

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA



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

**GIROS DE MEDIANA ESCALA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA:
BALANCE ENERGÉTICO, ESTUDIO NUMÉRICO**

TESIS

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

Presenta:

MARIA EUGENIA ALLENDE ARANDÍA

Ensenada, Baja California, México. Diciembre del 2005.

Índice

	Página.
I. Introducción	1
I.1. Golfo de California	1
I.2. Estudios Numéricos	3
II. Objetivos	7
II.1. General	7
II.2. Particulares	7
III. Método	8
III.1. Área de Estudio	8
III.2. Modelo	9
III.3. Balance de Energía	10
IV. Resultados y Discusiones	13
IV.1. Modelo	13
IV.1.1. Validación del modelo ROMS	13
IV.1.2. Obtención de Datos	18
IV.2. Balance de Energía	20
IV.2.1. Ecuaciones de Balance de Energía	20
IV.2.2. Ecuación de Energía Cinética del Flujo Medio	21
IV.2.3. Ecuación de Energía Potencial Media	24
IV.2.4. Ecuación de Energía Cinética del Flujo Turbulento	24
IV.2.5. Ecuación de Energía Potencial Turbulenta	26
IV.2.6. Descripción del Balance de Energía	27
IV.3. Evolución Temporal y Análisis de Inestabilidad	41

Índice (continuación)	Página.
IV.3.1. Giros en el Golfo de California	41
V. Conclusiones	50
Referencias	52

Apéndice.

A. Tablas de símbolos de los términos calculados para las ecuaciones de energía	59
---	----

Índice de figuras

Figura	Página
1. Evolución temporal de las perturbaciones de energía cinética (EK) y energía potencial promedio (EP), producto de inestabilidades barotrópicas en el flujo. (a) es el flujo homogéneo de baja velocidad, (b) hay un incremento en la velocidad del flujo que produce perturbaciones (c) y un máximo en la energía potencial; a lo largo del tiempo forma inestabilidades que hacen que ésta energía decaiga y aumente la energía cinética (d), en forma de giros.	6
2. Golfo de California.	8
3. Descomposición de Reynolds. La velocidad se descompone en una velocidad promedio (espacial) y en una velocidad anomalía	12
4. Serie temporal de los promedios espaciales de la climatología de la TSM. (a) Observaciones previas (Soto-Mardones <i>et al.</i> , 1999) y (b) salidas del modelo ROMS implementado para el Golfo de California.	14
5. Climatología de la temperatura superficial del mar integrada lateralmente. (a) Observaciones previas (Soto-Mardones <i>et al.</i> , 1999) y (b) salidas del modelo ROMS implementado para el Golfo de California.	15
6. Velocidades Geostróficas (ms^{-1}). Las líneas continuas indican el flujo de entrada y las líneas punteadas el flujo de salida para los meses de Mayo (a) 1998 y Noviembre (b y c para diferente sección, (b) de La Paz a Los Mochis y (c) de Isla San José a Topolobampo) 1997 (Castro <i>et al.</i> , 2005).	16
7. (a) Media temporal de los vectores de velocidad promediados en la vertical (vectores) y (b) media temporal del nivel del mar (contornos) para el periodo de Diciembre a Mayo (Martinez J.A., 2002).	16
8. (a) Trayectorias de los cuatro cuerpos a la deriva (radio boyas) entre el 18 y 26 de agosto de 1978 (Emilsson y Alatorre, 1997), (b) topografía dinámica de la superficie (Emilsson y Alatorre, 1997) y (c) salidas del modelo ROMS implementado para el Golfo de California.	17
9. Líneas de vorticidad de las salidas del modelo para un día de invierno (28 de Febrero), éstas muestran la formación de dos giros de mesoescala. La escala de colores es la temperatura del agua.	18
10. Cada color indica cada una de las diferentes formas de energía. La línea roja es la energía cinética media (EKM), la línea negra es la energía potencial media (EPM), la línea azul es la energía cinética turbulenta (EKE) y la línea verde es la energía potencial turbulenta (EPE); para cinco años.	19
11. Ecuación de Energía Cinética del Flujo Medio (EKM), integrada en todo el golfo. Los colores indican cada uno de los términos de la ecuación. Los principales términos que afectan al flujo medio son el transporte de energía cinética por presión (línea azul), las fuerzas de boyancia (línea roja *) y el esfuerzo del viento (línea negra).	28

12.	Ecuación de Energía Potencial del Flujo Medio (<i>EPM</i>), integrada en todo el golfo. Los colores indican cada uno de los términos de la ecuación. El término más importante que contribuye a la energía potencial es el de las fuerzas de boyancia (línea roja).	28
13.	Ecuación de Energía Cinética del Flujo Turbulento (<i>EKE</i>), integrada en todo el golfo. Los colores indican cada uno de los términos de la ecuación. Los principales términos que afectan al flujo medio son el transporte de energía cinética por presión (línea azul), las fuerzas de boyancia (línea roja *), el esfuerzo del viento (línea negra) y el término inercial de transferencia de energía (línea negra *).	29
14.	Ecuación de Energía Potencial del Flujo Turbulento (<i>EPE</i>), integrada en todo el golfo. Los colores indican cada uno de los términos de la ecuación. El término más importante que contribuye a la energía potencial es el de las fuerzas de boyancia (línea roja).	30
15.	Esquema del balance energético. Cada caja indica cada una de las diferentes formas de energía; la energía cinética media (<i>EKM</i>), la energía potencial media (<i>EPM</i>), la energía cinética turbulenta (<i>EKE</i>) y la energía potencial turbulenta (<i>EPE</i>). Las flechas que rodean a cada una de las energías indican los flujos de los procesos por los cuales se pierde o gana la energía en el sistema. Los símbolos de cada proceso se muestran en las tablas I ([---]), II ([-·-·-·-]), III ([····]) y IV ([-·-·-·-]) colocados en el diagrama de flujo (apéndice A).	31
16.	Diagrama de los flujos de energía para el golfo integrado en todo su volumen para el invierno (diciembre-enero-febrero). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las cajas. El sentido de las flechas indican la dirección del flujo y transferencia de energía de una forma a otra.	32
17.	Diagrama de los flujos de energía para el golfo integrado en todo su volumen para la primavera (marzo-abril-mayo). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las cajas. El sentido de las flechas indican la dirección del flujo y transferencia de energía de una forma a otra.	33
18.	Diagrama de los flujos de energía para el golfo integrado en todo su volumen para el verano (junio-julio-agosto). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las cajas. El sentido de las flechas indican la dirección del flujo y transferencia de energía de una forma a otra.	34
19.	Diagrama de los flujos de energía para el golfo integrado en todo su volumen para el otoño (septiembre-octubre-noviembre). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las cajas. El sentido de las flechas indican la dirección del flujo y transferencia de energía de una forma a otra.	35

20.	Histograma para invierno. (a) Energía cinética y potencial disponible del flujo medio y turbulento. (b) Flujos de transferencia de una forma de energía a otra. Cuando los flujos tienen valores negativos (-) entonces $PM \Rightarrow KM$, $PE \Rightarrow KE$, $KM \Rightarrow KE$ y $PM \Rightarrow PE$ y cuando tienen valores (+) entonces el flujo de una energía a otra se invierte. (c) Principales forzamientos: el esfuerzo del viento sobre el flujo medio (\bar{F}) y el transporte por efectos de presión ($\bar{K}F_P$). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las energías. El color de las barras se asocia a cada tipo de energía. . .	37
21.	Histograma para primavera. (a) Energía cinética y potencial disponible del flujo medio y turbulento. (b) Flujos de transferencia de una forma de energía a otra. Cuando los flujos tienen valores negativos (-) entonces $PM \Rightarrow KM$, $PE \Rightarrow KE$, $KM \Rightarrow KE$ y $PM \Rightarrow PE$ y cuando tienen valores (+) entonces el flujo de una energía a otra se invierte. (c) Principales forzamientos: el esfuerzo del viento sobre el flujo medio (\bar{F}) y el transporte por efectos de presión ($\bar{K}F_P$). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las energías. El color de las barras se asocia a cada tipo de energía. . .	38
22.	Histograma para verano. (a) Energía cinética y potencial disponible del flujo medio y turbulento. (b) Flujos de transferencia de una forma de energía a otra. Cuando los flujos tienen valores negativos (-) entonces $PM \Rightarrow KM$, $PE \Rightarrow KE$, $KM \Rightarrow KE$ y $PM \Rightarrow PE$ y cuando tienen valores (+) entonces el flujo de una energía a otra se invierte. (c) Principales forzamientos: el esfuerzo del viento sobre el flujo medio (\bar{F}) y el transporte por efectos de presión ($\bar{K}F_P$). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las energías. El color de las barras se asocia a cada tipo de energía. . .	39
23.	Histograma para otoño. (a) Energía cinética y potencial disponible del flujo medio y turbulento. (b) Flujos de transferencia de una forma de energía a otra. Cuando los flujos tienen valores negativos (-) entonces $PM \Rightarrow KM$, $PE \Rightarrow KE$, $KM \Rightarrow KE$ y $PM \Rightarrow PE$ y cuando tienen valores (+) entonces el flujo de una energía a otra se invierte. (c) Principales forzamientos: el esfuerzo del viento sobre el flujo medio (\bar{F}) y el transporte por efectos de presión ($\bar{K}F_P$). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las energías. El color de las barras se asocia a cada tipo de energía. . .	40
24.	Climatología anual de los diferentes tipos de energía. La línea roja es la EKM , la línea negra la EPM , la línea azul la EKE y la línea verde la EPE	41
25.	Primer modo de las funciones empíricas ortogonales. Variabilidad temporal de las amplitudes de la velocidad geostrófica (línea continua) y el flujo de calor (línea discontinua) (Mascarenhas <i>et al.</i> , 2004).	42
26.	Máximo de la EKM que se observa para el mes de enero. Éste decae abruptamente y la EKM se transfiere a la EKE (línea azul) y a la EPM (línea negra).	42

27.	La <i>EKM</i> libera energía cinética del campo medio, donde parte se transforma en <i>EKE</i> y parte en <i>EPM</i> disponible. (a) La <i>EKE</i> crece alimentando a las perturbaciones y al flujo turbulento. (b) La orientación de las líneas del flujo medio son opuestas a la dirección de las perturbaciones, por lo que el flujo medio pierde energía y el flujo turbulento aumenta (Pedlosky J., 1979).	44
28.	Elevación del nivel del mar graficada a partir de las salidas del modelo. El máximo de las elevaciones coincide con el máximo de la <i>EKM</i> para la misma época del año (mes de enero, fin del invierno).	45
29.	Funciones empíricas ortogonales del promedio mensual de la temperatura superficial del Golfo de California. (a y b) Muestran la estructura espacial de los dos primeros modos. (c) La estructura espacial de los mismos (Soto-Mardones <i>et al.</i> , 1999).	47

I. Introducción

I.1. Golfo de California

El Golfo de California representa el 20% de los 10000 km nominales de las costas mexicanas. Debido a la forma que presenta el Golfo de California, cuerpo de agua semicerrado, con una sola frontera abierta al sur que se conecta con el Océano Pacífico (Emilsson y Alatorre, 1997), está sujeto a un forzamiento dinámico a través de la boca (Marinone y Lavín, 1997) que contribuye en gran medida a la circulación del golfo, siendo este forzamiento superior al forzamiento local. Además de las mareas, al golfo entran ondas internas de diferentes escalas y perturbaciones de otros tipos que provienen del sureste del Pacífico, como ondas de origen ecuatorial atrapadas en la costa, aguas superficiales de origen ecuatorial y variaciones de periodo muy largo. Dentro del golfo también ocurren procesos físicos importantes como la mezcla por vientos, intercambios de calor, evaporación, entre otros, que afectan la dinámica y alteran las características del agua (Lavín *et al.*, 1997).

En todas las regiones del Golfo de California, la circulación y la estructura hidrográfica de las aguas cercanas a la superficie presentan importantes variaciones temporales de forma aproximadamente senoidal con periodo anual (Lavín *et al.*, 1997); esto se debe a que algunos de los agentes impulsores más importantes del golfo varían con las estaciones del año. Entre ellos se encuentran: el Océano Pacífico, el flujo de calor y el sistema de vientos a través de la superficie.

El viento es uno de los agentes más importantes que dan origen a la circulación oceánica, el cual presenta un ciclo estacional muy marcado en la región del golfo. Las cadenas montañosas en ambas costas, canalizan el viento a lo largo del eje longitudinal del golfo, soplando fuerte del noreste durante el invierno, débil durante el verano y en algunos periodos del sureste (Parés *et al.*, 2003; Marinone *et al.*, 2004). El sistema de vientos acarrea aire con características (humedad y temperatura) muy diferentes

para ambas estaciones, debido a que el origen de las masas de aire difiere para las diferentes estaciones. Por ejemplo en ocasiones durante el verano el aire proviene de la zona marítima tropical, por lo que el aire es húmedo y tibio; mientras que en el invierno el aire proviene de la masa continental de Norteamérica, por lo que el aire llega seco y frío.

Parte de la energía que el viento inyecta en la superficie del mar se usa en generar las corrientes que forman el sistema de circulación. Otra parte de la energía del viento se transforma en energía cinética turbulenta (ECT) en las capas superficiales, tanto por el rompimiento del oleaje como por la generación de fuertes desplazamientos verticales. Otra de las fuentes de turbulencia en la superficie del mar es la convección vertical, donde el agua superficial por evaporación o enfriamiento aumenta su densidad, alcanzando valores mayores que el agua subsuperficial. Por lo tanto, en equilibrio inestable el agua superficial se hunde y es reemplazada por el agua subsuperficial, lo que hace que la capa mezclada aumente su grosor al paso del tiempo. En otras palabras, debido al forzamiento del viento sobre la capa superficial, ésta se vuelve una capa turbulenta que se encuentra sobre una capa estable no turbulenta; sin embargo, la turbulencia en la capa superficial tiende a incorporar agua de la interfase a través de intercambio de parcelas de agua, lo que hace que las propiedades de la capa mezclada cambien. A lo largo del tiempo este proceso, que se conoce como entrainment (en inglés) o abor-damiento, dará lugar al ensanchamiento de la capa mezclada. En el golfo el crecimiento de la capa mezclada se inicia a finales de otoño, cuando los vientos se incrementan, la radiación solar disminuye y se inicia la pérdida de calor a través de la superficie. En la primavera, la radiación solar aumenta y los vientos disminuyen su intensidad, así que se vuelve a formar la estratificación cerca de la superficie y la capa mezclada se adelgaza (Lavín *et al.*, 1997).

Las condiciones de resonancia que se dan en el golfo y la disminución de la profundidad que existe hacia la cabeza, provocan que las amplitudes de la marea se incremente

en la región norte; como consecuencia y fuente de turbulencia en el mar, existe un gran intervalo de marea en esta región, que se traduce en energía potencial, la cual se convierte en energía cinética y parte de ella se disipa debido a la fricción con el fondo. Las regiones en donde se disipa la mayor parte de la energía de la marea son la región norte y el archipiélago (García-Silva *et al.*, 2000), sin embargo la cantidad de energía que introduce la marea es mucho menor en relación a los forzamientos ya mencionados.

La circulación inducida por el viento y por el Océano Pacífico se encuentran en fase, es decir que ambos forzamientos producen circulación ciclónica y anticiclónica en la misma época del año. Si se considera que el forzamiento por la boca fuera una onda interna baroclínica generada por el sistema global de vientos, entonces esta onda que se propagaría por las costas del Pacífico Mexicano entraría al golfo como si fuera la continuación de la línea de costa, y por lo tanto estaría en fase con la onda producida por el sistema de vientos del golfo. Ripa (1997) propuso que la onda de Kelvin de periodo anual que entra al golfo, es forzada por el cambio estacional del nivel del mar y por la estratificación del Océano Pacífico, así como por el sistema de corrientes del ciclo anual fuera del golfo. Lavín *et al.* (1997) encuentran que hay una diferencia de fase en la boca entre una costa y otra, relacionada al tiempo que la onda interna tarda en recorrer toda la línea de costa dentro del golfo.

I.2. Estudios Numéricos

Los modelos numéricos son herramientas poderosas en la investigación de la generación y dinámica de los giros de mesoescala. Ripa (1990, 1997) usó un modelo lineal de dos capas integrado en la dirección transversal al eje del golfo, con viento hipotético de tipo sinusoidal y de amplitud constante; este modelo permitió comparar el efecto de los principales forzamientos estacionales (Océano Pacífico, el viento y el flujo de calor), así como reproducir información del ciclo anual como son la variabilidad del nivel del mar y el balance de calor. El modelo indica que la circulación estacional en el golfo

no está dominada por procesos locales como el viento y el flujo de calor, sino por la influencia del Océano Pacífico. En el mismo año Beier (1997), desarrolló un modelo lineal, bidimensional, baroclínico, de dos capas y con batimetría que fue forzado con las mismas variables que el modelo de Ripa. Los resultados obtenidos por Beier (1997) con este modelo, confirman las conclusiones del otro modelo más sencillo.

Marinone (2003) utilizó un modelo tri-dimensional para describir la circulación media y estacional en el Golfo de California, este modelo fue forzado a través del Océano Pacífico con el nivel del mar y campos de temperatura y salinidad en la entrada del golfo, en general encuentra que la circulación en la zona sur del golfo se debe al esfuerzo del viento y al forzamiento del Océano Pacífico.

Por otra parte Martinez y Allen (2004) observan la propagación de ondas incidentes atrapadas a la costa para el Golfo de California, a diferentes amplitudes y escalas temporales con el modelo Princeton Ocean Model (POM), el cual fue forzado con la componente de velocidad a lo largo del golfo y con el campo de densidad en la frontera sur para resolver las ecuaciones hidrostáticas primitivas (Martinez *et al.*, 2004). La presencia de una onda de gran amplitud que eleva el nivel del mar en el lado este del golfo da lugar al hundimiento de la corriente adyacente a la costa, mientras que las corrientes superficiales se asocian a la separación costera de la onda. Este proceso de separación se conecta con una propagación de energía pendiente abajo; donde posteriormente se pueden generar giros con escalas espaciales entre 50 - 80 *km* y largas escalas temporales.

Con respecto a la generación y mantenimiento de giros de mesoescala, Holland y Lin (1975 a,b) y Holland (1978) utilizan un modelo con ecuaciones cuasi-geostróficas (QG) y otro con ecuaciones primitivas (PE) para el estudio de éstos en la circulación general del océano. Holland (1978), establece que los giros de mediana escala surgen espontáneamente de inestabilidades en las corrientes medias del océano y son controladas subsecuentemente por la dinámica de ondas de Rossby no lineales.

