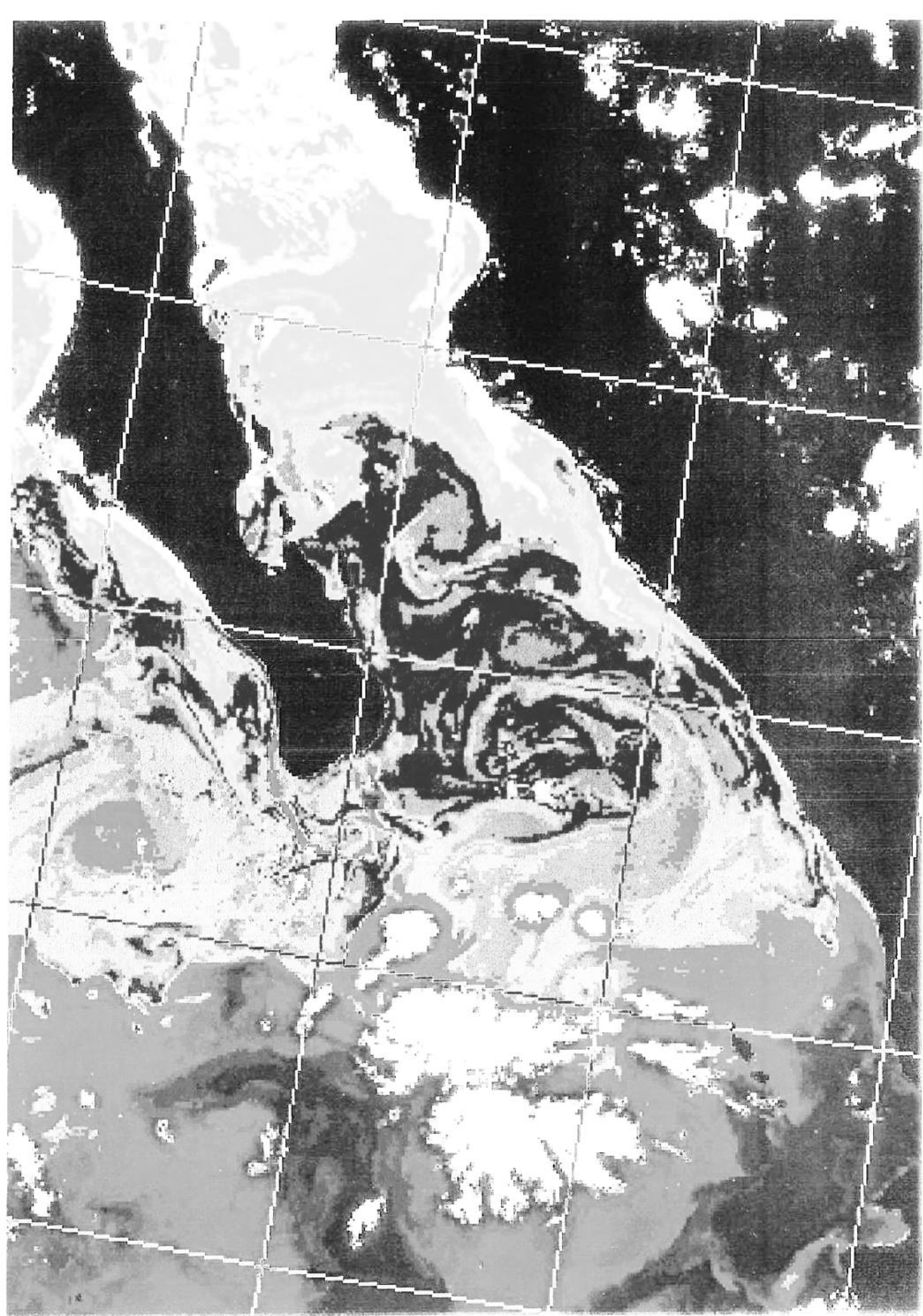




RESUMEN

Del 26 de octubre al 2 de noviembre de 1994 se realizó en la entrada del Golfo de California, el crucero PESCAR05, abordo del B/O Alejandro de Humboldt de la Armada de México. Este crucero tenía como objetivo coleccionar datos de CTD, a lo largo de 5 transectos, en una región comprendida entre los 23° - 25° N y los $107^{\circ}40'$ y 110° W. Con los datos coleccionados se describe la circulación de la capa superior de los 1200 m, la distribución de masas de agua, así como los patrones de circulación geostrofica observados en cada uno de los transectos. Las masas de agua identificadas en los diagramas T-S fueron Agua del Golfo de California, Agua de la Corriente de California, Agua Superficial Ecuatorial, Agua Subtropical Subsuperficial, Agua Intermedia del Pacífico y Agua Profunda del Pacífico. El patrón de circulación sugerido por las secciones, indica flujos entrando junto a Sinaloa, cruzando en ambos sentidos sobre el transecto longitudinal y saliendo y entrando por la costa de Baja California Sur (BCS), este patrón se conserva aproximadamente hasta los 1000 m de profundidad. Se aplicó el método Vector-P a los mismos datos para calcular los campos de velocidad horizontal a diferentes niveles y se compararon con los resultados obtenidos de las secciones verticales. Los resultados muestran un patrón similar entre ambos métodos, de la superficie a los 275 m. Por debajo de esta profundidad, el sentido de los giros superficiales observados en el método Vector-P cambian de giros ciclónicos, anticiclónicos a solamente dos giros anticiclónicos de meso-escala, uno sobre la boca del Golfo y el otro ubicado frente a isla Cerralvo, BCS. El giro mayor y más al norte propicia una intensa circulación sobre la cuenca Pescadero hacia BCS, mientras que el que está ubicado en la boca circula agua hacia Sinaloa. Las superficies isentrópicas muestran diferencia en la capa superior, debido a la intensa mezcla. Se calculó el transporte geostrofico neto de volumen los transectos a lo ancho, obteniéndose los siguientes valores. Transecto D = -0.14 Sv hacia afuera, transecto A = 0.43 Sv , hacia adentro.

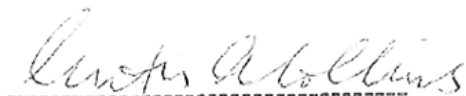
MASAS DE AGUA Y CIRCULACION EN LA CAPA SUPERIOR EN LA ENTRADA
DEL GOLFO DE CALIFORNIA, DURANTE OCTUBRE-NOVIEMBRE DE 1994.

TESIS
QUE PRESENTA:
JOSE RAFAEL BLANCO BETANCOURT

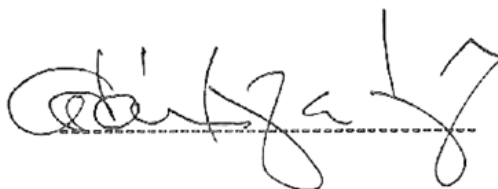
APROBADA POR:



PRESIDENTE DEL JURADO
Dr. AFFONSO DA SILVEIRA MASCARENHAS JR



SINODAL PROPIETARIO
Dr. CURTIS A. COLLINS.



SINODAL PROPIETARIO
Dr. ADAN MEJIA TREJO

Dedicado este trabajo de manera muy especial, a la razón de mi
existencia:

A mi esposa, a Carlos, a la YEYE(remolino) y al futuro sea lo que
sea.

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la Universidad Autónoma de Baja California, especialmente a la División de Oceanología Física, por el apoyo otorgado para el desarrollo y realización de este trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología quién otorgo el financiamiento económico al proyecto CONACYT-UABC #1076-79201, en el marco del cual se realizó este trabajo.

Agradezco a todos mis sinodales, por sus valiosas asesorías y tiempo. Especialmente al Dr. Affonso Mascarenhas persona muy progresista, de amplio criterio y gran conocimiento quien vino a darle con su dedicación y más que nada con su ejemplo, alma, vida y corazón a la División de Oceanografía física.

Al Dr. Curt Collins porque a pesar de su corta estancia entre nosotros, dejo un ejemplo de trabajo difícil de superar, pero más que nada se le recuerda como un caballero y gran amigo.

Al Dr. Adan Mejía Trejo, por sus atinados consejos y sugerencias para la realización de este trabajo.

Muy especialmente, A Modesto Ortiz, Sergio Larios, Carlos Torres Navarrete y a Eduardo Gil por su valiosa ayuda, y todos los demás compañeros y estudiantes que colaboraron para que dicho crucero tuviera éxito.

A Roberto Perez, por ser compa y procesar las imágenes.

Al Dr. Reginaldo Durazo por haber revisado este trabajo, por su valioso tiempo y paciencia en asesorarme continuamente.

De manera muy especial al comandante del B/O Humboldt, Capitán Octavio Del Toro, por su amistad y que decir de su magnífica tripulación.

A todos gracias.....

Tabla de contenido

1 INTRODUCCION	1
1.1 Presentación del estudio.	1
2 ANTECEDENTES	3
2.1 Aspectos generales	3
2.1.1 Situación actual del problema	8
2.1.2 Area de estudio	13
3 OBJETIVOS	17
4 MATERIALES Y METODOS	18
4.1 Datos	19
4.2 Procesamiento de datos de CTD	20
5 HIDROGRAFIA	20
5.1 Introducción	21
5.1.1 Diagramas T-S	22
5.1.2 Temperatura transecto D	28
5.1.3 Salinidad transecto D	31
5.1.4 Anomalía de densidad transecto D	34
5.1.5 Temperatura transecto C	37
5.1.6 Salinidad transecto C	39
5.1.7 Anomalía de densidad transecto C	41
5.1.8 Temperatura transecto A	43

5.1.9 Salinidad transecto A	45
5.1.10 Anomalía de densidad transecto A	48
5.1.11 Temperatura transecto E	50
5.1.12 Salinidad transecto E	52
5.1.13 Anomalia de densidad transecto E	55
5.1.14 Temperatura transecto B	58
5.1.15 Salinidad transecto B	61
5.1.16 Anomalía de densidad transecto B	64
5.2 RESUMEN de los aspectos relevantes observados en las secciones.	67
6 VELOCIDAD GEOSTROFICA, SUPERFICIES ISENTROPICAS Y VECTOR-P	70
6.1 Análisis del método geostrófico	70
6.1.1 Descripción y Análisis de Perfiles de velocidad geostrófica.	72
6.1.2 Resumen del análisis de perfiles verticales de velocidad geostrófica.	83
6.1.3 Transporte de volumen	84
6.2 Superficies isentrópicas	87
6.2.1 Análisis de superficies isentrópicas de densidad potencial de 23, 26.2 y 27.15 kgm ³	87

6.3 Circulación derivada del método del Vector-P	97
6.3.1 Análisis de superficies a diferentes niveles. ...	97
6.3.2 Comparación de los resultados obtenidos por los diferentes métodos.	111
7 DISCUSIONES	115
7.1 Diagramas T-S.....	
7.2 Análisis de las secciones transversales de T, S y γ_θ versus corriente geostrofica.	117
7.3 Circulación mediante la interpretación de superficies isentrópicas.	117
8 CONCLUSIONES	118
9 APENDICES	122
10 LITERATURA CITADA	137

LISTA DE ACRONIMOS

ATS	Agua Superficial Ecuatorial
AGC	Agua del Golfo de California
ASsSt	Agua Subtropical subSuperficial
AIP	Agua Intermedia del Pacífico
APP	Agua Profunda del Pacífico
BCS	Baja California Sur
ACC	Agua de la Corriente de California
VG	Velocidad Geostrófica
UPS	Unidades Prácticas de Salinidad
T-S	Diagrama Temperatura-Salinidad
(+)	Agua entrando hacia el Golfo de California
(-)	Agua saliendo del Golfo de California
(GC)	Golfo de California

LISTA DE FIGURAS

Figura (1). Región centro-sur del Golfo de California. El recuadro muestra el área de estudio y las estaciones de muestreo para cada transecto.	16
Figura (2) Diagramas T-S para el transecto D, C, A, E y B respectivamente.	27
Figura (3) transecto D. (a) Isotermas de (0-300 m),(b) Isotermas de (0-1000 m), en ° C.	30
Figura (4) transecto D.(a) Isohalinas en (ups), 0-300 m. (b) Isohalinas (ups), 0-1000 m.	33
Figura (5) transecto D. (a) Anomalía de densidad de (0-300 m). (b) Anomalía de densidad (0-1000 m), ambas en Kgm^{-3} .	36
Figura (6) transecto C. (a) Isotermas de (0-300 m),(b) Isotermas de (0-1000 m), en ° C	38
Figura (7) transecto C.(a) Isohalinas en (ups), 0-300 m. (b) Isohalinas (ups), 0-1000 m.	40
Figura (8) transecto C. (a) Anomalía de densidad de (0-300 m). (b) Anomalía de densidad (0-1000 m), ambas en Kgm^{-3} .	42

Figura (18). Perfil de corriente geostrófica, para los transectos transversales D(a) y A(b), las isotacas se presentan cada 10 cms^{-1} . 76

Figura (19). Perfil de corriente geostrófica, para los transectos diagonales C(a) y B(b), las isotacas se presentan cada 10 cms^{-1} . 79

Figura (20). Perfil de corriente geostrófica, para el transecto longitudinal E, las isotacas se presentan cada 10 cms^{-1} . 82

Figura (21). (a) Valores de presión en decibares para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 23 Kgm^{-3} , (b) valores de salinidad en ups para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 23 Kgm^{-3} . 90

Figura (22). (a) Valores de presión en decibares para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 26.2 Kgm^{-3} , (b) valores de salinidad en ups para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 26.2 Kgm^{-3} . 93

Figura (23). (a) Valores de presión en decibares para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 27.15 Kgm^{-3} , (b) valores de salinidad en ups para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 27.15 Kgm^{-3} . 96

Figura (24). Campo de velocidad horizontal para 1 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} . 101

Figura (25). Campo de velocidad horizontal para 200 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} . 102

Figura (26). Campo de velocidad horizontal para 300 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} . 103

Figura (27). Campo de velocidad horizontal para 400 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} . 105

Figura (28). Campo de velocidad horizontal para 500 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} . 106

Figura (29). Campo de velocidad horizontal para 600 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} . 109

Figura (30). Campo de velocidad horizontal para 1000 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} . 110

LISTA DE TABLAS

Tabla I. En la tabla se muestra de izquierda a derecha en la primera columna los resultados esperados, en la segunda los T-S, en la tercera las secciones verticales, en la cuarta la velocidad geostrófica y en la última el Vector-P.

113

LISTA DE IMAGENES

Imagen (A) octubre de 1990, imagen (B) 28 de octubre de 1994	12
--	----

1 INTRODUCCION

1.1 Presentación del estudio.

Las corrientes marinas son masas de agua en movimiento, impulsadas por procesos físicos que tienen su origen en la energía solar. Desde el punto de vista de la oceanografía física, son importantes ya que actúan como un mecanismo regulador del clima terrestre, transportando calor, agua y sal entre diferentes latitudes. Las aguas de las corrientes al ser calentadas en latitudes bajas transportan calor del Ecuador hacia los Polos, a excepción del océano Atlántico en el cual el transporte de calor es en sentido opuesto. Por esta razón, es importante poder estimar el flujo neto de calor en cualquier latitud, pero para ello es necesario conocer la velocidad del flujo de agua, así como la temperatura de la columna de agua. Desafortunadamente aún hoy en día, la estructura tridimensional de las corrientes oceánicas es pobremente conocida. En una escala menor, las corrientes costeras también son importantes, por su papel en la redistribución de propiedades físicas. En particular el Golfo de California presenta un patrón de circulación caracterizado por corrientes costeras,

giros pequeños y de meso-escala. Además de ser considerado una región de gran importancia en pesquerías. En México se hacen esfuerzos importantes por conocer los patrones de circulación oceánica. A nivel regional y a través de los proyectos PESCAR (Pegasus in The Sea of Cortes Area) la Universidad Autónoma de Baja California (UABC) a través la División de Oceanografía Física del Instituto de Investigaciones Oceanológicas (I.I.O.) en conjunto con NPS (Naval Postgraduate School, Monterey, CA. USA) ha realizado diversos estudios con la finalidad de conocer los aspectos más relevantes de la circulación en la región de la entrada del Golfo de California (GC). En estudios previos, Stevenson (1970) encontró que en la zona de la boca del Golfo convergen por lo menos tres masas de agua. Esta situación posiblemente contribuya a que en la región, se hayan encontrado tasas excepcionalmente altas de productividad primaria comparables con aquellas de áreas de surgencia, Alvaréz-Borrego y Lara-Lara (1991). Por lo tanto el conocimiento del patrón de circulación y la tasa de cambio de propiedades físicas y químicas a través de su entrada, es importante para estudios de la explotación de recursos pesqueros.

A la fecha se han realizado una cantidad considerable de cruceros oceanográficos a todo lo largo del (GC), aunque a este respecto, podemos ver que la región sur es la que ha sido menos estudiada. La dinámica de la zona es muy complicada, Stevenson (1970). Un ejemplo de este problema, lo representan los giros pequeños y de meso-escala que se han detectado en la región a través de imágenes de satélite, cuya generación aun permanece oscura, Badan-Dangon et al. (1985). Uno de los objetivos planteados en este trabajo, es tratar de inferir a través del análisis de los datos obtenidos *in situ*, utilizando métodos tradicionales, el patrón de circulación de la capa superior (1200 m), para esa época del año. Interpretar a luz de la clasificación de las masas de agua existentes, el papel de cada una en este patrón de circulación. Y aplicar un novedoso método en el análisis de datos hidrográficos y comparar con los métodos tradicionales.

2 ANTECEDENTES

2.1 Aspectos generales

El primer crucero hidrográfico en el Golfo de California, se realizó en 1889 en el barco Norteamericano Albatross, Townsend

(1901). La primera descripción de la circulación superficial en la región sur del (GC) fue reportada por Thorade (1909); este autor, mediante el uso de cartas de temperatura tomadas de bitácoras de barcos, encontró una circulación ciclónica con transporte superficial neto en la dirección de los vientos estacionales, los cuales son hacia adentro del (GC) en el verano y hacia afuera en el invierno, Bray y Robles (1991). Otros autores, bajo diferentes puntos de vista han estudiado la entrada del Golfo, Sverdrup (1941) por ejemplo publicó los resultados preliminares del crucero efectuado a bordo del R/V "E.W.Scripps" durante los meses de febrero y marzo de 1939. Roden (1958) publicó los resultados finales de este mismo crucero y calculó la razón de intercambio de agua entre el (GC) y el Océano Pacífico. Con los datos disponibles en 1958 resultó difícil calcular esta razón de manera precisa, por lo que optó por estimarla de manera aproximada reportando los siguientes valores: gasto de entrada $Q_1 = 1.19 \times 10^6$ (m³/s), gasto de salida $Q_0 = 1.17 \times 10^6$ (m³/s). Roden y Groves (1959) también analizaron las variaciones temporales y espaciales y el flujo geostrófico a través de una sección en la entrada del Golfo, entre

Cabo Pulmo en (BCS) y Mazatlán, Sinaloa. Ellos afirman: " Una comparación de los registros del nivel del mar y la presión atmosférica en la Paz y Mazatlán, junto con observaciones hidrográficas, sugiere que las variaciones del nivel del mar son principalmente debidas a cambios de densidad. En la superficie las corrientes son en la dirección del viento, mientras que generalmente a ciertas profundidades, existe una corriente compensatoria opuesta a la dirección del viento". Warsh y Warsh (1971) decidieron explicar las diferencias aparentes en el transporte obtenidas por Roden (1958) y Roden y Groves (1959) usando secciones hidrográficas entre Bahía de Las Palmas, BCS y El Dorado, Sin., realizadas en 1957, 1958 y 1967. Ellos calcularon el intercambio de masas de agua en la boca del Golfo considerando solamente flujo geostrófico con un nivel de referencia ajustado para obtener acuerdo entre el flujo hacia adentro y afuera del Golfo. La diferencia entre la salinidad promedio del flujo hacia afuera y hacia adentro fue cero para mayo 1957, negativo para julio de 1957 y positivo para febrero de 1957. El promedio de los tres valores fue negativo, lo que podría indicar que la precipitación

y las descargas de aguas al (GC) exceden la evaporación, indicación que va en contra de la idea general de que el (GC) es una cuenca de evaporación, Bray y Robles (1990). Con respecto a esta idea, estudios recientes de Figueroa y Palacios (1991) sugieren que el Golfo no es una cuenca de evaporación como se pensaba y que en un ciclo anual el Golfo debe ganar calor a través de la superficie y para que esté en equilibrio, debe haber una exportación de calor hacia el Océano Pacífico a través de la boca. Warsh y Warsh concluyeron que el intercambio de agua en la boca del Golfo fue de 3.65 Sv en julio de 1967 y los resultados para febrero 1957 y mayo 1959 fueron entre 2.57 y 3.50 Sv. En este punto es bueno señalar que no se agregó mucho a la solución del problema del calculo correcto del transporte. Ya que la capa de no-movimiento se escogió en base a suposiciones a-priori sobre el intercambio de agua. Los aspectos oceanográficos del (GC) fueron nuevamente analizados por Roden (1964), quién dedicó un par de páginas a la parte sur del (GC). Griffiths (1968) Describió también las masas de agua existentes en la región y la distribución horizontal y vertical de las propiedades físicas. Stevenson (1970) reportó la distribución

espacial y temporal de temperatura y salinidad en la entrada del Golfo y áreas adyacentes en base a datos de 8 cruceros efectuados durante 1966 y 1967. Presentó también cálculos geostroficos y análisis de las características de las masas de agua de la región. En estudios anteriores como los de Alvarez Sánchez (1974); Rosas Cota, (1976) y más recientes como los de Alvarez Sánchez *et al.*, (1978); Emilsson y Alatorre, (1980) efectuaron investigaciones oceanográficas en la entrada del Golfo, relacionadas con masas de agua, circulación geostrofica, frentes oceánicos y fenómenos de meso-escala, Alvarez Sánchez *et al.*, (1978) estudió la circulación en los 250 m superiores, comparando las corrientes medidas con flotadores contra la asociada con variaciones del campo de masa en la región de la boca. Encontraron que las corrientes medidas directamente concuerdan con la circulación general determinada por el método geostrofico. También reportaron la presencia de un giro estacional de meso-escala que invierte su sentido. Por otro lado, Emilsson y Alatorre (1980) trabajando en la boca del Golfo frente Isla San José, BCS y Topolobampo, Sonora, y mediante un experimento simultáneo Euleriano-Lagrangiano,

midieron corrientes que oscilan entre 0.2 y 0.4 ms^{-1} a los 14 m y de 0 a 0.1 ms^{-1} a los 49 m , con oscilaciones en el período M2 (semi, diurno) del orden de los 0.1 ms^{-1} . El transporte relativo al nivel de 500 m , a través del transecto, fue estimado en 1.16 Sv para ambos sentidos. Los cuerpos a la deriva revelaron la existencia de un remolino ciclónico. Dicho remolino fue también deducido de la topografía dinámica relativa a 500 db .

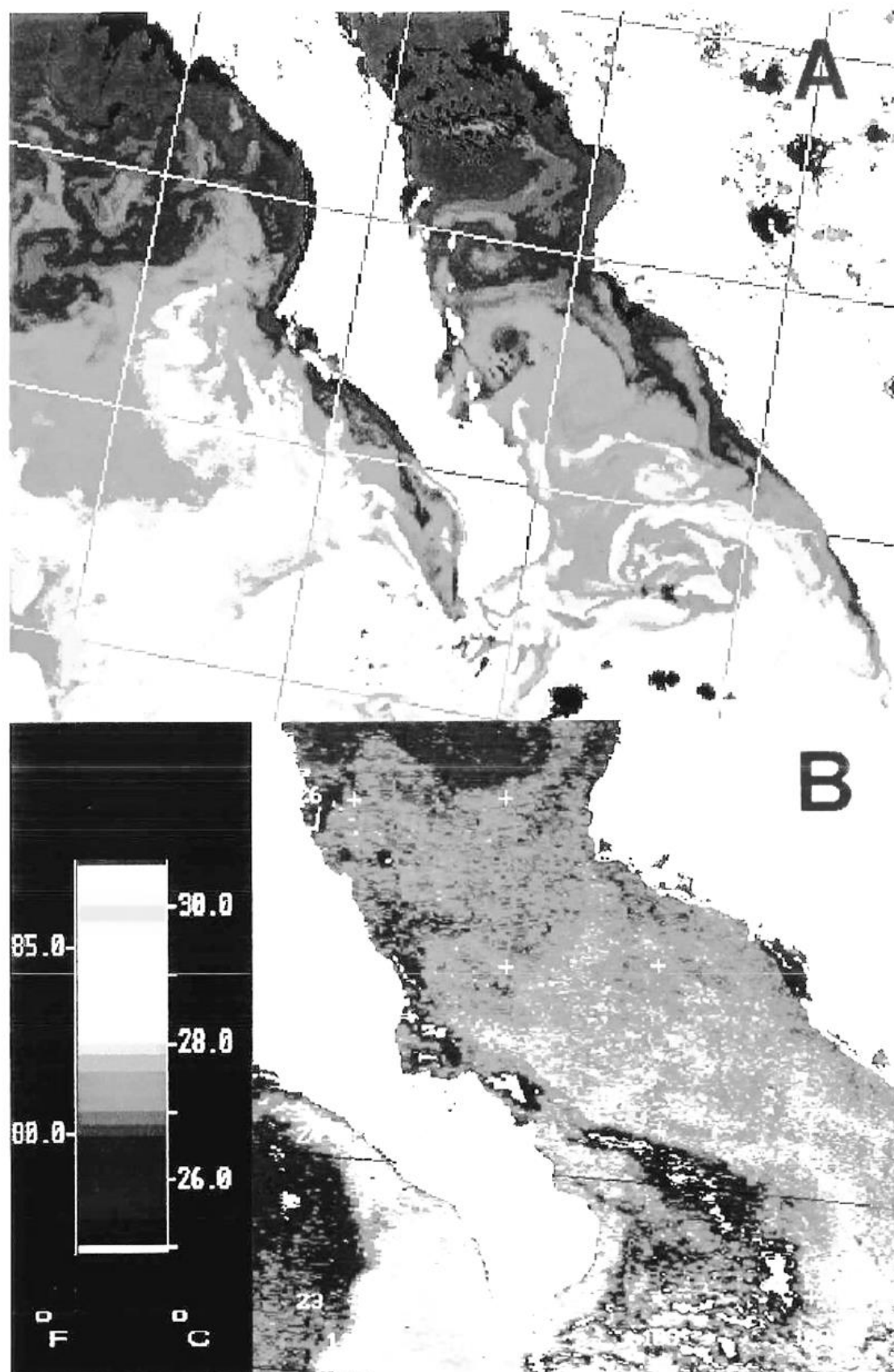
2.1.1 Situación actual del problema

A pesar de que el (GC) ha sido estudiado desde 1889, y de contar actualmente con un banco de datos oceanográficos, geológicos, químicos y biológicos de consideración, los cuales son actualizados constantemente. Algunos problemas relacionados con la dinámica sobre todo en la región de la boca, no han sido resueltos satisfactoriamente. Un ejemplo concreto de esto lo representan las discrepancias existentes en los cálculos del transporte de masa en la entrada del Golfo (transporte de volumen) realizados por diferentes investigadores. La mezcla complicada de masas de agua que convergen en la zona detectada en imágenes de satélite dan una idea de la complejidad de este

problema. A este respecto, para este trabajo se contó con imágenes de satélite de 1990 (imagen a) y 1994 (imagen b). Antes, es importante mencionar que ambas imágenes de la entrada del (GC) fueron capturadas mediante el sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) del satélite NOAA-10 y NOAA-12 P para octubre de 1990 y octubre 28 de 1994. Las imágenes fueron procesadas con la idea de realzar los giros observados en el Golfo. El color azul en la figura indica agua más fría y el color rosa más caliente. La imagen (a) muestra una serie, de por lo menos 5 giros interconectados desde la entrada del Golfo hasta los 27 ° de latitud. En la entrada del Golfo se nota un giro ciclónico, empujando agua caliente junto a Sinaloa, probablemente de origen Ecuatorial hacia adentro del (GC) al mismo tiempo lleva esta misma agua, pero ya de menor temperatura hacia la Península de Baja California. Junto a este giro, se observa otro anticiclónico que también recircula las aguas de origen tropical, pero ya con sus propiedades de temperatura y salinidad modificadas por la mezcla con las aguas del Golfo más frías. Más hacia el norte del Golfo, se ven dos giros más, uno

anticiclónico y otro ciclónico. De manera general, podemos decir que la dinámica en la capa superior del océano en la región, es regida por giros ciclónicos y anticiclónicos. Otros patrones observados en la imagen, por ejemplo del lado del Pacífico de la Península, no son discutidos pues este trabajo se centro en la entrada del Golfo. La imagen (b) fue obtenida durante el crucero PESCAR05, los datos obtenidos durante este crucero, fueron utilizados en este trabajo. Las condiciones atmosféricas durante el crucero fueron de nubosidad parcial o total, y en las regiones donde no había nubes, niebla intensa siempre estuvo presente, especialmente por la mañana. La imagen fue tomada a las 07:00 de la mañana (hora local). Por esta razón, tanto los patrones de la superficie como de la temperatura, estuvieron sujetos a esta limitante. Apesar de esto el mismo giro ciclónico que aparece en la imagen A, tomada en 1990 en la entrada del Golfo, se hace presente. Otro giro más adentro del Golfo puede ser observado manifestandose con menor nitidez, debido a las condiciones meteorológicas. Las dos imágenes analizadas, para la misma época del año (1994) aunque en años diferentes, sugieren

la existencia de otros giros, los cuales hacen más complejo el estudio de la circulación en la región, caracterizada por frentes salinos y térmicos y por una intensa mezcla horizontal y vertical. En este trabajo también se hizo una estimación del transporte de volumen neto por transecto, los resultados son presentados más adelante, dicho cálculo estuvo limitado a los 1000 m. De acuerdo a la disponibilidad de cable hidrográfico de la embarcación.



2.1.2 Area de estudio

El (GC) (Mar de Cortes) se localiza en la costa oeste de México, tiene una extensión promedio de 1100 km y 150 Km de ancho. Constituyendose según la mayoría de los autores en una gran cuenca de evaporación que gana calor a través de la superficie, Roden (1964). Las cadenas montañosas que separan al Golfo de la influencia moderadora del Pacífico, originan que su clima sea más típico de regiones desérticas, cálido y árido, comparado con la costa oeste de Baja California. Las condiciones climáticas son un tanto más tropicales durante el verano cuando los vientos prevalecientes introducen del sur aire húmedo, Merrifield y Winant, (1989).

Topográficamente el (GC) ha sido dividido en cuencas y trincheras separadas unas de otras por coordilleras transversales, Shepard (1950). De acuerdo a su profundidad ha sido dividido en dos regiones principales: norte y sur, esto principalmente por sus grandes diferencias en profundidad promedio (menor de 200 m en la parte norte y más de 2000 m en la parte sur).

