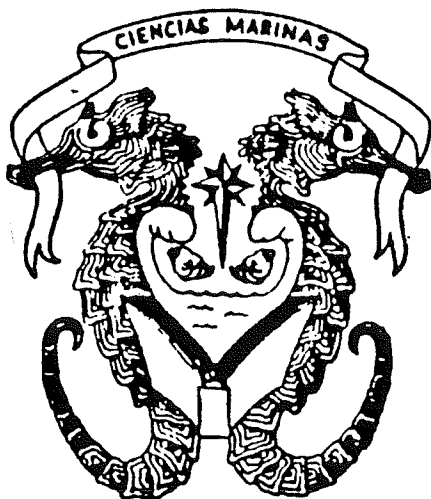




**UNIVERSIDAD AUTONOMA
DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS**

Detección de frentes térmicos en la zona norte
del Golfo de California a partir de imágenes infrarrojas



**TESIS
QUE PARA OBTENER**

**EL TITULO DE
OCEANOLOGO**

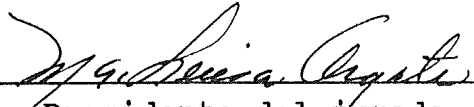
**QUE PRESENTA
MARIA DE LOURDES
BRAMBILA MIRANDA**

Ensenada, B.C. Agosto de 1992.

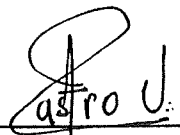
DETECCION DE FRENTES TERMICOS EN LA ZONA NORTE DEL
GOLFO DE CALIFORNIA A PARTIR DE IMAGENES
INFRARROJAS

T E S I S
QUE PRESENTA:
MARIA DE LOURDES BRAMBILA MIRANDA

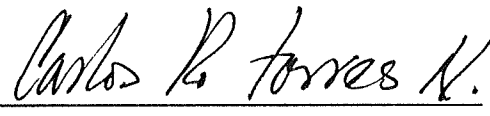
Aprobada por:




Presidente del jurado
Dra. María Luisa Argote Espinoza.




Sinodal propietario
Oc. Rubén Castro V.



Sinodal propietario
M.C. Carlos R. Torres N.



Sinodal suplente
M.C. Rene Pinet P.



Sinodal suplente
M.C.J. Antonio Martínez A.

DEDICATORIA

Con cariño dedico este trabajo a toda mi familia en especial a:

mi madre(Alma), hermanos(Alma, Leticia y Eduardo) y abuelita (Carmelita)

mis hijos Fernando Israel y Arianna del Carmen.

Agradecimientos

Deseo hacer patente mi agradecimiento a todos aquellos que contribuyeron al desarrollo de esta tesis de manera especial a:

A la Dra. María Luisa Argote E. directora de esta tesis por su paciencia, apoyo , consejos y asesoría.

Al M en C. Alberto Amador B., quién proceso las imágenes de satélite empleadas en este trabajo.

Al grupo de mareagrafía del CICESE y en especial a J. Ignacio Gonzalez N., quien amablemente me facilitó los datos de mareas.

Al personal de la Revista Ciencias Marinas por permitirme el uso del barredor digital de imágenes. En particular a la M en C. Ana Luz Quintanilla y al Oc. Sergio Pou A., quien me introdujo en el manejo del barredor digital.

A los sinodales de esta tesis; M. en C. J. Antonio Martínez A., M. en C. Carlos R. Torres N., Oc. Ruben Castro V. y M. en C. Rene Pinet P. por sus valiosas observaciones y comentarios al trabajo.

A mi madre Alma y a mis hermanas, Alma del Carmen y Leticia por su apoyo en el cuidado de mis hijos Israel y Arianna y por su comprensión.

A la Oc. Carolina Morales Z. y a la Sra. Felicitas Velazco, por su apoyo durante el desarrollo de este trabajo.

A Fabian Cabrera y a Jose Ma. Dominguez quienes dibujaron las gráficas de esta tesis.

INDICE

página

Resumen.....	i
Lista de tablas.....	ii
Lista de figuras.....	iii
I. Introducción.....	1
I.1 El empleo de imágenes de satélite en Oceanografía.....	1
I.2 Efecto de la Mezcla Vertical de la Marea Sobre la Distribución de Temperatura Superficial.....	3
I.3 Objetivos.....	6
II. Principios fundamentales en los que se basa la obtención de imágenes infrarrojas.....	8
III. Imágenes infrarrojas del Golfo de California.....	10
III.1 La zona de estudio.....	10
III.2 Imágenes de satélite.....	10
IV. Evolución durante un ciclo anual de la temperatura superficial de la zona de estudio inferida de imágenes infrarrojas	13
IV.1 La zona norte.....	15
IV.2 La zona de las Islas	32
IV.3 La zona sur	40
IV.4 Resumen.....	40
V. Comparación de la posición de los frentes térmicos y la amplitud de las corrientes de marea.....	42
VI. Análisis de la variabilidad temporal de la posición de los frentes térmicos y su relación con la variabilidad	

de la amplitud de la corriente de marea.....	44
VI.1.-Fluctuaciones de la amplitud de la marea debido al ciclo mareas vivas-mareas muertas y su efecto sobre la posición de los frentes termicos.....	44
VI.2.- Efecto del flujo y reflujo (excursion) de la marea sobre la posición de los frentes termicos....	55
VI.3.- Resumen.....	60
VII. Discusión y Conclusión.....	62
VIII. Literatura Citada	70

RESUMEN

A partir de una serie anual de imágenes infrarrojas de la zona norte del Golfo de California, obtenidas por el satélite NOAA7, se analizó la evolución estacional de zonas que presentan marcados gradientes horizontales de temperatura superficial. La posición geográfica de estos gradientes se comparó con una distribución del parámetro $\text{Log}(h/u^3)$, obtenida por medio de un modelo numérico, con el fin de establecer si estos frentes representan la manifestación superficial de frentes controlados por mezcla vertical inducida por la marea.

Los resultados de este estudio indican, en la zona costera del extremo norte del Golfo, un marcado gradiente de temperatura cuya posición geográfica corresponde aproximadamente el contorno de $\text{Log}(h/u^3) = 3.0 \text{ m}^{-2} \text{ s}^3$, el cual constituye la frontera entre aguas verticalmente mezcladas y estratificadas (Argote et al., 1985, Durazo, 1989). Este gradiente se aprecia durante la mayor parte del año excepto al finalizar el verano, período durante el cual la temperatura superficial es homogénea. Se observaron oscilaciones estacionales del gradiente, con un máximo avance hacia mar adentro durante verano y un retroceso hacia la costa en invierno. No se apreciaron movimientos en la posición de este gradiente asociados a variaciones en la intensificación de la mezcla de mareas durante el ciclo mareas vivas mareas muertas, ni a excursión de marea. La zona adyacente a la costa delimitada por este gradiente presenta temperaturas máximas en verano, mínimas en invierno y se extiende en forma de media luna desde Bahía San Luis Gonzaga, Baja California hasta Puerto Peñaco, Sonora.

En la zona adyacente a las islas también se aprecian gradientes marcados de temperatura, delimitando parches de aguas frías durante todo el año. Sólo en algunas zonas estos gradientes siguen aproximadamente los contornos de $\text{Log}(h/u^3) \approx 3.75$ a $4.0 \text{ m}^{-2} \text{ s}^3$ adyacente a los umbrales del Canal de Ballenas e isla San Esteban. Este valor de $\text{Log}(h/u^3)$ y observaciones directas reportadas en esta área, indican que la columna de agua permanece estratificada durante todo el año. En general estos gradientes presentan una gran variabilidad en su posición y en la extensión geográfica que delimitan. Esta variabilidad es explicada parcialmente por las fluctuaciones de la mezcla de mareas durante el ciclo mareas vivas mareas muertas. Sin embargo variaciones muy marcadas en la posición de estos gradientes, no asociadas al mencionado ciclo de mareas, pudieran ser el resultado de procesos advectivos inducidos por corrientes residuales.

LISTA DE TABLAS

Tabla I. Imágenes infrarrojas analizadas en este estudio.

Tabla II. Lista de imágenes de satélite con que se cuenta, rango de marea y su desplazamiento

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Mapa batimétrico del Golfo de California. La Batimetria esta dada en m.	2
2	Distribución de $\text{Log}_{10} (h/u^3)$ obtenida a partir de un modelo numérico del Golfo de California. Las unidades esta expresadas en $\text{m}^{-2} \text{s}^3$. Tomado de Argote et al., 1985.	7
3	Zonas en las que se dividio el área de estudio en base al comportamiento de temperaturas superficial.	14
4	Imágenes que muestran la presencia en el extremo norte de la "franja costera". a) 25 de mayo de 1984, (primavera), b) 4 de agosto de 1984 (verano), c) 24 de enero de 1984 (invierno). Captadas por el satélite NOAA7. La temperatura en la "franja costera" es máxima en primavera y verano (gris oscuro), y mínima (gris claro) en invierno.	16
5	Al finalizar el verano (3 de septiembre de 1984), la temperatura superficial es homogénea y en consecuencia la franja costera no es visible. Nótese la baja temperatura superficial en áreas adyacentes a las Islas San Esteban y San Lorenzo.	21
6	Durante el otoño (18 de noviembre de 1984) algunas imágenes muestran como característica sobresaliente la presencia de	23

parches de bajas temperaturas en las zonas más someras de la franja costera.

- 7 Imagen de invierno (7 de febrero de 1984) en la que se observa baja temperatura en la franja costera del extremo norte y alrededor de Isla San Luis Baja California. 26
- 8 Imagen de invierno (1 de febrero de 1984) en la que se aprecia que la franja costera de baja temperatura se extiende hasta el sur de Isla San Luis. 28
- 9 Imagen de primavera (22 de marzo de 1984) en la que se observa un aumento de temperatura en la zona norte haciendose poco notable la presencia de la franja costera. 30
- 10 En algunas imágenes como la que se muestra en esta figura (17 de mayo de 1984) se observa una "pluma" de baja temperatura adyacente a Isla San Esteban. 33
- 11 En algunas ocasiones como en la imagen del 27 de septiembre de 1984, se observa aguas frías en áreas adyacentes a las islas San Marcos, y Tortugas. 35
- 12 A finales de primavera se puede observar que en la parte central del Canal de Ballenas presenta temperaturas más elevadas que hacia el norte y sur. 37
- 13 Diagramas de la posición de frentes de temperatura superficial en la zona norte trazados a partir de imágenes de satélite. La línea punteada indica la posición del frente durante marea muerta y la continua la posición durante marea viva. El número dentro de los paréntesis indica al rango de marea 46

correspondiente a la fecha en que fué captada la imagen. No se observa una variación en la posición de los frentes como respuesta al ciclo marea viva-marea muerta en el diagrama de febrero (invierno). Sin embargo en mayo y octubre (primavera y otoño) se observa en el extremo suroeste de la franja costera un avance hacia el sur durante mareas vivas.

- 14 Secuencia de imágenes de invierno (enero-febrero) que corresponde a las siguientes fechas a) 24 de enero de 1984, b) 1 de febrero de 1984 c) 7 de febrero de 1984. Los rangos de marea correspondientes a las fechas de estas imágenes se muestran en la Tabla II. Durante mareas muertas (figs. a y d) la extensión del área de baja temperatura en la extensión de Isla San Lorenzo es mínima. En contraste durante mareas vivas (figs. b y c) la extensión de dichas áreas es mayor. 49
- 15 Secuencia de imágenes de primavera (mayo) correspondiente a las siguientes fechas. a) 17 de mayo de 1984 b) 7 de mayo de 1984 c) 22 de mayo de 1984 d) 25 de mayo de 1984. El rango y la excursión de mareas correspondientes a estas imágenes se muestran en la Tabla II. En estas imágenes se aprecia que durante mareas vivas la extensión de la zona de baja temperatura adyacente a isla San Esteban es de mayor extensión y el gradiente que las delimita es más pronunciado. El incremento en el gradiente de temperatura en comparación con mareas vivas-muertas (fig.b). El incremento en el gradiente de temperatura al incrementarse el rango de mareas 52

es claramente evidente en las imágenes 13c (0.36) y 13d(-0.34).