A partir de un modelo numérico cuasi-geostrófico de ocho capas (FNOC) que incluye el esfuerzo del viento y solución de remolinos para un área limitada, Auad *et al.* (1991) estudiaron la dinámica del Sistema de Corrientes de California, haciendo énfasis en los balances energéticos. El modelo incluye una topografía cuasi-realística y una línea de costa real, abarcando parte del Océano Pacífico Norte. Haciendo uso del campo medio de la vorticidad potencial de las diferentes capas, además de obtener las componentes que forman dicho sistema, los autores describen 4 diferentes regímenes que explican la circulación media. Encontraron que en la capa superficial los campos de enstrofia, generan un flujo de vorticidad potencial; en las capas siguientes, la turbulencia disminuye, y el flujo está controlado por la geometría de la vorticidad potencial media; mientras que el fondo influye en la distribución de los campos de circulación, energía y enstrofia, además en la determinación del transporte de masa verticalmente integrado.

El análisis del balance de energía para ciertas áreas limitadas, ha mostrado (ej. Auad *et al.*, 1991) que la transferencia de energía del esfuerzo del viento al flujo medio y a los remolinos en las capas superficiales puede darse indirectamente a través de la generación de energía potencial disponible por acumulación de masa en la costa y posteriormente por procesos de inestabilidad en los remolinos de alta energía. Por debajo de esta capa, la energía se transfiere verticalmente por la acción de los remolinos.

Teóricamente si se considera un flujo homogéneo de baja velocidad que está sujeto a un forzamiento como por ejemplo el esfuerzo del viento a través de la superficie (figura 1a₁), éste tiende a aumentar la velocidad y formar perturbaciones dentro del flujo (figura 1a₂); en la vertical se puede observar la deformación de las isopícnas que dan lugar a un gradiente horizontal de velocidad. A lo largo del tiempo dichas perturbaciones crecen siendo relevantes dentro del flujo inestable (figura 1a₃), el gradiente horizontal aumenta y el sistema busca el equilibrio rompiendo en giros (figura 1a₄).

Como muestra Pedlosky (1979) una característica de dicho proceso es la transferencia de energía potencial disponible media a energía cinética de los giros. Una forma

de asegurar que este proceso es el que está ocurriendo, es por ejemplo investigar su temporalidad y forma (figura 1b).

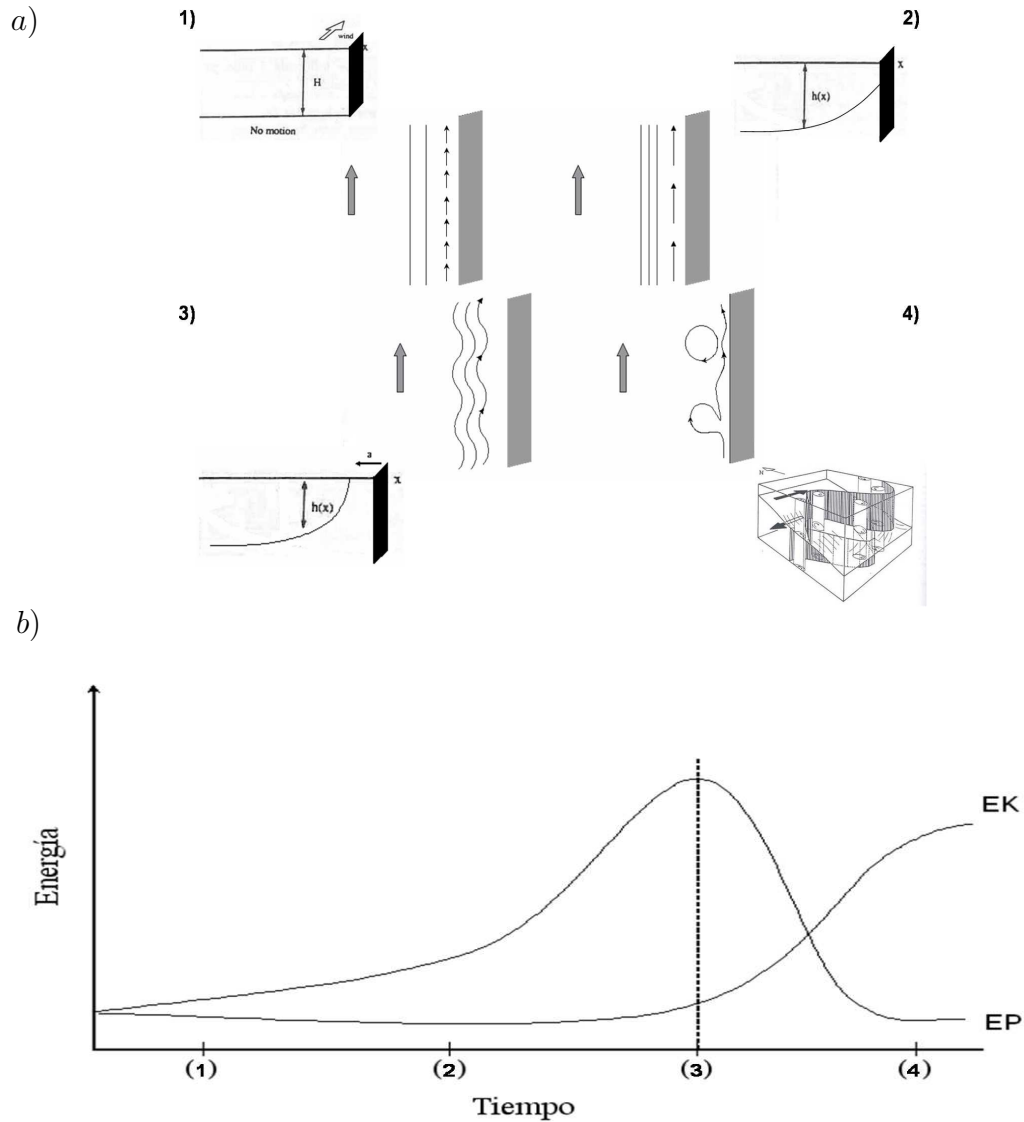


Figura 1: Evolución temporal de las perturbaciones de energía cinética (EK) y energía potencial promedio (EP), producto de inestabilidades barotrópicas en el flujo. (a) es el flujo homogéneo de baja velocidad, (b) hay un incremento en la velocidad del flujo que produce perturbaciones (c) y un máximo en la energía potencial; a lo largo del tiempo forma inestabilidades que hacen que ésta energía decaiga y aumente la energía cinética (d), en forma de giros.

II. Objetivos

II.1. General

En este trabajo se estudiarán los procesos físicos generadores de los giros en el Golfo de California: análisis de inestabilidad mediante el seguimiento del balance de energía a partir de las salidas del modelo oceánico de mesoescala ROMS.

II.2. Particulares

Con el fin de determinar los principales mecanismos que controlan la dinámica estacional de Golfo de California se plantea:

- Implementar la ecuación de balance de energía para el Golfo de California apropiada al modelo y a las ecuaciones de ROMS. Identificar y cuantificar los flujos y términos de la ecuación de balance de energía.
- Obtener el campo de energía en el Golfo de California tomando en cuenta los forzamientos que lo afectan.
- Describir la evolución temporal del balance de energía dentro del golfo.

III. Método

III.1. Área de Estudio

El Golfo de California es un mar marginal semi-cerrado dinámicamente activo, por lo cual se ha considerado un laboratorio numérico ideal. Se localiza al noroeste de México, entre la Península de Baja California y las costas de Sonora y Sinaloa; mide aproximadamente 180 km de ancho y 1100 km de largo (figura 2) (García y Marinone, 2000). El norte del golfo es una zona somera de aproximadamente 120 m de profundidad promedio (Gutiérrez *et al.*, 2003), seguido de una franja de islas más al sur (Ángel de la Guarda e Isla Tiburón). Desde las islas hasta la boca del golfo, la profundidad aumenta hacia la boca, la cual se caracteriza por tener aproximadamente 220 km de ancho y 3600 m de profundidad (Emilsson y Alatorre, 1997).

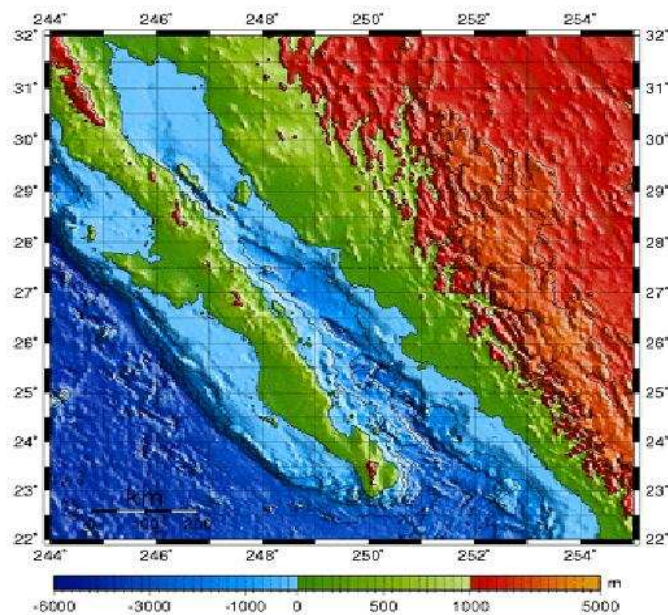


Figura 2: Golfo de California.

III.2. Modelo

El modelo que se utiliza en este estudio, es el Modelo Regional de Sistemas Oceánicos (ROMS) implementado para el Golfo de California, él cual se basa en el S-coordinate Rutgers University Model (SCRUM) descrito por Song y Haidvogel (1994). Es un modelo oceánico que se caracteriza por utilizar una ecuación hidrostática primitiva de superficie libre, en la vertical utiliza coordenadas terrenas que siguen la topografía del fondo, y en la horizontal coordenadas curvilíneas ortogonales. Este modelo incluye esquemas de advección de orden superior y algoritmos precisos de gradientes de presión; también algunas parametrizaciones atmosféricas, oceánicas y de fronteras en el fondo; así como módulos biológicos, condición de frontera por radiación y asimilación de datos.

La ecuación hidrostática primitiva de momento se resuelve a partir de un esquema explícito, que se divide a cada paso de tiempo en dos partes; la parte rápida es la solución barotrópica y la lenta resuelve los modos baroclínicos; es decir, que resuelve un número finito de pasos de la solución barotrópica por cada paso de tiempo baroclínico; de esta forma se resuelve la ecuación para superficie libre y las ecuaciones de momento se integran verticalmente. El esquema además de explícito es del tipo Leap-Frog, donde incluye dos secciones; un algoritmo corrector para cada paso de tiempo (estable) y un predictor, que utiliza ecuaciones discretizadas en tiempo con una precisión de tercer orden. La estabilidad que tiene el esquema permite tener pasos de tiempo relativamente grandes.

Para evitar los errores asociados a las frecuencias obtenidas a cada paso barotrópico, pero aún sin haber obtenido la solución baroclínica, los campos barotrópicos son promediados en el tiempo ($\Delta t = 6min$), antes de que esos valores sean reemplazados al obtener la solución baroclínica. Para el intercambio vertical de momento, de temperatura y salinidad se utiliza el esquema de cerradura de Mellor-Yamada 2.5 (Mellor y Yamada *et al.*, 1982).

El modelo cuenta con forzamientos en las fronteras, campos iniciales de datos hidrográficos históricos, la geometría y la batimetría del golfo.

Los forzamientos en las fronteras, provienen de la climatología de vientos a partir de datos satelitales de Quikscat y por la frontera abierta (boca) que incluye el campo de densidad y corrientes geostróficas.

III.3. Balance de Energía

Se implementaron para el modelos ROMS las ecuaciones de energía cinética (EK) y potencial (EP) para el flujo medio (M) y para el flujo turbulento (E) siguiendo las ecuaciones de energía formuladas por Monin y Yaglom (1971). Las ecuaciones de movimiento (1 y 2) que utiliza el modelo ROMS son las siguientes:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + F_u + D_u, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} + F_v + D_v, \quad (2)$$

donde F y D son los términos de Forzamiento y Difusión respectivamente; se puede escribir la ecuación de Navier-Stokes (3) como:

$$\rho_o \frac{\partial u_j}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_o u_i u_j - \rho_o \sigma_{ij} + P \delta_{ij}) = f u_j \rho_o + \rho_o F_i, \quad (3)$$

donde σ_{ij} es la viscosidad dinámica definida posteriormente (sección 2.1). A la ecuación (3) se le aplicó la descomposición de Reynolds, donde el campo de velocidad (u_j) se descompone en un campo promedio de velocidad (\bar{u}_j) y en una velocidad anomalía (u'_j) o fluctuación, es decir $u_j = \bar{u}_j + u'_j$. La velocidad promedio se definió como un promedio espacial en la dirección a lo largo del golfo como muestra (4), L se definió de tal manera que se eliminara al promedio sobre este rango, los grandes giros sin llegar a

suprimir el flujo medio. Se consideró una escala de aproximadamente $1\frac{1}{2}$ giros (diámetro promedio $\approx 100km$) hacia ambos lados del punto medio. Esto es, la media se definió como:

$$\bar{u} = \frac{1}{L} \int_{y-\frac{L}{2}}^{y+\frac{L}{2}} u \, dy. \quad (4)$$

con $L = 300km$. La diferencia entre el campo de velocidad u y el campo medio de velocidad \bar{u} son las fluctuaciones o anomalías (5),

$$u' = u - \bar{u}. \quad (5)$$

Un ejemplo de esta descomposición para el campo de velocidades y temperatura para un tiempo dado se muestra en la figura 3.

Promediando cada uno de los términos de la ecuación (3), obtenemos la ecuación de energía cinética promedio; ésta se divide en dos ecuaciones: *la ecuación de energía cinética del flujo medio* (**EKM**) y *la ecuación de energía cinética de las fluctuaciones* (**EKE**).

De igual forma, haciendo la descomposición de Reynolds para la densidad ($\rho_j = \bar{\rho}_j + \rho'_j$) se obtuvo la ecuación de energía potencial promedio; ésta se divide en dos ecuaciones: *la ecuación de energía potencial del flujo medio* (**EPM**) y *la ecuación de energía potencial de las fluctuaciones* (**EPE**).

A partir de las ecuaciones anteriores se calcularon cada uno de los términos de éstas utilizando los datos de salida del modelo ROMS para posteriormente identificar los términos dominantes de las ecuaciones y hacer el análisis de inestabilidad en el golfo mediante el seguimiento del balance de energía.

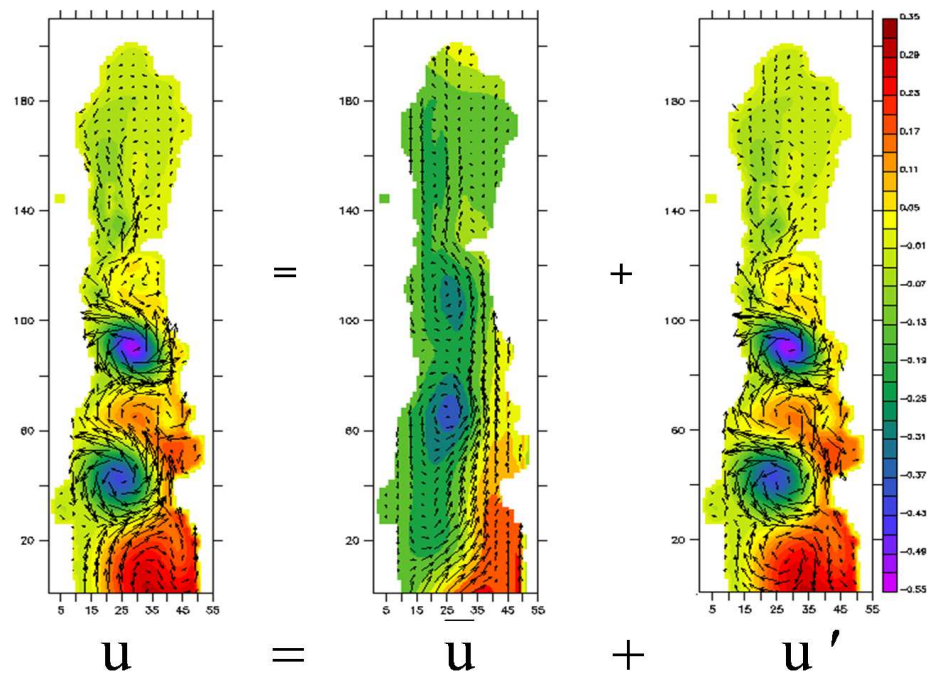


Figura 3: Descomposición de Reynolds. La velocidad se descompone en una velocidad promedio (espacial) y en una velocidad anomalía

IV. Resultados y Discusiones

IV.1. Modelo

IV.1.1. Validación del modelo ROMS

A manera de validación se compararon los resultados de las salidas del modelo con observaciones hechas previamente. Soto-Mardones *et al.* (1999) a partir de 14 años de imágenes de satélite obtuvieron los promedios espaciales de la climatología de la temperatura superficial del mar, del periodo 1983-1996 para algunas secciones del golfo. Soto-Mardones *et al.* (1999) observaron un comportamiento estacional en toda la región, con las máximas temperaturas para los meses de verano y mínimas en invierno además de una variación del ciclo anual mayor en la zona norte que en la zona sur: la zona norte es siempre más fría que la zona sur, sin embargo la diferencia de temperaturas es mayor en invierno que en verano. En el invierno la diferencia es aproximadamente de $3^{\circ}C$ mientras que en verano es de aproximadamente $1^{\circ}C$ (figura 4a), este mismo patrón de calentamiento y enfriamiento se observa en los promedios espaciales de la climatología de la TSM calculadas de las salidas del modelo para las mismas zonas (figura 4b).

En la figura 4b se muestra, como en las observaciones (figura 4a), una climatología de 5 años de la TSM promediada en toda el área para la zona Sur y Norte del golfo, donde la primera disminuye hacia el trópico (figura 5), mientras que la segunda se calienta tanto como el Sur, sin embargo se enfría más rápido; esto indica una mayor variabilidad de la TSM en la cabeza (zona Norte) que en la boca (zona Sur).

Para observar como evoluciona la climatología de la TSM a lo largo del golfo Soto-Mardones *et al.* (1999) calcularon su promedio lateral (figura 5a). La oscilación de la temperatura es mayor en la cabeza que en la boca; además se observa que para la mayor parte del año existe un mínimo relativo espacial en la TSM alrededor de la zona de las islas. Este patrón se observa también en el promedio lateral de las temperaturas

utilizando las salidas del modelo (figura 5b).