El Golfo se encuentra en comunicación abierta con el Océano Pacífico, y los umbrales entre sus cuencas tienen profundidades de más de 1500 m, Alvarez-Borrego y Schwartzlose, (1979). En la boca del Golfo se presentan notables variaciones en las distribución de propiedades fisicoquímicas por estar situada en la zona transicional del Océano Pacífico Nor-Oriental en donde se reúne el agua de origen subártico, de temperatura y salinidad relativamente baja, con aguas cálidas de la región ecuatorial, Sverdrup, (1942), Alvarez-Sánchez. et al., (1978), Wyrski, (1967); Warsh et al., (1973); Alvarez-Borrego y Schwartzlose, (1979). Este trabajo se centrará en describir las características de la circulación en la región sur del (GC) comprendida entre los 23° -25° 10' N y los 107° 40 - 110° W. Delimitada al norte por una línea entre Isla San José, BCS e Isla Altamura, Sin. Y al sur por una línea entre Cabo Pulmo, BCS y El Quelite, Sin. (figura. 1). La extensión de área incluye en sus margenes continentales parte de la costa de BCS, parte de la costa de Sinaloa, y la zona marina la Cuenca Pescadero, así como la plataforma continental a lo largo de la costa Sinaloense. Este

rectángulo, en proyección Mercator, enmarca la región de la boca del Golfo, donde se realizaron las mediciones oceanográficas. Una descripción más detallada de las regiones del (GC) se puede encontrar en Torres Orozco (1993).

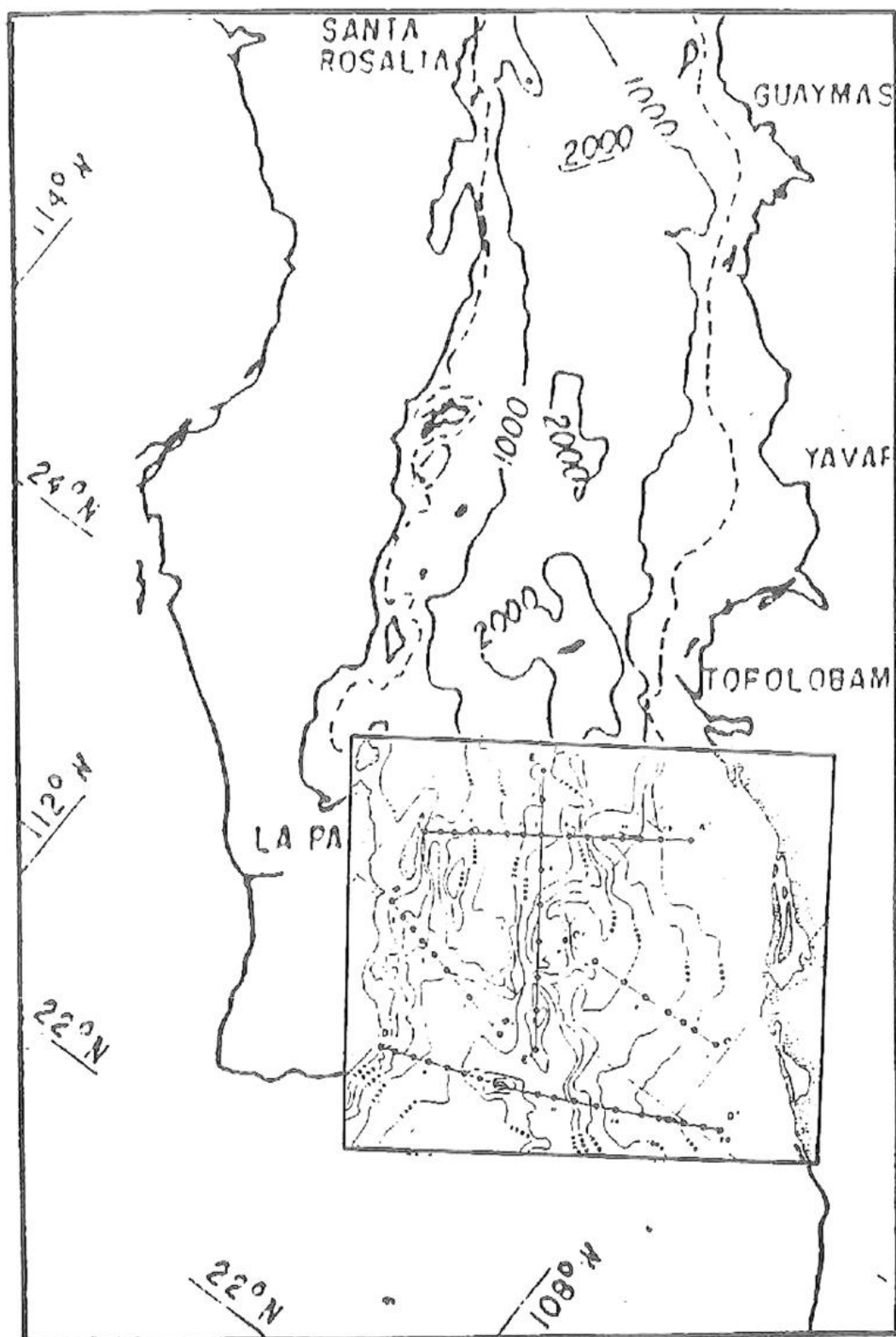


Figura (1). Región centro-sur del Golfo de California. El recuadro muestra el área de estudio y las estaciones de muestreo para cada transecto.

3 OBJETIVOS

Mediante la interpretación y análisis de diagramas T-S, secciones verticales de Temperatura, Salinidad, anomalía de densidad, corriente geostrófica, superficies isentrópicas y Vector-P se pretende:

- 1.-Describir las condiciones hidrográficas y la circulación general en la capa superior, por arriba de los 1200 m de profundidad, en una región del (GC) comprendida entre $23^{\circ} - 25^{\circ} 10' N$ y $107^{\circ} 40' - 110^{\circ} W$.
- 2.-Identificar a la luz de clasificación ya existente, las masas de agua presentes al momento del crucero.
- 3.-Comparar los patrones de circulación observados en las superficies isentrópicas contra los observados en el método del Vector-P
- 4.-Comparar las velocidades obtenidas por método geostrófico contra las obtenidas del Vector-P
- 5.-Calcular el transporte de volumen neto en los transectos a lo ancho del (GC) y comparar contra los obtenidos de trabajos previos.

4 MATERIALES Y METODOS

Los cruceros PESCAR (Pegasus in the Sea of Cortes Area) son el resultado del esfuerzo conjunto entre la (UABC) la Secretaría de Marina (Armada de México) y La Escuela Naval de Postgrado de Monterey California (NPS). Estos, tienen como finalidad lograr un mejor entendimiento del intercambio de propiedades físicas a través de la boca del Golfo de California. En esta sección se describe de manera general la colecta y análisis de los datos obtenidos durante el crucero oceanográfico PESCAR05. Este crucero inició el 26 de octubre y terminó el 2 de noviembre de 1994, completando un total de 59 estaciones oceanográficas. En cada estación se obtuvieron datos de temperatura y salinidad mediante sondeos de conductividad, temperatura, profundidad (CTD) y datos meteorológicos. Se realizaron 5 transectos (figura.1), dos de los cuales fueron a lo ancho, uno a lo largo y dos en diagonal. El crucero finalizó al término del segundo transecto en dirección noreste hacia Sinaloa, frente a el poblado de El Dorado, Sin, México.

4.1 Datos

Los datos de este crucero fueron obtenidos mediante un CTD modelo SBE-25 de 8 Hz de la Compañía Sea-Bird-Electronics, Inc. (una descripción más detallada del equipo oceanográfico utilizado, se presenta en Blanco et.al) Los lances se hicieron hasta una profundidad máxima de 1200 m, dicha profundidad estuvo limitada por la cantidad de cable hidrográfico disponible a bordo. Igualmente datos meteorológicos fueron obtenidos en cada estación, mediante una estación meteorológica Davis Monitor II instalada a bordo, Equipada con sensor de velocidad y dirección de viento, con una capacidad de medición de velocidad de dos rangos (0-125 mph), (0-203 km/s), la resolución para el primer rango es 1 mph y del segundo 1 km/h. Para la dirección del viento en pantalla con compás tipo rosa de vientos de 16 puntos de 0 a 360 ° y resolución de 1 o 10 °. El sensor de presión barométrica, tiene un intervalo de medición en milibares de 880 a 1080; resolución 0.1 mb. La temperatura del aire en un intervalo de 45 a 60 ° C. La temperatura superficial fue obtenida con un termómetro Kahlsico con una resolución de 0.5°C., Blanco et.al (1994).

4.2 Procesamiento de datos de CTD.

El análisis de los datos se hizo mediante el paquete de cómputo SEASOFT provisto por la compañía SEA BIRD ELECTRONICS fabricante del CTD SBE-25 (Sea Bird electronics, 1993). El paquete permite el filtrado de los datos originales para obtener datos promediados cada 2 decibares (db).

Los datos hidrográficos colectados son presentados como diagramas T-S, secciones verticales de T,S y σ_t , corriente geostrófica; superficies isentrópicas y campos de velocidad horizontales mediante el método Vector-P, a diferentes profundidades.

5 HIDROGRAFIA

El análisis de los datos se discute en dos partes. Primero se hace una interpretación de las características hidrográficas del área de estudio por transecto, se describen las masas de agua presentes utilizando los diagramas T-S, luego se presentan los calculos geostróficos, las estimaciones del transporte de volumen neto por transecto, las superficies isentrópicas y el campo de velocidad horizontal obtenidas con el vector-P.

5.1 Introducción

Con la introducción de los diagramas temperatura-salinidad (T-S) por Helland-Hansen (1916; citado por Montgomery, 1958) como una herramienta para el estudio de las propiedades termodinámicas del agua de mar, se dió inicio al estudio sistemático de las masas de agua; a la fecha los diagramas T-S han demostrado ser una herramienta valiosa que ha permitido caracterizar las masas de agua más notables, Torres-Orozco (1993). En la boca del Golfo se han identificado tres masas de agua consideradas como superficiales (Roden y Groves, 1959; Wyrski, 1967): Agua de la Corriente de California (ACC), Agua del Golfo de California (AGC) y Agua Superficial Ecuatorial (ASE). La convergencia de dichas masas de agua en la región de la boca del (GC) motiva que la definición de la circulación se haga más compleja. En la siguiente sección vamos a intentar inferir los patrones de circulación basados en la distribución de propiedades físicas, además deseamos corroborar la presencia de las masas de agua descritas anteriormente por otros autores. En la siguiente sección describiremos la temperatura, salinidad, anomalía de densidad, y diagrama T-S por transecto.

Las secciones transversales se presentan en dos capas 0 a 300 m para que se pueda obtener una mejor resolución vertical y 300 a 1000 m para que se pueda tener una visión total de los campos.

5.1.1 Diagramas T-S

En la figura (2) se muestran los diagramas T-S correspondientes a los 5 transectos. La identificación de las masas de agua presentes se hizo de acuerdo al criterio utilizado por Torres Orozco (1993). La figura (2a) presenta el TS para el transecto D, esta se dividió en tres capas. capa superficial de 0-50 m, intermedia de 50 a 100 aproximadamente y profunda de 100 a 1000 m. En la primera capa, domina la presencia de valores correspondientes a Agua Superficial Tropical Ecuatorial (ASE) [$S < 35$ ups, $T \geq 18^\circ \text{C}$]. Y en muy baja concentración de valores AGC [$S \geq 35.0$ ups, $T > 12.0^\circ \text{C}$]. Se observan también algunos valores que corresponde al Agua de la Corriente de California (ACC) [$34.5 < \text{ups} \leq 12$, $T' < 18.0$]. En la segunda capa se observa una gran concentración de puntos que corresponden a (ACC) y a la vez, se nota como la proporción de (ASE) se incrementa notoriamente. También Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt)

[$34.5 < S < 35.0$ ups $9^{\circ} C < T < 18^{\circ} C$] es observada, aunque en menor concentración de valores que las dos anteriores.

Por debajo de los 100 m y hasta los 1000 m se definió la tercera capa. En esta, se observa como la concentración de valores de ASsSt se incrementa con respecto a la capa superior. Se observó además la presencia de Agua Intermedia del Pacífico (AIP) [$34.5 \leq S < 34.8$ ups, $4^{\circ} C < T^{\circ} C < 9^{\circ} C$]. A partir de esta figura se hace un seguimiento de las masas de agua observadas con la finalidad de determinar el grado de influencia de estas masas de agua, hacia el interior o exterior de la región del (GC) en estudio.

En la figura (2b) se muestra el diagrama T-S correspondiente a el transecto C. La capa superficial es definida de la superficie a los 50 m aproximadamente, en la capa se detecta una mayor concentración de valores de AGC mientras que los valores correspondientes a ASE disminuyen. Por debajo de los 50 y hasta los 100 m se definió la capa intermedia. Dicha capa muestra una predominancia casi total de (ASE) mientras que la ausencia de ACC es notable en este sector. De los 100 a los 1000 m ASsSt es

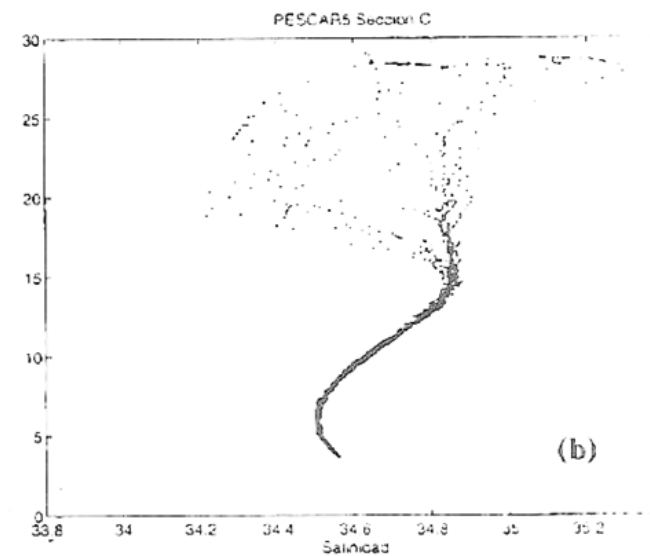
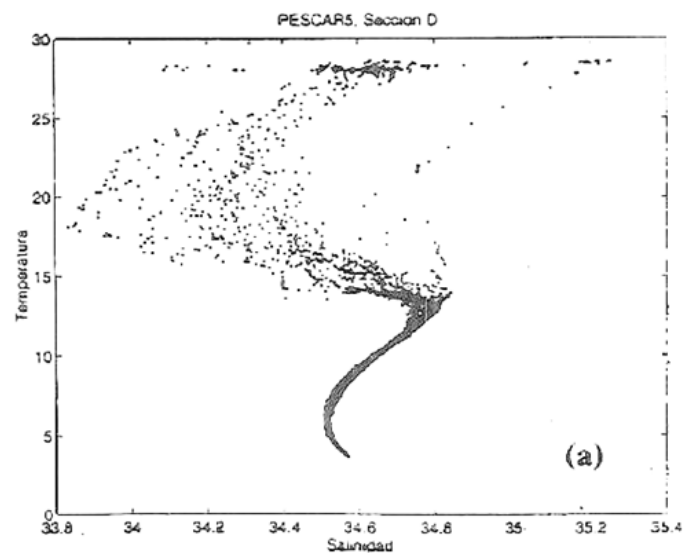
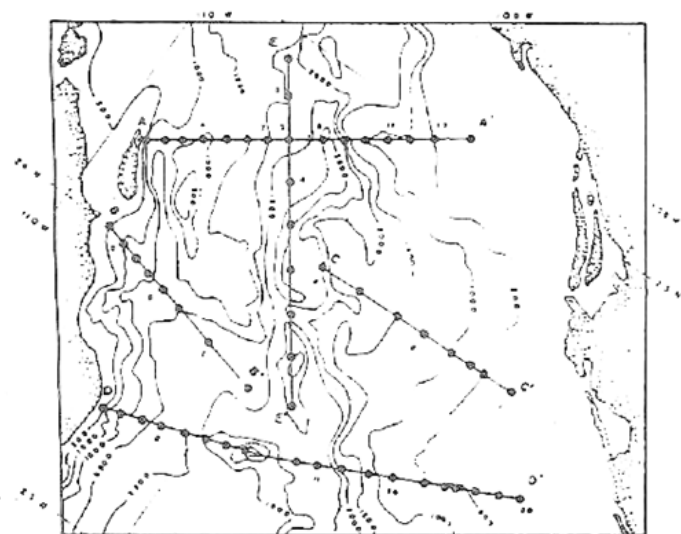
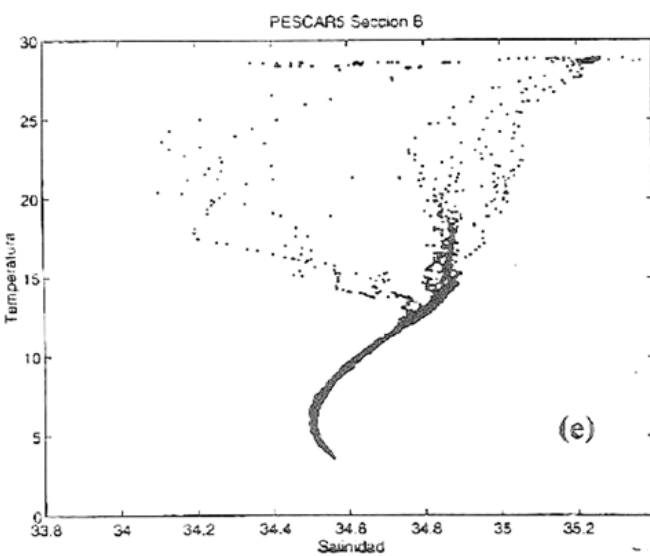
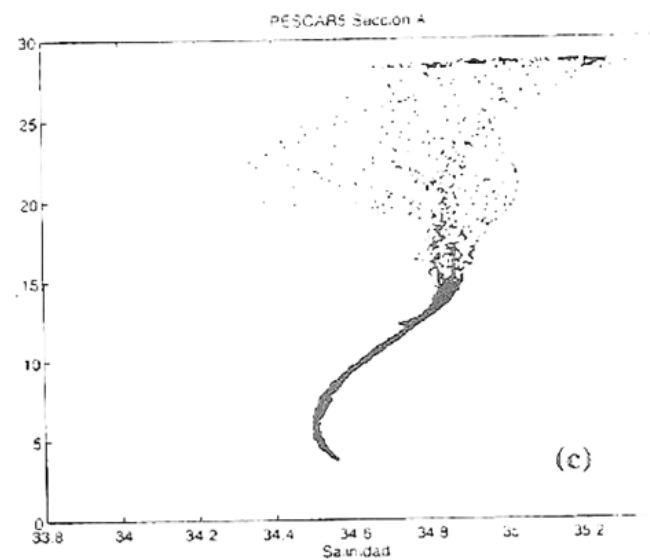
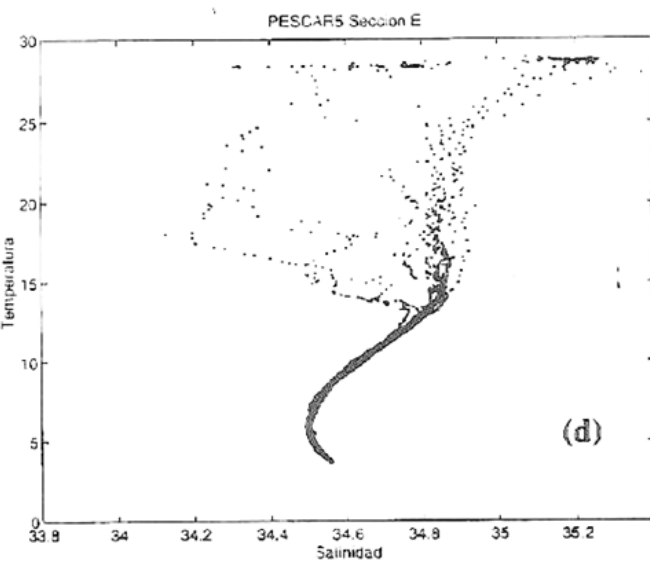
observada en mayor concentración de valores, en comparación con la figura anterior y finalmente por debajo de esta, se observó el (AIP). En esta figura comienza a limitarse la zona de influencia o penetración del ACC, ya que a partir de este transecto la penetración de ACC hacia el interior del (GC) es casi nula, mientras que el ASE sigue estando ampliamente representada. Este hecho, refuerza en gran medida una de las hipótesis declaradas en este trabajo, la cual supone flujos de agua entrando por Sinaloa y saliendo del Golfo por BCS. En la figura (2c) se presenta el diagrama T-S para el transecto A, este es el segundo transecto a la ancho del Golfo, en este la capa superficial es definida de los 0 a 50 m. Se observa un incremento de la cantidad de puntos correspondientes a AGC al igual que de ASE, un aspecto interesante observado en la figura es el hecho de que la concentración de valores de ASE decreció notablemente en la figura anterior y por alguna razón no del todo conocida, se incrementa de nueva cuenta. Una explicación posible es que los giros detectados en las imágenes de satélite sean los responsables de este fenómeno. La capa intermedia sigue dominada

ampliamente por la presencia de ASE casi totalmente. Por debajo de los 100 m y hasta los 1000 aproximadamente, se observó ASsSt y AIP.

En la figura (2d) se presenta el T-S correspondiente al transecto longitudinal E, en este, la capa superficial es dominada por AGC mezclada con otras, aunque la disminución de la concentración de valores con respecto a la figura anterior es evidente, también el ASE disminuye. Por debajo de los 50 m y hasta los 100 m se encuentra la capa intermedia. En esta se observa una escasa concentración de ASE, en este transecto vuelve a hacerse evidente la presencia de valores correspondientes a ACC. En la capa profunda por debajo de los 100 m el patrón alternado ASsST y AIP es conservado.

Por último, en la figura (2e) se presenta el T-S para el transecto B. En la capa superficial (0-50 m) se observa una mayor concentración de valores de AGC con relación a la figura anterior. Agua tropical superficial también es observada. La capa intermedia comprendida entre los 50 y 100 m muestra un aumento de valores de ACC lo cual es de esperarse ya que este

transecto se encuentra practicamente junto a la punta de la Península de BCS lugar por donde se observa circula preferentemente el ACC. Por debajo de estas masas de agua consideradas como superficiales, se sigue obsevando un estrato de dos capas en las cuales, la superior es ASsSt y la inferior AIP .



5.1.2 Temperatura transecto D.

En la figura (3) se presenta el campo de temperatura para el transecto D. Con la finalidad de tener una mejor visión del campo, se dividió en dos secciones. Sección superficial (0-300 m) y sección profunda (300-1000 m). En la figura (3a) se presenta el campo superficial (0-300 m). Entre los 0 y 25 m la capa presenta intensa mezcla por lo que no se identifica estructura alguna, por debajo de los 25 m se observa el valor máximo de temperatura igual a 28°C . Castro et.al (1994) reportó una temperatura similar para esta época del año, en la misma región. Debajo de los 25 m y hasta los 75 m aproximadamente, la capa esta dominada por la presencia de un grupo de isotermas bien compactado, indicando región de termoclina, notese también que las isotermas estan inclinadas hacia abajo y hacia BCS, la misma inclinación pendiente abajo es observada en el extremo derecho de la figura, pero hacia Sinaloa. La inclinación presente en ambos lados indica en general un flujo baroclínico de salida por BCS y de entrada por Sinaloa.

La salinidades asociadas a esta capa de temperatura de (0-300 m)

es de alrededor de 34.6 ups, al centro del transecto, indica la presencia de agua resultado de la mezcla de Agua Subtropical subsuperficial (ASsSt) y de agua saliendo del (GC). En la figura (3b). Se muestran las isotermas para la capa profunda de 0 a 1000 m. Solo se discute la capa de los 300 a 1000 m, por razones obvias, igual para los demás transectos. Por debajo de los 300 y hasta los 650 m aproximadamente las isotermas muestran tendencia a inclinarse pendiente abajo en dirección a Sinaloa. Esta inclinación propicia un flujo de entrada hacia el interior del Golfo.

Por debajo de los 600 m y hasta los 1000 se observa como las isotermas tienden a formar una estructura de domo de características más baroclínicas, lo cual pudiera ser indicativo de la entrada de un flujo de agua más fría o la presencia de ondas internas, mecanismo que propone Spearman (1993) para explicar este fenómeno.

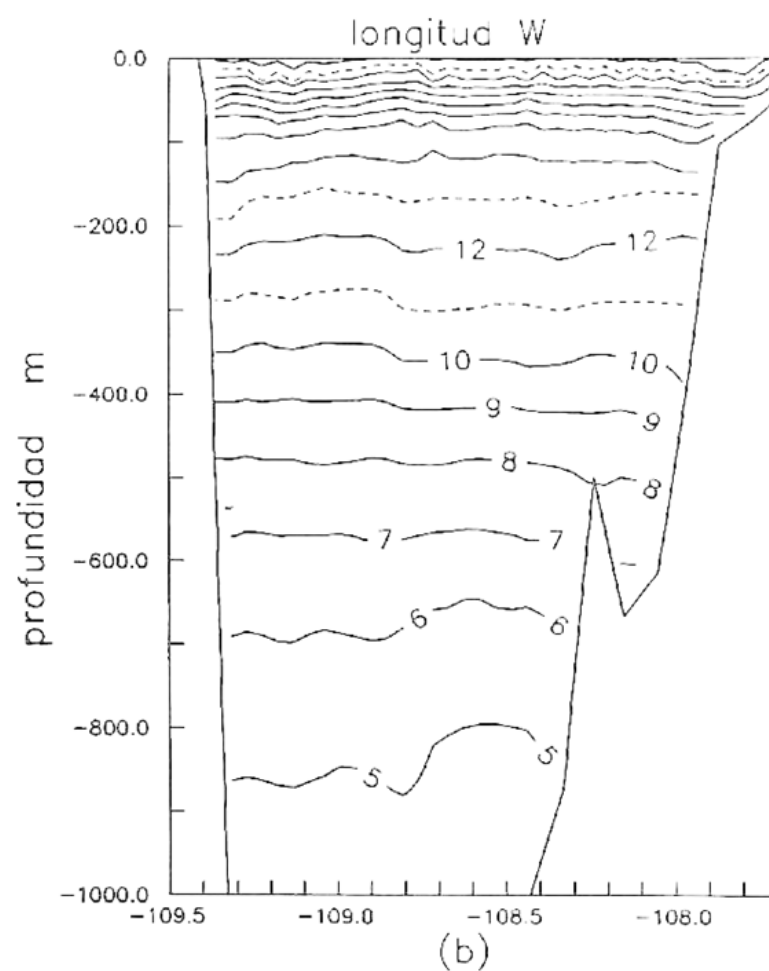
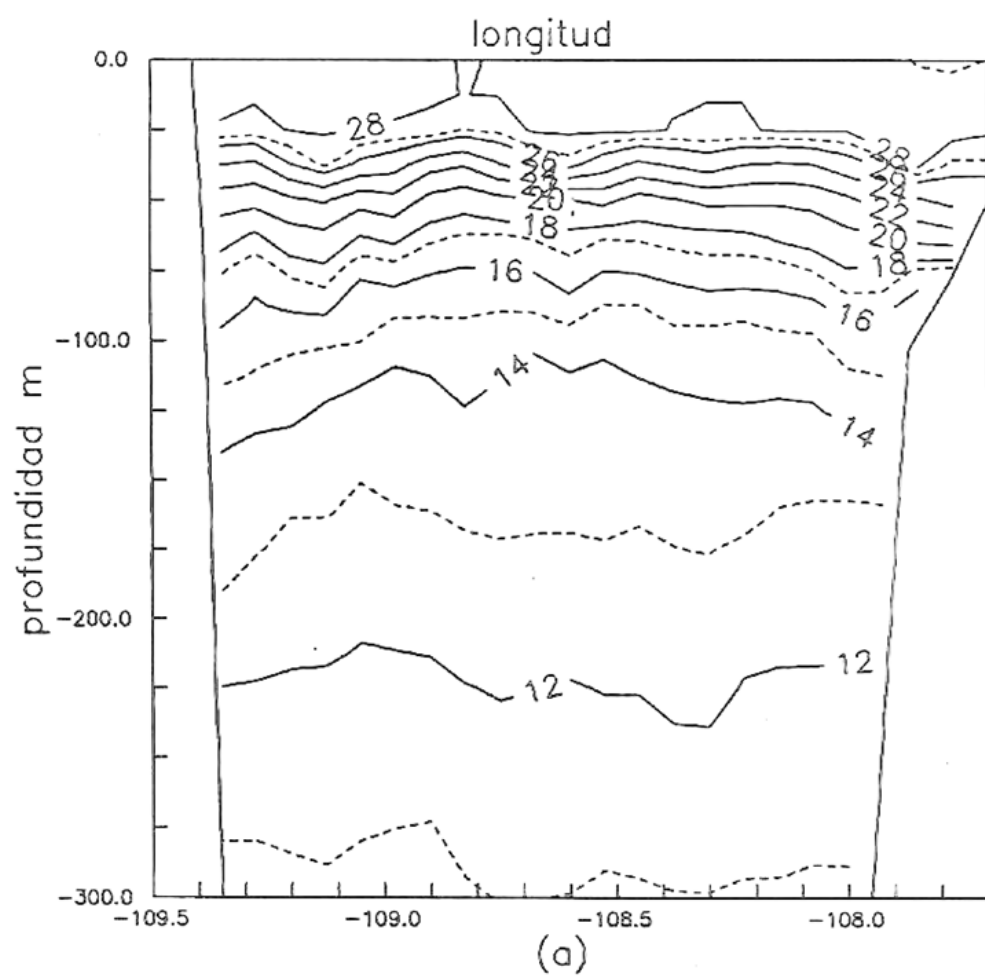


Figura (3) transecto D. (a) Isotermas de (0-300 m), (b) Isotermas de (0-1000 m), en °C

5.1.3 Salinidad transecto D.

La figura (4) muestra el campo de salinidad para el transecto D. En la figura (4a) se muestra la capa comprendida entre 0 y 300 m. El valor de salinidad mínimo igual a 34.0 ups se observa en ambos extremos de la figura alrededor de los 50 m, a estos mínimos estan asociados las temperaturas de 19 ° C del lado de Sinaloa y 25 ° C del lado de BCS, indicando una posible mezcla de ACC y ASE. El máximo de 34.7 ups se observa tanto en la superficie, como en los 300 indicando este último caso la presencia de ASsSt. Centradas en la mitad del transecto y hacia las costas de Sinaloa, se observan algunas isohalinas rompiendo en la superficie, esto puede ser indicativo de mezcla superficial. Envolviendo a estos dos se observa un núcleo mayor de salinidad 34.4 ups. De la superficie hasta los 125 m, la capa tiene características principalmente de Agua Tropical Superficial (ASE). Por debajo de los 125 m y hasta los 300, las isohalinas comienzan a separarse marcadamente, los valores de salinidad presentes, 34.6 ups y 34.7 sugieren la presencia de Agua de la Corriente de California ACC, mezclada con agua Subtropical

subsuperficial (ASsSt). Los pequeños núcleos de baja salinidad observados pudieran ser ACC penetrando por la punta de la península, posiblemente el mecanismo que los impulse hacia adentro, sean los giros anticiclónicos observados en algunas imágenes de satélite. En la figura (4b) se observa una estructura salina mejor definida más espaciada entre isohalinas hasta los 500 m, con un gradiente menos marcado. Entre 500 y 800 m se observa el mínimo de salinidad igual a 34.5 ups para la capa profunda este valor puede sugerir la presencia de Agua Intermedia del Pacífico AIP.

