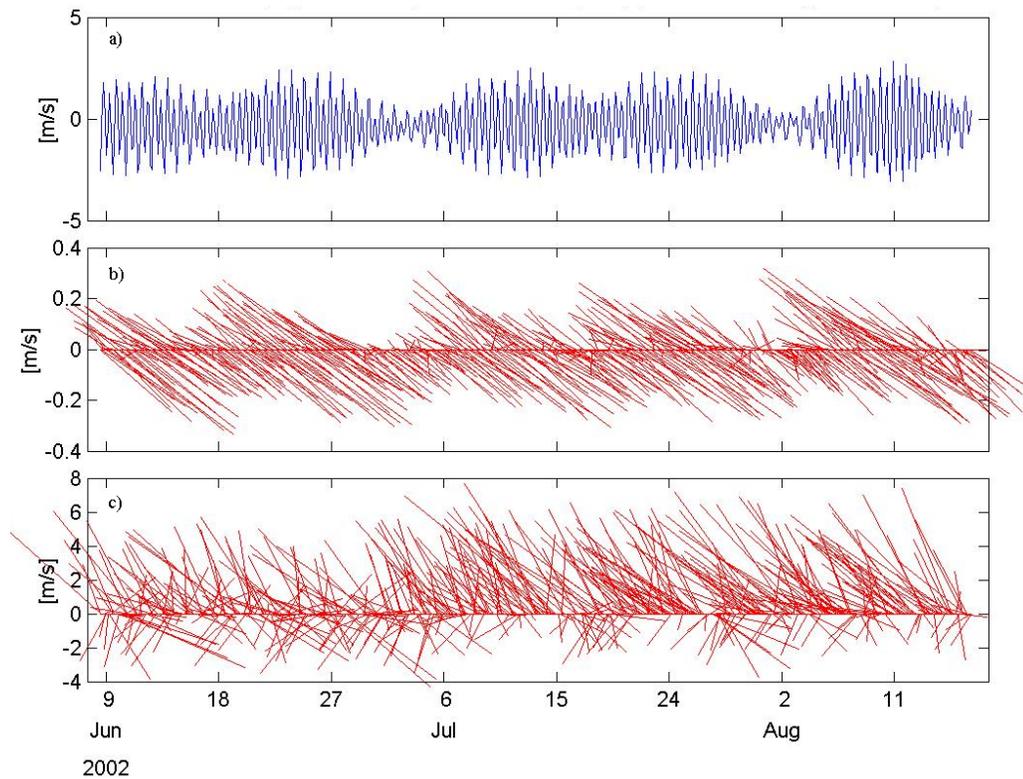


Figura 12. (a) Datos horarios de nivel de mar en A1, (b) de velocidad de la corriente en A1 a 6m sobre fondo de 25m y (c) viento de la estación MA.

El primer período de máximos (Fig. 13b) se presenta durante mareas vivas con un pico considerable ($>0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) durante los días 10-11 de junio; no se presenta viento residual (Fig. 12c) considerable. El segundo período de máximos se presenta durante mareas muertas los días 17-22 de junio con disminución el día 20; durante este período se presentó un viento residual promedio de $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. El tercer período de máximos se presenta durante mareas muertas del 30 de junio al 7 de julio, con una disminución el día 5; durante este período se presentó viento residual intenso ($4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ en promedio) a partir del día 4. El cuarto período de máximos se presenta durante mareas muertas los días 18-22 de julio; durante este período aumentó el viento residual a velocidades mayores de $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. El quinto

período de máximos se presenta como un pico considerable ($>0.1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) durante mareas muertas los días 4-5 de agosto; durante este período aumentó el viento residual a velocidades mayores de $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. El sexto período de máximos se presenta durante mareas muertas al final de la serie, a partir del día 14 de agosto; durante este período disminuye el viento residual a velocidades mayores de $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

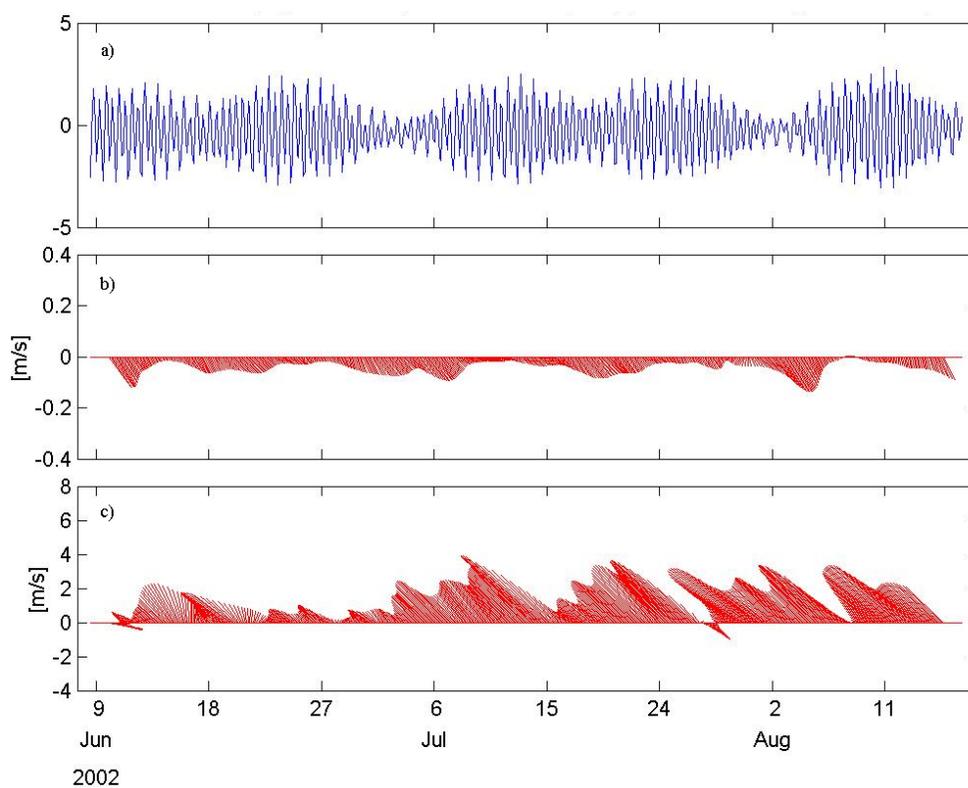


Figura 13. (a) Datos horarios de nivel de mar en A1, (b) datos filtrados horarios de velocidad de la corriente en A1 a 6m sobre fondo de 25m y (c) viento de la estación MA.

Los resultados en A1 (Fig. 13b) al igual que los observados en A1 para el verano 1999 (Fig. 10b) muestran los eventos de máximos de velocidad residual que se atribuyen a las corrientes de gravedad. En promedio, la duración de estos eventos es de 5-6 días (casi-periódicos) y se presentaron predominantemente en mareas muertas.

En resumen, se observaron 6 eventos de corriente de gravedad en Verano 2002. El primero se presenta durante mareas vivas, lo cual sugiere un evento de corriente de gravedad que se precipita debido a un posible incremento del gradiente horizontal de densidad. El segundo es un evento que se desarrolla en mareas muertas y se extiende hacia mareas vivas. El tercer evento parece ser acelerado hacia el final por la presencia de viento intenso que prevaleció esos días. El cuarto evento no presenta máximos tan intenso como el anterior, sin embargo, el viento que prevaleció fue mayor ($>4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), lo cual sugiere que el viento mezcló y no aceleró la corriente de gravedad. El quinto evento se presenta con máximos considerables y viento intenso ($> 5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) que prevaleció esos días. Por último, del sexto evento sólo se observa su inicio y parece acelerarse con el viento.

IV.2 Cálculo de la E^M

En la Figura 14 se presenta los cálculos de E^M en A1 para el verano de 1999. La E_M^M (Fig.14a) presenta las variaciones de mareas vivas-mareas muertas; esto es, un aumento de E_M^M durante mareas vivas y su disminución hacia mareas muertas. En esta serie se observan máximos de E_M^M que alcanzan los $5 \times 10^{-3} \text{ W} \cdot \text{m}^2$. Para el segundo período de mareas muertas en la serie, la E_M^M presenta los valores más bajos de toda la serie, alrededor de los días 20-22 de julio. La E_V^M (Fig. 14b) presenta picos durante las brisas y durante días de viento fuerte. La E_T^M (Fig. 14c) presenta variaciones principalmente mareas vivas-mareas muertas, lo cual quiere decir que la contribución de E_V^M no es importante.