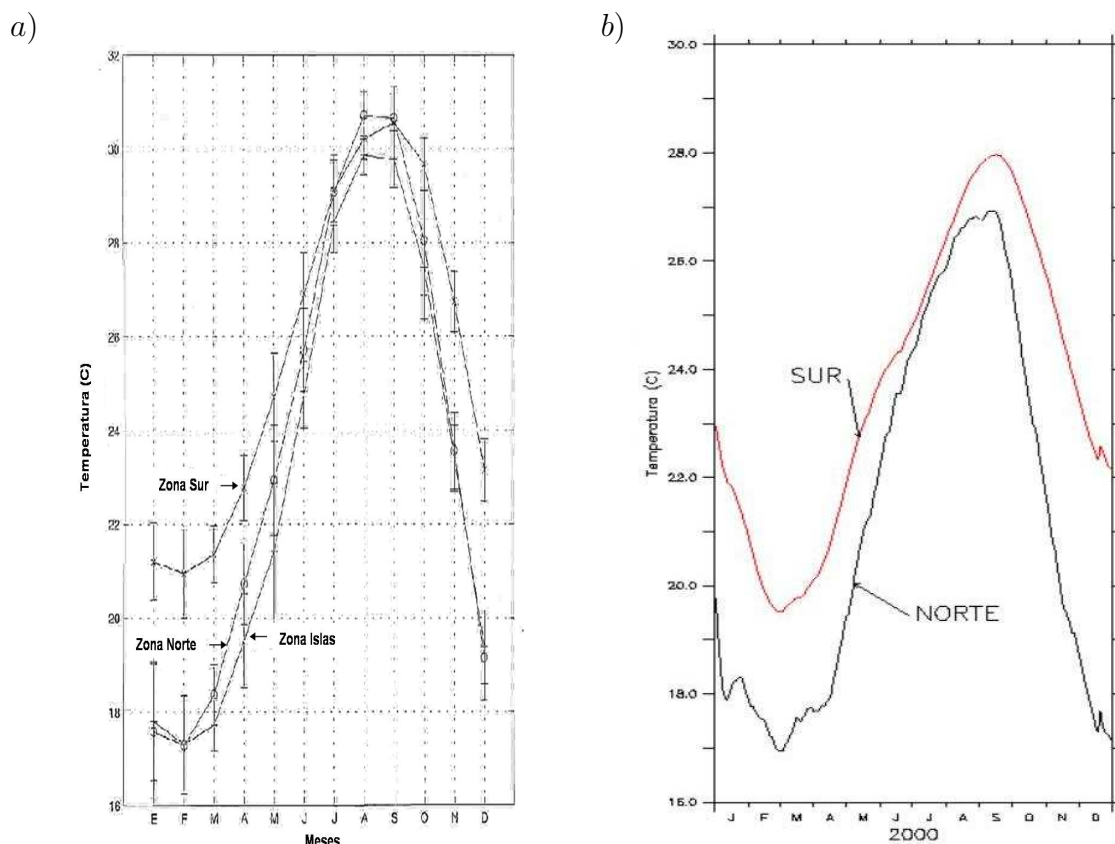


Figura 4: Serie temporal de los promedios espaciales de la climatología de la TSM. (a) Observaciones previas (Soto-Mardones *et al.*, 1999) y (b) salidas del modelo ROMS implementado para el Golfo de California.

Castro *et al.* (2005) estudiaron la hidrografía del Golfo de California en siete cruceros oceanográficos entre Baja California Sur y Sinaloa observando la variabilidad de mesoescala; encuentran un patrón de isotermas poco profundas en el centro del golfo lo que sugiere la presencia de un flujo ciclónico para los meses de mayo (figura 6a) y noviembre (figura 6b y c). Lo anterior lo observaron al graficar las velocidades geostroficas para los mismos meses.

Otros estudios numéricos de la circulación del golfo también muestran la presencia de giros en el Golfo de California. Por ejemplo Martínez (2002) utilizando el modelo numérico Princeton Ocean Model calcula la media temporal de los vectores de veloci-

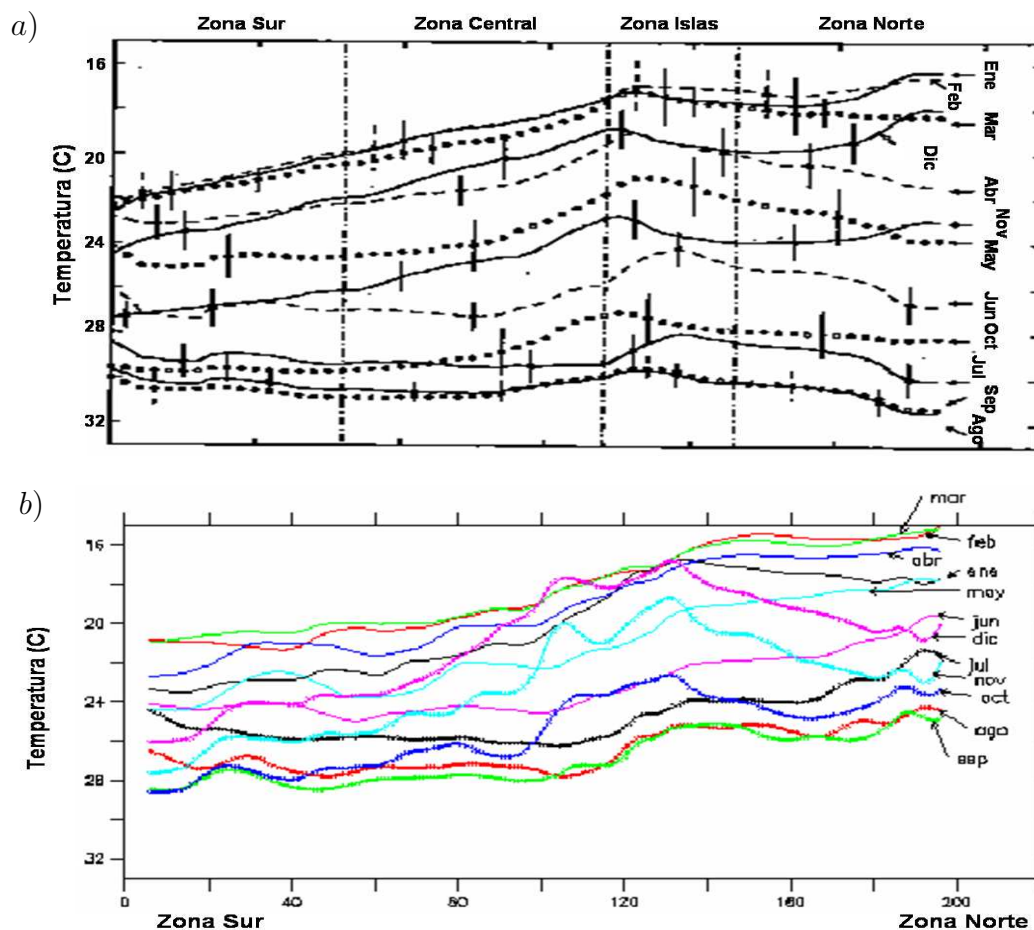


Figura 5: Climatología de la temperatura superficial del mar integrada lateralmente. (a) Observaciones previas (Soto-Mardones *et al.*, 1999) y (b) salidas del modelo ROMS implementado para el Golfo de California.

dad promediados en la vertical y observa la presencia de múltiples giros con escalas horizontales del orden del ancho del golfo (≈ 100 km). Los giros se encuentran centrados al sur del Golfo de California y presentan un circulación ciclónica; evidencias de estos giros también pueden ser observadas en la media temporal del nivel del mar (figura 7).

Existen evidencias de observaciones directas de la presencia de un giro ciclónico de mesoescala en la parte sur del Golfo de California. Emilsson y Alatorre (1997) colocaron cuatro cuerpos a la deriva, en una línea transversal al golfo, revelando la presencia de un giro ciclónico que se extiende a través del golfo en un área entre La Paz (B.C.S) y Topolobampo (Sinaloa) (figura 8b)

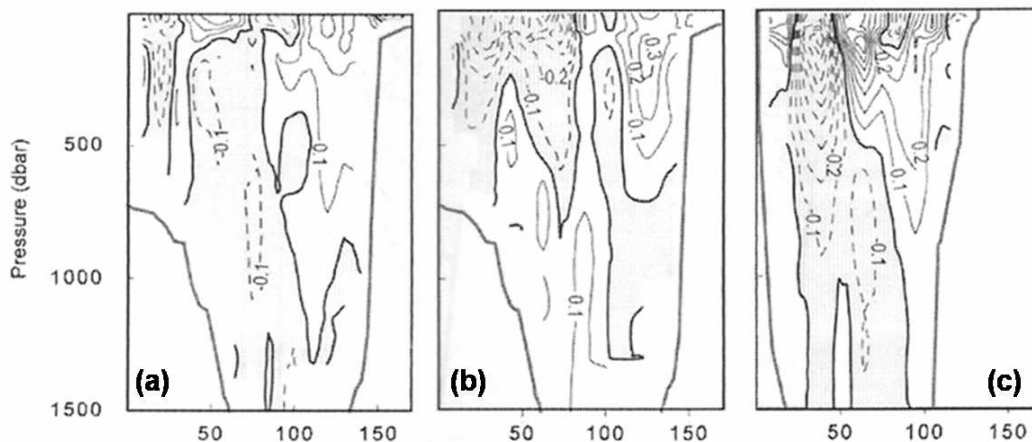


Figura 6: Velocidades Geostróficas (ms^{-1}). Las líneas continuas indican el flujo de entrada y las líneas punteadas el flujo de salida para los meses de Mayo (a) 1998 y Noviembre (b y c) para diferente sección, (b) de La Paz a Los Mochis y (c) de Isla San José a Topolobampo) 1997 (Castro *et al.*, 2005).

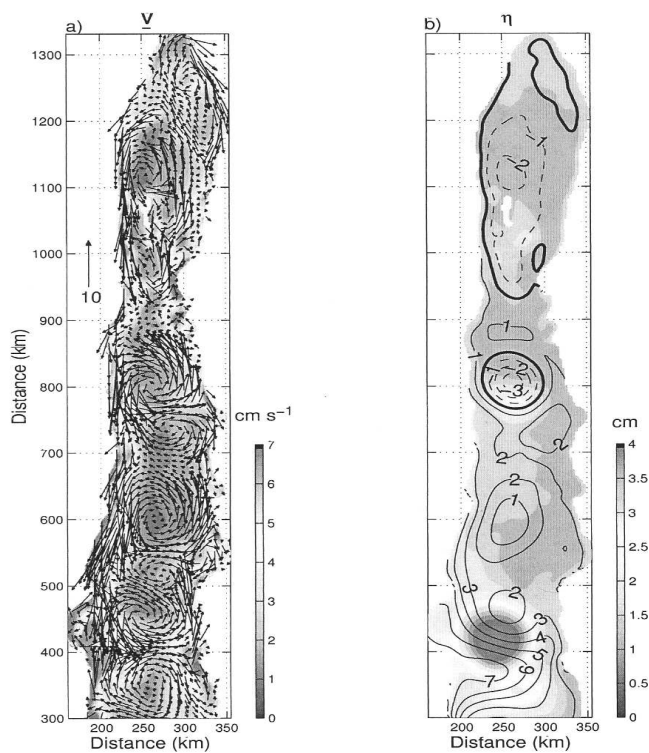


Figura 7: (a) Media temporal de los vectores de velocidad pormediados en la vertical (vectores) y (b) media temporal del nivel del mar (contornos) para el periodo de Diciembre a Mayo (Martinez J.A., 2002).

Las trayectorias observadas indican la presencia de un giro del lado occidental del golfo (figura 8a); mismo que se puede observar si se grafican las componentes de la velocidad (u y v) de las salidas del modelo (figura 8c). Figueroa *et al.* (2003), a partir de datos hidrográficos observan la presencia de giros geostroficos y corrientes geostroficicas costeras que se ajustan a la topografía del golfo.

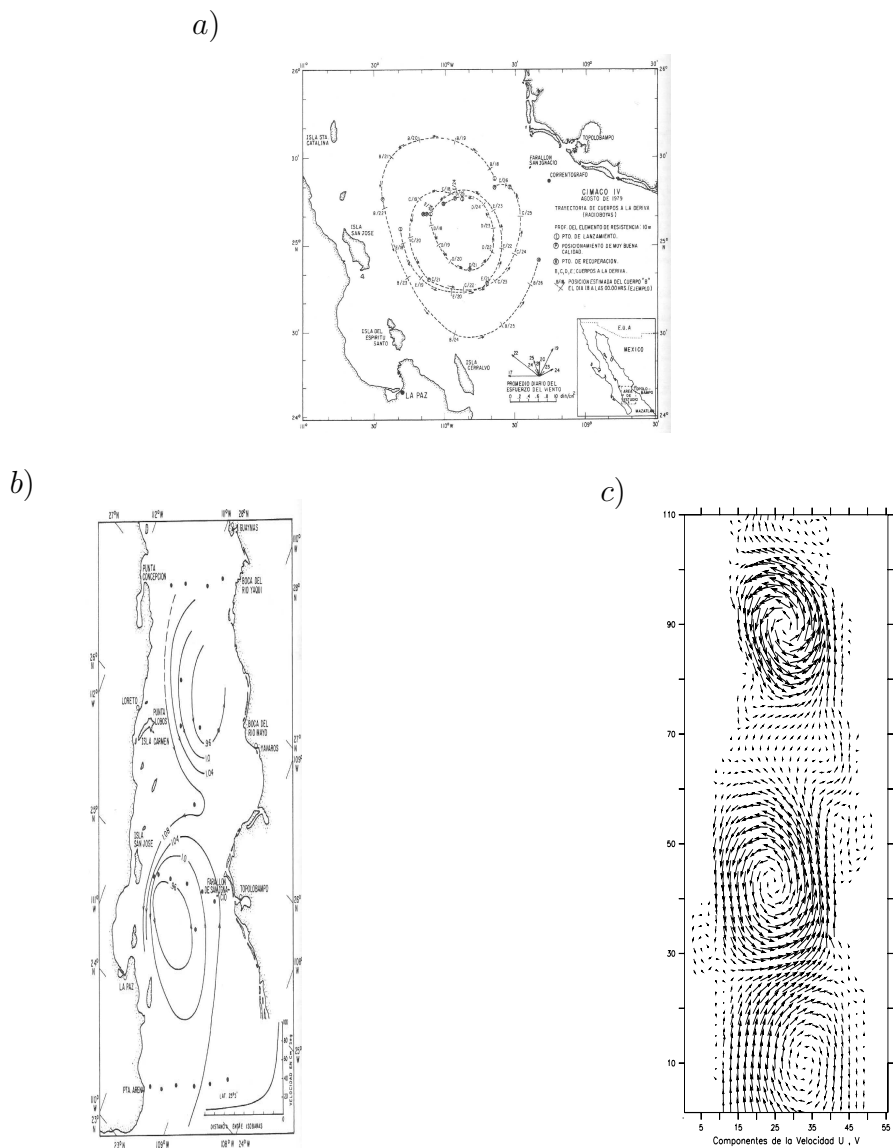


Figura 8: (a) Trayectorias de los cuatro cuerpos a la deriva (radio boyas) entre el 18 y 26 de agosto de 1978 (Emilsson y Alatorre, 1997), (b) topografía dinámica de la superficie (Emilsson y Alatorre, 1997) y (c) salidas del modelo ROMS implementado para el Golfo de California.

Actualmente ya se cuentan con imágenes de satélite (infrarojas y a color de SST y clorofila) que revelan claramente la presencia de giros dentro del Golfo de California (Badan-Dagon *et al.*, 1985; Gaxiola *et al.*, 1999; Pegau *et al.*, 2002).

La figura 9 muestra una iso-superficie de vorticidad para un día de invierno (28 de Febrero) del modelo. Se puede observar claramente dos grandes giros de mesoescala que se ajustan a la topografía. La pregunta clave que se aborda en este trabajo es: En términos de la energía ¿cómo se forman estos giros?

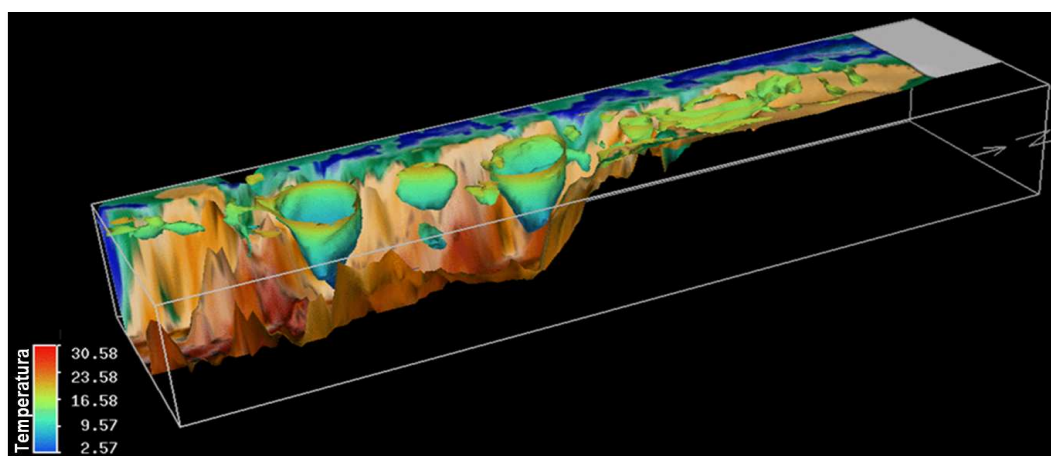


Figura 9: Líneas de vorticidad de las salidas del modelo para un día de invierno (28 de Febrero), éstas muestran la formación de dos giros de mesoescala. La escala de colores es la temperatura del agua.

IV.1.2. Obtención de Datos

Se corrió el modelo ROMS con forzamiento en ambas fronteras; una climatología de vientos de QuikSCAT (Quick Scatterometer) sobre la superficie y forzamientos en la frontera abierta de corrientes geostroficas calculadas a partir de los datos históricos hidrográficos para el Golfo de California. El modelo se inicializó con velocidades geostroficas promedio y se corrió inicialmente por dos años para evitar las condiciones espúreas del "spin-up". Se hizo posteriormente una corrida climatológica de cinco años.

Estos últimos son los datos que se analizan en este trabajo. Como se puede observar en la figura 10, donde se muestra las energías potencial y cinética integrada en todo el golfo, éste se encuentra en estado cuasi-estacionario. De las salidas del modelo se utilizaron para este estudio las siguientes variables: campos de velocidades (u , v y w), densidad (ρ) y alturas del nivel del mar (η).

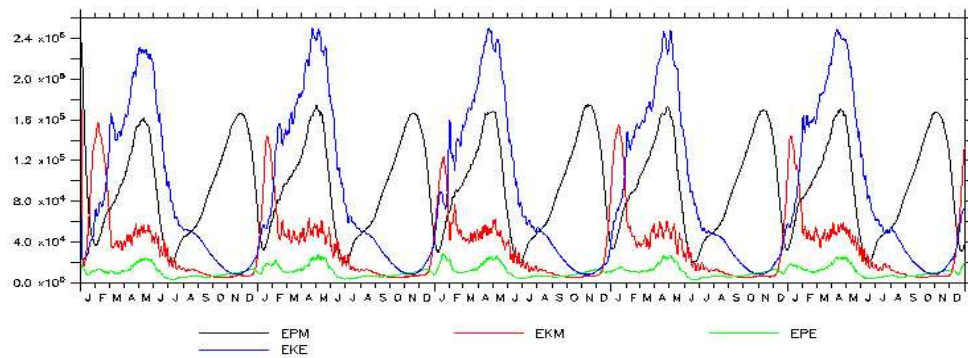


Figura 10: Cada color indica cada una de las diferentes formas de energía. La línea roja es la energía cinética media (EKM), la línea negra es la energía potencial media (EPM), la línea azul es la energía cinética turbulenta (EKE) y la línea verde es la energía potencial turbulenta (EPE); para cinco años.