Nótese el desplazamiento hacia el norte de la zona de baja temperatura adyacente a Isla San Esteban (15 a) observado durante la excursión máxima de mareas hacia el norte ($Dmz=0.99$) en comparación con la fig. 15 b en donde la excursión de la marea hacia el sur ($Dmz=-0.60$) con excursiones menores hacia el norte y sur fig. c ($Dmz=0.36$) y fig d ($Dmz=-0.34$) la zona de baja temperatura adyacente a San Esteban se extiende hacia Isla San Lorenzo.

- 16 Diagramas en las que se muestra la posición de los frentes de temperatura superficial trazados a partir de imágenes de satélite. La línea continua corresponde a la posición del frente trazado cuando la marea presenta excursión hacia el norte y con línea punteada cuando se presenta excursión hacia el sur. Los números indicados dentro del paréntesis indican la excursión relativa a la marea. No se aprecian desplazamientos de la posición del frente hacia el norte o hacia el sur asociados a la excursión de marea. Únicamente sobresale el desplazamiento en el extremo soroeste de la franja costera asociado al ciclo mareas vivas-muertas, como se indicó en la figura 13.

I.- INTRODUCCION

I.1.- EL EMPLEO DE IMAGENES DE SATELITE EN OCEANOGRAFIA.

Una limitante en estudios oceanográficos anteriores al advenimiento de las imágenes de satélite, era la imposibilidad de obtener observaciones sinópticas de parámetros ambientales. Con el lanzamiento de los satélites Géminis y Apolo con los cuales se obtuvieron fotografías a color del mar y las primeras fotografías multiespectrales, se despertó el interés por estudiar el océano por medio de imágenes. En 1973, se puso en órbita el Skylab dando la oportunidad de llevar a cabo un estudio sistemático a partir de las fotografías tomadas con cámaras fotográficas. Para un mejor análisis de los fenómenos meteorológicos, se lanzó la serie de satélites TIROS, a partir de los cuales se obtuvieron imágenes infrarrojas y visibles de considerable valor para la meteorología. A finales de los sesentas aparecieron en la literatura los primeros estudios basados en información obtenida por medio de imágenes de satélite (Maul, 1985).

En particular en el Golfo de California, en 1973 se publicó el primer análisis de la dinámica de esta zona, basado en fotografías tomadas a bordo del Géminis y el Apolo (Vonder Haar y Stone, 1973). En estas fotografías se observaron patrones de transporte de sedimentos en la parte norte del Golfo.

El Golfo de California (Fig. 1) es un mar marginal del océano Pacífico limitado al este por los estados de Sonora y Sinaloa, y al oeste por la península de Baja California.

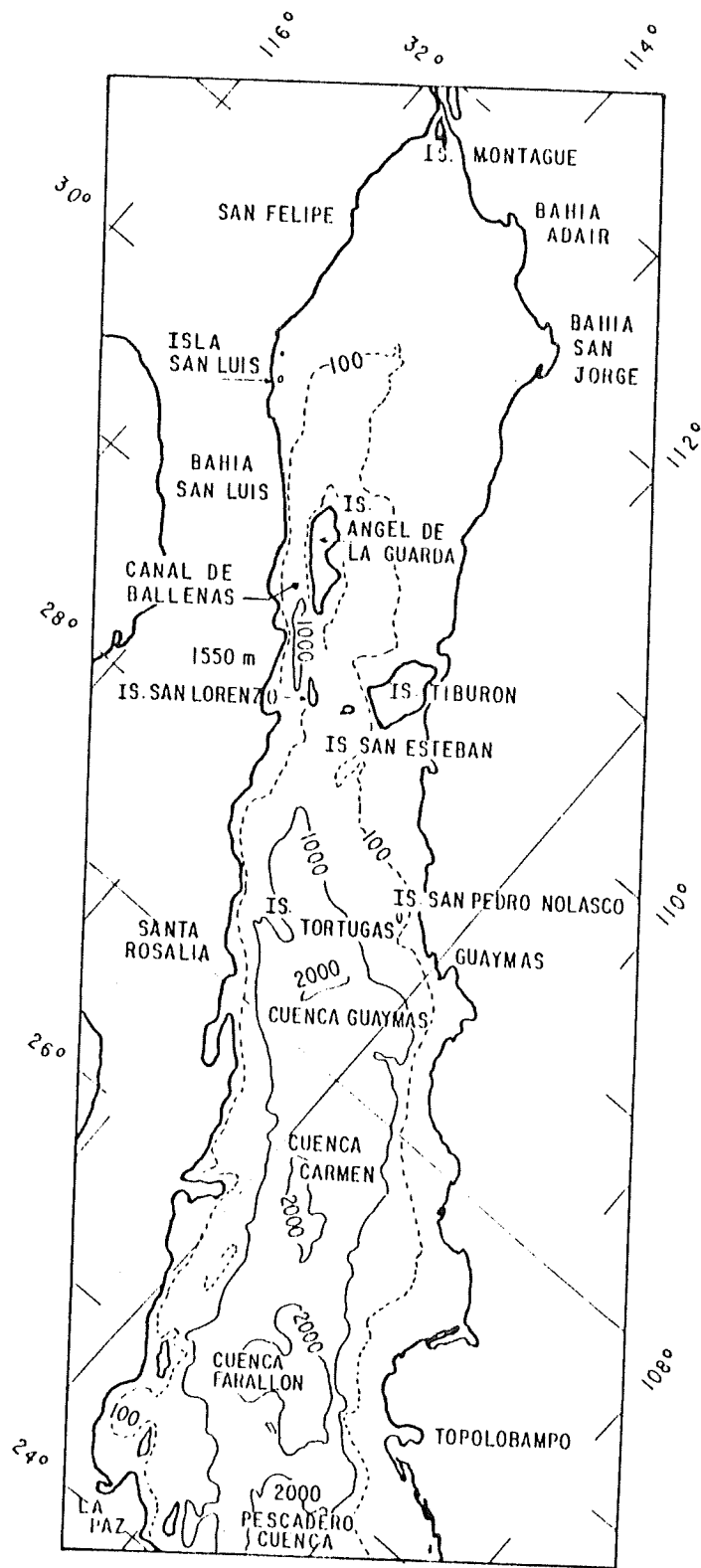


Fig.1 Mapa batimétrico del Golfo de California. La profundidad esta en m.

Su batimetría, presenta dos áreas bien diferenciadas: una somera (profundidad media ~200 m) la cual se extiende de la desembocadura del Río Colorado hasta el Norte de Isla Angel de la Guarda; y una profunda (profundidad máxima ~3020 m) la cual corresponde al área del sur, de la Isla Raza, San Esteban y Tiburón, hasta la boca del Golfo (Robles y Marinone, 1987).

Recientemente en esta misma zona, a partir de imágenes infrarrojas obtenidas a bordo de los satélites NOAA y TIROS con radiómetros de alta resolución (Advanced Very High Resolution Radiometer AVHRR), se analizaron distribuciones de temperatura superficial correspondiente al período primavera verano de 1980 (Badan et al., 1985). Como característica sobresaliente este estudio indicó la presencia de aguas de temperaturas mínimas en el Canal de Ballenas, la cual está delimitada por un sistema de frentes térmicos, cuya configuración de acuerdo con estos autores depende de la dirección de los vientos locales. La presencia de estas aguas de baja temperatura de acuerdo a Badan et al. (1985) son el resultado de una intensa mezcla inducida por mareas. Paden (1990) por medio de la aplicación de funciones empíricas ortogonales, analizó los datos de imágenes infrarrojas, encontrando que en el norte del Golfo, los patrones de temperatura superficial están más influenciadas por la mezcla de marea en la región de las islas.

I.2.- EFECTOS DE LA MEZCLA VERTICAL DE LA MAREA SOBRE LA DISTRIBUCION DE TEMPERATURA SUPERFICIAL.

En los mares localizados sobre la plataforma continental la termoclina estacional no se establece necesariamente en forma simultánea sobre una determinada área geográfica, de

tal forma que pueden presentarse regiones verticalmente mezcladas adyacentes a regiones verticalmente estratificadas. Bajo esta situación se presenta comunmente un marcado gradiente de temperatura superficial entre estas dos regiones al cual denominaremos "frente".

Simpson y Hunter (1974), demostraron que la estratificación en mares localizados sobre la plataforma continental, puede estar controlada por el parámetro h/u^3 ; en donde h es la profundidad de la columna de agua y u es una medida de la magnitud de la corriente de marea. En áreas con valores altos de h/u^3 se presentan condiciones de estratificación durante el verano, mientras que condiciones de mezcla vertical durante el año se asocian a valores bajos de h/u^3 .

La presencia de frentes inducida por mezcla de mareas ha sido ampliamente estudiada en la plataforma continental europea (Allen et al., 1980; James, 1977; Pingree y Griffiths 1978). En estos estudios, la zona frontal que representa la frontera entre aguas verticalmente mezcladas y estratificadas, presenta marcados gradientes de temperatura superficial, los que han sido detectados claramente por medio de imágenes de satélite. En estas imágenes los frentes inducidos por mezcla de marea, presentan gradientes de temperatura superficial muy marcados.

A partir del análisis de series de imágenes de una localidad, se ha analizado la evolución temporal de estas zonas frontales (Simpson y Bowers, 1979), y se han corroborado las posiciones de los frentes predichos a

partir del parámetro h/u^3 en forma exitosa (Pingrey y Griffiths 1978).

En el Golfo de California a partir de datos hidrográficos históricos, se caracterizó la variación geográfica y temporal (un ciclo anual) de la estratificación en la zona norte del Golfo de California (Argote et al., 1985). La medida de estratificación utilizada fue la anomalía de la energía potencial, la cual se define como:

$$\phi = \frac{1}{200} \int_{-200}^0 g(\bar{\rho} - \rho(z))zdz$$

en donde :

$$\bar{\rho} = \frac{1}{200} \int_{-200}^0 \rho(z)dz$$

en donde ρ es la densidad del agua, $\bar{\rho}$ es la densidad promedio de la columna de agua de 200 m de profundidad, g es la aceleración de la gravedad y z es el eje vertical positivo hacia arriba. ϕ (Jm^{-3}) representa la energía necesaria para mezclar verticalmente la columna de agua. En condiciones verticales homogéneas $\phi = 0$; y es positivo a medida de que la estratificación se incrementa.

Las distribuciones de ϕ representativas de un ciclo anual, obtenidas por estos autores, indicaron mezcla vertical en una franja costera localizada en el extremo norte del Golfo. Esta zona verticalmente mezclada durante todo el año, está limitada en verano por la isobata de ~ 20 m y en invierno por la de ~ 50 m. Durante el ciclo anual el valor máximo de ϕ se observó en la región que comprende la Cuenca de Delfines y en El Canal de Ballenas, con la presencia de dos mínimos relativos en los umbrales norte y sur de este Canal. Argote et al., 1985 sugieren que los

diferentes regímenes de estratificación en el área están aparentemente asociados a variaciones de mezcla vertical inducida por las corrientes de marea, que actúa como importante fuente de energía cinética turbulenta.