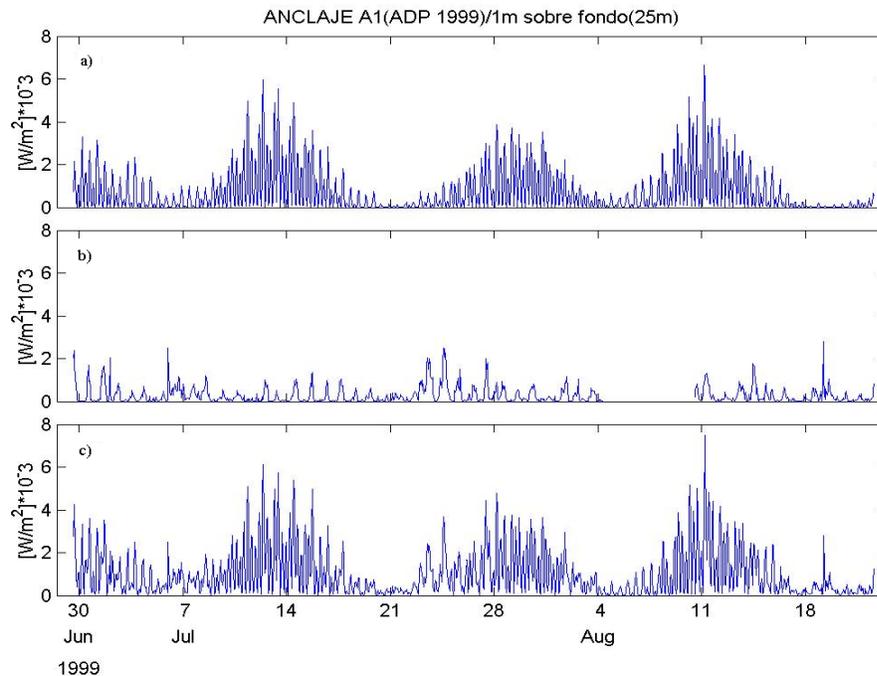


Figura 14. (a) Cálculos horarios de E_M^M , (b) de E_V^M y (c) de la E_T^M para A1 en el verano 1999.

En la Figura 15 se presentan los cálculos de E^M en A0 para el verano 1999. La E_M^M (Fig.15a) presenta las variaciones de mareas vivas-muertas que presento también en A1. En esta serie se observan máximos de E_M^M que alcanzan los $1 \times 10^{-3} \text{ W}\cdot\text{m}^2$. La E_V^M (Fig. 15b) es la misma analizada para el caso anterior. La E_T^M (Fig. 15c) presentó una contribución del viento notoria; parece que rompe con las variaciones mareas vivas-muertas pero ésta todavía sigue siendo observable. Esto es, la E_V^M presenta algunos picos mayores ($2 \times 10^{-3} \text{ W}\cdot\text{m}^2$) que la E_M^M .

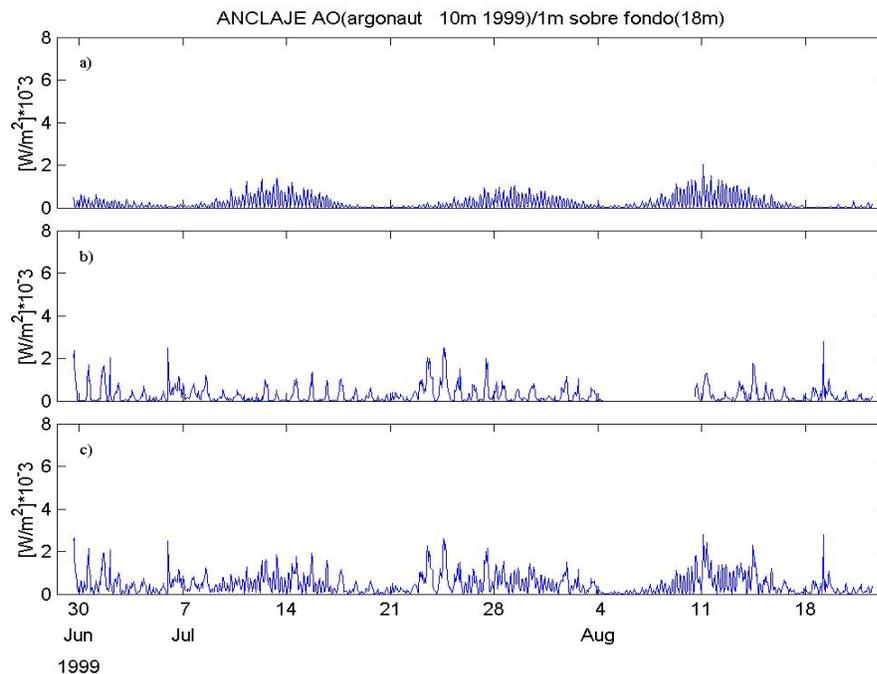


Figura 15. (a) Cálculos horarios de E_M^M , (b) de E_V^M y (c) de la E_T^M para A0 en el verano 1999.

En la Figura 16 se presentan los cálculos de E^M en B2 para el verano 1999. La E_M^M (Fig.16a) presenta las variaciones de mareas vivas-muertas que presentó también en A1 y

A0. En esta serie se observan máximos de E_M^M que alcanzan los $2.5 \times 10^{-3} \text{ W} \cdot \text{m}^2$. La E_V^M (Fig. 16b) es la misma analizada para los casos anteriores. La E_T^M (Fig. 15c) conserva las variaciones mareas vivas-muertas, y la contribución del viento es considerable en algunos picos; por ejemplo los de los días 6, 23 y 24 de julio.

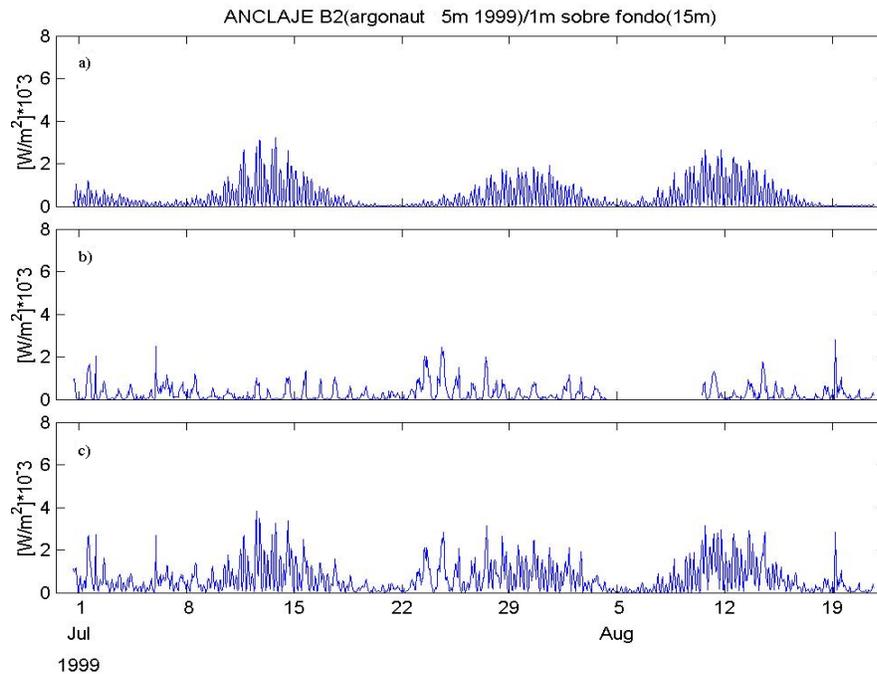


Figura 16. (a) Cálculos horarios de E_M^M , (b) de E_V^M y (c) de la E_T^M para B2 en el verano 1999.

En la Figura 17 se presentan los cálculos de E^M en A1 para el verano 2002. La E_M^M (Fig. 17a) presenta las variaciones de mareas vivas-muertas observadas en las series del verano 1999. En esta serie se observan máximos de E_M^M que alcanzan los $2 \times 10^{-3} \text{ W} \cdot \text{m}^2$. Para el segundo y cuarto períodos de mareas muertas en la serie, la E_M^M presenta los valores más bajos de toda la serie. La E_V^M (Fig. 17b) presenta picos que se asocian a las

brisas y a otros picos considerables a partir del 13 de julio, y hacia el final de la serie. La E_T^M (Fig. 17c) conserva las variaciones mareas vivas-mareas muertas en el principio de la serie, y hacia el final el efecto del viento es más notorio.

