

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA



**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS**

POSGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

✓ **“VARIABILIDAD TERMOHALINA E INTERCAMBIOS DE
CALOR, SAL Y AGUA EN LA ENTRADA AL GOLFO DE
CALIFORNIA”.**

TESIS que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios
para obtener el grado de **DOCTOR EN CIENCIAS** presenta:

RUBÉN CASTRO VALDEZ

Ensenada, B.C.

Diciembre, 2001.

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS

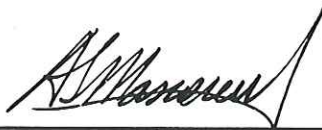
POSGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

"Variabilidad termohalina e intercambios de calor, sal y agua
en la entrada al Golfo de California".

TESIS que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios
para obtener el grado de DOCTOR EN CIENCIAS presenta:

Rubén Castro Valdez

Aprobado por:



Dr. Affonso Da Silveira Mascarenhas Jr.



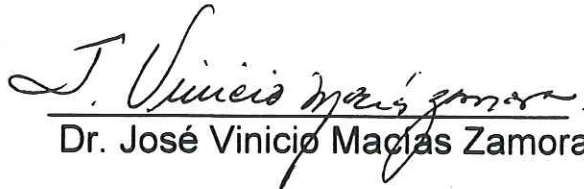
Dr. Curtis A. Collins



Dr. Silvio G. Marinone Moschetto



Dr. Alejandro Parés Sierra



Dr. José Vinicio Macías Zamora

A mi familia:

A Martha, por nuestro amor.

A mis hijos Liliانا, Evelyn, Rubén Alan, Erick y a mi niña todavía más pequeña Nicole.

A la memoria de mi padre, quién me demostró que no se requiere de mucho conocimiento para entender como funcionan las cosas de la vida.

A mi madre.

A mis hermanos.

A Dios.

Contenido

Página

Página de firmas.....	ii
Dedicatoria	iii
Contenido	iv
Lista de Figuras	vi
Lista de Tablas	x
Agradecimientos	xi
Resumen	xii
 1. Introducción	 1
1.1 Antecedentes.....	3
1.2 Objetivos.....	12
1.3 Plan de la tesis.....	13
 2. Área de estudio	 15
 3. Datos	 16
3.1 Datos Hidrográficos. Perfilador CTD.....	16
3.2 Cruceros históricos.....	17
 2. Metodología	 20
4.1 Estructura termohalina.....	20
4.2 Análisis Objetivo.....	21
4.3 Funciones Empíricas Ortogonales.....	23
4.4 Análisis Isopical.....	25
4.5 Ajuste Armónico.....	26
4.6 Anomalía de Altura Dinámica y Geostrofia.....	26
4.7 Flujos de calor, sal y volumen.....	27
4.7.1 Flujo de calor.....	27
4.7.2 Flujo de sal.....	30
4.7.3 Flujo de volumen.....	30
 5. Resultados	 31
5.1 Sección A	31
5.1.1 Variabilidad de las propiedades termohalinas.....	31
5.1.2 Análisis de las Funciones Empíricas Ortogonales.....	48
5.1.2.1 Secciones recientes e históricas.....	56
5.1.3 Variación de la altura dinámica y de los campos de velocidad	

geostrófica.....	64
5.1.4 Intercambios de calor, sal y agua entre el Océano Pacífico y el Golfo de California.....	70
5.2 Secciones B-C y Z.....	81
5.2.1 Variabilidad espacio temporal de las propiedades termohalinas.....	81
5.2.2 Variación de la altura dinámica y de los campos de velocidad geostrófica.....	92
6. Discusión.....	98
7. Conclusión.....	110
8. Sugerencias a futuro.....	113
6. Referencias.....	116

Lista de Figuras

Figura 1.	Regiones, cuencas y plataforma continental del Golfo de California. Figura de Lavín et al. (1997).....	3
Figura 2.	Figura 2. Posiciones de las estaciones de CTD de las diferentes campañas oceanográficas realizadas en la boca del Golfo de California (Tablas II y III). Los triángulos rojos pertenecen a los cruceros históricos (Tabla IV).....	15
Figura 3.	Figura 3. Diagrama de temperatura potencial y salinidad para los lances de CTD de la sección A. ASE $\equiv$ Agua Superficial Ecuatorial, AGC $\equiv$ Agua del Golfo de California, ACC $\equiv$ Agua de la Corriente de California, ASsSt $\equiv$ Agua Subsuperficial Subtropical, AIP $\equiv$ Agua Intermedia del Pacífico y APP $\equiv$ Agua Profunda del Pacífico.....	32
Figura 4.	Variación estacional de los promedios transversales de los cruceros de la sección A. (a) temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinidad y (c) anomalía de densidad potencial (Kg/m^3).....	34
Figura 5.	Campos de temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$), sección A. El intervalo de contornos es de 1°C . (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.....	37
Figura 6.	Campos de salinidad, sección A. El intervalo de contornos es de 0.1. La región sombreada indica $S \geq 34.9$. El contorno achurado indica $S = 34.5$. (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.....	38
Figura 7.	Promedios de (a) temperatura y (b) salinidad. En salinidad, los valores $S \geq 34.8$ están sombreados.....	42
Figura 8.	Desviación estándar de temperatura potencial (a, d), salinidad (b, e) y anomalía de densidad potencial (c, f). El intervalo de contorno es 1, 0.1 y 0.1 respectivamente. Los gráficos (a), (b) y (c) no incluyen los datos del crucero de noviembre de 1997,	

	mientras que los de (d), (e) y (f) si lo incluyen.....	44
Figura 9.	Secciones de anomalía de temperatura potencial. El intervalo de contorno es de 1°C . Las líneas quebradas indican valores negativos. (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.....	46
Figura 10.	Secciones de anomalía de salinidad. El intervalo de contorno es de 0.1. Las líneas quebradas indican valores negativos. (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.....	47
Figura 11.	Funciones Empíricas Ortogonales de temperatura potencial A. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes.....	49
Figura 12.	Funciones Empíricas Ortogonales de anomalía de densidad potencial. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes.....	50
Figura 13.	Funciones Empíricas Ortogonales de salinidad. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes.....	53
Figura 14.	Funciones Empíricas Ortogonales de salinidad sobre superficies de anomalía de densidad potencial. (a) Primer modo, (b) Segundo modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes. Considérese valores absolutos en el eje de anomalía de densidad.....	56
Figura 15.	Campos medios de temperatura potencial (a) y salinidad (c) y desviación estándar de temperatura potencial (b) y salinidad (d), utilizando la mezcla de los 19 cruceros históricos y recientes.....	58
Figura 16.	Funciones Empíricas Ortogonales de temperatura potencial, de los cruceros históricos y recientes. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo.....	59
Figura 17.	Amplitudes de los tres primeros modos (a) temperatura potencial	

	y (b) salinidad de los cruceros históricos y recientes.....	60
Figura 18.	Funciones Empíricas Ortogonales salinidad, de los cruceros históricos y recientes. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo.....	62
Figura 19.	Anomalía de Altura dinámica (metros dinámicos) de los cruceros de la sección A. (a) 0/200 dbar y (b) 200/500 dbar.....	65
Figura 20.	Velocidad geostrófica (m/s) referida a la profundidad máxima común entre dos estaciones. El espaciamiento entre isotacas es de 0.1 m/s. Valores positivos (negativos) con línea azul (roja) indican flujo hacia dentro (afuera) del golfo. (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.....	67
Figura 21.	Campo medio de velocidad geostrófica (m/s), al nivel de referencia de la profundidad máxima común entre dos estaciones y (b) Desviación estándar. El espaciamiento entre isotacas es 0.05 m/s respectivamente. Valores positivos (negativos) con línea continua (quebrada) indican flujo hacia dentro (afuera) del golfo.....	69
Figura 22.	Campos medios: (a) Flujo horizontal de calor (TW) y (b) Flujo horizontal de sal (Kg/s). Valores positivos (negativos) indican flujo de entrada (salida).....	72
Figura 23.	Funciones Empíricas Ortogonales del flujo de calor horizontal, utilizando los 9 cruceros de la sección A. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes	73
Figura 24.	Ajuste armónico de los flujos de calor horizontal en la entrada al Golfo de California en TW. (a) Flujo de calor de este estudio, (b) Comparación con otros estudios.....	75
Figura 25.	Funciones Empíricas Ortogonales del flujo de sal horizontal, utilizando los 9 cruceros de la sección A. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes.....	78

Figura 26.	Diagrama de temperatura potencial y salinidad para los lances de CTD de las secciones B-C. Las masas de agua están definidas en la Fig. 3.....	82
Figura 27.	Promedios transversales de las secciones B-C. (a) temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinidad y (c) anomalía de densidad potencial (Kg/m^3).....	84
Figura 28.	Campos de Temperatura Potencial ($^{\circ}\text{C}$) en secciones B-C. El intervalo de contornos es de 1°C . (a) 25-26 de febrero de 1999, (b) 27-28 de mayo de 1998, (c) 6-7 de agosto de 1998, (d) 20-21 de agosto de 1995, (e) 13-15 de septiembre 1997, (f) octubre 2-3 de noviembre de 1994, (g) 15-16 de noviembre 1997 y (h) 17-18 de noviembre de 1997 en sección C.....	85
Figura 29.	Campos de salinidad en secciones B-C. El intervalo de contorno es de 0.1. La región sombreada indica $S \geq 34.9$. La isolínea achurada indica $S = 34.5$. Figura 24. Campos de Temperatura Potencial ($^{\circ}\text{C}$) en secciones B-C. El intervalo de contornos es de 1°C . (a) 25-26 de febrero de 1999, (b) 27-28 de mayo de 1998, (c) 6-7 de agosto de 1998, (d) 20-21 de agosto de 1995, (e) 13-15 de septiembre 1997, (f) octubre 2-3 de noviembre de 1994, (g) 15-16 de noviembre 1997 y (h) 17-18 de noviembre de 1997 en sección C.....	86
Figura 30.	Campos de Temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) (a) y salinidad (b) de la sección Z. El intervalo de contornos es de 1°C y 0.1, respectivamente. La región sombreada en (b) indica $S \geq 34.9$	90
Figura 31.	Figura 27. Altura dinámica (metros dinámicos) de los cruceros de la sección B-C. (a) 0/200 dbar y (b) 200/500 dbar.....	93
Figura 32.	Campos de velocidad geostrófica (m/s), referida a la profundidad máxima común entre dos estaciones, secciones B-C. El espaciamiento entre isotacas es de 0.1 m/s. Valores positivos (línea azul) indican flujo hacia dentro del golfo y negativos (línea roja) flujo hacia fuera del golfo. Figura 24. (a) 25-26 de febrero de 1999, (b) 27-28 de mayo de 1998, (c) 6-7 de agosto de 1998, (d) 20-21 de agosto de 1995, (e) 13-15 de septiembre 1997, (f) octubre 2-3 de noviembre de 1994, (g) 15-16 de noviembre 1997 y (h) 17-18 de noviembre de 1997 en sección C.....	94
Figura 33.	Diagrama esquemático de la circulación tridimensional de los 200 m superiores en la Cuenca Pescadero. Las líneas	

quebradas denotan flujos superficiales. Las flechas vacías y rellenas indican intercambio en mayo y noviembre, respectivamente.....	101
Figura 34. Ajuste armónico (línea roja) de la amplitud del primer modo del análisis de FEO. (a) Salinidad y (c) Temperatura incluyendo los todos los cruceros. (b) Salinidad y (d) Temperatura sin incluir los cruceros de marzo de 1983, enero de 1984, mayo de 1992 y noviembre de 1997. V. E.≡ Varianza Explicada del ajuste.....	108

Lista de Tablas

Tabla I. Resultados de estudios previos de transporte de volumen ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) en la entrada al Golfo de California. Los métodos (1,2) descritos son descritos en antecedentes. (+) entrada y (-) salida e agua.....	6
Tabla II. Lista de los cruceros realizados en la sección A.....	18
Tabla III. Lista de los cruceros realizados en la sección B-C.....	18
Tabla IV. Datos históricos cercanos a la Sección A (Fig. 2).....	19
Tabla V. Flujo neto de calor y sal horizontal en la entrada al Golfo para la sección A. Se utilizan las dos aproximaciones (B y bi). Flujo>0 (<0), indica ganancia (pérdida) de calor (sal) en el golfo.....	70
Tabla VI. Transporte de volumen (Sv) ajustado a flujo de masa cero utilizando la aproximación bi.....	80

Agradecimientos

A través de mis estudios en estos últimos años, tuve la oportunidad de trabajar con gente que influyó en mi desarrollo académico. Primero quiero dar las gracias al Dr. Affonso Mascarenhas, con quien he tenido una muy buena relación académica y de gran amistad. Sin duda que sus ideas en el desarrollo científico del entendimiento de la Oceanografía Física del golfo, han sido para mi una enseñanza. Le agradezco por las discusiones '*amenas y retadoras*' sobre los procesos que ocurren en el océano (entre otras cosas de la vida).

Al Dr. Curtis A. Collins por el apoyo brindado en el desarrollo de este trabajo, así como en las visitas realizadas a la *Naval Postgraduate School*. Por demostrarme que en la cuestión científica, '*o es*' '*o es*'. Gracias '*boss*'.

Al Dr. Guido Marinone, Dr. Alejandro Parés y Dr. José V. Macías por sus críticas en la revisión de la tesis y por darme su apoyo y confianza en el escrito.

Al Dr. Reginaldo Durazo, por el trabajo de equipo en las observaciones del golfo, sobre todo con los datos de los cruceros PESCAR's 9-11, producto de sus proyectos. Además de su amistad.

A toda la gente que colaboró en la toma de datos en los diferentes cruceros oceanográficos en que se realizó este estudio en especial a: Sergio Larios, Eduardo Gil y Rafael Blanco. A la tripulación de los buques Francisco de Ulloa (CICESE), el Puma (UNAM) y Alejandro de Humboldt (Secretaría de Marina).

Al CICESE por permitirme el uso del banco de datos hidrográficos históricos, en especial al Dr. Miguel Lavín y al '*compa*' Manuel Figueroa.

Al Dr. Pedro Ripa, por todos los ejemplos que nos brindó (y ahí están...) en el entendimiento de la Física del Océano, descanse en paz.

A CONACYT por su apoyo en el financiamiento de la beca para mis estudios.

A PROMEP por el apoyo parcial otorgado en la beca de mis estudios.

A la UABC, en particular a la FCM y a la administración del Dr. Roberto Millán por su gran apoyo. A los maestros del Área de Física por las ideas compartidas: Antonio Martínez, Rafael Hernández Luis Zamudio y Luis F. Navarro.

VARIABILIDAD TERMOHALINA E INTERCAMBIOS DE CALOR, SAL Y AGUA EN LA ENTRADA AL GOLFO DE CALIFORNIA.

Resumen

En este estudio se investiga la variabilidad termohalina, así como los intercambios de calor, sal y agua que ocurren en la entrada al Golfo de California. Para esto, se utilizan observaciones de CTD de alta resolución en secciones transversales entre Baja California Sur (BCS) y Sinaloa. Se cuenta con nueve cruceros oceanográficos en el período 1992-99 con los que se formó un ciclo anual. En la sección entre Cabo Pulmo, BCS y El Dorado, Sinaloa, el campo medio presenta una asimetría con respecto a la salinidad y la temperatura, con aguas de menor salinidad (mayor temperatura) cerca de Sinaloa. Un agua subsuperficial cerca de BCS que tiene intervalos dentro del rango del ASsSt, fue observada por primera vez en la entrada del golfo, ésta agua es citada en la literatura como el ACG. Por lo tanto, dentro de la CP, $S=34.85$ podría ser una mejor frontera entre las aguas formadas en el golfo y el Pacífico. Debajo de los 100 dbar, la temperatura a una presión dada fue típicamente más fría en el centro de la sección debido a un desplazamiento en forma de domo de las isotermas, indicando flujo ciclónico (flujo de entrada al golfo a lo largo de Sinaloa y de salida a lo largo de BCS). Durante el evento de El Niño 1997-1998 se observó un hundimiento de 50 dbar en la termoclina en noviembre de 1997, así como una anomalía de temperatura de 4°C entre 40 y 120 dbar asociado a una disminución de 0.1-0.2 en la salinidad. Estos rasgos podrían estar asociados a la propagación hacia el polo de un calentamiento observado en el Pacífico ecuatorial a lo largo de la costa de América como una onda baroclínica de Kelvin. La amplitud del primer modo FEO de temperatura y salinidad, utilizando un conjunto de datos históricos y recientes (excluyendo los cruceros en años de El Niño) en la capa superior de 500 dbar, fue ajustada a una señal anual y semianual, resultando en una señal estacional bien definida en la temperatura y salinidad, pero con un desfase de aproximadamente siete meses. El máximo de temperatura (salinidad) se observó el 8 de septiembre (6 de febrero). El flujo de calor neto, tiene máxima salida del golfo en noviembre de 1997 y diciembre de 1992 y las entradas en el resto del año, con el máximo en mayo, precisamente cuando el flujo ciclónico asociado a la señal baroclínica es más evidente. El flujo neto de sal tiene salidas máximas en mayo y diciembre de 1992, y entradas máximas en octubre-noviembre de 1994. Basado en la variación de las propiedades termohalinas y de los flujos, un esquema de circulación es propuesto en la capa superior ($\sim 200\text{ m}$) para explicar la variabilidad estacional observada del intercambio de calor y sal entre el golfo y el Pacífico. La entrada (salida) de calor en mayo (noviembre) se logra por la entrada del ASE (ACC), y la salida en del AGC (ACG).

1. Introducción

El Golfo de California (GC) es el único mar marginal del Océano Pacífico (OP) Oriental Subtropical. Está localizado en el noroeste de México, limita al este con los estados de Sonora y al oeste con la península de Baja California. Hacia el sur, tiene una amplia comunicación con el OP. Usualmente, se ha dividido en varias regiones topográficas asociadas con cuencas oceánicas individuales (Fig. 1). Se caracteriza por ser una zona de gran importancia económica por la alta productividad de sus aguas. En este estudio la zona de interés es en la parte sur donde se comunica con el OP. La entrada al golfo tiene ~200 Km de ancho y profundidades que se extienden hasta más de 2.5 Km en la Cuenca Pescadero (CP). Las dimensiones del área de la entrada son mayores que el radio de deformación de Rossby (~30 Km) de la región, lo que permite el intercambio de una gran cantidad de procesos de mesoescala, así como de propiedades químicas, entre otras. Esta zona es importante para modeladores ya que presenta una condición de frontera abierta.

En el golfo coexisten una variedad de fenómenos físicos de diferentes escalas espaciales y temporales. Entre estos fenómenos tenemos la intensa amplificación de las componentes principales de marea (Marinone y Lavín, 1997), que en el caso del Golfo norte y en particular en la región de las islas, da lugar a una fuerte mezcla vertical y horizontal (Paden, 1991; Lavín et al. 1995; Argote et al., 1995).

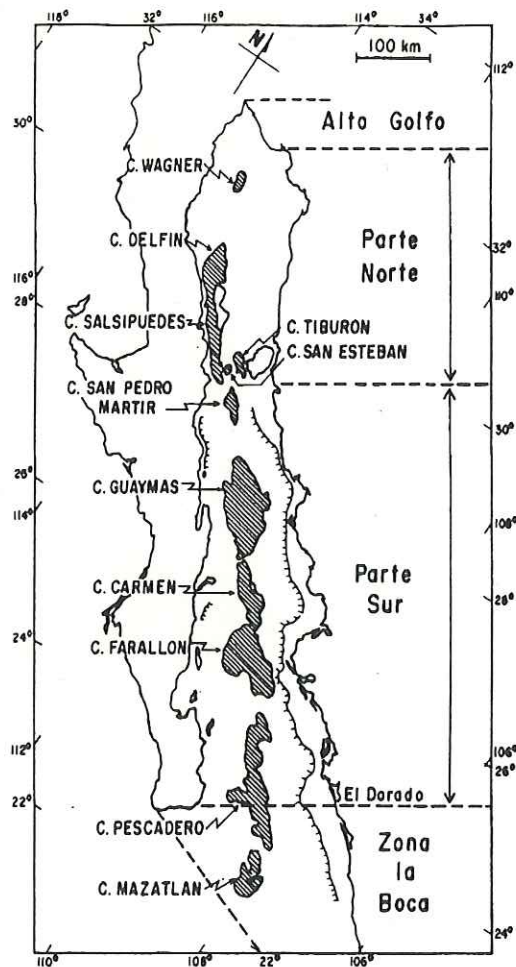


Figura 1. Regiones, cuencas y plataforma continental del Golfo de California. Después de Lavín et al. (1997).

El intercambio de calor y momento con la atmósfera y el océano adyacente también juega un papel preponderante en la dinámica tanto a escalas anuales como interanuales (Lavín y Organista, 1989; Ripa y Marinone 1989; Castro et al., 1994; Collins et al., 1997; Ripa, 1997; Berón-Vera y Ripa, 2000). En la escala espacial del orden de decenas de Km la configuración de la línea de costa interactuando con los rasgos topográficos y la circulación media da lugar

a la formación de 'chorros', surgencias, giros y atrapamiento de ondas (Roden, 1964; Álvarez-Borrego 1983; Navarro-Olache, 1989; Badan et al., 1990; Merrielfield y Winant, 1989; Soto-Mardones et al., 1997). Se han detectado en frecuencias bajas (subinerciales) variaciones del nivel del mar asociadas a fluctuaciones atmosféricas y a señales remotas (Roden y Groves, 1959; Christensen et al., 1983; y Winant, 1989; Ripa, 1997). La comprensión de estos fenómenos ha sido intentada desde un punto de vista observacional así como mediante estudios numéricos. Este último mediante dos enfoques distintos y complementarios: modelos analíticos e híbridos teórico-observacionales sencillos con énfasis en aspectos particulares de la física (Ripa, 1990; Ripa y Velázquez, 1993; Ripa, 1997) y modelos que pretenden resolver versiones más completas de las ecuaciones de movimiento (Argote et al., 1995; Quirós et al., 1992; Carbajal, 1993; Marinone, 1997; Beier, 1997; López, 1997, Marinone, 2001).

1.1 Antecedentes

Las aguas en la entrada al golfo están en una zona de transición compleja. Los vientos son estacionales: durante el invierno vienen del noroeste con velocidades de 8-12 m/s, y durante el verano vienen del sureste con ~5 m/s (Douglas et al., 1993).

En la entrada del golfo, las masas de agua en la capa superior (~200 m) muestran un complejo patrón en su variación temporal y espacial, controlado por los patrones de circulación regional y por el forzamiento remoto y local

dentro y fuera del golfo. En primavera, aguas frías de salinidad intermedia que provienen del Pacífico Noroeste, se esparcen en la entrada con características del Agua de la Corriente de California (ACC), mientras que en otoño, la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) fluye a través de la entrada, transportando el agua Tropical Superficial (ATS) (Wyrski, 1967). Como el golfo es una cuenca de evaporación y aunado a otros procesos como enfriamiento y mezcla, se forma en su interior una agua de mayor salinidad y temperatura conocida como el Agua del Golfo de California (AGC) y es observada principalmente en invierno y primavera en la entrada (Griffiths, 1968; Bray, 1988b; Torres-Orozco, 1993; Castro et al., 2000).

Otras tres masas de agua a mayores profundidades son observadas en la entrada al golfo: desde el fondo hasta 1200 m se encuentra un agua muy estable, el Agua Profunda del Pacífico (APP), la cual se origina fuera del Pacífico, entre Nueva Zelanda y la Antártida. Por encima de ésta, se encuentra el Agua Intermedia del Pacífico (AIP) que varía entre 500-1200 m, esta masa se origina en el Pacífico Ecuatorial Oeste. Entre 150-500 m se encuentra un agua que tiene cierta variabilidad estacional, el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y en otoño e invierno el ASsSt presenta su máxima intrusión hacia el interior del golfo (Torres-Orozco, 1993; Lavín et al., 1997; Castro et al., 2000).

Estimaciones de evaporación realizadas por Roden y Groves (1959), Roden (1964), Lavín y Organista (1988) y más recientemente por Castro et al. (1994) y Berón-Vera y Ripa (2000) encontraron que varía de 0.6-1.0 m/año, lo que indica que es necesario un flujo neto de agua del Pacífico para balancear la

pérdida por evaporación. El flujo de agua es del orden de $\sim 134 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{año}$. Por otro lado estos valores altos de evaporación, así como la ganancia neta anual de calor a través de la superficie del mar ($40\text{-}130 \text{ W/m}^2$) (Lavín y Organista, 1989; Ripa y Marinone, 1989; Paden et al., 1993; Bray, 1988a; Castro et al., 1994) influyen sobre la circulación termohalina que se presenta en el GC. Lo que resulta en una reducida influencia de aguas del GC como fuente de altas salinidades sobre el OP. Comparado con el mar Mediterráneo donde existe también un exceso de evaporación ($\sim 2 \text{ m/año}$), pero con una pérdida de calor anual a través de la superficie. Se genera un intercambio de aguas de tal forma que, aguas profundas del Mediterráneo salen a profundidades que rebasan los 1500 m en el Atlántico.

El intercambio de agua en la entrada del GC ha sido realizado típicamente usando dos métodos (Tabla 1):

1. Utilizando conservación de sal: $Q_i = \frac{FS_0}{S_0 - S_i}$ y $Q_o = \frac{FS_i}{S_0 - S_i}$, donde Q_i (Q_o) son los flujos de entrada (salida) en Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$); S_i (S_o) salinidad promedio de entrada (salida), $F = \text{evaporación} - (\text{precipitación} + \text{aporte de ríos})$.
2. A partir del campo de velocidad; $T_v = \iint v dx dz$, donde T_v (m^3/s) es el transporte de volumen (Sv), v es la velocidad geostrófica, $dx dz$ el area de la sección transversal.

La Tabla I resume los cálculos de transportes de volumen en la entrada al GC en base a estos métodos. Como se observa, hay una discrepancia en los

Tabla I. Resultados de estudios previos de transporte de volumen ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) en la entrada al Golfo de California. Los métodos (1,2) descritos son descritos en antecedentes. (+) entrada y (-) salida de agua.

Autor-Método	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	DIC	Media
R'58 - 1									+1.19
R&G'59 - 2	0.9		1.6		2.2		2.8		-1.17
NR= 500 m	-1.2		-1.5		-1.2		-1.6		1.9
R&G-59 - 1									-1.4
W&W '71- 2	± 2.6			±2.9		3.62			± 3.5
NR= ajustado						-3.65			
R'72 - 2								10	
NR= 1500 m								-12	
AS'78 - 2		1.5							
NR= 500 m		-2.4							
S'93 - 2				11.7				8.4	
NR= PMC				-9.2				-6.5	
C'97 - 2			10.2	9.0				7.8	
NR= PMC			-8.2	-9.8				-5.7	

R'58= Roden (1958); R&G'59= Roden y Groves (1959); W&W'71= Warsh y Warsh (1971); AS'78= Álvarez-Sánchez et al. (1978).; R'72= Roden(1972); S'93= Sepearman (1993); C'97= Collins et al. (1997). NR= Nivel de Referencia. PMC= Profundidad Máxima Común entre estaciones.

valores de transporte geostrófico, lo cual puede ser debido a la variación del nivel de referencia. Por ejemplo, grandes diferencias en los resultados de abril en Roden y Groves (1959) y Collins et al. (1997). Igualmente en los resultados de Warsh y Warsh (1971) comparado con Spearman (1992) y Collins et al. (1997) para mayo. Warsh y Warsh (1971) obtuvieron el transporte de volumen ajustando del nivel de referencia, tal que el intercambio fuera cero.

Como se observa en la Tabla I, los valores mayores de los transportes se obtuvieron usando el Nivel de Referencia (NR) más profundo o con el de

Profundidad Máxima Común (PMC) entre estaciones, en este último cuando los lances son profundos (Spearman, 1993 y Collins et al., 1997). Los cálculos con NR someros (500 m) posiblemente subestimen el flujo, aunque las estimaciones más altas de la tabla, por otro lado, no utilizaron conservación de masa en sus cálculos.

Collins et al. (1997), a partir de observaciones directas del campo de velocidad obtuvieron el transporte de volumen en la entrada del golfo. Ellos reportaron un flujo hacia dentro (hacia afuera) del golfo de 9.6 (-7.3) Sv en abril, en mayo 9.0 (-9.8) Sv, en diciembre 5.8 (-4.2) y 6.8 (-6.8) Sv en enero. Estos autores justifican que las diferencias observadas en los flujos de entrada y salida pueden deberse a que sus secciones no incluyen el área sobre la plataforma de Sinaloa o a las limitaciones de sus métodos. Lo que es muy notable es que estos flujos medidos a partir de observaciones de velocidades directas hasta el fondo, presentan valores más altos que los históricos.

En lo que respecta al intercambio de sal: Berón-Vera y Ripa (2000), usando datos históricos y un modelo simplificado de dinámica estudiaron el balance estacional de la salinidad en la capa superior de 400 m en el golfo. Sus resultados muestran que en el promedio anual el golfo pierde agua a través de la superficie del mar a razón de 0.61 ± 0.03 m/año, lo que requiere un flujo residual neto de salinidad hacia afuera del golfo de $(9.8 \pm 0.4) \times 10^{-2}$ ups Sv de sal a través de la boca. Una función armónica (anual + semianual) fue ajustada al campo medio de los datos, obteniendo como resultado que el golfo exporta

sal de marzo a julio (máximo $\approx 1.3 \pm .6 \times 10^{-1}$ ups Sv de sal y de octubre a diciembre, e importa sal durante enero-febrero y de julio a octubre (máximo $\approx -1.0 \pm .6 \times 10^{-1}$ ups Sv). [1 ups Sv de sal = 10^6m^3 sal/ s].

El calentamiento diferencial del golfo y del Pacífico requieren un intercambio de aguas entre el Pacífico y el golfo. El intercambio de calor entre el golfo y el OP ha sido estudiado recientemente en diferentes formas. Castro et al. (1994) usando datos oceanográficos y meteorológicos, formó 11 cajas a lo largo del golfo y estimó el flujo horizontal de calor en la capa superior de 400 m, a partir del balance entre el calor almacenado y la entrada de calor a través de la superficie. Ellos encontraron que en el golfo, la máxima entrada (salida) de calor del Pacífico ocurre en Mayo (Noviembre) siendo 21 TW (-59 TW), respectivamente ($1 \text{ TW} = 10^{12} \text{ W}$).

Ripa (1997) obtuvo la componente anual del flujo horizontal de calor, de la advección de temperatura a partir del campo geostrófico medio (con la condición de transporte cero) en 7 secciones transversales a lo largo del golfo. Aunque encontró en amplitud y fase un buen acuerdo con Castro et al. (1994) en la mayoría de las secciones, se observan discrepancias en la sección de la entrada. Berón-Vera y Ripa (2000) resolvieron aspectos tridimensionales del balance estacional de calor en el GC, y encontraron resultados similares en el flujo de calor horizontal a Castro et al. (1994).

Cabe mencionar que el trabajo de Ripa (1997) y el de Collins et al. (1997) son los únicos que utilizaron el campo de velocidad para calcular el flujo de

calor en la entrada del golfo. Estos últimos autores estimaron los flujos de calor en la capa superior de 300 m de la entrada al golfo (ajustado a que el flujo de sal sea cero), observando flujo de calor hacia fuera del golfo en mayo (-0.1 TW) y hacia dentro en diciembre (2.0 TW). Las posibles discrepancias con Castro et al. (1994), las atribuyen a condiciones oceanográficas y meteorológicas en esos períodos, y a la falta de información de circulación sobre la plataforma de Sinaloa.

Los estudios de circulación en la boca del golfo indican un patrón complejo en el flujo, con variaciones espaciales y temporales en los flujos de entrada y salida. Las observaciones de deriva de barcos sugieren un flujo ciclónico en invierno y un flujo anticiclónico en verano (Wyrski, 1965). Roden (1972), realizó observaciones de STD con una resolución 3 m en la vertical y de 9 Km en la horizontal en la entrada del GC. A partir del campo geostrófico referido a 1500 m, observó un flujo angosto (30 Km) y profundo (>1000 m) de salinidad alta hacia fuera del golfo a lo largo de Baja California Sur (BCS), con velocidades en la superficie de 0.55 m/s y 0.4 m/s a 600 m de profundidad. En la parte central observó un flujo hacia dentro de menor intensidad, con dos núcleos: uno de 20 Km de ancho (entre 50-450 m) con velocidades máximas de 0.26 m/s, y otro flujo un poco más ancho de 0.46 m/s en la superficie. Álvarez-Sánchez et al. (1978) usando cálculos geostróficos al nivel de referencia de 500 m, muestran una amplia región de salida cerca de Sinaloa, con velocidades de 0.30 cm/s en la superficie y 0.03 m/s a 300 m de profundidad. Observan que la

entrada de agua hacia el golfo es por la parte central con intensidades de 30 a 40 cm/s en la superficie.