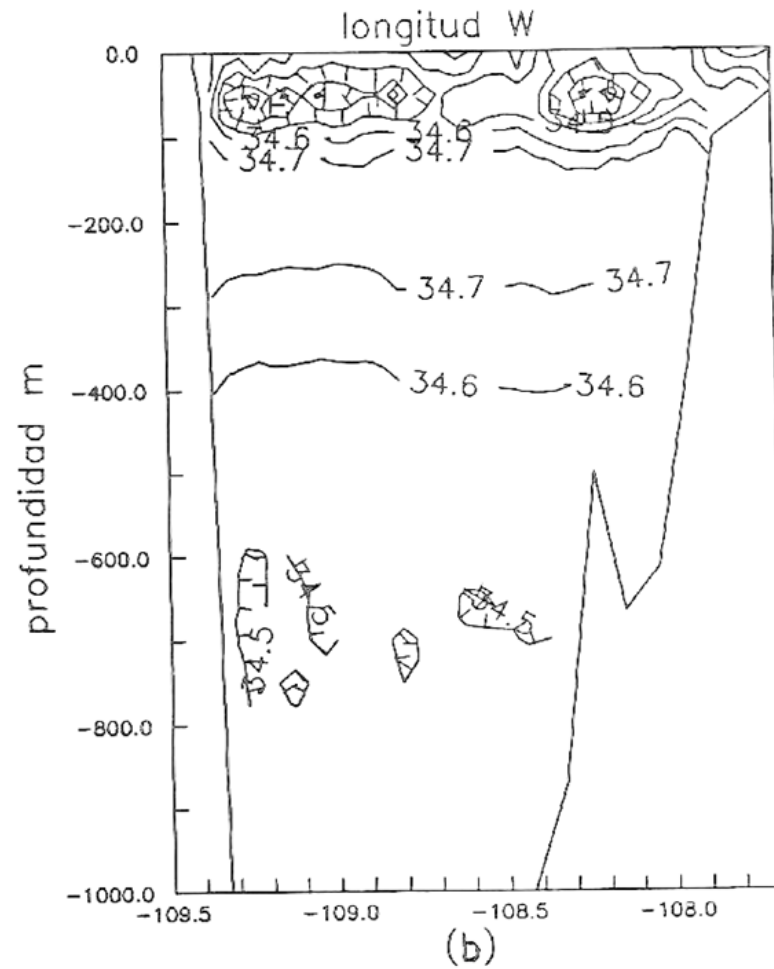
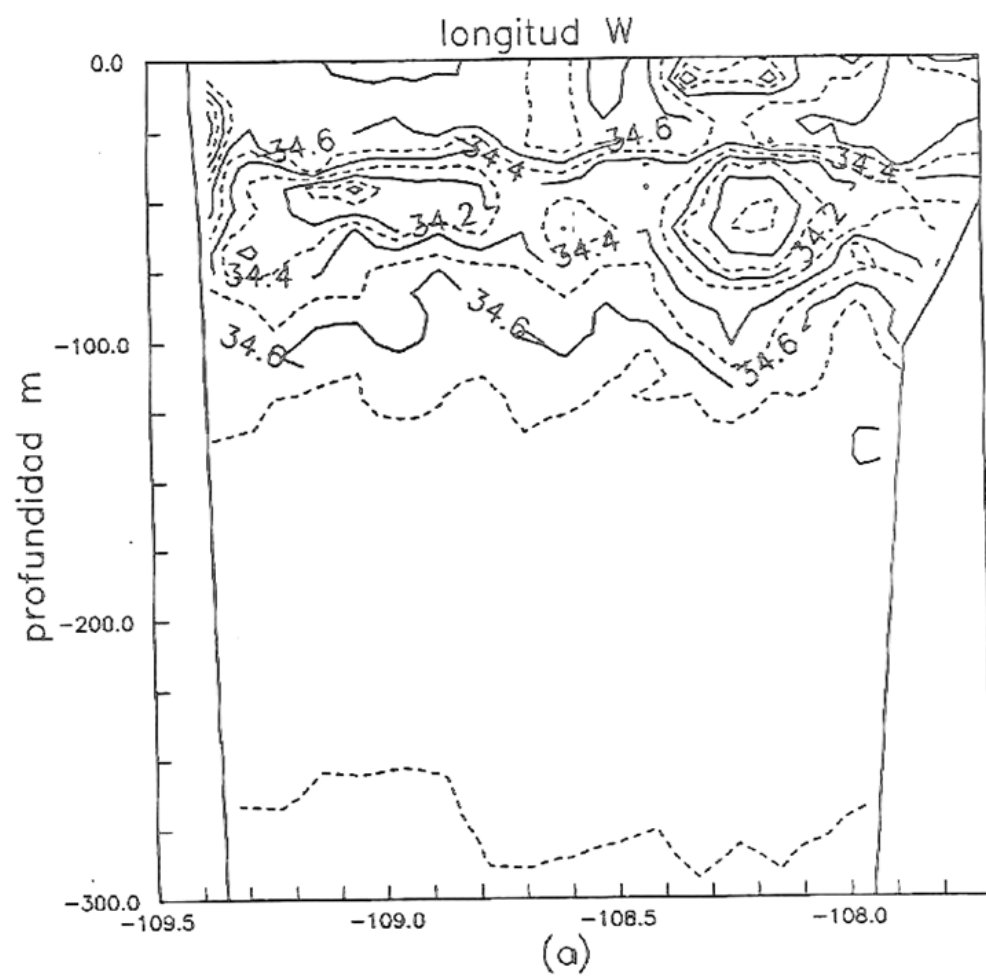


Figura (4) transecto D.(a) Isohalinas en (ups), 0-300 m. (b) Isohalinas (ups), 0-1000 m.

5.1.4 Anomalía de densidad transecto D.

El campo de densidad (γ_θ) para los datos de este crucero, fue calculado de acuerdo a los algoritmos presentados en el volumen 4 de Tablas Oceanográficas Internacionales de (UNESCO, 1987). El procedimiento es ampliamente descrito en Spearman (1993), el cálculo es similar para todos los transectos. En la figura (5) se presenta el campo de densidad para el transecto D. Los patrones de circulación para el campo de temperatura son parecidos a los observados en las figuras de (γ_θ) por lo que solo se describe la anomalía de densidad a detalle, dandose por hecho que los patrones de circulación sugeridos por la temperatura se podrán interpretar de manera análoga a la anomalía de densidad. En la figura (5a) se presenta la capa de 0 a 300 m. En esta se observa por debajo de los 25 m como las isopícnas se inclinan hacia BCS propiciando un flujo. En la segunda mitad del transecto las isopícnas se ven inclinadas pero hacia Sinaloa, dicha inclinación genera un flujo hacia el interior del (GC). Por debajo de los 100 m y hasta los 300 aproximadamente la inclinación a lo largo del transecto sugiere un flujo de salida

por ambos extremos. En los 500 m aproximadamente la isopícnica de 27 presenta una estructura como domo la cual propicia una circulación por su extremo derecho hacia adentro y en sentido opuesto por el lado izquierdo, ver figura (5b). Esta estructura como domo también fue observada en el crucero PESCAR02 , y es reportada por Spearman.

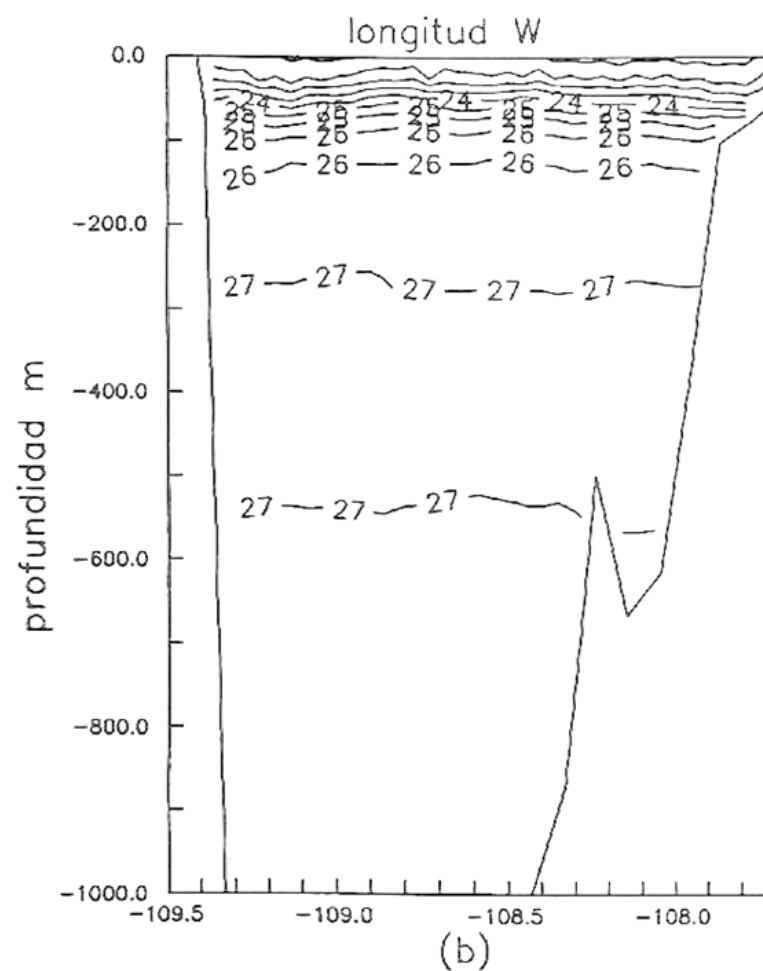
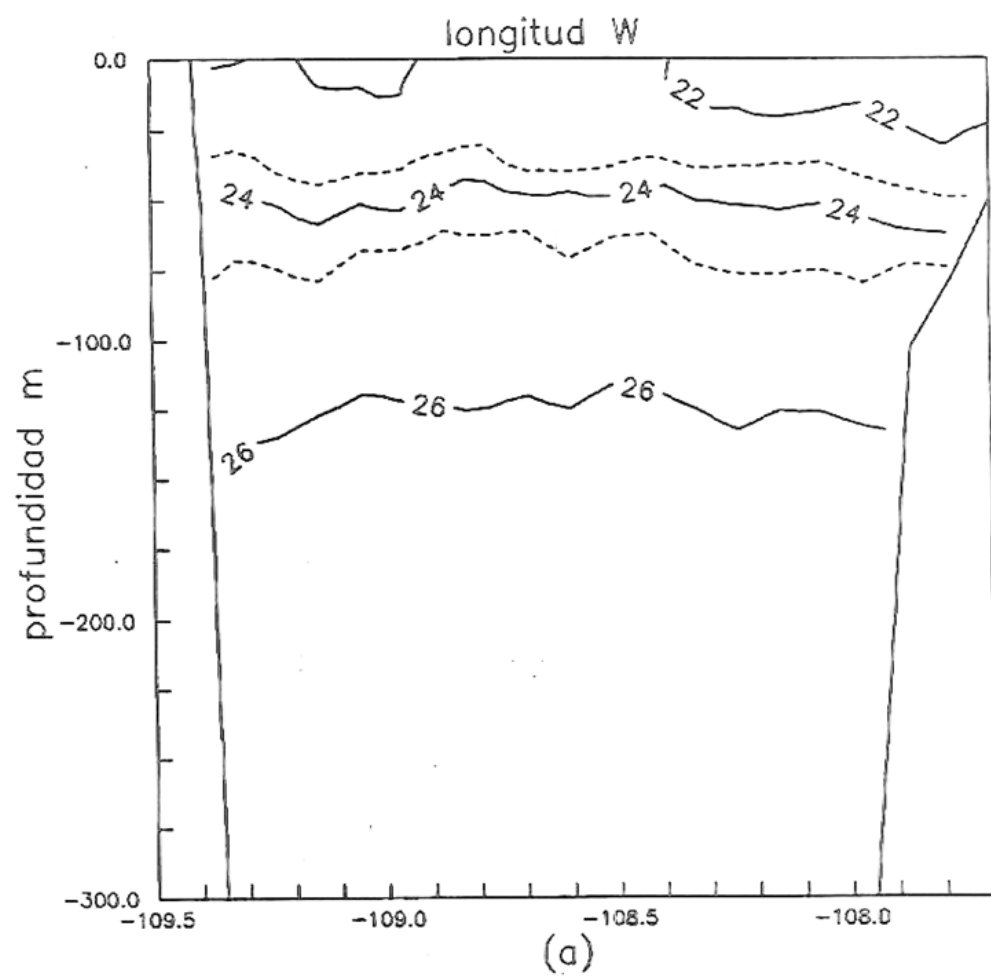


Figura (5) transecto D. (a) Anomalia de densidad de (0-300 m). (b) Anomalia de densidad (0-1000 m), ambas en Kg m^{-3} .

5.1.5 Temperatura transecto C.

En la figura (6) se presenta el campo de temperatura para el transecto C. En la figura (6a) se describe la capa superficial. Podemos observar una capa de mezcla de 25 m de profundidad. Se observa también una tendencia general de una pendiente hacia arriba en dirección a Sinaloa, hasta los 110 m de profundidad. Esto nos sugiere un flujo hacia el sur o sea hacia afuera del (GC). En el extremo de la sección del lado de Sinaloa la inclinación de las isoterms sugieren un flujo hacia adentro, que quizás se extienda hasta la plataforma continental. De los 110 m hasta aproximadamente los 400 m, las isoterms tienen una estructura de domo invertido, esta sugiere flujo hacia afuera del lado de Sinaloa y flujo hacia adentro del lado de BCS. El patrón de las isoterms a mayores profundidades, a pesar de las diferentes escalas, nos enseña una pendiente hacia arriba en dirección a BCS, con una señal baroclínica de mayor intensidad que aquel revelado en la capa de los 110 m superiores. Este sugiere un flujo en profundidad hacia dentro de la sección.

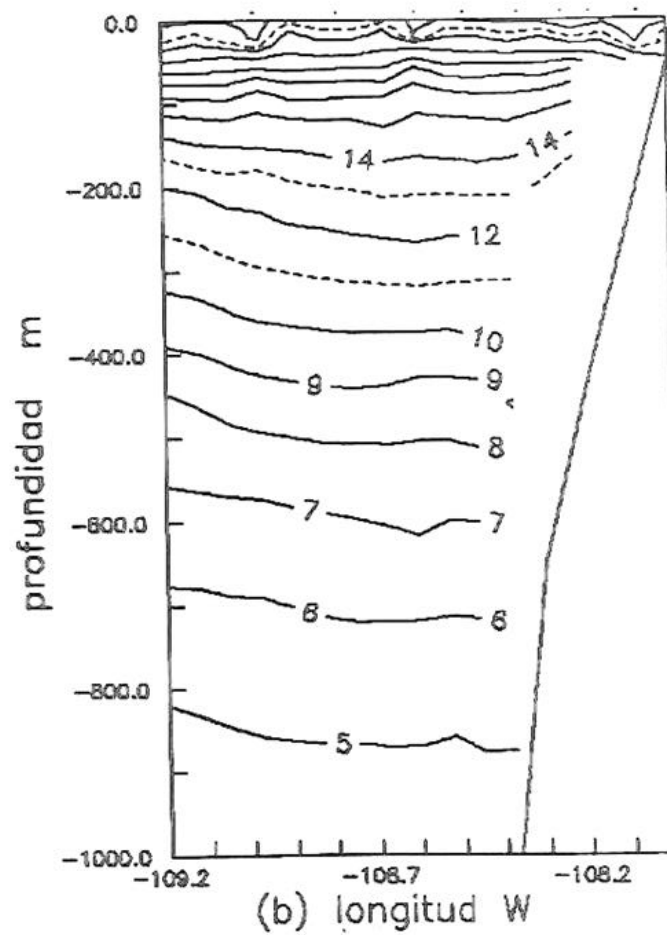
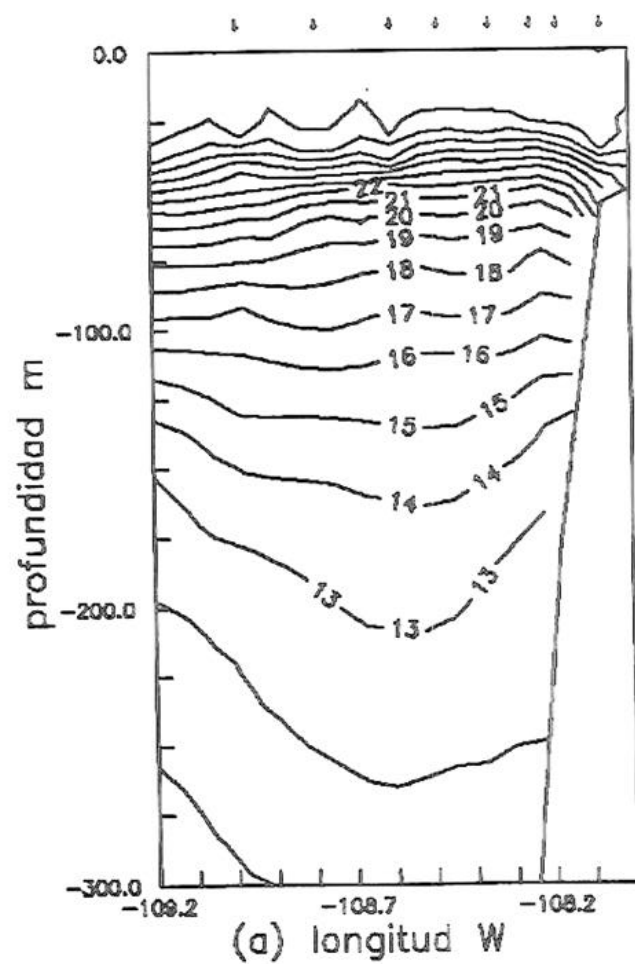


Figura (6) transecto C. (a) Isotermas de (0-300 m), (b) Isotermas de (0-1000 m), en ° C

5.1.6 Salinidad transecto C.

La figura (7) muestra el campo de salinidad para el transecto C, en la figura (7a) se describe la capa superficial en el intervalo de 0 a 300 m. A excepción de los primeros 100 de profundidad, el campo de salinidad muestra los mismos patrones que el campo de temperatura, o sea una estructura de domo invertido abajo de los 100 m y pendiente hacia arriba en dirección a BCS. en la capa superficial se nota un máximo de salinidad junto a BCS (35.2 ups) y otros más apartados. Se ve otro máximo subsuperficial junto a Sinaloa, alrededor de los 50 m de profundidad que podría estar asociado a AGC. Probablemente resultado del hundimiento de esta, al encontrar agua ASE que es menos salada y más caliente. En la figura (7b) se presenta el campo de salinidad profundo. Por debajo de los 300 m la estructura presente revela un campo de salinidad mejor definido con un marcado gradiente vertical y con notable tendencia a inclinarse pendiente abajo hacia Sinaloa.

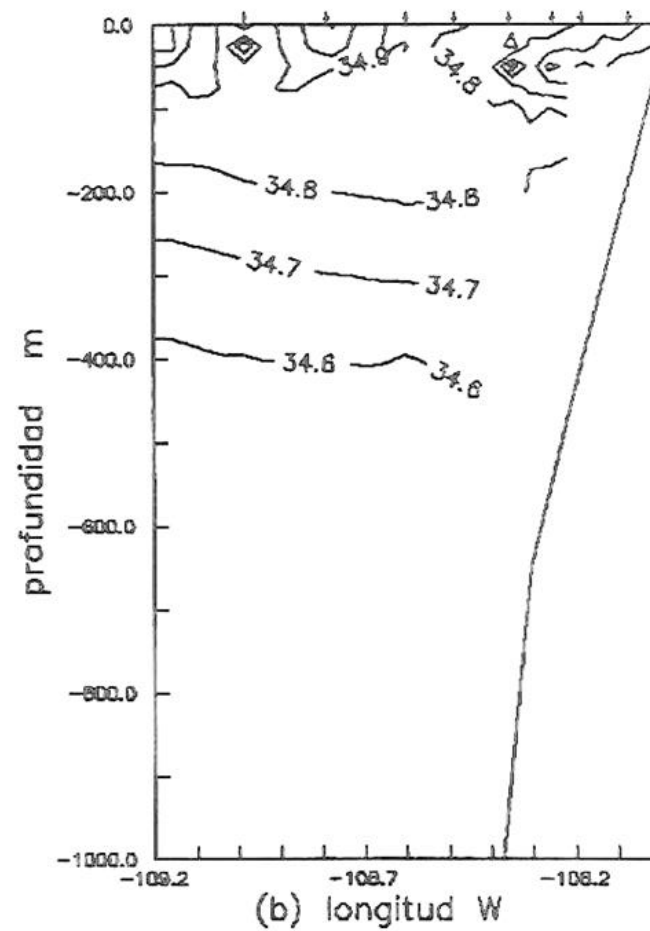
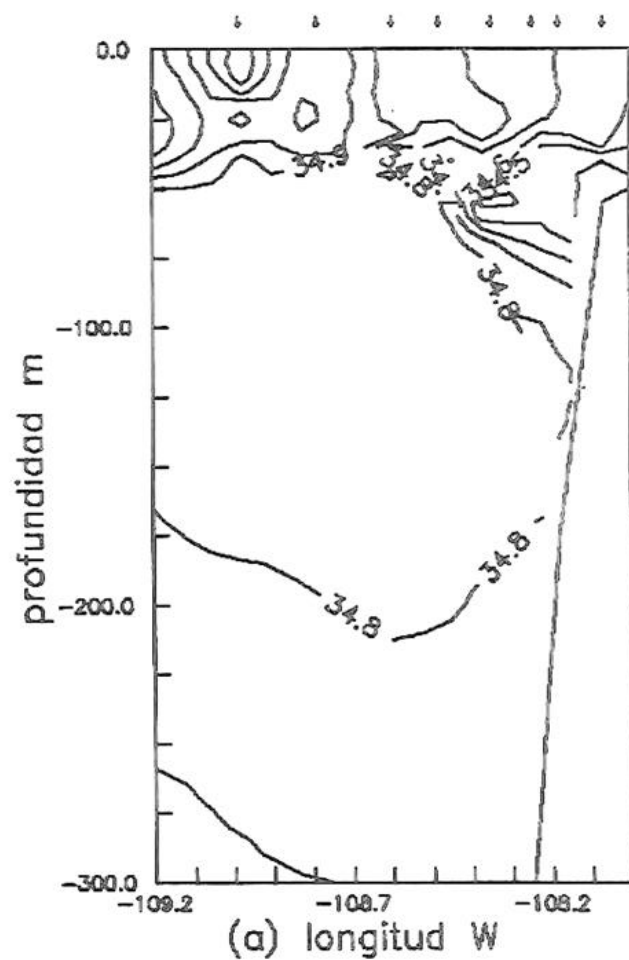


Figura (7) transecto C.(a) Isohalinas en (ups), 0-300 m. (b) Isohalinas (ups), 0-1000 m.

5.1.7 Anomalía de densidad transecto C.

La figura (8) muestra la anomalía de densidad (γ_θ) para el transecto C. En la figura (8a) se muestra la sección superficial (0-300 m) Alrededor de los 25 m las isopícnas muestran una inclinación hacia abajo hacia el extremo final izquierdo de la figura, luego la figura muestra una estructura longitudinal regular en dirección hacia Sinaloa, esta se conserva hasta el lance 6, a partir de este, hacia Sinaloa las isohalinas presentan un estructura en forma de valle, esta estructura da lugar a un flujo de entrada por la izquierda del transecto y de salida por la derecha. La inclinación que presenta este valle tiende a disminuir a profundidad. Sobre la isopícnica de 25.0 kgm^{-3} se observa otra estructura similar a la descrita, pero desplazada hacia la costa de Sinaloa, que también induciría un flujo similar. Por debajo de los 100 m se observan las isopícnas inclinadas hacia Sinaloa, impulsando un flujo hacia el interior del (GC). En la figura (8b) se señala como las isopícnas tienden a inclinarse hacia Sinaloa induciendo un flujo profundo Golfo adentro.

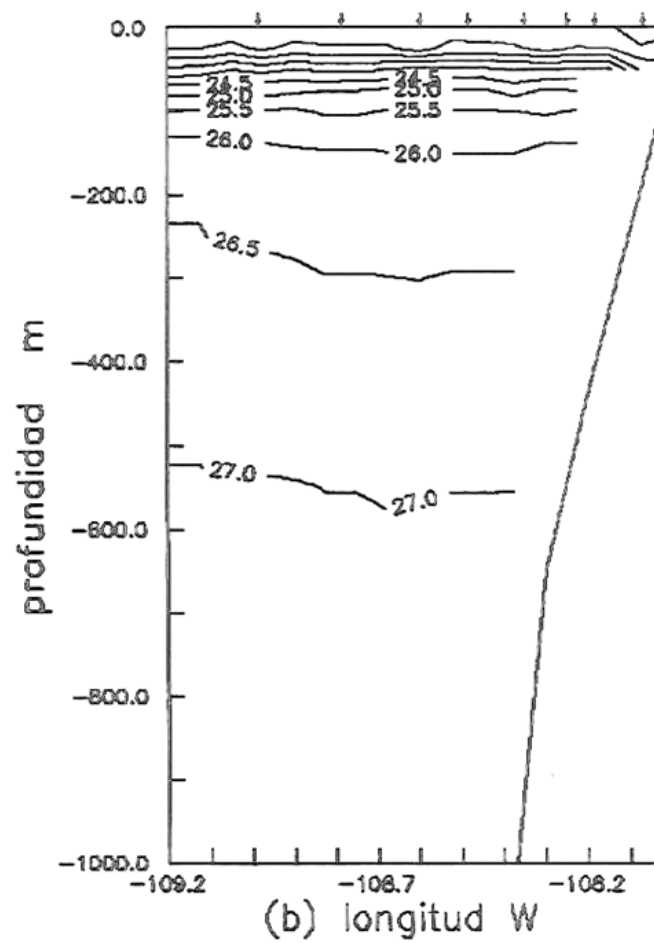
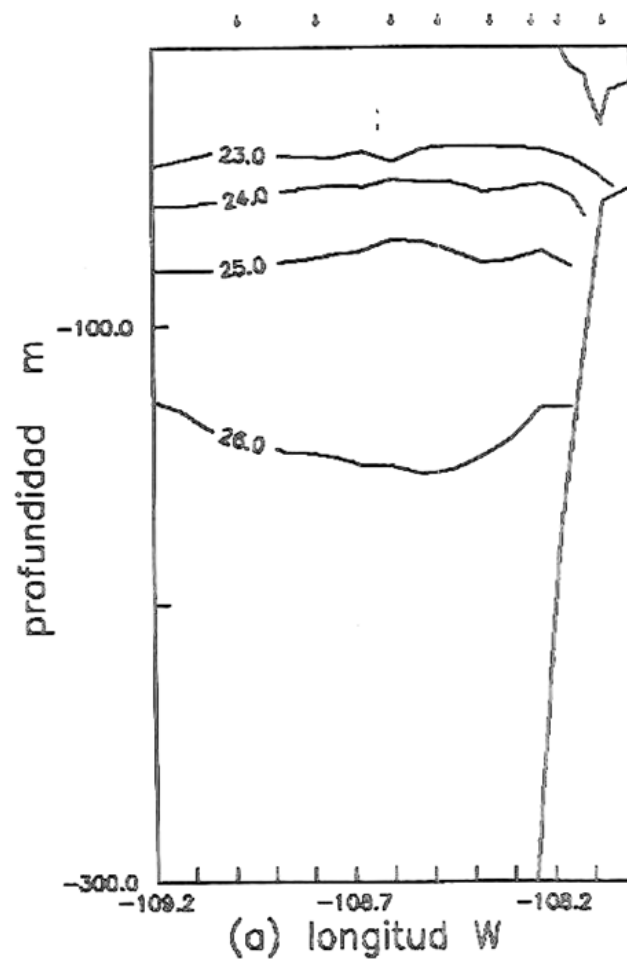


Figura (8) transecto C. (a) Anomalía de densidad de (0-300 m). (b) Anomalía de densidad (0-1000 m), ambas en Kg m^{-3} .

5.1.8 Temperatura transecto A.

En la figura (9) se presenta el campo de temperatura correspondiente al transecto A. En la figura (9a) y (9b) se presenta la capa somera de 0 a 300 m y profunda de 0 a 1000 m, respectivamente. En la capa superior las isotermas presentan tendencias de inclinación hacia arriba en dirección a Sinaloa, sugiriendo un flujo hacia afuera del (GC) hasta la profundidad de 110 m. A partir de los 500 m, hay una reversión de la pendiente y el flujo sugerido es hacia adentro. Hay una excepción del lado de BCS; donde el flujo es hacia adentro del Golfo. Entre 100 y 500 m las isotermas presentan forma de domo, esta forma característica ya ha sido observada en otras secciones, sugiere la influencia de la topografía de fondo, pero no lo podemos afirmar, ya que nuestras observaciones estuvieron limitadas a los 1000 m, de profundidad.