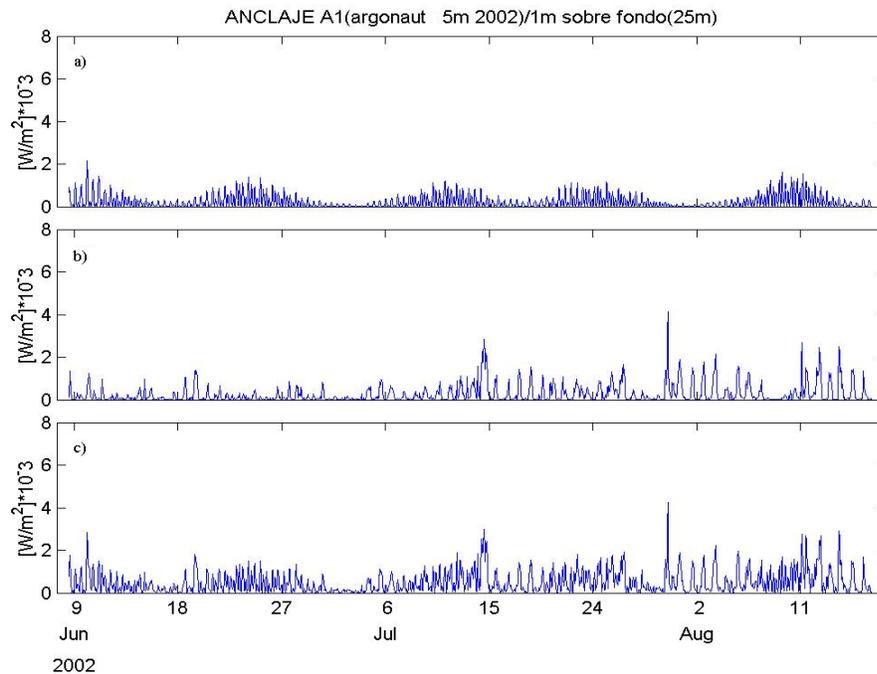


Figura 17. (a) Cálculos horarios de E_M^M , (b) de E_V^M y (c) de la E_T^M para A1 en el verano 2002.

En resumen, los resultados muestran que E_T^M presenta variaciones de mareas vivas-muertas; esto es E_M^M es dominante. El aporte de la E_V^M es considerable, y es notorio en algunos días durante mareas muertas. La E_T^M que se presentó en A1 durante el verano de 1999 es mayor que la que presentó en A1 en el verano de 2002.

IV.3 E^M y Corrientes de gravedad

En las dos secciones anteriores observamos que durante los veranos 1999 y 2002 se presentaron eventos de corrientes de gravedad en su mayoría en mareas muertas, y que la E^M alcanzaba sus valores máximos durante mareas vivas. Esto sugiere un control de las corrientes de gravedad por E^M . Cuando E^M disminuye en mareas muertas, ocurren las corrientes de gravedad. Una forma de comparar las series de E^M y las residuales, es observando su co-variabilidad; para esto se integrará la E^M durante 24 horas:

$$\bar{E}^M = \int_0^{24hrs} E^M dt .$$

Al igual que en la sección anterior se presentarán las series del verano 1999 seguidas por la del verano 2002. La primera figura de las series utiliza líneas de color rojo para la \bar{E}_V^M , color verde para la \bar{E}_M^M y color azul para la \bar{E}_T^M .

En la Figura 18 se presenta la \bar{E}^M integrada diariamente (Fig. 18a), la residual de la corriente a un metro sobre el fondo (Fig. 18b) y del viento a diez metros (Fig. 18c) para A1 del verano 1999. En esta serie la corriente se tiene a un metro del fondo. Se observan los siguientes rasgos:

- Las corrientes de gravedad se presentan cuando la \bar{E}_T^M es menor que $80 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Por el otro lado, cuando la \bar{E}_T^M sobrepasa este límite las corrientes de gravedad se inhiben.
- La presencia de corrientes de gravedad en A1 se relaciona con las variaciones que presenta la \bar{E}_M^M .

- Aunque la \overline{E}_V^M puede aumentar la \overline{E}_T^M durante mareas muertas, las corrientes de gravedad parecen estar moduladas principalmente por \overline{E}_M^M . Cabe recordar que en A1 la profundidad total es de 25 metros.

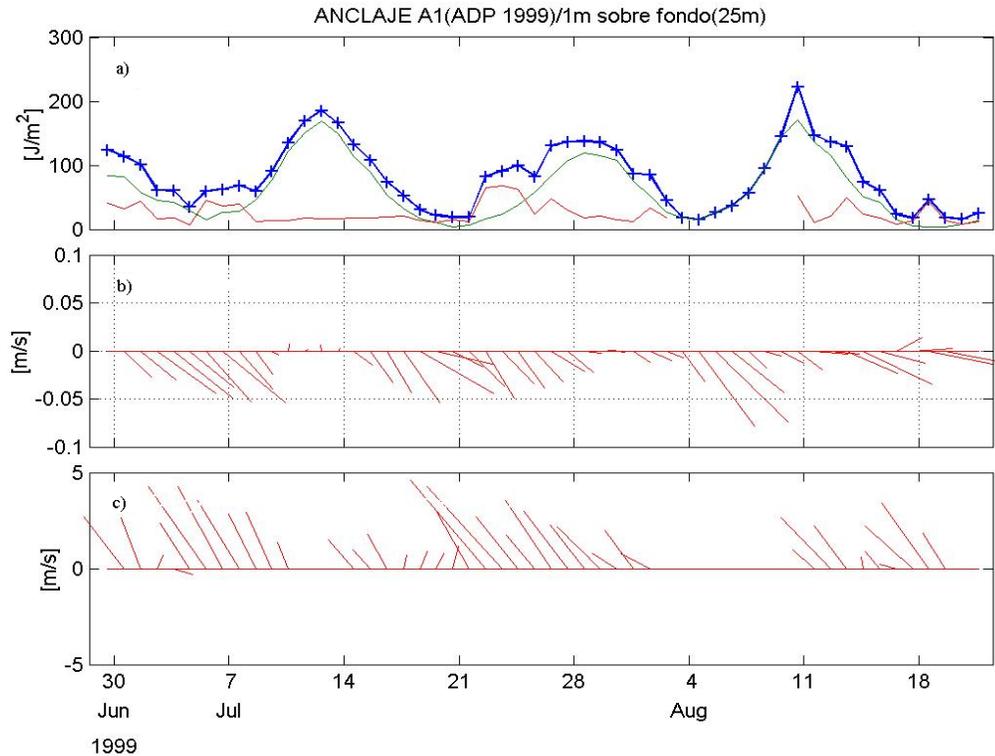


Figura 18. Datos diarios de (a) \overline{E}_V^M (línea roja), \overline{E}_M^M (línea verde) y \overline{E}_T^M (línea azul) para A1 durante el verano 1999. (b) Residuales diarias de la corriente a 1m sobre fondo de 25m y (c) del viento a 10m.

En la Figura 19 se presenta la \overline{E}^M integrada diariamente (Fig. 19a), la residual de la corriente a un metro (Fig. 19b) y del viento a diez metros (Fig. 19c) para A0 durante el verano 1999. Se resume lo siguiente:

- Algunas corrientes de gravedad se presentan cuando la \bar{E}_T^M es menor que $60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$.
- La \bar{E}_M^M presenta una relación notoria con la presencia de corrientes de gravedad.
- La \bar{E}_V^M tiene relación con la disminución de algunos eventos de las corrientes de gravedad.