Las primeras observaciones directas de corrientes a través de la entrada al golfo fueron realizadas por Collins et al. (1997) en abril, mayo y diciembre de 1992 y enero de 1993. Encontraron que el flujo hacia dentro del golfo ocurre a lo largo de Sinaloa y sale a lo largo de BCS.

Bray (1988a) estudió la circulación termohalina en el GC. Utilizando datos de 9 cruceros históricos en la parte central (Guaymas - Sta. Rosalía) obtuvo el transporte promediado anualmente, que es intercambiado a través de la capa superior de 500 m, el cual fue de $\pm 0.93 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$, el flujo de calor neto -22 W/m^2 y el exceso de evaporación neto implicado fue de 0.80 m/año . En estos cálculos, además de la aplicación del balance geostrófico, añadió la restricción de transporte de masa cero, para determinar el campo de velocidad absoluto. Para identificar el intercambio vertical, promedió el transporte a lo largo de superficies horizontales con la idea de cancelar las componentes de recirculación a un nivel dado. Encontró un patrón de circulación de tres capas: el agua generalmente fluye hacia fuera entre 50 y 250 m y hacia adentro de golfo entre 250 y 500 m. Sugirió también que la capa superficial muestra una tendencia controlada por el patrón estacional de vientos, hacia el norte en verano y al sur en invierno.

Finalmente, la variabilidad interanual asociada con el fenómeno de El Niño afecta las condiciones en el golfo al producir anomalías positivas del nivel

del mar, calentamiento en la capa superficial del mar y disminución en la salinidad de 0.1-0.2 (Baumgartner y Christensen, 1985; Robles y Marinone, 1987; Bray, 1991; Lavín et al., 1997). Baumgartner y Christensen (1985) sugieren que durante eventos de El Niño, el giro Norecuatorial (formado por la Contracorriente Norecuatorial y la Corriente Norecuatorial, el cual esta ligado a la CCCR) se intensifica. Lo que implica un incremento de advección de aguas hacia el polo por la CCCR y su penetración hacia el norte a través de la boca del GC así como el retiro de la CC lejos de la entrada al golfo. Durante el pico en la fase de El Niño, el Agua Superficial Ecuatorial es dominante en la capa superior de 50 m en la boca del golfo, esto como resultado de la intensificación de la CCCR.

Bray y Robles (1991) observaron que durante las condiciones de El Niño 1982-83, en marzo de 1983, la presencia del ASE como del ACC fueron encontradas en la boca del GC. Lo anterior lo atribuyen al forzamiento regional inducido por cambios en el campo de viento (Simpson, 1983; 1984a,b, citados en Bray y Robles, 1991). El transporte hacia el sureste de la CC se incrementó durante primavera y verano, así como la Contracorriente de California en verano-otoño durante el evento de El Niño 1982-83 (Simpson, 1984b, citado en Bray y Robles). Estos resultados implican que el ACC puede también alcanzar la boca del golfo en años de condiciones de El Niño.

1.2 Objetivos

La entrada al golfo es la única región donde existe un forzamiento oceanográfico hacia el interior del golfo. El objetivo general es estudiar la variabilidad espacial y temporal en escala estacional e interanual, de las propiedades físicas y de los flujos de calor, sal y agua en la entrada al Golfo de California.

Conociendo, o teniendo una idea de los flujos en esta región y como están asociados a las propiedades físicas, permitirá más adelante hacer conjeturas sobre los posibles procesos que actúan en la boca del golfo.

Objetivos particulares:

- I. Analizar la variabilidad espacial y temporal de los campos de temperatura, salinidad y densidad. Así como la presencia y ruta principal de las masas de agua.
- II. Analizar el campo de circulación baroclínico y su influencia en los procesos de intercambio termohalinos.
- III. Evaluar la variabilidad de los transportes de volumen, calor y sal.
- IV. En épocas de condiciones de El Niño, analizar como el campo termohalino es modificado.

Preguntas que se pretenden contestar:

- i. El flujo de calor horizontal es obtenido en este estudio, con base al campo de velocidad geostrófica ajustado al flujo de masa cero. ¿Coincide éste con las entradas (salidas) máximas de calor en mayo (noviembre) entre el Océano Pacífico y el Golfo obtenidas en otros estudios (Castro et al., 1994 y Berón-Vera y Ripa, 2000)? Si no, ¿cuales son las causas de las diferencias?
- ii. Las propiedades termohalinas establecen el patrón de circulación baroclínico. ¿De que forma está la variabilidad estacional y/o interanual físicamente relacionada al flujo de calor y sal en la entrada al golfo?

1.3 Plan de la Tesis

Esta tesis contiene los resultados de observaciones recientes (1992-99) de nueve crueros, utilizando datos de CTD (Temperatura-Salinidad-Profundidad) de alta resolución, en varias secciones transversales en la región de la entrada al GC, y es organizada como sigue.

Inicialmente se presentan las características de los experimentos realizados, así como la metodología aplicada para el análisis de los datos. Posteriormente se estudia la sección principal (Sección A, línea entre Cabo

Pulmo, BCS y el Dorado, Sinaloa). Se inicia con la descripción y análisis de la variabilidad temporal y espacial de las características termohalinas. Se homogenizan las mallas para obtener campos medios y desviación estándar. Se utiliza la técnica de Funciones Empíricas Ortogonales para obtener mejor detalle de la estructura termohalina. Se aplica un análisis isopical para resolver la influencia de la salinidad sobre la densidad, que es la propiedad fundamental en la identificación de masas de agua que ahí ocurren. También, datos históricos se mezclan con los datos recientes en la sección principal, para tener más robusta la variabilidad temporal y espacial.

Finalmente para la sección A, se resuelven los cálculos dinámicos para obtener la variabilidad del flujo baroclínico, así como los flujos de calor, sal y agua.

El estudio de las secciones internas del golfo, entre Isla Cerralvo e Isla San José tiene como objeto observar si hay respuestas diferentes o cambios notables en las estructuras encontradas en la sección principal. Estos datos permitirán observar si algunos fenómenos que ocurren en la boca del golfo son locales, o se propagan hacia dentro. Aquí se obtiene también detalles observados en la estructura termohalina y circulación baroclínica.

2 Área de estudio

En este estudio el interés está centrado en la parte sur de la región sur (Fig. 1), entre la línea que une a Cabo Pulmo, B.C.S., con el Dorado, Sinaloa, y hasta la línea que comprende una sección frente a Isla San José, B.C.S. (Fig. 2). La entrada del GC es de cerca de 200 Km de ancho con profundidades que se extienden hasta los 2.5 Km en la Cuenca Pescadero (CP). Un rasgo topográfico en esta zona es la presencia de la Montaña Marina de Alarcón, localizada aproximadamente a 70 Km de Cabo Pulmo, BCS, con un ancho de ~20.5 Km y una escala vertical de 1000 m a 2600 m de profundidad. Por otro lado, la costa de Sinaloa presenta una plataforma amplia, en contraste con una plataforma casi nula del lado de BCS (Fig. 2).

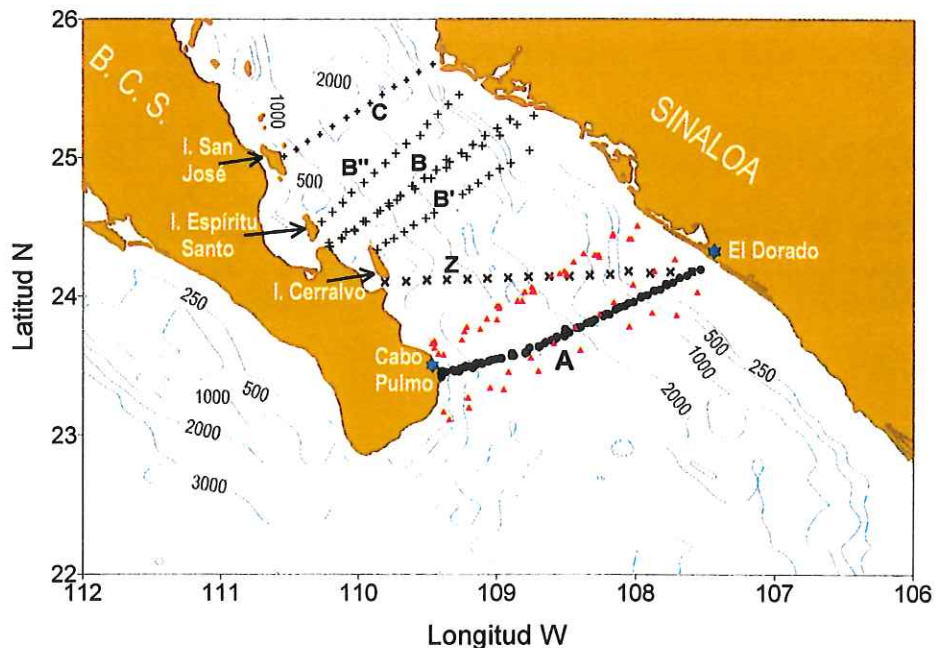


Figura 2. Posiciones de las estaciones de CTD de las diferentes campañas oceanográficas realizadas en la boca del Golfo de California (Tablas II y III). Los triángulos rojos pertenecen a los cruceros históricos (Tabla IV).

3 Datos

3.1 Datos Hidrográficos. Perfilador CTD.

La Universidad Autónoma de Baja California (UABC) a realizado una serie de cruceros oceanográficos en el período 1992-99 en la región de la boca del Golfo de California. Las campañas han sido denominadas PESCAR, en seguimiento a la tradición del primer crucero del proyecto "**Pegasus in the Sea of Cortes Area**" en colaboración entre el Instituto de Investigaciones Oceanológicas y la *Naval Postgraduate School* de Monterey, California, EU.

En estos cruceros los datos de Temperatura, Conductividad y Presión han sido obtenidos mediante un perfilador CTD, y dependiendo del barco que realizó el crucero, las características de este aparato variaron. En general se utilizaron CTD's del tipo SeaBird (25, 911 Plus) de muy buena precisión (0.0003 S/m, 0.001°C, 0.9 dbar). La salinidad fue calculada usando la Escala Práctica de Salinidad 1978 (UNESCO, 1991).

La calibración y calidad de los datos se reportó en Rago et al. (1992), Spearman (1993), Garfield et al. (1995); Blanco et al. (1994); Larios et al. (1995, 2000); Blanco et al. (1995); Blanco et al. (1996); Castro et al. (2000a, 2000b).

Las observaciones de los PESCAR's comprenden de trece cruceros oceanográficos colectados en diferentes secciones en la entrada al golfo entre Baja California Sur y Sinaloa, en este estudio sólo se utilizan nueve. La localización de las estaciones donde se realizaron los lances de CTD, se presentan en la Figura 2. Nueve secciones fueron realizadas aproximadamente

en la misma línea entre Cabo Pulmo, B.C.S., y el Dorado, Sinaloa (Sección A, Tabla II). Más al norte, al sur de la Cuenca Farallón, se realizaron 8 secciones (Sección B-C, Tabla III). A lo largo de estas líneas los lances tuvieron un espaciamento aproximado de 10 Km para resolver la variabilidad de mesoescala.

3.2 Cruceros Históricos

Los datos de los cruceros históricos utilizados en este estudio son parte del banco de datos del Centro de Investigación Científica y Superior de Ensenada (CICESE) que provienen de varias fuentes. Estos datos consisten principalmente en lances de botellas Nansen y de CTD, cubriendo estaciones muy cercanas a los datos de la sección A (Fig. 3). La gran diferencia entre estos datos y los cruceros PESCAR's, es que en los últimos, la distancia entre las estaciones siempre es del orden de la mitad del Radio de deformación de Rosbby para la región (~25 Km). En la tabla IV se encuentra la lista de los cruceros históricos utilizados.

Tabla II. Lista de los cruceros realizados en la sección A.

Mes - día	Año	Fuente	Buque	Lances
FEB 8-9	1994	IIO ¹	<i>Fco. de Ulloa</i>	14
FEB 28-29	1999	IIO	<i>Fco. de Ulloa</i>	22
MAY 2-4	1992	IIO-NPS ²	<i>DeSteiguer</i>	19
MAY 28-30	1998	FCM ³	<i>Fco. de Ulloa</i>	20
AGO - 2-4	1998	IIO	<i>Fco. de Ulloa</i>	20
AGO 13-15	1995	IIO	<i>El Puma</i>	21
OCT 31/ NOV 1	1994	IIO-SM ⁴	<i>A. de Humboldt</i>	20
NOV 19-20	1997	FCM	<i>Fco. de Ulloa</i>	23
DIC 29-31	1992	IIO-NPS	<i>Point Sur</i>	20

¹IIO Instituto de Investigaciones Oceanológicas, UABC

²NPS Naval Postgraduate School

³FCM Facultad de Ciencias Marinas, UABC

⁴M Secretaría de Marina

Tabla III. Lista de los cruceros realizados en las secciones B-C y Z.

Mes - día	Año	Fuente	Buque	Sección	Lances
FEB 25-26	1999	IIO	<i>Fco. de Ulloa</i>	B	16
MAY 27-28	1998	FCM	<i>Fco. de Ulloa</i>	B	16
AGO 6-7	1998	IIO	<i>Fco. de Ulloa</i>	B	16
AGO 12-13	1995	FCM-IIO	<i>El Puma</i>	Z	16
AGO 20-21	1995	FCM-IIO	<i>El Puma</i>	B	12
SEP 13-15	1997	FCM-SM	<i>A. de Humboldt</i>	B''	14
OCT 31- NOV 1	1994	IIO-SM	<i>A. de Humboldt</i>	B'	14
NOV 17-18	1997	FCM	<i>Fco. de Ulloa</i>	B	13
NOV 16-17	1997	FCM	<i>Fco. de Ulloa</i>	C	11

Tabla IV. Datos históricos cercanos a la Sección A (Fig. 2).

Mes - día	Año	Fuente	Buque	Lances
ENE 7-6	1984	⁵ UNAM	<i>El Puma</i>	9
FEB 19-20	1957	⁶ CALCOFI	<i>New Horizon</i>	8
MAR 10-11	1983	⁷ CICESE	<i>El Puma</i>	12
ABR 7-6	1984	CICESE	<i>New Horizon</i>	9
ABR 9-8	1957	CALCOFI	<i>Black Douglas</i>	7
MAY 4-5	1959	CALCOFI	<i>S. F. Baird</i>	7
JUN 10-11	1957	CALCOFI	<i>Stranger</i>	7
JUL 13-14	1967	CALCOFI		5
AGO 11	1957	CALCOFI	<i>Stranger</i>	7
DEC 7-8	1993	CICESE	<i>El Puma</i>	16

⁵UNAM Universidad Nacional Autónoma de México

⁶CALCOFI California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations

⁷CICESE Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada

4 Metodología

Con el conjunto de datos recientes de la sección A (secciones B-C) se formó un ciclo anual, por ejemplo, invierno se midió en diciembre de 1992, febrero en 1994 y febrero de 1999. Para algunos análisis los datos de la sección A se mezclaron con los datos recientes e históricos, como se explica más adelante. Ciertas secciones (ejemplo: noviembre de 1997) fueron realizadas en condiciones del El Niño, lo cual contrasta con el ciclo estacional normal.

4.1 Estructura termohalina

Para la identificación de las masas de agua en la entrada al golfo, se realizaron gráficas de temperatura potencial, θ (referida a la superficie, $p_r = 0$) vs. Salinidad, S , de las secciones A-C. Se incluyen los rangos termohalinos de la clasificación propuesta por Torres-Orozco (1993). Esta clasificación se basa en observaciones de datos históricos (1939-1986) dentro del Golfo de California. Isolíneas de la anomalía de densidad potencial γ_θ (Kg/m^3) son incluidas en el diagrama θ - S , y son obtenidas mediante la ecuación de estado (UNESCO, 1991).

$$\gamma_\theta = \rho(S, \theta, p, p_r = 0) - 1000 \text{ (kg/m}^3\text{)}, \quad (1)$$

donde p = presión (dbar) y p_r = presión de referencia.

Con el objeto de obtener los rasgos predominantes en la estructura de los campos observados de los cruceros, se obtuvieron perfiles promedio transversales de la sección utilizando la ecuación:

$$\bar{\Gamma}_p(j) = \frac{1}{N} \sum_{x=1}^N \Gamma_{xp}(j), \quad (2)$$

donde Γ , puede ser θ , S o γ ; N es el número de lances a través de la sección (Tablas 2, 3), x es la escala horizontal (representa los lances entre Baja California y Sinaloa), p es la escala vertical dada por la presión (dbar) y j el tiempo cuando se realizó el crucero. Para observar la variabilidad espacial para cada crucero, se realizaron gráficas de isolineas, utilizando el paquete de cómputo Surfer (Golden Software, Inc., 1999).

4.2 Análisis Objetivo

Con el fin de tener los datos observados en mallas regulares y realizar cálculos estadísticos, una técnica de Análisis Objetivo (AO) es utilizada en este estudio en la zona de la sección A (Fig. 2). Esta técnica consiste en estimar los valores de un campo observado, en algún punto arbitrario de un conjunto de mediciones. De manera general podemos definir al AO como un proceso de estimación óptima de datos espaciados aleatoriamente a un conjunto de datos regularmente espaciados en puntos de una malla definida. Este proceso puede ser expresado matemáticamente. La base teórica es el teorema de Gauss-Markov, presentado por primera vez por Gandin (1969), con la idea de presentar un procedimiento sistemático para producir mapas de parámetros meteorológicos en una malla especificada en la utilización de predicción del tiempo. Aplicaciones oceanográficas de este método son encontradas en

Bretherton et al. (1976), Freeland y Gould (1976), Carter y Robinson (1987) entre otros.

El teorema de Gauss-Markov consiste en ajustar en el sentido de mínimos cuadrados un mapeo óptimo a un conjunto de observaciones. Para un campo escalar, el problema general es calcular un estimador $\varphi'(x)$ del valor observado $\varphi(x)$ [φ = temperatura, salinidad, etc. y $x=(x,y)$, x = latitud, distancia, y = longitud, profundidad, etc.] en posiciones específicas (éstas no siempre coinciden con las posiciones de las observaciones). La ecuación que expresa el estimador es la siguiente:

$$\varphi' = C\varphi. \quad (3)$$

El problema se reduce a estimar C [$C_{ij} = A_{\varphi'\varphi} A^{-1}_{\varphi'\varphi}$; donde $A_{\varphi'\varphi}$ es la matriz de correlación entre puntos observados y estimados y $A^{-1}_{\varphi'\varphi}$ es la inversa de la matriz de correlación entre puntos estimados]. Como generalmente no se tienen observaciones suficientes para cubrir todo el campo y determinar su función de correlación, se utiliza a priori una función de correlación isotrópica conocida.

En este estudio para cada crucero individual los campos de temperatura potencial, $\theta_{xp}(j)$ y salinidad $S_{xp}(j)$ son interpolados usando AO para obtener los campos estimados $\hat{\theta}_{xp}(j)$, $\hat{S}_{xp}(j)$ y $\hat{\gamma}_{xp}(j)$ en una malla de 10 Km por 10 dbar (m) de resolución espacial. Se utilizó una función de covarianza de la forma $\exp(-r^2/C^2)$, donde r es la separación entre los puntos de datos ($r^2 = \Delta x^2 + \Delta y^2$)

y $C = 25$ Km, es del orden del radio de deformación de Rossby típico en la zona. Los límites de la malla en la horizontal en el AO van de 5 Km de Cabo Pulmo, B.C.S., a 185 Km cerca de Sinaloa, y de la superficie hasta la profundidad máxima común entre los cruceros recientes (en los históricos se resolvió hasta 500 m). Estos límites no alcanzan toda la frontera, pero incluyen mucho de la dinámica de interés en el área de estudio.

Un ciclo anual fue formado con los datos de diferentes años y los valores medios, $\langle \hat{\theta}_{xp} \rangle$, $\langle \hat{S}_{xp} \rangle$ y $\langle \hat{\gamma}_{\theta_{xp}} \rangle$, desviaciones estándar, $\sigma_{\hat{\theta}}$, $\sigma_{\hat{S}}$ y $\sigma_{\hat{\gamma}_{\theta}}$, y anomalías, $\hat{\theta}_{xp}(j) - \langle \hat{\theta}_{xp} \rangle$ y $\hat{S}_{xp}(j) - \langle \hat{S}_{xp} \rangle$ se calcularon para los mapas objetivos de los nueve cruceros recientes que caen en la línea que une Cabo Pulmo, con el Dorado Sinaloa (sección A, Fig. 2).

4.3 Funciones Empíricas Ortogonales

Con el objeto de estudiar variabilidad oceánica en la entrada al GC, se aplica la técnica de Funciones Empíricas Ortogonales (FEO) a los campos de $\hat{\theta}_{xp}(j)$, $\hat{S}_{xp}(j)$ y $\hat{\gamma}_{xp}(j)$. Análisis de FEO es un método estadístico usado para descomponer un conjunto de datos en una combinación lineal no correlacionada de funciones separadas de las variables originales. En muchas aplicaciones de oceanografía, un conjunto de datos en espacio y tiempo, $D(\mathbf{x}, t)$, son descompuestas en funciones separables de tiempo y espacio clasificados de acuerdo a su varianza (Kelly, 1985; Emery, 1997). Básicamente, la

descomposición empírica ortogonal consiste en expresar las observaciones de algún campo muestreado D , como una transformación lineal homogénea ortonormal o rotación de coordenadas, matemáticamente:

$$D = AF; \quad D_{ij}(x, z, t) = \sum_{i=1}^m a_i(t) f_{ij}(x, z), \quad (4)$$

donde F es una matriz ortonormal $m \times m$, tal que $I = FF'$, F' es la transpuesta de F , I la matriz identidad. Esta matriz F representa a los eigenvectores o los modos espaciales. La matriz A puede ser considerada una matriz $n \times m$, con elementos a_{ij} , que satisface a la ecuación (4). El subíndice i , enfatiza que A no es función de espacio, sólo del tiempo, y que sobre un tiempo dado es un vector renglón A_i con elementos a_i ($i = 1, 2, \dots, m$) los cuales son constantes sobre toda la región. Los valores de a_i son llamados amplitudes o modos temporales.

Los datos que se utilizan para este análisis son las salidas de AO y consisten de una secuencia de $NT = 9$ secciones de los datos de la sección A (Tabla 1), representadas como: $D(x, z, t) = \{D_i\}$, $i = 1, 2, \dots, 9$ donde D_i denota la i -ésima sección (o crucero) en $D(x, z, t)$. Como se dijo anteriormente, estos campos fueron estimados en una malla de 10 Km x 10 dbar, sobre 180 Km en la horizontal y en este caso se tomó hasta 500 dbar en la vertical. D_i contiene $NL = 50$ líneas y $NC = 19$ columnas en un arreglo que consiste de 950 puntos espaciales. Además el conjunto D consiste de $NT = 9$ realizaciones distintas (cruceros). El siguiente paso fue formar un arreglo de datos con todo D_i . Esto se hizo formando un vector columna (950 renglones), concatenando las 19

columnas para cada sección oceanográfica. Agregando una columna para cada sección, el arreglo finalmente quedo de 900 renglones por 9 columnas. Como el objetivo del análisis es describir la variabilidad en D, solo se les quito la media temporal a los datos. La tendencia temporal no fue quitada debido a que la serie es una composición de años distintos, y además no se observó una diferencia significativa en los resultados quitando y no la tendencia.

4.4 Análisis Isopicnal

Se estudió la respuesta del océano a la variabilidad de la salinidad sobre superficies de anomalía de densidad potencial realizando un análisis de FEO de los campos de densidad contra salinidad para cada crucero. Los datos fueron contruidos de la siguiente forma:

$$(\hat{\gamma}_{\theta \min})_{\max} \leq \hat{\gamma}_{\theta} \leq (\hat{\gamma}_{\theta \max})_{\min} \quad (5)$$

donde $(\hat{\gamma}_{\theta \min})_{\max}$ significa obtener el valor mínimo de densidad cerca de la superficie pero a la vez el máximo para que lo tengan todos los cruceros. Por ejemplo, los cruceros de verano son los que tienen el mínimo de densidad pero no los de invierno, entonces, el valor que se toma es el de invierno ya que el de verano también lo contiene pero a mayor profundidad. Para el $(\hat{\gamma}_{\theta \max})_{\min}$ es alrevés, pero para valores profundos. Despues se realiza una interpolación para cada crucero entre los datos obtenidos anteriormente de $\hat{\gamma}$ y el correspondiente valor de salinidad que correspondan a dichos valores de densidad.

4.5 Ajuste armónico

La señal estacional es extraída para ciertas variables (ejemplo: la amplitud de los modos estadísticos de FEO; transporte horizontal de calor), por lo que se realiza un ajuste por cuadrados mínimos de la forma

$$\Lambda \approx \Lambda_0 + \Lambda_1 \cos(\omega t - \delta_1) + \Lambda_2 \cos(2\omega t - \delta_2), \quad (6)$$

donde t es el tiempo cuando se realizó el crucero (en días julianos), $\omega = 2\pi/365$ días⁻¹, $\Lambda_1(\Lambda_2)$ y $\delta_1(\delta_2)$ son las amplitudes y fases de la señal anual (semianual), respectivamente. La varianza explicada es calculada para comparar la bondad del ajuste. El ajuste es realizado incluyendo y sin incluir datos con condiciones de El Niño.

4.6 Anomalía de altura dinámica y geostrofía

La anomalía de altura dinámica (AAD) y la velocidad geostrófica se calcularon con base a las normas de la UNESCO (1991). La AAD en metros dinámicos (1 metro dinámico= 10 J/Kg) es obtenida mediante la siguiente expresión:

$$\Delta D = 10^{-5} \int_{P_0}^{P_n} \delta dp, \quad (7)$$

donde δ es la anomalía de volumen específico (10^{-8} m³/Kg), p la presión en dbar. La velocidad gesotrófica se obtuvo de la diferencia de altura dinámica

(ΔD) entre pares de estaciones (E_1-E_2 , E_2-E_3 ..., $E_{n-1}-E_n$), donde E_1 es la estación más próxima a Baja California y E_n la más alejada, y es expresada por:

$$V_{xz} = V - V_r = \frac{(\Delta D_{En} - \Delta D_{E(n-1)})}{fL}, \quad (8)$$

donde n es el número de lance, $f = 2\Omega \sin \varphi$ es el parámetro de Coriolis (s^{-1}), Ω es la velocidad angular de la tierra ($7.29 \times 10^{-5} s^{-1}$), φ la latitud, L es la distancia entre las dos estaciones y V_{xz} la velocidad geostrófica en m/s perpendicular a la línea entre el par de estaciones, relativa a la presión del nivel de referencia p_r . En este estudio el nivel de referencia que se utilizó es el de la profundidad máxima común entre par de estaciones.

Los campos de velocidad geostrófica media, $\langle \hat{V}_{xp} \rangle$ y desviación estándar, $\sigma_{\hat{V}}$, son calculados a partir de los campos de velocidad geostrófica, $\hat{v}_{xp}(j)$, los cuales fueron obtenidos mediante los campos temperatura y salinidad previamente estimados con AO. A la velocidad geostrófica no se le aplicó directamente la técnica de OA ya que no es un escalar y no se tienen sus componentes (u , v) del campo de velocidad.

4.7 Flujos de calor, sal y volumen

4.7.1 Flujo de calor

El flujo de calor oceánico es calculado siguiendo las sugerencias de Bacon y Fofonoff (1996) con la siguiente ecuación:

$$Fc = \int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 \theta \rho C_p v dA, \quad (9)$$

donde θ es la temperatura potencial definida anteriormente, ρ densidad 'in situ' [$\rho = \rho(P, S, T)$], C_p es el calor específico del agua de mar calculado en la superficie ($C_p = C_p[P = 0, \theta, S]$), v la velocidad a través de la sección y dA como un elemento de área de múltiples incrementos a lo largo de la coordenada horizontal dx y la coordenada vertical dz . Las unidades del Fc son Watts. La velocidad utilizada en el cálculo de Fc debe obedecer la imposición de que el flujo neto de masa a través de la sección cerrada debe ser cero, o sea:

$$FM = \oint \rho v dA = 0. \quad (10)$$

Como en este estudio la velocidad con la que se cuenta es la velocidad geostrofica ($\hat{v}_{xp}$), es necesario modificarla para cumplir la restricción de flujo de masa cero en la sección (ec. 10). La nueva velocidad corregida debe ser sustituida en la ecuación de flujo de calor. Para calcular tal velocidad, se utilizaron dos aproximaciones:

1. Sumar una constante a la velocidad geostrofica, $\hat{v}_{xp} + c$, donde c es la velocidad desconocida al nivel de referencia en toda la sección (Ochoa y Bray, 1994):

$$\int_{E_n}^{E_1} \int_{-h}^0 \rho (\hat{v}_{xp} + c) dx dz = 0, \quad (11)$$

despejando la constante después de integrar resulta:

$$c = \frac{- \int_{E_n}^{E_1} \int_{-h}^0 \rho \hat{v}_{xp} dx dz}{\int_{E_n}^{E_1} \int_{-h}^0 \rho dx dz}. \quad (11.a)$$

2. En esta aproximación se aplica el método utilizado en Marinone y Ripa (1988) (basados en Wunsch (1978), entre otros) para estimar velocidades absolutas. En este caso a la velocidad geostrófica se le suma una velocidad que varía para cada par de estaciones $\hat{v}_{xp}(j) + c_i$. De manera similar c_i es una velocidad desconocida al nivel de referencia, y con base en éstos autores, es obtenida minimizando una medida cuadrática, requiriendo conservación de masa a través de toda la sección, lo que resulta en la siguiente expresión:

$$c_i = \frac{-P_i Q}{W_i \sum_j \frac{P_j^2}{W_j}}, \quad (11.b)$$

donde: $P_i = \int_{E_n}^{E_{(n-1)}} \int_{-h}^0 dx dz$ es el área total de cada perfil de velocidad,

$Q = \int_{E_n}^{E_1} \int_{-h}^0 \rho V_{ij}' dx dz$, es el transporte geostrófico neto cuando $c_i = 0$;

$W_j = P_j^\gamma$ ($\gamma = 0, 1$) son pesos. Cuando $\gamma = 1$: $c_i = \frac{-P_i Q}{P_i \sum_j \frac{P_j^2}{P_j}} = \frac{-Q}{\sum P_j}$, y la variación

de c_i no tiene efecto notable, excepto el nivel de referencia. Finalmente el valor

de c_i que se utiliza es cuando $\gamma = 0$, $c_i = \frac{-P_i Q}{\sum_j P_j^2}$

4.7.2 Flujo de sal

Para el flujo de sal en la sección se utiliza la siguiente expresión:

$$F_s = \int_{E_n}^{E_1} \int_{-h}^0 S \rho v \, dA, \quad (12)$$

donde S es la salinidad. La velocidad es obtenida por las aproximaciones 1 y 2 definidas anteriormente. F_s tiene unidades de Kg de sal por segundo (Kg/s).

4.7.3 Flujo de volumen

El transporte de volumen es calculado por:

$$T_v = \int_{E_1}^{E_n} \int_{-h}^0 v \, dA, \quad (13)$$

donde la velocidad v es obtenida por las aproximaciones 1 y 2. El calcular dicho transporte con tales velocidades resulta que el flujo neto de volumen sea igual a cero. Las unidades de T_v son en Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).