Con el fin de establecer hasta qué punto el criterio de Simpson y Hunter se pudiera aplicar a la zona norte del Golfo de California, Argote et al. 1985; generaron un mapa de $\text{Log}_{10}(h/|u|^3)$ a partir de los resultados de un modelo numérico, en donde u es el promedio vertical de la velocidad de la armónica M2 durante un ciclo semidiurno (fig.2). Comparando el mapa de $\text{Log}_{10}(h/|u|^3)$ con las distribuciones de ϕ estos autores indican que valores de $\text{Log}_{10}(h/|u|^3) \sim 2.7$ corresponde a la zona de transición en el extremo norte del golfo.

I.3.-OBJETIVOS.

Con el fin de contribuir al entendimiento de la dinámica de las zonas frontales del Golfo de California, en este trabajo se analiza el comportamiento de la temperatura superficial de una serie anual de imágenes infrarrojas. En este análisis se pretende describir la evolución de la temperatura superficial en las zonas frontales, y establecer si concuerda la posición de máximos gradientes de temperatura superficial con las posiciones de los frentes predichos por el parámetro h/u^3 , como ha sido observado en la plataforma continental europea.

Debido a que la zona de estudio es una área de baja nubosidad la mayor parte del año, este método de observación resulta muy adecuado para alcanzar los objetivos que se persiguen.

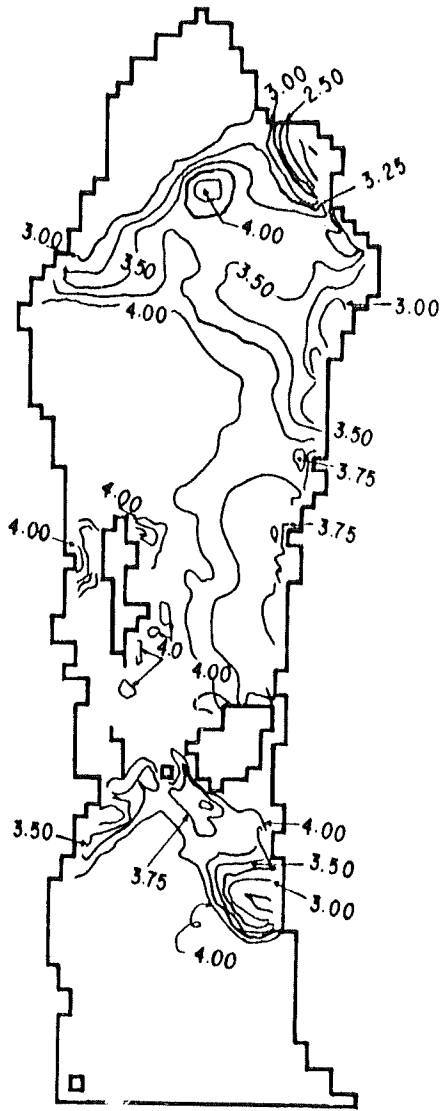


Fig.2 Distribución de $\text{Log}_{10}(h/u^3)$ obtenida a partir de un modelo numérico del Golfo de California. Las unidades están expresadas en $\text{m}^{-2} \text{s}^3$. Tomado de Argote et al., 1985.

II.-PRINCIPIOS FUNDAMENTALES EN LOS QUE SE BASA LA OBTENCION DE IMAGENES INFRARROJAS.

La obtención de datos de temperatura superficial a través de imágenes infrarrojas se basa en el principio de que todos los objetos, excepto aquellos que están a una temperatura absoluta igual a cero, emiten radiación electromagnética o emisión térmica. Un emisor perfecto, o cuerpo negro es aquel que emite a la máxima razón posible. Casi todos los cuerpos emiten algún tipo de radiación, y la razón del espectro de luz (brillo) emitido en una dirección por un cuerpo dado, relativo a aquel emitido por un cuerpo negro, a esto se le nombra emisividad.

La variación de radiación emitida por los cuerpos a la misma temperatura permite distinguir entre diferentes tipos de materiales, por ejemplo: entre agua dulce y salada o entre nieve y tierras heladas (Stewart, 1985).

La energía radiante emitida por un cuerpo negro, descrito por la ley de Planck puede expresarse de acuerdo con Stewart (1985) como:

$$B = \frac{c_1}{\lambda^5} (e^{c_2/\lambda T} - 1)^{-1}$$

donde:

B = energía radiada [$\text{W sr}^{-1} \text{m}^{-2}$]

λ = longitud de onda [m]

T = temperatura absoluta [K]

$c_1 = 2hc^2$; h = constante de Plank [6.63×10^{-34} J s]

$c_2 = h\nu$; ν = frecuencia de radiación [Hz].

III.- IMAGENES INFRARROJAS DEL GOLFO DE CALIFORNIA

III.1.- LA ZONA DE ESTUDIO.

El área de interés en este estudio comprende la parte Norte del Golfo de California; la cual abarca la zona comprendida desde una línea imaginaria que va de Santa Rosalía, B.C.S. a Guaymas, Sonora (28°N), hasta la desembocadura del río Colorado ($31^{\circ} 30' \text{N}$) en el extremo norte del Golfo, como se muestra en la figura 1.

III.2.- IMAGENES DE SATELITE.

Las imágenes que se analizan corresponden a una serie que cubre el periodo diciembre de 1983 a diciembre de 1984 (Tabla I). Estas fueron captadas por el satélite NOAA7 y procesadas en Scripps Satellite Oceanography Facility, en la Jolla, California (USA).

El satélite NOAA7 describe una órbita polar sincrónica con respecto al sol a una altura de 860 km, transmitiendo información de un área particular cada 12 Hrs aproximadamente. Este satélite cuenta con 5 canales para captar información. Para este estudio se analizó información obtenida por la banda 4, la cual capta radiación electromagnética entre $10-13 \mu\text{m}$ con una resolución de 1.1 km. No obstante que es factible obtener dos imágenes por día de la zona de estudio, esto a veces no es posible, por nubosidad, cobertura no adecuada etc., entre otros factores.

TABLA I

IMAGENES INFRARROJAS CON LAS QUE SE LLEVO A CABO
ESTE TRABAJO

MES	NO. /MES	DIA(S)	TOTAL
MARZO	3	9, 22	
ABRIL	1	18	
MAYO	5	7, 17, 22, 25	
JUNIO	0		
JULIO	17	8, 9, 10, 12 24, 25	
AGOSTO	13	3, 4, 5, 20, 21	
SEPT.	15	3, 4, 5, 6, 15, 27	
OCTUBRE	6	15, 17, 18	
NOVIEMBRE	9	2, 18, 19, 20	
DIC. (84)	5	4, 8	
DIC. (83)	5, 6		
ENERO	3	24	
FEBRERO	4	1, 6, 7	
			84 IMAGENES

PROCESAMIENTO DE LAS IMAGENES DE SATELITE.

Las fotografías obtenidas en Scripps fueron reprocesadas tabla I en las instalaciones de la UABC para obtener reproducciones. Para esto se digitalizaron las imágenes utilizando un barredor digital de imágenes.

ANALISIS DE LAS IMAGENES.

El conjunto de imágenes de satélite que se indican en la tabla I fue inspeccionada en forma visual. Se analizó la variación de las estructuras más sobresalientes, tales como las zonas de fuertes gradientes de temperatura, indicadas por los contrastes en las tonalidades de gris. Hacemos notar que este tipo de inspección tiene sus restricciones ya que el contraste utilizado para obtener las imágenes no es constante. Esta variación fué ocasionada por el rango de temperaturas en la zona que cubre la imagen y la presencia de nubes. No obstante estas restricciones dados los fuertes gradientes de temperatura superficial en la zona, es posible establecer rasgos distintivos en su distribución. Además se contó con datos de marea del período de enero a diciembre de 1984, de Bahía de los Angeles, B.C.; San Felipe, B.C. y Puerto Peñasco, Son. Estos datos fueron proporcionados por la sección de mareas del Centro de Investigación Científica Y Educación Superior de Ensenada (CICESE). Los datos de marea de Santa Rosalía, fueron obtenidos de reportes del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M.

IV.- EVOLUCION DURANTE UN CICLO ANUAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DE LA ZONA DE ESTUDIO INFERIDA DE IMAGENES INFRARROJAS.

La característica más sobresaliente al observar las distribuciones de temperatura superficial, fueron las marcadas diferencias de temperatura que presentaron algunas áreas durante el ciclo anual y la persistencia de fuertes gradientes horizontales durante todo el año en zonas de marcados gradientes batimétricos.

Tomando en cuenta lo anterior, se diferenciaron tres áreas las cuales se indican en la figura 3.

A) ZONA NORTE: Esta zona cubre desde la desembocadura del Río Colorado, hasta al norte de Isla Angel de la Guarda ($31^{\circ} 30' N$ a $29^{\circ} 30' N$).

B) ZONA DE LAS ISLAS: Esta zona abarca del norte de la Isla Angel de la Guarda hasta el sur de Isla Tiburón ($28^{\circ} 35' N$ a $29^{\circ} 30' N$).

C) ZONA SUR: Esta zona comprende del sur de Isla Tiburón hasta una línea imaginaria entre Santa Rosalía y Guaymas ($28^{\circ} 35' N$ a $27^{\circ} 30' N$, que es el límite de la zona de estudios).

En general, la distribución de temperatura superficial muestra una marcada variación estacional en la zona norte, mientras que en la zona de las islas y en la zona sur este cambio estacional no es tan evidente. Los rasgos de temperatura superficial más sobresalientes de cada una de las zonas se describe a detalle a continuación.

Por lo que la energía radiada depende de la temperatura de la superficie y de la longitud de onda emitida.

La longitud de onda a la que un cuerpo emite más energía está dada por la ley de desplazamiento de Wien. Esta ley establece que cuando la temperatura del cuerpo aumenta, la emisividad se desplaza hacia el lado de las longitudes de ondas menores, de acuerdo a la siguiente relación :

$$\lambda_{\text{max.}} (\mu\text{m}) = \frac{2898.3}{T^{\circ}(\text{K})}$$

Las longitudes de onda de la radiación solar, considerando que el sol se comporta como un cuerpo negro a una temperatura de 6000 °K, son de ~2 μm a ~2.9 μm (sin considerar que al llegar a la tierra éstas son parcialmente absorbidas y dispersadas). Por otro lado las longitudes de onda de la radiación terrestre neta son de ~4 a 22 μm con un máximo en 17 μm (Stewart, 1985).

La máxima radiación de energía del océano ocurre entre los 9.3 y 10.7 μm, que está dentro del rango de radiación infrarroja es emitida por una "película" de la capa superficial de aproximadamente 1 a 2 mm de espesor. Las longitudes de onda donde la absorción atmosférica, de la radiación del océano, es mínima corresponde a las bandas de 3 a 4 μm y de 10 a 12 μm (denominadas ventanas atmosféricas). Esta es la razón por la cual los radiómetros de los satélites miden la energía de longitudes de onda cercanos a 10 μm.