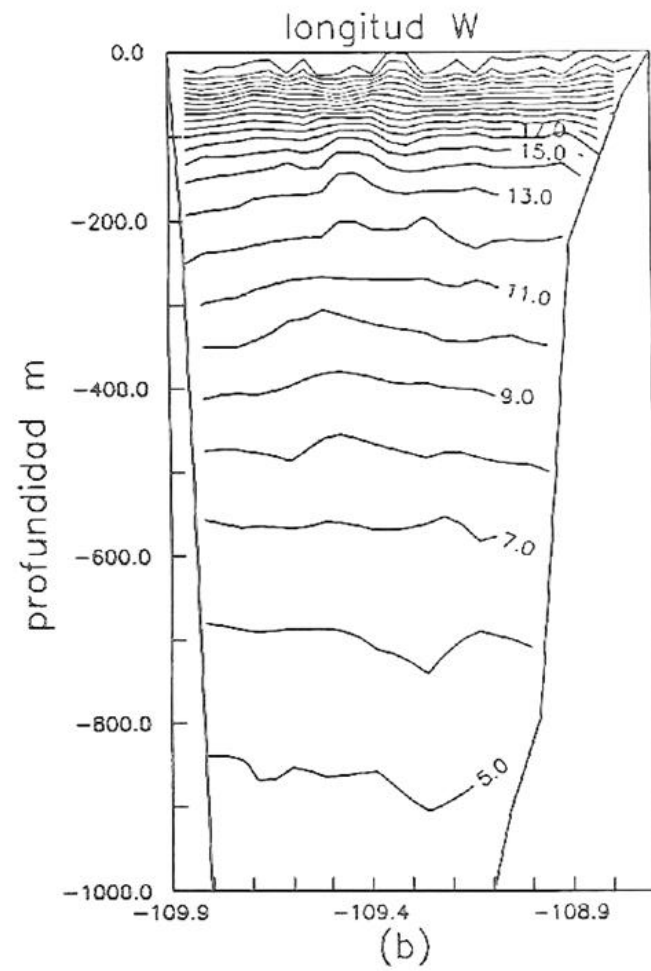
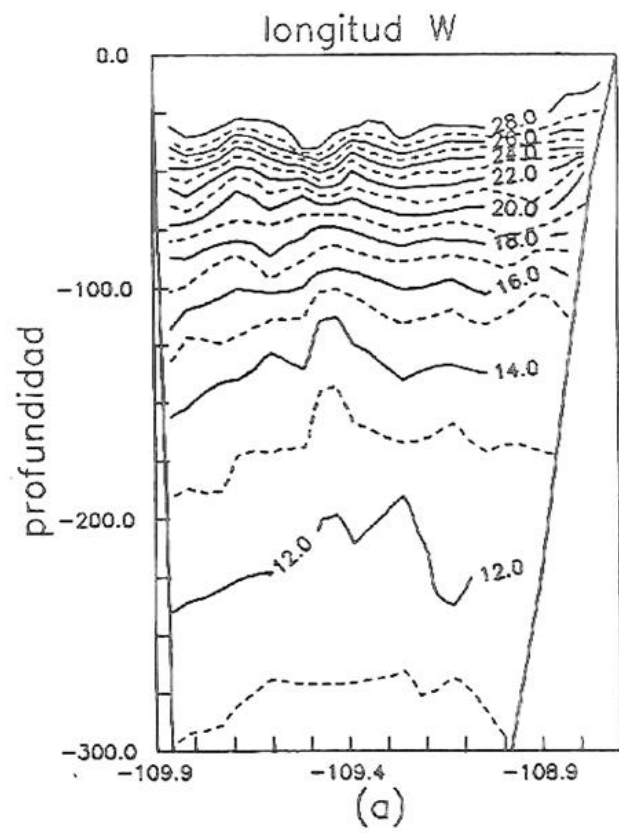


Figura (9) transecto A. (a) Isotermas de (0-300 m), (b) Isotermas de (0-1000 m), en °C

5.1.9 Salinidad transecto A.

En la figura (10) se presenta el campo de salinidad para el transecto A.

figura (10a) y (10b) respectivamente. En la capa de superficie hasta 300 m de profundidad, se detectan valores de salinidad máximo. En esta misma capa se ve un núcleo de 35 ups junto a la costa de Baja California y de acuerdo al valor de temperatura (28°C) que exhibe puede tratarse de AGC saliendo del Golfo. Por debajo de los 50 m y hasta los 200 se manifiesta un gran núcleo de 34.8 ups a lo largo del transecto, el valor de temperatura asociada a este la identifica como ASsSt. De los 200 a 300 m el valor de la salinidad decrece hasta 34.7 ups.

En la figura (10b) se muestra el campo de la superficie a 1000 m. De los 300 a 400 m los contornos decrecen monotónicamente. Entre los 600 a 800 m se observa un núcleo aislado de salinidad 34.5 ups que en concordancia con las relaciones hidrográficas de Torres Orozco (1993) lo ubica como AIP, también Bray y Robles (1991), Spearman (1993) lo colocan dentro de esa clasificación. El patrón en forma de domo, es observado en esta figura también,

entre los 100 y 400 m.

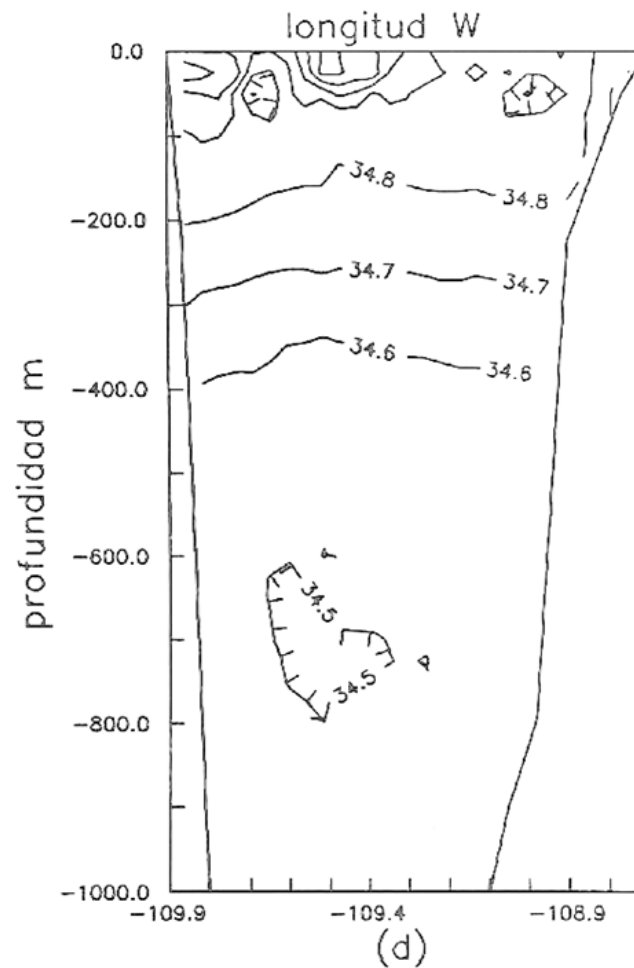
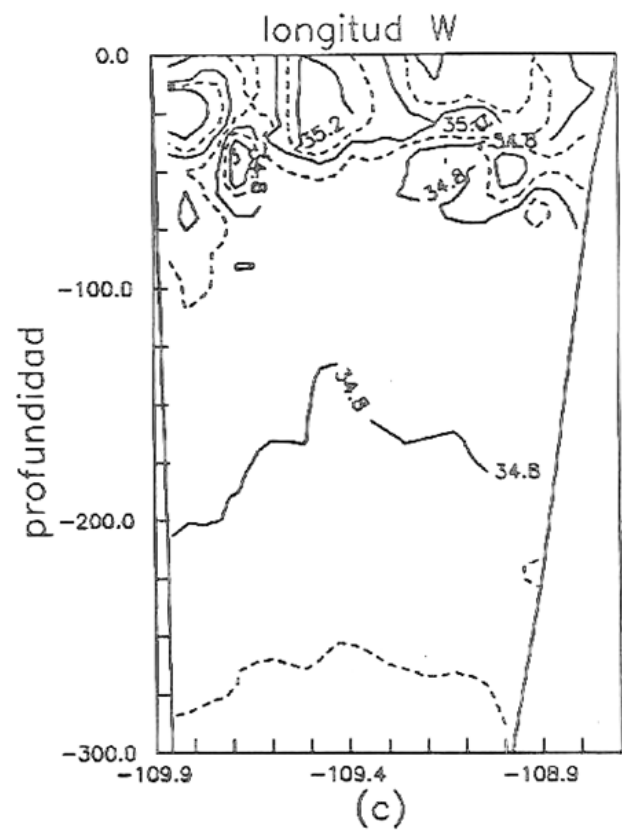


Figura (10) transecto A.(a) Isohalinas en (ups), 0-300 m. (b) Isohalinas (ups), 0-1000 m.

5.1.10 Anomalía de densidad transecto A.

El campo de densidad es presentado en la figura (11) al igual que las otras variables descritas anteriormente, ha sido dividida en dos. En la figura (11a) se describe la capa de 0 a 300 m. En los primeros 35 m se presenta la capa de mezcla. Debajo de los 50 m el campo de densidad presente es similar a la distribución de temperaturas para la misma sección. Las isopícnas muestran una tendencia general a inclinarse hacia arriba en dirección a Sinaloa, dando lugar a un flujo hacia afuera del Golfo. Por debajo de los 100 m se aprecia una estructura en forma de domo, la cual también fue observada en la figura de temperatura. Esta estructura sugiere un flujo de entrada al Golfo por Sinaloa y de salida por BCS. En la figura (11b) se presentan las isopícnas para el rango de 300 a 1000 m. En esta figura se observa cercana a los 600 m la isopícnica de 27.0 kgm^{-3} inclinada hacia Sinaloa, la inclinación sugiere un flujo hacia adentro del Golfo.

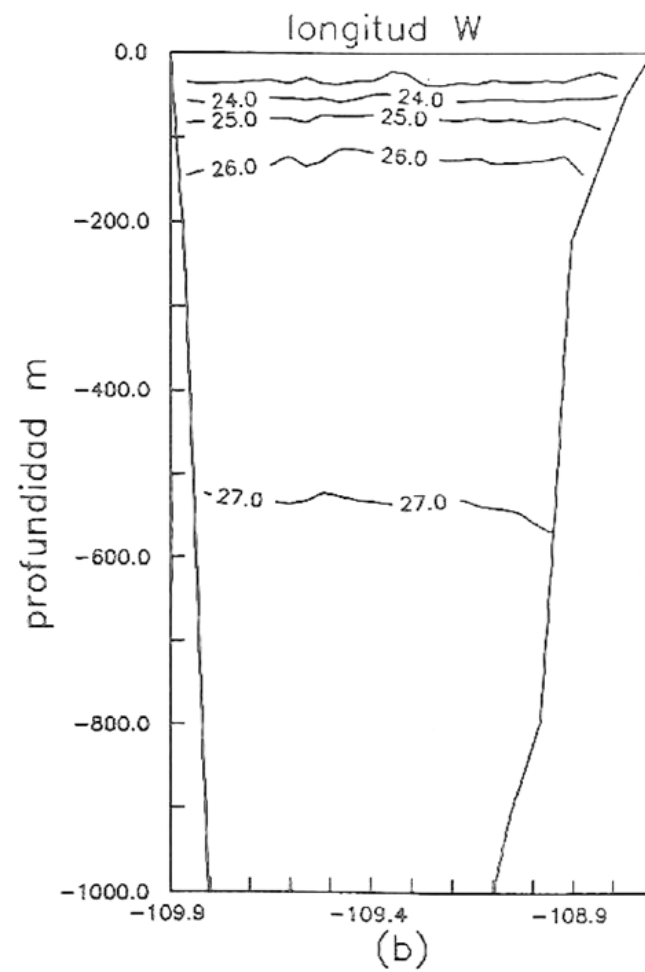
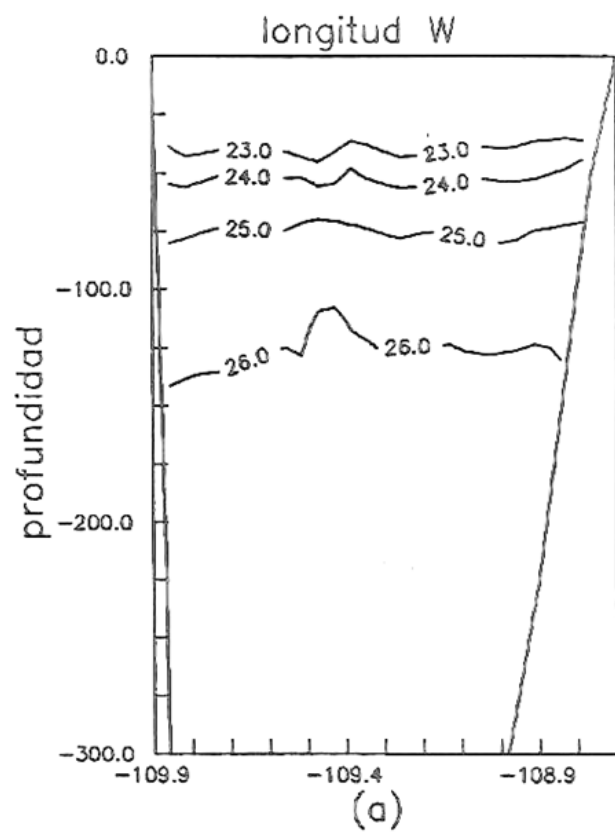


Figura (11) transecto A. (a) Anomalía de densidad de (0-300 m). (b) Anomalía de densidad (0-1000 m), ambas en Kg m^{-3} .

5.1.11 Temperatura transecto E.

La figura (12) la cual corresponde al transecto E, no nos brinda ninguna información acerca de la circulación longitudinal en la dirección del Golfo, pero nos permite deducir si hay movimientos en forma de giros o remolinos, así como el sentido de rotación de los mismos.

En la figura (12a) Se presenta la distribución de las isotermas, esta se presenta en forma de domo invertido en los primeros 100 m y de esta profundidad hacia abajo como un domo. La inclinación de los contornos en la capa superficial indica la presencia de un giro ciclónico en la parte interior de la entrada del Golfo. En la subsuperficial, o sea abajo de 100 m el giro es ciclónico, esta distribución de las isotermas como muestra la figura (15a) se extiende hasta 1000 m de profundidad sugiriendo la presencia de efectos de la topografía de fondo en la circulación.

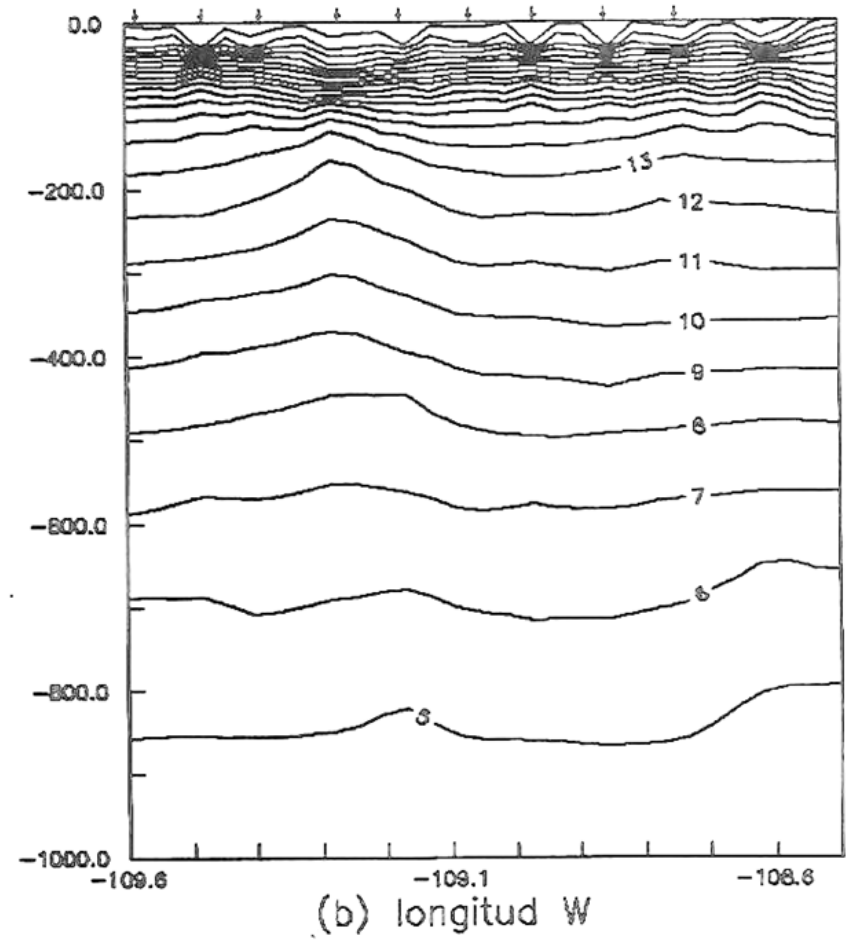
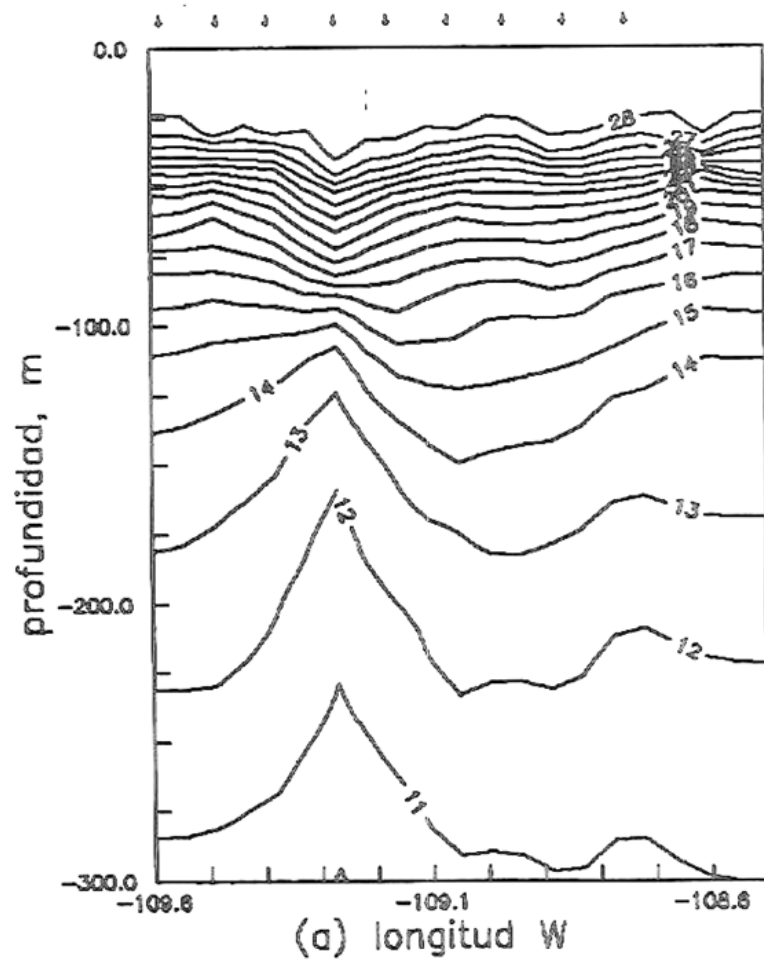


Figura (12) transecto E. (a) Isotermas de (0-300 m),(b) Isotermas de (0-1000 m), en ° C

5.1.12 Salinidad transecto E.

La estructura vertical de salinidad para el transecto E, se muestra en la figura (13). En la (13a) se muestra la capa superior (0-300 m). El perfil se caracteriza por presentar valores de salinidad máximo y mínimo en la parte superficial de la columna de agua. En la misma sección varios núcleos son observados a lo largo del transecto, destacando de entre estos, el ubicado en el extremo izquierdo de la figura. Este núcleo prominente abarca casi hasta la mitad del transecto, la salinidad asociada a este de 35.0 ups y la temperatura de 28 ° C, lo que lo define como AGC. La capa se distingue por presentar un marcado gradiente longitudinal hacia adentro del Golfo. Por debajo de los 25 m se manifiesta un núcleo de grandes dimensiones, de salinidad 34.8 ups, dicho núcleo inicia prácticamente en la superficie se extiende verticalmente hasta los 175 m, y luego cambia de dirección y se dirige horizontalmente hacia la parte norte del transecto. Su valor de temperatura lo ubica como ASE. El mínimo de subsuperficie próximo a la entrada del (GC) (>34.3) tiene asociada una temperatura de entre 18 ° C y 19 ° C, probablemente

resultado de una mezcla entre ACC y ASE.

En la figura (13b) concluye la descripción del campo de salinidad describiendo la sección de los 300 a 1000 m. Después de los 200 m y hasta los 450 aproximadamente, los contornos se extienden longitudinalmente en las 3 estaciones más adentro del Golfo, se observa un mínimo de salinidad entre 600 y 800 m. Del lado izquierdo de la figura se distingue una estructura como domo. La salinidad decrece monótonicamente a profundidad, asociada a la presencia de AIP.

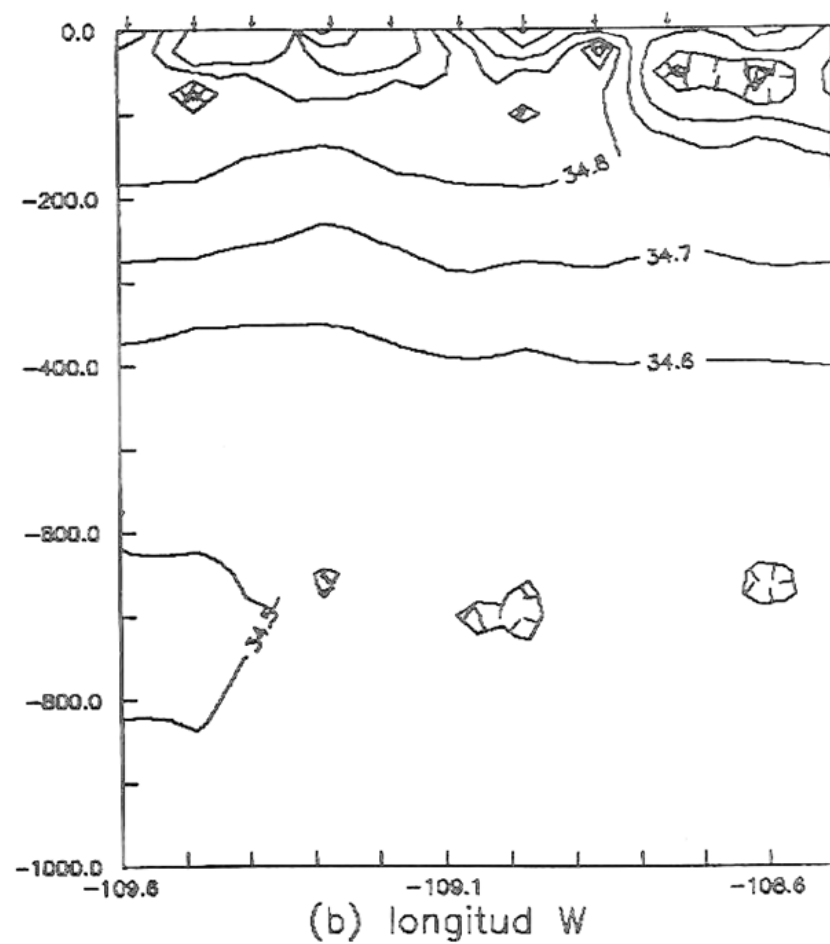
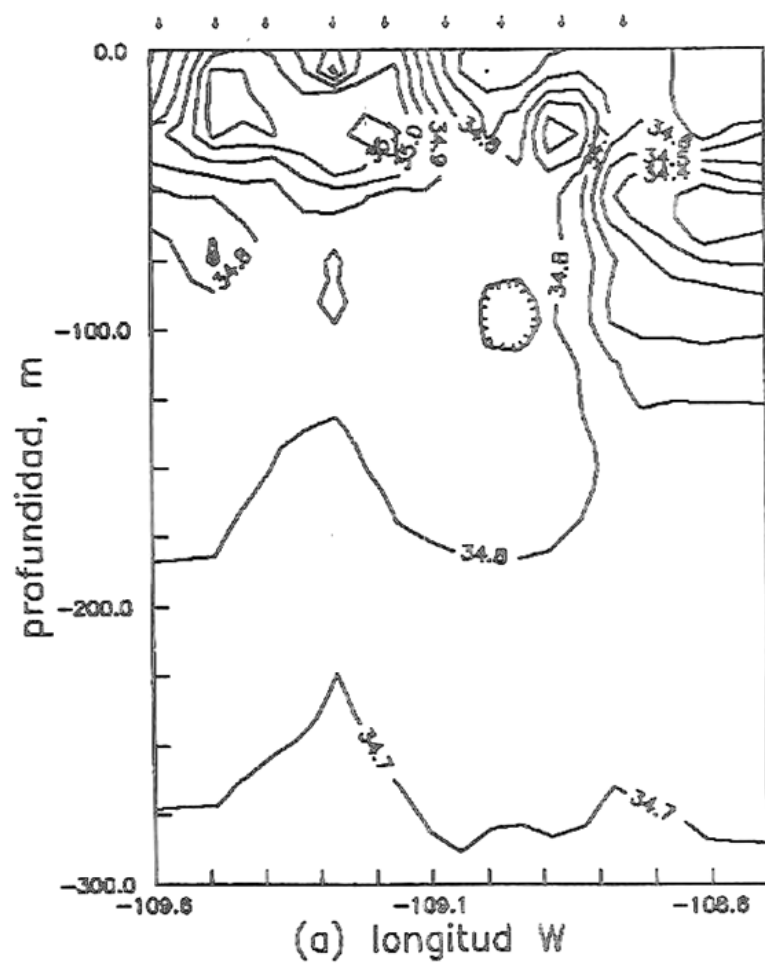


Figura (13) transecto E.(a) Isohalinas en (ups), 0-300 m. (b) Isohalinas (ups), 0-1000 m.

5.1.13 Anomalía de densidad transecto E.

En la figura (14) se muestra el campo de densidad para el transecto E. Para una mejor descripción se muestran los primeros 300 m, en la figura (14a). La estructura mostrada por esta figura es muy similar a las isotermas del mismo transecto. La capa de mezcla queda definida entre 0 y 25 m. Por debajo de los 25 m las isopícnas forman un grupo compacto que representa la termoclina estacional. La inclinación de estas cerca del extremo izquierdo, sugiere la presencia de un giro anticiclónico que afectaría la circulación hasta los 100 m aproximadamente. Entre los 25 y 100 m hacia el sur en dirección a la boca las isopícnas vuelven a acomodarse más o menos horizontalmente hasta el fin de la sección, en general se puede decir que este giro parece introducir agua proveniente del oeste empujándola hacia el Este, la misma tendencia es observada hasta los 80 m. Después de los 100 se observa como la isopícnica de 26 kgm^{-3} , forma una estructura como de domo invirtiendo el sentido del giro observado arriba, en términos de circulación la inclinación de dicha isopícnica así como la que le precede a profundidad indicarían un flujo más

intenso que el observado arriba y en sentido ciclónico, esto es agua circulando de Este a Oeste hacia el extremo final del transecto y cercano a los 300 m la inclinación de la isopícnica de 26.5 kgm^{-3} , evidencia entrada de agua que va hacia el este y sale por el oeste.

En la figura (14b) Se observa la sección completa (0-1000 m), en esta sección se observa como la estructura de domo presente en la isopícnica de 26 kgm^{-3} , observada desde los 125 m continua presentandose hasta 600 m aproximadamente, induciendo este gran giro ciclónico una circulación profunda de Este a Oeste, después de los 600 m las isopícnas se vuelven a presentar formando una estructura barotrópica, hasta cerca de los 800 m.

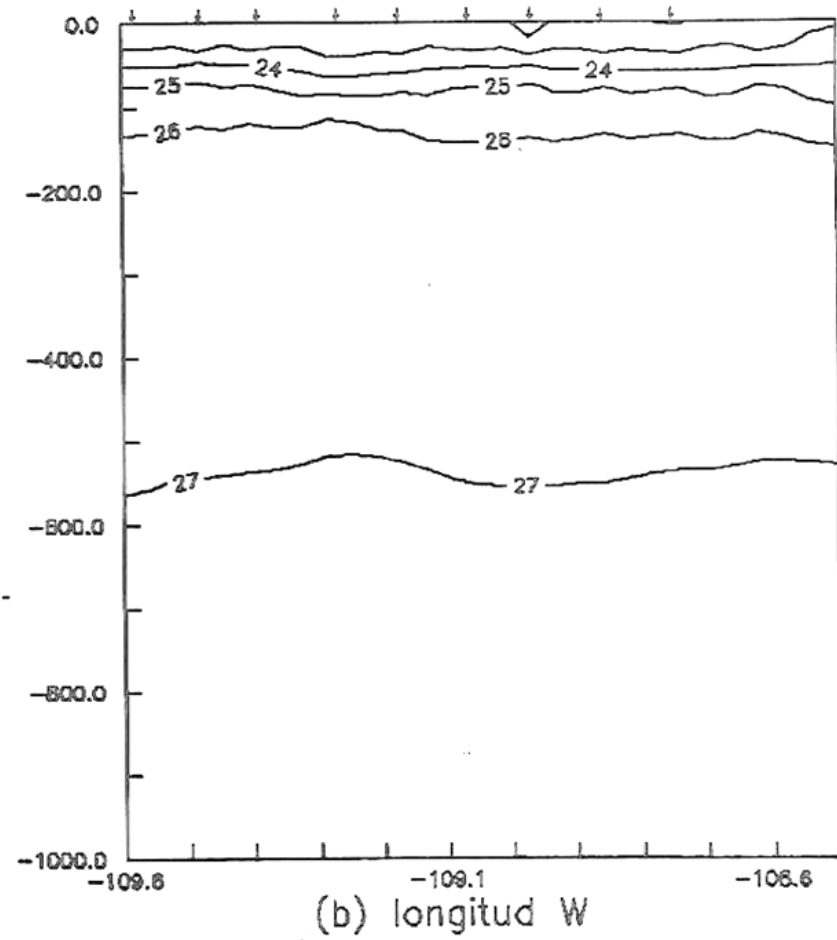
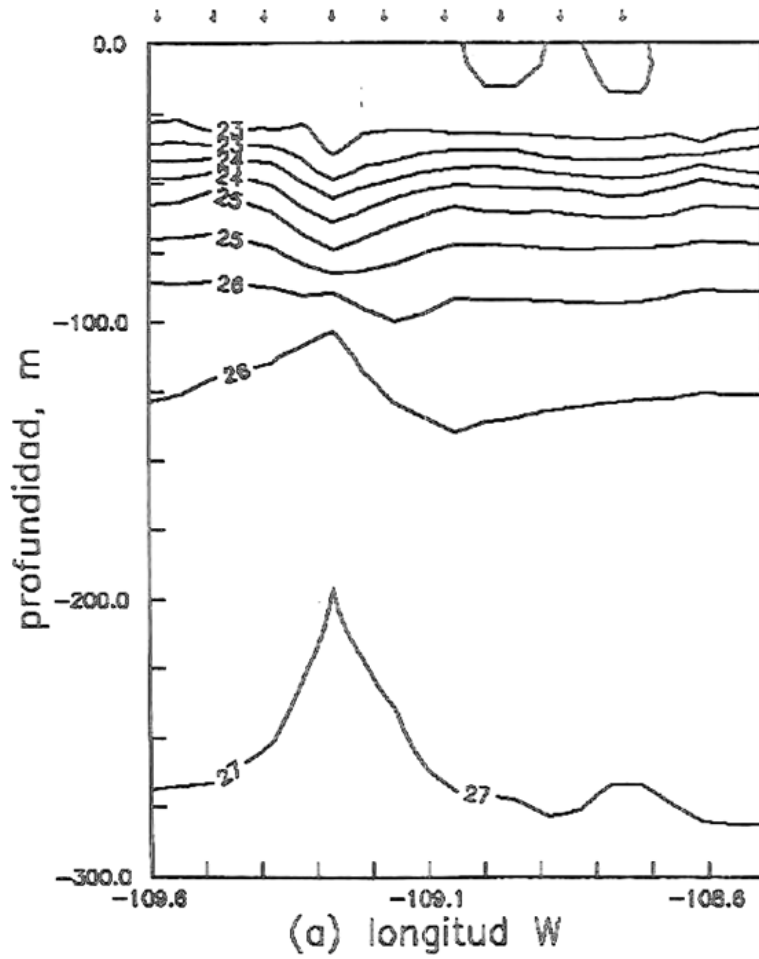


Figura (14) transecto E. (a) Anomalia de densidad de (0-300 m). (b) Anomalia de densidad (0-1000 m), ambas en Kg m^{-3} .