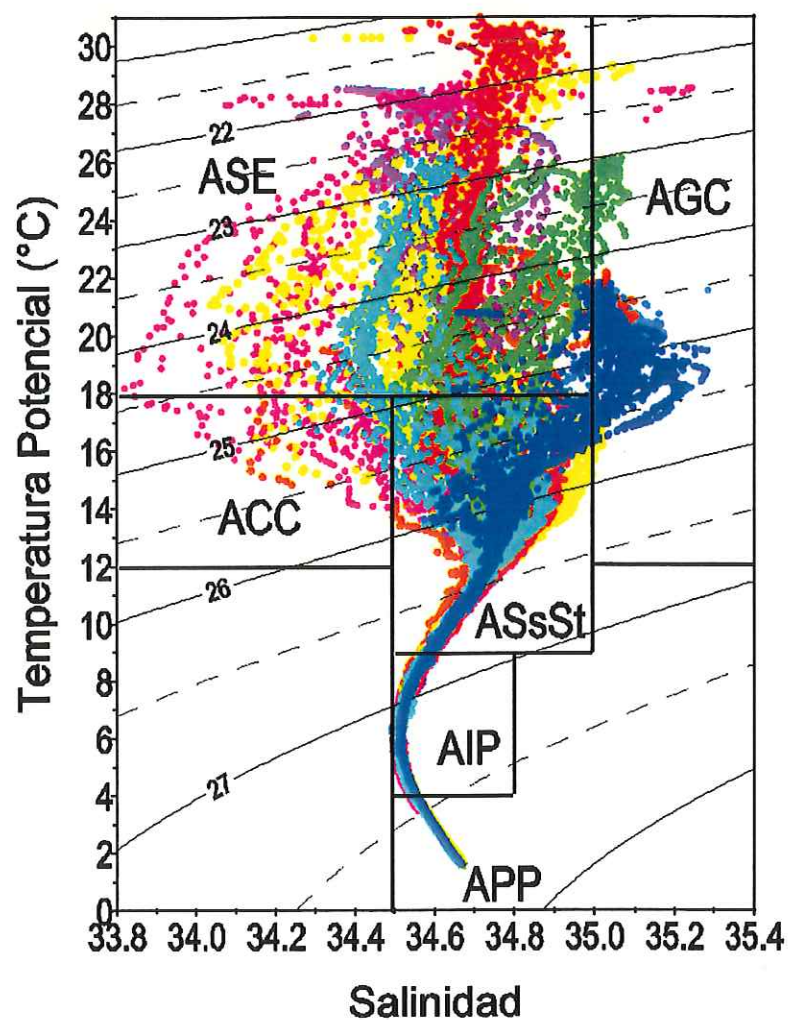
5 Resultados

5.1 Sección A

5.1.1 Variabilidad de las propiedades termohalinas.

Las características termohalinas de las masas de agua en la entrada del golfo para los datos obtenidos en los nueve cruceros (Tabla 1) de la sección A se muestran en el diagrama θ -S (Fig. 3). Los intervalos definidos para las masas de agua son los usados por Torres-Orozco (1993) y delimitan los rangos θ -S para las seis masas de agua que han sido observadas.

En la Figura 3 se observa que para las aguas más frías (más densas) que 12°C ($\gamma_{\theta} = 26.5 \text{ Kg/m}^3$), las características del agua a cualquier profundidad fueron muy uniformes comparadas con las aguas de mayor temperatura. A 12°C , la salinidad media fue de 34.7, y disminuye conforme decrece (aumenta) la temperatura (densidad), hasta llegar a un mínimo (34.55) en el núcleo del Agua Intermedia del Pacífico donde la temperatura fue de 6°C . En el fondo de la CP, las propiedades termohalinas del Agua Profunda del Pacífico fueron de 1.5°C y 34.68. Para aguas con temperaturas mayores que 12°C , hubo una variabilidad considerable en las propiedades termohalinas. En algunos cruceros se observó tanto el AGC como el ACC (agosto de 1995, octubre-noviembre de 1994 y diciembre de 1992) mientras que otros cruceros presentaron condiciones más uniformes en sus propiedades (agosto de 1998). Las aguas de la capa superficial están indicadas por agrupamientos de puntos de



- 8-9 Febrero, 1994
- 28-29 Febrero, 1999
- 2-5 Mayo, 1992
- 28-30 Mayo, 1998
- 2-4 Agosto, 1998
- 13-15 Agosto, 1995
- 31-1 Octubre/Noviembre, 1994
- 19-20 Noviembre, 1997
- 29-31 Diciembre, 1992

Figura 3. Diagrama de temperatura potencial y salinidad para los lances de CTD de la sección A. ASE $\equiv$ Agua Superficial Ecuatorial, AGC $\equiv$ Agua del Golfo de California, ACC $\equiv$ Agua de la Corriente de California, ASsSt $\equiv$ Agua Subsuperficial Subtropical, AIP $\equiv$ Agua Intermedia del Pacífico y APP $\equiv$ Agua Profunda del Pacífico.

características similares en el extremo superior de la curva θ/S para cada crucero. El calentamiento estacional de las aguas superficiales fue claramente evidente pues las temperaturas en febrero 1994 (21.2 °C) fueron mucho más frías que las observadas en agosto de 1995 y agosto de 1998 (30.9 °C). Estos resultados validan las mediciones de satélite AVHRR en esta región reportadas por Soto-Mardones *et al.* (1999), quienes reportaron rangos de temperatura desde 21 °C en febrero hasta 30.5 °C en septiembre. La salinidad superficial no presentó un patrón estacional claro: las aguas superficiales aparecen más salinas (>35.0) para las tres secciones de invierno (diciembre de 1992 y febrero de 1994, 1999), pero la salinidad superficial fue también de este valor en mayo de 1998. Para los otros cruceros, el rango de salinidad en la superficie fue de 34.6 a 34.7.

Nótese que entre las densidades superficiales de $\gamma_\theta = 24.5 \text{ Kg/m}^3$ y $\gamma_\theta = 26.0 \text{ Kg/m}^3$, los extremos de salinidad representan el ACC y AGC. Si éstas aguas se encuentran yuxtapuestas (en proporciones iguales o distintas), la mezcla isopícnal podría formar el AsSsT cálida, así como el AST fría. Como consecuencia, se requiere tener cuidado al aplicar la técnica tradicional de análisis de masas de agua en esta región.

En la Figura 4 se muestran los perfiles verticales de los promedios transversales de temperatura, salinidad y anomalía de densidad de los nueve cruceros de la sección A. En la Figura 4a, se observa el crecimiento (mayo, agosto) y decaimiento (noviembre, diciembre y febrero) de la termoclina

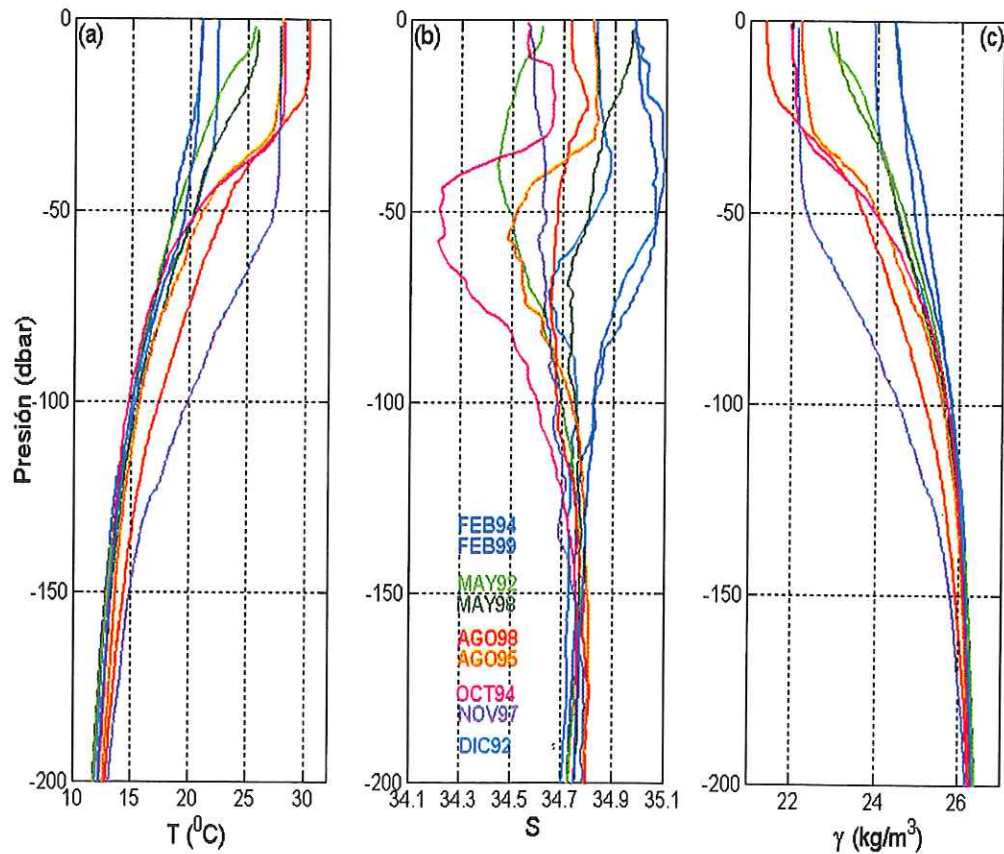


Figura 4. Variación estacional de los promedios transversales de los crueros de la sección A. (a) Temperatura potencial, (b) Salinidad y (c) Anomalia de densidad potencial (Kg/m^3).

estacional, donde la mayor variabilidad es contenida arriba de los 150 dbar. En algunos perfiles para el mismo mes se observa variabilidad interanual, ejemplo: mayo de 1998 está ligeramente más caliente que mayo de 1992 entre los 10 y 70 dbar; diferencias mayores se observan entre agosto de 1995 y 1998, ya que el último tiene $\sim 2.3^\circ\text{C}$ más, entre 0-30 dbar y entre 40-140 dbar. El perfil de noviembre de 1997 contrasta con todos los demás, ya que presenta la capa

superficial mezclada más profunda ($\sim 0-50$ dbar) y caliente ($\sim 27.8^{\circ}\text{C}$), bajo ésta, una termoclina cuya temperatura es más cálida ($T \leq 4^{\circ}\text{C}$) que los cruceros de verano y excede los 130 dbar. Este crucero fue realizado bajo condiciones de El Niño 1997-1998 (Lynn et al., 1998).

Los perfiles promedios transversales de salinidad (Fig. 4b) no muestran un patrón estacional claro. Se observan los máximos subsuperficiales ($S \geq 34.9$) en los dos cruceros de febrero (0-80 dbar) y mayo de 1998 (0-20 dbar). Las salinidades mínimas ($S \leq 34.5$) son observadas subsuperficialmente en los cruceros de octubre-noviembre de 1995 (35-80 dbar), mayo de 1992 (20-50 dbar) y agosto de 1995 (60 dbar). Los cruceros de agosto de 1995 y 1998, y diciembre de 1992 muestran salinidades intermedias ($34.6 < S < 34.9$). El perfil de noviembre de 1997 tiene valores bajos de salinidad y poca variabilidad, con el mínimo en la superficie. Una diferencia sobresaliente en salinidad se observa en mayo, ya que en 1998, la salinidad es mayor que en 1992, con el máximo de ~ 3.3 a 40 dbar.

Los perfiles verticales de anomalía de densidad (Fig. 4c) presentan un patrón estacional en el desarrollo de la piconclina, con características muy similares a la variabilidad de temperatura. Bray (1988a) observó también efectos similares de temperatura sobre densidad en la cuenca de Guaymas. Lo anterior indica que la densidad es controlada principalmente por efectos de temperatura, y por otro lado, son las características en salinidad que presentan rasgos

sobresalientes que permiten identificar la variabilidad de la presencia de diferentes masas de agua en la zona.

Las Figuras 5 y 6 presentan, respectivamente, los campos de isolíneas de temperatura y salinidad para cada crucero en la capa superior de 500 dbar. El campo de densidad no se presenta debido a que muestra una distribución similar al campo de temperatura (Fig. 4a y 4c).

Las secciones de temperatura (Fig. 5) muestran un claro patrón del calentamiento estacional el cual está asociado con el desarrollo de la termoclina estacional. Las temperaturas más frías en la capa superior del océano se observaron en febrero de 1999 (Fig. 5b), en donde la isoterma de 19°C a 50 dbar de profundidad marca el fondo de la termoclina estacional. Las temperaturas superficiales se incrementaron hasta un máximo de 30.9°C en agosto de 1998 (Figura 5e) y la isoterma de 19°C se hundió hasta ~80 dbar. Para noviembre (Fig. 5g y 5h), las aguas cerca de la superficie disminuyeron su temperatura hasta ~27°C, y en diciembre de 1992 (Fig. 5i) hasta ~22°C. Las aguas superficiales de mayor temperatura se observaron frecuentemente sobre la plataforma de Sinaloa, aunque este no siempre fue el caso, ejemplo, mayo de 1998 (Fig. 5c) y octubre-noviembre de 1994 (Fig. 5f).

Un segundo rasgo que destaca en las secciones de temperatura fue la estructura en forma de domo de las isotermas en la termoclina principal en la parte central de la CP. Este domo fue más prominente en mayo de 1992 (Fig.

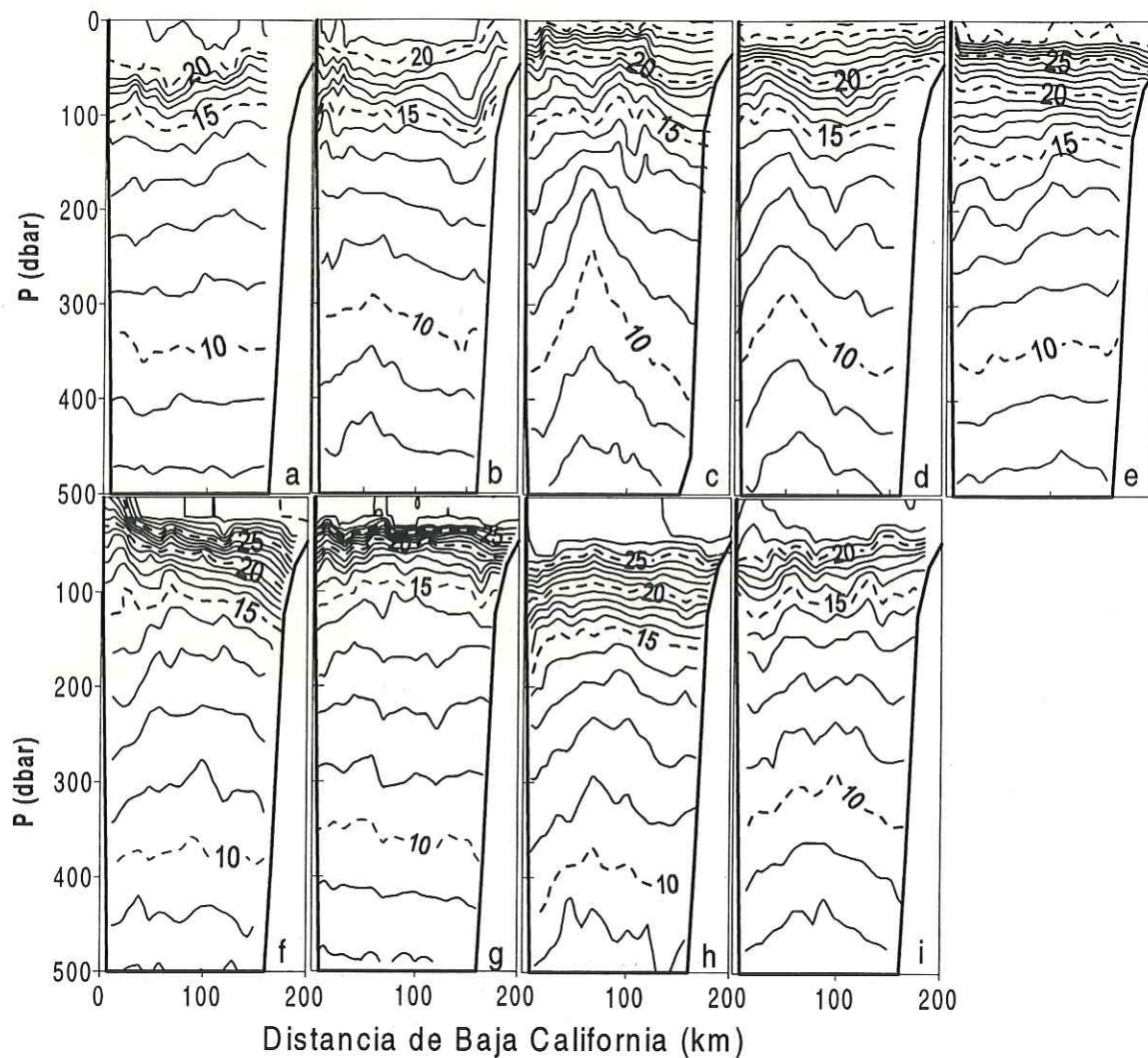


Figura 5. Campos de temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$), sección A. El intervalo de contornos es de 1°C . (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.

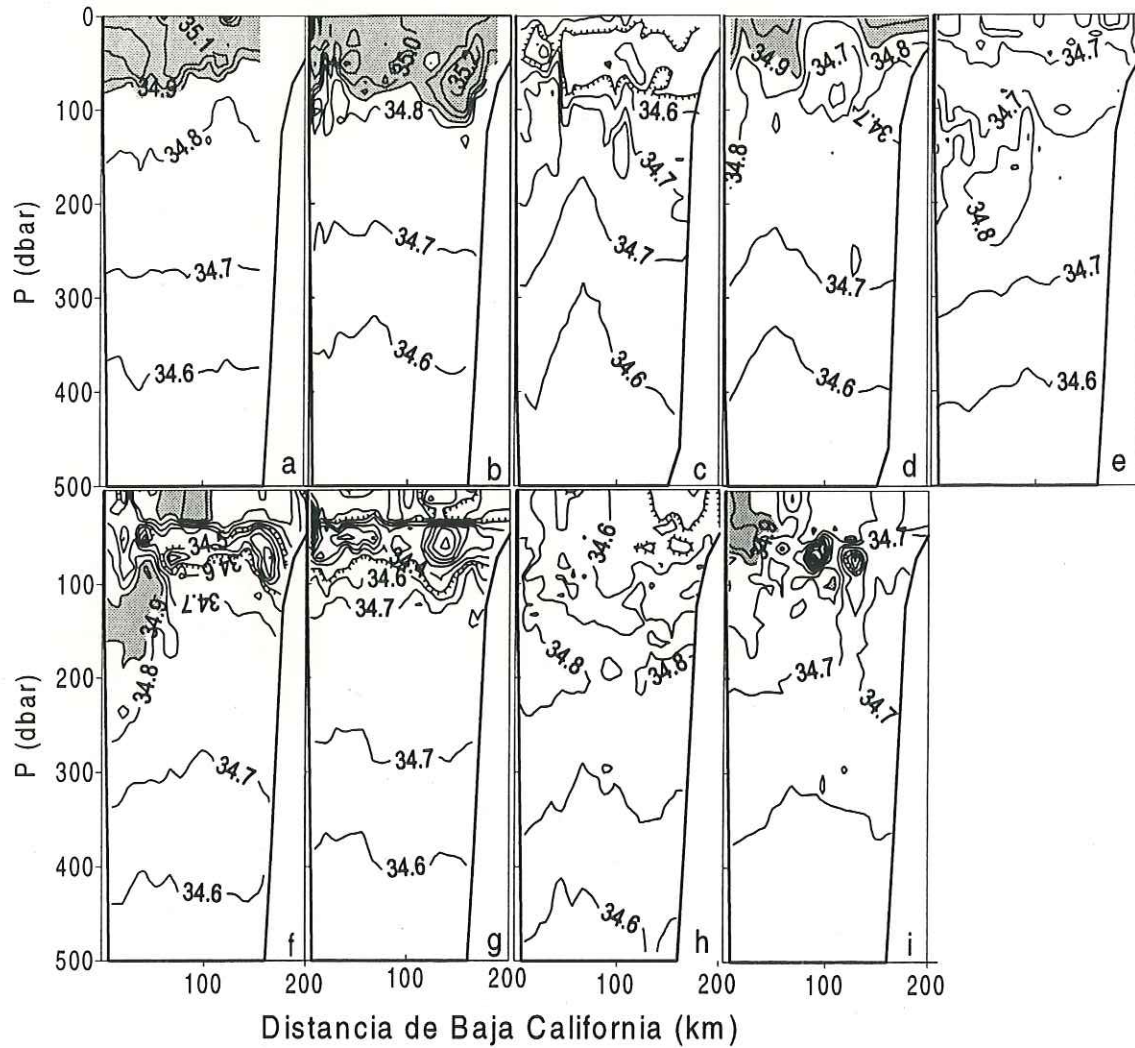


Figura 6. Campos de salinidad, sección A. El intervalo de contornos es de 0.1. La región sombreada indica $S \geq 34.9$. La isolínea achurada indica $S = 34.5$. (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.

5c) en donde se observó un ascenso de la isoterma de 10°C, desde su parte más profunda a 370 dbar hasta los 250 dbar, a una distancia de 80 Km de BCS.

En mayo de 1998 (Fig. 5d) el domo no se presentó tan fuerte, con la isoterma de 10°C a una profundidad de 290 dbar, a una distancia de 60 Km de BCS. El domo estuvo ausente en agosto de 1998 (Fig. 5e), muy débil en agosto de 1995 (Fig. 5f), pero reapareció en noviembre de 1997 (Fig. 5h) y diciembre de 1992 (Fig. 5h). En el último caso la isoterma de 10°C subió hasta los 300 dbar a una distancia de 100 Km de BCS.

Hay otros dos rasgos que destacan de las secciones de temperatura. En noviembre de 1997 (Fig. 5h) el calentamiento asociado con el Niño 1997-98 resultó en un hundimiento de alrededor de 50 dbar para la mayoría de las isotermas. La sección de agosto de 1995 (Fig. 5e) fue cubierta días después de la tormenta tropical Flossie (Navarro-Olache et al., 1997). En esta sección se observaron surgencias costeras cerca de BCS. Este último resultado sugiere que las surgencias costeras, comúnmente observadas en imágenes AVHRR en latitudes altas en el Golfo (Soto-Mardones et al., 1999), ocurren con menos frecuencia en la CP.

Como se describió anteriormente en los perfiles transversales, no se observa un claro patrón temporal asociado con la distribución de salinidad (Fig. 6). La frontera inferior del complejo campo de salinidad de la capa superior fue de 34.7 definida a partir del diagrama θ -S (Fig. 3), y ubicada entre los 200 y 300

dbar (Fig. 6). En febrero (Fig. 6a y 6b), la salinidad se incrementó desde este valor hasta 35.25 en febrero de 1999 cerca de la superficie, pero en otros meses se observó un complejo patrón de máximos y mínimos de salinidad. La única generalización que es posible observar en la salinidad de la capa superior, es la tendencia hacia valores mayores sobre el lado oeste del golfo. El AGC ($S > 34.9$, sombreada en la Fig. 6) se observó en febrero de 1994 y 1999 (Fig. 6a y 6b), mayo de 1998 (Fig. 6d), agosto de 1995 (Fig. 6f), octubre-noviembre de 1994 (Fig. 6g) y diciembre de 1992 (Fig. 6i), generalmente como una capa superior de 30-80 dbar de espesor. Esta agua se observó de manera más frecuente en el lado oeste del golfo, aunque también se observó en la plataforma de Sinaloa en febrero de 1994 y 1999 (Fig. 6a y 6b) y mayo de 1998 (Fig. 6d). En la sección de agosto de 1995 (Fig. 6f), el AGC fue observada cerca de BCS como una capa subsuperficial a 140 dbar.

La distribución de aguas de menor salinidad, de ACC o AST con $S < 34.5$, fue aún más compleja que la distribución de AGC. En mayo de 1992 (Fig. 6c) y octubre-noviembre de 1994 (Fig. 6g) estas aguas fueron observadas como un mínimo subsuperficial de salinidad somero (50-70 dbar) a través de toda la entrada del golfo. En agosto de 1995 (Fig. 6f) y diciembre de 1992 (Fig. 6i) estas aguas aparecen aproximadamente a la misma presión pero como núcleos angostos sobre el lado de Sinaloa. Las secciones con aguas de $S < 34.2$ en agosto de 1995 (Fig. 6f), octubre-noviembre de 1994 (Fig. 6g), y diciembre de 1992 (Fig. 6i) también incluyeron AGC.

Asociada con ASsSt, se observó sobre algunas secciones un máximo de salinidad subsuperficial de ~34.8 aproximadamente a los 200 dbar. Aguas con estas características fueron observadas en mayo de 1998 (Fig. 6c), agosto de 1998 (Fig. 6e) y diciembre de 1992 (Fig. 6i) cerca de BCS así como cerca del centro del Golfo. Esta capa fue mejor desarrollada durante las condiciones de El Niño (noviembre de 1997, Fig. 6h), a través de casi toda la entrada al Golfo, aunque ésta fue más gruesa sobre el lado oeste del golfo.

Los campos medios, $\langle \hat{\theta}_{xp} \rangle$ y $\langle \hat{s}_{xp} \rangle$ de los 9 cruceros se muestran en la Figura 7. En la capa superior de 20 dbar, las temperaturas superficiales más altas (26°C), ocurrieron en la frontera este cerca de la plataforma de Sinaloa, mientras que las temperaturas mas bajas (25°C), se localizaron sobre la frontera oeste, cerca de BCS (Fig. 7a). Entre los 20 dbar y 100 dbar, la pendiente de las isotermas es cercana a cero y el gradiente vertical de temperatura fue de aproximadamente 1°C por cada 10 dbar. Por debajo de los 100 dbar, el gradiente vertical de temperatura disminuyó y las isotermas se observan desplazadas hacia arriba sobre la parte central de la cuenca. Esto significa que sobre una superficie de presión dada, las temperaturas menores se observaron a una distancia de aproximadamente 60 Km de BCS, con temperaturas mayores cerca de la plataforma y del talud continental de BCS y Sinaloa. Las isotermas de 11 °C y 12 °C fueron las que mostraron el mayor

desplazamiento vertical, cerca de 50 dbar. A los 500 dbar, $\langle \hat{\theta}_{xp} \rangle$ fue aproximadamente 8°C.

La sección de salinidad media (Fig. 7b) mostró un máximo de salinidad, >34.7 , a ~200 dbar a lo largo de toda la sección. Debajo de este nivel, la salinidad disminuyó aproximadamente a 34.5 a los 500 dbar, y las isohalinas

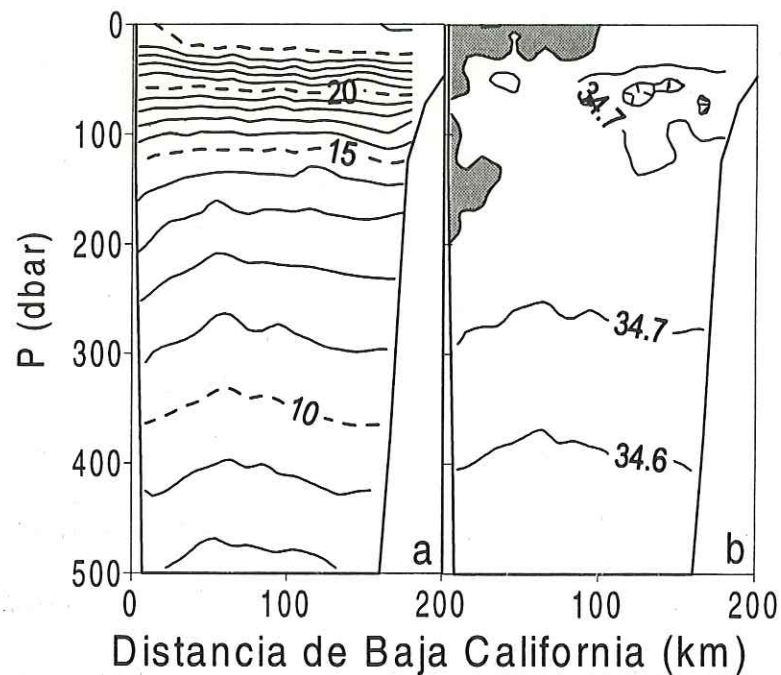


Figura 7. Promedios de: (a) temperatura potencial y (b) salinidad. En salinidad, los valores $S \geq 34.8$ están sombreados.

(34.6, 34.7) fueron más profundas cerca de BCS. Similar a las isotermas, éstas fueron desplazadas hacia arriba sobre la porción central de la cuenca. Cerca de

BCS se encontraron dos núcleos de salinidad de $S > 34.8$; uno en la superficie donde el rango de temperatura media fue de $21-25^{\circ}\text{C}$ y el segundo fue a los 140 dbar con un rango de temperatura media de $13-16^{\circ}\text{C}$. Alrededor de los 60 dbar, se observó una intrusión de $S < 34.7$ cerca de la plataforma de Sinaloa, la cual se extendió casi a toda la sección. Esta intrusión fue más gruesa del lado de Sinaloa que sobre la BCS, en donde se observaron núcleos de $S < 34.6$. La inclusión de los datos del crucero de noviembre de 1997 no altera la apariencia de la Figura 7.

Las desviaciones estándar, σ_{θ} , σ_s y $\sigma_{\rho_{\theta}}$, se muestran en la Figura 8. Se calcularon las desviaciones estándar sin (Fig. 8a, b, c) y con (Fig. 8d, e, f) los datos de El Niño de noviembre de 1997. En ambos casos, la mayor variabilidad ocurrió cerca de la superficie, 3.5°C , 0.2 , y 0.8 a 1.2 Kg/m^3 para temperatura, salinidad y anomalía de densidad respectivamente. La variabilidad disminuye rápidamente con la profundidad tal que las desviaciones estándar de 0.5°C , 0.05 y 0.1 Kg/m^3 para temperatura, salinidad y anomalía de densidad estuvieron restringidas a la capa superior de los 150 dbar. En la capa superior de 100 dbar, no se observó un patrón espacial muy claro. Sin embargo, y como resultado de la curvatura de los campos de propiedades, se observó debajo de este nivel que la mayor variabilidad ocurrió sobre el talud continental de BCS, a una distancia de 60 Km de BCS. La inclusión del crucero de noviembre de 1997 resultó en el hundimiento de ~ 40 dbar de las isopletras de 1.0°C y 0.2 Kg/m^3 (Fig. 8a y 8c), y tuvo un mínimo efecto sobre σ_s (Fig. 8e).

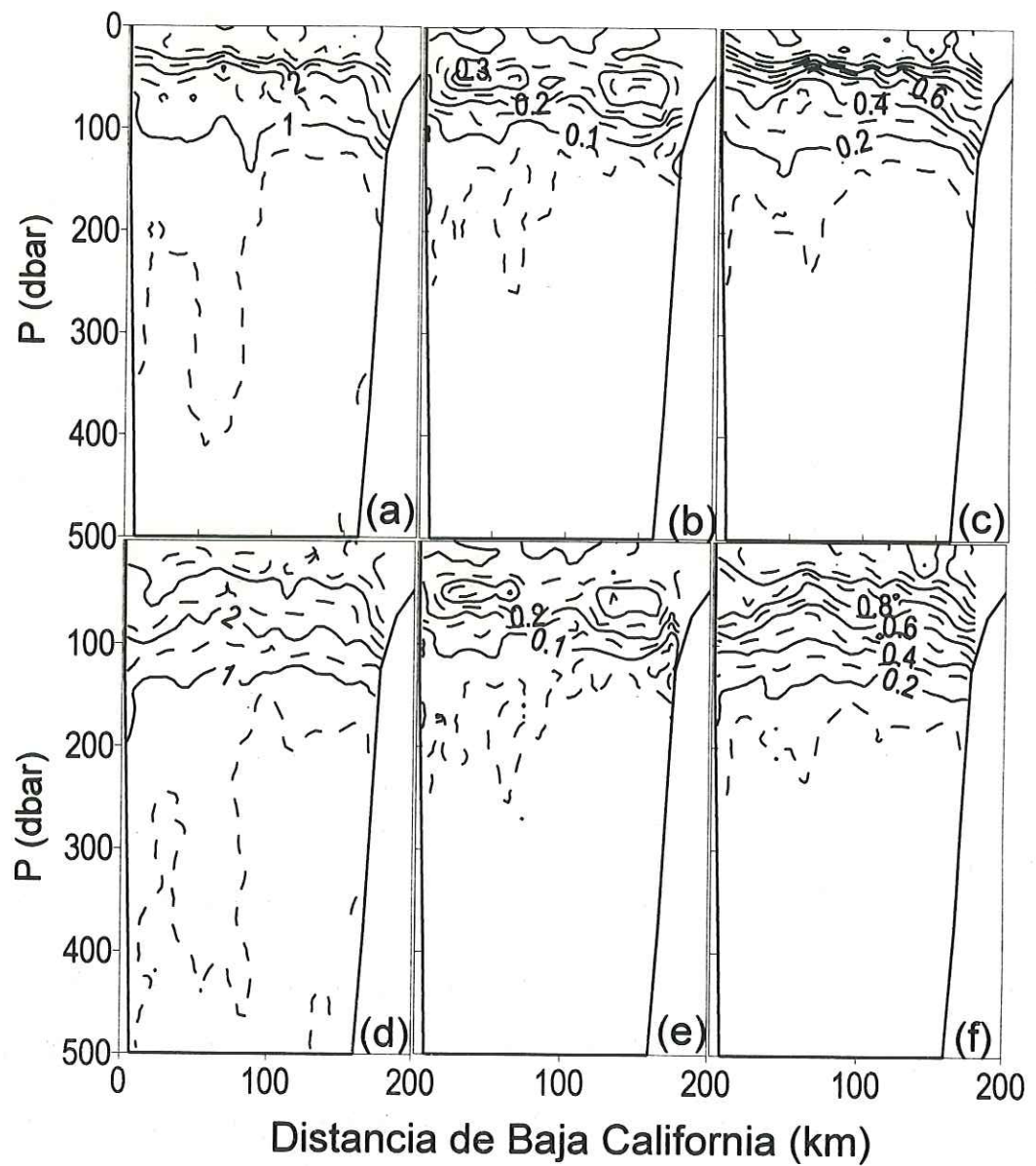


Figura 8. Desviación estándar de temperatura potencial (a, d), salinidad (b, e) y anomalía de densidad potencial (c, f). El intervalo de contorno es 1, 0.1 y 0.1 respectivamente. Los gráficos (a), (b) y (c) no incluyen los datos del crucero de noviembre de 1997, mientras que los de (d), (e) y (f) si lo incluyen.