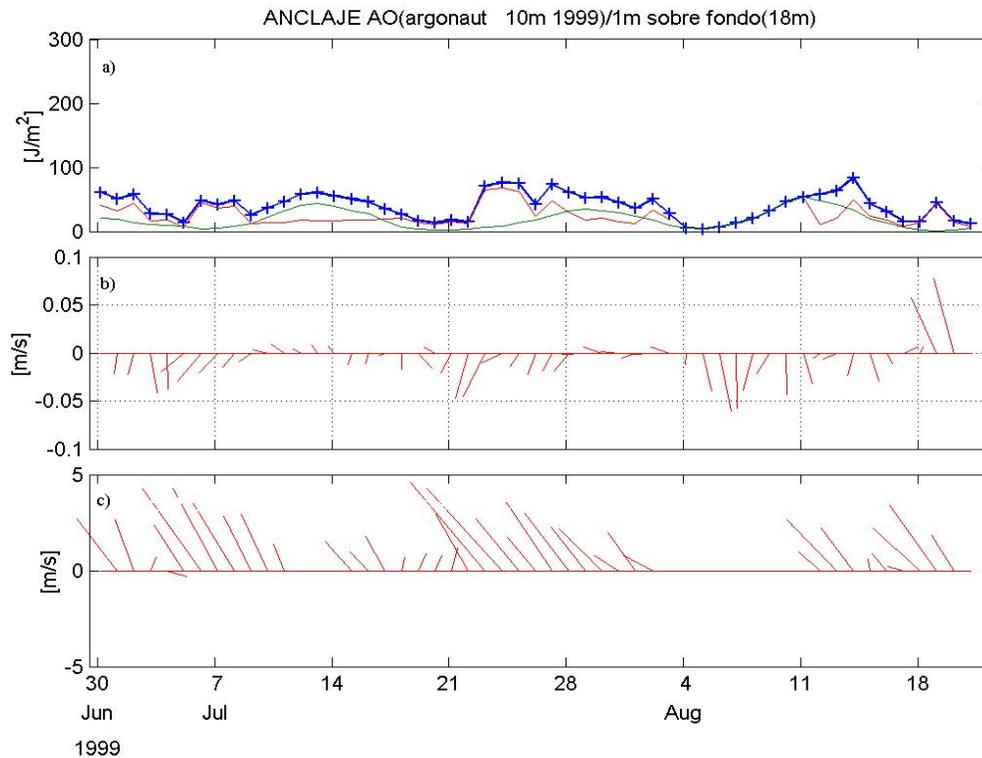


Figura 19. Datos diarios de (a) \bar{E}_V^M (línea roja), \bar{E}_M^M (línea verde) y \bar{E}_T^M (línea azul) para A0 durante el verano 1999. (b) Residuales diarias de la corriente a 1m sobre fondo de 18m y (c) del viento a 10m.

En la Figura 20 se presenta la \bar{E}^M integrada por día (Fig. 20a), la residual de la corriente a un metro (Fig. 20b) y del viento a diez metros (Fig. 20c) para B2 durante el verano 1999. Se observa lo siguiente:

- Las corrientes de gravedad se presentan cuando la \bar{E}_T^M es menor que $75 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$.
- Cuando \bar{E}_T^M es mayor que $75 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$ durante mareas vivas, se presentan residuales considerables ($0.05 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) con dirección al Este.
- El comportamiento de las corrientes de gravedad responde a las variaciones que presenta la \bar{E}_M^M .
- La \bar{E}_V^M aumenta los valores de la \bar{E}_T^M durante mareas muertas, la \bar{E}_V^M parece no tener relación con la variabilidad de la corriente de gravedad. Aunque cabe señalar que este punto tiene 15 metros de profundidad promedio.

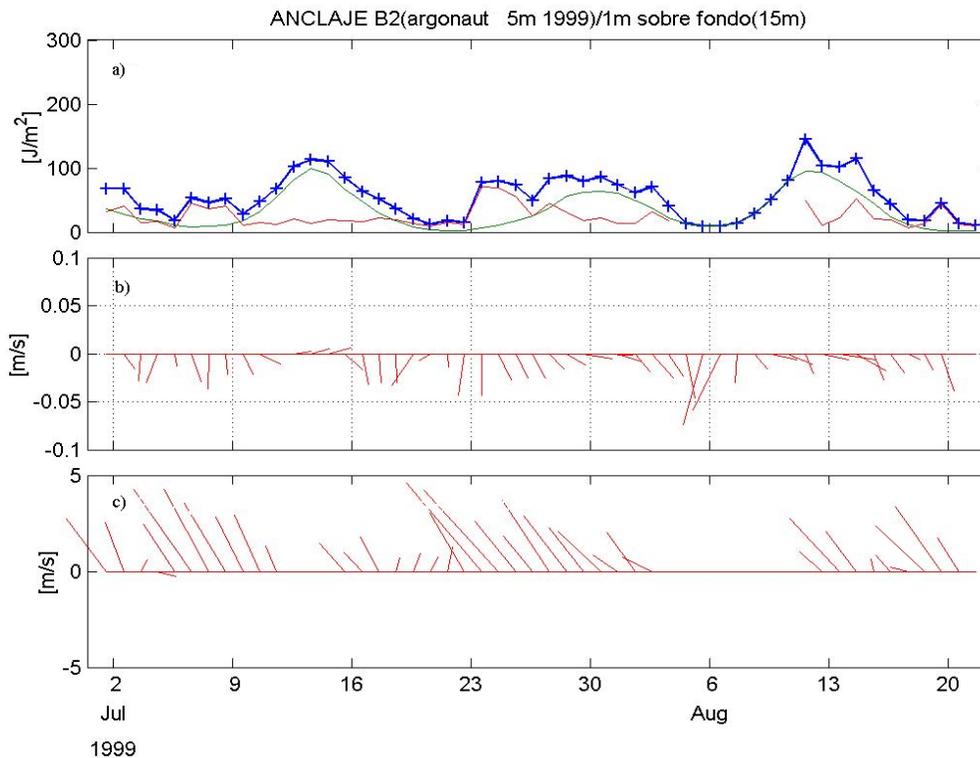


Figura 20. Datos diarios de (a) \overline{E}_V^M (línea roja), \overline{E}_M^M (línea verde) y \overline{E}_T^M (línea azul) para B2 durante el verano 1999. (b) Residuales diarias de la corriente a 1m sobre fondo de 15m y (c) del viento a 10m.

En la Figura 21 se presenta la \overline{E}^M integrada por día (Fig. 21a), la residual de la corriente a un metro (Fig. 21b) y del viento a diez metros (Fig. 21c) para A1 durante el verano 2002. Se observa lo siguiente:

- Las corrientes de gravedad se presentan cuando la \overline{E}_T^M es menor que $80 J \cdot m^{-2}$, y cuando la \overline{E}_T^M sobrepasa este límite, las corrientes de gravedad disminuyen ($< 0.04 m \cdot s^{-1}$).

- El comportamiento de las corrientes de gravedad en A1 responde a las variaciones que presenta la \bar{E}_M^M .
- Al final de la serie, la \bar{E}_V^M tiene relación con algunas disminuciones de las corrientes de gravedad.
- El viento residual es mayor en la segunda parte de la serie, y también lo son las corrientes residuales durante mareas muertas.

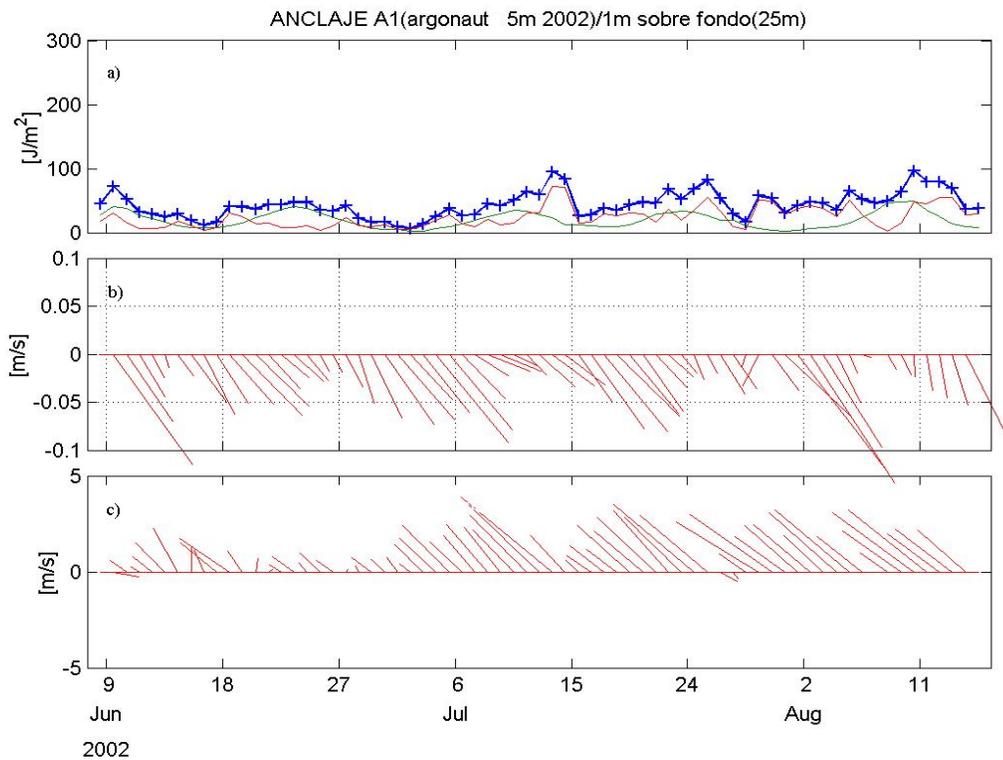


Figura 21. Datos diarios de (a) \bar{E}_V^M (línea roja), \bar{E}_M^M (línea verde) y \bar{E}_T^M (línea azul) para A1 durante el verano 2002. (a) Residuales diarias de la corriente a 1m sobre fondo de 25m y (c) del viento a 10m.