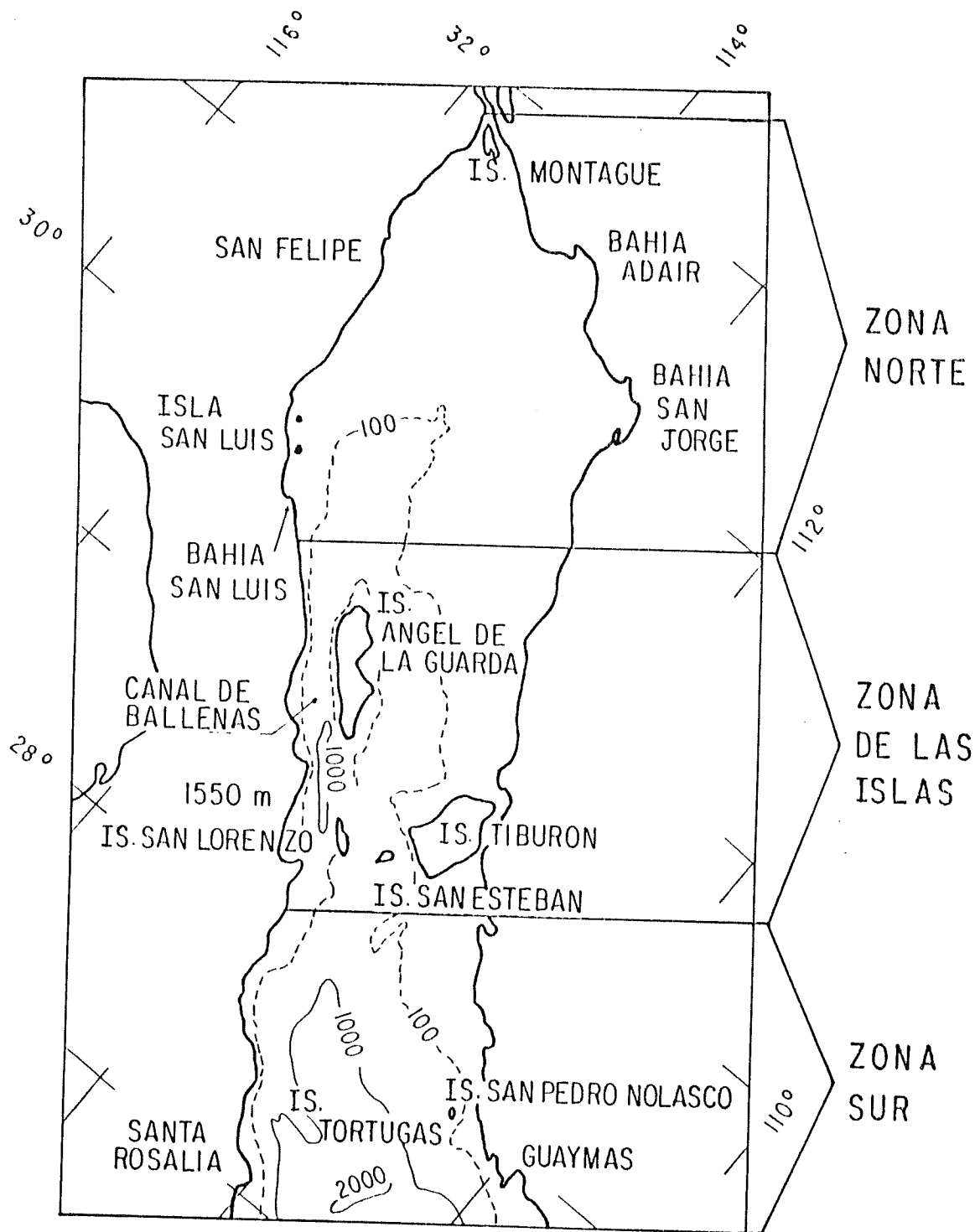


Fig.3 Zonas en las que se dividió el área de estudio en base al comportamiento de temperatura superficial.

IV.1 LA ZONA NORTE.

Esta zona presenta variaciones extremas de temperatura durante un ciclo anual, con temperaturas máximas (T_{max}) durante verano (tonos de gris oscuro en las imágenes) y temperaturas mínimas (T_{min}) en invierno (tonos de gris claro a blanco en las imágenes).

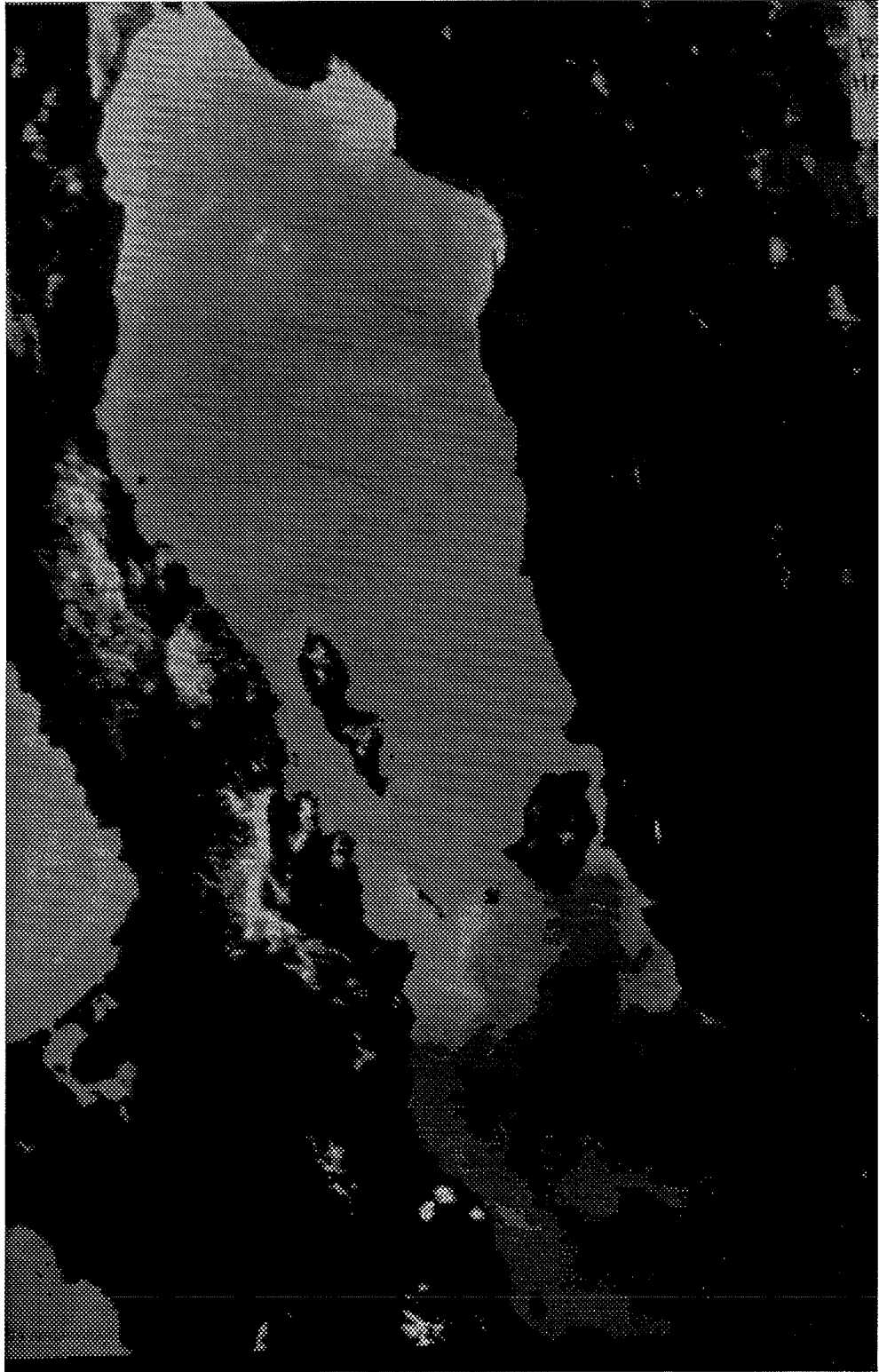
La característica más sobresaliente en la zona norte, es la presencia de una franja costera en forma de media luna, delimitada por un fuerte gradiente horizontal de temperatura superficial. Durante los meses de invierno y de mediados de primavera a principios de verano, esta franja costera se define con mayor claridad en las imágenes. Durante primavera (mayo, fig 4a) esta franja se extiende desde el norte de isla San Luis, Baja California hasta Bahía San Jorge Sonora, no siendo muy evidente su continuidad en la costa de Punta Peñasco. En verano (Fig.4b) la franja se retrae hacia el norte sobre la costa de Baja California y en Sonora su presencia es evidente frente a Punta Peñasco. En invierno su posición sobre la costa de Sonora es similar a la de primavera, mientras que a lo largo de la costa de Baja California presenta su avance máximo hacia el sur, observandose en algunas imágenes (Fig. 4c) que se extiende hasta el sur de Bahía San Luis, Baja California.

Las marcadas fluctuaciones estacionales de temperatura superficial en la franja costera, sugeridas por las imágenes concuerdan con el amplio rango de variación estacional de temperatura indicado por mediciones directas. Frente a la desembocadura del río Colorado se

Fig.4 Imágenes que muestran la presencia en el extremo norte de la "franja costera" a) 25 de mayo de 1984, (primavera), b) 4 de agosto de 1984 (verano), c) 24 de enero de 1984(invierno). Captadas por el satélite NOAA7. La temperatura en la "franja costera" es máxima en primavera y verano (gris oscuro), mínima (gris claro) en invierno. NOAA7) la temperatura en la "franja costera" es máxima (gris oscuro a negro) y b) en invierno (24 -I-84, 16:47 h; NOAA7), la temperatura en esta franja es mínima (gris claro a blanco). c) en verano (4-VIII-84, 15:53 h; NOAA7)







han reportado temperaturas de 12° C en febrero y de $\sim 32^{\circ}$ C en agosto (Alvarez-Borrego et al., 1974; Alvarez-Borrego et al., 1975).

Durante un ciclo anual la franja costera presenta un comportamiento complejo, es claramente visible como se indicó anteriormente durante la mayor parte del año y no es evidente en algunas imágenes de verano.

La evolución anual de esta franja costera se describe a continuación.

Verano

En las imágenes de verano (fig.4c) la franja costera es claramente visible presentando temperatura máxima. Esta franja se extiende a partir de la Isla Montague ~ 185 km a lo largo de la costa de B.C. y ~ 190 km a lo largo de la costa de Sonora, (hasta el sur de Bahía San Jorge), frente a la Isla Montague se observó un gradiente de temperatura hacia mar adentro de ~ 80 km. Se observa también en estas imágenes, áreas de temperatura máxima en las bahías Adair y San Jorge. Al avanzar la estación la temperatura superficial aumenta en toda la zona norte, como resultado de lo anterior en imágenes de mediados de agosto y principios de septiembre la franja costera no es apreciable (fig 5).

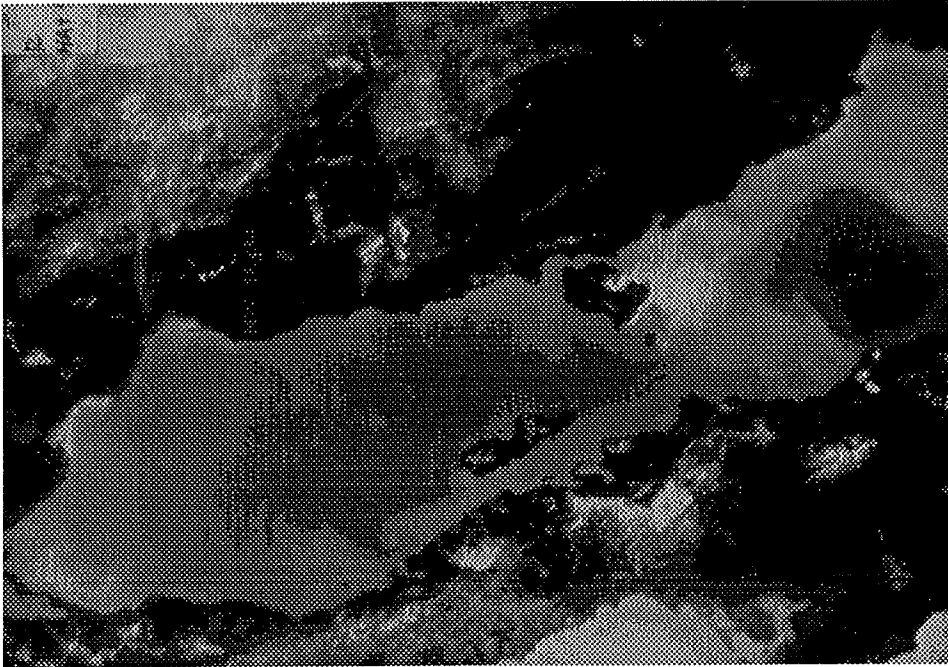
Otoño

Durante este período (fig. 6) la característica más notable es un descenso paulatino de la temperatura superficial, en toda la zona norte en relación a las condiciones de verano. Un descenso más marcado de

Fig.5 Al finalizar el verano (3 de septiembre del 1984), la temperatura superficial es homogénea y en consecuencia la franja costera no es visible. Nótese la baja temperatura superficial en áreas adyacentes a las Islas San Esteban y San Lorenzo.