Las anomalías de temperatura ($\hat{\theta}'$) calculadas para cada crucero se muestran en las Figura 9. Debido a los efectos del calentamiento estacional sobre la capa superficial de 50 dbar, las anomalías de temperatura fueron negativas para los cruceros de invierno y primavera (Fig. 9a, b, c y h) y positivas para los cruceros de verano y otoño (Fig. 9d, e, f y g). Debajo de los 50 dbar, el patrón de las anomalías de temperatura fue más complejo. Los valores mayores de anomalías de temperatura fueron asociados con las condiciones de El Niño de noviembre de 1997 (Fig. 9g). En contraste con diciembre de 1992 (Fig. 9h) y octubre-noviembre 1994 (Fig. 9f), el calentamiento en noviembre de 1997 se extendió en toda la columna de agua, con las mayores anomalías (en exceso de 6 °C cerca de BCS) en la parte superior de la termoclina estacional.

Es difícil hacer generalizaciones respecto al patrón estacional de las anomalías de salinidad ($\hat{S}'$) (Fig. 10). En la capa superior de 200 dbar, las anomalías positivas de salinidad sobre gran parte de la sección estuvieron asociadas con los cruceros de invierno (Fig. 10a y 10h), y las anomalías negativas de salinidad con los cruceros de otoño (Fig. 10f, 10g). Las anomalías negativas de salinidad observadas para las condiciones de El Niño en noviembre de 1997 fueron de -0.1 a -0.2 comparadas a las anomalías negativas más altas, -0.3, observadas en octubre-noviembre de 1994. Durante otros meses (Fig. 10b, c, d y e), el patrón de anomalías de salinidad fue más complejo.

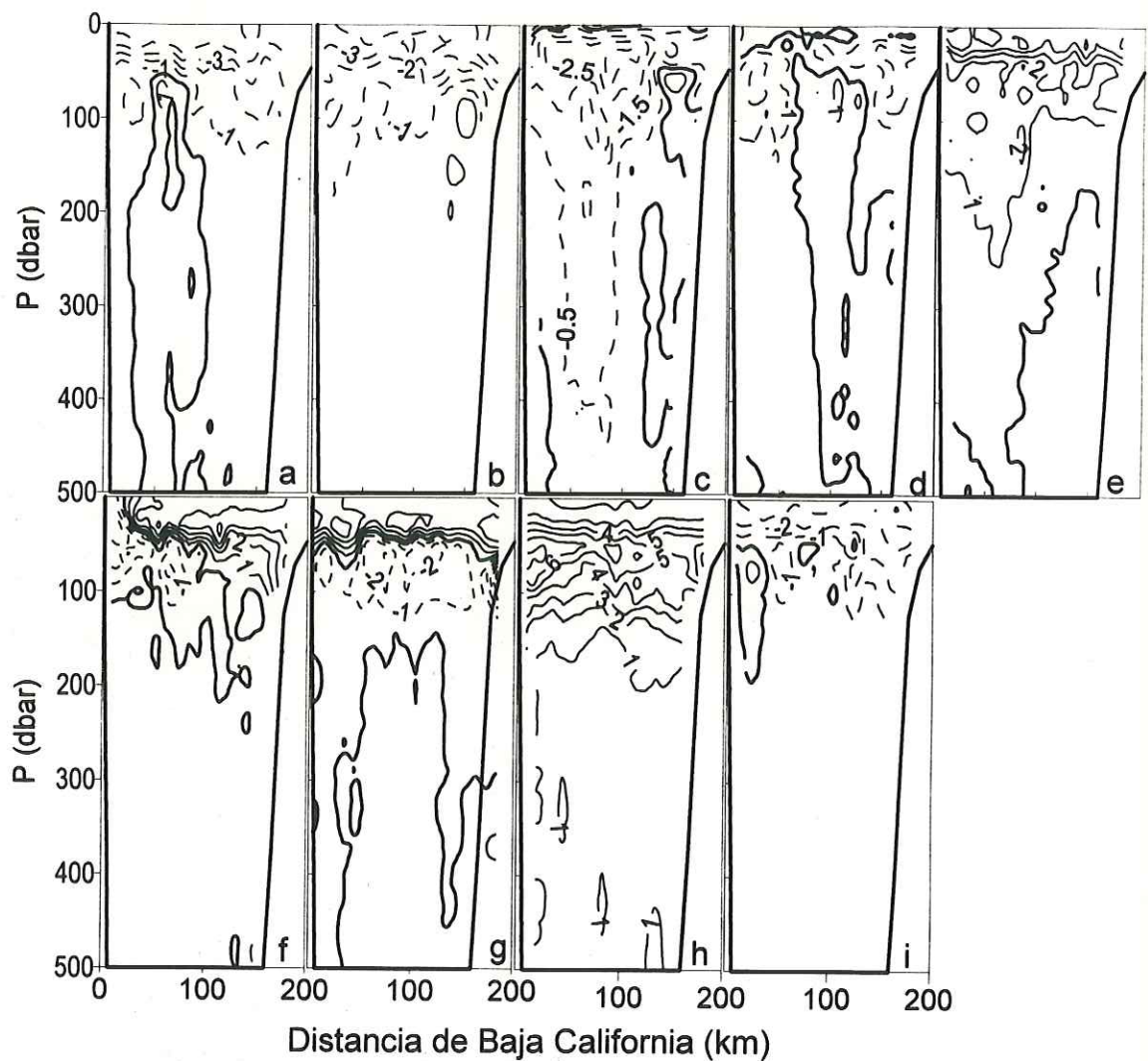


Figura 9. Secciones de anomalía de temperatura potencial en la sección A. El intervalo de contorno es de 1°C . Las líneas quebradas indican valores negativos. (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.

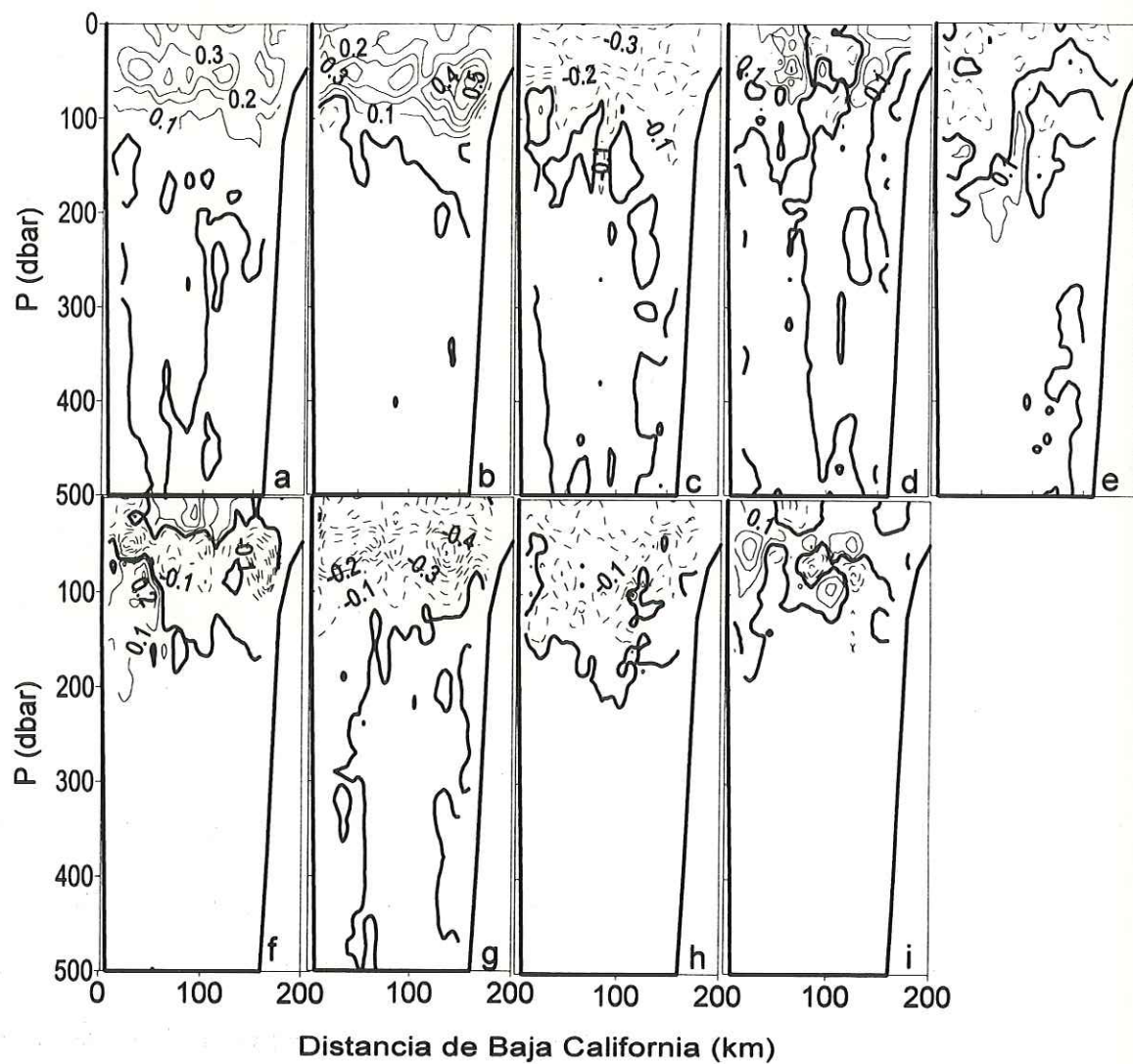


Figura 10. Secciones de anomalía de salinidad en la sección A. El intervalo de contorno es de 0.1. Las líneas quebradas indican valores negativos. (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.

5.1.2 Análisis de las Funciones Empíricas Ortogonales

Con el propósito de observar características más detalladas en la estructura espacial y temporal de los campos de temperatura, salinidad y anomalía de densidad, la técnica de FEO fue aplicada primero a los nueve cruceros de la sección A, y posteriormente anexando cruceros históricos cercanos a dicha sección.

Los resultados de este análisis para los primeros tres modos de los cruceros recientes, son mostrados en las Figuras 11, 12 y 13. Las variaciones de temperatura y densidad (Fig. 12 y 12) presentan una fuerte relación tanto en estructura espacial como en temporal. El primer modo de temperatura (densidad) tiene el 59.7% (76%) de la varianza. La variabilidad temporal de la amplitud del primer modo (Fig. 11d y 12d) muestra calentamiento (enfriamiento) en verano y otoño (invierno y primavera). La amplitud de temperatura (densidad) es máxima (mínima) para el crucero realizado en agosto de 1998, aunque en noviembre de 1997 destaca un máximo secundario, que rebasa al de octubre-noviembre de 1994. En el patrón espacial se observa un enfriamiento (calentamiento) de las aguas arriba de los 50 m en invierno y primavera (verano y otoño) con la máxima amplitud que corresponde a un decremento (incremento) de 2.8°C (3.4°C) en la superficie del mar. Otros rasgos caracterizados anteriormente, por ejemplo, temperaturas mayores cerca de Sinaloa en la capa superficial (0-60 dbar), se observan en este modo.

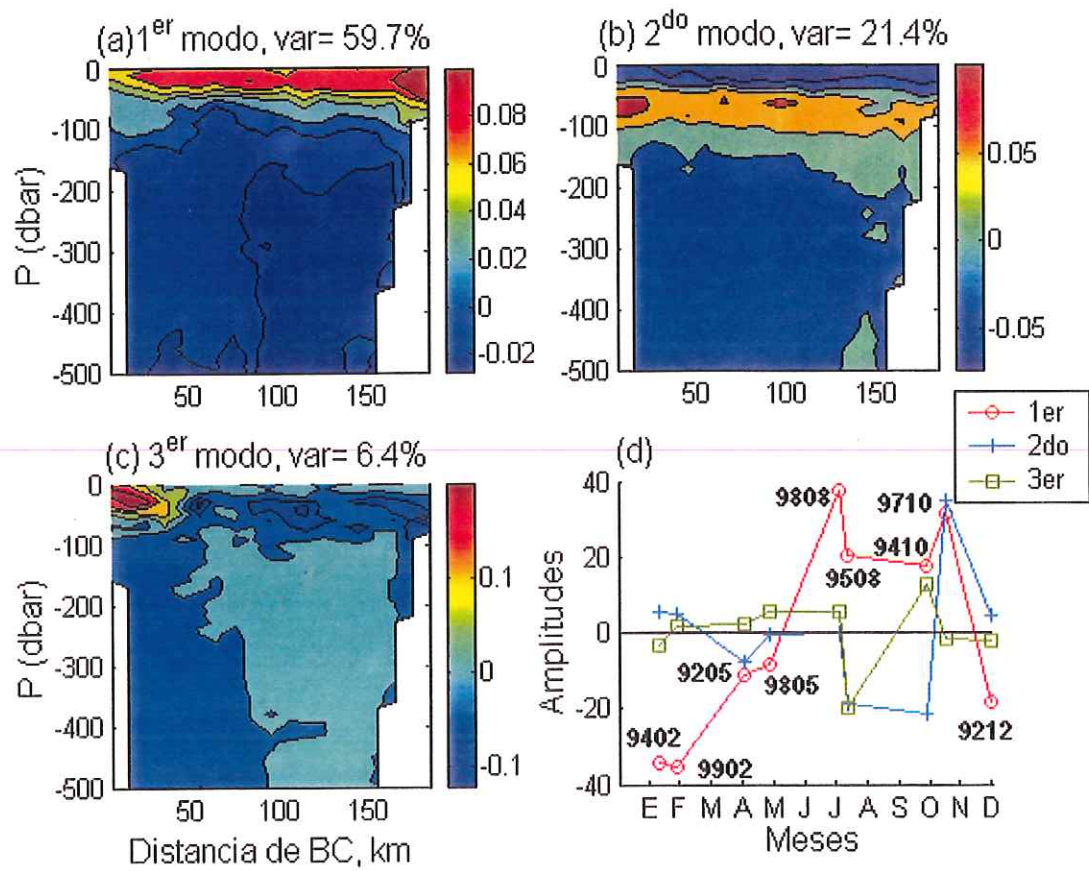


Figura 11. Funciones Empíricas Ortogonales de temperatura potencial. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes.

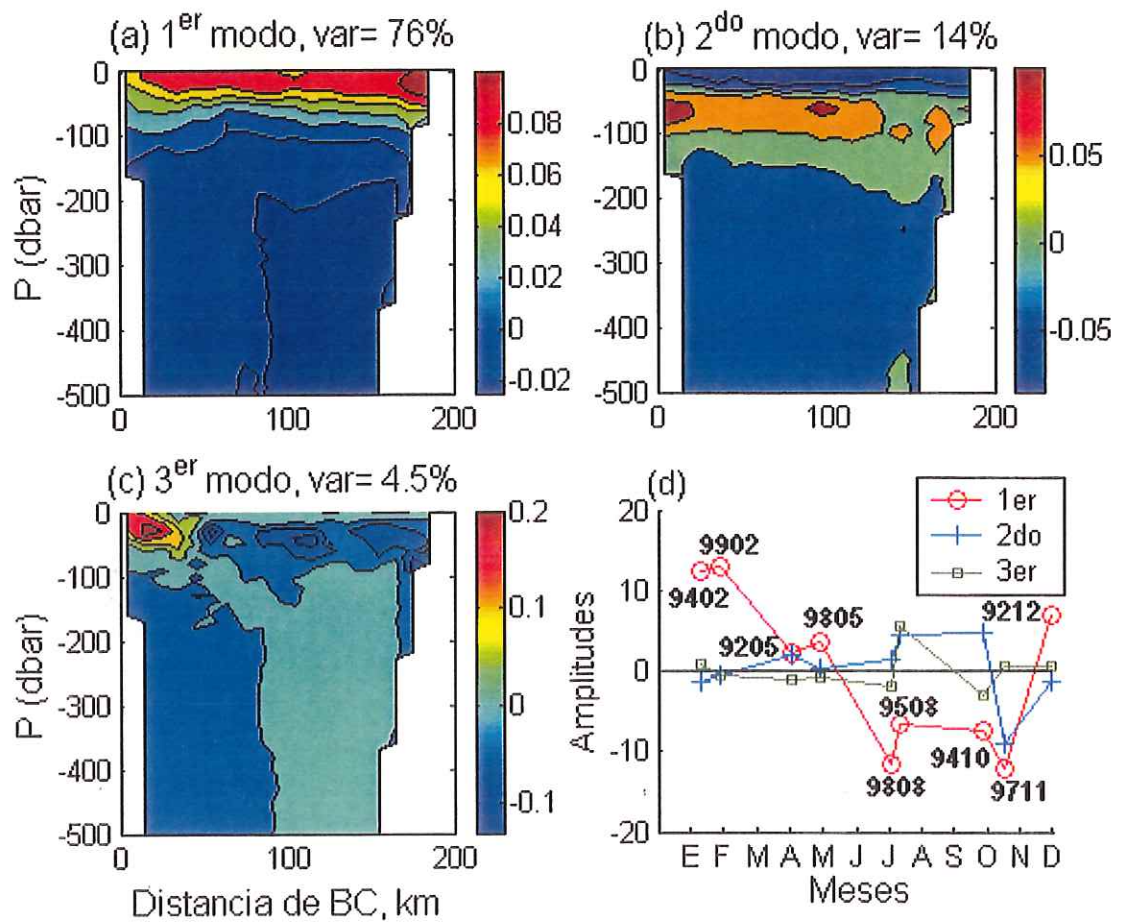


Figura 12. Funciones Empíricas Ortogonales de anomalía de densidad potencial utilizando los 9 cruceros de la sección A. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes.

Debajo de los 200 dbar asimetría tanto en temperatura como en densidad. Lo cual está relacionado con el domo de las isotermas (isopicnas) previamente descrito, e implica un flujo hacia dentro del golfo durante invierno-primavera y un flujo hacia fuera en verano otoño.

El segundo modo de temperatura (densidad) representa el 21.4% (14%) de la varianza y no muestra una señal definida (Fig. 11d, y 13d). El patrón espacial en la capa superficial (0-40 dbar) muestra valores negativos en toda la sección. Lo anterior indica que la amplitud de ésta capa superficial presenta calentamiento en mayo, octubre-noviembre de 1994, con el máximo en agosto de 1995 (1.33°C). Enfriamiento se observa en diciembre, febrero y el máximo es en noviembre de 1997 (2.45°C). Subsuperficialmente destaca la presencia de una capa (40-100 dbar) con valores positivos que se extienden desde BCS, hasta cerca de la plataforma de Sinaloa. La amplitud de este núcleo presenta el mayor calentamiento en noviembre de 1997 y es de 2.1°C . El enfriamiento es en agosto de 1995 y octubre-noviembre de 1994 de 1.2°C . Posiblemente el calentamiento subsuperficial en noviembre de 1997, es relacionado con condiciones de El Niño presentes a estas profundidades. Bajo esta capa no se observa variabilidad.

El tercer modo de temperatura (densidad) presenta solo el 5% (4%) de la varianza, cuyo patrón temporal de la amplitud tiene menor variabilidad que los anteriores modos (Fig. 11d y 12d), destacan los picos de agosto (negativo) de 1995 y octubre-noviembre de 1994 (positivo). En la estructura espacial valores positivos son observados solo cerca de BCS en un núcleo entre 0-50 dbar y de

40 Km de ancho. Este núcleo coincide con un enfriamiento de -3.5°C para agosto de 1995, posiblemente relacionado a surgencias costeras en la zona. También, núcleos subsuperficiales entre 50-80 dbar se observan en la parte central y cerca de Sinaloa, que en octubre-noviembre de 1994 presentan un enfriamiento de $\sim 1.4^{\circ}\text{C}$. Esto último es relacionado con la presencia del ACC que destacó en este crucero (Fig. 3).

El primer modo de salinidad (Fig. 13) representa el 64.4% de la varianza observada, y la amplitud temporal (Fig. 13d) parece tener una señal estacional. El máximo es en los dos cruceros de febrero y el mínimo en octubre-noviembre de 1994. Destaca una disminución en amplitud de salinidad de 2.4 en mayo de 1992, que parece disminuir la señal estacional. En la estructura espacial (Fig. 13a), se detecta alta variabilidad horizontal en la sección y los valores positivos se observan solo en la capa superficial que se extiende de la superficie hasta ~ 100 dbar en toda la sección. Las tres masas de agua (ACC, ASE y AGC) están contenidas en esta capa. Los valores máximos (0.07-0.1) están confinados en dos núcleos subsuperficiales entre los 30-60 dbar uno cerca de BCS (70 Km de ancho) y otro cerca de Sinaloa (45 Km de ancho). Las amplitudes para estos núcleos son positivas para los tres cruceros de invierno y mayo de 1998, indicando un aumento de salinidad, el máximo (0.3) ocurrió en febrero de 1999. Las amplitudes menores se observan en mayo de 1992, noviembre de 1997 y octubre-noviembre de 1994 con una disminución de salinidad de 0.3 y

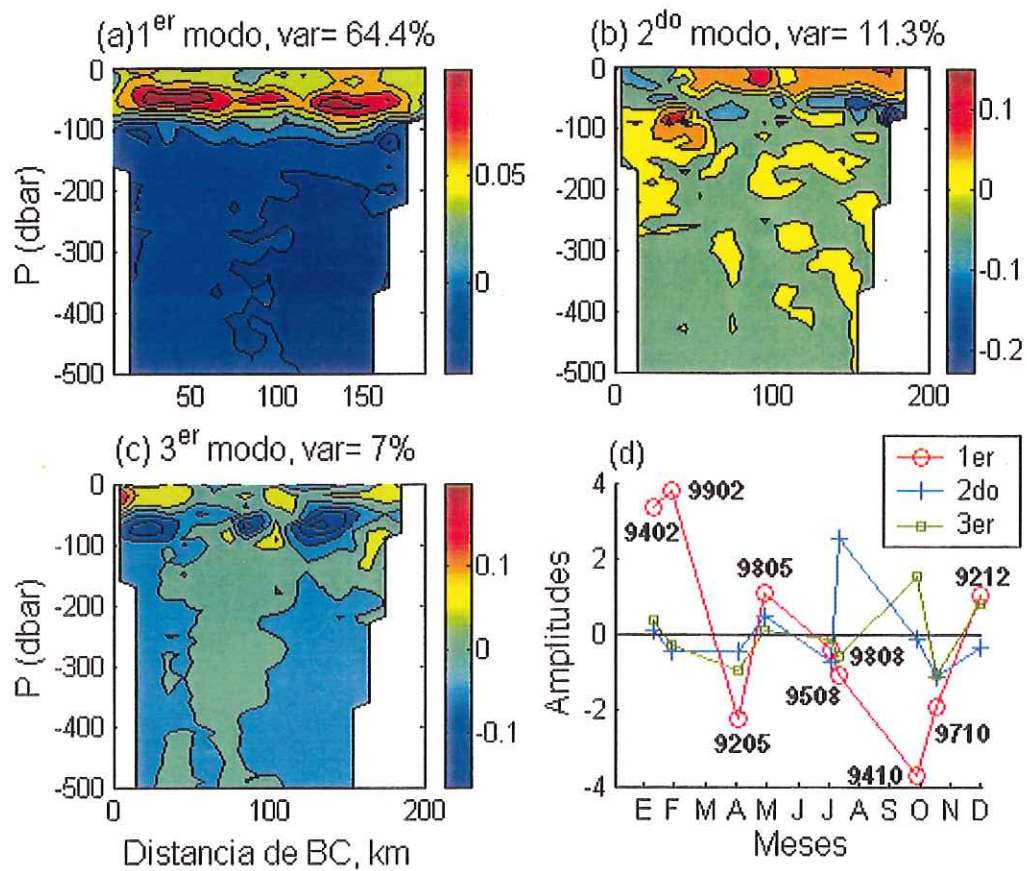


Figura 13. Funciones Empíricas Ortogonales de salinidad. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes.

0.4, respectivamente. Bajo los 100 dbar la fase se invierte ocurriendo disminución (aumento) de salinidad en invierno-primavera (verano-otoño).

El segundo modo tiene mayor variabilidad horizontal y representa el 11.3% de la varianza y no se observa una señal estacional (Fig. 13d). La estructura espacial (Fig. 13b) tiene valores positivos en una capa superficial delgada (~30 dbar) que se extiende desde 40 Km de BCS hasta Sinaloa, así como en un núcleo subsuperficial entre 80-150 dbar y de 40 Km de ancho cerca de BCS. Las amplitudes para estos núcleos tienen valores positivos en febrero de 1994, mayo de 1998 y agosto de 1995, los que indica aumento de salinidad de ~0.02, .05 y 0.36 respectivamente. Lo anterior parece estar relacionado con aguas de salinidad alta que salen del golfo cerca de BCS. Valores negativos destacan en gran parte de la sección, pero los mayores se observan cerca de BCS y se extienden bajo la superficie (50-80 dbar) hacia la parte este con los máximos cerca de la plataforma de Sinaloa, la presencia del ACC parece estar presente. Por otro lado, la amplitud es también negativa en febrero de 1999, mayo de 1992, agosto de 1998, noviembre de 1997 lo cual indica un relativo incremento de la salinidad. En el tercer modo, con el 7% de la varianza, destacan en la estructura espacial (Fig. 13c) valores negativos altos en tres núcleos subsuperficiales (~70 dbar), uno cerca de BCS, otro en la parte central y otro cerca de Sinaloa. En amplitud (Fig. 13d) positivos son en octubre-noviembre de 1994 (1.5) y diciembre de 1992, estos patrones están posiblemente relacionados con la presencia del ASE y el ACC.

A continuación se analiza la variabilidad de la salinidad sobre superficies de densidad aplicando de nuevo la técnica de FEO (Fig. 14). El primer modo espacial (Fig. 14a) muestra un patrón donde los cambios ocurren principalmente en la vertical y disminuyendo hacia densidades mayores, aunque a lo largo de la sección también hay variabilidad. Valores máximos en amplitud (Fig. 14d) ocurren en el invierno y el mínimo es en octubre-noviembre de 1994. Entre superficies de 24.6-25.2 Kg/m³ se tiene la mayor salinidad cerca de la superficie, e indica un aumento en invierno (0.2) y en mayo de 1998 (0.01). En estos cruceros la presencia del AGC está presente. En esta misma capa la amplitud en el resto de los cruceros es negativa, lo que sugiere disminución de salinidad, destacando octubre-noviembre (0.19), mayo de 1992 (.09) y agosto de 1995 (0.09). La presencia del ACC es evidente.

En el segundo modo la amplitud tiene menor variabilidad, y el máximo es en agosto de 1995 y el mínimo en diciembre de 1992. En la estructura espacial (Fig. 14b) sobresalen algunos núcleos aislados cerca de BCS, así como en la parte central, sugiriendo la presencia del AGC y del ACC en dichos núcleos.

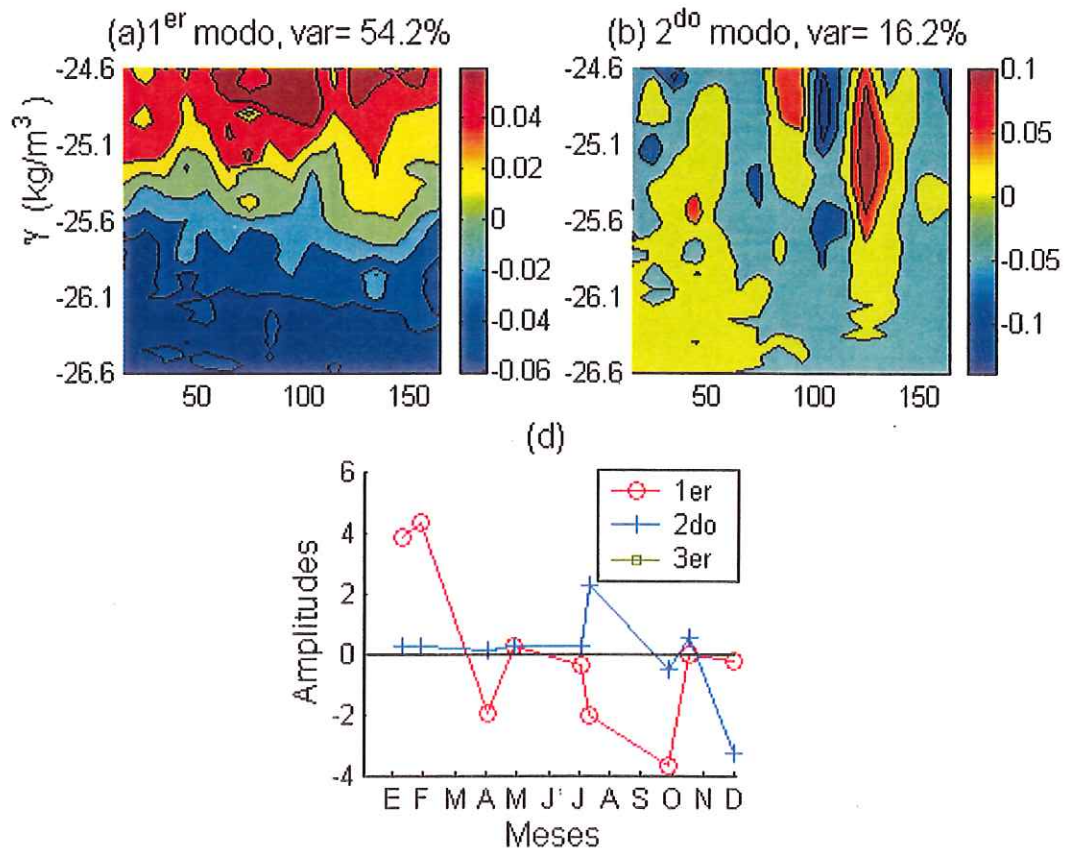


Figura 14. Funciones Empíricas Ortogonales de salinidad sobre superficies de anomalía de densidad potencial. (a) Primer modo, (b) Segundo modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes. Considérese valores absolutos en el eje de anomalía de densidad.

5.1.2.1 Secciones recientes e históricas

Los datos históricos (Fig. 2, Tabla IV) y recientes son mezclados para tener una mayor cobertura temporal. Se cuenta ahora con un total de 19 cruceros: 6 en primavera, 4 en verano, 3 de otoño y 6 de invierno, con los que se formó un ciclo anual y se les aplicó de nuevo la técnica de FEO. Aunque en la mayoría de

las secciones históricas se tiene una pobre resolución espacial, comparada con los cruceros más recientes, ciertos rasgos se mantienen.

En general los rasgos observados en la estructura de los campos medios y sus desviaciones descrito para los cruceros recientes persisten en la composición de los 19 cruceros (Fig. 15), aunque hay que tomar en cuenta que el número de cruceros por estación del año, no es la misma. Cambios notables en el campo medio de salinidad (Fig. 15c) son los siguientes: valores de $S=34.8$ se distribuyen en toda la sección y alcanzan los 130 dbar cerca de BCS y 40 dbar cerca de Sinaloa. El núcleo cerca de BCS entre 120-160 dbar prevalece. Valores de $S=34.7$ se encuentran en dos núcleos cerca de la plataforma de Sinaloa entre 60-90 dbar. En cuanto al campo medio de temperatura (Fig. 15a), las características son muy parecidas al campo medio de la Figura 6, aunque el domo menos evidente.

Los patrones asociados en los primeros tres modos espaciales del análisis de FEO para la temperatura se muestran en la Figura 16 y sus amplitudes temporales en la Figura 16a. Para la anomalía de densidad no se aplicó, por su semejanza al patrón de temperatura como se mostró anteriormente. Los primeros 3 modos suman el 83% (69.4%) de la varianza en temperatura (salinidad), siendo el primer modo el más alto con el 52.2% (52%), el segundo con el 25.7% (11.7%) y el tercero 3 con el 5% (5.7%).