En resumen, de las observaciones diarias de corrientes de gravedad y \bar{E}^M diaria, se tiene lo siguiente:

1. Las observaciones muestran que las corrientes de gravedad intensas ($>0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) se presentan cuando la \bar{E}_T^M es baja (aproximadamente $<75 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$), por el contrario no se presentan corrientes de gravedad cuando la \bar{E}_T^M es alta (aproximadamente $>75 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$).
2. La \bar{E}_M^M presenta mayor relación con la variabilidad de las corrientes de gravedad que \bar{E}_V^M .
3. La \bar{E}_V^M parece disminuir la rapidez de algunos eventos de corriente de gravedad.

IV.4 Modulaci3n

La presencia de corrientes de gravedad en estuarios inversos se relaciona con la intensificaci3n del gradiente horizontal de densidad de la zona, el cual depende de la evaporaci3n. Los resultados en las secciones anteriores muestran eventos de corrientes de gravedad que se detectan en la zona durante verano, cuya variabilidad se relaciona con la de la turbulencia generada por las corrientes de marea y el viento. La turbulencia es sostenida por la variabilidad de E^M que presentan estos forzamientos; cuando alcanzan valores altos inhiben a las corrientes de gravedad. Parece ser una condici3n suficiente para establecer una relaci3n entre estas variables. Uno de los objetivos de este trabajo es analizar la relaci3n que tiene la E^M con las corrientes de gravedad, que realizaremos a continuaci3n.

Los datos mostraron la presencia de corrientes de gravedad en ambos veranos y estos se presentaban durante el per3odo de mareas muertas. Los eventos de corrientes de gravedad fueron m3s notorios en A1 durante ambos veranos. Por otro lado la E_T^M generada por los esfuerzos de la marea y del viento present3 variabilidad mareas vivas-muertas y algunos picos considerables durante mareas muertas. Cuando comparamos las series de E^M y las corrientes de gravedad observamos que estaban relacionadas. Tambi3n se observ3 que su relaci3n aumentaba considerando s3lo la E_M^M .

Las corrientes de gravedad se presentan durante mareas muertas cuando las E_T^M es baja y se inhiben cuando es alta, una forma de ver esta relaci3n es graficar la \bar{E}_T^M contra la rapidez residual diaria. En la Figura 21 se muestran estas gr3ficas para A1 en el verano

2002, cuando se detectaron 6 eventos de corrientes de gravedad,. En primer lugar, se muestra (Fig. 22a) la \overline{E}_M^M contra la rapidez residual y observamos que estas dos variables están inversamente relacionadas. En segundo lugar (Fig. 22b) se muestra la \overline{E}_T^M contra la rapidez residual y observamos que el aporte de la \overline{E}_V^M empobrece la relación inversa observada. Esto sugiere que \overline{E}_M^M es capaz de controlar la modulación de la rapidez residual.

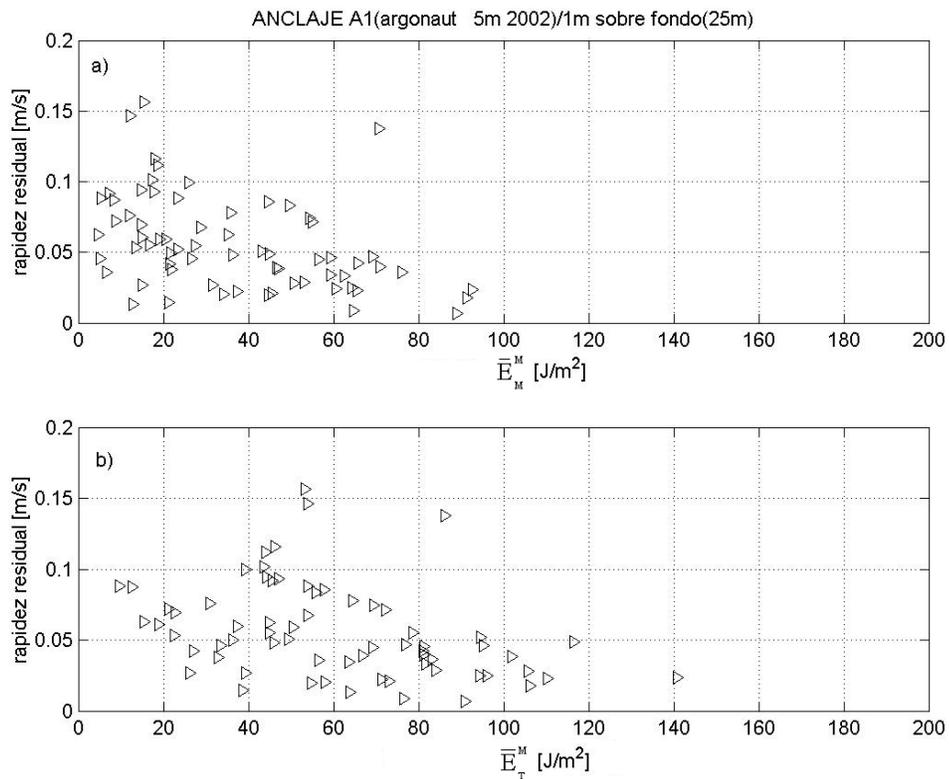


Figura 22. En A1 verano 2002. (a) Gráfica valores diarios de la \overline{E}_M^M en contra de la rapidez residual. (b) Gráfica valores diarios de la \overline{E}_T^M en contra de la rapidez residual.

La gráfica anterior revela que ambas variables se encontraban relacionadas y que existe una modulación de la rapidez residual para A1 por \bar{E}_M^M . En la Figura 23 se grafican la \bar{E}_M^M contra la rapidez residual para todos los puntos (A0, B2 y A1) en ambos veranos. Los puntos que presentan mejor relación son los de A1 en ambos veranos (una correlación de 67%); se presentan residuales máximas ($> 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) con \bar{E}_M^M baja ($< 75 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$) y residuales bajas ($< 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) con \bar{E}_M^M alta ($> 75 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$). Los puntos de A0 y B2 presentan algunos puntos dentro de esta relación pero un 70% está concentrado en el área de baja \bar{E}_M^M ($< 75 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$) y residuales bajas ($< 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