5.1.14 Temperatura transecto B.

En la figura (15) se presenta el campo de temperatura para el transecto B. En la figura (15a) capa superficial se distingue de manera general una inclinación de las isothermas hacia abajo en dirección de BCS, con la pendiente aumentando con la profundidad hasta los 250 m, este incremento en la señal baroclínica indica además de un flujo saliendo del Golfo un incremento de la velocidad con la profundidad. El comportamiento de las isothermas en esta sección corrobora el de la sección E, dando a entender que el giro se extiende hasta la entrada del Golfo. La capa de mezcla superficial es de aproximadamente 25 m como lo observado en todas las secciones. La isoterma de 28 °C, marca el inicio de la termoclina estacional. En general y a pesar de pequeñas inclinaciones de las isothermas más o menos en el centro del transecto la inclinación de estas hasta los 300 m de profundidad indican un flujo hacia el SW. En la figura (15b) se describe la estructura térmica de los 300 a los 1000 m de profundidad en esta figura se observa una circulación profunda tanto en la costa de Baja California como en la de Sinaloa,

mientras que la pequeña inclinación de los contornos hacia el centro del transecto indican un débil flujo baroclínico hacia afuera del Golfo, esto en la parte profunda del transecto entre los 700 y 1000 m y hacia arriba entre los 300 y 500 m de profundidad se aprecia un débil flujo hacia el NE. En general se observa que la temperatura decrece monotónicamente con la profundidad.

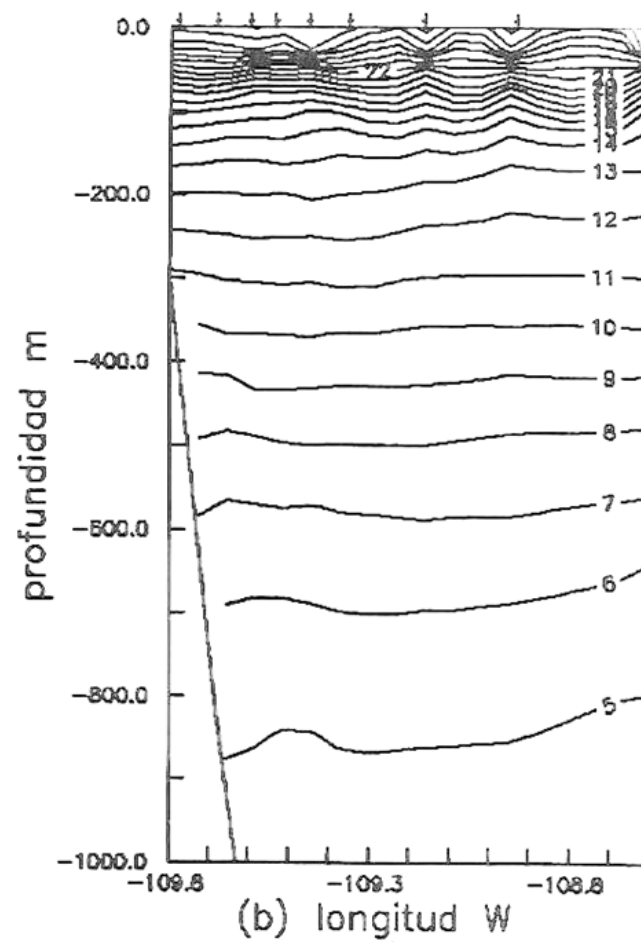
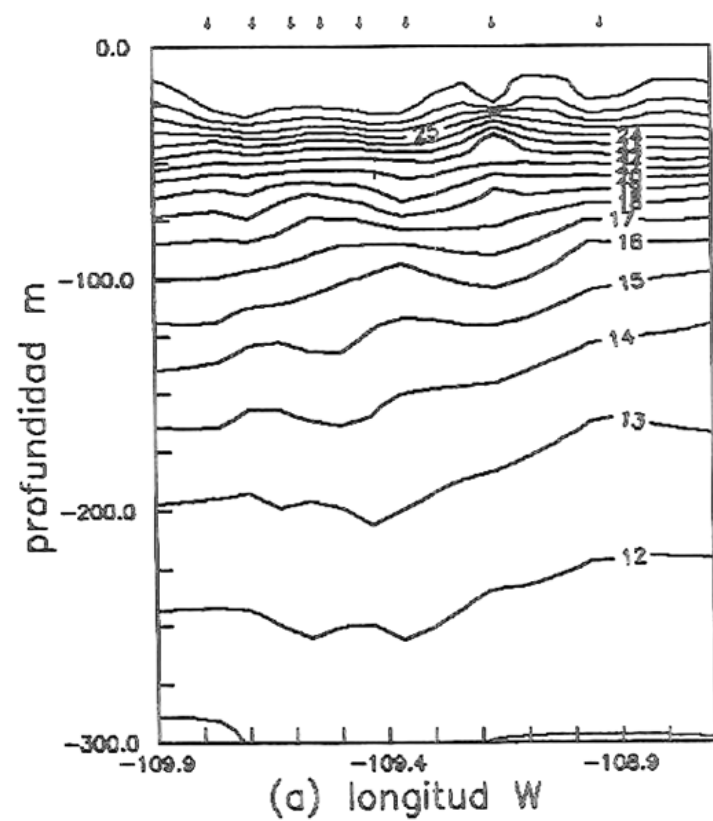


Figura (15) transecto B. (a) Isotermas de (0-300 m), (b) Isotermas de (0-1000 m), en ° C

5.1.15 Salinidad transecto B.

En la figura (16) se presenta el perfil de salinidad para el transecto B. La figura (16a) es para la sección de 0 a 300 m, la inspección de la figura muestra los máximos y mínimos de salinidad aflorando en la superficie pudiendo ser indicativo de la presencia de frentes de densidad. Junto a BCS, se ve un núcleo de agua que presenta valores de salinidad $>$ de 35.0 ups y 27° C seguramente agua del Golfo de California. Envolviendo a este núcleo salado y caliente se encuentra un núcleo de menor salinidad (34.8 ups) y 13° C, de mayores dimensiones que el anterior, este último se hunde hasta los 200 m y luego se enfila casi horizontalmente hacia la costa de BCS, de acuerdo al valor de salinidad y temperatura que contiene, se trata de ASSSt. Finalmente hacia el final del transecto hacia el este, se observa un núcleo compuesto de varias capas en donde los valores de salinidad oscilan de 34.7 a 34.3 ups, además de representar una sección de intensa mezcla vertical evidenciada por el marcado gradiente presente, puede contener por lo menos dos masas de Agua en contacto, ACC y ASSSt. A partir de los 200 m las isohalinas

se separan entre sí a una distancia de aproximadamente 100 m, un aspecto que debe notarse en esta figura es que la estructura presente es muy similar a la observada en la figura correspondiente al transecto E. En la figura (16b) se describe la estructura presente de los 300 a 1000 m, se distingue partir de los 200 m y hasta los 450 aproximadamente como las isohalinas se separan formando una estructura a lo largo del transecto mejor definida horizontalmente bien estratificada en la vertical, los valores de salinidad decrecen monotónicamente en este grupo. Alrededor de los 600 m y proyectandose hasta los 750 aproximadamente se localiza un núcleo aislado del grupo anterior el cual es caracterizado por un valor máximo de salinidad de 34.5 ups y entre 7 y 5.5 ° C estos valores lo ubican como AIP, Reid (1965).

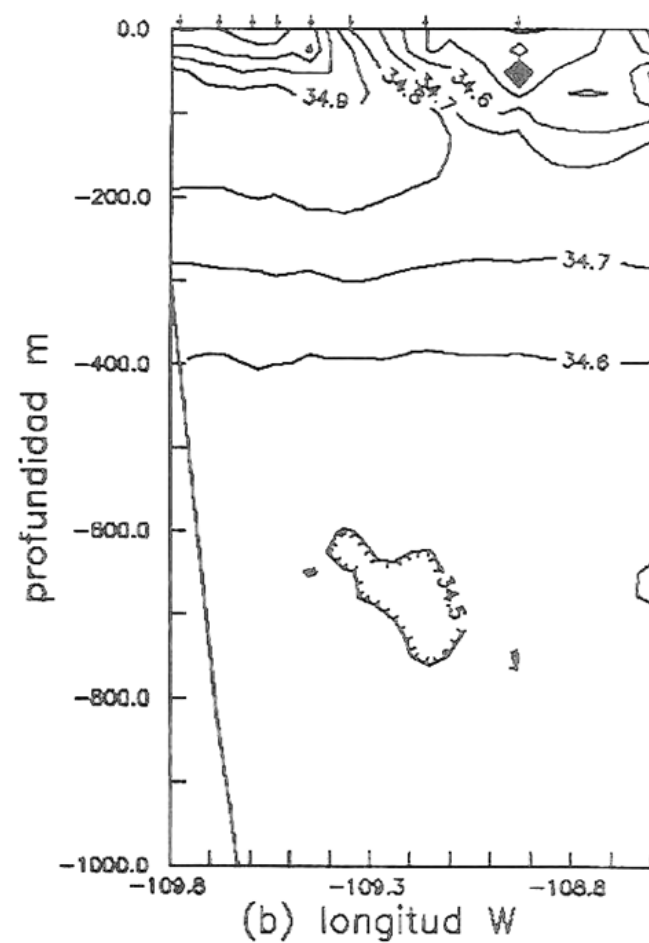
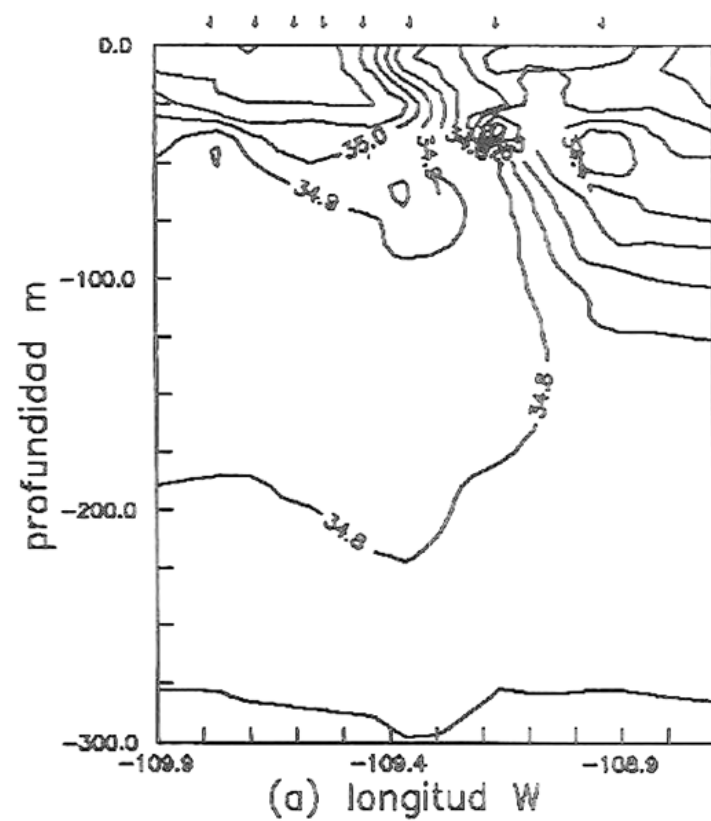


Figura (16) transecto B.(a) Isohalinas en (ups), 0-300 m. (b) Isohalinas (ups), 0-1000 m.

5.1.16 Anomalía de densidad transecto B

El campo de anomalía de densidad es presentado en la figura (17). En la figura (17a) se analiza el campo de densidad para los primeros 300 m, la inclinación de las isopícnas entre los 25 y 75 m refleja un flujo más de características barotrópicas. En general se puede decir que la mitad del transecto del lado de Baja California se observa un flujo baroclínico hacia afuera del Golfo, mientras que en la mitad más hacia Sureste se observa un flujo de entrada. En la figura (17b) se analiza la estructura de los 300 a 1000 m, en esta se observa como la estructura isopícnal por debajo de los 200 y hasta los 550 m prácticamente isopícnal con (σ_θ) entre 26 y 27. A partir de esta profundidad las isopícnas observadas tienden a hundirse hacia el centro del transecto propiciando un sistema de circulación profunda de entrada por la zona somera (500 m) de BCS y salida por la zona profunda (2500 m) del mismo transecto. La zona de densidad $>$ que 21.0 kgm^{-3} define la existencia de un lente de agua de baja densidad flotando en el centro de la entrada del (GC) un poco más

cerca de BCS. Al igual que las otras secciones la estructura isopicnal presente es muy similar a la distribución de isotermas.

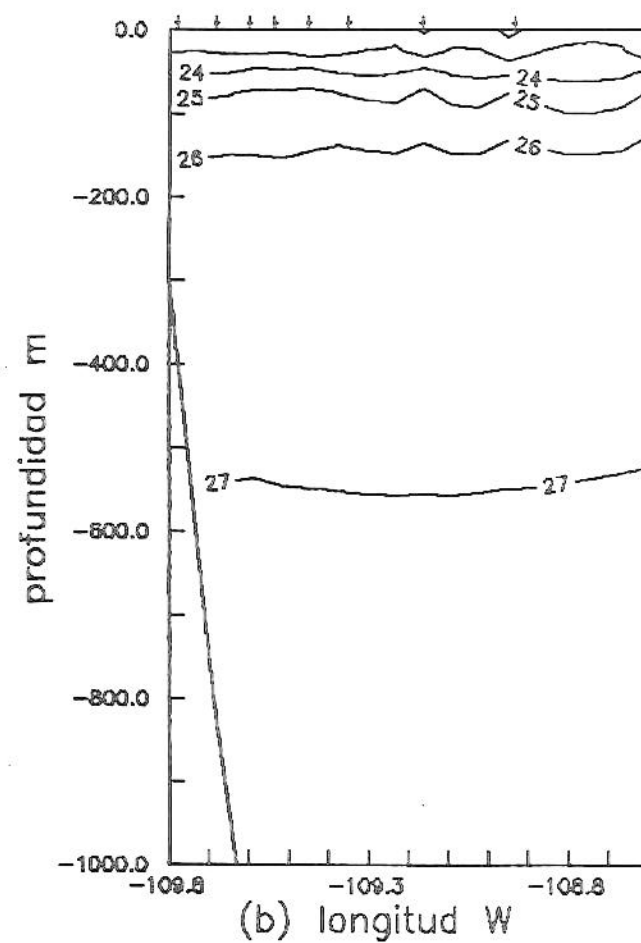
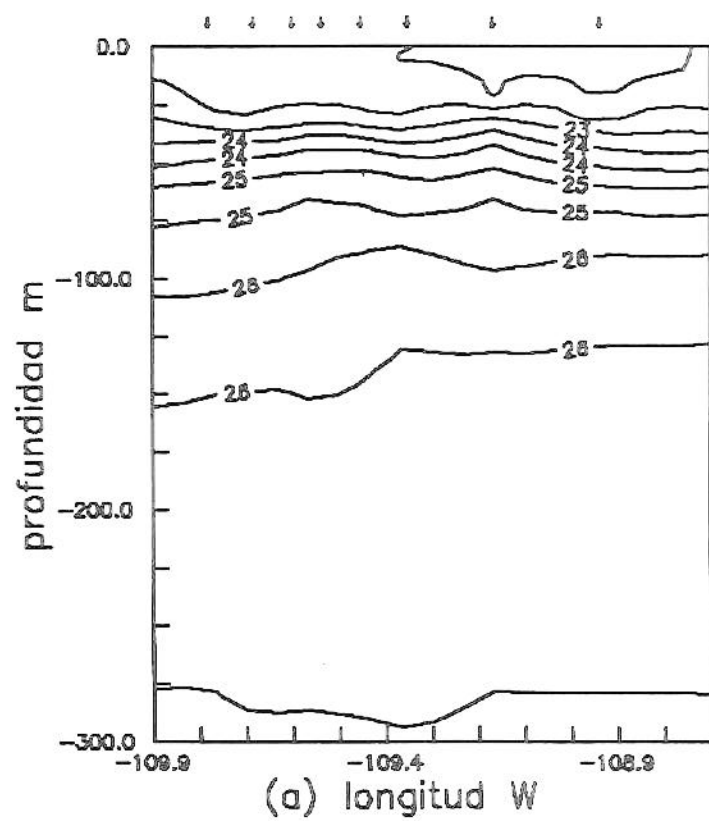


Figura (17) transecto B. (a) Anomalia de densidad de (0-300 m). (b) Anomalia de densidad (0-1000 m), ambas en Kg m^{-3} .

5.2 RESUMEN. Aspectos relevantes observados en las secciones.

Después del análisis individual de cada transecto de las variables descritas, podemos observar lo siguiente: A través del transecto D ubicado en la boca del Golfo, se nota un flujo de entrada por su extremo derecho que barre el talud continental de Sinaloa, nada se puede afirmar sobre la plataforma Sinaloense, ya que este en crucero no se hicieron mediciones sobre esta. Las masas de agua identificadas son ACC y en mayor proporción ASE a nivel superficial. Por debajo de los 100 m se distinguen flujos alternados entrando y saliendo por la boca del Golfo, las masas identificadas fueron ASsSt y AIP. Más hacia noreste del Golfo se ubica el transecto C sobre este se observó que la tendencia del transecto anterior de inducir un flujo por este sector, es conservada en este transecto. Las masas de agua presentes en el transecto son ASE, AGC y en mínima concentración de valores ACC. Por debajo de los 100 m se observa ASsSt y AIP entrando. El transecto A se encuentra ubicado a unos 150 km del transecto D hacia el interior del Golfo y por este se observa una circulación

baroclínica poco intensa con flujos alternados entrando y saliendo, sobretodo en la región superficial. El predominio del AGC y ASE es claro. En el transecto A de manera general hay un flujo hacia afuera del lado de Sinaloa hasta los 110 m y hacia adentro para profundidades mayores de 500 m, también se distingue un flujo hacia adentro del (GC) del lado junto a BCS. Sobre el transecto longitudinal E se observa la presencia de un giro ciclónico que circula agua a lo ancho del Golfo, a nivel superficial la marcada inclinación de las isopícnas sugiere un intenso flujo baroclínico hasta los 100 m. Por debajo se ve un giro anticiclónico y hasta los 1000 m, se observan por la extremo norte flujos cruzando hacia el oeste y por el extremo sur flujos circulando hacia el este. Las masas de agua observadas fueron AGC, ASE y de nuevo aparece el ACC. Finalmente en el transecto B la inclinación de las isopícnas supone un flujo entrando pegado a la costa de BCS y otro saliendo del Golfo por lo menos hasta los 100 de profundidad, después de esta profundidad la circulación se distingue por la presencia de flujos alternados de entrada y salida. Las masas de agua que convergen son AGC, ASE y ACC. A nivel superficial estos resultados robustecen la

idea de un flujo de entrada por Sinaloa y de Salida por BCS.

En trabajos anteriores a este y mediante imágenes de satélite se han observado junto a BCS y hacia el centro de la boca la presencia de remolinos y giros que seguramente son responsables de gran parte de la circulación que se observa en esta región. Los mecanismos que los generan así como la profundidad a la que estos se propagan no son del todo comprendidos, posiblemente el ACC que rodea la punta de la Península adquiera vorticidad relativa y además al encontrarse con el AGC también afectada por este proceso promueva la formación de los giros. Con respecto a los giros, el ACC menos salada pero más fría tendría que hundirse por debajo del AGC más caliente y salada propiciando este encuentro la formación de un frente de densidad y ulteriormente un giro.

6 VELOCIDAD GEOSTROFICA, SUPERFICIES ISENTROPICAS Y

VECTOR-P

6.1 Análisis del método geostrófico.

Las fronteras en el océano obstaculizan la libre circulación de las corrientes, como resultado la masa de agua tiende a amontonarse en contra de estas, motivando que se formen pendientes en la superficie del mar. Esto último, es importante ya que la presión hidrostática variará de acuerdo a la magnitud de esta pendiente, generando gradientes de presión, de la misma forma que los vientos circulan de zonas de alta a baja presión, el agua también lo hace. El viento también puede generar pendientes en la superficie, generando gradientes de presión soplando sobre la superficie del mar. Así cuando una parcela de agua comienza a bajar de un centro de alta presión a uno de baja, la fuerza de Coriolis comienza actuar sobre esta, desviándola de la dirección del gradiente, hacia la dirección paralela a las isobaras. Al pasar esto, la fuerza de Coriolis esta balanceándose con la fuerza de gradiente de presión horizontal. La corriente generada se dice estar en equilibrio geostrófico y es conocida como corriente geostrófica. Lo anterior

descrito supone que la densidad del mar es constante y que por lo tanto el gradiente horizontal de presión será solo función del grado de inclinación de la superficie, en el océano real si existen cambios a profundidad de la densidad, generados por procesos ajenos. Como consecuencia del gradiente del gradiente de la topografía de las superficies del mar las isobaras son paralelas a las isopícnas y esto se conoce como condición barotrópica. Sin embargo, cualquier pequeña variación lateral de la densidad afectará el peso de la columna de agua y por lo tanto también a la presión que actúa sobre la horizontal. En consecuencia cualquier variación lateral de la densidad, propiciará que las isobaras e isopícnas no sean paralelas a la superficie del mar, induciéndolas a que se crucen entre ellas y este comportamiento de isobaras e isopícnas es conocida condición baroclínica. Es bueno mencionar que al aplicar el método geostrófico, se estará incluyendo estas dos componentes de velocidad en los resultados presentados en este trabajo. No siendo posible diferenciarlos, a menos que se tenga información adicional. Es importante mencionar que los datos obtenidos de CTD son utilizados para calcular la altura dinámica

la cual a su vez es empleada para estimar el campo de flujo geostrófico para cada transecto. Para este trabajo se utilizó la técnica denominada máxima profundidad común entre estaciones (PMC). Este método establece que la capa de no movimiento es la profundidad máxima común entre dos estaciones contiguas.

6.1.1 Descripción y Análisis de Perfiles de velocidad geostrófica.

Con los datos obtenidos del CTD se calculó la velocidad geostrófica para cada transecto. El campo geostrófico por sección fue examinado. La velocidad geostrófica resultante para los dos transectos transversales se muestra en la figura (18 a y b). Se aclara antes que el signo negativo (-) que aparece en las figuras indica flujo saliendo a través la boca del Golfo, el signo positivo (+) entrando.

Se usa el transecto D como referencia ya que este se encuentra sobre la boca del (GC) y a partir de este, se hicieron hacia el interior los demás transectos. Además en este transecto se han hecho observaciones en otros cruceros PESCAR, por esta razón se describen los siguientes a partir de este. En la figura (18 a)

se presenta el transecto D, se distingue a partir del lance 1, cerca de Cabo Pulmo, BCS la presencia de un núcleo (+) que abarca superficialmente un área aproximada de 30 km el cual alcanza un máximo superficial de 50 cms^{-1} . El valor mínimo de velocidad de dicho núcleo igual a 10 cms^{-1} es observado a partir de los 100 m. Este valor de 10 cms^{-1} se extiende en profundidad hasta los 900 m. Por debajo de este, se detectó un pequeño núcleo negativo que abarca de los 75 a 150 m de profundidad con velocidades menores de un -1 cms^{-1} . Luego, sobresale la presencia de un núcleo negativo, el más próximo a este positivo junto a BCS muestra una máxima de -50 cms^{-1} , y una mínima de -10 cms^{-1} este valor mínimo se observa desde la superficie hasta los 300 m aproximadamente y envuelve exteriormente al núcleo superficial de menores velocidades. Luego se observa un segundo núcleo positivo por debajo del lance 8 el cual muestra velocidades menores que 10 cms^{-1} , y se extiende a profundidad hasta cerca de los 300 m. Entre los lance 9 y 10 se ubica un tercer núcleo negativo a diferencia del anterior, este no muestra un valor máximo superficial, si no que se manifiesta como un núcleo de contornos

cerrados en donde una máxima velocidad de -20 cms^{-1} es observada en el interior de este, por afuera de este núcleo de -20 cms^{-1} se extiende otra capa de -10 cms^{-1} la cual se hunde hasta los 800 m. Junto a este último y hacia Sinaloa se distingue un núcleo positivo con una velocidad máxima superficial de 50 cms^{-1} e inmediatamente junto a este se observa un débil núcleo negativo que exhibe velocidades menores -1 cms^{-1} . En la figura (18, b) se despliega el campo de velocidad geostrófica para el transecto A. Se caracteriza por mostrar de BCS a Sinaloa un primer núcleo negativo (-) con una velocidad máxima superficial de 30 cms^{-1} , unido a este se halla un núcleo positivo (+) que despliega una velocidad máxima de 20 cms^{-1} , este se debilita alrededor de los 150 m. Contiguo a este último descrito esta un núcleo negativo (-) con una máxima superficial de 10 cms^{-1} , dicho núcleo muestra un núcleo interno de contornos cerrados en donde se advierte un máximo de velocidad de 20 cms^{-1} , inmediato a este se observa sobre la plataforma de Sinaloa un último núcleo positivo con una máxima de 20 cms^{-1} . En general el transecto muestra una intensa circulación. En síntesis podemos decir:

i).- hay un núcleo de alta velocidad (50 cms^{-1}) de ACC y ASE posiblemente que entra junto a BCS y se extiende hasta los 100 m aprox.

ii).-En dirección a Sinaloa, se observan núcleos alternados positivos que introducen ASE y negativos que sacan AGC, del lado de Sinaloa los flujos principales son positivos lo cual implica que esta penetrando ASE a nivel superficial.

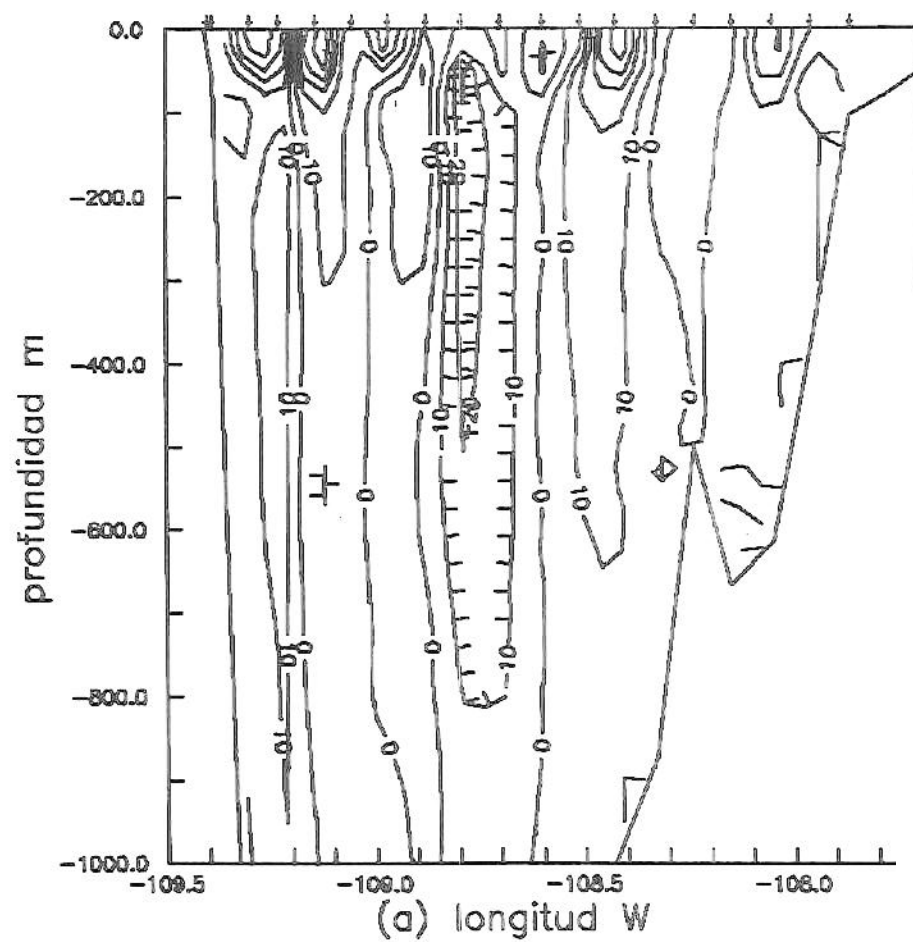
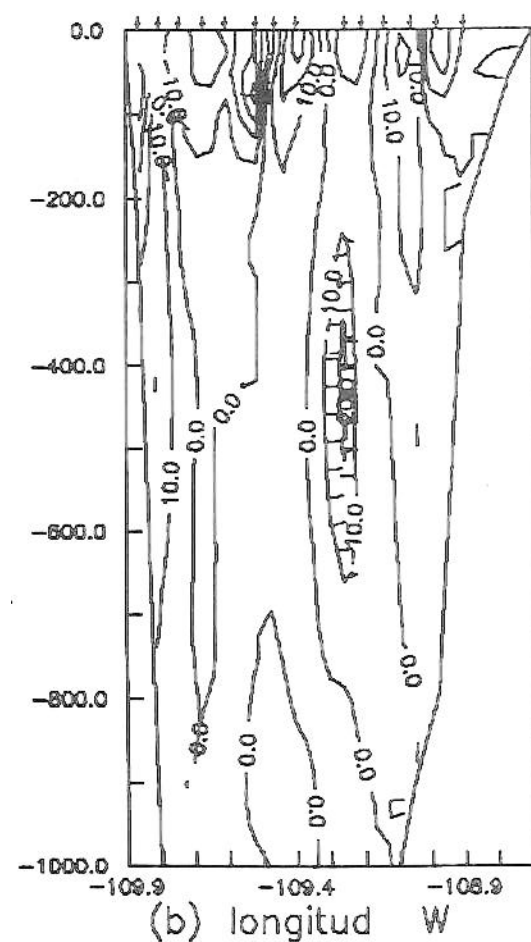


Figura (18). Perfil de corriente geostrófica, para los transectos tran-
cms⁻¹.