Fig.6 Durante el otoño (18 de noviembre de 1984) algunas imágenes muestran como característica sobresaliente la presencia de parches de baja temperatura en las zonas más someras de la franja costera.



temperatura ocurre en áreas costeras someras, lo cual es sugerido por parches de temperatura mínima a lo largo de la costa de Sonora, en Bahía Adair y Bahía San Jorge. Durante esta estación se observa un descenso de temperatura en la franja costera de Puertecitos, B.C. hasta El Tornillal, Son. También se observan áreas de baja temperatura alrededor de Isla San Luis, localizada al norte de Bahía San Luis Gonzaga B.C.

Invierno

En invierno (fig. 4c) la franja costera con temperatura mínima (que inicia su desarrollo en otoño) está claramente definida, extendiéndose a lo largo de la costa de Baja California hasta Bahía de San Luis Gonzaga y hasta El tornillal frente a la costa de Sonora, su extensión frente a Isla Montague es de ~70 km. Durante este período las áreas de baja temperaturas en Bahía de Adair, Bahía San Jorge tienden a unirse con la franja costera. La presencia de aguas de baja temperatura en la zona adyacente a Isla San Luis persiste durante estos meses (Figs. 4c, 7 y 8).

Primavera

Durante este período se aprecia un incremento de temperatura en toda la zona norte (Fig. 9), dando como resultado una distribución de temperatura uniforme, y consecuentemente, la franja costera no es apreciable. Además se observa la presencia de pequeños parches de temperatura relativamente elevada en las Bahías Adair y San Jorge en la costa de Sonora. Al avanzar la estación se incrementa más marcadamente la temperatura en la costa observándose la presencia de temperatura máxima en la franja costera (Fig. 4a)

Fig.7 Imagen de invierno (7 de febrero de 1984) en la que se observa baja temperatura en la franja costera y alrededor de Isla San Luis Baja California.

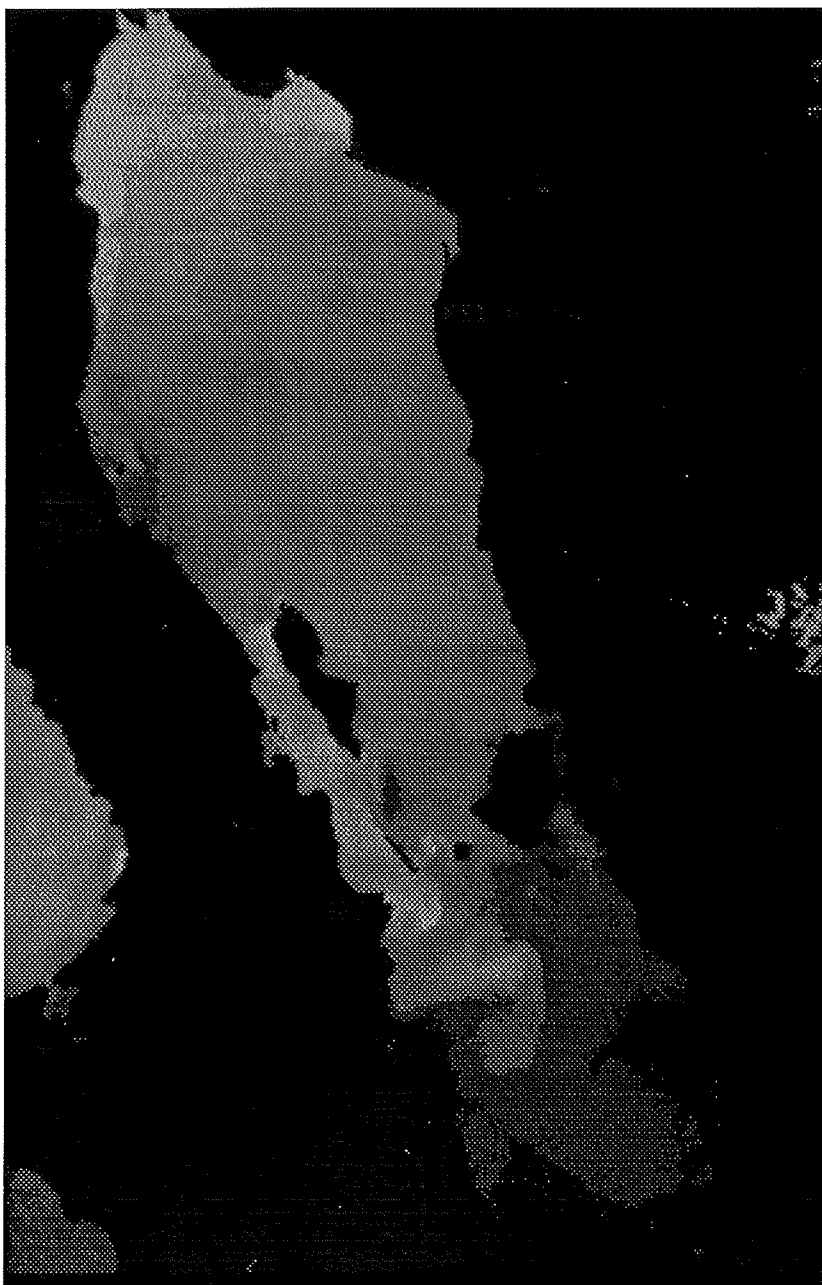


Fig.8 Imagen de invierno (1 de febrero de 1984) en la que se aprecia que la franja costera de baja temperatura se extiende hasta el sur de Isla San Luis.

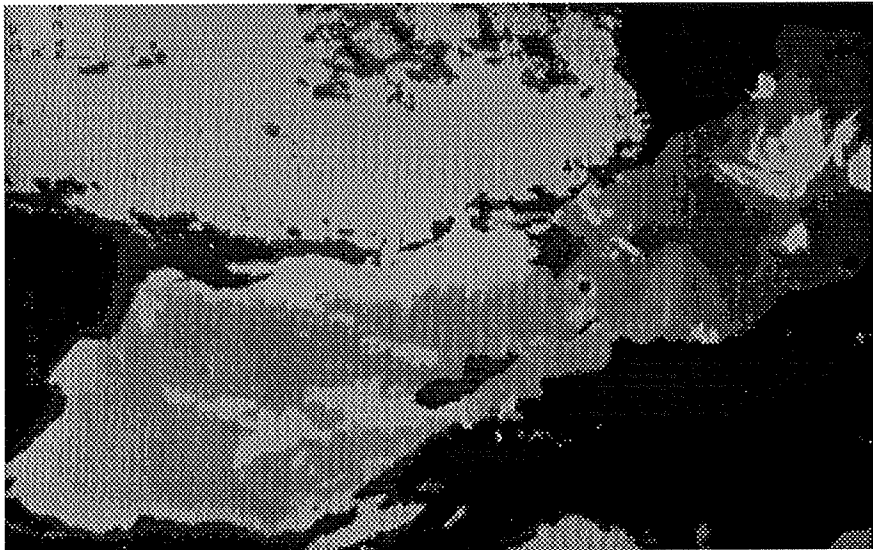


Fig. 9 Imagen de primavera (22 de marzo de 1984) en la que se observa un aumento de temperatura en la zona norte haciendose poco notable la presencia de la franja costera.



IV.2.- LA ZONA DE LAS ISLAS.

En esta zona se ha reportado a partir de observaciones directas, una variación anual de temperatura superficial de 8 °C el cual es mucho menor que el de la zona norte (20° C según Roden 1964).

En contraste con la región norte, la zona de la Islas presenta profundidades mucho mayores (~1500 m en el Canal de Ballenas y ~800 m en la cuenca de San Esteban). En

esta zona se observan parches de baja temperatura de extensión horizontal reducida (centenas de metros) durante todo el año, los cuales presentan gran variabilidad tanto en su extensión como en su forma. Estos parches de baja temperatura se aprecian en los flancos de las islas y en la zona de los umbrales del Canal de Ballenas (figs. 4a, 4b, 6, 7, 8, 9, 10, 11). Las características principales de estos parches se describen a continuación.

1) Canal de Ballenas e Isla San Lorenzo:

Durante todo el año, en el Canal de Ballenas se aprecian en las imágenes aguas de baja temperatura. Estas se extienden desde el umbral norte (que separa el Canal de Ballenas de la cuenca de Delfines) hasta el Umbral de Salsipuedes (figs. 6, 7, 8, 9, 10, 11). La excepción ocurre a finales de primavera y principios de verano (Figs 4a y 12) período durante el cual la parte central del Canal presenta temperaturas mas elevadas que hacia el norte y hacia el sur.

En la costa oeste de Isla San Lorenzo es también apreciable una zona de baja temperatura cuya extensión

Fig.10 En algunas imágenes como la que se muestra en esta figura (17 de mayo de 1984) se observa una "pluma" de baja temperatura adyacente a Isla San Esteban.



Fig.11 En algunas ocasiones como en la imagen del 27 de septiembre de 1984, se observa aguas frías en áreas adyacentes a las islas San Marcos y Tortugas.