IV.2. Balance de Energía

IV.2.1. Ecuaciones de Balance de Energía

Después de haber hecho la descomposición de Reynolds para la ecuación de Navier-Stokes y haber promediado las ecuaciones, las ecuaciones de balance de energía que se obtuvieron son:

$$\begin{aligned} \frac{\partial EKM}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_j} (EKM\bar{u}_j + \overline{u'_i u'_j} \bar{u}_i + \bar{p} \bar{u}_j - \bar{u}_i \bar{\sigma}_{ji}) + \bar{u}_i \bar{F}_i - \rho_o \varepsilon_i + \dots \\ \dots + \left\{ \overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} \right\} - \left[\frac{g}{\rho_o} \bar{u}_i \bar{\rho} \delta_{i3} \right], \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial EPM}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(-\frac{g}{\rho_o \tilde{\rho}_z} \bar{\rho} \overline{\rho' v'_j} \right) + \left[\frac{g}{\rho_o} \bar{u}_i \bar{\rho} \delta_{i3} \right] + \dots \\ \dots + \left\langle \left\langle \left(\overline{\rho' v'_j} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x_j} \right) \left(-\frac{g}{\rho_o \tilde{\rho}_z} \right) \right\rangle \right\rangle + Q, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial EKE}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_j} (EKE\bar{u}_j + \frac{1}{2} \overline{u'_i u'_i u'_j} + \overline{p' u'_j} - \overline{u'_i \sigma'_{ji}}) + \overline{u'_j F'_j} - \overline{\rho \varepsilon'} - \dots \\ \dots - \left\{ \overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} \right\} - \left\langle \frac{g}{\rho_o} \overline{u'_i \rho'} \delta_{i3} \right\rangle, \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial EPE}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(-\frac{g}{\rho_o \tilde{\rho}_z} \frac{\overline{\rho' \rho'}}{2} \bar{v}_j \right) + \left\langle \frac{g}{\rho_o} \overline{u'_i \rho'} \delta_{i3} \right\rangle - \dots \\ \dots - \left\langle \left\langle \left(\overline{\rho' v'_j} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x_j} \right) \left(-\frac{g}{\rho_o \tilde{\rho}_z} \right) \right\rangle \right\rangle + Q; \end{aligned} \quad (9)$$

donde :

$$u = \bar{u} + u' , \quad p = \bar{p} + p' , \quad F = \bar{F} + F' , \quad \sigma = \bar{\sigma} + \sigma' ,$$

$$\rho_T = \rho_o + \tilde{\rho}(z) + \rho_d(x, y, z, t) , \quad \rho_d = \bar{\rho}_d + \rho'_d , \quad \tilde{\rho}_z = \frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial z} ,$$

$$EKM = \frac{1}{2} \bar{u}_j \bar{u}_j , \quad EKE = \frac{1}{2} \overline{u'_j u'_j} ,$$

$$EPM = -\frac{1}{2} \frac{g}{\rho_o} \frac{\bar{\rho}_d^2}{\tilde{\rho}_z} , \quad EPE = -\frac{1}{2} \frac{g}{\rho_o} \frac{\rho_d'^2}{\tilde{\rho}_z} ,$$

$$\bar{\sigma}_{ji} = \frac{\mu}{2} \left[\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right] ,$$

$$\bar{\varepsilon} = \bar{\sigma}_{ji} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} \quad y \quad \bar{\varepsilon}' = \overline{\sigma'_{ji} \frac{\partial u'_i}{\partial x_j}} .$$

y los diferentes tipos de paréntesis sólo identifican los términos comunes entre las ecuaciones (6 - 9). Como describen Monin y Yaglom (1971) cada uno de los términos de las cuatro ecuaciones están asociados a algún proceso o flujo de energía dentro del sistema.

IV.2.2. Ecuación de Energía Cinética del Flujo Medio

La ecuación (6) describe la relación de la energía cinética del flujo medio y los procesos y flujos asociados a cada término donde:

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial t} EKM$ describe el cambio local de la energía cinética en el tiempo.

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial x_j} EKM \bar{u}_j$ describe el cambio advectivo de la energía cinética en el espacio.

Ambos términos describen en conjunto el cambio local y advectivo de la energía cinética media.

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial x_j} \overline{u'_i u'_j} \bar{u}_i$ describe el transporte de energía cinética del flujo medio por esfuerzos de Reynolds asociados al esquema de promediado. Representa el transporte medio de momentum de las fluctuaciones debido a las velocidades turbulentas de éstas, es decir, si $\overline{u'_i u'_j} = 0$ indica que no hay transferencia de momentum turbulento por los giros.

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial x_j} \bar{p} \bar{u}_j$ describe el transporte de energía cinética del flujo medio por presión, es decir, la disipación interna de energía debido al corte vertical.

$\rightsquigarrow -\frac{\partial}{\partial x_j} \bar{u}_i \bar{\sigma}_{ji}$ describe el transporte de energía cinética del flujo medio por esfuerzos viscosos. Este término está asociado a los coeficientes de viscosidad empleados en el modelo numérico i.e., A_H .

Los términos con derivada espacial, son términos que redistribuyen la energía, es decir, siendo la divergencia de un campo vectorial si se integran en el volumen y obtenemos la integral de superficie (flujo a través de la superficie y la boca, ecuación 10); donde para un volumen cerrado, las velocidades son cero por lo que estos términos no hacen que la energía del volumen cambie, es decir, si aumenta en un lugar, disminuye en el otro, excepto por la contribución a través de la boca del golfo:

$$\int \frac{\partial}{\partial x_j} \phi_{ij} dv = \int \phi \bar{u} \cdot \hat{n} ds \quad . \quad (10)$$

$\rightsquigarrow \bar{u}_i \bar{F}_i$ es el trabajo hecho sobre el fluido por el esfuerzo del viento, es decir, el esfuerzo del viento sobre la superficie del mar.

$\rightsquigarrow \rho_o \varepsilon_i$ es la disipación de energía por efectos de viscosidad, es decir, hay una pérdida de energía cinética por parte del flujo medio (sumidero de energía) debido a efectos viscosos asociados a la viscosidad explícita incluida en el modelo (A_H).

$\rightsquigarrow \overline{u'_i u'_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}}$ es el término inercial de intercambio de energía. Cuando hay turbulencia en el fluido, se da una pérdida de energía cinética media y hay una producción de turbulencia debido al corte de la velocidad media, es decir, hay una ganancia de energía cinética turbulenta. Si :

$\overline{u'_i u'_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}} < 0$ entonces el flujo turbulento cede energía al flujo medio y por lo tanto la densidad de energía del flujo medio se incrementa a expensas de la energía de las fluctuaciones,

$\overline{u'_i u'_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}} > 0$ la densidad de energía turbulenta se incrementa a expensas de la energía del flujo medio. El flujo de momento asociado a movimientos de pequeñas escalas actúan como un esfuerzo negativo en la ecuación para los movimientos de gran escala.

$\rightsquigarrow \frac{g}{\rho_o} \bar{u}_i \bar{\rho} \delta_{i3}$ es el trabajo hecho por las fuerzas de boyancia en los desplazamientos turbulentos de un elemento de fluido. Es responsable de la transferencia entre la energía cinética y potencial. Representa el trabajo hecho por las fuerzas gravitacionales cuando el fluido atraviesa superficies geopotenciales. Si la estratificación es estable entonces un desplazamiento vertical es acompañado de un consumo de energía debido al trabajo requerido que actúa en contra de la fuerza de boyancia ($\frac{g}{\rho_o} \bar{u}_i \bar{\rho} \delta_{i3} < 0$).

IV.2.3. Ecuación de Energía Potencial Media

La ecuación (7) describe la relación de la energía potencial en el flujo medio y los procesos y flujos asociados a cada término donde:

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial t} EPM$ describe el cambio local de la energía potencial en el tiempo.

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial x_j} \frac{g}{\rho_o \rho_z} \overline{\rho' v'_j}$ describe el transporte de energía por efectos de la variación de densidad en el flujo, es decir, describe la advección de las fluctuaciones de la densidad y de las perturbaciones debido al transporte de la densidad media y al corte vertical del flujo medio ($\tilde{\rho}_z$ es la derivada en z del promedio horizontal de ρ).

$\rightsquigarrow \frac{g}{\rho_o} \bar{u}_i \bar{\rho} \delta_{i3}$ es el trabajo hecho por las fuerzas de boyancia en los desplazamientos turbulentos de un elemento de fluido. Es responsable de la transferencia entre la energía cinética y potencial. Representa el trabajo hecho por las fuerzas gravitacionales cuando el fluido atraviesa superficies geopotenciales.

$\rightsquigarrow \left(\overline{\rho' v'_j \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x_j}} \right) \left(\frac{g}{\rho_o \rho_z} \right)$ describe la advección de la densidad media debido al transporte de las perturbaciones de la densidad y al corte vertical del flujo turbulento. Transferencia entre la energía potencial media y cinética el flujo medio.

IV.2.4. Ecuación de Energía Cinética del Flujo Turbulento

La ecuación (8) describe la relación entre la energía cinética en el flujo turbulento y los procesos y flujos asociados a cada término donde:

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial t} EKE$ es el cambio local de la energía cinética turbulenta.

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial x_j} EK E \bar{u}_j$ describe el cambio advectivo de la energía cinética de las fluctuaciones en el espacio.

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial x_j} \frac{1}{2} \overline{u'_i u'_i u'_j}$ es la energía que se transfiere por fluctuaciones turbulentas de la velocidad. Es la divergencia de la energía turbulenta, la cual representa la partición de energía en el espacio.

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial x_j} \overline{p' u'_j}$ describe el transporte medio de energía cinética del flujo turbulento por presión, es decir, la disipación interna de energía debido al corte vertical.

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial x_j} \overline{u'_i \sigma'_{ji}}$ es la razón de cambio de los esfuerzos viscosos por energía turbulenta, además de que toma en cuenta los cambios horizontales de las fluctuaciones de la velocidad. Este término está asociado a la viscosidad incluida en el modelo (A_H) y a la parte turbulenta del flujo. Es muy pequeño comparado con la energía que se transfiere por las fluctuaciones turbulentas de la velocidad,

$$\overline{u'_i \sigma'_{ji}} \ll \frac{1}{2} \overline{u'_i u'_i u'_j}.$$

$\rightsquigarrow \overline{u'_i F'_i}$ es el trabajo hecho en el fluido por las fluctuaciones del esfuerzo del viento.

$\rightsquigarrow \overline{\rho \varepsilon'}$ el parámetro ε describe la razón de cambio de la disipación de energía, por la viscosidad numérica en el modelo.

$\rightsquigarrow \overline{u'_i u'_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}}$ es el intercambio directo de la energía cinética entre el flujo medio y el turbulento. Cuando $\overline{u'_i u'_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}} < 0$, éste describe la transferencia de energía cinética al flujo medio. Donde $\overline{u'_i u'_j}$ describe los flujos de momentum asociados a movimientos turbulentos.

$\rightsquigarrow \frac{g}{\rho_o} \overline{u'_i \rho'} \delta_{i3}$ describe la transferencia de energía cinética y potencial dentro de las fluctuaciones. Término de boyancia. Este término es positivo si relativamente las parcelas de fluido más densas se mueven hacia abajo, mientras que las menos densas van hacia arriba.

IV.2.5. Ecuación de Energía Potencial Turbulenta

La ecuación (9) describe la relación entre la energía potencial en el flujo medio y los procesos y flujos asociados a cada término donde:

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial t} EPE$ describe el cambio local de la energía potencial en el tiempo.

$\rightsquigarrow \frac{\partial}{\partial x_j} \frac{g}{\rho_o \rho_z} \frac{\overline{\rho' \rho'}}{2} \bar{v}_j$ describe el transporte de energía por efectos de la variación de densidad en el flujo, es decir, describe la advección de las perturbaciones de la densidad debido al transporte del flujo medio y al corte vertical del mismo.

$\rightsquigarrow \frac{g}{\rho_o} \overline{u'_i \rho'} \delta_{i3}$ describe la transferencia de energía cinética y potencial dentro de las fluctuaciones. Término de boyancia. Este término es positivo si las parcelas de fluido relativamente más densas se mueven hacia abajo, mientras que las menos densas van hacia arriba.

$\rightsquigarrow \left(\overline{\rho' v'_j} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x_j} \right) \left(\frac{g}{\rho_o \rho_z} \right)$ describe la advección de la densidad media debido al transporte de las perturbaciones de la densidad y al corte vertical del flujo turbulento. Transferencia de energía potencial y cinética del flujo medio.

IV.2.6. Descripción del Balance de Energía

Debido a las diferentes escalas específicas que proporcionan energía al océano las componentes de la velocidad y los parámetros hidrodinámicos se pueden dividir en valores medios y fluctuaciones $u_j = \bar{u}_j + u'_j$ como se describe en el método, donde matemáticamente se definen las ecuaciones 6, 7, 8 y 9 que explican los procesos medios y fluctuantes que afectan las características de la zona. En las tablas I, II, III y IV del apéndice A, se da una breve descripción de los términos de las ecuaciones 6 - 9 así como el nombre usado en el texto para cada uno de ellos (por ejemplo EKM para $\frac{1}{2}\bar{u}_j\bar{u}_j$). Para observar el patrón anual de cada uno de los términos de las ecuaciones se graficó su climatología calculada usando la corrida de cinco años.

En la figura 11 se graficaron los términos de la ecuación de energía cinética del flujo medio (EKM). Los principales términos que modifican la energía cinética del campo medio son el transporte de energía cinética por presión ($\bar{K}F_P$) el cual aproximadamente se balancea con el término de las fuerzas de boyancia (\bar{B}) y el esfuerzo del viento (\bar{F}), que supera en magnitud al resto de los términos en toda la ecuación. Éste último presenta su máxima influencia para los meses de marzo-abril-mayo (primavera), forzando positivamente la corriente del flujo medio haciendo que ésta se acelere. Para fin de año (diciembre-enero-febrero), en los meses de invierno, el esfuerzo del viento cambia de dirección lo cual influye negativamente en la corriente media, es decir, frena al flujo medio haciendo que éste pierda energía.

En la figura 12 se graficaron los términos de la ecuación de energía potencial del flujo medio (EPM). El principal término que modifica la energía potencial del campo medio es el de las fuerzas de boyancia (\bar{B}), el cual se asocia a la transferencia de $EKM - EPM$ y tiene su mayor contribución entre los meses de enero a mayo.

En la figura 13 se graficaron los términos de la ecuación de energía cinética del flujo turbulento (EKE). Los principales términos que modifican la energía potencial del campo turbulento son el transporte de energía cinética por presión ($\bar{K}F_{P'}$) el cual a-

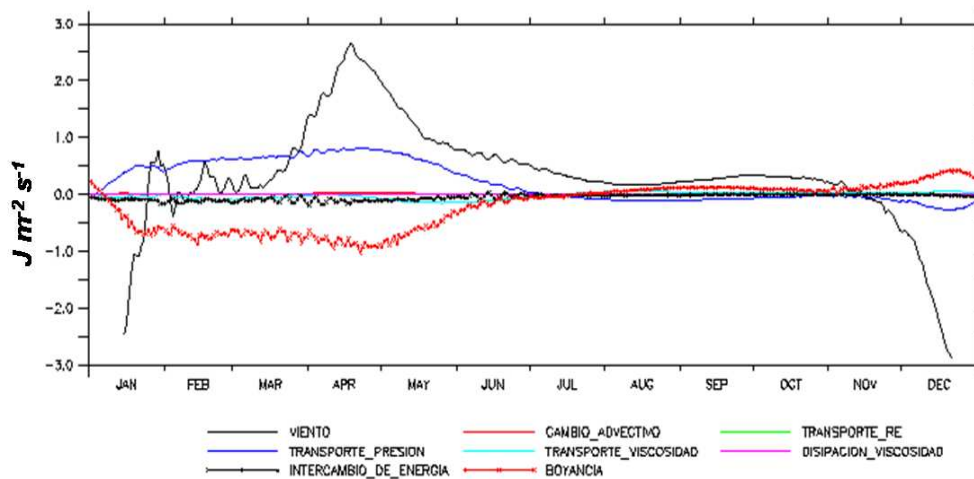


Figura 11: Ecuación de Energía Cinética del Flujo Medio (*EKM*), integrada en todo el golfo. Los colores indican cada uno de los términos de la ecuación. Los principales términos que afectan al flujo medio son el transporte de energía cinética por presión (línea azul), las fuerzas de boyancia (línea roja *) y el esfuerzo del viento (línea negra).

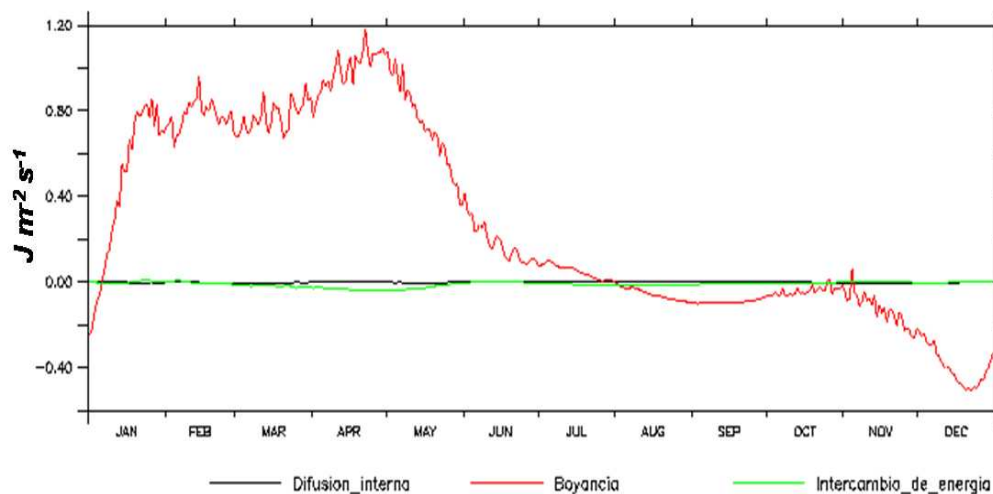


Figura 12: Ecuación de Energía Potencial del Flujo Medio (*EPM*), integrada en todo el golfo. Los colores indican cada uno de los términos de la ecuación. El término más importante que contribuye a la energía potencial es el de las fuerzas de boyancia (línea roja).

proximadamente se balancea con el término de las fuerzas de boyancia (B'), el esfuerzo del viento (F') el cual contribuye negativamente a la energía cinética de las perturbaciones para los meses de diciembre-enero-febrero, haciendo que el flujo turbulento pierda energía y el término inercial de transferencia de energía cinética (KI) entre el campo medio y el turbulento.