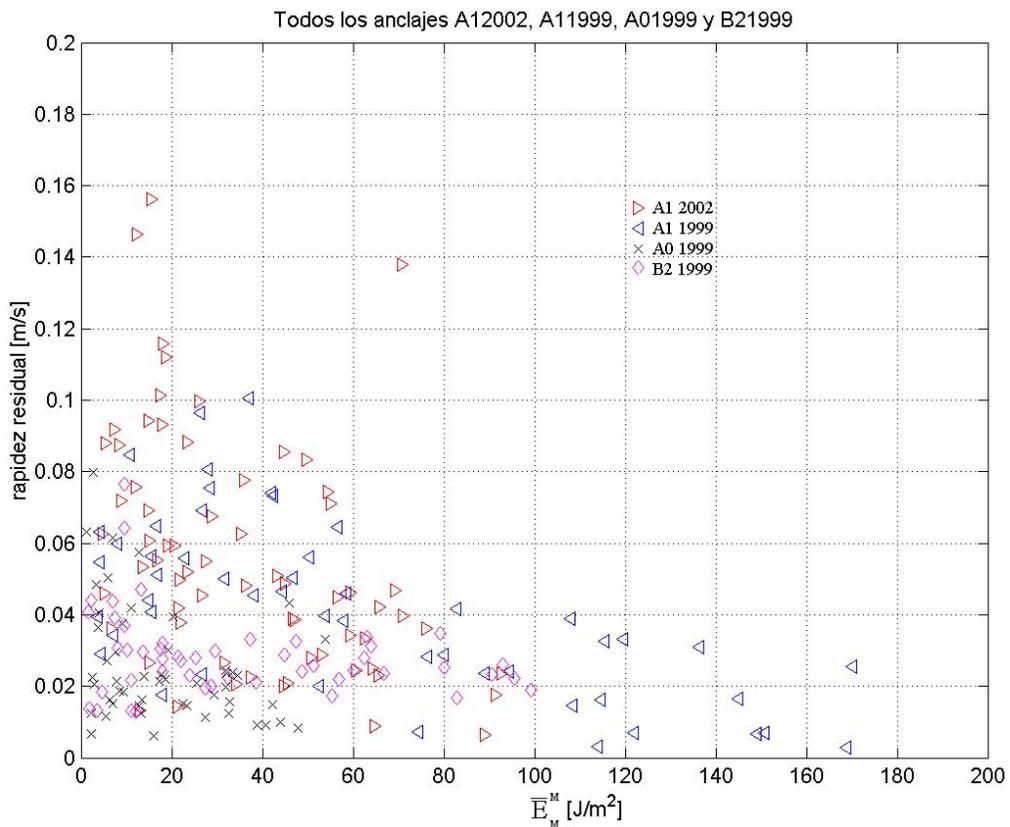


Figura 23. Gráfica datos diarios de la \bar{E}_M^M contra la rapidez residual en A0, A1y B2, ambos veranos (1999 y 2002).

La Figura 24 muestra la \bar{E}_T^M contra la rapidez residual. La distribución que presentan las variables con el aumento por la \bar{E}_V^M si altera la relación que existe entre ellas; la empobrece (una correlación de $\sim 44\%$). También se observa que los puntos de A0 y B2 que se encontraban en el área de baja \bar{E}_T^M ($< 75 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$) y residuales bajas ($< 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) se reducen un 50%. Lo que se observó en ambas Figuras (23 y 24) es que la \bar{E}^M parece controlar la presencia de la residual en las series, en otras palabras la presencia de residuales está en función de la \bar{E}^M .

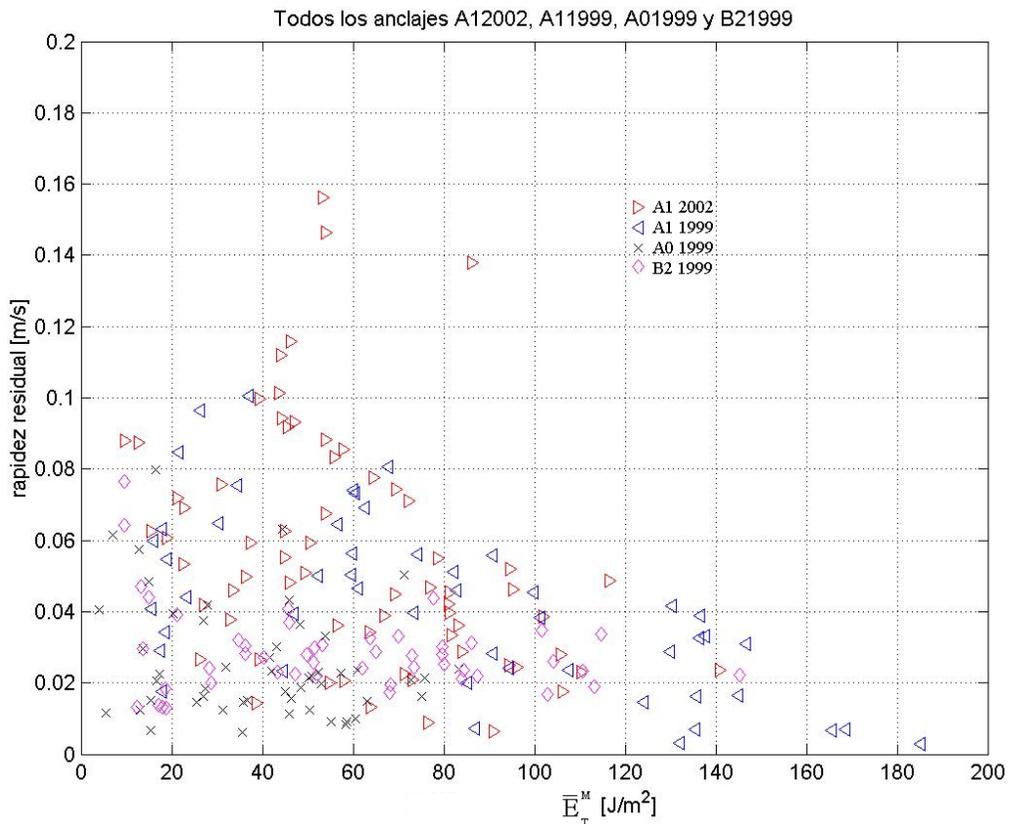


Figura 24. Gráfica datos diarios de la \bar{E}_T^M contra la rapidez residual en A0, A1 y B2, ambos veranos (1999 y 2002).

V Discusión

Los valores máximos ($> 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) de rapidez residual que se presenta en los diferentes puntos son las corrientes de gravedad, sin embargo, concluir esto tomará hacer algunas consideraciones, ya que las corrientes residuales en las series deben considerarse como la suma de las residuales que son producidas por las corrientes de marea, por el viento y por las corrientes de gravedad.

Marinone y Lavín (1997) reportaron corrientes residuales predichas por un modelo barotrópico de circulación para el AGC, las cuales fueron producidas por las corrientes de marea al interactuar con el fondo y el viento. Las corrientes residuales producidas por las corrientes de marea (Fig. 25a) muestran valores de $0.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en promedio en la región donde se encuentran A0, A1 y B2. Las corrientes residuales producidas por viento (Fig. 25b) del Sur con velocidad de $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (condiciones similares a las del verano en el AGC) mostraron valores de $0.01 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en la misma región. Cabe señalar que los resultados mostraron que durante mareas muertas prevaleció viento residual intenso, que bien pudo aumentar la velocidad de la corriente en la capa superior ya que estaban en la misma dirección (hacia la cabeza del AGC), y así acelerar la capa inferior o de salida (que se estudia aquí).

Para empezar a considerar lo anterior, graficaremos la \bar{E}_M^M y la rapidez residual delimitando zonas con colores. Los límites se escogieron utilizando un criterio empírico basado en las observaciones, a saber: para la corriente residual se utilizará $0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ que se observó como valor inicial de los eventos de corriente de gravedad y para la \bar{E}_M^M será

$60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$ que sugiere ser la transición entre corrientes residuales considerables. También limitaremos la zona con residuales menores a $0.02 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ya que pueden ser generadas por las corrientes de marea y el viento.

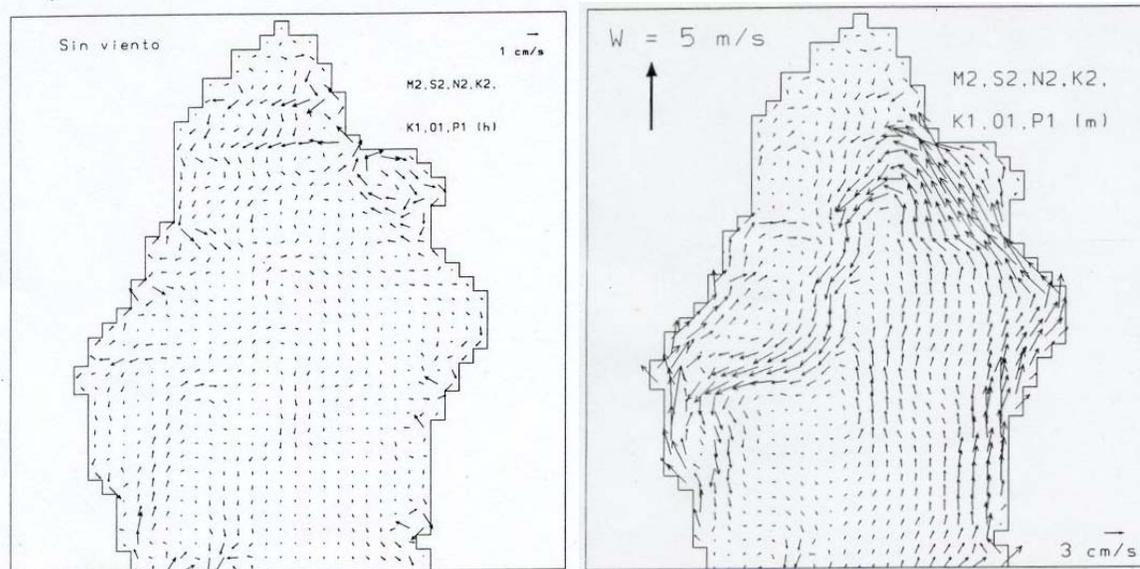


Figura 25. Parte Norte del Golfo de California. Corrientes residuales(a) producidas por las corrientes de marea de las componentes M2, S2, N2, K2, K1, O1 y P1. Corrientes residuales promedio(b) producidas por viento(a lo largo del golfo) proveniente del sureste (Marinone y Lavín, 1997).