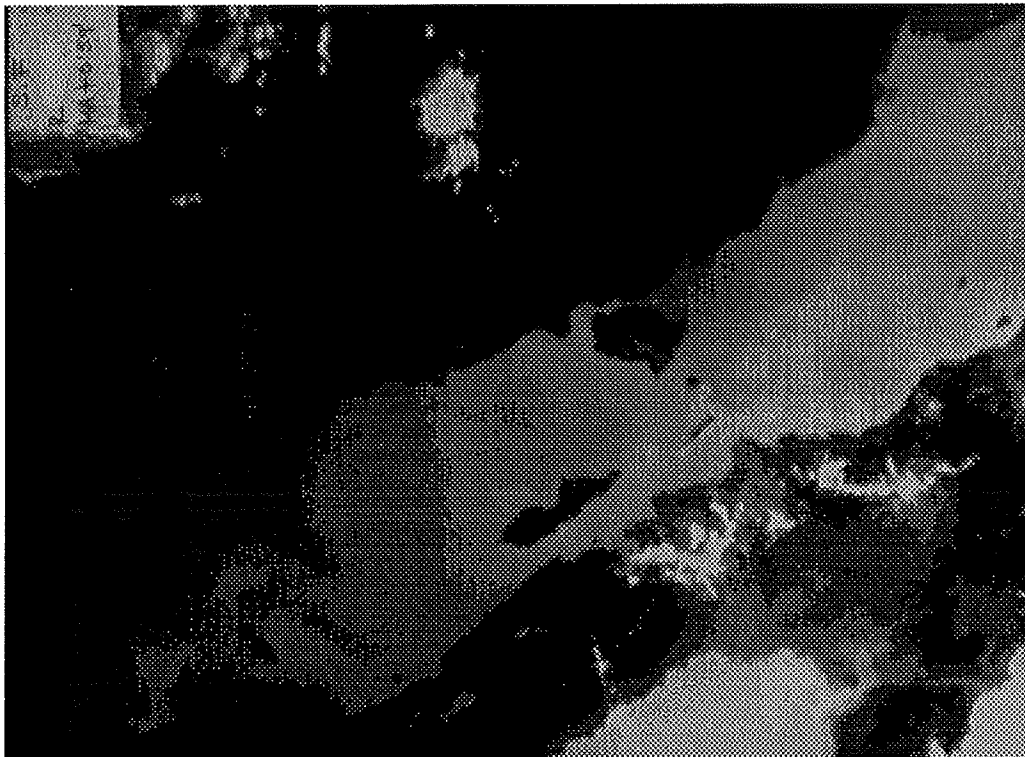
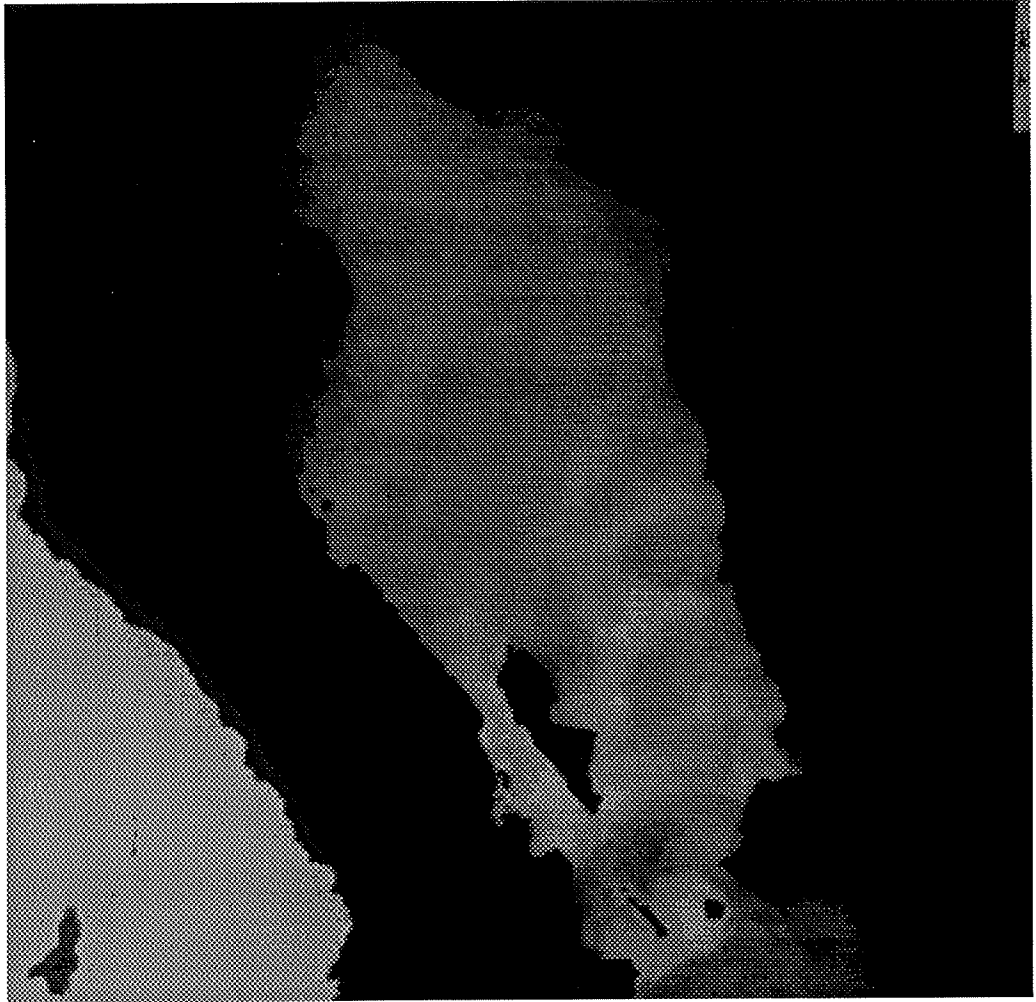


Fig.12 A finales de primavera se puede observar que en la parte central del Canal de Ballenas presenta temperaturas más elevadas que hacia el norte y el sur.



presenta gran variabilidad de ~ 1 km (fig. 4a, 4b) a ~ 30 km (Fig. 10, 12). En algunas imágenes se observa que las aguas de temperaturas mínimas se extiende desde la Isla San Lorenzo hasta la costa de Baja California (figs. 7, 10, 11, 12).

Ocasionalmente se observaron en las imágenes zonas de baja temperatura en la parte central del flanco este de Isla Angel de la Guarda (Figs. 6, 10, 11, 12).

2) Isla San Esteban:

Las imágenes muestran una zona de baja temperatura en el flanco oeste de esta isla (Figs. 4a, 4b, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12). Esta presenta también gran variabilidad en su forma y extensión. En ocasiones se observó en las imágenes una "pluma" de baja temperatura la cual se extiende desde Isla San Esteban hasta Isla San Lorenzo con una longitud >30 km (Figs 4a, 4b, 8, 10, 11, 12).

3) Isla Tiburón:

En el flanco oeste de esta Isla es notable la presencia de aguas de baja temperatura durante primavera, verano y otoño (Figs. 10, 12, y 6 respectivamente). En particular en primavera se aprecia una "pluma" de baja temperatura que se extiende hacia el NW (fig. 10).

El canal de Infiernillo (localizado entre Isla Tiburón y la costa de Sonora), presenta temperaturas extremas durante verano (máxima, Fig. 12) e invierno (mínima, fig. 4b). Este comportamiento es aparentemente la respuesta al ciclo estacional de radiación solar, en virtud de su reducida profundidad (~ 4.0 m)

IV.3.- LA ZONA SUR

Mediciones directas en esta zona indican un rango anual de de temperatura superficial de 15° (15° a 30 °C, Roden 1964), siendo menor que el de la zona norte, y mayor que en la zona de las Islas. Esta zona presenta las profundidades mayores del área analizada (~2000 m en la Cuenca de Guaymas). La característica más sobresaliente observadas en las imágenes son: la presencia de un "giro" durante otoño y en algunas imágenes de invierno, con un diámetro de ~150 km sobre la Cuenca de Guaymas (Figs. 6 y 7). Durante primavera y verano la temperatura en la zona tiende a ser uniforme, y en consecuencia este giro no es evidente (Figs. 5, 10, 11).

También en esta zona en algunas imágenes se observa la presencia de áreas reducidas (16 km) de temperatura relativamente baja, en las zonas adyacentes a las Islas San Pedro Mártir, San Marcos e Isla Tortugas (Figs 4a, 11).

IV.4.- RESUMEN

En general durante el ciclo anual se aprecia una marcada variación de la temperatura superficial en la zona costera en el extremo norte del Golfo (máximo en verano y mínimo en invierno) en forma de media luna. La zona de las Islas presenta como característica sobresaliente la existencia durante todo el año de pequeños parches de baja temperatura. La posición y extensión de estos parches presenta gran variabilidad la cual no esta asociada aparentemente a variaciones estacionales. En la zona sur

durante otoño e invierno se observa un "giro" de ~ 150 km de diámetro ubicado sobre la Cuenca de Guaymas.

V.- COMPARACION DE LA POSICION DE LOS FRENTES TERMICOS Y LA AMPLITUD DE LA CORRIENTE DE MAREA

Al comparar las zonas de máximo gradiente de temperatura superficial con las distribuciones de $\text{Log}_{10} [h/|u|^3]$ predichas a partir de un modelo numérico del Golfo de California (Argote, et al. 1985), se observa una buena concordancia entre los gradientes de temperatura marcados con contornos de $\text{Log}_{10} [h/|u|^3] \sim 3 \text{ m}^{-2} \text{ s}^3$ en la franja costera y de ~ 3.75 a $\sim 4.0 \text{ m}^{-2} \text{ s}^3$ en la zona de las islas.

Dado que la corriente de marea es uno de los factores principales que producen mezcla vertical de la columna de agua, es evidente que variaciones en la magnitud de esta corriente durante mareas vivas y muertas pudiera afectar la distribución de temperatura superficial.

Las principales componentes de marea en el Golfo de California son: las semidiurnas lunar (M_2) y solar (S_2); y las diurnas lunar (M_1) y lunar-solar (K_1). La componente semidiurna M_2 contribuye con un 90 % de la energía de la marea que se disipa en el Golfo (Filloux, 1973).

En el Golfo de California, los valores máximos de la magnitud de la armónica M_2 (0.40 - 0.50 m/s) predichas a partir de un modelo numérico (Argote et al. 1985) ocurren en: el extremo norte, frente a la desembocadura del río Colorado, en Bahía Adair, en los umbrales del Canal de Ballenas y en la zona adyacente a Isla San Esteban. En estas mismas zonas las imágenes muestran marcados gradientes de temperatura superficial. Esto concuerda con lo indicado en estudios anteriores (Roden 1964, Badan

1985, etc.), en donde se sugiere que la mezcla vertical inducida por la marea es uno de los mecanismos responsables de la presencia de áreas de baja temperatura superficial en estas zonas. En contraste, al sur de las Islas y en la Cuenca de Guaymas, en donde la velocidad de corriente de marea es mucho menor ($<.20$ m/s) no se aprecian marcados gradientes de temperatura.

Aparentemente la presencia de fuertes gradientes de temperatura superficial, está asociada a variaciones espaciales de la magnitud de marea y de la profundidad en el área, es decir a $\text{Log}_{10} [h/|u|^3]$.

VI.- ANALISIS DE LA VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA POSICION DE LOS FRENTES TERMICOS Y SU RELACION CON LA VARIABILIDAD DE LA AMPLITUD DE LA CORRIENTE DE MAREA.

Como se estableció anteriormente la mezcla de marea es el factor que aparentemente controla la presencia de zonas frontales, se procedió a establecer si variaciones en la intensidad de la mezcla de mareas durante mareas vivas a mareas muertas y la excursión de estas podría explicar la variabilidad en la posición que muestra algunas zonas frontales en períodos de días.

VI.1.- FLUCTUACIONES DE LA AMPLITUD DE LA MAREA DEBIDO AL CICLO MAREAS VIVAS Y MUERTAS Y SU EFECTO SOBRE LA POSICION DE LOS FRENTES TERMICOS.

Para establecer una medida aproximada de las fluctuaciones de la magnitud de la corriente de marea en el Golfo durante mareas vivas y mareas muertas, consideramos que la magnitud de la corriente inducida por la componente S_2 es $\sim 50\% M_2$, (Grivel, comunicación personal proceso). Entonces la magnitud de las corrientes de marea durante el ciclo mareas vivas-mareas muertas presentará en las zonas de máxima magnitud de la M_2 (0.5 m s^{-1}), fluctuara entre ~ 0.75 a $\sim 0.25 \text{ m s}^{-1}$.

Con el fin de establecer si esta variación en la intensidad de las corrientes de marea, y en consecuencia en la mezcla vertical, afecta las distribuciones de temperatura superficial (y establecer si esto es detectable en las imágenes de satélite), se procedió a

comparar las distribuciones de temperatura superficial de imágenes obtenidas durante mareas vivas y mareas muertas.

Para realizar estas comparaciones se trazaron las posiciones de los gradientes más marcados de temperatura en pares de imágenes obtenidas durante mareas vivas y muertas en un lapso menor a diez días. El error en el trazado de estos esquemas fue estimado delineando la posición de los gradientes en varias ocasiones con diferentes condiciones de iluminación. A partir de estos ensayos se estimó un error en el trazado de la posición del máximo gradiente de temperatura de ± 5 km.