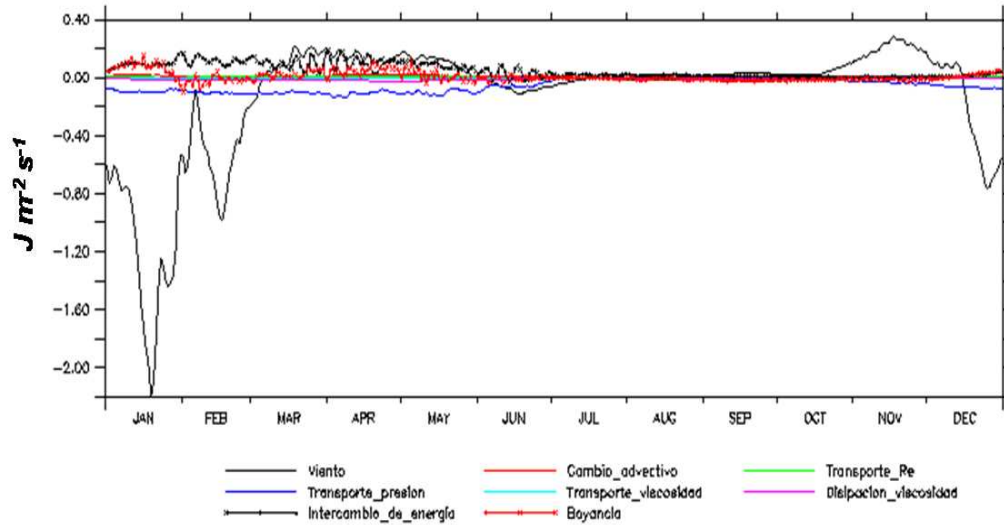


Figura 13: Ecuación de Energía Cinética del Flujo Turbulento (EKE), integrada en todo el golfo. Los colores indican cada uno de los términos de la ecuación. Los principales términos que afectan al flujo medio son el transporte de energía cinética por presión (línea azul), las fuerzas de boyancia (línea roja *), el esfuerzo del viento (línea negra) y el término inercial de transferencia de energía (línea negra *).

En la figura 14 se graficaron los términos de la ecuación de energía potencial del flujo turbulento (EPE). El principal término que modifica la energía potencial del campo turbulento es el de las fuerzas de boyancia (B'), el cual se asocia a la transferencia de $EKE - EPE$. Éste término presenta variaciones importantes para los primeros meses del año, sin embargo su contribución en la transferencia de energía potencial es muy pequeña comparada con los términos de las ecuaciones 6, 7 y 8.

Un esquema general del balance de energía se muestra en la figura 15, donde se observa como cada uno de los diferentes procesos afectan los diferentes tipos de energías.

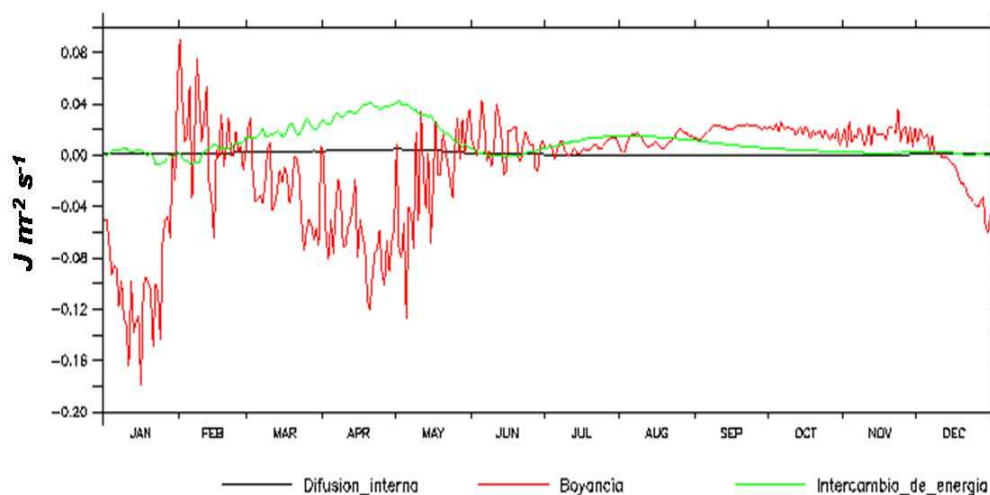


Figura 14: Ecuación de Energía Potencial del Flujo Turbulento (EPE), integrada en todo el golfo. Los colores indican cada uno de los términos de la ecuación. El término más importante que contribuye a la energía potencial es el de las fuerzas de boyancia (línea roja).

como cada uno de los diferentes procesos afectan los diferentes tipos de energías. En estos diagramas las flechas representan fuentes o sumideros de energía que están dibujados siempre en la misma dirección. El sentido de la transferencia está dada por el signo del término: si éste es positivo, significa una contribución positiva hacia donde apuntan las flechas y un término negativo, significa que el término contribuye disminuyendo la energía hacia donde indican las flechas. El sentido de la transferencia de energía de una forma a otra está dado por el sentido de la flecha.

La evolución del balance de energía esquematizado en la figura 15 se analiza para el golfo calculando los promedios globales (i.e., integral sobre todo el volumen) y estacionales (i.e., invierno (diciembre-enero-febrero), primavera (marzo-abril-mayo), verano (junio-julio-agosto) y otoño (septiembre-octubre-noviembre) para todos los términos de flujo, transferencia, disipación y generación de energía. Por ser un volumen semi-cerrado, la integración sobre el volumen de los términos de flujo (i.e., aquellos entre corchetes en las ecuaciones 6 - 9) corresponden a la contribución por la boca del golfo.

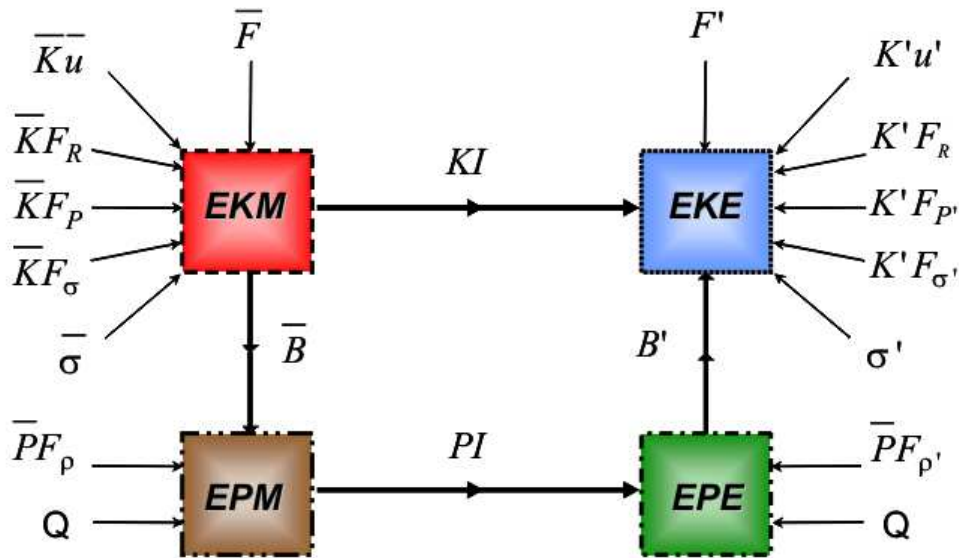


Figura 15: Esquema del balance energético. Cada caja indica cada una de las diferentes formas de energía; la energía cinética media (EKM), la energía potencial media (EPM), la energía cinética turbulenta (EKE) y la energía potencial turbulenta (EPE). Las flechas que rodean a cada una de las energías indican los flujos de los procesos por los cuales se pierde o gana la energía en el sistema. Los símbolos de cada proceso se muestran en las tablas I ([--]), II ([-...-]), III ([...]) y IV ([-...-]) colocados en el diagrama de flujo (apéndice A).

Para el invierno (figura 16) la EKM se ve afectada principalmente por el transporte de energía debido a los efectos de presión ($\bar{K}F_P$), lo que indica un forzamiento significativo a través de la boca del golfo; en menor cantidad los procesos advectivos ($\bar{K}u$) y los esfuerzos de Reynolds ($\bar{K}F_R$) también contribuyen al aumento de la EKM. Sin embargo, ésta disminuye por la disipación viscosa ($\bar{\sigma}$), los esfuerzos viscosos ($\bar{K}F_\sigma$) y el esfuerzo del viento (\bar{F}) que para esta estación del año está frenando al flujo medio y por lo tanto haciendo que EKM pierda gran parte de la energía por este proceso. El viento en promedio va en dirección opuesta a la corriente promedio. Parte de la EKM se transfiere ($\bar{B} > 0$) a la EPM y otra ($KI > 0$) a la EKE; en un orden de magnitud mayor para la primera. La EKE además de ganar energía por la EKM aumenta por los cambios advectivos de la energía cinética de las fluctuaciones ($K'u' > 0$) y por la contribución de los esfuerzos de Reynolds ($K'F_R > 0$).

Parte de la energía fluctuante se disipa por esfuerzos viscosos ($K'F_{\sigma'} < 0$) debido al movimiento del fluido, por la disipación viscosa ($\sigma' < 0$) y por efectos de presión ($K'F_{P'} < 0$). A pesar de que el viento está frenando el flujo turbulento ($F' < 0$) y de que la contribución por parte de EKM (KI) es mucho menor hacia EKE, éste es del mismo orden que la EPM y que EKM. La EPM aumenta únicamente por la contribución de la EKM (\bar{B}) y se disipa por procesos advectivos de la densidad ($\bar{P}F_{\rho'}$) y por la energía que transfiere a la EPE (PI). Ésta última es muy pequeña comparada con el resto de las energías.

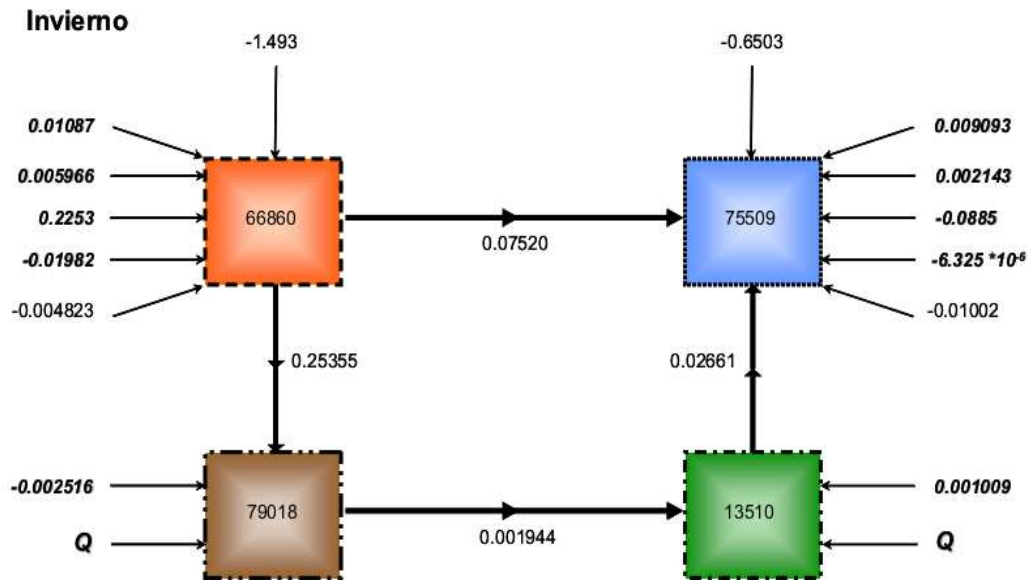


Figura 16: Diagrama de los flujos de energía para el golfo integrado en todo su volumen para el invierno (diciembre-enero-febrero). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las cajas. El sentido de las flechas indican la dirección del flujo y transferencia de energía de una forma a otra.

En primavera (figura 17) las condiciones en las fronteras cambian y ahora el esfuerzo del viento (\bar{F}) tiene su máxima influencia sobre la EKM. El transporte por presión ($\bar{K}F_P$) se intensifica considerablemente. Los procesos de advección ($\bar{K}\bar{u}$) y los esfuerzos de Reynolds ($\bar{K}F_R$) siguen contribuyendo positivamente, sin embargo la EKM disminuye ligeramente. La EKM continúa perdiendo energía por efectos viscosos ($\bar{K}F_{\sigma}$ y $\bar{\sigma} < 0$). Tanto la EPM como la EKE aumentan en un orden de magnitud con respecto al invierno.

La transferencia de energía de EKM hacia la EPM (\bar{B}) aumenta, alcanzando su máximo. Para esta época del año la EKE disminuye por efectos de presión ($K'F_P$) y por disipación viscosa (σ'), pero principalmente por el esfuerzo del viento. La EPM continua disipándose por procesos advectivos de la densidad ($\bar{P}F_{\rho'}$) y por la energía que transfiere a la EPE (PI). Cabe notar que tanto para el invierno como para la primavera hay una transferencia de EPE en dirección a la EKE ($B' > 0$), aunque ésta es pequeña.

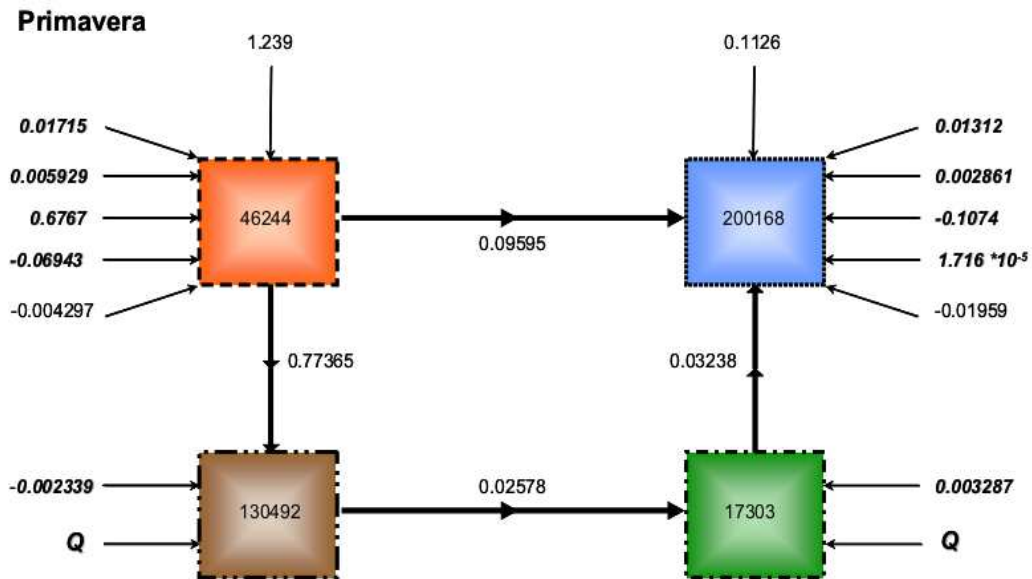


Figura 17: Diagrama de los flujos de energía para el golfo integrado en todo su volumen para la primavera (marzo-abril-mayo). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las cajas. El sentido de las flechas indican la dirección del flujo y transferencia de energía de una forma a otra.

En general la energía para verano (figura 18) disminuye en todo el sistema. El esfuerzo del viento (\bar{F}) sigue contribuyendo a la EKM, sin embargo éste disminuye considerablemente. La contribución por procesos advectivos ($\bar{K}\bar{u}$) y transporte por presión ($\bar{K}F_P$) sigue presente; la pérdida de energía se da por efectos viscosos ($\bar{K}F_{\sigma}$ y $\bar{\sigma}$) y esfuerzos de Reynolds ($\bar{K}F_R$), mientras que otra parte de la EKM se transfiere a la EKE ($KI > 0$) y a la EPM ($\bar{B} > 0$). Tanto la EPM y principalmente la EKE disminuyen considerablemente con respecto a la de invierno.

El esfuerzo del viento frena al flujo turbulento ($F' < 0$) haciendo que la EKE pierda energía, al igual que por los efectos de presión ($K'F_{P'} < 0$) y la disipación viscosa ($\sigma' < 0$). Para esta estación la transferencia de energía entre la EK y la EP del flujo turbulento se invierte: EKE le transfiere energía a EPE. La EPE continúa siendo muy pequeña comparada con el resto de las energías.

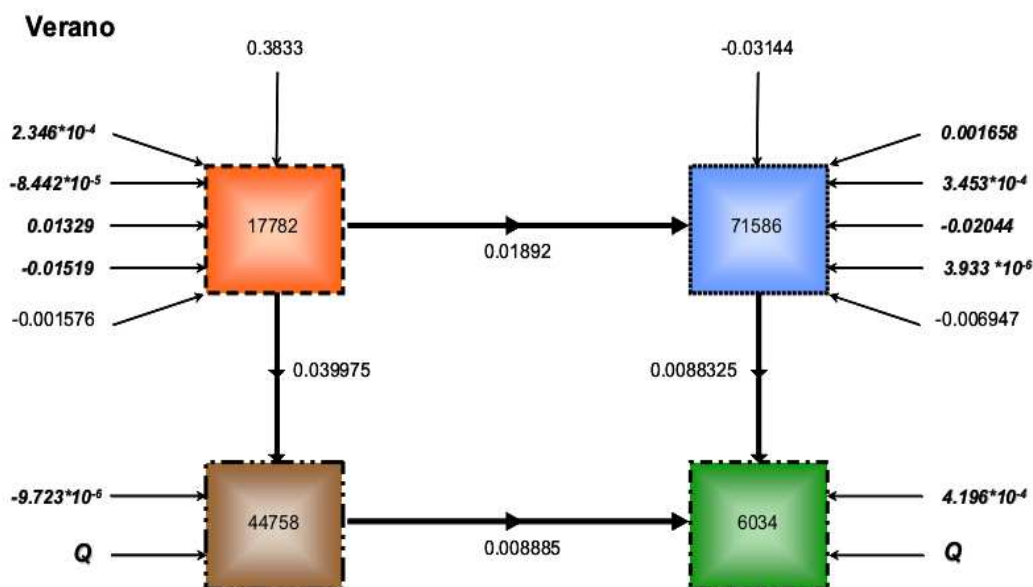


Figura 18: Diagrama de los flujos de energía para el golfo integrado en todo su volumen para el verano (junio-julio-agosto). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las cajas. El sentido de las flechas indican la dirección del flujo y transferencia de energía de una forma a otra.

En el otoño (figura 19) el esfuerzo del viento (\bar{F}) continúa disminuyendo, sin dejar de contribuir a la EKM, hay pérdida de energía por efectos del transporte de presión ($\bar{K}F_P$) del flujo medio, por procesos de advección ($\bar{K}\bar{u}$) y por esfuerzos viscosos ($\bar{K}F_\sigma$). La EKM disminuye en un orden de magnitud a pesar de que para esta época del año la transferencia de energía de EKM hacia EPM (\bar{B}) se invierte. La EPM aumenta en un orden de magnitud, presentando el segundo máximo a lo largo del año.