En la Figura 26, se muestra la grafica de \bar{E}_M^M contra la rapidez residual clasificada por colores. La zona en rojo muestra la \bar{E}_M^M baja ($< 60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$) y residuales altas ($> 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$); aquí es donde se encuentran las corrientes de gravedad. La zona en azul muestra la \bar{E}_M^M alta ($> 60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$) y residuales bajas ($< 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$); estos son los eventos arrestados por la mezcla. La zona en amarillo muestra la \bar{E}_M^M alta ($> 60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$) y residuales altas ($> 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$); con estos eventos se podría asociar una intensificación del gradiente horizontal de

densidad, que precipita una corriente de gravedad durante mareas vivas. La zona en verde muestra la \bar{E}_M^M baja ($< 60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$) y residuales bajas ($< 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$); con estos eventos se podría asociar la presencia de un débil gradiente horizontal de densidad. Por ejemplo porque ya ocurrió una corriente de gravedad antes del período de mareas muertas. La zona en café es la zona de las residuales producidas por las corrientes de marea y el viento.

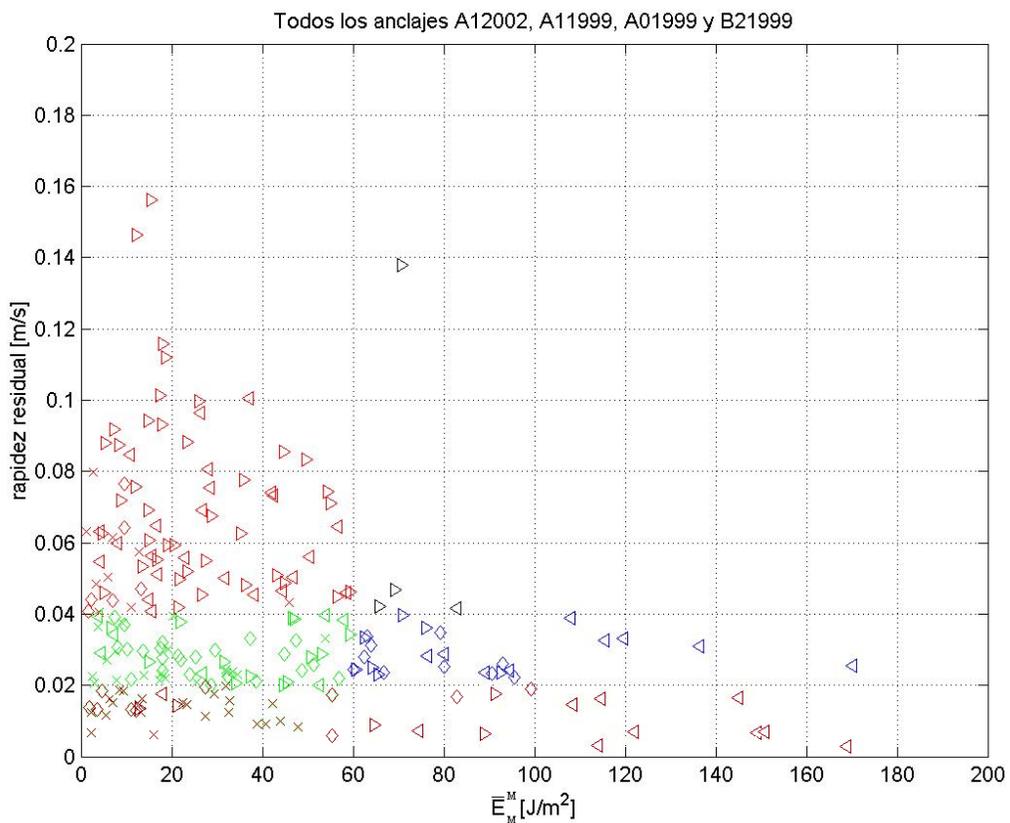


Figura 26. Gráfica datos de \bar{E}_M^M contra la rapidez residual en A0, A1y B2, ambos veranos(1999 y 2002). Zona roja, $\bar{E}_M^M (< 60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2})$ y residuales($> 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Zona azul, $\bar{E}_M^M (> 60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2})$ y residuales($< 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Zona amarilla, $\bar{E}_M^M (> 60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2})$ y residuales($> 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Zona verde, $\bar{E}_M^M (< 60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2})$ y residuales($< 0.04 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Zona café residuales producidas por las corrientes de marea y viento.

Como se observó, el 70% de estos eventos modulados se observan en A1 en ambos veranos. Una explicación de lo que sucede en B2 y A0 se presenta cuando se estudia la circulación que se ha propuesto para el AGC. Alvarez-Borrego *et al* (1974), sugirieron que agua con baja salinidad ($S < 36$) entra por el lado Este del AGC y agua con alta salinidad ($S > 39$) sale por el lado Oeste del AGC, haciendo evidente la existencia de un sistema de circulación ciclónica. En la Figura 27 se muestra la distribución de la salinidad en la región.

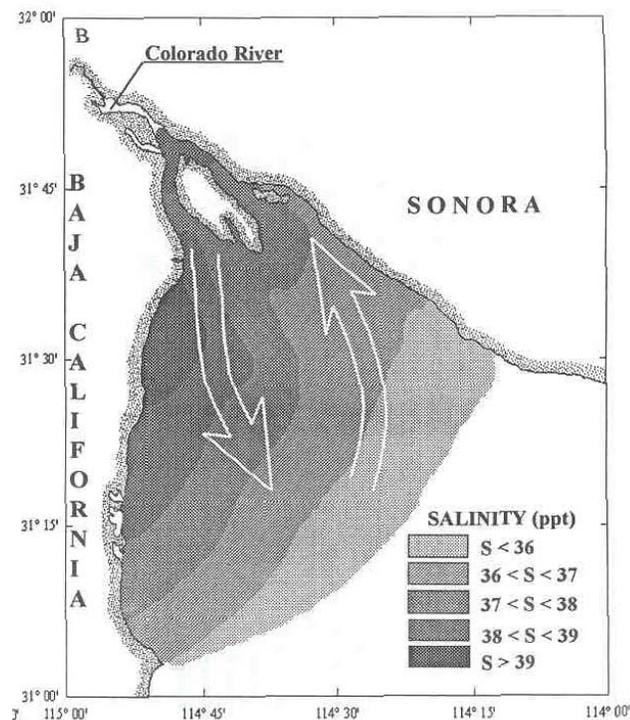


Figura 27. Patrón de la variabilidad espacial de la salinidad en el AGC, Alvarez-Borrego *et al* (1974).

Si esto sucede como parte de la circulación durante verano, podremos asociarlo al desarrollo que presenta la corriente de gravedad. Empezamos con B2, por encontrarse al Norte y en la zona de inicio del movimiento de las corrientes de gravedad, este punto es

donde inicia su recorrido la corriente de gravedad. A0 se encuentra cercano a la costa y el recorrido de la corriente de gravedad es hacia profundidades mayores, por lo tanto, este punto debe encontrarse a un costado de la corriente de gravedad. Finalmente A1; para ambos veranos, observamos que éste es el punto donde la corriente de gravedad pasa en su camino de profundidades mayores.

Se observó que la dirección de la residual está relacionada con la propuesta circulación ciclónica para la zona. En B2 la serie a 6 metros se dirige hacia el Sur y la serie a 10 metros se dirige hacia el Sur y Este. La serie de fondo estaría relacionada con la zona de inicio de la corriente de gravedad y la de superficie con la propuesta circulación ciclónica que presenta el AGC. En A0, la serie a 11 metros se dirige hacia el Sur. Por ultimo en A1 las series en ambos veranos se dirigen hacia el Sureste, saliendo del AGC.

Los lugares donde se instalaron los instrumentos son aquellos cercanos a la zona donde Lavín (1998) detectó estas corrientes; estos lugares son parte de la salida de agua del AGC y juegan parte en la circulación residual ciclónica.

Durante mareas muertas las corrientes de gravedad moverían aguas densas o de salinidad alta ($S > 38$) como ha sido reportado. Un esquema de dicho comportamiento se muestra en la Figura 28.