En la figura 13 se muestran tres diagramas de la posición del gradiente de temperatura superficial que delimita la franja costera y el de Bahía Adair, durante mareas vivas y mareas muertas. La posición del máximo gradiente de temperatura fue trazado con línea continua a partir de las imágenes de satélite obtenidas durante mareas vivas y con línea punteada el trazado a partir de imágenes obtenidas durante mareas muertas. Los tres diagramas corresponden a posiciones del frente durante mareas vivas y muertas en los meses de febrero (días 1 y 7), mayo (días 7 y 17) y octubre (días 15 y 18) de 1984. En estas figuras es evidente que la posición geográfica de este gradiente no presenta fluctuaciones marcadas durante el período de mareas vivas a mareas muertas, ya que en general su cambio de posición es del orden del error en el trazo (~ 5 km). Sin embargo se observan fluctuaciones en su extremo sur (hacia el sur) durante mareas vivas, en los diagramas de mayo y octubre. Esto es la franja costera esta más extendida durante mareas vivas. Para explicar estos movimientos del frente es necesario conocer detalladamente la distribución de la armónica S_2 . Aparentemente en esta

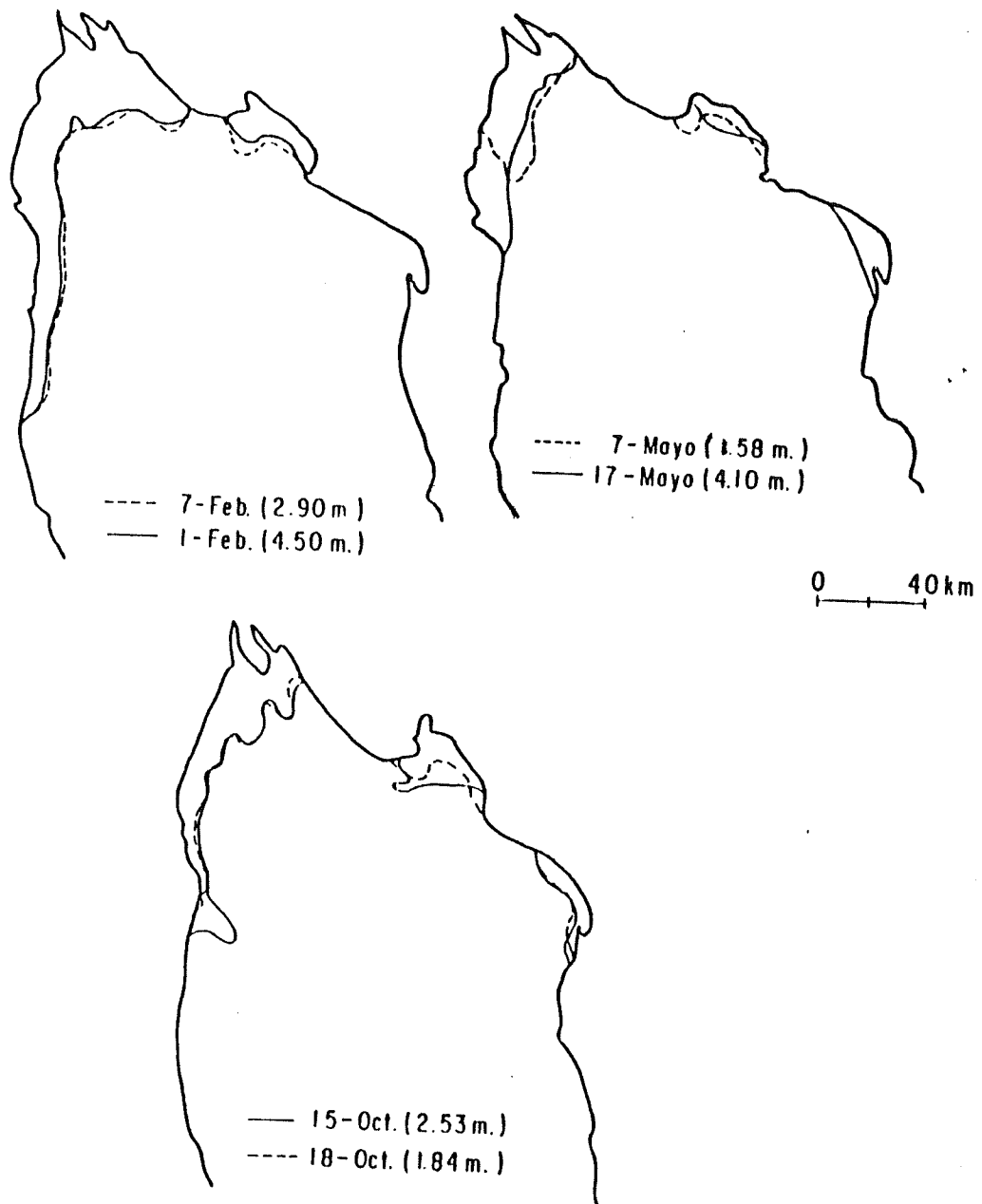


Fig. 13 Diagramas de la posición de frentes de temperatura superficial en la zona nortetrazados a partir de imágenes de satélite. La línea punteada indica la posición del frente durante marea muerta y la continua la posición durante marea viva. El número dentro de los paréntesis indica el rango de marea correspondiente a la fecha en que fué captada la imagen. No se observa una variación en la posición de los frentes como respuesta al ciclo marea viva-marea muerta en el diagrama de febrero (invierno). Sin embargo en mayo y octubre (primavera y otoño) se observa en el extremo sureste de la franja costera un avance hacia el sur durante mareas vivas.

zona la armónica S_z pudiera tener una considerable contribución a la mezcla vertical, pero con la información disponible no es posible establecer esto de forma definitiva.

En contraste con la zona norte, en las áreas adyacentes al Canal de Ballenas e Isla San Esteban, la posición de los gradientes de temperatura superficial durante mareas vivas y mareas muertas mostraron cambios significativos. En las Figs. 14 y 15 se muestran secuencias de imágenes de febrero y de mayo durante mareas vivas y mareas muertas. En general en éstas imágenes, se aprecia un incremento en la extensión de áreas de baja temperatura alrededor de isla San Esteban durante los períodos de mareas vivas (fig 14b), y una reducción durante mareas muertas (Fig 14d).

En particular, en Isla San Esteban durante mareas vivas (Figs 14b y 14c) el contraste entre la zona de baja temperatura y la zona adyacente es más marcado y se aprecia un incremento en la extensión de la zona de baja temperatura en comparación con mareas muertas (fig. 14d). Algunas imágenes muestran la presencia de una "pluma" de ~20 km de longitud en esta isla la cual aparentemente no está asociada a mareas vivas (fig. 14a). Esto tal vez sea el resultado de advección como ha sido observado en las islas de Scilly en el mar Celta por Argote (1983).

En el Canal de Ballenas, durante mareas muertas se aprecia una tendencia a aumentar la temperatura en la zona comprendida entre la parte sur de isla Angel de la Guarda, y la parte norte de isla San Lorenzo (vease rangos de marea en Tabla II y figs. 4a 4b, 12, 14a y 14d, 15b). Lo anterior contrasta con las distribuciones de temperatura

superficial durante las mareas vivas (figs. 6, 7, 8, 10, 11, 15a, 14b, 14c) , período durante el cual la zona de baja temperatura se extiende desde el extremo norte de isla Angel de la Guarda hasta Punta San Francisquito.

Fig. 14 Secuencia de imágenes de invierno que corresponde a las siguientes fechas a) 24 de enero de 1984 b) 1 de febrero de 1984 c) 6 de febrero de 1984 y d) 7 de febrero de 1984. Los rangos de marea correspondientes a las fechas de estas imágenes se muestran en la tabla II. Durante mareas muertas (figs. a y d) la extensión del área de baja temperatura en la vecindad de Isla San Lorenzo es mínima. En contraste durante mareas vivas (fig. b y c) la extensión de dichas áreas es mayor.

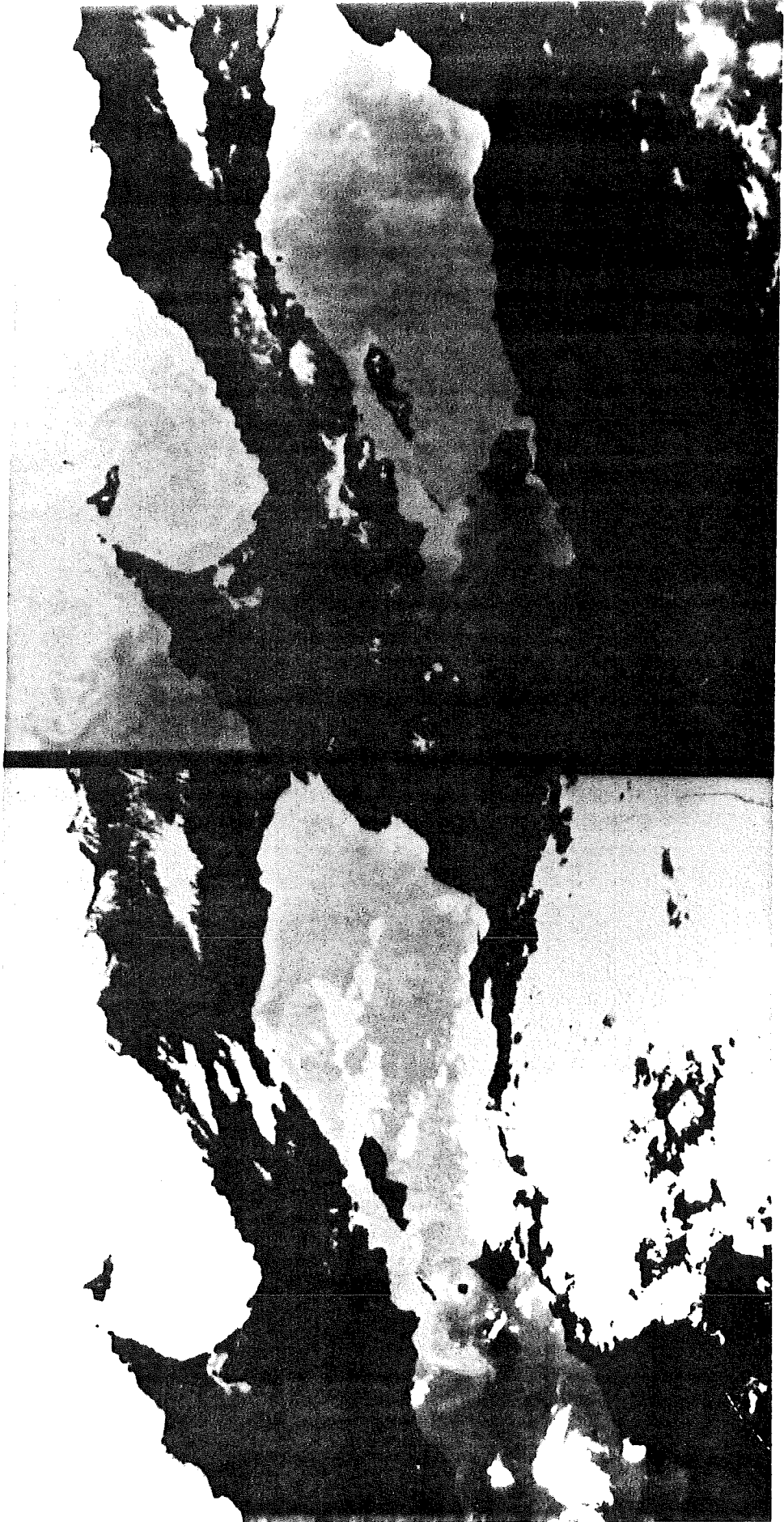
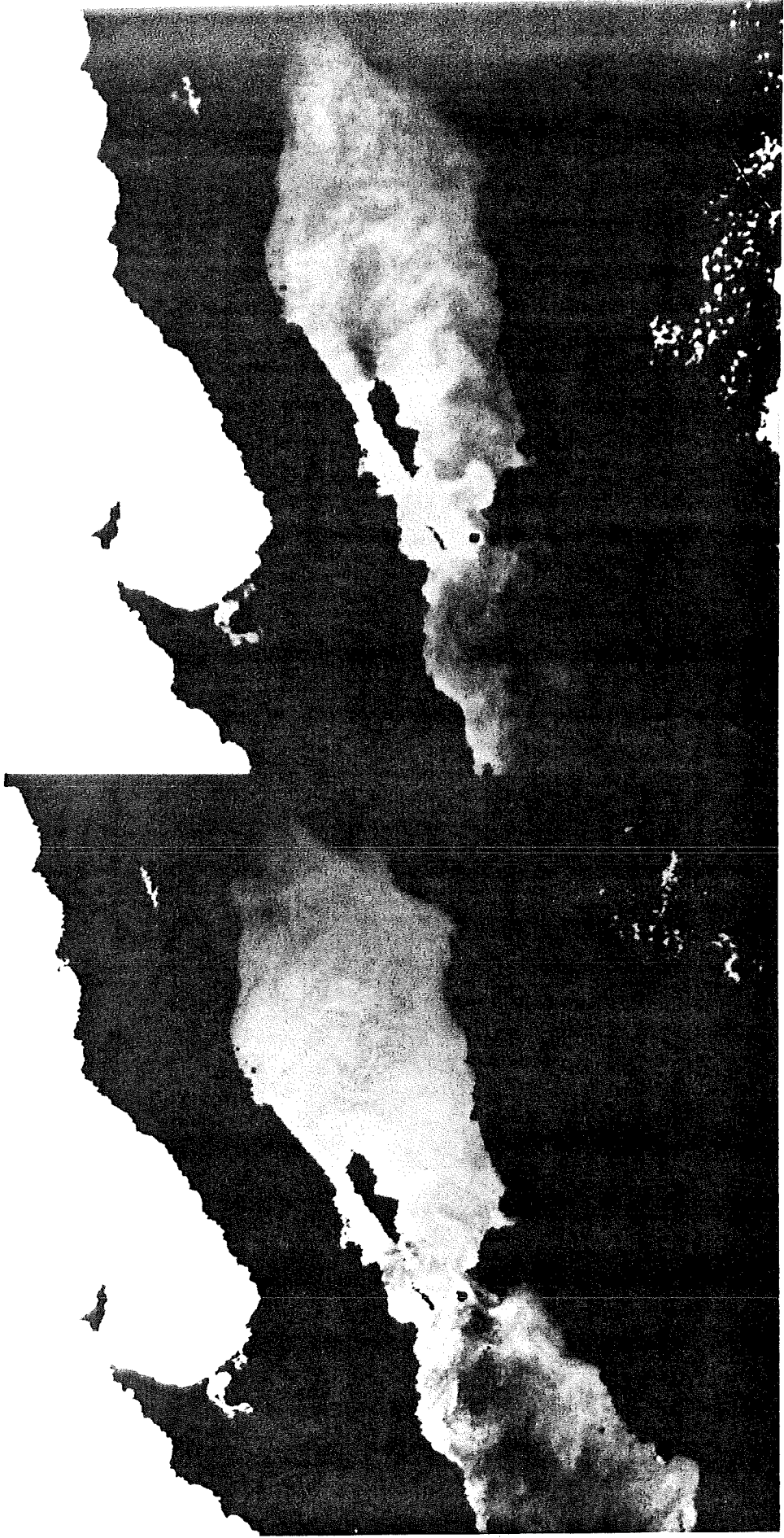