La EKE continúa decayendo a pesar de la contribución del esfuerzo del viento (F'), de la EKM (KI), de los procesos advectivos del flujo turbulento ($K'u'$) y de los esfuerzos

de Reynolds ($K'F_R$). Hay pérdida de energía debido al transporte de presión ($K'F_{P'}$) del flujo turbulento y efectos viscosos ($K'F_{\sigma'}$ y σ'). La transferencia de la EKE hacia la EPE (B') permanece, siendo esta última aún muy pequeña comparada con el resto da las energías.

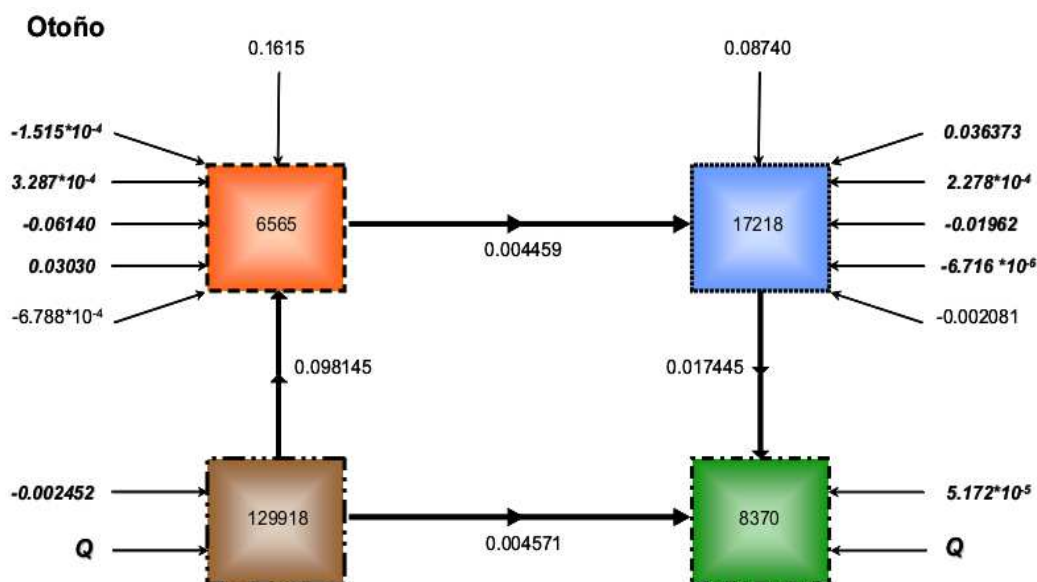


Figura 19: Diagrama de los flujos de energía para el golfo integrado en todo su volumen para el otoño (septiembre-octubre-noviembre). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las cajas. El sentido de las flechas indican la dirección del flujo y transferencia de energía de una forma a otra.

En todas las estaciones del año $K'F_{P'}$ tiene un valor negativo, lo que da lugar a un movimiento de las parcelas de fluido donde las más densas se mueven hacia abajo mientras que las menos densas van hacia arriba; esto se relaciona con la convergencia del flujo turbulento vertical que acarrea la energía de las velocidades turbulentas y de las fluctuaciones turbulentas de presión (Monin y Yaglom, 1971), por lo que el principal efecto es redistribuir la energía entre sus componentes por medio de la conversión de las perturbaciones asociadas al corte vertical y a los efectos de boyancia.

El efecto de mezcla por el flujo turbulento en el movimiento medio da lugar al aumento de la viscosidad relativa. Lo anterior se observa en los valores promedio de los

esfuerzos de Reynolds ($\bar{K}F_R$ y $K'F_R$) para todas las estaciones del año, los cuales a pesar de ser valores muy pequeños comparados con el resto de los flujos, contribuyen a la transferencia de energía a pequeña escala ($F_R > 1$); excepto en el verano que $F_R \ll 1$ y por lo tanto hace que EKM pierda energía.

Para analizar la importancia relativa de cada una de las formas de energía (EKM, EPM, EKE, EPE) y la transferencia entre ellas (KI , \bar{B} , PI y B') en el año, se elaboraron histogramas estacionales con los principales forzamientos y la transferencia de una forma de energía a otra. En la figura 20 se observa que la EPM, la EKM y la EKE son aproximadamente del mismo orden (figura 20a), y que la principal transferencia de energía va del flujo medio al flujo turbulento ($KM \Rightarrow KE$) (figura 20b). El viento frena al campo medio; el transporte por presión es pequeño (figura 20c).

En primavera (figura 21c) la dirección del viento cambia forzando positivamente y contribuyendo a la EKM, la transferencia $KM \Rightarrow KE$ aumenta haciendo que la EKE crezca al igual que $KM \Rightarrow MP$ y la EPM (figura 21b). El flujo medio entonces transfiere energía a la EPM y a la EKE, por lo que EKM disminuye (figura 21a). El transporte por presión se intensifica (figura 21c).

Al finalizar la primavera la EKE comienza a decaer al igual que la EPM, de tal forma que para verano (figura 22) a pesar que el viento sigue contribuyendo positivamente al campo medio (figura 22c), la energía de todo el sistema comienza a disminuir (figura 22a), al igual que la transferencia de las mismas (figura 22b). El transporte por presión decae casi en su totalidad (figura 22c).

Sin embargo al llegar el otoño (figura 23), la EPM crece rápidamente teniendo su segundo máximo en el año y conservando la mayor parte de la energía de todo el sistema (figura 23a). Los agentes forzantes disminuyen significativamente (figura 23c) al igual que los flujos de transferencia de energía (figura 23b); la transferencia de energía de $KM \Rightarrow PM$ aunque disminuye con respecto al verano, ésta permanece contribuyendo con la EPM.

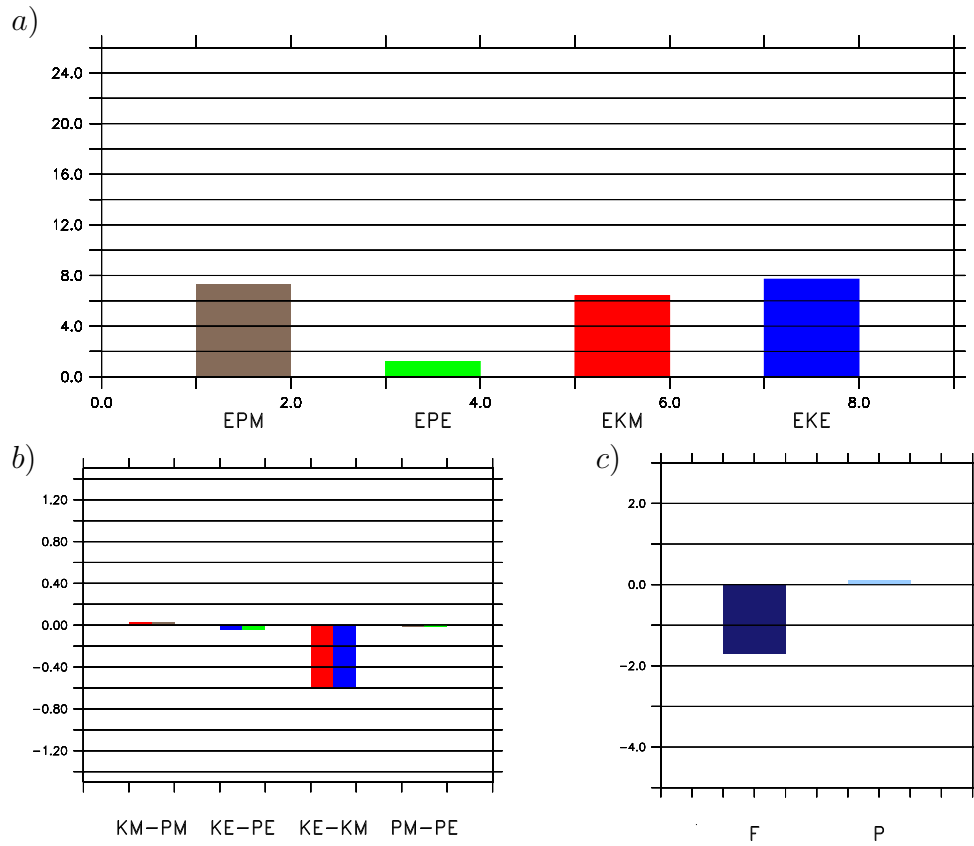


Figura 20: Histograma para invierno. (a) Energía cinética y potencial disponible del flujo medio y turbulento. (b) Flujos de transferencia de una forma de energía a otra. Cuando los flujos tienen valores negativos (-) entonces $PM \Rightarrow KM$, $PE \Rightarrow KE$, $KM \Rightarrow KE$ y $PM \Rightarrow PE$ y cuando tienen valores (+) entonces el flujo de una energía a otra se invierte. (c) Principales forzamientos: el esfuerzo del viento sobre el flujo medio (\bar{F}) y el transporte por efectos de presión ($\bar{K}F_P$). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las energías. El color de las barras se asocia a cada tipo de energía.

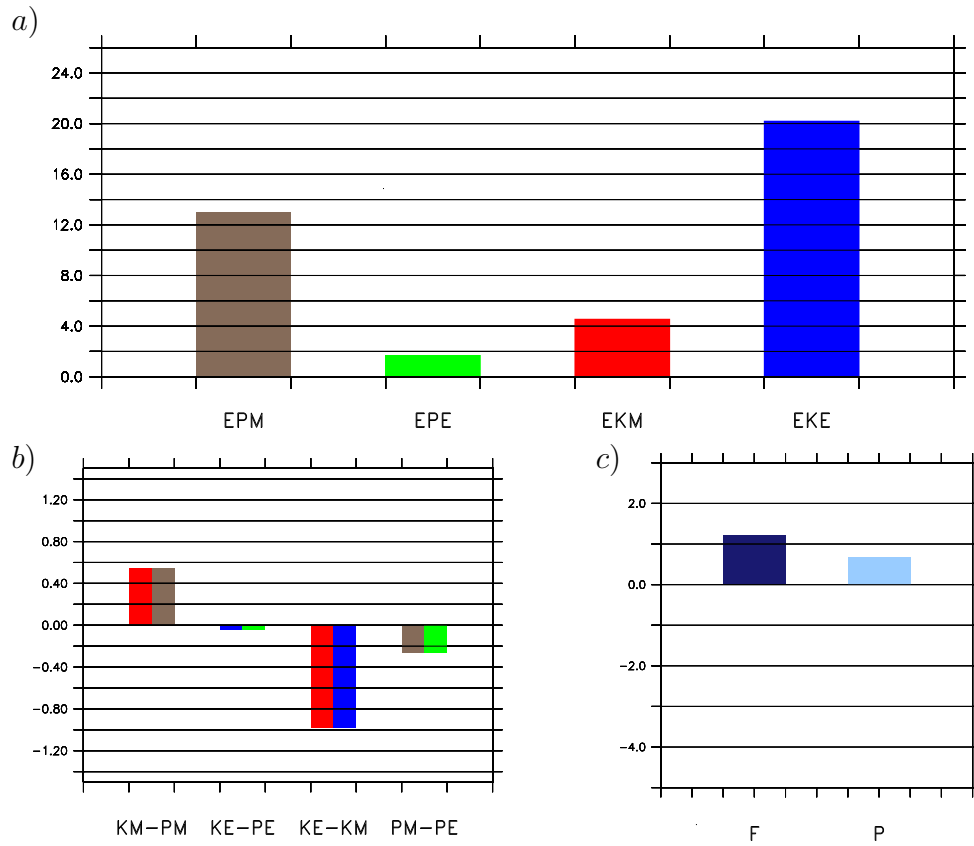


Figura 21: Histograma para primavera. (a) Energía cinética y potencial disponible del flujo medio y turbulento. (b) Flujos de transferencia de una forma de energía a otra. Cuando los flujos tienen valores negativos (-) entonces $PM \Rightarrow KM$, $PE \Rightarrow KE$, $KM \Rightarrow KE$ y $PM \Rightarrow PE$ y cuando tienen valores (+) entonces el flujo de una energía a otra se invierte. (c) Principales forzamientos: el esfuerzo del viento sobre el flujo medio (\bar{F}) y el transporte por efectos de presión ($\bar{K}F_P$). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las energías. El color de las barras se asocia a cada tipo de energía.

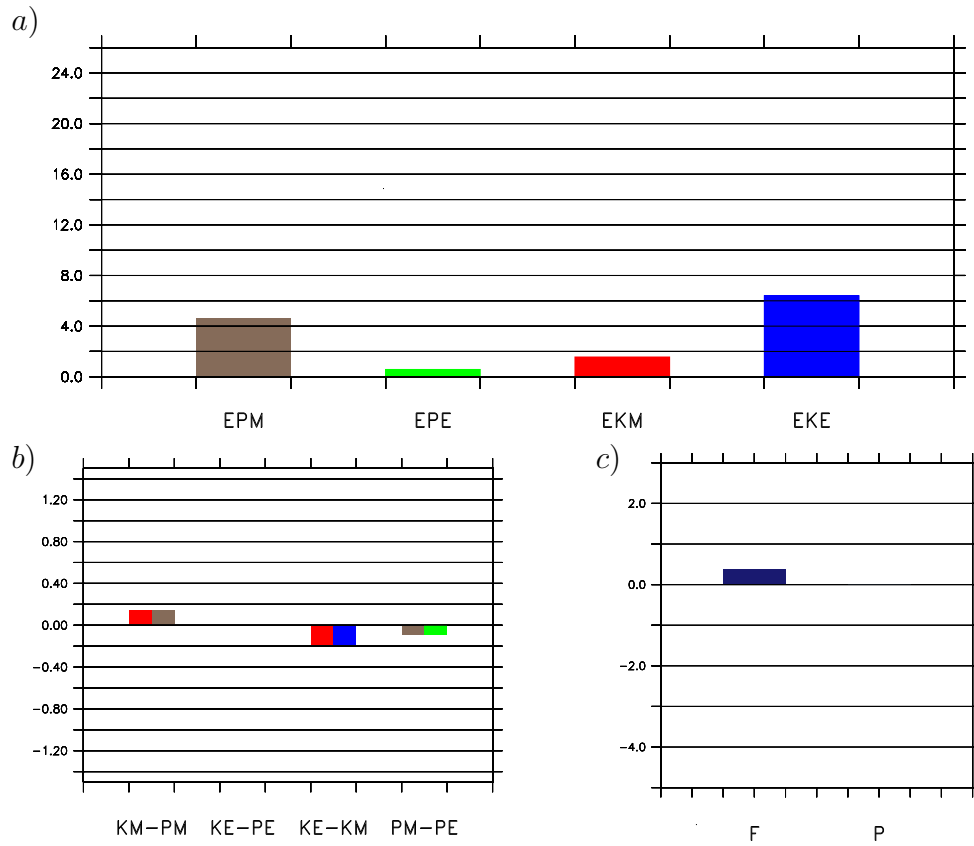


Figura 22: Histograma para verano. (a) Energía cinética y potencial disponible del flujo medio y turbulento. (b) Flujos de transferencia de una forma de energía a otra. Cuando los flujos tienen valores negativos (-) entonces $PM \Rightarrow KM$, $PE \Rightarrow KE$, $KM \Rightarrow KE$ y $PM \Rightarrow PE$ y cuando tienen valores (+) entonces el flujo de una energía a otra se invierte. (c) Principales forzamientos: el esfuerzo del viento sobre el flujo medio (\bar{F}) y el transporte por efectos de presión ($\bar{K}F_P$). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las energías. El color de las barras se asocia a cada tipo de energía.

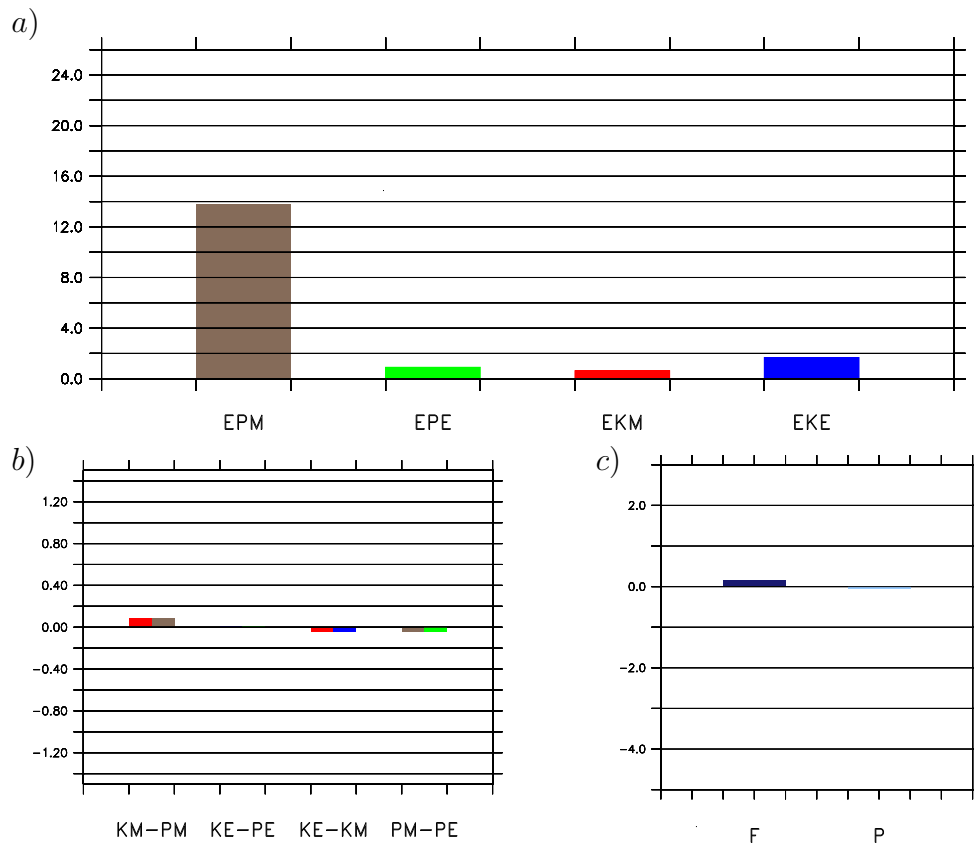


Figura 23: Histograma para otoño. (a) Energía cinética y potencial disponible del flujo medio y turbulento. (b) Flujos de transferencia de una forma de energía a otra. Cuando los flujos tienen valores negativos (-) entonces $PM \Rightarrow KM$, $PE \Rightarrow KE$, $KM \Rightarrow KE$ y $PM \Rightarrow PE$ y cuando tienen valores (+) entonces el flujo de una energía a otra se invierte. (c) Principales forzamientos: el esfuerzo del viento sobre el flujo medio (\bar{F}) y el transporte por efectos de presión ($\bar{K}F_P$). Las unidades están en $Jm^{-2}s^{-1}$, tanto para los flujos como para las energías. El color de las barras se asocia a cada tipo de energía.