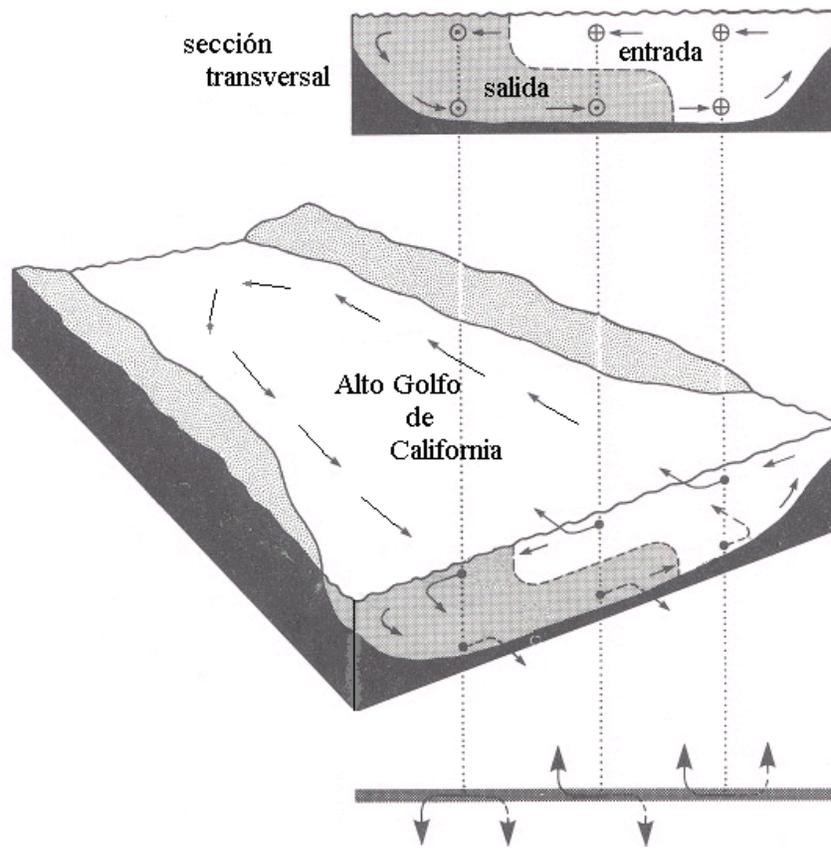


Figura 28. Propuesta de circulación para la zona con la corriente de gravedad durante mareas muertas.

V.1 Comentarios finales

Este trabajo demuestra contundentemente la presencia de corrientes de gravedad durante verano, y su modulación principalmente por el ciclo mareas vivas-mareas muertas. El análisis de series largas de corriente que se hace en este trabajo es el primero que se tiene para el AGC, pues no se han reportado series de esta longitud en la zona. Este trabajo reporta la variabilidad que presenta la energía cinética para la turbulencia y la modulación de las corrientes de gravedad durante verano. Sin embargo, se generaron algunas interrogantes como: ¿Las corrientes de gravedad son eventos que se presentan durante el verano ó también se presentan durante las demás estaciones del año?. Con la finalidad de resolver esta interrogante se recomienda realizar mediciones de corrientes y vientos durante otras temporadas, así como también analizar los resultados aquí obtenidos para la formulación de un modelo de las corrientes de gravedad. Este trabajo es un paso más en el camino para entender la circulación que tiene el AGC.

VI Conclusiones

Las conclusiones que se presentan a continuación aplican durante el verano en el AGC:

- Las observaciones de corrientes realizadas en los veranos de 1999 y 2002 confirman la presencia de intensas corrientes de gravedad, con velocidad máxima de $0.12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ y promedio de $0.08 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.
- Las corrientes de gravedad son casi-periódicas, presentándose principalmente durante mareas muertas.
- La modulación casi-quincenal implica que la ECT generada por las corrientes de marea es el principal agente de control de los eventos de corriente de gravedad.
- Aunque menos importante, la ECT inyectada por el viento puede influenciar la formación de corrientes de gravedad. Esto es, si la suma de la ECT de los dos agentes durante mareas muertas es mayor que $60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, la corriente de gravedad puede ser inhibida.
- Las corrientes de gravedad parecen ser una de las principales causas de que la circulación promedio del AGC sea ciclónica.

Referencias

- Alvarado, B.R., Godínez, V.M., Lavín, M.F., Álvarez-Sánchez, L.G., Wasburn, L., Grano, R.P. y Valdez, M.C., 2003. Análisis de observaciones meteorológicas y de corrientes en el Alto Golfo de California. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Oceanografía Física: CTOFT3098. CICESE 39 pp.
- Alvarez-Borrego, S., Flores Báez, B.P., y Galindo-Bect, L.A. 1975. Hidrología del Alto Golfo de California II. Condiciones durante invierno, primavera y verano. *Ciencias Marinas* 2, 21-36.
- Álvarez, L.G. 2003. Suspended sediment dynamics in the Upper Gulf of California. Ph.D. thesis School of Ocean Sciences, University of Wales, Bangor. 175 pp.
- Álvarez, L.G., Godínez, V.M., Lavín, M.F. y Sánchez, S., 1993. Patrones de turbidez y corrientes en la Bahía de San Felipe, al NW del Golfo de California. *Comunicaciones Académicas CICESE*. CTOFT 9304, 48pp.
- Argote, M.L., Amador, A., Lavín, M.F. y Hunter, J.R. 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 100: 16103-16118.
- Banke, E.G. y Smith, S.D. 1971. Wind stress over ice and over water in the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*. 76(30): 7368-7374.
- Bloomfield, P., 1976. *Fourier Analysis of Time Series: An Introduction*. John Wiley & Sons, Inc. 1946.

- Carriquiry, J.D. y Sánchez, A. 1999. Sedimentation in the Colorado River Delta and Upper Gulf of California after a century of discharge loss. *Marine Geology* 158: 125-145.
- Godínez, V.M., Lavín, M.F., Ramírez, M.R., Leal-Lupercio, J.C., Galindo-Bect, S. y Hernández-Ayón, M., 2000. Datos meteorológicos y de corrientes en el Alto Golfo de California: del 29 junio al 22 de agosto de 1999. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Oceanografía Física: CTOFT20008. CICESE 61 pp.
- Kundu, P.K. 1990. *Fluid Mechanics*. Academic Press, Inc. 629 pp.
- Lavín, M.F., Godínez, V.M. y Alvarez, L.G. 1998. Inverse-estuarine Features of the Upper Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Research* 19, 1545-1560.
- Lavín, M.F., Gaxiola, G., Robles, J.M., y Richter K. 1995. Winter water masses and nutrients in the northern gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 100(C8):8587-8606.
- Lavín, M.F. 1984. The seasonal cycle and variability of stratification in the Western Irish Sea. Ph.d. Thesis, University College of North Wales, Bangor. 154 pp.
- Linden, P.F. y Simpson, J.E. 1988. Modulated mixing and frontogenesis in shallow seas and estuaries. *Continental Shelf Research* 8(10):1107-1127.
- Marinone, S.G. y Lavín, M.F. 1997. Mareas y Corrientes Residuales en el Golfo de California. En: M.F. Lavín (ed) *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Monografía No.3, Unión Geofísica Mexicana, 117-144.

- Martínez Sepúlveda, M. 1994. Descripción de la Capa Mezclada Superficial del Golfo de California. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, UABC, Ensenada, México. 48pp.
- Nunes Vas, R.A. 1989. Periodic stratification in coastal waters. *Modeling Marine Systems* 2:69-105.
- Organista Sandoval, S. 1987. Flujos de Calor en el Alto Golfo de California. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, México. 142 pp.
- Proudman, J. 1953. *Dynamical Oceanography*. Methuen, London. 304 pp.
- Simpson, J. 1997. *Gravity Currents*. Cambridge University Press. Great Britain.
- Simpson, J.H., Brown, J., Maththews, J. y Allen, J. 1990. Tidal straining, density currents, and stirring in the control of estuarine stratification. *Estuaries* 13(2):125-132.
- Simpson, J.H. 1981. The shelf-sea fronts: implications of their existence and behavior. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A302:531-546.
- Simpson, J.H. y Hunter, J.R. 1974. Fronts in the Irish Sea. *Nature*, London, 250:404-406.
- Turner, J.S. 1969. A note on wind mixing at the seasonal thermocline. *Deep-Sea Research. Supplement to* 16:297-300.