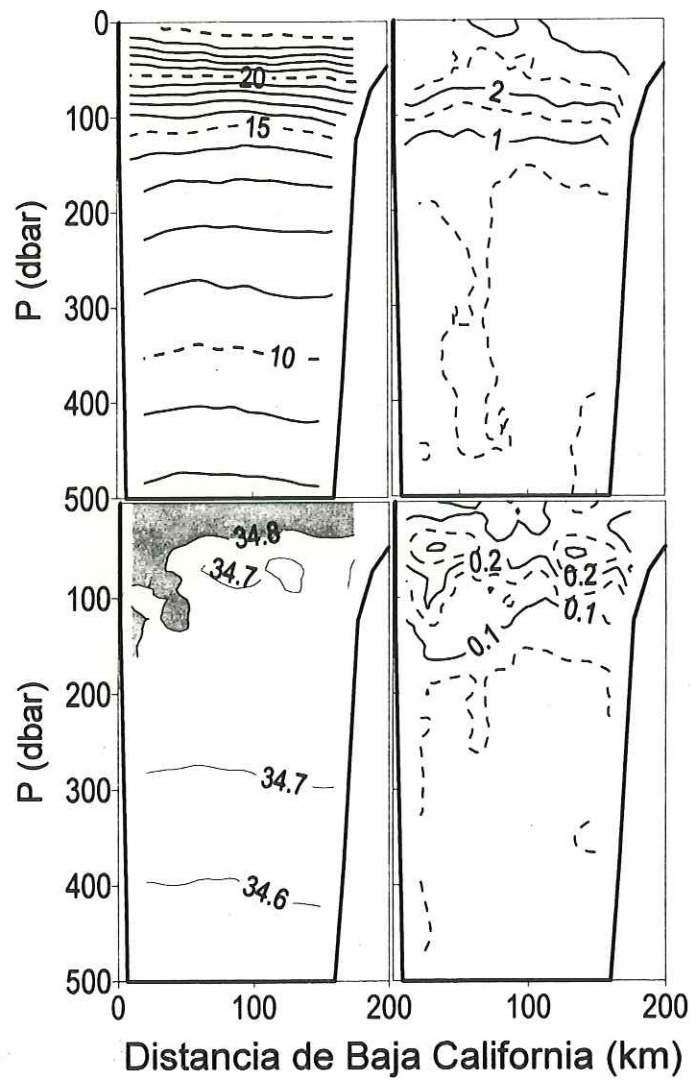


Figura 15. Campos medios de temperatura potencial (a) y salinidad (c) y desviación estándar de temperatura potencial (b) y salinidad (d), utilizando la mezcla de los 19 cruceros históricos y recientes.

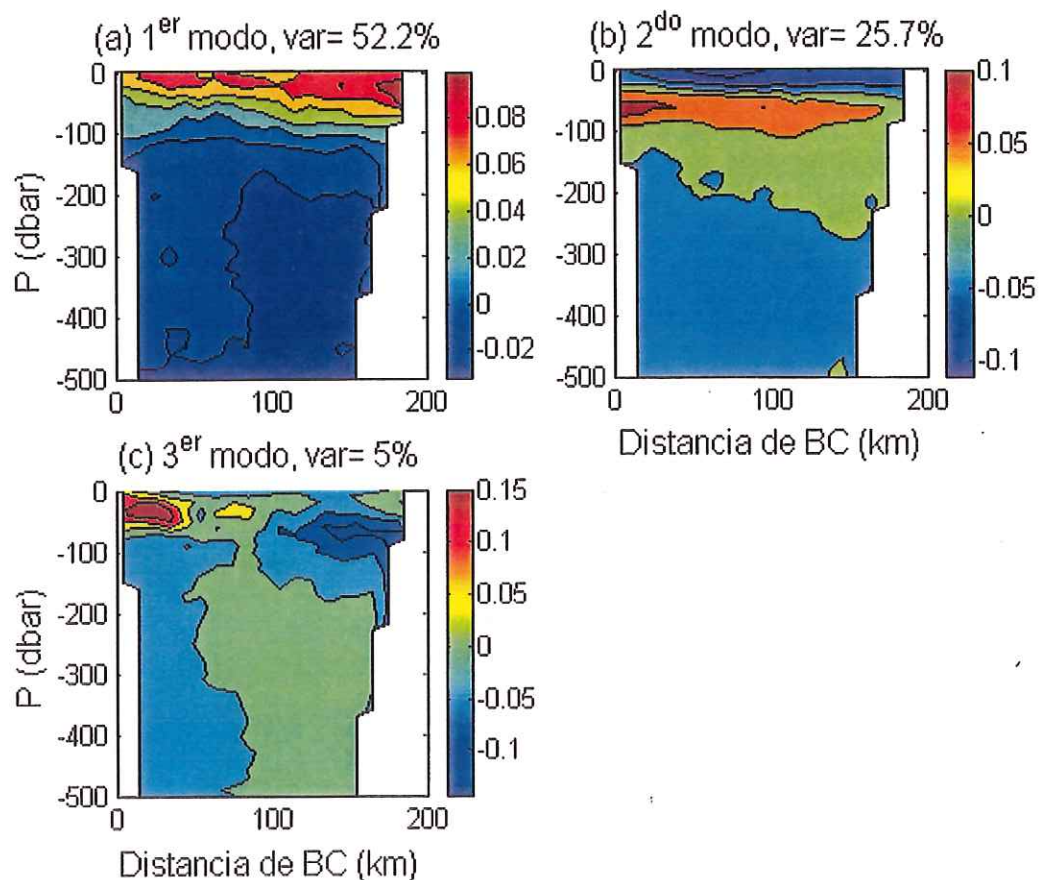


Figura 16. Funciones Empíricas Ortogonales de temperatura potencial, de la mezcla de los cruceros históricos y recientes. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo.

Las características de los tres modos (tanto en amplitud como en la estructura espacial) de temperatura y salinidad son muy similares a las explicadas anteriormente utilizando los nueve cruceros recientes, sin embargo, existe la inclusión de otros cruceros que puede reforzar o incrementar los rasgos en las observaciones. Por ejemplo, el crucero de marzo de 1983, se realizó bajo condiciones de El Niño 1982-83.

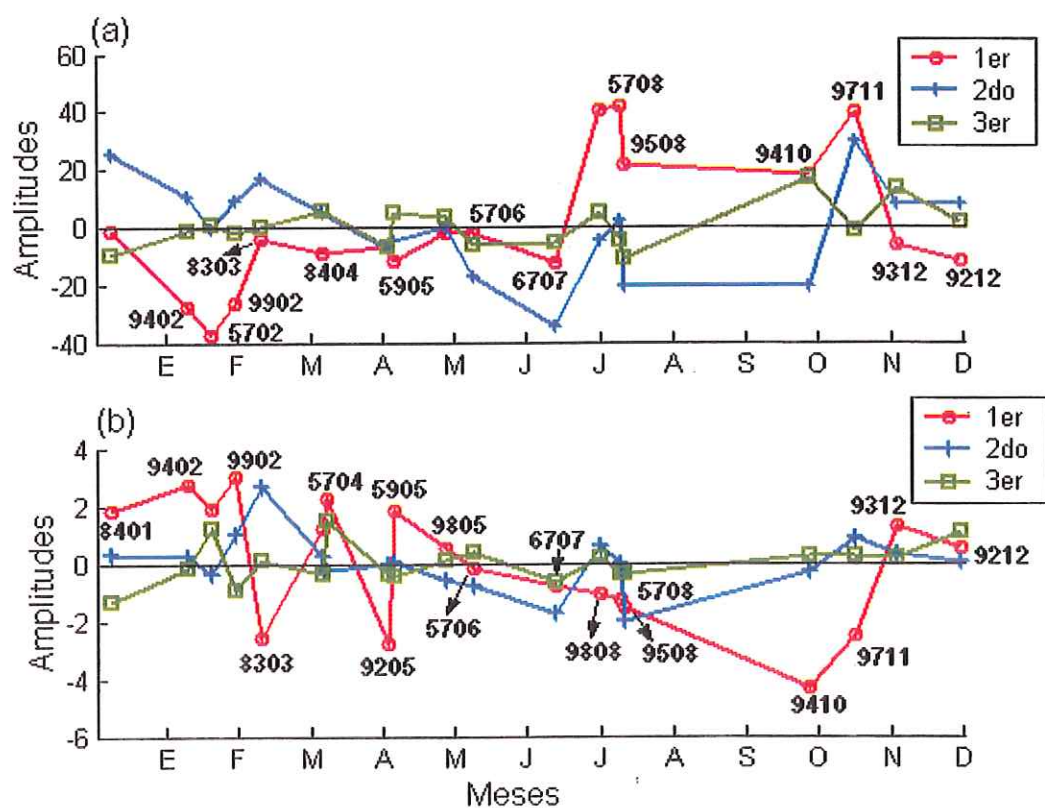


Figura 17. Amplitudes de los tres primeros modos (a) temperatura potencial y (b) salinidad de los cruceros históricos y recientes.

La amplitud del primer modo en temperatura presenta una señal estacional (Fig. 17a), donde el máximo es en los dos cruceros de agosto (1957 y 1998) y el mínimo es en febrero de 1957. Estos valores causan un calentamiento (enfriamiento) en la capa superior (0-60 dbar) de $\sim 4.0^{\circ}\text{C}$ (Fig. 16a). La variabilidad interanual está presente, ya que la amplitud en noviembre de 1997 es similar a los de verano, la del crucero de marzo de 1983 tiene mayor respecto a la de abril de 1984 y mayo de 1992, también, la amplitud en enero de 1984 es mayor a todos los de invierno. En este último crucero se observa

una capa mezclada (0-60 dbar) con temperaturas que rebasan los 22°C (no presentado). Lavín et al. (1997) analizando condiciones hidrográficas de El Niño dentro del golfo, reportaron características del ASE hasta la altura de la Paz, BCS, en enero de 1984, lo cual no es común en invierno. Otro rasgo notable en la amplitud de temperatura en julio de 1967 y agosto de 1995, es la disminución (enfriamiento) observada, ya que el primero presenta valores comparables a los de primavera, y en el segundo se observa una disminución respecto a los otros dos de agosto. Ambos cruceros presentan rasgos del ascenso de isotermas cerca de BCS (no presentado).

En segundo modo (Fig. 16b y 16b), anomalías positivas están reflejadas en un calentamiento subsuperficial (40-80 dbar), con el máximo en noviembre de 1997 (2.5°C), seguido por enero de 1984 (2.0°C) y marzo de 1983 (1.4°C).

En salinidad no es evidente una señal estacional clara (Fig. 17b y 18). La amplitud del primer modo (Fig. 17b) presenta el máximo en los cruceros de febrero y el mínimo en octubre-noviembre de 1994. Dos mínimos secundarios de similar amplitud son observados afines de invierno y primavera (marzo de 1983; mayo de 1992), donde otros cruceros presentan valores altos. Si estos dos últimos cruceros son excluidos del análisis, se observa una señal estacional. Estos cruceros fueron realizados en condiciones de El Niño (Lavín et al., 1997; Trasviña et al., 1999). El crucero de noviembre de 1997, se realizó en condiciones de El Niño, pero la amplitud de la salinidad tiene un mínimo cuando la señal estacional en octubre-noviembre de 1994 tiene un mínimo también. Es posible que el campo de salinidad de noviembre de 1997, sea

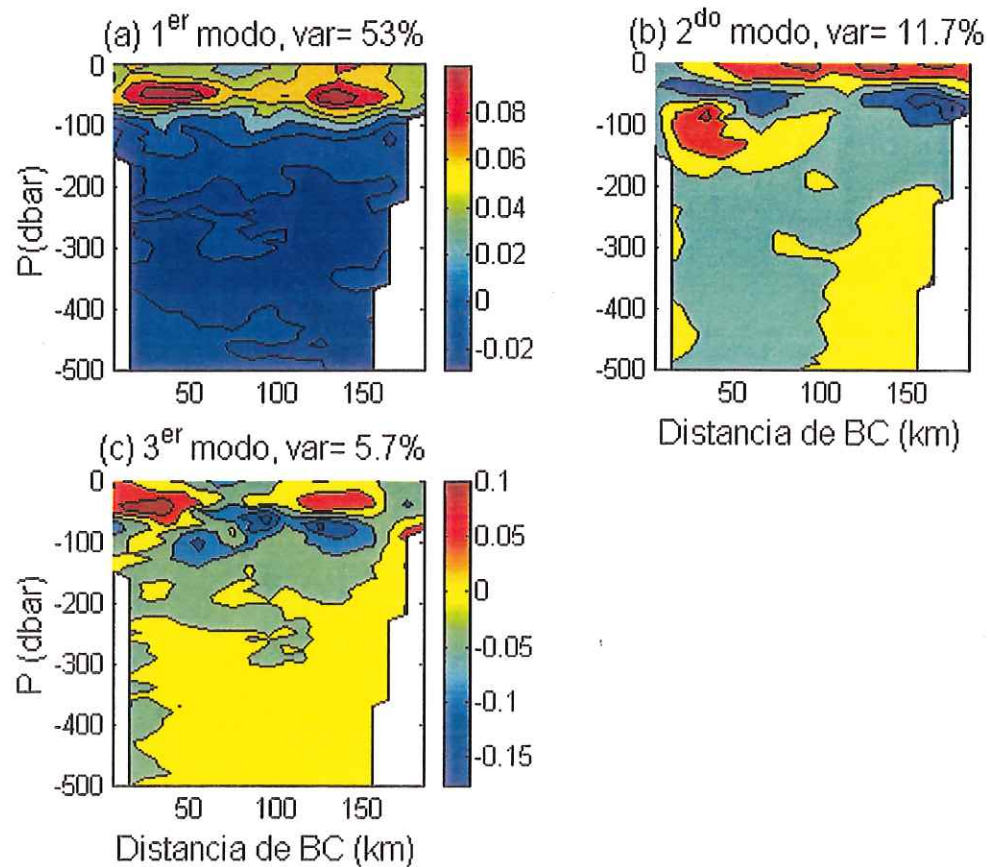


Figura 18. Funciones Empíricas Ortogonales salinidad, de la mezcla de los cruceros históricos y recientes. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo.

obscurecido por el ciclo anual, lo cual no es el caso para los otros cruceros (marzo de 1983 y mayo de 1992), ya que estos muestran un decrecimiento evidente cuando el máximo es alcanzado en invierno (primavera).

En la estructura espacial el patrón es muy similar al de los nueve cruceros recientes (Fig. 13), donde la mayor variabilidad es en la capa superior de 100 dbar, con máximos en dos núcleos subsuperficiales, uno a 35 Km de BCS y otro a 130 Km de BCS, entre 40-70 dbar. Para los cruceros de marzo y mayo de 1992 estos núcleos presentan una disminución de la salinidad de -0.3 y para octubre-noviembre de 1994 de -0.48. Para los cruceros de febrero se observa un aumento de ~ 0.32 .

En el segundo modo no se observa una señal estacional, destaca en amplitud (Fig. 17b) un máximo positivo (3.1) en el crucero de marzo de 1983, el cual en el modo espacial indica un aumento de salinidad (0.3) subsuperficial (60-100 dbar) cerca de la plataforma de Sinaloa, así como disminución en un núcleo entre 70-160 dbar cerca de BCS, y en una capa superficial delgada (0-40 dbar). Valores negativos máximos de amplitud (-2) son observados en julio de 1967 y agosto de 1995, que en la estructura espacial son reflejados en una aumento en salinidad en el núcleo subsuperficial situado cerca de BCS, así como en la capa superior (0-40 dbar).

5.1.3 Variación de la altura dinámica y de los campos de velocidad geostrofica

En las secciones de temperatura (Fig. 5) las estructuras en forma de domo, asociadas con el levantamiento (hundimiento) de las isotermas aparecen en algunos cruceros. La capa superficial del mar (~0-150 o 0-200 dbar) en este aspecto se comporta de manera distinta a las capas más profundas (>200 dbar), posiblemente relacionado a la respuesta del viento. Estos patrones de variación influyen sobre la AAD, y por lo tanto con circulación en la zona.

Debido a que la AAD está asociado con el calor almacenado en la columna, la señal estacional en la capa de 0/200 dbar (Fig. 19a) tiene los máximos (mínimos) en verano y otoño (invierno y primavera). Destaca la sección de noviembre de 1997 por ser la mayor de todos los cruceros y por tener un hundimiento a 70 Km de BCS, asociado a circulación ciclónica. Mayo de 1992 se caracteriza por hundimientos a 10 y 85 Km de BCS y los valores más altos hacia Sinaloa. En mayo de 1998 hay hundimiento cerca de BCS y un domo que cubre gran parte de la sección, cuyo máximo es a 90 Km de BCS, en este caso domina la circulación anticiclónica. Agosto de 1998 presenta poca variación a lo largo de la sección, lo que contrasta con agosto de 1995, que tiene una marcada pendiente con el máximo cerca de Sinaloa, lo cual indica flujo hacia dentro del golfo en gran parte de la

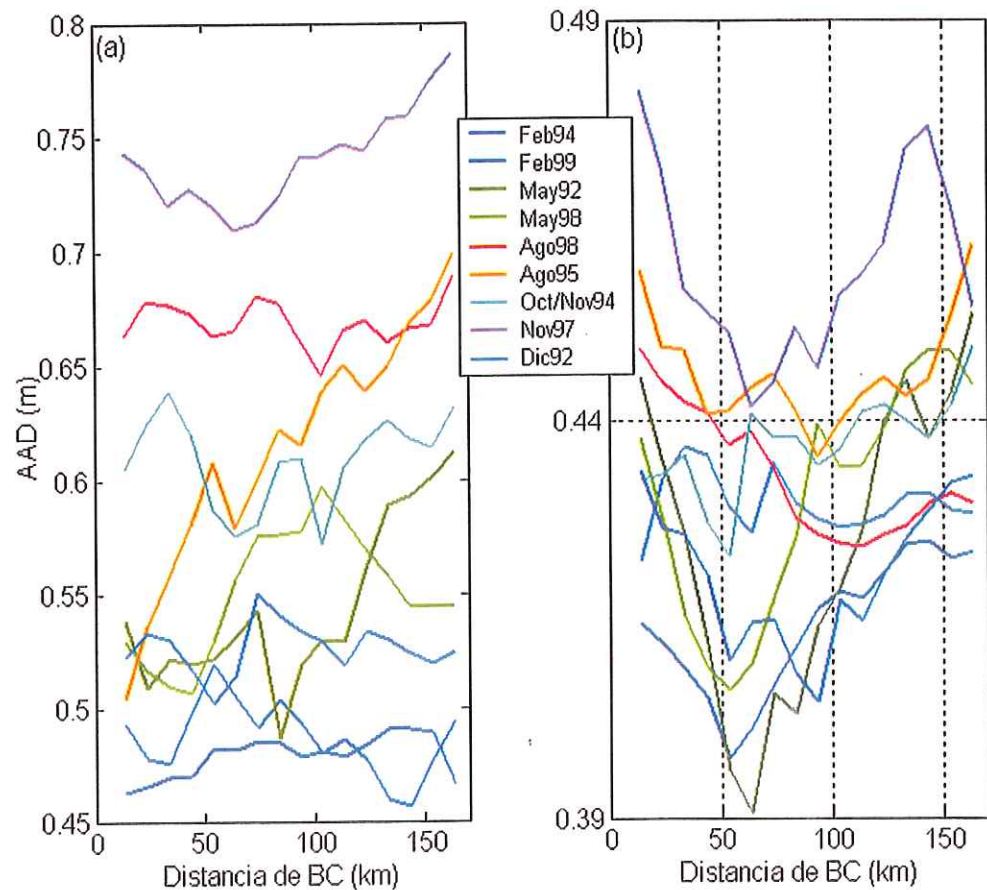


Figura 19. Altura dinámica (metros dinámicos) de los cruceros de la sección A. (a) 0/200 dbar y (b) 200/500 dbar.

sección. Octubre-noviembre de 1994 presenta poca variación, con máximos y mínimos a lo largo de la sección y valores altos cerca de ambas costas. Los dos cruceros de febrero presentan poca variabilidad.

En la capa de 200/500 dbar (Fig. 19b), a excepción de octubre-noviembre de 1994, los cruceros presentan hundimiento en el centro de la sección, siendo

los más prominentes los de mayo, noviembre de 1997 y diciembre de 1992. Lo anterior es asociado con circulación ciclónica. En agosto de 1998 se observa una pendiente muy pronunciada que alcanza el mínimo del a 110 Km cerca de BCS, para luego tener una pequeña pendiente hacia arriba cerca de Sinaloa.

En los campos de velocidad geostrófica (Fig. 20) se observa gran variabilidad en los flujos de entrada y salida a lo largo de la sección. En primavera e invierno (Fig. 20b, c, d, i, excepto febrero de 1994), la mayor parte del flujo baroclínico hacia fuera del golfo predomina cerca de BCS con un núcleo promedio de ~45 Km que se extiende a mas de 700 dbar. Las velocidades máximas ocurren en primavera y son de 0.6-0.7 m/s cerca de superficie, pero velocidades de 0.2 m/s rebasan los 700 dbar. Flujo baroclínico hacia dentro del golfo es en gran parte de la sección central, y varía de 20 Km (diciembre de 1992) a mas de 60 Km (mayo de 1992) con velocidades de 0.1 m/s a 1000 dbar. En estos cruceros un flujo de salida angosto adyacente a la plataforma de Sinaloa prevalece, a excepción de mayo de 1992.

En verano (Fig. 20e y 20f) no se observa un patrón definido en la estructura de los flujos. En agosto de 1998 el flujo de salida es principalmente por la parte central (~50 Km de ancho), con velocidades de 0.30 m/s cerca de la superficie y de 0.05 m/s a 1000 dbar. Flujo de entrada ocurre tanto cerca a BCS como de Sinaloa. En agosto de 1995 se observan núcleos alternados que inician con el

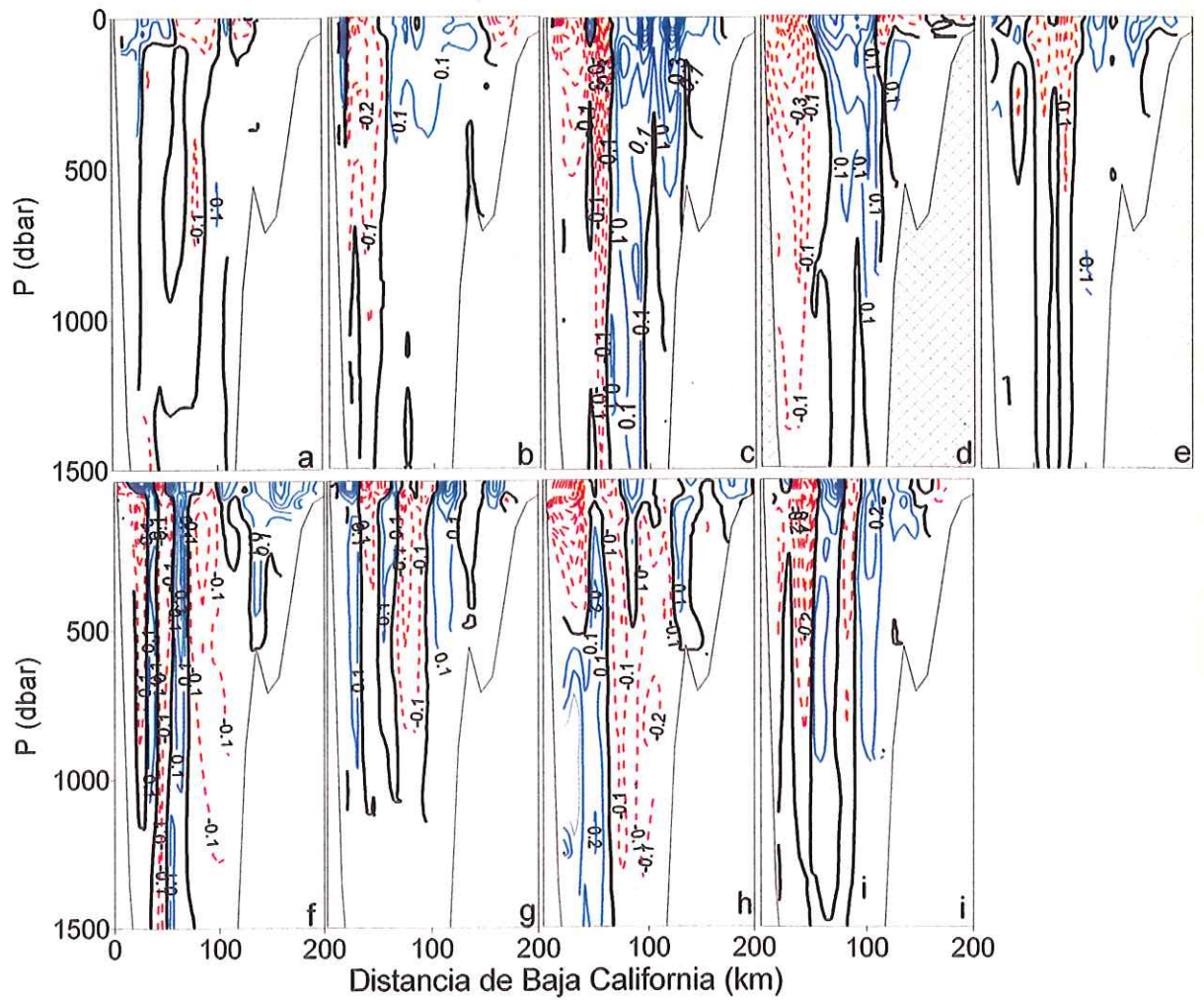


Figura 20. Velocidad geostrófica (m/s) referida a la profundidad máxima común entre dos estaciones. El espaciamento entre isotácas es de 0.1 m/s. Valores positivos (negativos) con línea continua (quebrada) indican flujo hacia dentro (afuera) del golfo. (a) 8-9 de febrero de 1994, (b) 28-29 de febrero de 1999, (c) 2-5 de mayo de 1992, (d) 28-30 de mayo de 1998, (e) 2-4 de agosto de 1998, (f) 13-15 de agosto de 1995, (g) 31 de octubre al 1 de noviembre de 1994, (h) 19-20 de noviembre de 1997 y (i) 29-31 de diciembre de 1992.

flujo de salida junto a BCS. El flujo de entrada más amplio (80 Km) ocurre cerca de Sinaloa con velocidades mayores que 0.4 m/s cerca de la superficie.

En octubre-noviembre de 1994 (Fig. 20g, 20h) el patrón de flujos de entrada y salida consiste de núcleos angostos (~35 Km) que se alternan a lo largo de la sección. En noviembre de 1997, el flujo de salida ocurre en gran parte de la sección, y junto a BCS, en un núcleo de 40 Km de ancho que se extiende a 500 dbar se encuentran las máximas velocidades (1 m/s cerca de la superficie) de esta sección. Debajo de este núcleo el flujo de entrada es hasta el fondo, y de 700-1200 dbar alcanza 0.3 m/s. Del lado de Sinaloa el flujo hacia dentro del golfo es débil y angosto.

La sección del campo medio de velocidad geostrófica y su desviación estándar se muestran en las Figuras 21a y 21b. El mayor flujo hacia fuera del golfo ocurre cerca de BCS, con ~40 Km de ancho y se extiende a ~750 dbar. Las velocidades máximas son de 0.2 m/s entre 35 y 100 dbar. El flujo hacia dentro del golfo principalmente ocupa la parte este de la sección, es ancho (80 Km) y somero, las isotácas de 0.10 m/s no exceden los 160 dbar. En las capas superficiales el flujo máximo es de 0.4 m/s a una distancia de 160 Km de BCS. Entre estos flujos, se observan dos chorros angostos, uno hacia dentro a 50 Km de BCS, 20 Km de ancho y con velocidades máximas de 0.25 m/s cerca de la superficie, y otro de salida, de 10 Km de ancho y velocidades menores. La desviación estándar es alta, indicando la gran variabilidad que existe en los flujos de entrada y salida a lo largo de toda la sección. Los máximos ocurren

cerca de la superficie y disminuyen con la profundidad, tal que valores de 0.2 m/s están restringidos en los primeros 280 dbar.

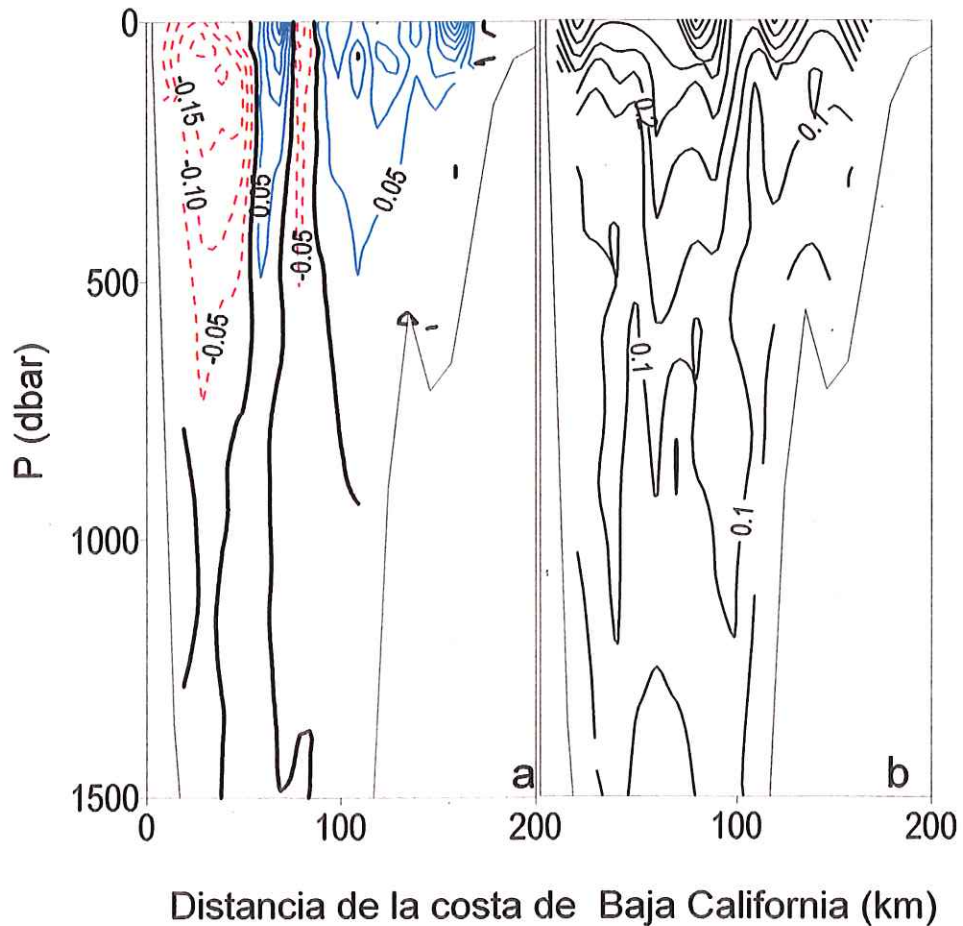


Figura 21. (a) Campo medio de velocidad geostrófica (m/s), al nivel de referencia de la profundidad máxima común entre dos estaciones. El espaciamiento entre isotácas es 0.05 m/s respectivamente. Valores positivos (negativos) con línea azul (roja) indican flujo hacia dentro (afuera) del golfo. (b) Desviación estándar.

5.1.3 Intercambios calor, sal y agua entre el Océano Pacífico y el Golfo de California.

Los resultados de los flujos de calor y sal horizontal se presentan en la Tabla V. Se utilizaron las dos aproximaciones para corregir la velocidad geostrofica (Ecs. 11.a y 11.b) bajo la condición de flujo de masa cero.

Tabla V. Flujo neto de calor y sal horizontal en la entrada al Golfo para la sección A. Se utilizan las aproximaciones para obtener el flujo de masa cero: sumando a la velocidad geostrofica C y C_i . Flujo >0 (<0) indica ganancia (pérdida) de calor y sal en el golfo.

Mes-día	Año	Flujo de calor 10^{12} W		Flujo de Sal 10^8 Kg/s	
		C	C_i	C	C_i
FEB 8-9	1994	8.6	8.5	0.13	0.25
FEB 28-29	1999	7.4	14.3	-5.7	-4.5
MAY 2-4	1992	33.2	23.8	3.1	13.0
MAY 28-30	1998	40.	27.0	-11.6	-12.7
AGO 2-4	1998	7.5	19.5	3.8	4.1
AGO 13-15	1995	11.9	11.3	-7.8	-8.1
OCT 1-NOV-31	1994	18.4	22.1	11.2	11.4
NOV 19-20	1997	-56.7	-75.4	3.6	2.8
DIC 29-31	1992	-39.6	-36.6	-11.5	-10.6
Promedio		3.4	1.6	-0.53	-0.48

*Calculado hasta 1200 m.