IV.3. Evolución Temporal y Análisis de Inestabilidad

IV.3.1. Giros en el Golfo de California

Observando la serie temporal de la EKM, la EPM, la EKE y la EPE (figura 24) se puede dividir el año en dos partes, de enero a julio y de agosto a diciembre. En la primera parte del año se distinguen tres máximos importantes; el máximo de la EKM, el cual comienza a formarse desde diciembre, aumentando hasta alcanzar su único máximo durante el año para el mes de enero, después decae de manera abrupta y cede entonces la mayor parte de la energía cinética del campo medio al flujo de las perturbaciones y a la energía potencial. Se puede observar un segundo máximo de la EKM, de menor magnitud que la EPM y que la EKE para la misma época del año (primavera), donde la mayor parte de la energía se redistribuye entre los dos últimos. Este segundo máximo de mayo está probablemente asociado al máximo en el flujo geostrófico a través de la boca del golfo, observado por Mascarenhas *et al.* (2004)(figura 25).

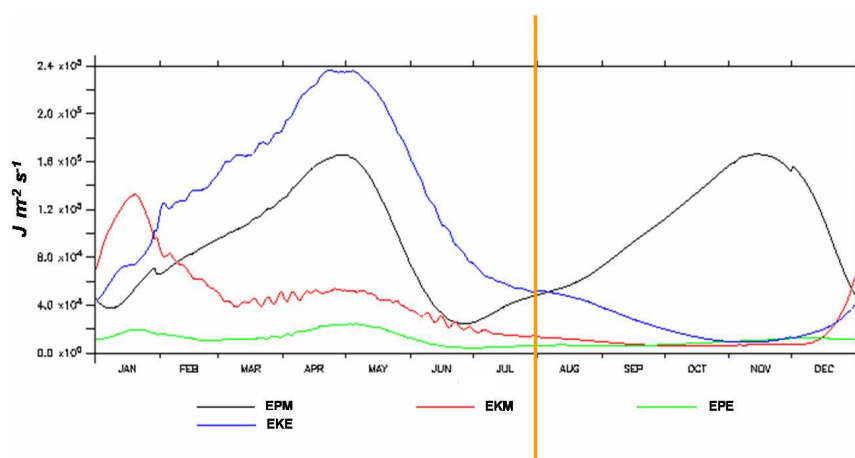


Figura 24: Climatología anual de los diferentes tipos de energía. La línea roja es la *EKM*, la línea negra la *EPM*, la línea azul la *EKE* y la línea verde la *EPE*.

Cuando el campo medio cede la mayor parte de la energía cinética a las perturbaciones y a la energía potencial (figura 26), tanto *EKE* como *EPM* aumentan y llegan a su máximo al final del mes de abril y principio del mes de mayo. La *EPM* disponible

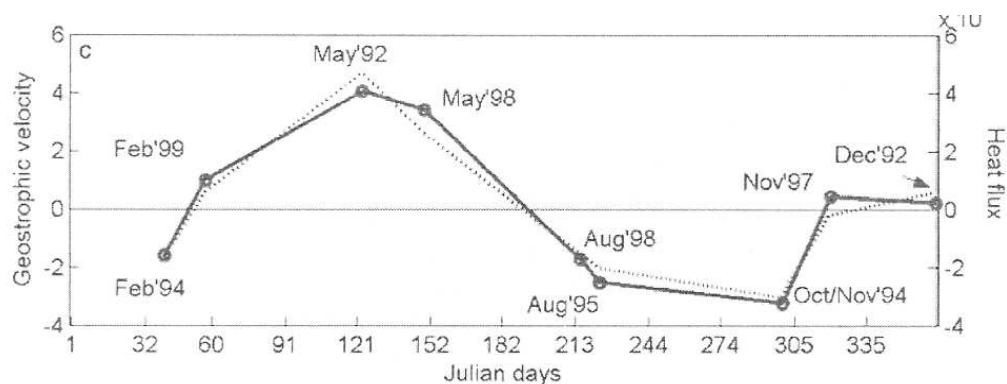


Figura 25: Primer modo de las funciones empíricas ortogonales. Variabilidad temporal de las amplitudes de la velocidad geostrofica (línea continua) y el flujo de calor (línea discontinua) (Mascarenhas *et al.*, 2004).

crece haciendo al flujo más turbulento y dando lugar a la formación de algún tipo de estructura debido a un proceso de inestabilidad.

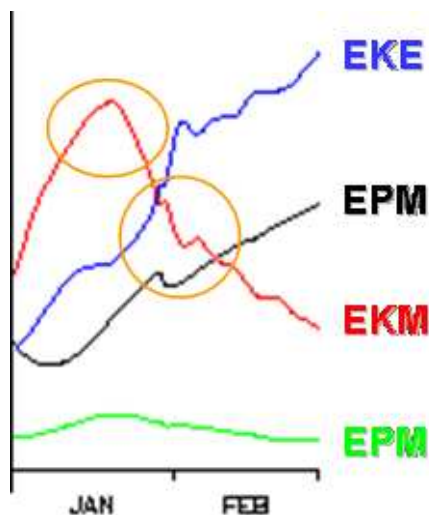


Figura 26: Máximo de la *EKM* que se observa para el mes de enero. Éste decae abruptamente y la *EKM* se transfiere a la *EKE* (línea azul) y a la *EPM* (línea negra).

Martinez (2002) utilizando el Princeton Ocean Model observa que la energía potencial aumenta durante el periodo donde el esfuerzo del viento es más fuerte (de Diciembre a Mayo). Realiza una comparación de la dependencia temporal entre la componente a lo largo del golfo, del esfuerzo del viento y la energía cinética, las cuales muestran una clara correlación. Para los eventos fuertes del esfuerzo del viento en un periodo de

tiempo semejante coinciden con una respuesta de pequeña escala, es decir, con un rápido incremento de la energía cinética.

A lo largo de todo el año se observa que $EKM < EKE$ y que $EPM > EPE$, lo que se asocia a un mecanismo de conversión de energía entre el flujo medio y turbulento. La energía que se gana por las perturbaciones se pierde por el flujo medio a través de un proceso de inestabilidad. El fenómeno de inestabilidad es el fenómeno de la transferencia preferencial de energía de un flujo cualquiera al flujo de las fluctuaciones (Pedlosky, 1979); si el proceso de inestabilidad depende de la existencia de un corte horizontal de la corriente media, entonces se le llama *inestabilidad barotrópica*.

Tanto la pérdida de EK por disipación debido al corte del esfuerzo vertical como la pérdida de energía potencial por la libre convección ocurren principalmente en las capas superficiales (Monin y Yaglom, 1971), por lo tanto la circulación se encuentra íntimamente relacionada con lo que sucede en las capas superficiales.

Valores negativos de la transferencia de EKM a EKE (KI) sugieren la presencia de inestabilidades barotrópicas (Haidvogel y Beckmann, 1999). En este caso debido a la energía que el esfuerzo del viento introduce sobre la superficie del mar al flujo medio y el transporte de presión a través de la boca dan lugar a la deformación de las isopícnas (aumento de EPM) y por lo tanto a la formación de un gradiente horizontal de presión, ésto deriva en un proceso de inestabilidad de tipo barotrópico que regula principalmente la pérdida y ganancia de EKE .

Los procesos de conversión de una energía a otra en la estructura espacial del flujo medio es una manifestación de dichos procesos de inestabilidad, en donde las perturbaciones liberan la energía cinética y potencial disponible del flujo medio. Cuando las perturbaciones ganan energía ($EKM \Rightarrow EKE$; figura 27a) la orientación de las líneas del flujo medio en un corte transversal es opuesta a la dirección de las perturbaciones (figura 27b), haciendo que el flujo medio pierda energía y el flujo perturbado crezca. Físicamente la transferencia de una forma de energía a otra es la interacción promedio

entre las perturbaciones de la velocidad horizontal y los cambios en el volumen de la corriente, que a su vez son producto de los desplazamientos verticales (Monin y Yaglom, 1971).

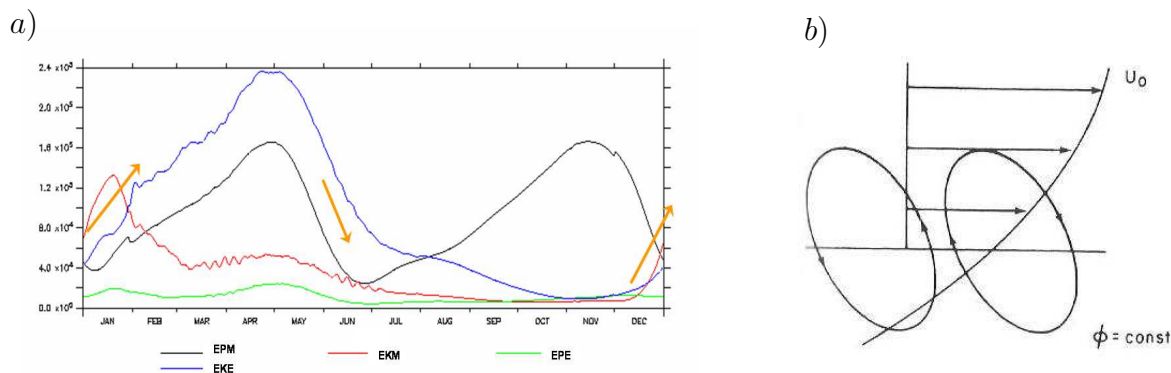


Figura 27: La *EKM* libera energía cinética del campo medio, donde parte se transforma en *EKE* y parte en *EPM* disponible. (a) La *EKE* crece alimentando a las perturbaciones y al flujo turbulento. (b) La orientación de las líneas del flujo medio son opuestas a la dirección de las perturbaciones, por lo que el flujo medio pierde energía y el flujo turbulento aumenta (Pedlosky J., 1979).

La deformación de las isopícnas y la formación del gradiente horizontal de presión indican una acumulación de masa del lado este del golfo cerca del continente (figura 28) para el final del invierno, lo que coincide también con el máximo de la *EKM* en el mes de enero. Utilizando un modelo unidimensional de dos capas sin topografía, Ripa (1990) indica que los cambios en el nivel del mar se pueden atribuir principalmente a la acción del Océano Pacífico a través de la boca del golfo, mientras que el esfuerzo del viento produce una pendiente en el nivel del mar incrementándose a lo largo de éste.

Lo anterior se observa en la variación estacional de temperatura que puede ser explicada en términos del efecto del viento, el cual tiene un carácter estacional generando surgencias costeras del lado del continente para la época de invierno (Soto-Mardones *et al.*, 1999). Los eventos de surgencias y hundimientos se asocian a los cambios sinópticos del forzamiento debido al esfuerzo del viento. Parés-Sierra *et al.* (1993) observan en la Corriente de California que fuertes vientos del noroeste favorecen las surgencias,

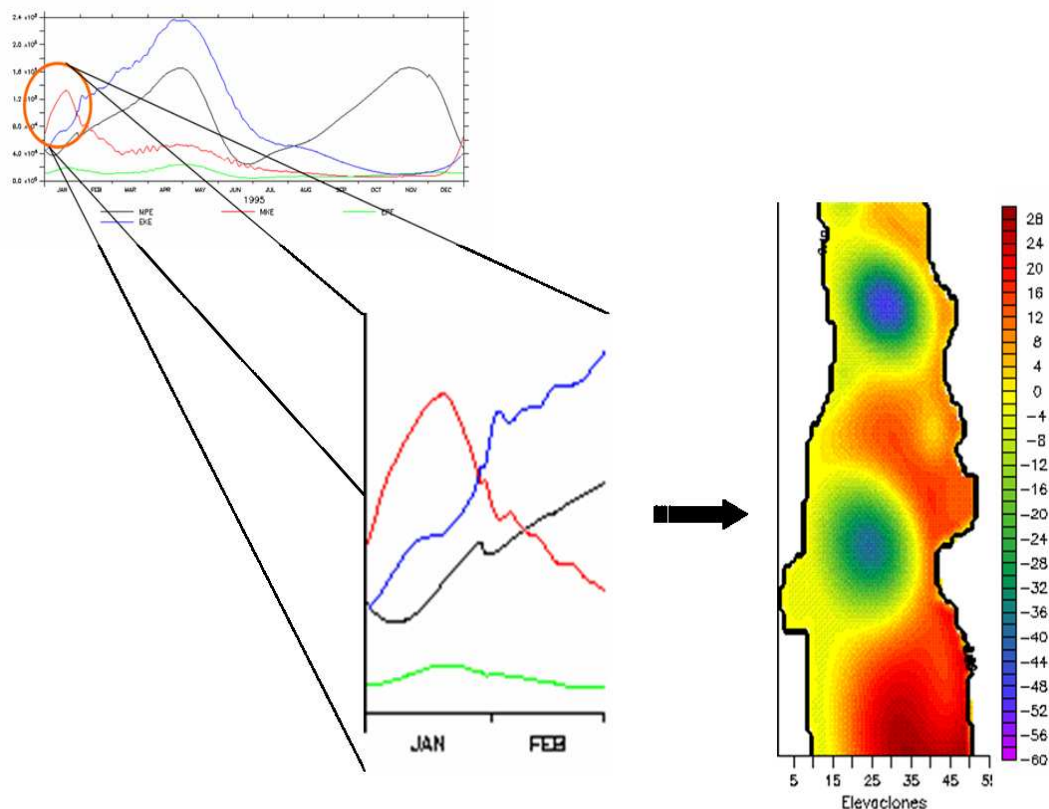


Figura 28: Elevación del nivel del mar graficada a partir de las salidas del modelo. El máximo de las elevaciones coincide con el máximo de la *EKM* para la misma época del año (mes de enero, fin del invierno).

reduciendo la profundidad de la capa superficial; mientras que vientos débiles del noroeste dan lugar a una inversión en la dirección de éstos durante el otoño y el invierno, debilitando el patrón de surgencias.

El enfriamiento subsuperficial dentro del Golfo de California que observan Castro *et al.* (2000) indica un flujo ciclónico durante el invierno y la primavera, época cuando el intercambio de calor entre el golfo y el Océano Pacífico es mayor. Durante esta época la EKE y la EPM alcanzan su máximo haciendo posiblemente inestable el flujo medio.

Soto-Mardones *et al.* (1999) calcularon las anomalías de temperatura, a partir de las cuales observan diferentes eventos propagándose a lo largo del golfo como una señal atrapada al continente.

Por otra parte Beier (1997) encuentra que si el esfuerzo del viento va en dirección a la cabeza, se observa la generación de una onda interna a lo largo de la pared del continente, donde la elevación del nivel del mar es mayor del lado del continente y la velocidad de la capa superficial va en dirección a la cabeza, dando lugar a la formación de una corriente costera que se intensifica por la influencia del Océano Pacífico.

En la segunda parte del año (figura 24), la energía potencial disponible que gana el campo medio (EPM) presenta un segundo máximo para el mes de noviembre; esta forma bimodal se puede asociar a la oscilación anual que presenta la TSM del Golfo de California.

Así lo observaron Soto-Mardones *et al.* (1999) al obtener la estructura espacial y temporal (figura 29c) de los dos primeros modos a partir de las funciones empíricas ortogonales del promedio mensual de la temperatura superficial para el Golfo de California, donde el primer modo (figura 29a) muestra una señal dominante que corresponde a la variación estacional principal (todo el golfo enfriándose y calentándose simultáneamente), mientras que el segundo modo (figura 29b) corresponde a una oscilación norte - sur.

Calculando los flujos de calor superficial, Ripa (1997) observó la inhomogeneidad de la temperatura en las capas superficiales, la cual produce un gradiente de presión dependiente de la profundidad; por lo que la variación de la densidad superficial a través de la boca cobra importancia. Collins *et al.* (1997) encontraron aguas más densas para la época de invierno (Diciembre) del lado de la península. Lo anterior se puede atribuir a mínimos de sal en las aguas superficiales del lado del continente (Castro *et al.*, 2000), probablemente asociados a una corriente que fluye a lo largo de la costa en dirección noroeste; lo anterior se observa también a partir de datos de hidrografía que muestran una baja salinidad en las aguas superficiales.

La presencia de un gradiente horizontal de presión implica la existencia de energía potencial disponible en el flujo medio (EPM) y la formación de perturbaciones que se

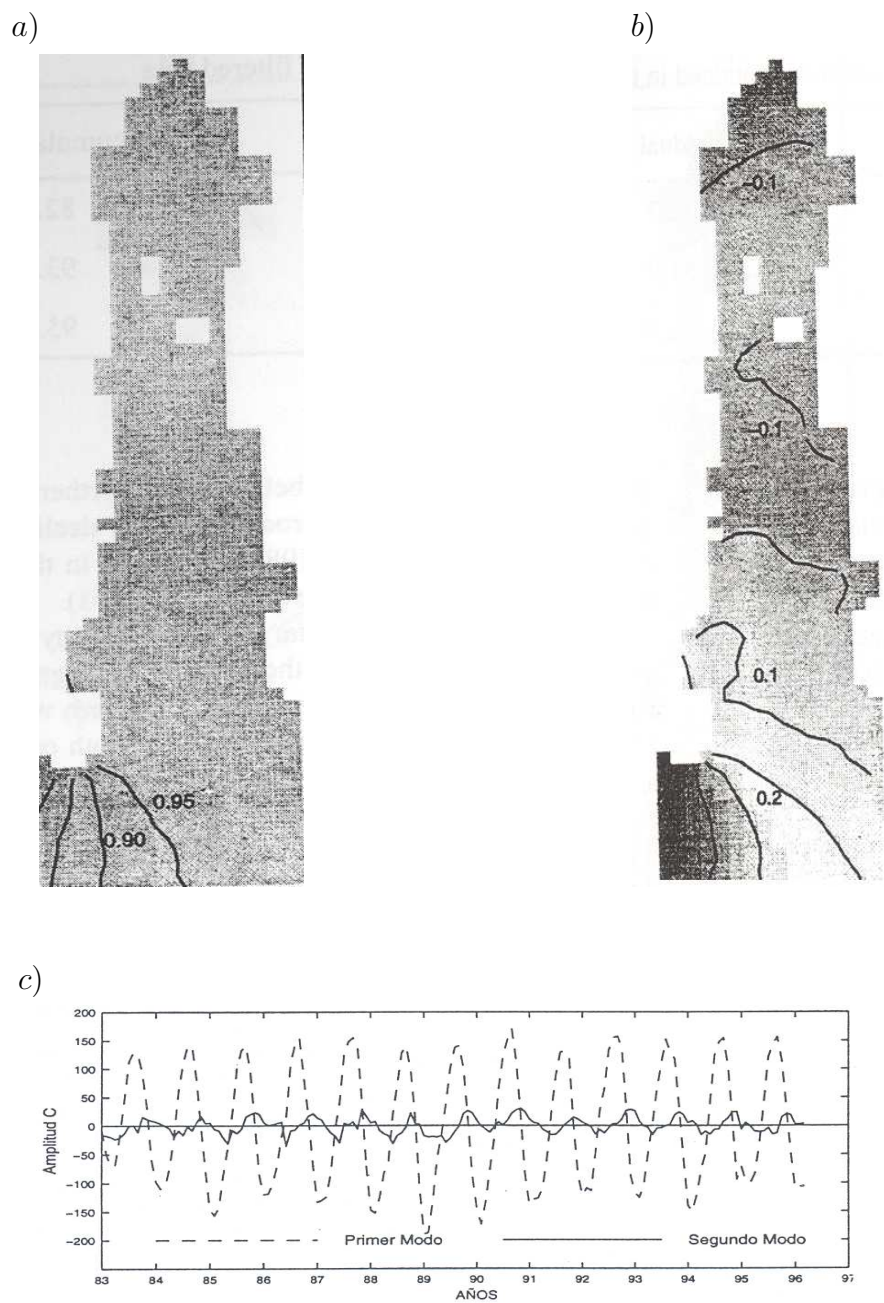


Figura 29: Funciones empíricas ortogonales del promedio mensual de la temperatura superficial del Golfo de California. (a y b) Muestran la estructura espacial de los dos primeros modos. (c) La estructura espacial de los mismos (Soto-Mardones *et al.*, 1999).

pueden asociar a la propagación de ondas que entran a la zona a través de la boca. Parés-Sierra *et al.* (1993) utilizando información del satélite Geosat y de un modelo numérico de ecuaciones primitivas para la Corriente de California, muestran que la zona costera tiene la más alta concentración de energía potencial por fluctuaciones debido a la intensidad con que el viento incide en la superficie a lo largo de la costa y a la propagación de ondas de Kelvin. Ripa (1997) describe que estas ondas son ondas internas con una estructura transversal con periodo anual propagada por las fuerzas de boyancia y deformada por la topografía, concluyendo que el movimiento y la termodinámica del golfo están controlados principalmente por el Océano Pacífico a través de la boca y el esfuerzo del viento que produce una pendiente en el nivel del mar.