(a) y A(b), las isotacas se presentan cada 10

En la figura (19, a y b) se presenta el campo de velocidad geostrófica para los transectos diagonales C y B respectivamente. Transecto C (a) se puede dividir en 2 regimenes de flujo. Un flujo hacia la entrada en su mitad interior y un flujo hacia adentro en la mitad exterior. En la mitad exterior hacia Sinaloa, se observa que los valores de velocidad hacia afuera son mayores que los que van hacia adentro. Podemos notar entre el lance 8 y 6 la presencia de un núcleo negativo (-) hacia afuera, el cual indica una velocidad máxima superficial de -40 cms^{-1} dentro del núcleo. Por debajo de los 100 m la velocidad decrece notablemente hasta convertirse en cero muy próxima a los 1000 m, este comportamiento se debe al valor de la capa de no-movimiento utilizada en este trabajo. En la figura (19, b) se presenta el campo geostrófico correspondiente al transecto B. Esta figura fácilmente podría dividirse en zona de flujo de entrada (+) por la izquierda junto a BCS y zona de salida(-) por el extremo derecho. Un valor máximo de 10 cms^{-1} es exhibido en la superficie del lado izquierdo de la figura. Igual para el extremo derecho. sumalizando:

i).- al sur del transecto B y al norte del transecto C, la circulación es hacia el sur, en cuanto que en el otro extremo es hacia el norte.

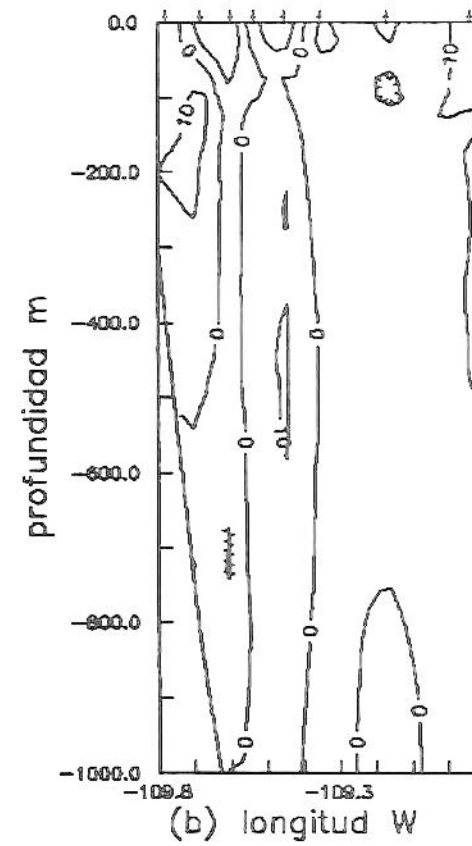
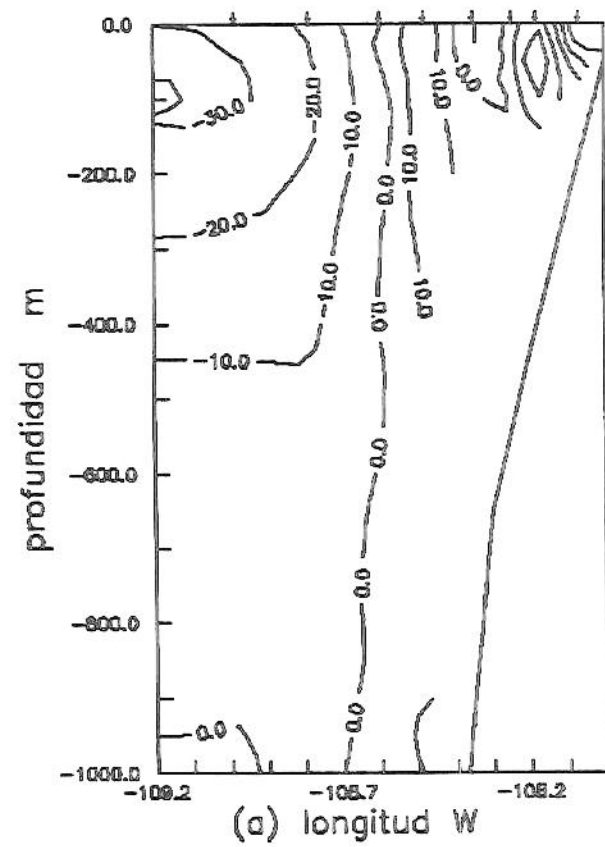


Figura (19). Perfil de corriente geostrófica, para los transectos diagonales C(a) y B(b), las isotacas se presentan cada 10 cm s^{-1} .

En la figura (20) se muestra la distribución de velocidades geostróficas para el transecto longitudinal E. En esta, se observa en la parte norte, un débil núcleo negativo que muestra una velocidad máxima de -10 cms^{-1} aflorando en la superficie (circula hacia el oeste) y se extiende hasta los 400 m aproximadamente. Junto a este se observa un núcleo positivo (circulando hacia el este) este núcleo muestra una velocidad máxima en su interior de 30 cms^{-1} . Por afuera de este núcleo, las velocidades comienzan a disminuir hasta cero, esto se distingue junto al lance 8. Al final del transecto hacia la boca del Golfo, se observa un núcleo negativo con una velocidad máxima de -10 cms^{-1} , el cual se extiende hasta la profundidad de 700 m. En ambos extremos de la figura la circulación es hacia el oeste, mientras que en el interior de esta, la circulación es hacia el este. Sumarizando tenemos:

i) .- Se puede inferir la presencia de un un giro ciclónico por el extremo norte de la figura que impulsaría un flujo hacia el oeste, mientras que en el extremo sur se nota un giro

anticiclónico el cual impulsaría un flujo hacia el oeste, también. En la sección media del transecto el flujo es en dirección este, hacia Sinaloa.

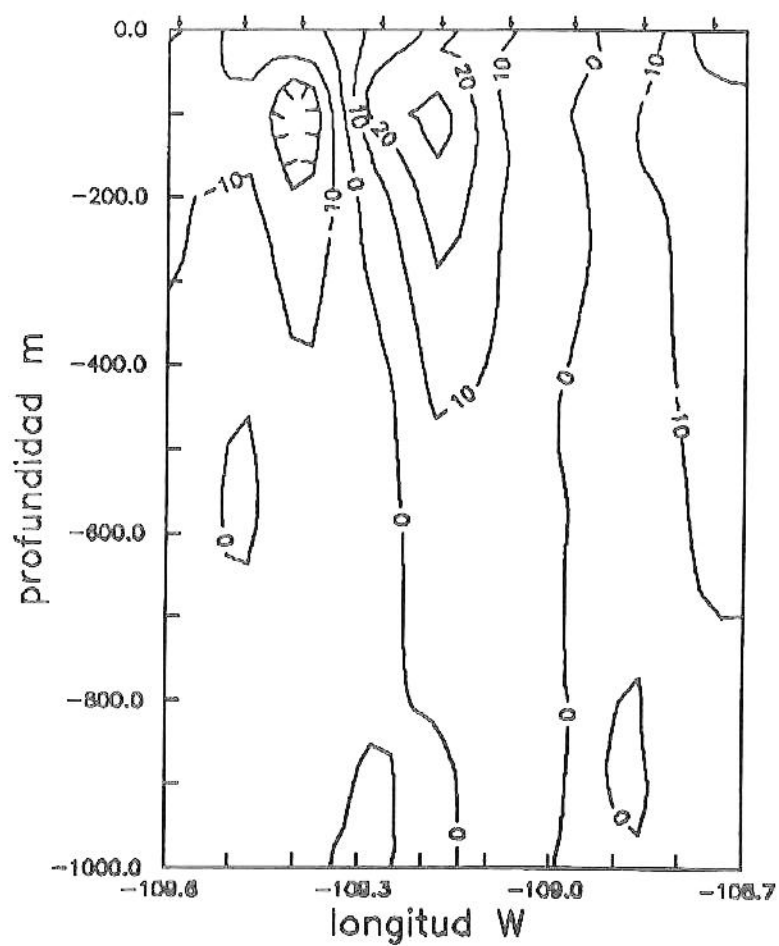


Figura (20). Perfil de corriente geostrófica, para el transecto longitudinal E, las isotacas se presentan cada 10 cm s^{-1} .

6.1.2 Resumen del análisis de perfiles verticales de velocidad geostrófica.

El patrón general de circulación geostrófica observado en la región de estudio, deducido del análisis de los transectos, figura 1, se define de la siguiente manera. 1.- Flujos de agua penetran a través del sector derecho del transecto en dirección de la costa este. El transecto C refleja esta misma tendencia en su extremo derecho hacia Sinaloa. En todos los transectos la máxima velocidad es observada en la superficie. A 150 km aproximadamente del transecto D hacia el interior del golfo, se encuentra el transecto A en este, se sigue observando un transporte de masa Golfo adentro por el extremo derecho de la figura, un poco más hacia el norte se ve el extremo inicial del transecto longitudinal E, en los primeros lances del E se manifiesta un flujo que circula ya no hacia la derecha si no hacia el oeste. Por debajo de E, el sector izquierdo de A muestra ahora un flujo saliendo del Golfo por la izquierda. Finalmente el transecto B muestra flujos alternados de entrada junto a BCS y de salida hacia el centro del transecto. En conclusión se puede

decir que el agua penetra por Sinaloa y sale por BCS, durante esta epoca del año. Wyrcki (1965) encontró un giro ciclónico en la entrada que se introduce Golfo adentro hasta los 24° N y 110° W en donde invierte su sentido y comienza a salir pasando frente a isla Cerralvo hacia la boca. Emilsson y Alatorre, (1980) en estudio realizado en agosto de 1978 reportaron la presencia de un remolino ciclónico en la misma región de estudio que pudiera estar introduciendo agua por la costa de Sinaloa.

6.1.3 Transporte de volumen

El transporte geostrófico de volumen que pasa por cada uno de los transectos de este crucero, fue calculado usando la opción UTIL del programa Surfer y dentro de esta opción el submenu Netvolume (volumen neto) así como la opción (Cut and fill) corte y terraplen, en la tabla siguiente se presenta el transporte de volumen para cada transecto en Sverdrups ($1 \text{ SV} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)

Los cálculos de transporte de volumen de la capa superior (0-1200 m) de la región revelan que el transporte neto en la entrada del (GC) es prácticamente nulo (-0.14 Sv) hacia afuera. En cuanto que la otra sección transversal (transecto A) al Golfo,

realizada a 150 km hacia adentro, presentó un transporte neto (0.43 Sv) hacia adentro. En las dos secciones interiores (B y C) y la longitudinal E hay un balance de (0.91 Sv) hacia adentro, lo que de cierta forma corrobora el transporte hacia adentro de (0.43 Sv) en A. Esto indica de cierta manera que el agua de esta capa superior se encuentra girando en esta región, sin mostrar un transporte neto de gran valor en la entrada del (GC). O entran en la otra sección que cierra la caja.

Naturalmente estos argumentos son aproximados, ya que no se cuenta con la contribución del transporte sobre la plataforma continental Sinaloense o con el mismo, cerca de la costa de BCS. Tampoco se conoce el transporte por debajo de los 1200 m de profundidad.

Tabla IV. Transporte de volumen para cada uno de los transectos del crucero oceanográfico PESCAR05 en la entrada del (GC) y cuenca Pescadero, durante octubre y noviembre de 1994, los resultados se presentan en Sverdrups.

Transecto completo (A)		Transecto completo (D)	
volumen positivo (hacia adentro)	3.21	volumen positivo (hacia adentro)	5.10
volumen negativo (hacia afuera)	-2.78	volumen negativo (hacia afuera)	-5.24
transporte neto	0.43	transporte neto	-0.14
Transecto completo (B)		Transecto completo (E)	
volumen positivo (hacia adentro)	1.38	volumen positivo (hacia el este)	3.85
volumen negativo (hacia afuera)	-2.7	volumen negativo (hacia el oeste)	-5.2
transporte neto	-1.43	transporte neto	-1.36
Transecto completo (C)			
volumen positivo (hacia adentro)	4.94		
volumen negativo (hacia afuera)	-1.26		
transporte neto	3.67		

6.2 Superficies isentrópicas.

6.2.1 Análisis de superficies isentrópicas de (σ_θ) de 23, 26.2 y 27.15 kg/m³.

Las superficies isentrópicas han sido utilizadas principalmente para la representación de patrones de flujo en corrientes atmosféricas pero también se ha utilizado esta metodología en oceanografía, para describir el flujo de masas de agua. En la atmósfera, la densidad depende de las variables termodinámicas P , T y Humedad. En el océano esta depende no solo de la presión y la temperatura si no también de la salinidad. Por ejemplo, dos muestras de agua con el mismo valor de volumen específico a una atmósfera de presión, en general pueden no tener el mismo valor de volumen específico a otra presión. De acuerdo a Montgomery (1937), el flujo de aguas oceánicas puede esperarse que ocurra más fácilmente a lo largo de superficies de entropía constante, pero no disponiendo de estas, las superficies de densidad potencial (σ_θ) pueden usarse como una buena aproximación. Para este estudio se eligieron 3 superficies de σ_θ , donde se espera

ocurra el flujo de las principales masas de agua de la región. Se graficaron la presión y salinidad sobre estas superficies, a continuación se presentan y describen. Primero: sobre el diagrama T-S correspondiente al transecto D, figura (2). Se seleccionaron valores de $\sigma_\theta = 23, 26.5$ y 27.15 kgm^{-3} respectivamente. Estos valores fueron seleccionados debido a que sus valores corresponden a líneas del T-S donde se acredita haber cambios notables en los patrones de circulación. En la figura (21a) se presenta la presión en decibares y en (b) la salinidad en ups para una superficie de densidad potencial de σ_θ de 23 kgm^{-3} , las masas de agua asociadas a esta superficie son: ASE, AGC y ACC. Esta superficie nos estaría indicando que si no hubiera mezcla, suponiendo un proceso isentrópico, la tendencia de la circulación en la capa superior será dado por esta figura. En la figura de presión se observa un centro de alta presión en la intersección del transecto A y E, el cual genera un giro de meso-escala anticiclónico. Por otro lado un centro de baja presión se localiza en el extremo derecho de la sección B dando lugar a la formación de un giro ciclónico. Al interactuar ambos

giros empujan agua del centro del Golfo hacia BCS. En la misma figura se observa una diferencia en presión de aproximadamente 6 (db) la cual genera un gradiente hacia la costa de Sinaloa y a lo largo del transecto C, desde el punto de vista geostrófico podríamos sugerir un flujo hacia adentro del Golfo a lo largo de las isobaras. En la figura (21b) se muestra la salinidad sobre la misma superficie de (σ_θ). Esta puede analizarse junto con la anterior, teniendo esto en mente, los dos centros de alta y baja presión respectivamente, generan un fuerte gradiente salino (de aprox 0.8 ups/en 50 km) a lo largo del Golfo, esta circunstancia producirá una transferencia de salinidad, debido a este gradiente tan fuerte, y como consecuencia de esto tendremos regiones de intensa mezcla. Estas regiones pueden identificarse por los frentes salinos y térmicos que se detectan alrededor de la punta de la Península de BCS. Se observa además un flujo hacia el norte por la costa de Sinaloa, el cual mueve agua baja en salinidad hacia adentro del Golfo.

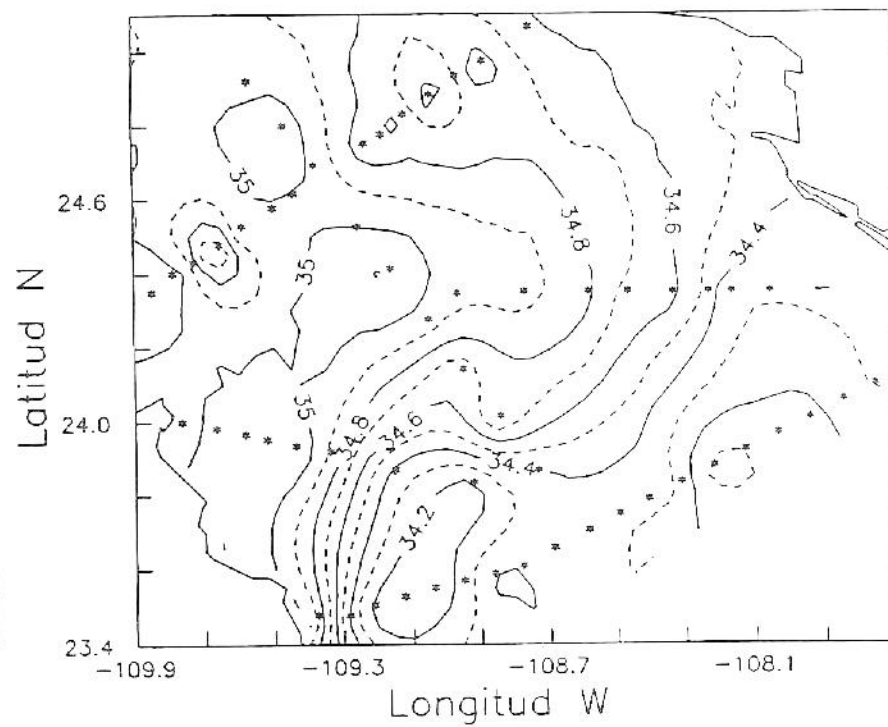
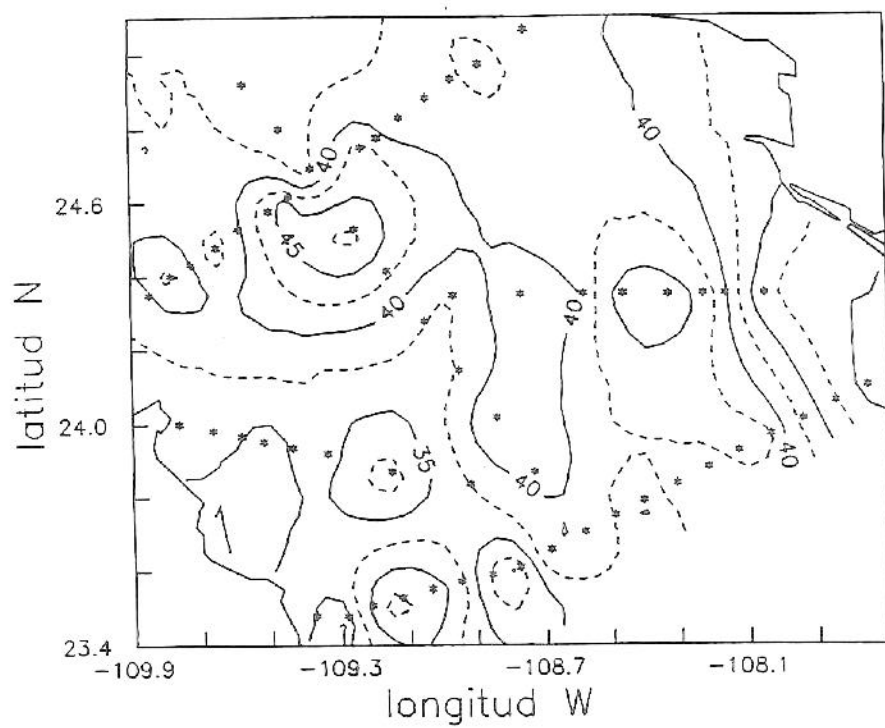


Figura (21). (a) Valores de presión en decibares para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 23 Kg m^{-3} , (b) valores de salinidad en ups para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 23 Kg m^{-3} .

En la figura (22) Se presenta la presión en decibares (22a) y la salinidad en ups (22b) sobre la superficie (σ_θ) de 26.2 kgm^{-3} . En la figura de presión notamos ahora un centro de baja presión casi en la misma posición en donde en la figura anterior se observó un centro de alta. Aunque este último se nota más fuerte ($30 \text{ db}/45 \text{ km}$). Esto implica que ahora tenemos un giro ciclónico haciendo girar al agua en dirección contraria al de (σ_θ) de 23 kgm^{-3} . Por esta razón es de esperarse la presencia de una región con un intenso corte de velocidades entre estas dos superficies. En la misma figura, se distingue un centro de alta presión hacia el sureste, centrado sobre el transecto C de aproximadamente la misma intensidad que su contraparte, pero este último asociado a un giro anticiclónico. Estos dos giros arrastran agua de BCS hacia Sinaloa, además de recircular agua alrededor de ellos. Se observa otro centro de baja presión en la entrada del Golfo su tendencia es a girar ciclónicamente y por lo tanto a empujar agua hacia afuera del Golfo. En la figura (22b) se muestra la salinidad en ups, para una superficie de (σ_θ) 26.2 kgm^{-3} . Hay un gradiente de salinidad en la entrada dl Golfo de aprox 0.06

ups/27 km) del lado de BCS y de (0.05 ups/89 km) del lado de Sinaloa. Una extensa región esta cubierta con valor de salinidad de 34.82, pero no existe evidencia de la existencia de un flujo salino a pesar de lo intenso que se observan los centros de presión. En este caso, el predominio es del ASE sobre ACC y AGC.

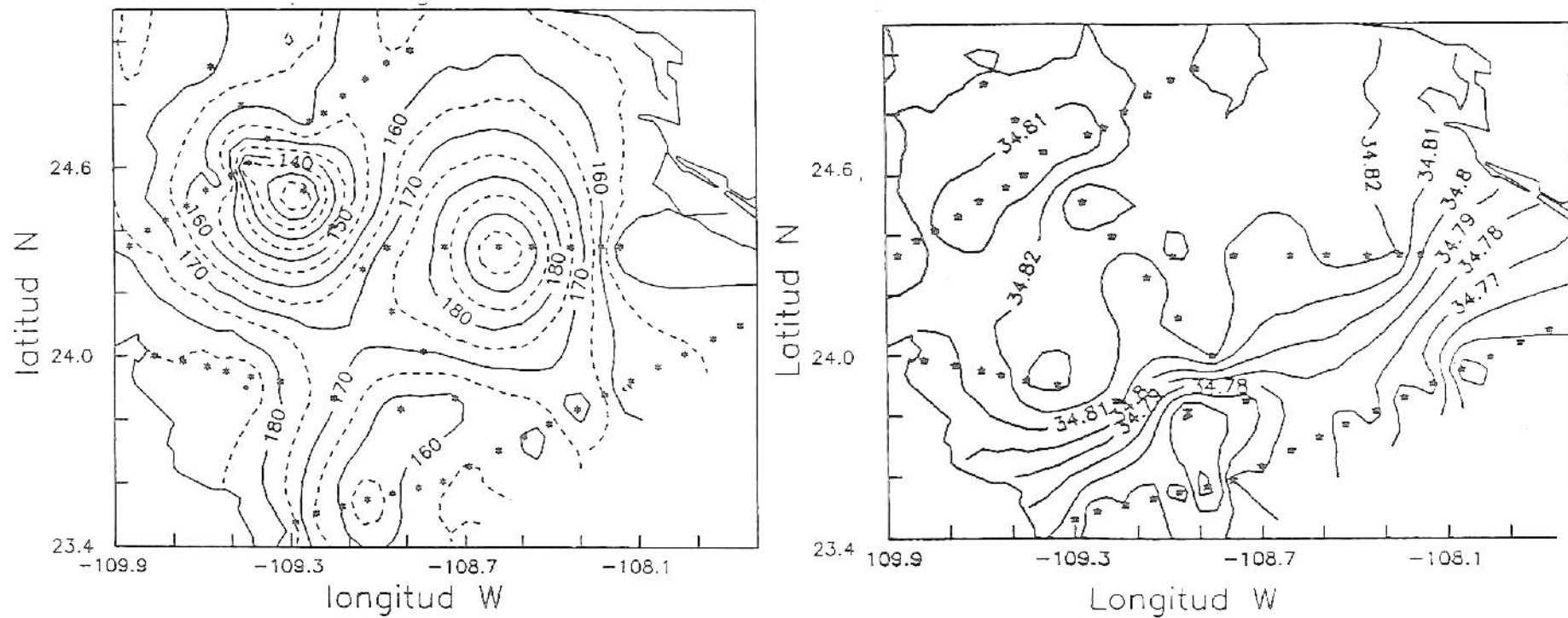


Figura (22). (a) Valores de presión en decibares para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 26.2 Kg m^{-3} , (b) valores de salinidad en ups para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 26.2 Kg m^{-3} .

En la figura (23) Se presenta la presión en decibares (23a) y la salinidad en ups (23b) sobre la superficie (σ_θ) de 27.15 kgm^{-3} . En esta predomina el AIP y ASsSt. En la figura de presión, un giro anticiclónico esta centrado sobre el transecto A. En la entrada del Golfo a lo largo de la sección D se ve un centro de baja presión y asociado a este un giro ciclónico. Este giro traerá agua hacia adentro del Golfo, recirculará, y llevará el remanente a los otros giros. La distribución de salinidad sobre la superficie de (σ_θ) de 27.15 kgm^{-3} , es mostrada en la figura (23b). En la figura cuesta trabajo observar un patrón definido de flujo a partir de las isohalinas, aunado a esto se observa que los valores de salinidad en la cuenca Pescadero son del mismo orden que los observados en la costa de Sinaloa. La figura muestra además un extenso dominio de ASsSt, de acuerdo a la clasificación de Torres-Orozco (1993), así como algo de AIP.

El intervalo de temperatura no concuerda para esta masa de agua esto debido a la intensa mezcla, además de el hecho de que la temperatura se difunde 100 veces más rapido que la sal. La observación de gradientes de salinidad nos sugiere la existencia

de flujos de sal a lo largo de estos gradientes, los flujos asociados a las velocidades tangenciales de los giros pueden generar un mecanismo de advección de este flujo de sal, haciendo que los perfiles de salinidad muestren multiples máximos y mínimos.

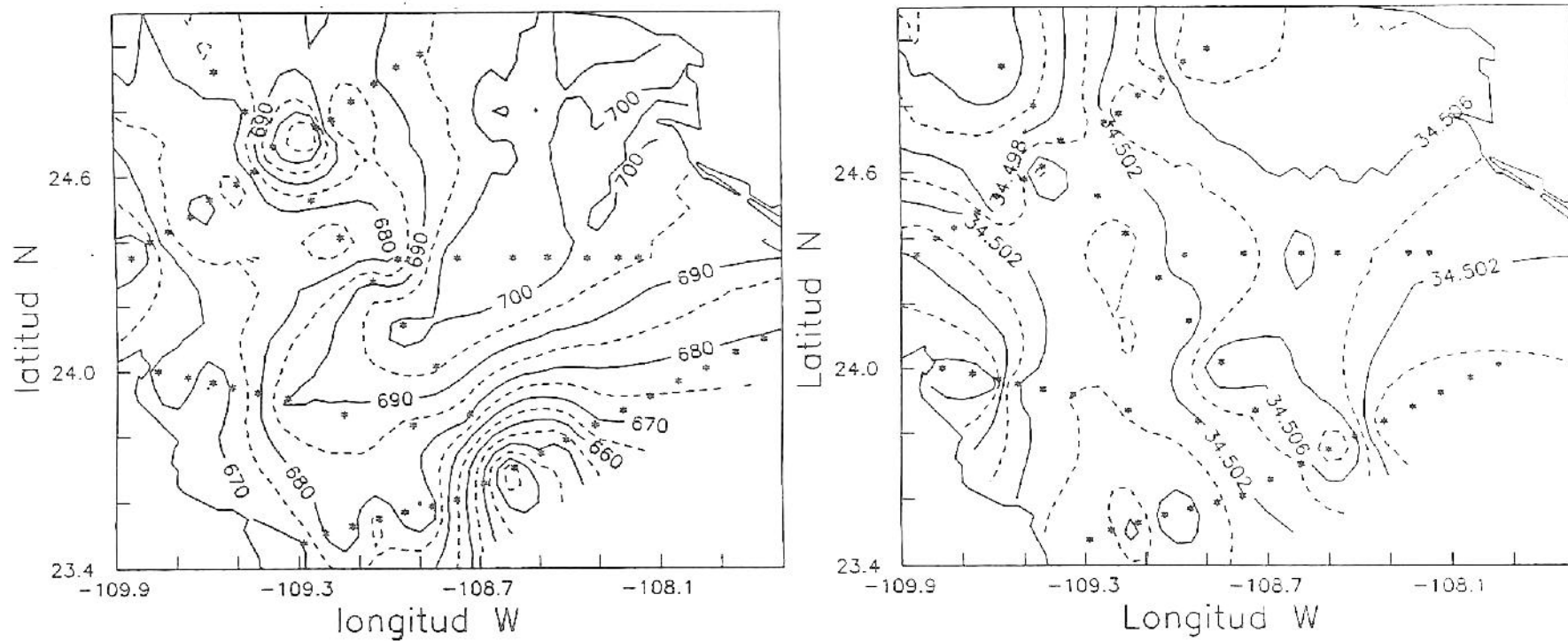


Figura (23). (a) Valores de presión en decibares para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 27.15 Kg m^{-3} , (b) valores de salinidad en ups para la superficie de densidad potencial (σ_θ) de 27.15 Kg m^{-3} .

6.3 Circulación derivada del método del Vector-P.

6.3.1 Análisis de superficies a diferentes niveles.

EL método del vector unitario $\vec{P}$, Chu, P.C (1995) es utilizado para determinar la circulación oceánica a partir de datos hidrográficos. Los fundamentos físicos y matemáticos del método se encuentran en el apéndice I. De manera general los mapas de campo de velocidad horizontal generados nos dan una idea de la circulación en la región de estudio a diferentes niveles. En la figura (24) Se observa el campo de velocidad horizontal superficial para 1 m. Centrado sobre el transecto D se encuentra un giro ciclónico que circula agua hacia el interior por la costa de Sinaloa y a la vez circula agua hacia afuera por la derecha frente a BCS. al mismo tiempo circula agua hacia SE sobre la plataforma continental Sinaloense. A la mitad de la figura del lado de Sinaloa, se observa un segundo giro anticiclónico, formando una zona de convergencias, este en su extremo inferior empuja agua en contra de la que circula el giro sobre la boca y en la parte superior del giro parece inducir una circulación

hacia la plataforma Sinaloense, como ya se dijo antes. Hacia el norte en donde termina la región de estudio se observa centrado sobre el transecto A y E un giro ciclónico que arrastra agua que aparentemente viene del interior del Golfo hacia afuera. Este gran giro se bifurca por debajo de isla Cerralvo en donde aparte de recircular agua hacia el interior del Golfo por la derecha, barre la costa de BCS al dividirse. Es de esperarse que este intercambio de agua entre giros origine cierta mezcla entre estas, cambiando así, las propiedades originales de las masas de agua involucradas. La velocidad máxima observada fue de 8 cms^{-1} y esta se presentó en dos sectores de la región de estudio, sobre la parte derecha del giro sobre el transecto D y sobre la parte superior e inferior del giro anticiclónico sobre la costa de Sinaloa. Este patrón de circulación es conservado hasta cerca de los 200 m. En la figura (25) se presenta la superficie para 200 m, En esta se distingue por presentar un giro ciclónico sobre el transecto D debilitado comparado con la figura anterior. Lo mismo se detecta en el giro anticiclónico ubicado sobre la costa sureste. Por otra lado el giro ciclónico ubicado más al norte

sobre los transectos A y E no presenta más la bifurcación que circulaba agua hacia la costa de BCS, si no que ahora parece arrastra agua hacia Sinaloa junto con el flujo de entrada que proviene de la boca. La máxima velocidad observada fue 3 cms^{-1} y es detectada enfrente de la Isla Cerralvo en dirección centro-sur del Golfo. En la figura (26) se muestra el campo de velocidad horizontal para la superficie de 300 m. A partir de los 250 m y hasta los 300 aproximadamente la definición de los giros antes descritos desaparece y en la figura solo se manifiesta la presencia de grupos de vectores apuntando prácticamente en todas direcciones sin una tendencia o patrón definido. Esta capa comprendida entre los 250 y por debajo de los 300 m es considerada como una especie de capa de transición entre un régimen de caracter superficial, en donde algunos de los procesos que los generan pueden ser: el rotacional del esfuerzo del viento (su variabilidad), corrientes de marea e inestabilidades del corte de velocidades, y un régimen de características más profundas por debajo de los 400 m. Hasta aquí la tendencia mostrada por las velocidades ha sido a disminuir.