Salidas hacia el Pacífico del flujo de calor neto resultaron en los cruceros de noviembre de 1997 y diciembre de 1992. Mientras que las entradas se observan en el resto de los cruceros. El flujo de calor para el crucero de octubre-

noviembre de 1994 fue el único que no se resolvió hasta el fondo, debido a la profundidad máxima de muestreo en la sección.

El flujo de calor medio de los nueve cruceros (Fig. 22a) se presenta hasta 1200 dbar, debido a la longitud del cable hidrográfico en octubre-noviembre de 1994, aunque para los demás cruceros si se resolvió hasta el fondo. La variabilidad en los flujos a lo largo de la sección es modulada por el campo medio de velocidad geostrófica (Fig. 21). La salida (entrada) principal de calor se observa en un flujo cerca de BCS (cerca de Sinaloa) que se extiende a profundidades mayores de 400 dbar.

Los patrones asociados con el análisis de FEO del flujo de calor horizontal se presentan en la Fig. 23. Los primeros 3 modos suman el 74% de la varianza, con 34.7%, 25% y 14%, respectivamente. En el primer modo, la variabilidad de la amplitud (Fig. 23d) muestra flujo de salida en invierno-primavera (a excepción de febrero de 1994) y entrada en verano-otoño (a excepción de noviembre de 1997). La estructura espacial tiene fuerte variación horizontal y cambia de signo a lo largo de la sección (Fig. 23d). El flujo de salida principal ocurre cerca de BCS en febrero de 1999, mayo de 1992 y 1998, noviembre de 1997 y diciembre de 1992, con el máximo en primavera. Aunque un flujo con menor intensidad hacia afuera ocurre cerca de Sinaloa. En estos períodos el flujo de entrada es a 75 Km y 130 Km de BCS. Lo anterior indica que las salidas de aguas más cálidas ocurren cerca de BCS principalmente. Las entradas y salidas de calor se invierten para febrero de 1994, agosto y octubre-noviembre de 1994.

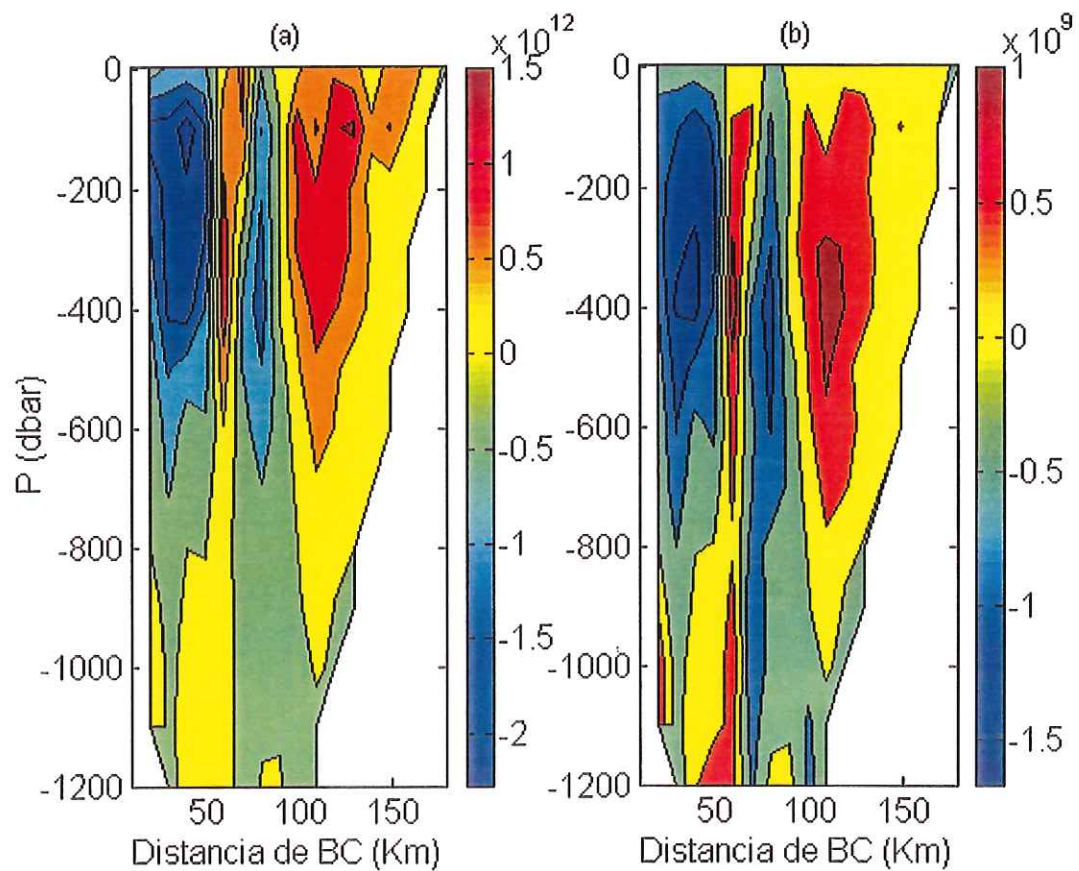


Figura 22. Campos medios: (a) Flujo horizontal de calor (TW) y (b) Flujo horizontal de sal (Kg/s). Valores positivos (negativos) indican flujo de entrada (salida).

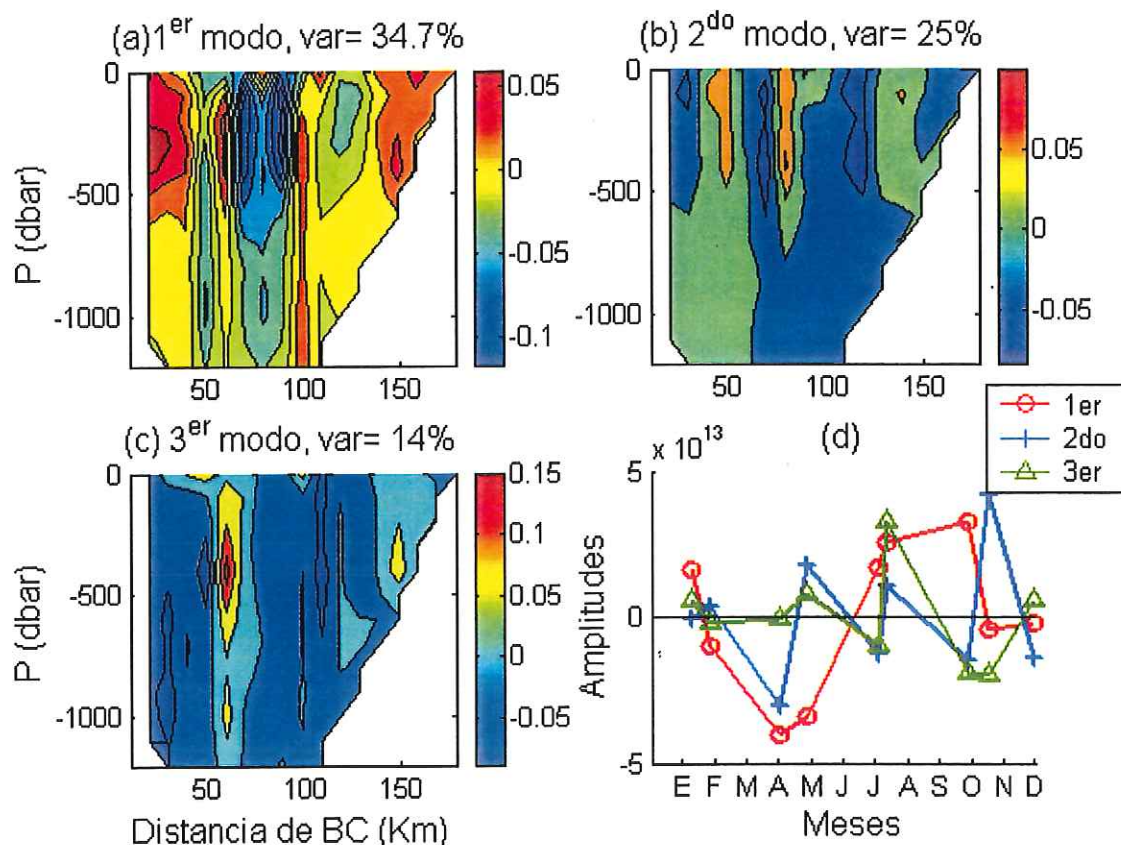


Figura 23. Funciones Empíricas Ortogonales del flujo de calor horizontal, utilizando los 9 cruceros de la sección A. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes. Valores positivos (negativos) indican flujo de entrada (salida).

En el segundo modo, la amplitud tiene variabilidad alta y no una señal definida. El flujo de salida ocurre en gran parte de la sección (Fig. 23b), con el máximo en noviembre de 1997, después mayo de 1998, agosto de 1995 y el mínimo en febrero de 1999. La entrada en estos períodos es en dos núcleos angostos (~10 Km de ancho) que alcanzan los 400 dbar, centrados a 50 y 80 Km de BCS, así como uno más pequeño a 150 Km de BCS. En los otros cruceros, que tienen signo negativo en amplitud, la entrada máxima de calor es en mayo de 1992 y se reduce en agosto de 1998, octubre noviembre de 1997 y diciembre de 1992.

En el tercer modo amplitudes positivas del flujo de calor son en febrero de 1994, mayo de 1998, diciembre de 1992, y destaca el máximo en agosto de 1995, lo cual indica en la estructura espacial salida en gran parte de la sección (Fig. 23c). Entradas máximas en el resto de los cruceros ocurren en otoño.

A las dos aproximaciones del flujo de calor (Tabla V) se le aplicó un ajuste armónico para extraerles la señal estacional. La sección del crucero de octubre-noviembre de 1994, no se incluyó en el ajuste debido a que no se utilizó la misma área que las demás secciones por la profundidad de los lances. El ajuste resultó con el 97% (99%) de la varianza explicada para cada aproximación respectivamente, C y Ci (Fig. 24). Se observa una señal anual clara, con la amplitud máxima indicando ganancia de calor el 30 de mayo (29 de junio) y mínimo el 16 y 12 de noviembre.

Los resultados de Castro et al. (1994), Ripa (1997) y Berón-Vera (2000) de flujo de calor en la entrada al golfo son comparados con este estudio (Fig.

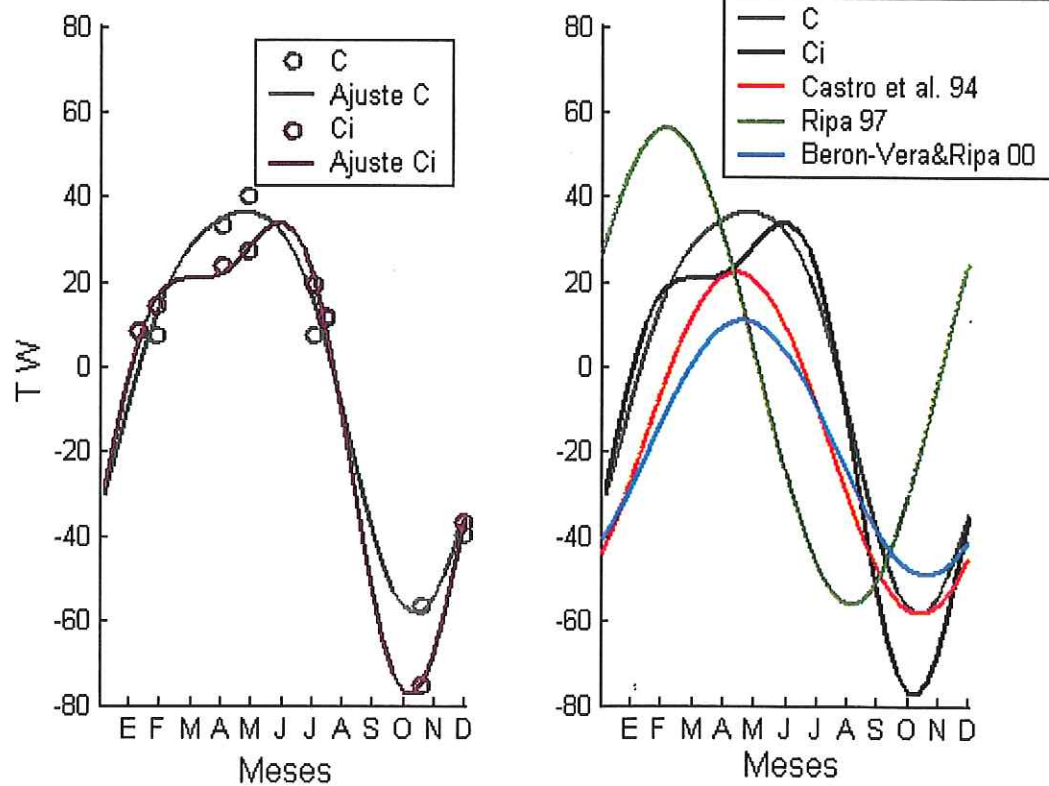


Figura 24. Ajuste armónico de los flujos de calor horizontal en la entrada al Golfo de California en TW. (a) Flujo de calor de este estudio, (b) Comparación con otros estudios.

24b). Castro et al. (1994) y Berón-Vera y Ripa (2000) resolvieron el balance de calor de todo el golfo con datos hidrográficos históricos, y no utilizaron el campo de velocidad para obtener el flujo horizontal de calor, lo obtuvieron con modelos de caja a partir del calor almacenado obtenido en la capa superior del océano y del flujo neto de calor a través de la superficie del mar. Los resultados en la entrada del golfo están en muy buen acuerdo con este estudio a pesar de haber usado métodos totalmente distintos. Las diferencias más notables son que en este estudio las ganancias (pérdidas) máximas de calor son mayores, sobre todo con la aproximación usando C_i . Salidas de calor resultaron de principios de septiembre a principios de febrero y ganancia el resto del año. Ripa (1997) a partir de datos históricos de temperatura y salinidad, dividió al golfo en cajas a lo largo del golfo, a las cuales le ajustó por cuadrados mínimos 7 líneas rectas transversales. Estimó en cada una el perfil de velocidad promedio, utilizando el gradiente de densidad transversal. También, para calcular la advección horizontal promedio debido al flujo de calor, utilizó la condición de transporte cero. Este método es similar al utilizado en este estudio, la diferencia radica en que aquí el cálculo se hizo con las observaciones directas en la sección de la entrada y no se utilizó el perfil promedio. Los resultados de Ripa (1997) están en buen acuerdo (en magnitud) con los de Castro et al. (1994) en las secciones a lo largo del golfo, aunque difieren en la sección denominada Boca así como en la fase para la mayoría de las secciones. Comparado con este estudio, la sección Boca de Ripa (1997), tiene una diferencia de fase de aproximadamente

tres meses, mientras que el máximo (mínimo) flujo de calor entrando (saliendo) al golfo es de principios de marzo (principios de septiembre).

En el intercambio de sal, los flujos de salida (exportación) son encontrados en los cruceros de febrero de 1999, mayo de 1998, agosto de 1995 y diciembre de 1992 (Tabla V). Un punto a notar, es que precisamente estos cruceros fueron los que tuvieron mayor presencia del AGC (Fig. 6). Los otros cruceros que también fueron en las mismas temporadas, pero sin la presencia (o poca presencia) del AGC, mostraron flujo de sal entrando. El máximo se observó en mayo de 1992 (13×10^8 Kg/s), aunque octubre-noviembre de 1994 (11.4×10^8), también, presentó valores altos. Febrero de 1994 resultó positivo pero muy pequeño (0.13 y 0.25×10^8 Kg/s). Los flujos de sal que presentan la mayor diferencia son los cruceros de mayo 1992 y mayo 1998.

El campo medio del flujo de sal (Fig. 22b) es muy similar al de flujo de calor, resultado del patrón del campo medio del flujo geostrófico.

Los patrones asociados con el análisis de FEO del flujo de sal horizontal se presentan en la Fig. 25. Los primeros 3 modos tienen el 35%, 24% y 15%, respectivamente, de la varianza. La amplitud del primer modo parece tener una señal estacional (Fig. 25d). El flujo de salida se observa (Fig. 25a) cerca de BCS (y Sinaloa) desde la superficie hasta más de 800 dbar, con el máximo en los dos cruceros de mayo y mínimo en febrero de 1999. Las entradas de sal para estos cruceros es entre 60-90 Km de BCS. En el resto de los cruceros donde la amplitud es negativa resulta flujo de sal entrando (saliendo) al revés

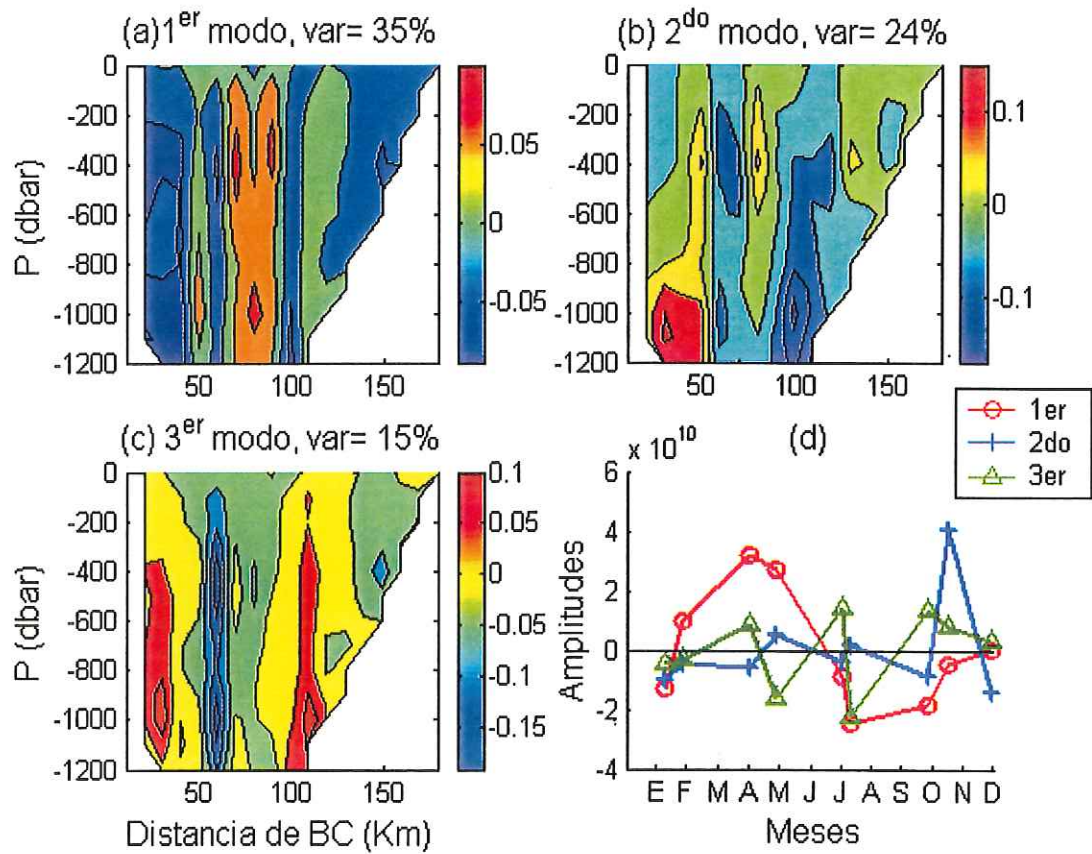


Figura 25. Funciones Empíricas Ortogonales del flujo de sal horizontal, utilizando los 9 cruceros de la sección A. (a) Primer modo, (b) Segundo modo, (c) Tercer modo y (d) Variabilidad en tiempo de las amplitudes. Valores positivos (negativos) indican flujo de entrada (salida).

de los tres cruceros previos, con el máximo en agosto de 1995 y mínimo en diciembre de 1992.

En el segundo modo destaca con el máximo de amplitud el crucero de noviembre de 1997, que implica flujo de salida en gran parte de la sección (Fig. 25b). Otros cruceros de amplitud positiva pero de amplitud baja, son mayo de 1998 y agosto de 1995.

En el tercer modo flujos de entrada cerca de BCS se observan en mayo de 1992, agosto de 1998, los dos cruceros de otoño y diciembre de 1992.

El transporte de volumen neto para cada crucero es mostrado en la Tabla VI. Se calculó utilizando ambas aproximaciones de velocidad geostrófica corregida con la condición de flujo de masa cero y se observó muy poca diferencia. En primavera y otoño se tienen los valores mayores y los menores en verano. Si se comparan estos resultados con los de otros autores (Tabla I), el orden de magnitud del flujo de entrada y salida de este trabajo rebasa por más del doble a que lo resolvieron usando conservación de sal, o al calculado con de nivel de referencia de 500 m. Coincide en el orden de magnitud con los trabajos de que lo resolvieron con el nivel de referencia de 1500 o el fondo. Posiblemente este transporte sea subestimado y no representativo del área cuando se calcula con el nivel de referencia menores de 1500 m.

Tabla VI. Transporte de volumen (Sv) ajustado a flujo de masa cero utilizando la aproximación bi.

Mes – Día	Año	Entra-Sale
FEB 8-9	1994	± 7.3
FEB 28-29	1999	± 6.6
MAY 2-4	1992	± 12.6
MAY 28-30	1998	± 10.7
AGO 2-4	1998	± 5.6
AGO 13-15	1995	± 6.7
OCT-NOV 31-1*	1994	± 7.6
NOV 19-20	1997	± 10.7
DIC 29-31	1992	± 8.3
Promedio		± 8.6

*Calculado hasta 1200 m.

5.2 Secciones B-C y Z.

5.2.1 Variabilidad de las propiedades termohalinas

En estas secciones no están presentes los cruceros de febrero de 1994, mayo 1992, diciembre de 1992 y se incluyó uno de septiembre de 1997. Las características termohalinas observadas en el diagrama θ -S de éstas secciones (Fig. 26) para temperaturas menores que 12°C , muestran los mismos rasgos que en la sección A. Sin embargo, para aguas con temperaturas mayores, en general se observa menor variabilidad que en la sección A. En estas secciones el ACC tiene muy poca presencia, solo en agosto de 1995 se observa algunos rasgos de esta masa entre los límites del ASE y AsSst. El AGC tiene mayor presencia, y comparado con la sección A, destacan los cruceros de agosto de 1998 y octubre de 1994. Cruceros que presentaron condiciones más uniformes en sus propiedades fueron los de septiembre y noviembre de 1997. El calentamiento estacional de las aguas superficiales indicada por las características similares en el extremo superior de cada θ -S para los cruceros, muestra claramente que en febrero de 1999 las aguas fueron mucho más frías (19°C) que las observadas en septiembre de 1997 (31.25°C). La salinidad superficial no muestra un patrón estacional definido, con las aguas de mayor salinidad ($S > 35.3$) en febrero de 1999, y también valores altos en octubre-noviembre de 1994, agosto de 1998, agosto de 1995 y mayo de 1998. Los mínimos son observados en septiembre y noviembre de 1997. En los cruceros

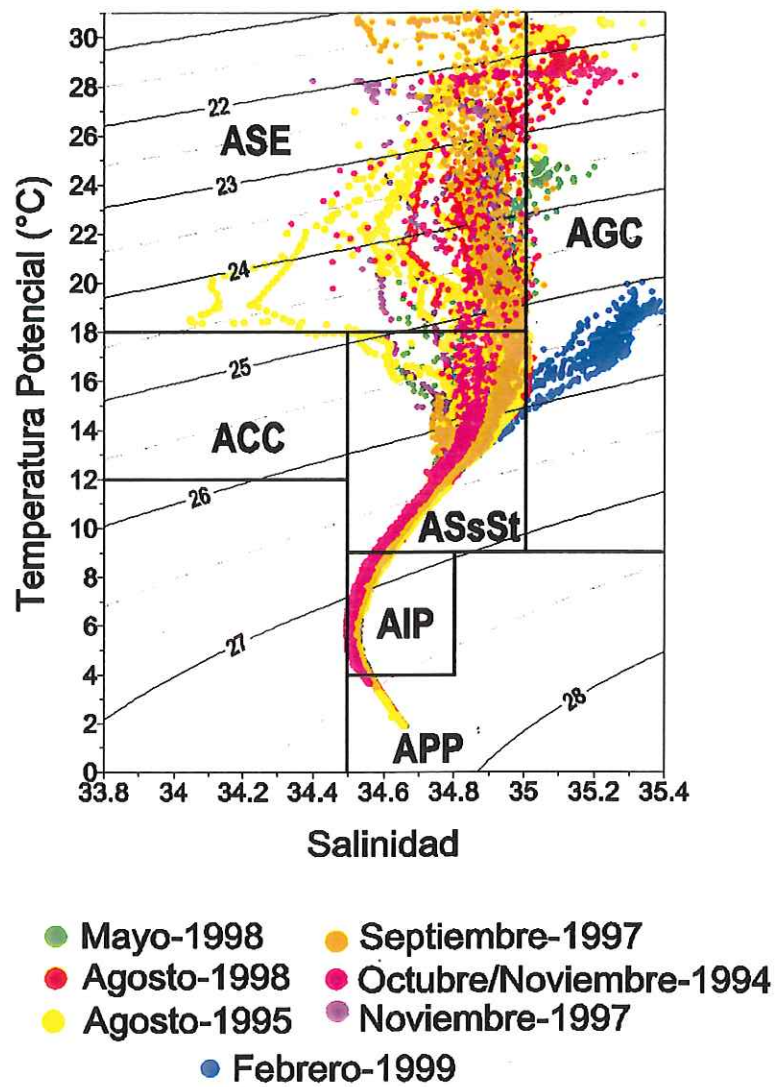


Figura 26. Diagrama de temperatura potencial y salinidad para los lances de CTD de las secciones B-C. Las masas de agua están definidas en la Fig. 3.

de verano se observan características de aguas del golfo ($S > 34.9$) tanto en superficie como subsuperficialmente.

En la Fig. 27 se muestran los promedios transversales de los perfiles verticales de temperatura potencial, salinidad y anomalía de densidad de cada crucero. La Fig. 27a se caracteriza por el crecimiento (mayo-septiembre) y decaimiento (octubre-febrero) de la termoclina estacional arriba de los 150 dbar. Ambos perfiles de noviembre de 1997, presentan un patrón similar que en la sección A, con una capa superficial mezclada de ~60 dbar con temperatura de 27.2-28°C. Debajo ésta capa la termoclina es más caliente y excede a los cruceros de verano por ~4 °C y rebasa los 100 dbar. Las condiciones de El Niño en esta zona están claramente presentes también. En salinidad (Fig. 27b), la capa superficial con $S \geq 35$ muestra una capa más gruesa que en la sección A. En febrero excede los 100 dbar, en mayo y agosto de 1998 alcanzan los 30 dbar. Salinidades menores ($34.7 < S < 34.8$) y poca variabilidad se observa en toda la columna en noviembre de 1997. En agosto de 1995, el mínimo es de 34.57 y se encuentra entre 50-60 dbar. Los perfiles verticales de anomalía de densidad (Fig. 27c) presentan un patrón con características muy similares a la variabilidad de temperatura.

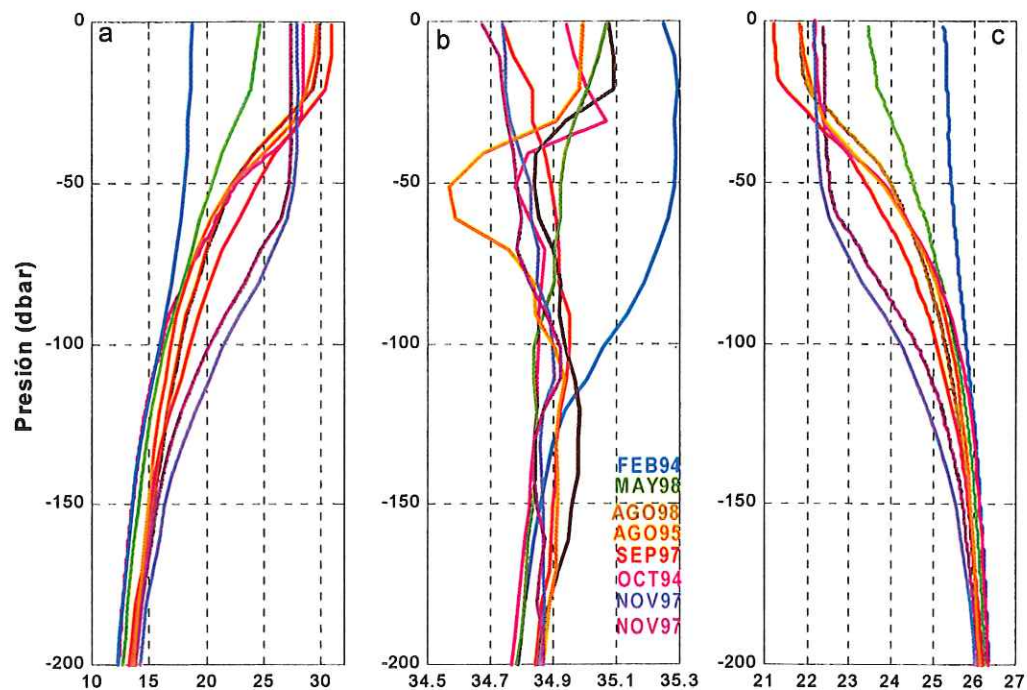


Figura 27. Promedios transversales de las secciones B-C. (a) temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$), (b) salinidad y (c) anomalía de densidad potencial (Kg/m^3).

En las Figuras 28 y 29 se presentan los campos de temperatura y salinidad, respectivamente, para las secciones B-C, en la capa superior de 500 dbar.

En temperatura al igual que la sección A, es evidente el patrón de calentamiento estacional asociado con el desarrollo de la termoclina estacional (Fig. 28). Temperaturas más frías en la capa superficial son observadas en febrero de 1999 (Fig. 28a) cuya isoterma de 19°C se encuentra cerca de la superficie y se hunde hasta ~ 100 dbar en septiembre (Fig. 28e). En la capa

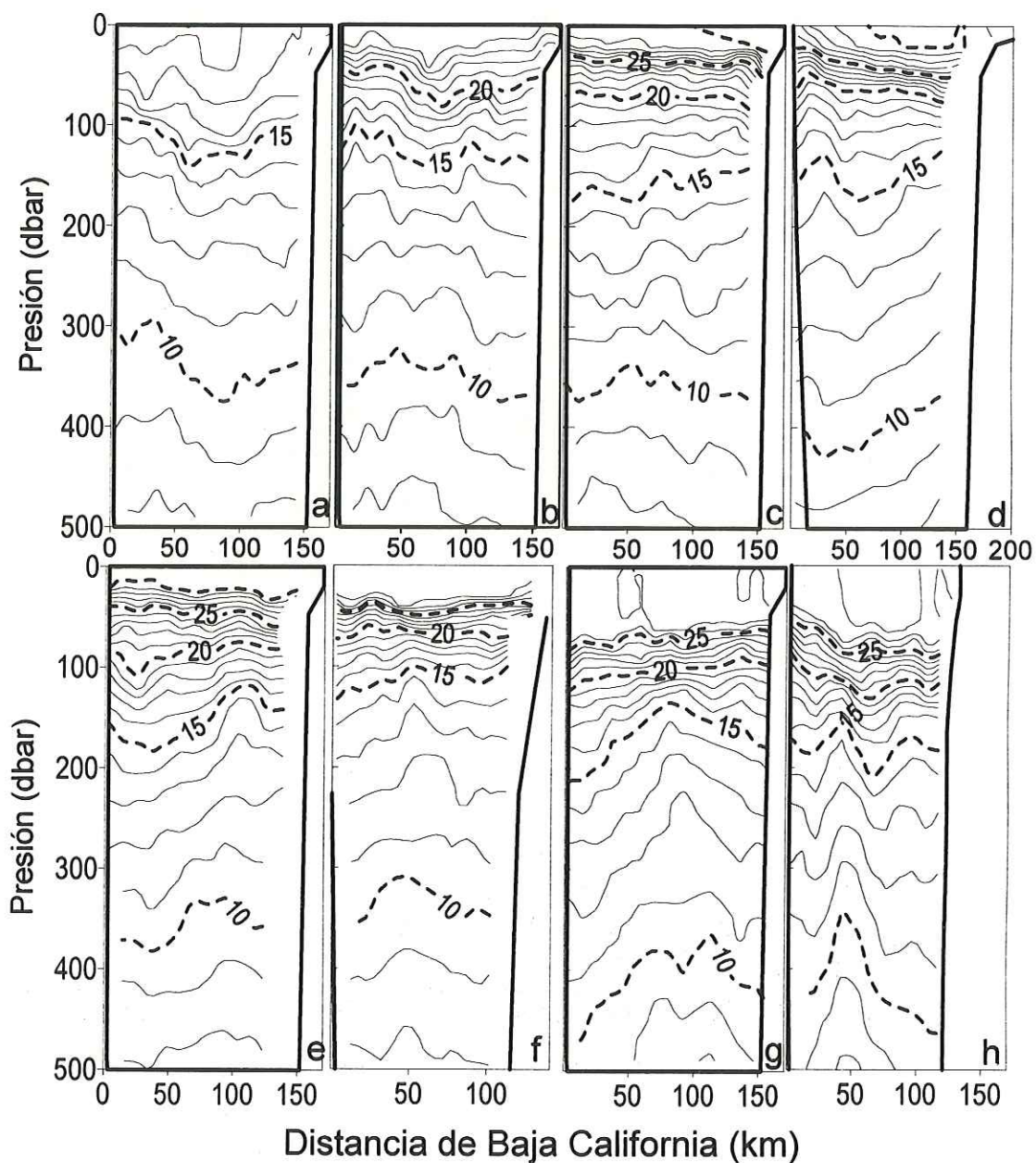


Figura 28. Campos de Temperatura Potencial ($^{\circ}\text{C}$) en secciones B-C. El intervalo de contornos es de 1°C . (a) 25-26 de febrero de 1999, (b) 27-28 de mayo de 1998, (c) 6-7 de agosto de 1998, (d) 20-21 de agosto de 1995, (e) 13-15 de septiembre 1997, (f) octubre 2-3 de noviembre de 1994, (g) 15-16 de noviembre 1997 y (h) 17-18 de noviembre de 1997 en sección C.