Bray (1988) observó una capa superficial energética con fuertes gradientes transversales, donde el patrón de circulación es ciclónico con velocidades entrantes del lado del continente.

La turbulencia en el océano puede ser resultado de movimientos circulatorios que son directamente inducidos en el agua por un campo de viento turbulento, inestabilidades barotrópicas - baroclínicas del flujo, vórtices originados sobre irregularidades topográficas, entre otros.

La energía potencial disponible asociada a la pendiente de las isopícnas sirven como una fuente de energía para este tipo de vórtices (Gill, 1982); siendo éstos importantes debido a su alto contenido de energía y a su importancia en la dinámica general del océano.

Debido a la forma que presenta el Golfo de California, un cuerpo de agua semi-cerrado relativamente angosto, los giros transitorios que se observan se pueden asociar a eventos del viento adyacentes a la costa, por inestabilidades del flujo y modificados por la topografía. Parés-Sierra *et al.* (1993) analizaron el campo de energía de la actividad de los giros de mesoescala en la corriente de California y encontraron que el forzamiento

por el rotacional del esfuerzo del viento así como por procesos de inestabilidades baroclínicas son esenciales para entender la evolución de los giros observados.

Por otra parte Ripa (1990) utilizando el nivel del mar y la presión atmosférica estimó el promedio de la velocidad superficial más representativa en todo el golfo, donde la correlación de esta velocidad media con la variabilidad estacional de la presión subsuperficial es indicativo de una estructura baroclínica.

Las *inestabilidades baroclínicas* dependen de un corte vertical de la corriente, lo que implica la formación de un gradiente horizontal (Pedlosky, 1986); la presencia de dichos gradientes libera energía potencial disponible en el flujo medio y contribuye como fuente de energía para las inestabilidades baroclínicas, sin embargo para que un proceso de inestabilidad baroclínica se de, es necesaria la transferencia de $EPM \Rightarrow EPE$ como característica particular de las mismas (Haidvogel y Beckmann, 1999); ya que con un forzamiento por viento los procesos de inestabilidades baroclínicas liberan energía potencial media para suplir la energía potencial de las perturbaciones (Kraus, 1977).

Este proceso de inestabilidad fue observado por Holland y Lin (1975) al comparar el promedio zonal de la conversión total de la energía potencial media y la energía potencial turbulenta con el promedio zonal de la interface, encontrando un desplazamiento de la termoclina por efecto de los flujos de calor (corte vertical de la corriente), que al buscar el equilibrio liberan la energía potencial media. Los resultados obtenidos muestran que dicha transferencia de energía es muy pequeña comparada con $EKM \Rightarrow EKE$, característica particular de un proceso de *inestabilidad barotrópico*.

V. Conclusiones

- Los principales procesos que influyen en el balance de energía dentro del Golfo de California son el transporte por *presión* (a través de la boca) y el esfuerzo del viento sobre la superficie (tanto positiva como negativamente).

- La evolución temporal de energía en el Golfo de California se puede separar en dos partes a lo largo del año: Enero-Julio y Agosto-Diciembre.

- La secuencia de los eventos es la siguiente:

1. Al final del otoño - principio del invierno la energía potencial media crece por la contribución a través de la boca. Se observa un apilamiento de masa en el Este . . .

2. comienza la transferencia de $EPM \Rightarrow EKM$. Se desarrolla un chorro costero (balance geostrófico) con un gradiente horizontal de velocidades que se hace inestable y . . .

3. a principios de primavera la transferencia de $EKM \Rightarrow EKE$ se da por un proceso de inestabilidad barotrópica ($EKM \Rightarrow EKE$ grande). El viento en este periodo frena al flujo medio . . .

4. y hay formación de giros, los cuales son constantemente alimentados por la transferencia de la $EKM \Rightarrow EKE$. El viento contribuye a la EKE . . .

5. que a su vez se disipa por la interacción con el flujo medio más los efectos de fricción y disipación. EK_T disminuye . . .

6. y vuelta a empezar.

- La inestabilidad baroclínica no es un proceso relevante en la formación de los giros. La $EPM \Rightarrow EKE$ es generalmente pequeña.

- La energía potencial media disponible EPM presenta una estructura bimodal, asociada a los modos normales de oscilación del Golfo de California.

Referencias

- Auad, G., Parés-Sierra, A. y G.K. Vallis. 1991. "Circulation and Energetics of a Model of the California Current System". *Journal of Physical Oceanography*. **21**(10): 1534-1552.
- Badan-Dangon, A., D.J. Koblinsky y T. Baumgartner. 1985. "Spring and Summer in the Gulf of California: Observations of Surface Thermal Patterns". *Ocean. Acta*. **8**: 13-22.
- Beier, E. 1997. "A Numerical Investigation of the Annual Variability in the Gulf of California". *Journal of Physical Oceanography*. **27**: 615-632.
- Bray, N.A.. 1988. "Thermohaline Circulation in the Gulf of California". *Journal of Geophysical Research*. **99**: 3249-3261.
- Castro, R., R., Durazo, A. Mascarenhas y C.A. Collins. 2006. "Thermohaline variability and geostrophic circulation in the southern portion of the Gulf of California". *Deep-Sea Research*. **I**(53): 188-200.
- Castro, R., A.S., Mascarenhas, R. Durazo y C.A. Collins. 2000. "Seasonal Variation of the Temperature and Salinity at the Entrance to the Gulf of California, Mexico". *Ciencias Marinas*. **24**(4): 561-583.

- Collins, C.C., A.S., Mascarenhas, M.G. Spearman y T.A. Rago. 1997. "Ocean currents across the entrance to the Gulf of California". *Journal of Geophysical Research*. **102**(C9): 20927-20936.
- Cushman-Roisin, B.. 1994. "Introduction to Geophysical Fluid Dynamics". Prentice-Hall, Inc.. E.U.A.. 320 pp.
- Douglas, M.W., R.A., Maddox, K. Howard y S. Reyes. 1993. "The Mexican monsoon". *Journal of Climate*. **6**: 1665-1677.
- Emilsson I., y M.A., Alatorre. 1997. "Estructura de un remolino ciclónico de mesoescala en la parte sur del Golfo de California", En: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Monografía No. 3. *Unión Geofísica Mexicana*. 173-182.
- Figueroa, J.M., S.G., Marinone y M.F. Lavín. 2003. "A Description of Geostrophic Gyres in the Southern Gulf of California". *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. En: Kluwer Academic Publishers. Netherlands. 237-255.
- García-Silva, G., y S.G., Marinone. 2000. "Tidal Dynamics and Energy Budget in the Gulf of California". *Ciencias Marinas*. **26**(2): 323-353.
- Gaxiola-Castro, G., S., Alvarez-Borrego, M.F. Lavín, A. Zirino, y S. Nájera-Martinez. 1999. "Spatial Variability of the Photosynthetic Parameters and Biomass of the Gulf of California". *Journal of Plankton Research*. **21**: 231-245.

- Gill, E. 1982. "Atmosphere-Ocean Dynamics". Academic Press, Inc. E.U.A.. 662 pp.
- Gutiérrez, O.Q., S.G., Marinone y A. Parés-Sierra. 2003. "Lagrangian Surface Circulation in the Gulf of California from a 3D Numerical Model". *Aceptado en Deep Sea Research*. Parte II.
- Haidvogel, D.B. y A. Beckmann. 1999. "Numerical Ocean Circulation Modeling". Imperial College Press. Singapore. Vol. 2. 318 pp.
- Holland, W.R. 1978. "The Role of Mesoscale Eddies in the General Circulation of the Ocean - Numerical Experiments Using a Wind-Driven Quasi-Geostrophic Model". *Journal of Physical Oceanography*. **8**: 363-392.
- Holland, W.R. y L.B. Lin. 1975a. "On the Generation of Mesoscale Eddies and their Contribution to the Oceanic General Circulation. I. A Preliminary Numerical Experiment". *Journal of Physical Oceanography*. **5**: 642-657.
- Holland, W.R. y L.B. Lin. 1975b. "On the Generation of Mesoscale Eddies and their Contribution to the Oceanic General Circulation. II. A Parameter Study". *Journal of Physical Oceanography*. **5**: 658-669.
- Kantha, L.H. y C.A. Clayson. 2000. "Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes". Academic Press. E.U.A.. 940 pp.

- Kraus, E.B. 1977. "Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean". Pergamon Press Ltd. U.K.. Vol. 1. 325 pp.
- Lavín, M.F., Beier, E. y A. Badan. 1997. "Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual". En: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Monografía No. 3. *Unión Geofísica Mexicana*. 141-171.
- Marinone, S.G. 2003. "A Three dimensional model of the Mean and Seasonal Circulation of the Gulf of California". *Aceptado en Journal of Geophysical Research*. **108**(C10): 3325-3352.
- Marinone, S.G.. 1988. "Effect of the topographic stress on the tide and wind-induced residual currents in the Gulf of California". *Journal of Geophysical Research*. **103**(C9): 18437-18446.
- Marinone, S.G.. 1997. "Tidal residual currents in the Gulf of California: Is the M_2 tidal constituent sufficient to induce them ?". *Journal of Geophysical Research*. **102**(C4): 8611-8623.
- Marinone, S.G. y M.F. Lavín. 1997. "Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California". En: M.F. Lavín, editor, Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Monografía No. 3. *Unión Geofísica Mexicana*. 113-139.

- Marinone, S.G., A., Parés-Sierra, R. Castro y A. Mascarenhas. 2004. Correction to “Temporal and Spatial variation of the surface winds in the Gulf of California”. *Geophysical Research Letters*. **31**: L10305.
- Marinone, S.G. y P. Ripa. 1988. “Geostrophic flow in the Guaymas Basin, central Gulf of California”. *Continental Shelf Research*. **8**(2): 159-166.
- Martínez, J.A. 2002. “Modeling Studies of Mesoscale Circulation in the Gulf of California”. PhD thesis. Oregon State University. Oregon. 190 pp.
- Martínez, J.A., y J.S. Allen. 2004 “A Modeling Study of Coastal-Trapped Wave Propagation in the Gulf of California. Part 1: Response to Remote Forcing”. *Journal of Physical Oceanography*. **34**(6): 1313-1331.
- Martínez, J.A., y J.S. Allen. 2004 “A Modeling Study of Coastal-Trapped Wave Propagation in the Gulf of California. Part 2: Response to Idealized Forcing”. *Journal of Physical Oceanography*. **34**(6): 1332-1349.
- Mascarenhas, A.S., R., Castro, C.A. Collins y R. Durazo. 2004. “Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the entrance to the Gulf of California, Mexico”. *Journal of Geophysical Research*. **109**: C07008.

- McWilliams, J.C., W.B. Owens y B.L. Hua. 1986. "An Objective Analysis of the POLYMODE Local Dynamics Experiment. Part I: General Formalism and Statistical Model Selection". *Journal of Physical Oceanography*. **16**: 483-504.
- Mellor, G.L., y T. Yamada. 1982. "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems". *Rev. Geophys. Space Phys.* **20**: 851-875.
- Monin, A.S. y A.M. Yaglom. 1973. "Statistical fluid mechanics: mechanics of turbulence". The Mit Press. Primera edicin. E.U.A. Vol. 1. 769 pp.
- Monin, A.S. y R.V. Ozmidov. 1985. "Turbulence in the Ocean". D. Reidel Publishing Company. Primera edicin. Dordrecht, Holland. 247 pp.
- Parés-Sierra, A., A. Mascarenhas, S.G. Marinone y R. Castro. 2003. "Temporal and Spatial variation of the surface winds in the Gulf of California". *Geophysical Research Letters*. **30**(6): 45-49.
- Parés-Sierra, A., W.B. White y C.-K. Tai. 1993. "Wind-driven Coastal Generation of Annual Mesoscale Eddy Activity in the California Current". *Journal of Physical Oceanography*. **23**(6): 1110-1121.
- Pedlosky, J. 1987. "Geophysical Fluid Dynamics". Springer-Verlag New York, Inc. Segunda edición. E.U.A. 710 pp.

- Pegau, W.S., Boss E. y A. Martínez. 2002. "Ocean color observations of eddies during the summer in the Gulf of California". *Geophysical Research Letters*. **29**(9): 1295-1297.
- Ripa, P. 1990. "Seasonal circulation in the Gulf of California". *Ann. Geophys.*. **8**: 559-564.
- Ripa, P. 1997. "Toward a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California". *Journal of Physical Oceanography*. **27**(5): 597-614.
- Roden, G.I. y G.W. Groves. 1959. "Recent Oceanographic Investigations in the Gulf of California". *Journal of Marine Reserch*. **18**: 10-35.
- Soto-Mardone, L., S.G. Marinone y A. Parés-Sierra. 1999. "Time and Spatial Variability of Sea Surface Temperature in the Gulf of California". *Ciencias Marinas*. **25**(1): 1-30.
- Vasquez, T. 2003. "Digital Atmosphere-Objective Analysis". *Weather Graphics Technologies*. DIGITAL ATMOSPHERE Technical Documentation. Edition 1A. USA.

A. Tablas de símbolos de los términos calculados para las ecuaciones de energía

Tabla I: Símbolos, el proceso físico que representan y los términos que forman la Ecuación de Energía Cinética del Flujo Medio.

<i>Símbolo</i>	<i>Definición</i>	<i>Término</i>
	Cambio local de la energía cinética en el tiempo	$\frac{\partial}{\partial t} EKM$
$\bar{K}\bar{u}$	Cambio advectivo de energía cinética en el espacio	$\frac{\partial}{\partial x_j} EKM\bar{u}_j$
$\bar{K}F_R$	Transporte de energía cinética del flujo medio por esfuerzos de Reynolds	$\frac{\partial}{\partial x_j} \overline{u'_i u'_j} \bar{u}_i$
$\bar{K}F_P$	Transporte de energía cinética del flujo medio por presión	$\frac{\partial}{\partial x_j} \bar{p} \bar{u}_j$
$\bar{K}F_\sigma$	Transporte de energía cinética del flujo medio por esfuerzos viscosos	$\frac{\partial}{\partial x_j} \bar{u}_i \bar{\sigma}_{ji}$
\bar{F}	Trabajo hecho por el esfuerzo del viento	$\bar{u}_i \bar{F}_i$
$\bar{\sigma}$	Disipación de energía por efectos viscosos	$\bar{\rho}_o \varepsilon_i$
KI	Intercambio de energía cinética entre el flujo medio y el turbulento	$\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}$
\bar{B}	Fuerzas de Boyancia	$\frac{g}{\rho_o} \bar{u}_i \bar{\rho} \delta_{i3}$

Tabla II: Símbolos, el proceso físico que representan y los términos que forman la Ecuación de Energía Potencial Media.

<i>Símbolo</i>	<i>Definición</i>	<i>Término</i>
	Cambio local de la energía potencial en el tiempo	$\frac{\partial}{\partial t} EPM$
$\bar{P}F_\rho$	Transporte de energía potencial debido a la variación de densidad	$\frac{\partial}{\partial x_j} \frac{g}{\rho_o \rho_z} \bar{\rho} \rho' v'_j$
\bar{B}	Fuerzas de Boyancia	$\frac{g}{\rho_o} \bar{u}_i \bar{\rho} \delta_{i3}$
PI	Describe el cambio advectivo de la densidad	$\left(\bar{\rho}' v'_j \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x_j} \right) \left(\frac{g}{\rho_o \rho_z} \right)$

Tabla III: Símbolos, el proceso físico que representan y los términos que forman la Ecuación de Energía Cinética del Flujo Turbulento.

<i>Símbolo</i>	<i>Definición</i>	<i>Término</i>
	Densidad de energía del movimiento fluctuante	$\frac{\partial}{\partial t} EKE$
$K'u'$	Describe el cambio advectivo de la energía cinética de las fluctuaciones	$\frac{\partial}{\partial x_j} EKE \bar{u}_j$
$K'F_R$	Transferencia de energía debido a las fluctuaciones	$\frac{\partial}{\partial x_j} \frac{1}{2} \overline{u'_i u'_i u'_j}$
$K'F_{P'}$	Transporte de energía cinética del flujo turbulento por presión	$\frac{\partial}{\partial x_j} \overline{p' u'_j}$
$K'F_{\sigma'}$	Disipación viscosa por energía turbulenta	$\frac{\partial}{\partial x_j} \overline{u'_i \sigma'_{ji}}$
F'	Trabajo hecho por el esfuerzo del viento	$\overline{u'_j F'_j}$
σ'	Disipación de energía por movimiento	$\overline{\rho \epsilon'}$
KI	Intercambio de energía cinética entre el flujo medio y el turbulento	$\overline{u'_i u'_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}}$
B'	Fuerzas de Boyancia	$\frac{g}{\rho_o} \overline{u'_i \rho'} \delta_{i3}$

Tabla IV: Símbolos, el proceso físico que representan y los términos que forman la Ecuación de Energía Potencial Turbulenta.

<i>Símbolo</i>	<i>Definición</i>	<i>Término</i>
	Cambio local de la energía potencial en el tiempo	$\frac{\partial}{\partial t} EPE$
$\bar{P}F_{\rho'}$	Transporte de energía potencial debido a la variación de densidad	$\frac{\partial}{\partial x_j} \frac{g}{\rho_o \rho_z} \frac{\rho' \rho'}{2} \bar{v}_j$
B'	Fuerzas de Boyancia	$\frac{g}{\rho_o} \overline{u'_i \rho'} \delta_{i3}$
PI	Describe el cambio advectivo de la densidad	$\left(\overline{\rho' v'_j} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x_j} \right) \left(\frac{g}{\rho_o \rho_z} \right)$