Además es de esperarse que en la columna de agua, se tenga un fuerte corte de velocidades, entre esta profundidad y la siguiente de 400 m.

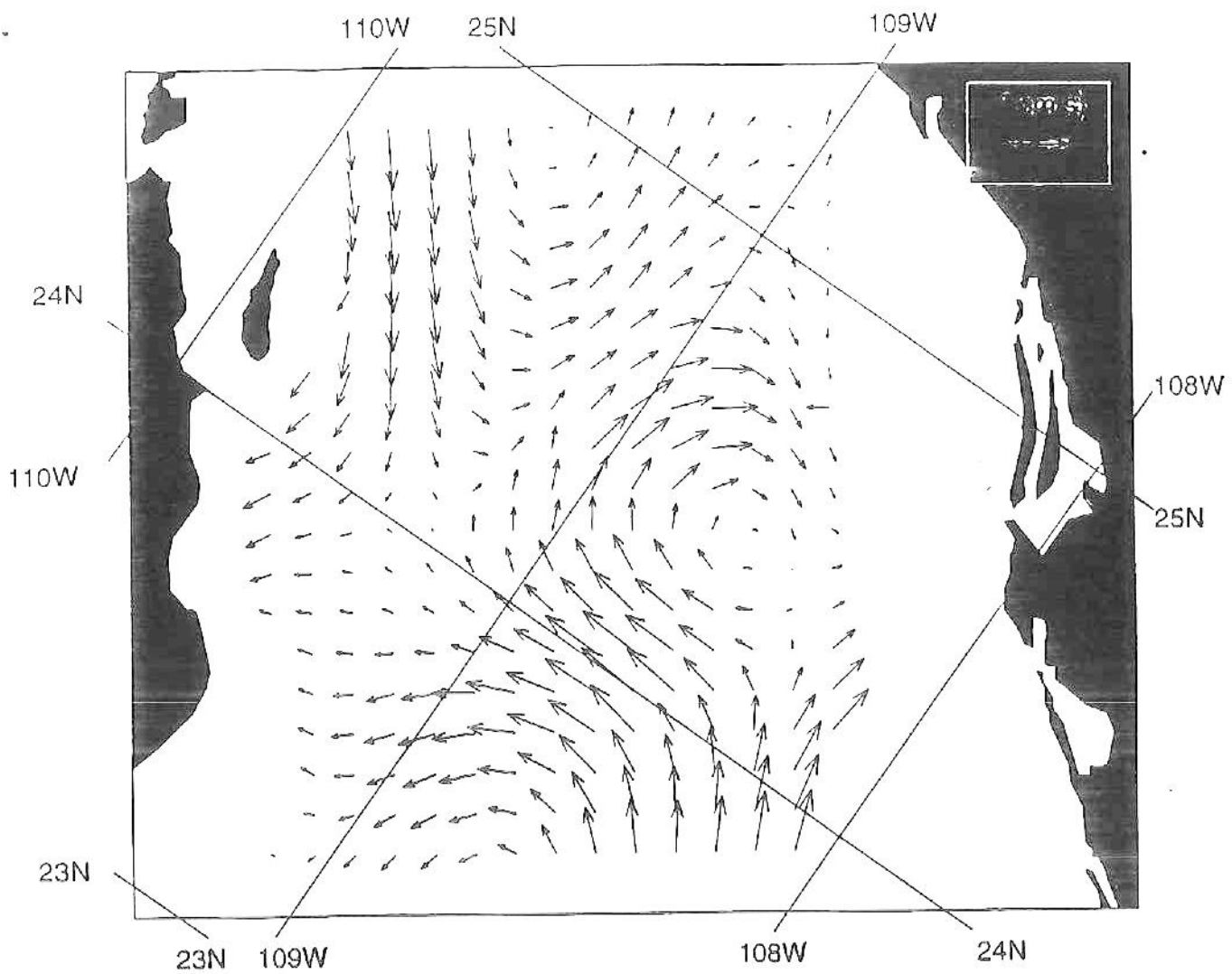


Figura (24). Campo de velocidad horizontal para 1 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} .

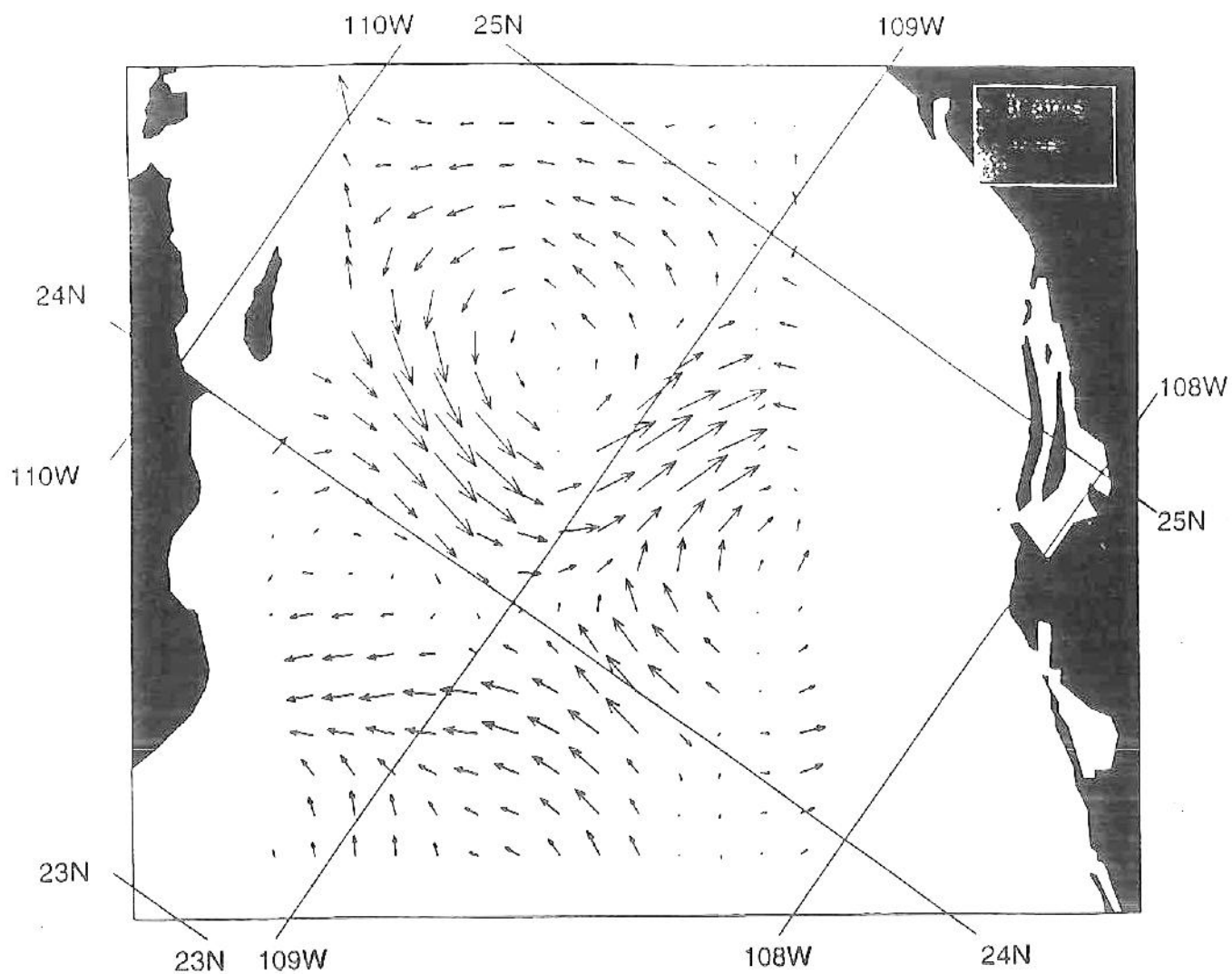


Figura (25). Campo de velocidad horizontal para 200 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} .

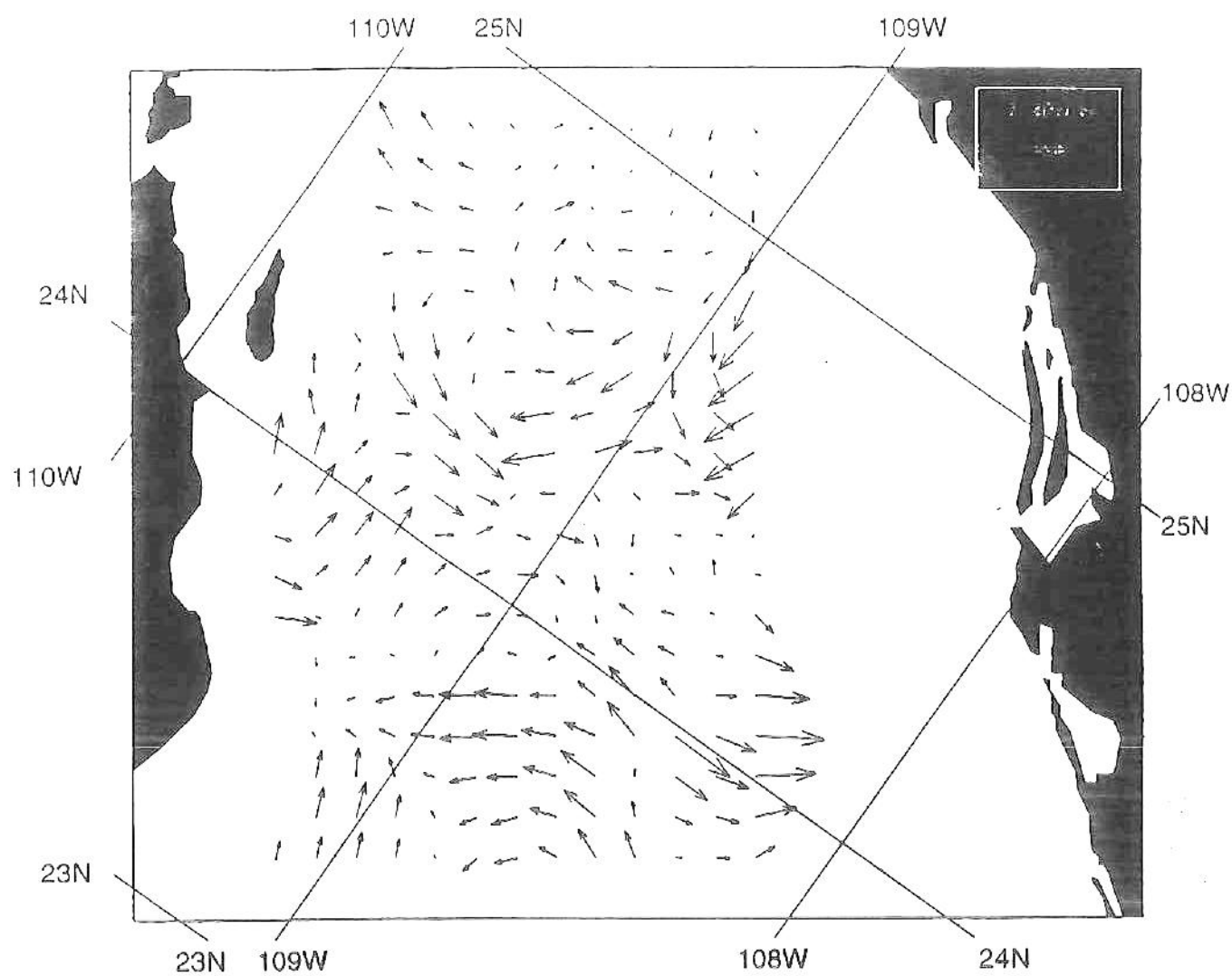


Figura (26). Campo de velocidad horizontal para 300 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} .

La figura (27) muestra las velocidades horizontales para 400 m, así como un nuevo esquema de circulación, comparado con la circulación superior. La figura es dominada por la presencia del único giro anticiclónico bien definido, el cual abarca parte del transecto E y A. Este giro circula agua hacia el centro de la región estudiada en dirección hacia BCS por debajo de la isla Cerralvo, la máxima velocidad de 2 cms^{-1} , es observada sobre el flanco derecho del giro principal. En la figura (28) se presentan las velocidades para el nivel de 500 . En esta figura el patrón de circulación mostrado es muy similar al anterior. Aunque en la entrada del Golfo se nota que el sentido de la circulación se invierte propiciando una más marcada circulación hacia afuera, en relación con lo observado en la figura anterior. Otro aspecto que se distingue en la figura un incremento de la magnitud de la velocidad sobre la cuenca Pescadero, es de notarse que a partir de esta profundidad la velocidad se incrementa en relación con el nivel que abarca de 300 m hacia arriba.

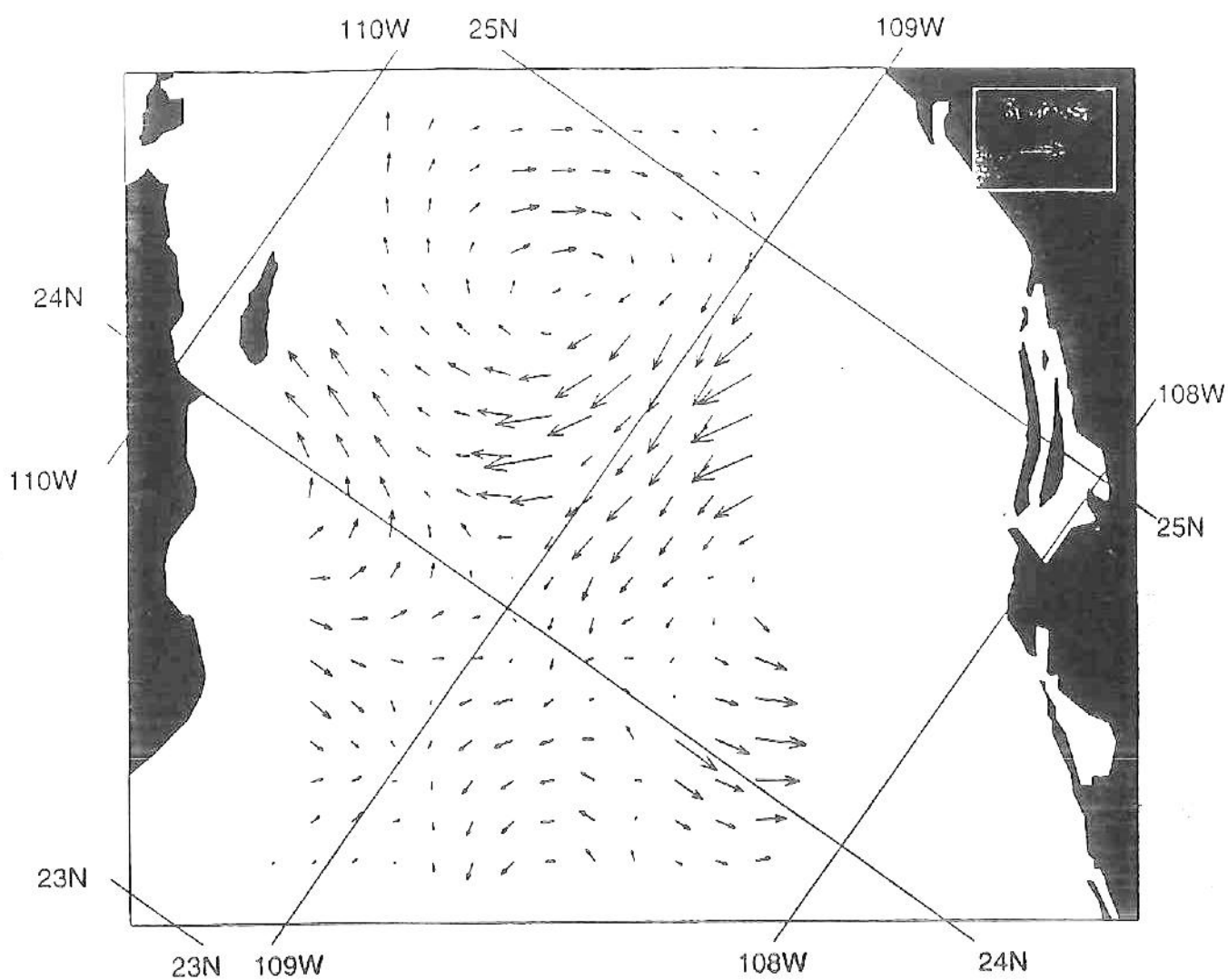


Figura (27). Campo de velocidad horizontal para 400 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} .

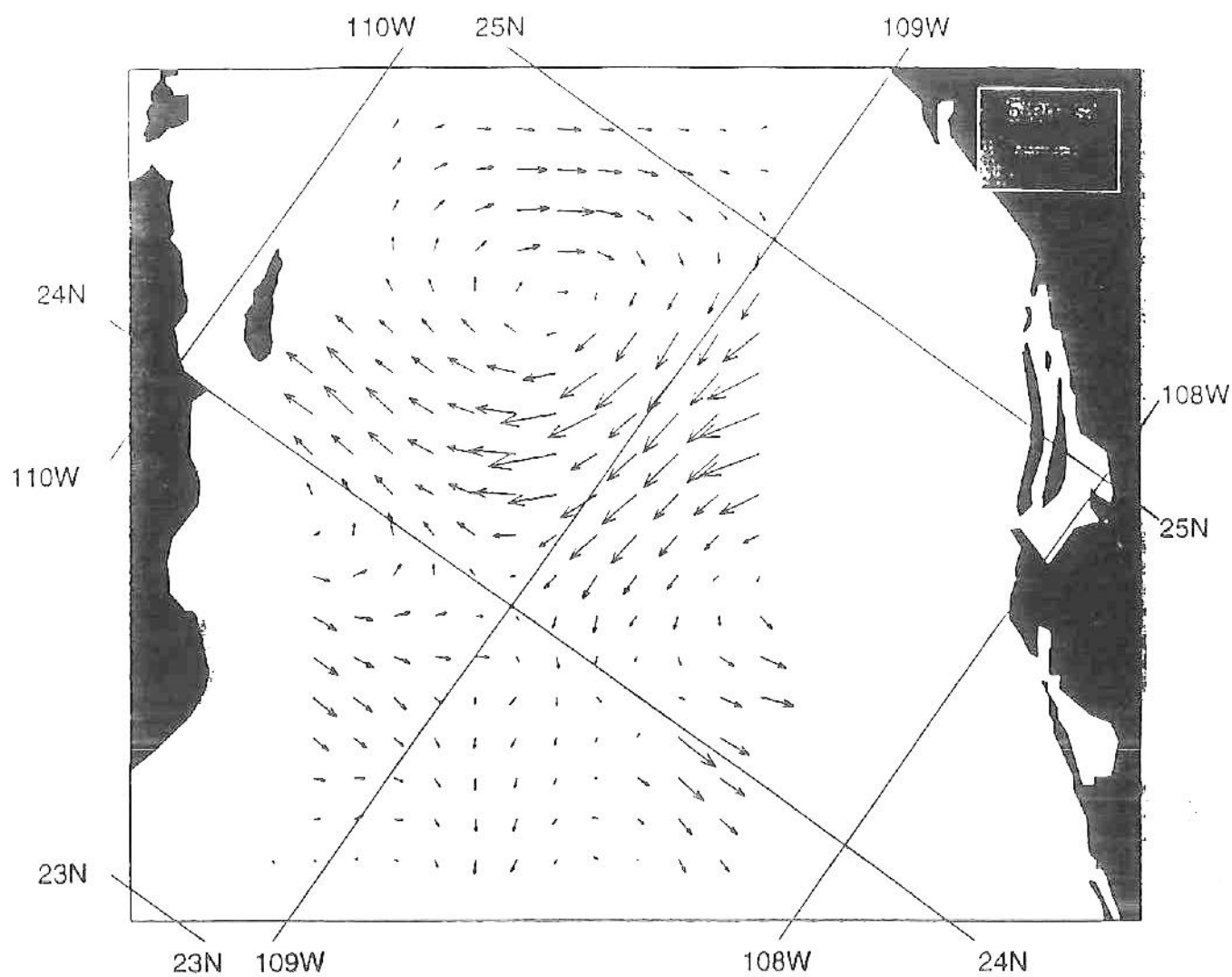


Figura (28). Campo de velocidad horizontal para 500 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cm s^{-1} .

En la figura (29) se describe la superficie de 600 m. El giro principal desplegado sobre el transecto E y A circula agua en dirección oeste-este en el sector norte y en el extremo centro-inferior empuja agua hacia la costa de BCS casi sobre la isla Cerralvo. Al mismo tiempo recircula parte de su caudal hacia la boca en donde el flujo se divide, una parte va hacia Sinaloa y la otra sale por la boca. La circulación más intensa con velocidades de 5 cms^{-1} , se ve sobre la cuenca Pescadero hacia BCS. Finalmente en la figura (30) se presenta la superficie de velocidad horizontal para el nivel de 1000 m. Dicha figura se caracteriza por presentar dos detalles sobresalientes, primero, el giro anticiclónico situado sobre A y E respectivamente, parece como alargarse en relación con la forma que presenta en la figura anterior. Aunque sigue siendo un eficiente mecanismo que impulsa un flujo en dirección por arriba en dirección oeste-esté, por debajo circula agua hacia BCS y es en esta región donde se manifiesta la máxima velocidad la cual es de 5 cms^{-1} , parte de este flujo hacia BCS es desviado hacia Sinaloa, al encontrarse con parte del flujo inducido por un giro

anticiclónico ubicado en la boca del Golfo. La figura es dominada por flujos horizontales en los extremos de la figura y un contraflujo por el centro del Golfo hacia BCS. Es importante mencionar que en contraste con la capa superior de 0 a 300 m, aquí las velocidades en los diferentes niveles analizados se incrementaron a profundidad.

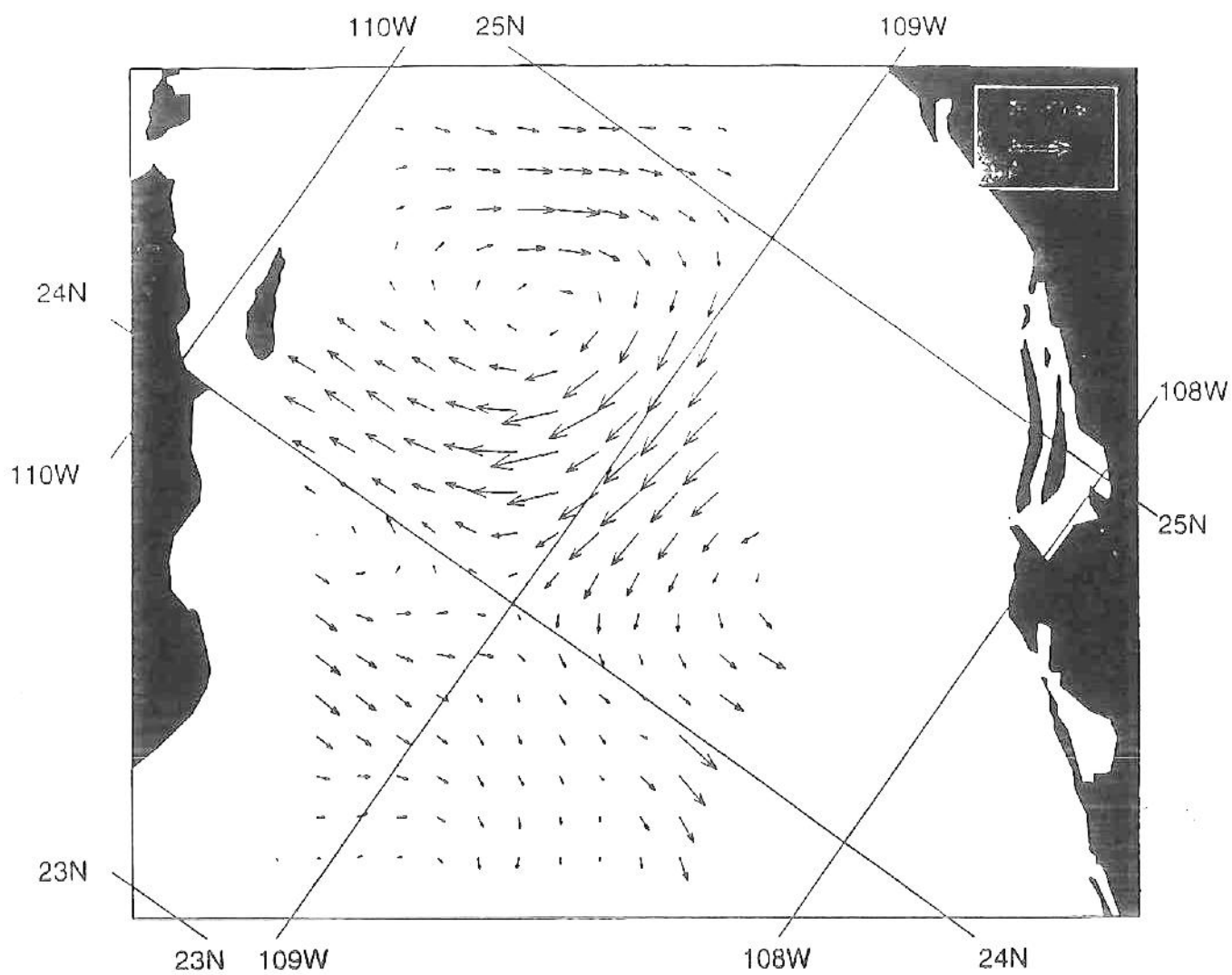


Figura (29). Campo de velocidad horizontal para 600 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} .

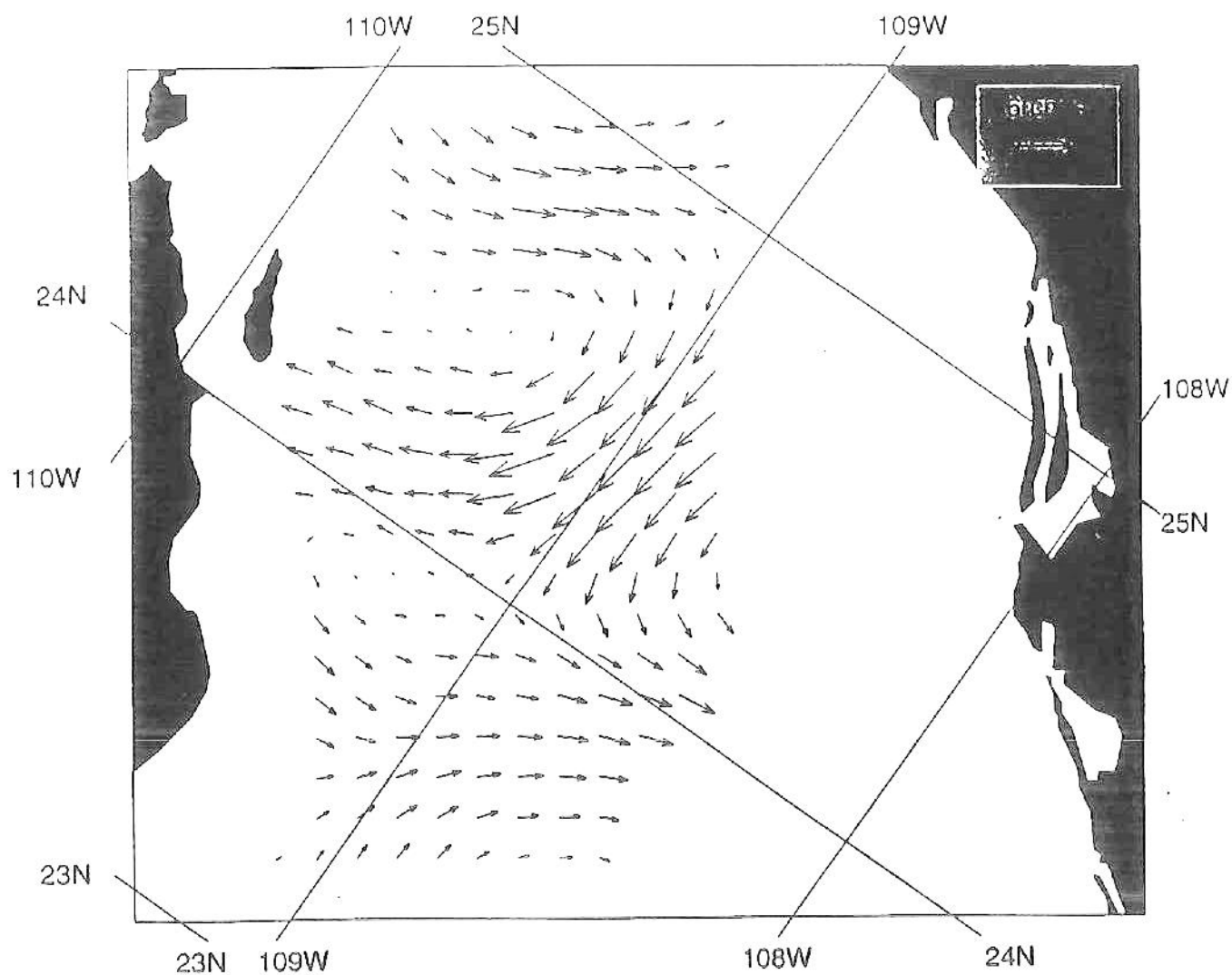


Figura (30). Campo de velocidad horizontal para 1000 m de profundidad obtenida por el método del vector-P, los datos se presentan en cms^{-1} .

6.3.2 Comparación de los resultados obtenidos por los diferentes métodos.

En esta sección nos proponemos mediante el uso de tablas comparar los resultados de la aplicación de los métodos tradicionales usados en oceanografía física para describir la circulación de una región en particular, contra la obtenida aplicando el método del Vector-P. En el método del Vector-P, en el cual la limitante de escoger una capa de no-movimiento es superada, permite estimar el campo de velocidad absoluta y no relativa como en el método geostrófico tradicional.