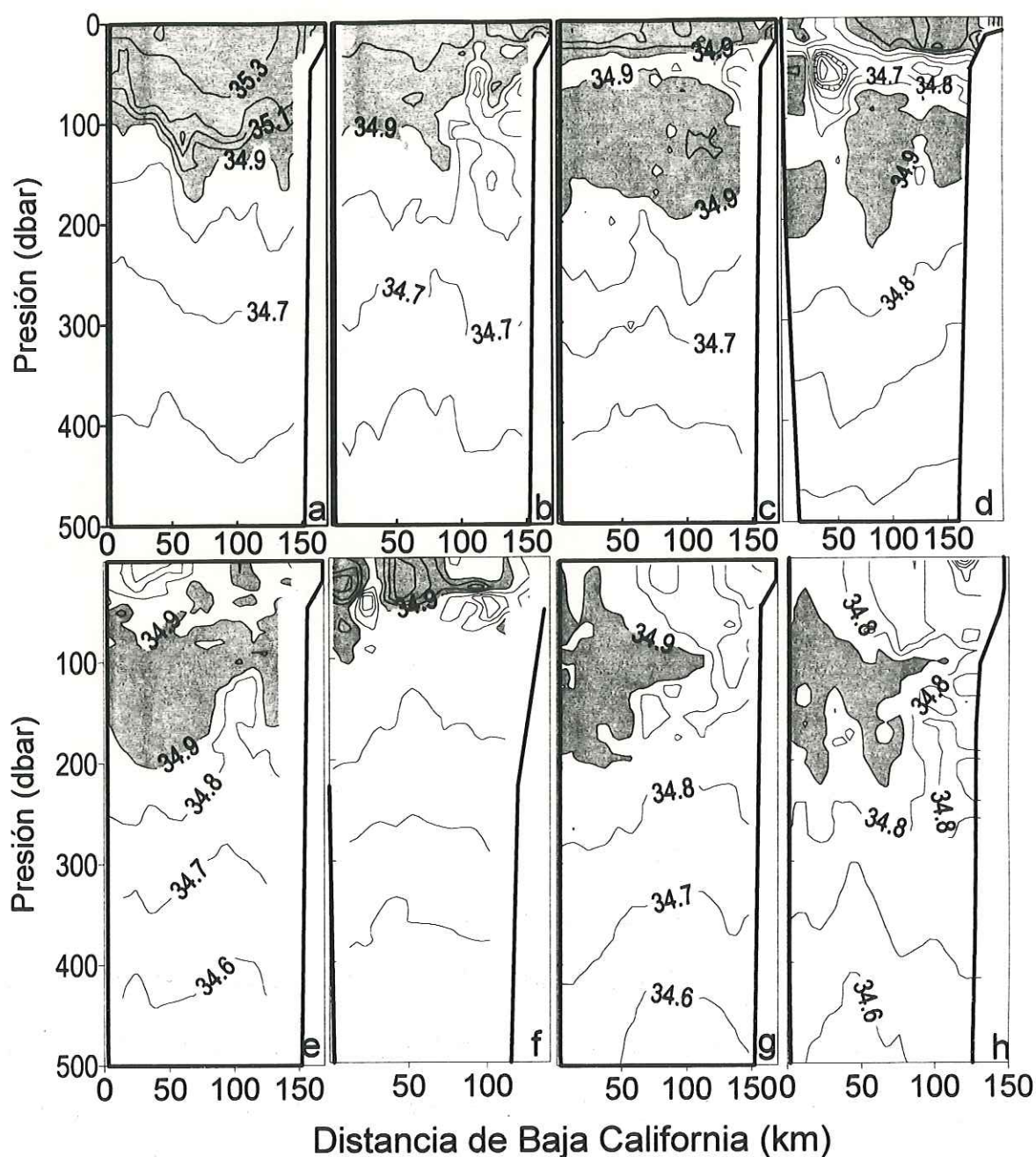


Figura 29. Secciones de salinidad. El intervalo de contorno es de 0.1. La región sombreada indica $S \geq 34.9$. La isólinea achurada indica $S = 34.5$. (a) 25-26 de febrero de 1999, (b) 27-28 de mayo de 1998, (c) 6-7 de agosto de 1998, (d) 20-21 de agosto de 1995, (e) 13-15 de septiembre 1997, (f) octubre 2-3 de noviembre de 1994, (g) 15-16 de noviembre 1997 y (h) 17-18 de noviembre de 1997.

superficial (0-60 dbar) se observa una temperatura mayor cerca de Sinaloa en verano y otoño.

La estructura de los campos de temperatura (densidad, no se presenta) muestran un patrón complejo en las pendientes de las isotermas, lo que sugiere que hay gran variabilidad en la circulación de la zona. En febrero (Fig. 28a) destaca un hundimiento en varias isotermas cerca de la parte central. La isoterma de 18°C que se encuentra en la superficie cerca de Sinaloa, se hunde a 80 dbar a 80 Km de BCS y asciende a 30 dbar en la costa de BCS. Bajo los 100 dbar persiste el hundimiento, pero hay una pendiente más pronunciada hacia BCS. En mayo (Fig. 28b) hay una situación similar pero solo en la capa superior (0-150 dbar), sin embargo, debajo de los 200 dbar la situación es diferente, ya que la estructura de las isotermas presenta ascenso en el centro de la sección (domo), aunque más débil que los cruceros de mayo de la sección A. En agosto de 1998 (Fig. 16c) el patrón de isotermas presenta menor variabilidad y tiende a ser más horizontal. En agosto de 1995 (Fig. 28d) en la capa de ~0-60 dbar las isotermas también ascienden hacia BCS como a la sección A, pero menos pronunciado, sugiriendo un evento de surgencia. Esta sección anterior y la de septiembre (Fig. 28e), bajo los 100 dbar, las isotermas se observan más someras del lado de Sinaloa y más profundas cerca de BCS. En octubre (Fig. 28f) bajo los 120 dbar, se observa levantamiento en varias isotermas en la parte central pero débil. En las dos secciones de noviembre debajo de los 120 dbar los domos en las isotermas son más evidentes que las

secciones anteriores. Por ejemplo, en la Fig. 16g, la isoterma de 10⁰C cerca de BCS se encuentra a 470 dbar, y asciende a 365 dbar a 120 Km de BCS. En la Fig. 28h la misma isoterma ascendió de 425 a 340 dbar a 45 Km de BCS. También se observa en esta sección, un descenso (débil) de las isotermas en la capa superficial (0-120 dbar) en la parte central.

Como se mencionó en los promedios transversales de temperatura, éstas secciones (B y C), tienen rasgos similares a la sección A en noviembre de 1997 asociado con El Niño 1997-98. Resultando en una capa superficial bien mezclada casi en toda la sección y el hundimiento de varias isotermas.

En las secciones de salinidad (Fig. 29) la estacionalidad no es clara. En general comparado con la sección A, se observan valores mayores en la capa superior (~120 dbar). Los máximos valores se presentan en febrero (Fig. 29a), con $S > 35.2$ cerca de la superficie, cubriendo casi toda la sección, y los mínimos son observados en las dos secciones de noviembre (Fig. 29g y 29h), donde la mitad este de la sección mostró valores bajos (34.7-34.8) que se reducen (34.3-34.6) hacia la plataforma de Sinaloa. También, pero subsuperficialmente en agosto de 1995 se presentaron valores bajos ($S \sim 34.5$) cerca de BCS (Fig. 29d).

Características de aguas con salinidad alta se observan principalmente en los cruceros de invierno y primavera; en febrero el AGC es distribuida en toda la sección en una capa superficial gruesa que varía de 35.3 (en la superficie) a 35 a mas de 100 dbar. En mayo la capa con $S = 35$ es más delgada (0-40 dbar) y salinidad de 34.9 alcanza los 110 dbar. En verano aguas de salinidad alta se

presentan tanto en la superficie como subsuperficialmente. En agosto de 1998 (Fig. 29c) la capa del 0-40 dbar varía de 34.9-35.1, y bajo la superficie (60-170 dbar) la salinidad de 34.9 cubre toda la sección, así como un núcleo angosto de 35.0 a 120 dbar cerca de Sinaloa. En agosto de 1995 (Fig. 29d) aguas con $S \geq 34.9$ se observan en diferentes partes de la sección. En la capa superficial hay dos núcleos: uno junto a BCS (0-25 dbar) y otro que se extiende desde 50 Km de BCS hasta Sinaloa (0-40 dbar). Subsuperficialmente se observan dos núcleos cerca de BCS: uno de 20 Km de ancho entre 40-90 dbar y otro más profundo (140-220 dbar) de 40 Km de ancho. En la parte central destaca un gran núcleo que se extiende desde 50 Km de BCS (donde es más grueso, 70-200 dbar) hacia Sinaloa. En septiembre (Fig. 29e) las características son parecidas a las de agosto de 1998, pero en superficie se observan núcleos muy pequeños. Ambas secciones de noviembre (Fig. 25g y 25h) presentan un patrón muy similar, cuya isohalina de 34.9, parece ser restringida entre 10-200 dbar cerca de BCS y hasta 100 Km hacia el este pero reduciendo la capa (90-110 dbar).

Las aguas de salinidad menor ($S < 34.5$) con posibles características del ACC, solo se observan en agosto de 1995 (Fig. 29d) en un núcleo angosto de 30 Km de ancho y entre 30-70 dbar cerca de BCS. En octubre dos núcleos de salinidad baja (34.6) son observados también, uno cerca de BCS a 50 dbar y otro cerca de la plataforma de Sinaloa a la misma presión. Aguas con características del ASE son observadas principalmente en las secciones de

noviembre (Fig. 29g, 29h) cerca de Sinaloa y en septiembre (Fig. 29e) cerca de BCS.

La sección Z es de agosto de 1995 y cubre de Punta Pescadero, BCS, hasta cerca de El Dorado Sinaloa (Fig. 2). El campo de temperatura (Fig. 30a) muestra características similares a las secciones A y C del mismo período con el ascenso de varias isotermas cerca de BCS. A profundidades mayores de 75 dbar las isotermas presentan variación a lo largo de la sección con crestas y valles irregulares con una tendencia de descenso cerca de las costas.

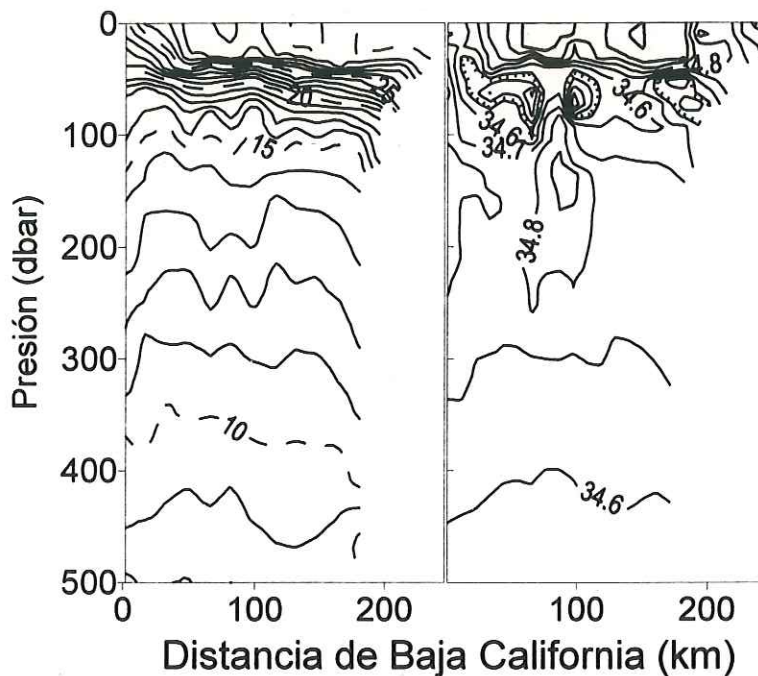


Figura 30. Campos de temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) (a) y salinidad (a) de la sección Z. El intervalo de contornos es de 1°C y 0.1, respectivamente. La región sombreada en (b) indica $S \geq 34.9$.

La sección de salinidad (Fig. 30b) tiene rasgos muy interesantes. Aguas del golfo con salinidad de 34.9 a 35.1 se encuentran en un núcleo cerca de la superficie en la parte central de la sección, con dimensiones de 120 Km de ancho y entre 0-40 dbar. Fuera de éste, el ASE está presente, tanto cerca de BCS con valores de 34.6-34.8, así como cerca de Sinaloa con salinidad de 34.4-34.8. Tres núcleos subsuperficiales de baja salinidad ($S < 34.5$) con propiedades del ACC se presentan en la sección. Uno entre 30-90 dbar y 60 Km de ancho cerca de BCS, otro en la parte central entre 55-95 dbar y 25 Km de ancho, y uno mas a la misma profundidad del anterior pero ligeramente más ancho cerca de Sinaloa. Los primeros dos núcleos alcanzan valores de $S = 34.2$. También, debajo de la superficie aguas con propiedades del AGC ó AsSst de salinidad alta (34.8-34.9) son observadas cerca de BCS entre 90-240 dbar y 40 Km de ancho, así como en la parte central de la sección en un núcleo de 60 Km de ancho.

5.2.2 Variabilidad de la Anomalía de Altura Dinámica y de los campos de velocidad geostrófica.

La variabilidad de la señal estacional de la AAD asociada con el calentamiento en las secciones B-C (Fig. 31), tiene las mismas características que en la sección A. En la capa de 0/200 dbar (Fig. 31a) los cruceros que tienen una estructura de ascenso (domo) de la AAD aproximadamente en el centro de la sección, asociado a flujo anticiclónico, son en febrero, mayo y noviembre (Sección C, en la Cuenca Farallón). Hundimiento de la AAD se observa en noviembre en la sección B, donde la situación sugiere flujo ciclónico. Además, las secciones de noviembre que están a una distancia de 75 Km, sugieren flujos diferentes. Por otro lado, los dos cruceros de agosto presentan poca variabilidad con una pendiente que decrece hacia BCS, pero notablemente menor que en la sección A.

En la capa de 200/500 dbar (Fig. 31b) la estructura de domo invertido se presenta en los dos cruceros de noviembre y en mayo. Agosto de 1995 presenta una estructura en forma de domo, con el máximo ubicado a 55 Km de BCS y una pendiente drástica que se extiende hacia la plataforma de Sinaloa. La misma estructura se encuentra mejor definida en febrero. En estos últimos dos cruceros sobresalen las características de giro anticiclónico.

En la Fig. 32 se presenta el campo de velocidad geostrófica de las secciones B-C. Febrero de 1999 (Fig. 32a) tiene características diferentes que la sección A, ya que presenta un patrón de flujo anticiclónico definido, donde el flujo principal de la salida es cerca de Sinaloa con un ancho de ~60 Km que se

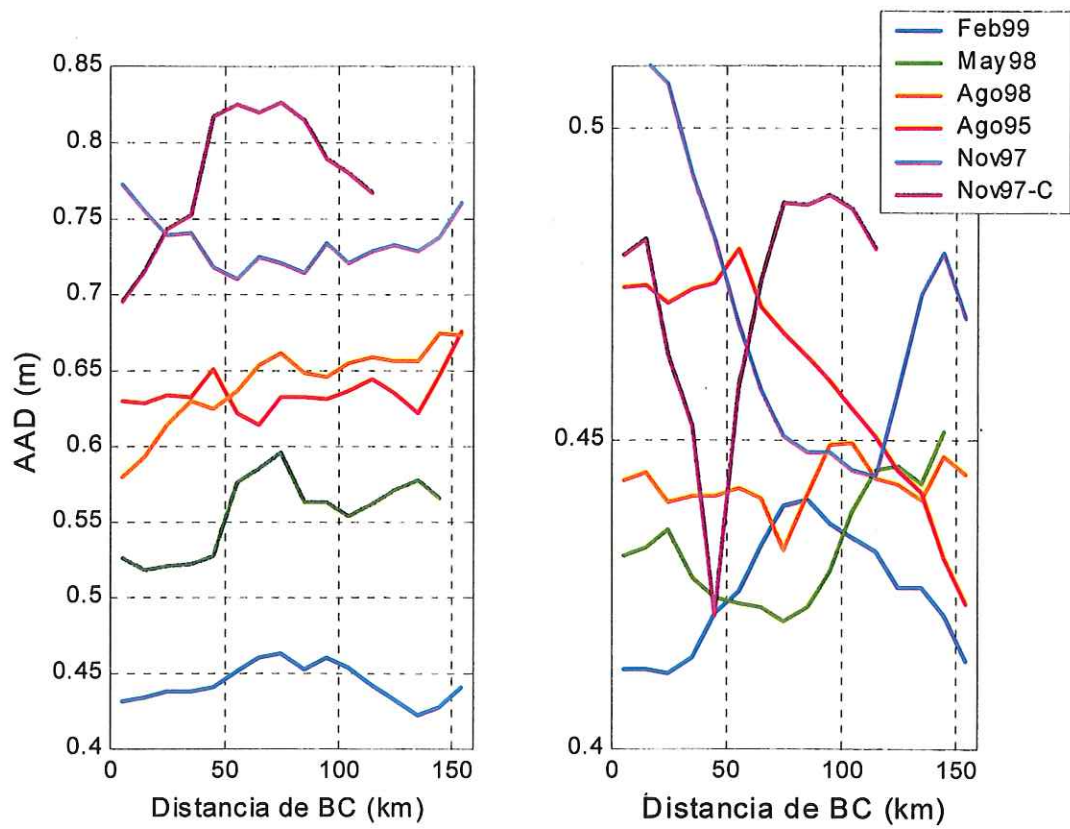


Figura 31. Altura dinámica (metros dinámicos) de los cruceros de la sección B-C. (a) 0/200 dbar y (b) 200/500 dbar.

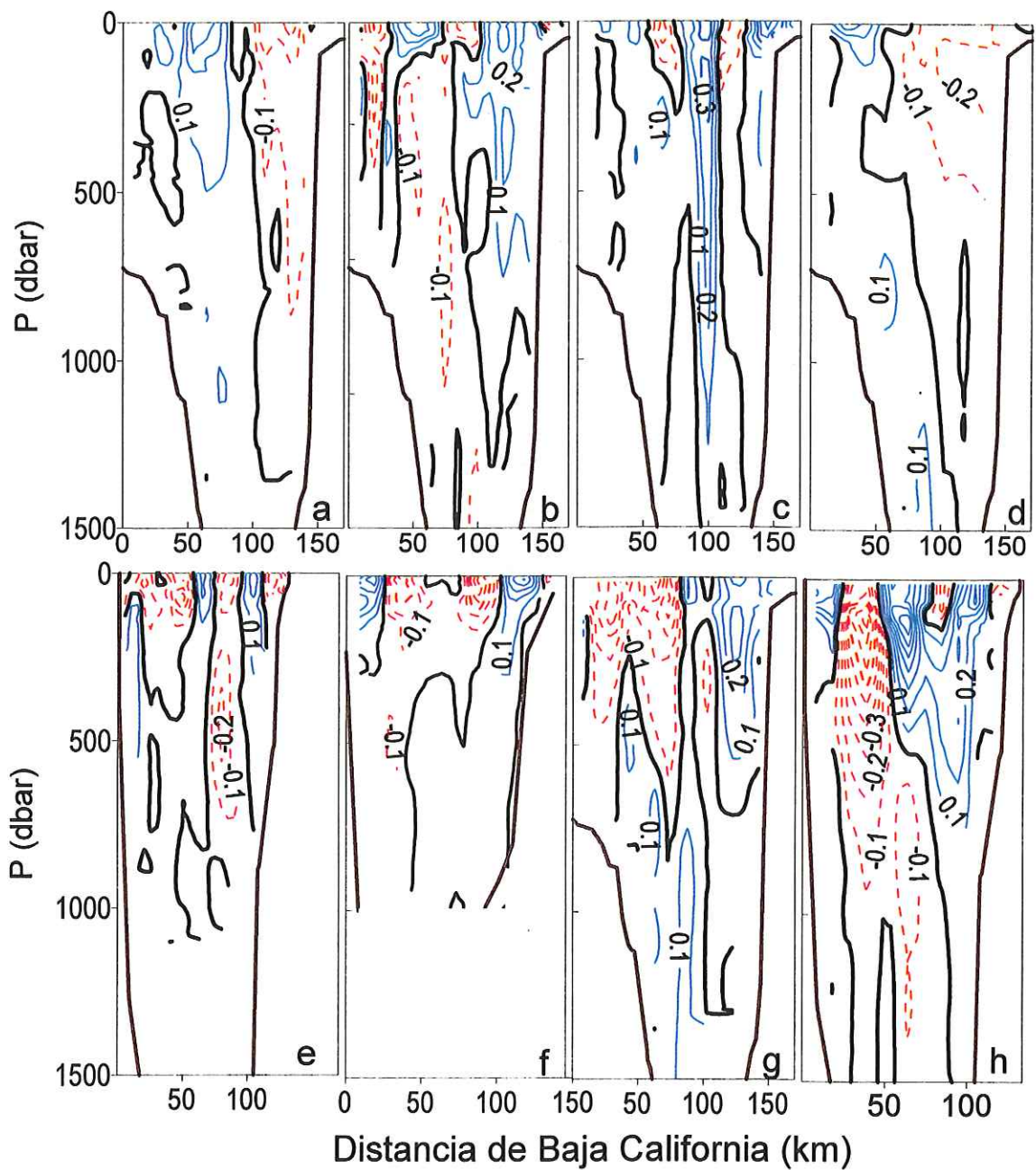


Figura 32. Campos de velocidad geostrófica (m/s), referida a la profundidad máxima común entre dos estaciones, secciones B-C. El espaciamento entre isotacas es de 0.1 m/s. Valores positivos (línea azul) indican flujo hacia dentro del golfo y negativos (línea roja) flujo hacia fuera del golfo. Figura 24. (a) 25-26 de febrero de 1999, (b) 27-28 de mayo de 1998, (c) 6-7 de agosto de 1998, (d) 20-21 de agosto de 1995, (e) 13-15 de septiembre 1997, (f) octubre 2-3 de noviembre de 1994, (g) 15-16 de noviembre 1997 y (h) 17-18 de noviembre de 1997 en sección C.

extiende hasta 640 dbar. Velocidades mayores de 0.2 m/s ocurren en la capa de 0-100 dbar. El flujo de entrada tiene un ancho de ~100 Km, con velocidades máximas de 0.30 m/s cerca de la superficie (0-100 dbar) a 60 Km de BCS.

En mayo (Fig. 32b) la mayor parte del flujo baroclínico hacia adentro del golfo ocurre cerca de Sinaloa con un ancho de ~55 Km que sobrepasa los 1000 dbar. Velocidades de 0.3 m/s rebasan los 90 dbar a 120 Km de BCS. Otro flujo de entrada, pero más angosto se observa a 30 Km de BCS. El flujo de salida es más lento y ocurre cerca de BCS, con un núcleo de 20 Km de ancho que se extiende a 450 dbar, además de otro núcleo situado a 30 Km de BCS que llega a profundidades mayores.

En el crucero de agosto de 1998 (Fig. 32c) se presenta flujo de salida en la mayor parte de la sección, con las velocidades máximas (0.4-0.5 m/s) someras cerca de la plataforma de Sinaloa, así como un flujo angosto (~10 Km) a 90 Km de BCS, que se extiende hasta los 200 dbar. Flujos de salida se observan en dos chorros angostos de 20 Km de ancho, uno más somero a 50 Km de BCS que llega hasta los 280 dbar y otro a 110 Km de BCS, el cual se extiende hasta el fondo, en ambos las velocidades máximas son de 0.10 m/s.

En septiembre (Fig. 32e), parte del flujo de salida ocurre cerca de BCS en un núcleo de 55 Km de ancho que se extiende a 400 dbar y con velocidades de 0.3 m/s a 80 dbar. También, otra parte importante en este flujo ocurre en un núcleo angosto (20 Km) que se extiende hasta los 900 dbar a 75 Km de BCS. El flujo de entrada exhibe menor área, y ocurre principalmente tanto cerca de BCS como en Sinaloa.

En octubre (Fig. 32f), el patrón de velocidad muestra flujos de entrada cerca de BCS y de Sinaloa, el primero, tiene 15 Km de ancho y llega a 100 dbar, y el segundo es angosto (30 Km) de la superficie a 150 dbar, para profundidades mayores se ensancha (~70 Km), estos flujos tienen velocidades de 0.4 m/s cerca de la superficie. El flujo de salida cubre casi toda la parte central con 70 Km de ancho hasta los 300 dbar. Destacan dos núcleos angostos cerca de la superficie con velocidades que alcanzan los 0.40 m/s.

Finalmente se describen las 2 secciones de noviembre de 1997: la sección b (Fig. 32g) presenta en general, una circulación de tipo ciclónica en la capa superior (0-500 dbar), flujo de entrada cerca de Sinaloa y salida por BCS. El flujo de entrada es angosto (~30 Km) y se extiende a 600 dbar, con núcleos de 0.3 m/s en la superficie y a 150 dbar. Las velocidades mayores se presentan en el flujo de salida, las cuales rebasan los 0.4 m/s cerca de la superficie (0-100 dbar). Para profundidades mayores el patrón de circulación parece cambiar de signo, a anticiclónico. En la sección C (Fig. 32h), el patrón principal del flujo es ciclónico, aunque en los primeros 150 dbar, ocurre un núcleo angosto (<30 Km) con dirección hacia dentro del golfo cerca de BCS y otro más pequeño pero hacia el sur a 80 Km de BCS, indicando alternancia en el patrón de flujo. El flujo principal de entrada es ancho (~70 Km) con la máxima velocidad (0.7 m/s) centrada a 150 dbar y a 60 Km de BCS. El flujo de salida, cerca de la superficie es angosto (20 Km), pero se ensancha con la profundidad, la velocidad máxima observada es en un chorro que alcanza los

0.9 m/s a 90 dbar entre 30-40 Km de BCS. Debajo de los 250 dbar las características de flujo ciclónico son mejor definidas.

6. Discusión

En la sección A la curvatura (domo) de las isotermas (e isopícnas, no mostradas) estuvo asociada con el equilibrio geostrófico del campo de masa y el flujo (Collins et al., 1997). Por lo tanto, las corrientes oceánicas fluyen hacia dentro del golfo a lo largo de Sinaloa y hacia fuera del golfo a lo largo de BCS. El domo es evidente en el campo medio, pero más fuerte en mayo y ocurrió también en noviembre de 1997 y diciembre de 1992. Estos períodos, mayo (noviembre), son cuando ocurre la máxima entrada (salida) de calor del Pacífico al golfo 21×10^{12} W (59×10^{12} W) (Castro et al., 1994). Esto sugiere que el intercambio de aguas entre el golfo y el Pacífico se da vía circulación ciclónica. Más adelante se discutirá este resultado junto con los cálculos de los flujos de calor evaluados previamente.

Existen varios trabajos que hacen referencia a un patrón de flujo ciclónico en la entrada del golfo, pero estos establecen que el flujo ciclónico ocurre en verano y cambia a anticiclónico en invierno (Roden y Groves, 1959; Bray, 1988; Beier, 1997). Nuestros datos mostraron circulación ciclónica en primavera, otoño e invierno (mayo, noviembre y diciembre). El flujo anticiclónico no se observó.

La asimetría de los campos de salinidad y temperatura a través de la entrada del golfo reflejan las condiciones necesarias que se requieren para los balances de sal y calor en el golfo. La distribución de salinidad en la capa superficial de 200 dbar indicó que las aguas que entran al golfo son diferentes a

las que salen. Las aguas de menor salinidad entran al golfo debajo de la superficie a una presión de aproximadamente 70 dbar cerca de la plataforma de Sinaloa. Estas aguas tienen características tanto de ACC como de AST, esta última de mayor temperatura que la primera. Parte de esas aguas de baja salinidad son recirculadas y abandonan el golfo, como muestra el hecho de que las lenguas de agua de menor salinidad se extienden hacia el oeste del mínimo de temperatura asociado con el domo de las isopícnas. Estas aguas son aproximadamente 0.1 más salinas que las que penetran al golfo inmediatamente al este.

Saliendo del golfo por la costa de BCS, se observaron dos masas de agua de alta salinidad, una de mayor temperatura que la otra. El agua superficial caliente y salina, es el AGC. Esta masa de agua ha sido observada en la entrada del golfo por varios investigadores (Roden, 1964; Torres-Orozco, 1993; Alvarado-Graef, 1998). El agua subsuperficial de menor temperatura (15 °C) y alta salinidad (>34.85) no ha sido reportada previamente en la entrada del golfo. Esta agua subsuperficial tiene rangos similares de θ -S con el ASsSt. Bray (1988) identificó aguas de estas características que se originan dentro del golfo, y hace referencia de ésta como el Agua Central del Golfo (ACG). Por lo tanto, dentro de la CP, $S \geq 34.85$ en vez de $S = 35$ podría ser una mejor frontera entre las aguas formadas en el golfo y en el Pacífico. Roden (1964) y Torres-Orozco (1993) reportaron en invierno aguas superficiales con estas temperaturas pero de salinidad mayor (35.2) en la región entre la parte central y norte del golfo, lo

que sugiere que tanto mezcla por marea y enfriamiento atmosférico pueden contribuir a la formación de estas aguas.

Dada la circulación ciclónica en la entrada del golfo y dada la presencia de masas de agua caliente y fría sobre cada lado de la entrada, es posible postular una circulación tridimensional en la capa superior de 200 m para explicar la variabilidad estacional del intercambio de calor entre el golfo y el OP observado por Castro et al. (1994). La entrada de calor en mayo y salida en noviembre, se logra por la entrada de AST (ACC) y salida de ACG (AGC) (Fig. 29). Las secciones de agosto de 1995 y octubre-noviembre de 1994, indican la presencia tanto de ACC como AGC, esta última con temperaturas mayores de 27 °C. Ambas secciones de mayo mostraron la presencia del AST y ACG. La sección de agosto de 1998 también mostró AST y ACG, lo cual podría explicarse por el retraso de un mes en el ciclo estacional.

El hecho de que en la entrada del golfo otros estudios hayan observado ACC en primavera y AST en otras estaciones (Wyrski, 1966; Griffiths, 1968; Álvarez-Sánchez et al., 1978), podrían argumentar en contra del esquema de circulación propuesto en la Figura 29. Sin embargo, muchas de las mediciones anteriores no resuelven estructuras de pequeña escala (10 dbar por 10 Km) como los observados, por ejemplo, en las anomalías de salinidad de la Figura 4.