Primero se comparan los resultados cualitativos derivados del análisis de las secciones verticales de la capa superficial (0-300 m) y profunda (0-1000 m), aquellos derivados de los análisis de las secciones de velocidad geostrófica y aquellos derivados de los análisis de las cartas de superficies isentrópicas con el método Vector-P. Al intentar comparar los resultados de velocidad geostrófica con aquel del Vector-P, nos enfrentamos con una gran dificultad. Al hacer una sección

oceanográfica, estamos escogiendo de antemano la dirección de la corriente geostrófica calculada. O sea la corriente geostrófica de los transectos de este trabajo, con las componentes perpendiculares a la sección oceanográfica. Existe la posibilidad que se haya elegido una sección oceanográfica cuya componente perpendicular sea en la dirección de la corriente verdadera, situación que podría presentarse solo de manera fortuita. Así solo una comparación aproximada puede hacerse, pues para una comparación mas precisa, tendríamos que descomponer los vectores del Vector-P a lo largo de la sección oceanográfica. Para hacer una comparación de entre los diferentes métodos utilizamos una tabla, en la cual se analizan los resultados esperado de los métodos utilizados para obtener ese resultado.

Tabla I . En la tabla se muestra de izquierda a derecha en la primera columna los resultados esperados, en la segunda los T-S, en la tercera las secciones verticales, en la cuarta la velocidad geostrófica y en la última el Vector-P.

METODO

RESULTADO OBSERVADO	Análisis de curvas T-S	Análisis de secciones verticales T,S, γ_θ	Analisis de secciones de velocidad geostrófica	Análisis isentrópico	Vector-P
Clasificación de masas de agua	si	si	no	si	no
Distribución vertical de T, S y γ_θ	no	X	no	distribución superficial de σ_θ	no
intensidad y dirección de $\vec{V}$	no	componente de la dirección	intensidad y dirección de la componente	no	si
Campo de $\vec{V}$ horizontal absoluto	no	no		no	si
Tendencia de circulación	si	si		si	si
Velocidad versus profundidad	no	no	X	no	si

En este estudio utilizamos todos los metodos de la tabla III, para obtener el resultado deseado.

El método del Vector-P sin duda es el mejor, para la descripción del campo de la velocidad geostrófica. Aunque este método de manera aislada no nos asegura el conocimiento de las masas de agua involucradas, si no que para identificarlas tendríamos que complementar el Vector-P con los análisis de las curvas T-S, los cuales nos proporcionarían las características de las masas de agua en movimiento. En regiones de mucha mezcla, como en el caso de la capa superior de la entrada del Golfo, el análisis isentrópico no es de mucha validez, es mejor en capas profundas, la utilización de una superficie (σ_θ) adecuada nos proporciona valiosa información. Los análisis de secciones verticales en conjunto con las curvas T-S, nos ayudan a construir un modelo conceptual, que añadido al conocimiento del campo vectorial dado por el Vector-P nos proporciona una imagen muy próxima a la realidad.

7 DISCUSIONES

El objetivo principal de este trabajo fue describir la circulación general en la capa superior (1000 m) en la boca del Golfo de California. Para tal fin fueron utilizados los datos colectados durante el crucero oceanográfico PESCAR05. Con estos datos se generaron las siguientes informaciones: diagramas T-S, secciones verticales de Temperatura, Salinidad y Anomaliá de densidad, corriente geostrófica. Se generaron superficies isentrópicas y se calculó el campo de velocidad por el método Vector-P. A través de los diagramas T-S se identificaron las masas de agua presentes al momento del crucero. Con las secciones verticales de los parámetros físicos (T,S, σ_θ) se describe cualitativamente las tendencias de circulación por cada sección. La sección vertical de la velocidad geostrófica para cada transecto nos proporcionó datos sobre el balance de agua entre las secciones. La tendencia de circulación fue descrita por medio de las superficies isentropicas y finalmente se describió el campo de velocidad horizontal en profundidades elegidas, mediante la aplicación del método Vector-P.

7.1 Diagramas T-S

Las masas de agua identificadas fueron: a nivel superficial, ASE, AGC y ACC, a nivel intermedio y profundo, ASsSt, AIP y en muy poca concentración de puntos, por debajo de los 5 ° C, la APP. En trabajos previos, Stevenson (1970), Griffiths (1968), Bray y Robles (1991) reportan la presencia de ASE, AGC y ACC en la zona a las cuales denominan aguas superficiales. Mientras que ASsSt, AIP y APP son consideradas profundas, las mismas masas de fueron encontradas en este trabajo. En menor o mayor concentración de puntos fueron encontradas en los siguientes transectos a excepción del transecto C, a partir del transecto C el ACC prácticamente desaparece del sector centro-este del Golfo. Más hacia el norte sobre el transecto A tampoco se observa la presencia de ACC. Esta masa de agua se observa de nuevo hacia el centro del Golfo en la mitad del transecto E más cercana a la boca. Después se observa de nuevo ampliamente sobre el transecto B. Con esta información podemos limitar al área de penetración del ACC Golfo adentro, para el periodo observado. En general las masas de agua presentes corresponden a las ya descritas en trabajos anteriores.

7.2 Análisis de las secciones transversales de T, S y γ_θ versus corriente geostrófica.

Del análisis de las secciones tranversales es posible inferir de las secciones de temperatura y anomalía de densidad, patrones de circulación similares. Si se traslapa cualquier sección de temperatura contra su correspondiente de anomalía de densidad, los sentidos de circulación de los núcleos que pasas a través de la sección observados son aproximadamente los mismos. Esto supone un dominio mayor de la temperatura sobre la densidad, este comportamiento es de esperarse en latitudes medias como en este caso y en latitudes bajas como en el Ecuador. En donde los cambios de densidad son de manera más amplia dominados por la temperatura más que la salinidad, Neshyba (1978).

7.3 Circulación mediante la interpretación de superficies isentrópicas.

En este trabajo, se calcularon los valores de presión y salinidad para las superficies de densidad potencial (σ_θ) en tres niveles diferentes, para describirse la circulación en la región de

estudio. Luego fueron comparadas con lo observado en los perfiles de corriente geostrófica y Vector-P.

Las superficies concuerdan mejor con ambos métodos, por debajo de los 300 m, esto se puede deber a que los procesos de mezcla generalmente son más intensos en la capa superficial y este comportamiento motiva que los procesos no sean isentrópicos.

Uno de los aspectos más interesantes de este trabajo, es el de que por primera vez en la zona de estudio se aplicó un método diferente para describir la circulación, además de utilizar los métodos tradicionales. Los resultados obtenidos son interesantes. Al ser comparados contra los obtenidos por el método geostrófico encontramos que: a) los patrones de circulación de la capa superficial son similares, pero el campo de velocidades que se distingue por debajo de los 300 m para ambos métodos es contrario. El método geostrófico muestra valores de velocidad que disminuyen con la profundidad. (Esto se puede deber a que se fija una profundidad capa de no-movimiento arbitraria). Mientras que el método del Vector-P no incluye esta restricción es sus calculos. Por otro lado, en este se observa como la velocidad se incrementa

de nuevo después de los 300 m y la dirección de los giros observados se invierte. El método geostrófico, no detectó las zonas de cizalla o corte de velocidad ni el cambio de dirección en el flujo con la profundidad.

Consideraciones finales.

Hasta antes del advenimiento de la tecnología de Satélite, era casi imposible monitorear los cambios estacionales de la temperatura de la superficie del mar, sobre todo áreas extensas del océano. Mediante el uso de esta nueva tecnología se abrió la posibilidad de monitorear este parámetro, además la temperatura de la superficie puede ser utilizada como trazador para inferir movimiento en el océano. Badan-Dangon, et al. (1985). Desde algunos años y mediante el uso de imágenes de satélite se han detectado en el Golfo de California, Badan-Dangon, et al. (1985), Bray (1988b) la presencia de giros de meso-escala. En las imágenes de satélite del Proyecto PESCAR (A) y (B) se han observado dichos remolinos en la boca del Golfo, así como alrededor de la punta de la península de BC. Su presencia en la entrada y a lo largo del Golfo de California, es un hecho observacional. La circulación local queda

entonces dominada por estos giros, de los cuales poco se conoce. Además de su estructura horizontal, estos giros poseen una estructura vertical, cambiando inclusive de sentido ciclónico a anti-ciclónico con la profundidad. De su variabilidad estacional, poco o nada se puede afirmar.

Con respecto a su generación podemos mencionar dos procesos que podrían generar los giros en la capa superficial: i).-La variabilidad estacional del rotacional del viento; o inestabilidades generadas por corte en corrientes. (de marea y/o densidad). Los giros en capas más profundas pueden ser generados por efectos topográficos. Una vez generados los giros, que en las imágenes de satélite como la A, son observados en grupos de 2 o 3, ellos se encargan de llevar y mezclar las diferentes masas de agua que se encuentran en la entrada del (GC). Los frentes salinos y térmicos someros observados en algunas de las secciones, son generados por convergencia de masas de agua de determinadas propiedades de T y S mezcladas por los giros y que se encuentran con otras masas de diferentes T y S. Los giros recirculan el agua o la transfieren para otro giro (contiguo) generalmente circulando

en sentido opuesto. Los análisis isentrópicos, no proporcionan buenos resultados cuando son aplicados a regiones de fuerte mezcla, como en los 100 m superiores, estos generaron resultados aceptables principalmente para superficies de (σ_θ) por debajo de la capa superficial. El método de análisis isentrópico, se basa en la suposición de que en procesos isentrópicos las masas de agua fluyen sobre superficies de entropía constante. Las superficies (σ_θ) son aproximaciones de superficie isentrópica y el método puede ser aplicado como relativamente bueno en regiones de mezcla mínima. El método geostrófico y Vector-P se fundamentan en las mismas premisas, o sea el balance geostrófico, conservación de densidad y hidrostaticidad (la cual ya esta contenida en el balance geostrófico). Tanto en un método como en el otro, así como en las análisis isentrópico, el sistema (o sea el océano) es considerado no disipativo, así pérdidas por disipación que existen en la naturaleza no están contenidas en estos dos métodos.

Afortunadamente, los fenómenos aquí estudiados, la disipación puede ser despreciable, ya que el error que estamos haciendo al no considerarla es menor a aquel involucrado en los métodos

utilizados.

8 CONCLUSIONES

1.- La circulación en la boca del (GC) es en extremo complicada debido a que en ella interactúan varias masas de agua distribuidas por una dinámica compuesta por giros. El patrón promedio de circulación al momento del crucero para la capa superficial (0-300 m) indica agua entrando hacia el interior del (GC) por la costa de Sinaloa, circulando de oeste a este y viceversa a lo ancho del Golfo a través de un giro ciclónico detectado entre la parte media del transecto A y E. En la segunda mitad de E este circula agua hacia la boca del Golfo.

2.- Tanto en el análisis de circulación mostrado por las secciones, como en el observado del Vector-P se observa una intensa circulación sobre la zona de la cuenca Pescadero.

3.- La comparación entre el patrón de circulación obtenido de las secciones de temperatura y anomalía de densidad, para los primeros 300 metros es muy similar al observado en el análisis por el método del Vector-P.

La circulación profunda abajo de los 400 m, para el método Vector-P no coincide con la deducida de los análisis de las secciones de

Temperatura y anomalía de densidad potencial.

4.-La circulación profunda observada Golfo adentro durante este crucero se encuentra dominada ampliamente por la masa de (AIP) y por el (ASsSt) las cuales se observan en los 5 diagramas T-S realizados durante el crucero PESCAR5.

Será interesante observar los resultados de otros trabajos, con la finalidad de determinar hasta donde se observa la presencia de esta agua fria Golfo adentro.

5.-Del análisis obtenido del vector $\vec{P}$ se observa que por lo menos hasta los 275 m se conserva el mismo patrón de circulación que en la superficie, en la región estudiada, se ven giros ciclónicos en la mayor parte del área muestreada, por debajo de 300 m. Mientras que hasta los 1000 m el sentido de los giros se invierte al menos sobre el área de la Cuenca Pescadero. Además la circulación sobre dicha cuenca en la mayoría de las superficies de velocidad horizontal del Vector-P se muestra muy intensa.

6.- Los resultados para los patrones de circulación obtenidos mediante las secciones de temperatura, no concuerdan con las obtenidas por el método del vector-P, especialmente en la región

profunda.

7.-Los flujos geostróficos en la mayoría de los transectos presentan dos características: primero son muy intensos a nivel superficial. Generalmente los núcleos entran por Sinaloa y salen por Baja California, decreciendo en intensidad por debajo de los 400 m.

8.-La montaña marina Alarcón no parece influenciar la circulación sobre la cuenca Pescadero al menos hasta los 1000 m, quizá la estructura convexa que se observa en las isotermas e isopícnas de los transectos E y D se deban a la presencia de ondas internas (Spearman, 1993), generados por la topografía.

9- Las imágenes de satélite obtenidas durante el crucero solo revelan pobremente la presencia de un giro ciclónico en la boca del Golfo, esto debido principalmente a la presencia de nubosidad, al momento del crucero. Pero el giro ciclónico está presente en algunos de los análisis realizados por los otros métodos.

10.- Intensas zonas de mezcla de agua son observadas tanto de lado de BCS como de Sinaloa, están casi siempre asociadas a la presencia de giros.

11.-Los frentes salinos encontrados en la entrada del (GC) son el

resultado de la convergencia de corrientes generadas por 2 giros contiguos que llevan aguas de diferentes características de T y S girando en direcciones opuestas.

9 APENDICES

APENDICE I.

Meteorología, Oceanografía, Ecuación del viento Térmico y Geostrofia.

En meteorología el cálculo del viento en las capas superiores de la atmósfera siempre ha sido motivo de preocupación constante en los estudios de circulación. Los datos de radio-sondeo (presión, temperatura y humedad, (p,T,h) en altitud, proporcionan informaciones suficientemente precisas para este cálculo, además si se utilizan Radiosondas, la tarea se simplifica, ya que de esta manera los vientos serán medidos de forma efectiva.

El parámetro físico importante en los calculos de velocidad del viento es el geopotencial, definido como el trabajo hecho en mover una masa unitaria entre dos altitudes dentro del campo gravitacional, el cual es definido como:

$$d\Phi = -g dz \quad (1)$$

sabiendo que la ecuación de estado para el aire nos proporciona la densidad como función de la presión, al utilizar la relación

hidrostática, la ec(1) se reduce a:

$$d\Phi = \frac{dp}{\rho} \quad (2)$$

así los cálculos de los cambios del geopotencial son hechos a partir de los cambios en densidad utilizando los diagramas termodinámicos en donde se grafican las variables (p, T, H).

En la atmósfera, la altura dinámica de cualquier superficie de presión puede ser calculada porque la presión en la superficie de la tierra es conocida. La misma situación no es considerada como verdadera para el océano, porque la elevación de la superficie libre del mar relativa a un geopotencial no es conocida. Todavía, diferencias en la altura (profundidad) dinámica de una superficie de presión dada, aun pueden ser calculadas, de tal manera que la velocidad geostrófica a un nivel puede ser calculada relativa a otro nivel. Para estos cálculos son necesarios datos de CTD o de botellas de Nansen. Para los cálculos dinámicos en oceanografía, la densidad es calculada en términos de la Anomalía de volumen específico δ definida como el volumen específico $\alpha = \frac{1}{\rho}$, relacionado al valor a la misma presión para una temperatura de 0 ° C y una salinidad de 35.00, i.e;

$$\beta = \alpha(S, T, p) - \alpha(35, 0, p) \quad (3)$$

el conjunto de ecuaciones que involucra la aproximación geostrófica es:

$$-fv = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4a)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (4b)$$

$$\partial_z = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (4c)$$

Derivando (4a,b) con respecto a z se tiene:

$$f \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad (5a)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) \quad (5b)$$

Ahora utilizando (4c) en (5a,b):

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{-g}{f\rho_o} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (6a)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{f\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (6b)$$

esta es la llamada ecuación del viento térmico, que integrada de una profundidad cualquiera z hasta una profundidad de referencia z_0 :

$$v = v_0 - \frac{g}{f\rho_0} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (7a)$$

$$u = u_0 - \frac{g}{f\rho_0} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \quad (7b)$$

donde (u, v) , (u_0, v_0) son las velocidades geostróficas a cualquier profundidad z y al nivel de referencia z_0 , ρ es la densidad del agua y ρ_0 es la densidad de referencia.

El problema de la determinación de la velocidad geostrófica es que para el cálculo de la velocidad absoluta, se debe conocer la velocidad al nivel de referencia z_0 o sea que solo conocemos la velocidad relativa. Hay varios métodos para la determinación de la llamada capa de movimiento nulo, donde suponemos la velocidad igual a cero en esta profundidad. El método tradicional más conocido es el de Defant, descrito en Fomin(1964), en el cual se grafican las diferencias en profundidad dinámica a la misma profundidad para cada par de estaciones oceanográficas. Donde la diferencia es constante, esta es la capa de movimiento nulo. Otros métodos vinieron a substituir a este

como el de Bernoulli de Killworth (1986), espiral β de Stommel y Schott (1977), estos métodos utilizan la conservación de masa, densidad y vorticidad para estimar las velocidades de referencia. Los métodos inversos, prestados de la geofísica, también son usados en oceanografía para estimar las velocidades de referencia, Wunsch (1977). En este método la estimación de la velocidad de referencia es hecha a través del balance de flujos de agua de varios trazadores hacia afuera y adentro de una región cerrada. Davis (1978) demuestra que el método de balance de vorticidad potencial de Stommel y Schott y el método inverso de balance de masa de Wunsch para inferir velocidades de los datos hidrográficos son basados en niveles idénticos de sofisticación dinámica. Ambos son métodos inversos empleando mediciones auxiliares para seleccionar una respuesta a un problema indeterminado que admite una clase infinita de soluciones. La mayor diferencia entre los métodos resulta de suposiciones implícitas acerca de las escalas de variabilidad oceánica y diferentes definiciones del campo suavizado al cual el modelo pertenece.

En la determinación de la circulación de larga escala a partir de

datos hidrográficos, se puede con suponer que los movimientos son geostroóficos, que hay conservación de masa y que no hay mezcla cruzando las isopícnas (o sea no hay mezcla horizontal). Las ecuaciones son:

la conservación de masa:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{V}) = 0 \quad (8)$$

en donde $\mathbf{V} = u, v, w$. En la suposición del estado estacionario y utilizando la ec de continuidad ($\nabla \cdot \mathbf{V} = 0$) se reduce a:

$$\mathbf{V} \cdot \nabla \rho = 0 \quad (8a)$$

derivando (8a) con respecto a z:

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} \cdot \nabla \rho + \mathbf{V} \cdot \nabla \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \quad (8b)$$

pero:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \cdot \nabla \rho = \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \rho}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (9)$$

al sustituir (8a,b) en (9) resulta:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \cdot \nabla \rho = \frac{\partial w}{\partial z} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

utilizando en la (9a) el balance de vorticidad de Sverdrup, en el cual hay un balance entre la advección de vorticidad planetaria f y el mecanismo de generación de vorticidad por estiramiento de los tubos de vórtice, dado por:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\beta v}{f}$$

y sustituyendo este resultado nuevamente en (8b), tendremos:

$$\vec{V} \cdot \nabla \frac{\partial \rho}{\partial z} + \beta \frac{v}{f} \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \quad (10)$$

expandiendo la expresión de arriba:

$$u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) + w \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) + v \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{1}{f} \frac{\partial f}{\partial y} = 0 \quad (10a)$$

multiplicando (10a) por f , supuestamente distinto de cero:

$$u \frac{\partial}{\partial x} f \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) + v f \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) + v \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial f}{\partial y} + w f \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) = 0 \quad (10b)$$

ahora podremos reescribir (10b) como:

$$\vec{V} \cdot \nabla \left(f \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) = 0 \quad (11)$$

así, si la densidad es conservada y si el balance de vorticidad de Sverdrup es valido entonces la cantidad:

$$f = f \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (12)$$

también se conserva a lo largo del movimiento, q es llamada vorticidad potencial y (11) es un caso especial, adecuado a la dinámica geostrofica, la cual es una afirmación más general de conservación de vorticidad potencial. Note que (11) implica que si un elemento de fluido se mueve hacia el sur preservando q; el gradiente vertical de densidad de este elemento debe disminuir para compensar el aumento de f.

Es interesante notar que si la vorticidad potencial se conserva, el campo de velocidad tri-dimensional puede ser determinado del conocimiento de el campo de densidad, suponiendo que las superficies de vorticidad y densidad no coincidan. Los primeros en notaron que la constante de integración de la ecuación del viento térmico (7a,b), la cual es la velocidad del nivel de referencia, podría ser determinada si $\nabla q \times \nabla \rho \neq 0$ fueron Stommel y Schott (1977).

$$\text{de } \vec{V} \cdot \nabla q = 0$$

$$\text{y } \vec{V} \cdot \nabla \rho = 0$$

podemos decir que la velocidad debe ser perpendicular a ambos $\vec{V} \cdot \nabla q = 0$

y a $\vec{V} \cdot \nabla \rho = 0$, y por lo tanto:

$$\vec{V} = k(x, y, z) \nabla \rho \times \nabla q \quad (13)$$

donde $k(x, y, z)$ es una función escalar a ser determinada. Segundo Weedler (1986), la utilización de $f \frac{\partial \rho}{\partial z}$ para la determinación de la velocidad puede inducir un pequeño, pero sistemático error en la vorticidad potencial.

Chu, P.C (1994) introdujo el vector unitario $\vec{P}$ definido como:

$$\vec{P} = \frac{\nabla q \times \nabla \rho}{|\nabla q \times \nabla \rho|} \quad (14)$$

El vector unitario así definido esta en la intersección de las superficies de densidad constante y vorticidad potencial. Comparando (13) con (14), se puede obtener una relación entre el campo de velocidad y el vector unitario:

$$\vec{V} = v_r(x, y, z) \vec{P} \quad (15)$$

donde :

$$\psi(x, y, z) = \frac{k(x, y, z)}{I \nabla q X \nabla p I}$$

Aplicando la ecuación del viento térmico a dos profundidades z_k y z_m se obtiene un conjunto de ecuaciones algebraicas en las incógnitas r^k y r^m :

$$r^{(k)} P_x^{(k)} - r^{(m)} P_x^{(m)} = \Delta u_{k,m} \quad (16a)$$

$$r^{(k)} P_y^{(k)} - r^{(m)} P_y^{(m)} = \Delta v_{k,m} \quad (16b)$$

que forma un conjunto de ecuaciones lineales algebraicas para r^k y r^m ,

donde :

$$r^{(i)} = r(x, y, z_i) \text{ y}$$

$$\Delta u_{k,m} = \frac{g}{f \rho_o} \int_{z_m}^{z_k} \frac{\partial \rho}{\partial y} dz \quad (17a)$$

$$\Delta v_{k,m} = \frac{g}{f \rho_o} \int_{z_m}^{z_k} \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \quad (17b)$$

si el determinante:

$$\begin{bmatrix} P_x^{(k)} & P_x^{(m)} \\ P_y^{(k)} & P_y^{(m)} \end{bmatrix} = 0$$

Las ecuaciones algebraicas (16a,b) tienen soluciones para $\mathbf{r}^{(k)}$ y $\mathbf{r}^{(m)}$ dadas por:

$$\mathbf{r}^{(k)} = \frac{\begin{bmatrix} \Delta & u_{k,m} & P_x^{(m)} \\ \Delta & v_{k,m} & P_y^{(m)} \end{bmatrix}}{\begin{bmatrix} P_x^{(k)} & P_x^{(m)} \\ P_y^{(k)} & P_y^{(m)} \end{bmatrix}} \quad (18)$$

$$\mathbf{r}^{(m)} = \frac{\begin{bmatrix} \Delta & u_{k,m} & P_x^{(k)} \\ \Delta & v_{k,m} & P_y^{(k)} \end{bmatrix}}{\begin{bmatrix} P_x^{(k)} & P_x^{(m)} \\ P_y^{(k)} & P_y^{(m)} \end{bmatrix}} \quad (18b)$$

Si una vez conocido $\mathbf{r}^{(k)}$, podremos calcular el campo de velocidad para a profundidad z_k , utilizando (15), por lo tanto la aplicación de la ecuación del viento térmico en profundidades elejidas nos proporcionará el campo de velocidad en dichas profundidades. Von chwind 1980.

10 LITERATURA CITADA

Alvarez-Borrego, S.;J.R. Lara-Lara (1991). " the physical environment and primary productivity of the Gulf of California". en: B.R.T. Simonett y J.P. Daulphin (Eds), the Gulf and peninsular province of the California, Am. Assoc. Petro. Geol. Memoir, 47.

Alvarez-Sanchez, L.G.;B. Wyatt; M.R Stevenson (1978). " Corrientes en la región de la boca del (GC)en la primavera de 1970." ciencias Marinas (Mex), Vol 5(1), 105-118.

Alvarez-Borrego, S y Schwartzlose (1979).Masas de agua del Golfo de California. Ciencias Marinas, 5(1-2):43-63.

Alvarez-Sanchez, L.G. (1974) " currents and water masses at the entrance to the Gulf of California, spring 1970". Master of Science thesis, Oregon state University, 75 pp.

Badan-Dangon, A; Koblinsky, C.J; Baumgartner, T. (1985). Spring and summer in the Gulf of California. Observations of surface thermal patterns. Oceanol. Acta. 8(1),13-22.

Bray, N.A. ; J.M. Robles (1991). " Physical oceanography of the Gulf of California " The Gulf and Peninsular province of the Californias, Memoir of the American Association of Petroleum Geologists. Chapter 25,part 5,p511-543, .Paul Dauphin and Bernard R.T Simoneit, Tulsa, Okla. 834 p.

Bray, N.A. (1988). " Thermohaline circulation in the Gulf of California". J. Geophys. Res., Vol 93(c5), 4993-5020.

Bray, N.A. (1988b). " Water mass formation in the Gulf of California : Journal of Geophysical Research, v.93,# 38,p, 92223-9249.

Chu, P.C. (1995) P-Vector Method for Determining absolute velocity from Hydrographic Data. Marine Technology Society Journal, 29 (3), 3-14.

Datos Hidrográficos del crucero Pescar-03 (Pegasus in the sea of Cortes) 1993. Instituto de Investigaciones Oceanológicas (UABC).

Datos Hidrográficos del crucero Pescar5 (Pegasus in the sea of Cortes) 1994. Instituto de Investigaciones Oceanológicas (UABC).

Emilsson, I.;M.A. Alatorre (1980). " Investigaciones recientes sobre la circulación en la parte exterior del Golfo de California". Simposium sobre el Golfo de California, en conmemoración del 50th aniversario de la UABC.

Figueroa, J.M.; R. Palacios (1991), " Flujos de calor y momentum a través de la superficie en el Golfo de California". Ciencias Marinas, 17(2), pp.109-149.

Fomin, L.M.(1964). The dynamic method in oceanography. Institute of oceanology, Academy of sciences of the U.S.S.R. Moscow. Elsevier Publishing company. Amsterdam, London, New York.

Griffiths, R.C. (1968). " Physical, chemical, and Biological oceanography of the entrance to the Gulf of California, spring of 1960". Special scientific report- fisheries No. 573, U.S. Fish and Wild Life Service, Bureau of Commercial fisheries, Washington, D.C., 47 pp.

Joseph J. von Schwind. (1980) Geophysical Fluid Dynamics for Oceanographers. Prentice Hall, inc; Englewood Cliffs, NJ 07632, # 307

Montgomery, R.B. (1937). A suggested method for representing gradient flow in isentropic surfaces. Bulletin American Meteorological Society. Woods Hole Oceanographic Institution, June-july, 1937.

Montgomery, R.B. (1958). Water characteristics of Atlantic Ocean. Deep Sea Research, 5: 134-148.

Pond y G.L Pickard (1970) Introductory Dynamical Oceanography, Pergamon press (1983).

Reid, J.L; (1965). Intermediate waters of the Pacific Ocean. John Hopkins Oceanographic Studies 2, 85 p.

Roden, G.I.(1958). "Oceanographic and Meteorological aspects of the Gulf of California", Pacific Science, vol. XII(1), January, 21-44.

Roden, G.I.; G.W.Groves (1959)."Recent oceanographic investigations in the Gulf of California". J.Mar.Res. Vol.18(1),10-35.

Roden, G.I. (1964)."Oceanographic Aspects of Gulf of California ". in marine geology of the Gulf of California, Memoir of the american Association of the petroleum geologist, Van-Andel, Tj.H, G.G. Shonjr. (Eds), 30-58.

Roden, G.I. (1972)." Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in the Revillagigedo Island region". J.Phys.Oceanogr., Vol 2, 177-183.

Rosas Cota, J.A. (1976)." Corrientes Geostróficas en el Golfo de California en la superficie y a 200 metros". Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad , Autónoma de Baja California, 56 pp.

Stevenson, M.R. (1970) On the physical and biological oceanography near the entrance to the gulf of California, october 1966- august 1967. Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull. 4(3): 389-504.

Spearman, M.G. (1993). " Water masses and the thermohaline circulation at the entrance to the Gulf of California" Master Science thesis, Naval Postgraduate School, Monterey CA. 199 pp.

Shepard, F.P.(1950) Submarine topography of the Gulf of California, pt. 3 of the 1940 E. W Scripps cruise to the Gulf of California: Geol.Soc. America Mem. 43,32 p.

Sverdrup, H. U., (1941) The Gulf of California: preliminary discussion on the cruise of the E.W. Scripps in february and march 1939. 6 th Pac .Sci. Congr. Proc ., 3:161.

Torres Orozco Ernesto.(1993). "Análisis Volumétrico de las masas de agua del Golfo de California". tesis de maestría CICESE, departamento de oceanografía física, (BCS).. México, 80 pp.

Townsend, C. H., (1901) Dredging and other records of the U.S. fish commission steamer Albatross, with bibliography relative to the work of the vessel: U.S fish comm. Rept for 1900, p. 387-562

Thorade, H., Über die Kalifornische Meeresströmung, *Hidrog. Marit. Met. Ann.*, 37, 17-34, 63-76, 1909.

Meschyba Steve. (1987) *Oceanography: Perspectives on a fluid earth*.

John Wiley & sons, inc.

Universidad autónoma de Baja California, Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Proyecto Conacyt 4024 "Intercambio de calor, Agua, y sal en la entrada de la boca del Golfo de California".

UNESCO, 1987. *International Oceanographic Tables*. Vol.4. Properties Derived from the International Equation of State of Seawater, 1980. Tech. Pap, mar, sci. 40:195 pp.

Warsh, C.E.; K.L. Warsh (1971). "Water exchange at the mouth of the Gulf California". *J. Geophys. Res.*, vol 76(330), 8098-8106.

Wyrtki, K. (1965). Surface currents of the eastern tropical Pacific Ocean. *Inter-Amer. Trop. Tuna Comm., Bull.*, 1(5): 269-304

Wyrtki, K; (1967) Circulation and water masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *J. Oceanol. Limnol.* (2):117-147.