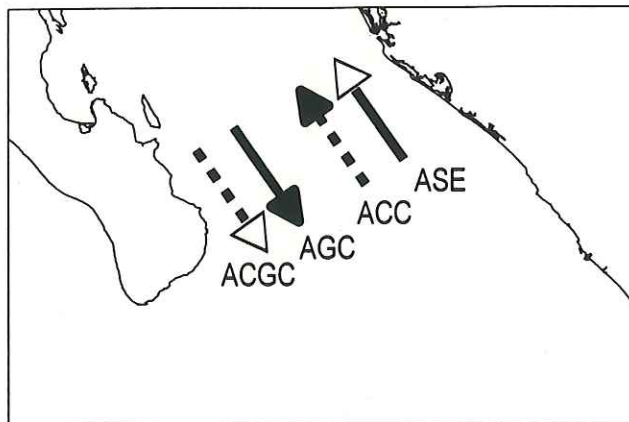


Figura 33. Diagrama esquemático de la circulación tridimensional de los 200 m superiores en Cuenca Pescadero. Las flechas vacías y rellenas indican intercambio durante mayo y noviembre, respectivamente.

Para investigar la circulación propuesta (Fig. 33), se discuten ahora los resultados obtenidos del flujo de calor y sal. En el campo medio los flujos de calor y sal concuerdan muy bien con dicho esquema, indicando que las principales salidas (entradas) son cerca de BCS (cerca de Sinaloa). Relevante resultó también el hecho de que el flujo neto de salida de calor hacia el Pacífico ocurrió en noviembre de 1997 y diciembre de 1992, con el máximo en el primero. Por otro lado, los demás cruceros presentan flujo de calor entrando hacia el golfo, con los máximos en mayo (1992 y 1998). Lo anterior concuerda con los resultados de Castro et al. (1994) resueltos con métodos diferentes.

Además se refuerza en gran medida el modelo propuesto al menos para el campo medio y las entradas y salidas máximas de calor en la sección A.

En las secciones mas al norte, también son observadas las estructuras en las isothermas (e isopícnas) que indican circulación ciclónica, en mayo y noviembre, sobre todo subsuperficialmente (200-500 dbar). Aunque en la capa superficial el flujo tiende a ser alternado y características de anticiclónico también se observan, como lo muestran las alturas dinámicas y el campo de velocidad geostrófica. Además, en febrero y agosto de 1995, también se pudo apreciar el hundimiento de las isothermas que caracteriza un flujo anticiclónico. Lo anterior sugiere que la presencia de los giros se puede invertir (ciclónico-anticiclónico) a lo largo del año en esta zona.

Un remolino ciclónico de mesoescala frente a Isla San José (Fig. 2) fue reportado por Emilsson y Alatorre (1997) en agosto de 1978, utilizando observaciones directas de cuerpos de deriva e hidrografía. La sección C de este trabajo es también frente a Isla San José pero de noviembre de 1997. Aunque el flujo principal es también ciclónico y profundo, en la capa superficial (0-150 dbar) el patrón del flujo es alternado. Emilsson y Alatorre (1997) argumentaron sobre la presencia del giro ciclónico en ésta zona, justificando que no es la corriente de marea, ni los vientos locales (ya que fueron muy débiles) la causa directa del origen de tal giro. Justifican que el efecto de la circulación en el Pacífico adyacente es de donde el remolino toma energía para su posible origen. Cuando se realizó el crucero de la sección C, los vientos locales también se presentaron muy débiles, sin embargo, en la sección B de este

mismo crucero, la situación cambió drásticamente con vientos fuertes (~20-30 nudos) del norte. El patrón del flujo continuó ciclónico en esta sección. Es posible que tales flujos se originen por el equilibrio geostrófico del campo de masa, debido a las aguas entrando cerca de Sinaloa provenientes del Pacífico.

Las secciones B-C presentan en general menor variabilidad en la estructura termohalina comparadas con la sección A, ya que la presencia del ACC es casi nula, existe una menor contribución del ASE y una mayor influencia del AGC. No se observa una asimetría (definida) de salinidad como en el campo medio de la sección A, más bien, las aguas de la capa superior (0-200) dbar con salinidad alta ($S \geq 34.9$), parecen distribuirse a lo largo de toda la sección. Solo en noviembre, las aguas de mayor salinidad se encuentran restringidas en la mitad oeste de la sección. En el verano, la capa se divide en núcleos (o capas) de salinidad alta (>34.9) que se distribuyen además de superficialmente, subsuperficialmente. Lo anterior también se observó en la sección A de agosto de 1995, así como julio de 1967 y agosto de 1957 de los cruceros históricos (ver Apéndice), aunque con el núcleo principalmente cerca de BCS. En las secciones de agosto de 1998 y septiembre de 1997, esta agua profunda y de alta salinidad cubrió toda la sección. Entonces es en el verano cuando las aguas fluyen hacia el sur, con características del AGC en la capa superficial y bajo la superficie como el ACG.

El ACC es observada solo bajo la superficie en la entrada del golfo en ciertos cruceros, y como es de esperarse, su presencia decrece hacia el interior

del golfo. En la sección A, el ACC sobresale en el crucero de octubre-noviembre de 1994 y en el de agosto de 1995. Sin embargo, en la sección B (140 Km al norte de la sección A) de octubre, solo se observan núcleos subsuperficiales (40-60 dbar) de salinidad baja (34.6) cerca de BCS y de Sinaloa, las características del ACC no están presentes. El crucero de agosto de 1995 tiene la mayor penetración del ACC hacia el interior del golfo. En la sección A esta agua se encuentra principalmente más cerca de Sinaloa, aunque valores de $S = 34.5$ están cerca de BCS. En Z se encuentra en gran parte de la sección, tanto cerca de BCS como de Sinaloa. En la sección B solo ciertos rasgos del ACC son encontrados en el núcleo subsuperficial cerca de BCS. El orden de muestro de las secciones fue iniciando el 12 de agosto con la sección Z, desde BCS a Sinaloa, dos días después, se resolvió la sección A de Sinaloa a BCS, y finalmente, 8 días después la sección C desde Sinaloa a BCS. Analizando la relación entre el sentido de la corriente en la capa superficial (0-150 dbar) y los parámetros hidrográficos, podemos notar que en las secciones A y Z, parte de la corriente va hacia dentro del golfo cerca de Sinaloa. Estos flujos coinciden con la presencia del ACC, pero no en la sección B, donde el flujo con propiedades del ACC, son hacia dentro del golfo cerca de BCS. Entonces, el diagrama esquemático de circulación propuesto en la sección A no se mantiene del todo en B, ya que el flujo es anticiclónico. La mayor parte del agua sale por el lado de Sinaloa. Además el AGC en la superficie se encuentra en la parte central y al Este. Entre 40-80 dbar, $S \leq 34.8$ cubre toda la sección, posiblemente

el AGC se mezcle con el ACC en esta capa. Los núcleos de alta salinidad ($S > 34.8$) con características del ACG de la capa más abajo (80-200 dbar) cubren casi toda la sección en B, pero en Z y A se limita en núcleos cerca de BCS. Posibles rutas de entrada del ACC son tanto cerca de BCS como de Sinaloa, sobre todo en verano. Alvarado-Graef (1998) en julio de 1995 observó la evolución de propiedades termohalinas cerca de la costa frente a BCS en el Pacífico y en el golfo. Encontró que el ACC en la superficie en el Pacífico adyacente a BCS, pero dentro del Golfo, se distribuye bajo la superficie cerca de BCS. También el crucero de julio de 1967 evidencia un núcleo de $S = 34.4$ a 50 m de profundidad cerca de BCS. Trabajos previos han encontrado la presencia del ACC en el interior del golfo (Robles y Marinone, 1987).

El crucero de noviembre de 1997 coincidió con el período donde El Niño afectó fuertemente las aguas a lo largo de la costa oeste de Norte América (Lynn et al., 1998; Asanuma et al., 1999). En toda la sección, la profundidad máxima observada en la isoterma de 20°C fue de aproximadamente 100 dbar, con anomalías grandes ($> 4^{\circ}\text{C}$) entre los 40 dbar y 120 dbar. Estas características son consistentes con una depresión de la termoclina de 50 dbar. Este tipo de anomalía puede ser generado por el calentamiento observado en el Pacífico Ecuatorial Oriental, señal que se propaga hacia el polo como ondas internas de Kelvin a lo largo de la frontera este de Norte América.

En referencia al ciclo estacional, los cambios en salinidad asociados con el Niño de 1997 fueron menos drásticos que los de la temperatura. Las

salinidades en la capa superior de 200 dbar en noviembre de 1997 fueron aproximadamente de 0.1 a 0.2 por debajo del promedio. Aún cuando esta disminución en salinidad es consistente con las observaciones en otros eventos de El Niño (Lavín et al., 1997), es menor a la disminución observada en octubre-noviembre de 1994 (Fig. 8f).

La inclusión de los cruceros históricos y el análisis de FEO contribuye a un mejor entendimiento de la evolución del ciclo estacional y variabilidad interanual. La amplitud del primer modo en temperatura muestra para el crucero de noviembre de 1997 un aumento notable, así como para marzo de 1983 y enero de 1984. En estos últimos dos cruceros el efecto de El Niño en el golfo fue evidente (Lavín et al., 1997). Por otro lado, se observa que en la amplitud del primer modo del campo de salinidad hay una disminución drástica en los cruceros de marzo de 1983 y mayo de 1992, lo que degrada notablemente el ciclo estacional, ya que a fines de invierno y principios de primavera observan los máximos de amplitud. En el crucero de 1997 también se observan valores negativos de amplitud en salinidad, pero no son tan notables debido a que la señal presenta valores bajos en otoño. Aunque en el crucero de mayo de 1992, no se observan efectos anormales de calentamiento relacionados con condiciones de El Niño, éste ha sido reportado como un año de El Niño 1991-1992, el cual alcanzó su madurez en junio de 1992 (http://www.cdc.noaa.gov/ENSO/enso.mei_index.html#comparisonlanina).

Trasviña et al. (1999), realizaron observaciones hidrográficas en mayo de 1992, en una sección entre Cabo San Lucas, B. C. S. e Isla Socorro, muy cerca de la

sección A, y encontraron anomalías de temperatura por encima de lo normal (3-4°C), con las más altas entre 50-100 m de profundidad. Sin embargo, es importante resaltar que en este estudio, en el campo de temperatura no se observa un calentamiento anormal que indique la presencia del efecto de El Niño, ni en las anomalías obtenidas a partir del campo medio de temperatura, tampoco en el análisis de FEO. En cambio los cruceros de marzo de 1983, noviembre de 1997 y todavía enero de 1984, el efecto se observa en ambas variables. Aunque el crucero de enero de 1984 fue en invierno, el ASE se observa en la parte central de la sección, así como una capa superficial mezclada (Fig. no presentada).

La señal estacional de la amplitud del primero modo empírico de temperatura y salinidad fue extraída utilizando el ajuste armónico descrito anteriormente (Fig. 34). Se resolvió considerando solo 19 cruceros, sin incluir aquellos cruceros posiblemente influenciados por condiciones de El Niño (marzo de 1983, enero de 1984, mayo de 1992 y noviembre de 1997). La contribución de la varianza explicada del ajuste incluyendo (no incluyendo) todos los cruceros para la temperatura fue del 72% (91%) y para salinidad del 52%(83%). El máximo (mínimo) del ajuste en temperatura sin incluir los cruceros de El Niño, se observa el 8 de septiembre (primero de febrero) y para salinidad el 6 de febrero (9 de octubre). La amplitud en salinidad del crucero de noviembre de 1997 tiene un mínimo en la época que la señal estacional tiene

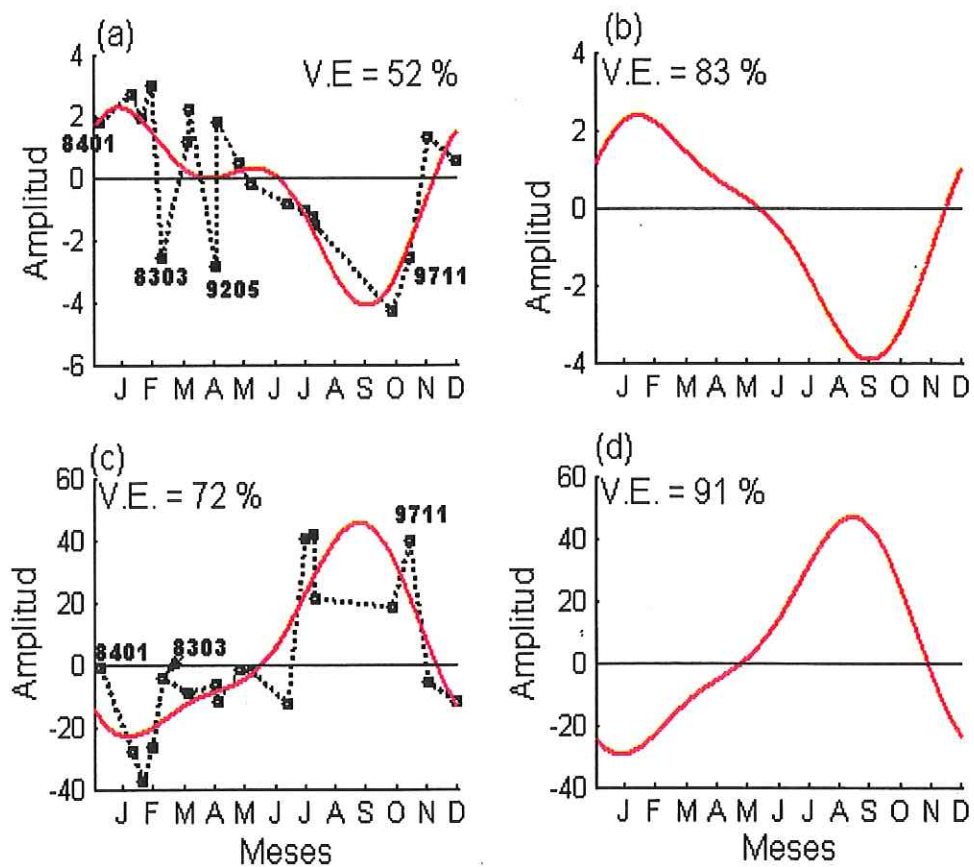


Figura 34. Ajuste armónico (línea roja) de la amplitud del primer modo del análisis de FEO. (a) Salinidad y (c) Temperatura incluyendo los todos los cruceros. (b) Salinidad y (d) Temperatura sin incluir los cruceros de marzo de 1983, enero de 1984, mayo de 1992 y noviembre de 1997. V. E. $\equiv$ Varianza Explicada del ajuste.

un mínimo también, por lo que en este crucero no se aprecia en salinidad tal efecto, lo cual no es el caso para los otros cruceros (marzo de 1983, enero de 1984 y mayo de 1992), ya que estos muestran un decrecimiento evidente cuando el máximo es alcanzado en invierno y primavera. El comportamiento del ajuste del primer modo en la capa superior de 500 m tanto en temperatura como en salinidad, sugiere que estas variables tienen una señal estacional en la entrada al golfo, pero con un desfase de aproximadamente 8 meses (Fig. 340b, d), mientras que los efectos interanuales de El Niño oscurecen el ajuste del ciclo anual.

Por otro lado, características del ACC fueron observadas en mayo de 1992 y marzo de 1983. Lo cual puede ser atribuido al forzamiento regional inducido por cambios en el campo de viento reportado por Simpson (1984) (cita de Bray, 1991), implicando que esta agua también puede alcanzar la boca del golfo bajo estas condiciones.

7. Conclusión

Los datos hidrográficos utilizados en este estudio tienen una alta resolución espacial, lo que permite observar rasgos detallados de la estructura termohalina, en una región de transición compleja donde coexisten aguas cuyos índices θ -S, tienen rangos que se sobreponen, así como rangos extremos.

En la entrada del golfo (sección A) en la capa superficial, el campo medio de salinidad presenta una asimetría, con las aguas de menor salinidad entre 25 y 75 dbar cerca de Sinaloa y las de mayor salinidad arriba de 50 dbar y entre 90-180 dbar cerca de BCS. Asimetría semejante en la capa superficial se presenta en el campo de temperatura pero en sentido inverso, aguas más calientes del lado de Sinaloa que en BCS, asegurando también una asimetría en el campo de densidad, que caracteriza la entrada de agua por Sinaloa y salida por BCS. En las aguas con temperaturas mayores de 12°C, existe una variabilidad considerable en las propiedades θ -S a lo largo del año, tal que en algunos cruceros se observó tanto el AGC como el ACC, lo que sugiere posible formación de masas de agua con características cercanas por mezcla isopical. Un agua subsuperficial cerca de BCS que tiene intervalos dentro del rango del ASsSt, fue observada por primera vez en la entrada del golfo, ésta agua es citada en la literatura como el ACG. Por lo tanto, dentro de la CP, $S = 34.85$ podría ser una mejor frontera entre las aguas formadas en el golfo y el Pacífico.

El ACC se observó subsuperficialmente en octubre-noviembre de 1994 y agosto de 1995, y es en el verano cuando incursiona más hacia dentro del

golfo. Posiblemente esta agua llega al golfo proveniente de un proceso frontogenético observados en la región (Alvarado-Graef, 1998).

El conjunto de datos históricos y recientes (excluyendo los que son influenciados por condiciones de El Niño) muestra que la temperatura y la salinidad tienen una señal estacional definida en la capa superior de 500 m, pero con un desfase de aproximadamente siete meses. El máximo de temperatura (salinidad) se observó el 8 de septiembre (6 de febrero) y el mínimo el 6 de febrero (9 de octubre).

El ascenso de varias isotermas (isopícnas) fue asociado al equilibrio geostrófico del campo de masa, e indicó la existencia de flujo ciclónico en la sección, con las entradas (salidas) de agua cerca de Sinaloa (cerca de BCS). Este flujo fue evidente en el campo medio, pero fue más fuerte en mayo, y ocurrió también en noviembre de 1997 y diciembre.

En el promedio del flujo de calor se observa que las salidas ocurren principalmente cerca de BCS y las entradas cerca de Sinaloa. En el flujo neto de calor las salidas son en noviembre de 1997 (75 TW) y en diciembre (39.6 TW), las entradas en el resto de los cruceros, con el máximo en mayo (40 TW), cuando el flujo ciclónico fue más evidente. En el flujo neto de sal las salidas máximas son en mayo de 1998 (12.7×10^8 Kg/s) y diciembre de 1992 (10.6×10^8 Kg/s) con valores altos en febrero de 1998 y agosto de 1995. Las entradas máximas de sal al golfo fueron en octubre-noviembre de 1994 (11.3×10^8 Kg/s).

Dada la circulación ciclónica en la entrada, y con ambas masas de agua calientes y frías en ambos lados, un esquema de circulación es propuesto en la

capa superior de los 200 m para explicar la variabilidad estacional observada del intercambio de calor y sal entre el golfo y el Pacífico. La entrada (salida) de calor en mayo (noviembre) se logra por la entrada del ASE (ACC), y la salida en del AGC (ACG).

El crucero de noviembre de 1997 coincidió con el período donde El Niño. En toda la sección, la profundidad máxima observada en la isoterma de 20 °C fue de aproximadamente 100 dbar, con altas anomalías entre los 40 dbar y 120 dbar. Estas características son consistentes con una depresión de la termoclina de 50 dbar. Este tipo de anomalía puede ser generado por el calentamiento observado en el Pacífico Ecuatorial Oriental, señal que se propaga hacia el polo como ondas internas de Kelvin a lo largo de la frontera este de Norte América.

En las secciones más al norte la variabilidad termohalina es menor debido a la mayor presencia de las aguas formadas dentro del golfo (AGC y ACG), y menor influencia del ASE y la casi nula presencia del ACC. La variación en el campo de las isotermas (así como en las alturas dinámicas) mostró tanto domos (domo invertido), por lo que el flujo ciclónico y anticiclónico estuvo presente en estas secciones.

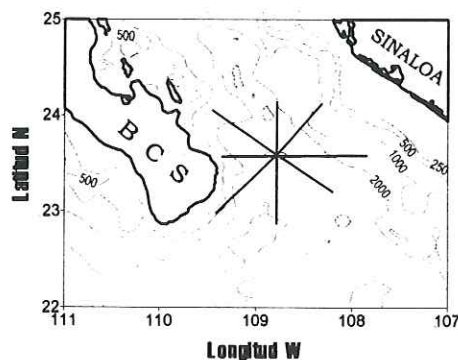
8. Sugerencias a futuro

En esta tesis se muestra la importancia que se tiene en hacer observaciones repetitivas en una misma sección oceanográfica para su entendimiento en la variabilidad oceánica, además de obtener resultados que pueden utilizarse como condiciones de frontera, para posibles estudios de modelación numérica del golfo. Con la resolución del muestreo (10 Km en la horizontal y 1-2 dbar en la vertical), es posible observar rasgos detallados en la estructura termohalina y los flujos. El tiempo de barco que se requiere para hacer observaciones en la sección es relativamente corto (~2 días) utilizando aparatos de alta precisión como los CTD.

Por otro lado, la variabilidad interanual sin duda estuvo presente en este estudio alterando de cierta forma los resultados, lo cual fue contrastado en el crucero de 1997, pero también, los dos cruceros de mayo y de agosto tuvieron características distintas sobre todo en la estructura de salinidad.

Campañas de dos veces por estación del año con la misma resolución espacial, podrían resolver de una manera adecuada los cambios relacionados con la variabilidad anual e interanual. Con esto será posible conocer más detalles de la estructura termohalina y las masas de agua presentes en la zona, así como los flujos calculados a partir del campo de masa. Además, en estas campañas se deberán incluir otras variables (químicas y biológicas) para tener un estudio más completo de la zona.

La estructura en forma de domo observada parece tener cierta estacionalidad, pues no se presentó en todos los cruceros, apareció de manera más fuerte en las dos secciones de primavera, pero también, aunque más débil, en otros períodos (noviembre y diciembre). Se sugiere realizar observaciones en el resto de los meses de primavera, para ver si dichas estructuras se mantienen. Por otro lado, hay trabajos que han demostrado que la variabilidad topográfica creada por los montes marinos puede influir sobre la estructura del campo de densidad, produciendo un ascenso de las mismas (Howens y Hogg, 1980; Roden, 1997). En nuestro caso, la sección A pasa sobre la montaña marina de Alarcón, la cual está localizada a 70 Km de BCS en su parte más alta, su base se encuentra a 2600 m de profundidad y tiene un ancho de ~20.5 Km con una altura de ~1 Km. Se sugiere realizar un experimento alrededor de la montaña de Alarcón, utilizando lances de CTD cada 10 Km, que la crucen en 4 secciones como se muestra en la figura. De esta forma se podrán resolver estructuras tridimensionales en los campos de densidad, topografía dinámica entre otras variables.



Observaciones directas del campo de viento y corrientes en series de tiempo de al menos un año, podrán darnos una mejor idea de los patrones asociados al campo de circulación en la zona. La posición de dichos aparatos deberán en ambas plataformas (Sinaloa y BCS).

9. Referencias

- Alvarado-Graef, P. (1998). Estructura térmica y circulación costera frente a Baja California Sur, en el Pacífico y Golfo de California. Tesis de Licenciatura, FCM, UABC, Ensenada, México: 1-75.
- Álvarez-Sánchez, L. G., M. R. Stevenson y B. Wyatt (1978). Circulación y masas de agua en la región de la Boca del Golfo de California en la Primavera de 1970. *Ciencias Marinas*. 5: 57-69.
- Argote, M.L., A. Amador, M.F. Lavín y J.R. Hunter (1995). Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 100(C8): 16103-16118.
- Asanuma, H., T. A. Rago, C. Collins, F. Chávez y C. Castro (1999). Hydrography of Central California Waters during the 1997-8 El Niño. Technical Report NPS-OC-99-01. Naval Postgraduate School, Monterey, CA: 1-121.
- Baumgartner, T.R. y N. Christensen Jr. (1985). Coupling of the Gulf of California to large scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research*. 43: 825-848.
- Beier, E. (1997). A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *Journal of Physical Oceanography*. 27: 615-632.
- Berón-Vera J. y Ripa (2000). Three-dimensional aspects of the seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 105: 11441-11457.
- Blanco, R., S. Larios, A.S. Dévora, E. Gil, A.S. Mascarenhas Jr. y C. Collins (1995). Datos hidrográficos del Crucero PESCAR 5 en la Cuenca Pescadero, octubre 26 - noviembre 2, 1994. Reporte Técnico, IIO-UABC, Ensenada, México: 1-61.
- Blanco, R., S. Larios, E. Gil, A. S. Mascarenhas., R. Durazo y C. Collins (1996). Datos hidrográficos del Crucero PESCAR 7, agosto 11-21, 1995. Reporte Técnico, IIO-UABC, Ensenada, México: 1-50.

- Bray, N.A. (1988a). Thermohaline circulation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 93: 4993-5020.
- Bray, N.A. (1988b). Water mass formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 93: 9223-9240.
- Bretherton, F.P., R. Davis y C.B. Fandry (1975). A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Research*. 23: 559-582.
- Carbajal, N. (1993). Modelling of the circulation in the Gulf of California. Tesis de doctorado, Institute fur Meerskunde, Hamburgo: 1-186.
- Carter, E.F. y A.R. Robinson (1987). Analysis models for the estimation of oceanic fields. *Journal of Atmospheric and Ocean. Tech.* 4: 49-74.
- Castro, R., M. Lavín y P. Ripa (1994). Seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 99: 3249-3261.
- Castro, R. A. Mascarenhas, R. Durazo y C. Collins (2000). Variación estacional de la temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California, México. *Ciencias Marinas*. 26(a): 561-583.
- Castro, R., R. Durazo, L. Guerrero y A. Mascarenhas (2000a). Datos Hidrográficos del crucero PESCAR-10. noviembre 14-21, 1997. FCM-00-002, UABC: 1-50.
- Castro R., L. Guerrero, R. Durazo (2000b). Datos Hidrográficos del crucero PESCAR-11, mayo 24-31, 1998. FCM-00-003, UABC: 1-62.
- Collins, C.A., N. Garfield, A. S. Mascarenhas, Jr. y M. G. Spearman (1997). Ocean Current across the entrance to the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 102: 20927-20936.
- Christensen N., R. De la Paz V. y G. Gutiérrez (1985). A study of sub-inertial waves off the west coast México. *Deep Sea Research*. 30(8a): 835-850.
- Douglas, M.W., R.A. Maddox, K. Howard y S. Reyes (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate*. 6: 1665-1677.

- Denman, L. y H. J. Freeland (1985). Correlation scales, objective mapping and a statistical test of geostrophy over the continental shelf. *Journal of Marine Research*. 43(3): 518-539.
- Emery, J.E. y R.E. Thompson (1997). Data analysis methods in Physical Oceanography. Pergamon Press, Great Britain, UK: 1-634.
- Gandin, L.S. (1969). Objective Analysis. In: Lectures on Numerical Short-Range Weather Prediction. WMO- Regional training seminar, Leningrad.
- Griffiths, R. C. (1968). Physical, chemical, and biological oceanography of the Entrance to the Gulf of California, Spring 1960. U. S. Fish Wild. Serv. Spec. Sci. Rep. Fish. 573: 1-47.
- Kelly, K.A. (1985). The influence of Winds and Topography on the Sea Surface Temperature Patterns over the Northern California Slope. *Journal of Geophysical Research*. 90(C6): 11783-11798.
- Lavín, M.F. y S. Organista (1988). Surface heat flux in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 93: 14033-14038.
- Lavín, M.F., E. Beier y A. Badán (1997). Estructura hidrográfica y Circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. Contribuciones de la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana: 139-169.
- Larios, S., R. Blanco, E. Gil, A. Sánchez, A. Mascarenhas Jr. y C. Collins (1995). Datos Hidrográficos del Crucero PESCAR 4, febrero 8 - 9. 1994. Reporte Técnico, IIO-UABC, Ensenada, México: 1-18.
- López, M. (1997). A numerical simulation of water mass formation in the northern Gulf of California during winter. *Continental Shelf Research*. 17 (13): 1581-1607.
- Lynn R., T. Baumgartner, J. García, C.A. Collins, T.L. Hayward, K.D. Hyrenbach, A.W. Mantyla, T. Murphree, A. Shankle, F.B. Schwing, K.M. Sakuma y M.J. Tegner (1998). The state of the California Current, 1997-1998: Transition to El Niño Conditions, *CalCOFI Rep.* 39: 25-50.

- Marinone, S.G. y M.F. Lavín (1997). Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California. Contribuciones de la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana: 113-140.
- Marinone, S.G. y P. Ripa (1988). Geostrophic flow in the Guaymas Basin, central Gulf of California. *Continental Shelf Research*. 8(2): 159-166.
- Merrieheld, M.A. y C. Winant, 1989. Shelf circulation in the Gulf of California: A description of the variability. *Journal of Geophysical Research*. 94:33.
- Navarro-Olache, L.F. (1989). Mesoestructuras termohalinas en la parte central del Golfo de California. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, México.
- Navarro-Olache, L. F., A. S. Mascarenhas, R. Durazo y C. A. Collins (1997). A Note on upper ocean temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California in August 1992. *Ciencias Marinas*. 23: 273-284.
- Ochoa, J.L. y N. Bray (1991). Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Research*. 38: 465-503.
- Owens, W. B. y N.G. Hogg (1980) Oceanic observations of stratified Taylor Columns near a bump. *Deep-Sea Research*. 27a: 1029-1045.
- Paden, C.A., C. D. Winant y M.R. Abbott (1991). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California, 2, Surface heat flux. *Journal of Geophysical Research*. 96 (C10): 18337-18359.
- Quirós, G. A., A. Badan-Dangon y P. Ripa, 1992. M_2 current and residual flow in the Gulf of California. Netherlands *Journal of Sea Research*. 288: 251-259.
- Rago, T.A., R. Mitchel, L.F. Navarro-Olache, N.A. Garfield y C. Collins (1992). Hydrographic data from the Pegasus in the Sea of Cortes area cruise (PESCAR-01), Technical. Report NPS-OC-92-009, Naval Postgraduate School, Monterey, CA.: 1-51.
- Ripa, P. (1990). Seasonal circulation in the Gulf of California, *Annales Geophysicae*. 8: 559-564.
- Ripa, P. (1997). Towards a physical explanation of the seasonal dynamics and thermodynamics of the Gulf of California, *Journal of Physical Oceanography*. 27: 597-614.

- Ripa, P. y G. Velásquez (1993). Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California. *Geofísica Internacional*. 32: 41-56.
- Ripa, P. y S.G. Marinone (1989). Seasonal variability of temperature, salinity, velocity, vorticity and sea level in the Central Gulf of California, as inferred from historical data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 115: 887-913.
- Robles, J.M. y S.G. Marinone (1987). Seasonal and interannual thermohaline variability in the Guaymas Basin of the Gulf of California. *Continental Shelf Research*. 7: 715-733.
- Roden, G. I. (1958). Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pacific Sci.* 12: 21-45.
- Roden, G. I. y G. W. Groves (1959). Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *Journal of Marine Research*. 18: 10-35.
- Roden, G. I. (1964). Oceanographic aspects of the Gulf of California. Marine Geology of the Gulf of California: a symposium, Memories American Association of Petroleum Geologists. 3: 30-58.
- Roden, G.I. (1972). Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and the Revilla Gigedo Islands region. *Journal of Physical Oceanography*. 2: 177-183.
- Roden, G.I. (1997). Effects of the Fieberling seamount group upon flow and termohaline structure in spring of 1991. *Journal of Geophysical Research*. 99(C5): 9941-9961.
- Soto-Mardones, L.A., S.G. Marinone y A. Parés-Sierra (1999). Variabilidad espacio temporal de la temperatura superficial del mar en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*. 25: 1-30.
- Spearman, M.G. (1993). Water masses and the thermohaline circulation at the entrance to the Gulf of California, Master Thesis, Nav. Postgrad. Sch., Monterrey, California: 1-190.
- Torres-Orozco, E. (1993). Análisis volumétrico de las masas de agua en el Golfo de California. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, México: 1-80.

- UNESCO (1991). Processing of Oceanographic Station Data. JPOTS ed. panel, Paris.: 1-138.
- Trasviña-Castro, A., D. Lluch-Cota, A.E. Filonov y A. Gallegos (1999). Oceanografía y el Niño. Capítulo del Libro: Los Impactos de El Niño en México, Editor Víctor O. Magaña Rueda. Cap. 3: 69-101.
- Warsh, C.E. y K.L. Warsh (1971). Water interchange at the mouth of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*. 76: 8098-8106.
- Wyrski, K. (1965). Surface Currents of the Eastern Tropical Pacific. *Inter-Amer. Trop. Counn, Bull.* 9(V): 271-303.
- Wyrski, K. (1967). Circulation and water masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Int. Journal Oceanology Limnology*. 1: 117-147.