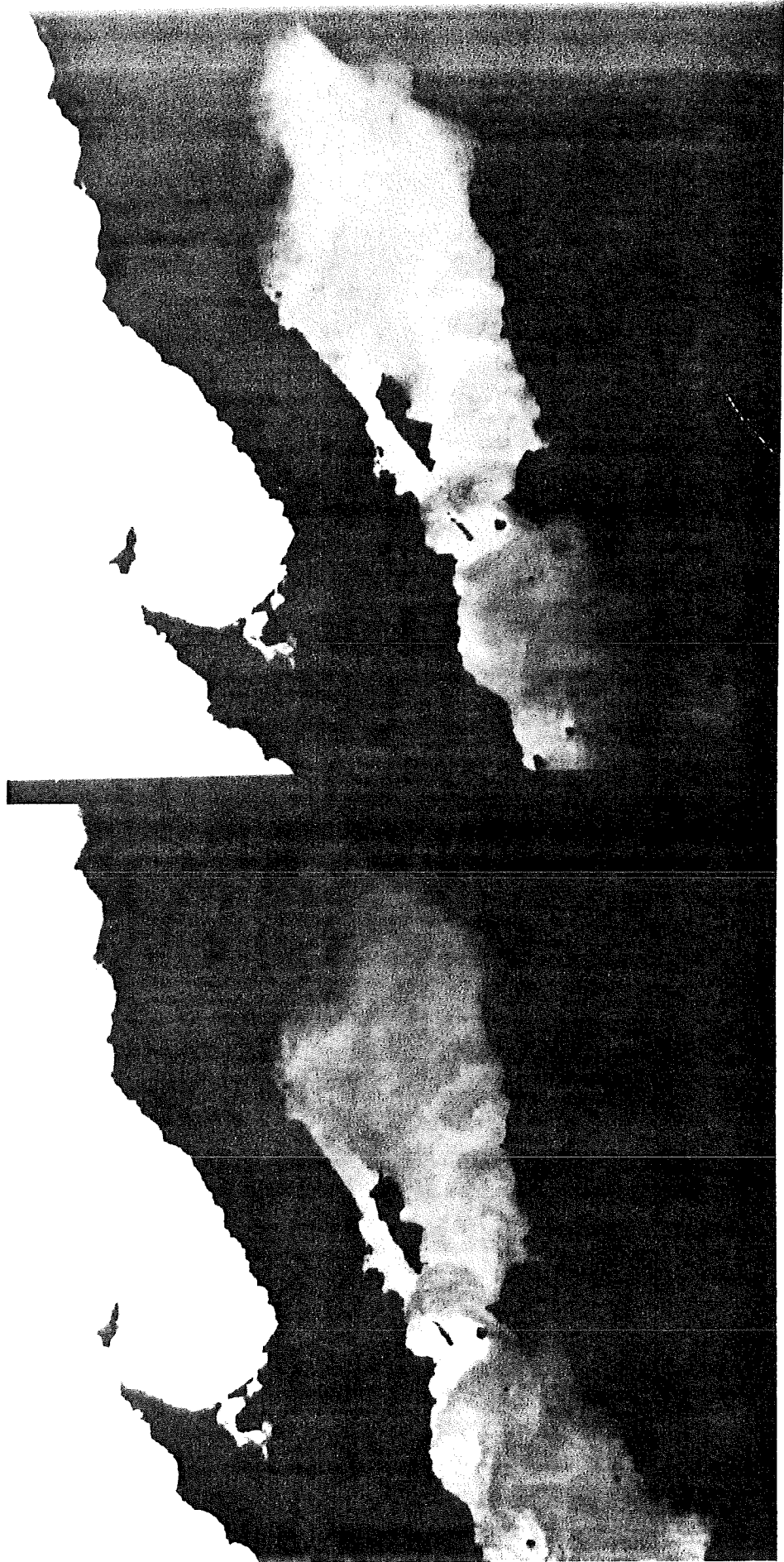


Fig. 15.- Secuencia de imágenes de primavera (mayo), correspondientes a las siguientes fechas. a) 17 de mayo de 1984 b) 7 de mayo de 1984 c) 22 de mayo de 1984 d) 25 de mayo de 1984. El rango y la excursión de mareas correspondientes a estas imágenes se muestran en la tabla II.

En estas imágenes se aprecia que durante mareas vivas la extensión de la zona de baja temperatura, adyacente a isla San Esteban, es de mayor extensión y el gradiente que las delimita es más pronunciado.

El incremento en el gradiente de temperatura en comparación con mareas vivas-muertas (fig.b). El incremento en el gradiente de temperatura al incrementarse el rango de mareas es claramente evidente en las imágenes 13c (0.36) y 13d (-0.34). Nótese el desplazamiento hacia el norte de la zona de baja temperatura adyacente a isla San Esteban (Fig 13a) observado durante la excursión máxima de mareas también hacia el norte ($D_{m2}=0.99$) en comparación con la 15b en donde la excursión de la marea hacia el sur ($D_{m2}=-0.60$) con excursiones menores hacia el norte y sur fig.c ($D_{m2}=0.36$) y fig.d ($D_{m2}=-0.34$) la zona de baja temperatura adyacente a San Esteban se extiende hacia Isla San Lorenzo.





VI.2 EFECTO DEL FLUJO Y REFLUJO (EXCURSION) DE LA MAREA SOBRE LA POSICION DE LOS FRENTES TERMICOS.

Con el fin de establecer hasta que punto la advección inducida por la excursión de marea, contribuye a la variabilidad de la posición de las zonas de marcados gradientes de temperatura superficial, se estimó el desplazamiento de la columna de agua inducido por la advección de la marea en el momento en que fueron tomadas las imágenes. Para esto se desprecian los intercambios de propiedades de una parcela de agua con las parcelas adyacentes, es decir se consideró que las propiedades de la columna de agua se mantienen constantes al oscilar la columna de agua durante el flujo y el reflujo.

La excursión de la marea (E), se estimó a partir de la siguiente relación:

$$E = U/w \dots \dots \dots (1)$$

donde:

U = velocidad de la corriente de marea

w = frecuencia del armónico considerado

A partir de la magnitud de la velocidad de la M2 predichas numéricamente, se estimó la excursión de marea para las zonas en donde se observaron los gradientes de temperatura máximos.

En estas zonas la velocidad promedio de la M2 es de $\sim 0.5 \text{ms}^{-1}$ obteniéndose E ~ 3.5 km. Por otra parte la

aumentaría a $E \sim 5$ km. Es evidente que debido a que la excursión de la marea es aproximadamente igual a la incertidumbre en la posición estimada de los gradientes de temperatura, no es posible establecer si las variaciones de los gradientes de temperatura son inducidos por la advección de la marea.

No obstante, se realizó el ejercicio de estimar la excursión relativa y analizar visualmente las imágenes, con el fin de establecer si las fluctuaciones en la posición de las zonas de gradiente son del orden de la excursión de la marea. A continuación se indica el procedimiento.

La excursión relativa en el momento en que se captaron las imágenes de satélite, se obtuvo por medio de la siguiente relación:

$$D_{mz} = \cos\left(\left(\frac{2\pi}{\omega}\right)\Delta t\right) \dots \dots \dots (2)$$

donde:

ω = frecuencia del armónico M_2

Δt = diferencia de tiempo entre la marea media y la hora del pase del satélite.

Los valores de la excursión relativa (Tabla II) fluctúan de 1 a -1. $D_{mz} = 1$ representa el desplazamiento máximo durante el flujo (hacia el norte) y $D_{mz} = -1$ desplazamiento máximo durante reflujo (hacia el sur).

Los valores de desplazamiento estimado para cada una de las imágenes se muestra en la Tabla II. A partir de esta tabla se eligieron dos imágenes de fechas lo más cercanas

TABLA II

IMAGENES INFRARROJAS, RANGO DE MAREA
Y DESPLAZAMIENTO

FECHA	RANGO DE MAREA		DESPLAZAMIENTO	
	S. F.	B. A.	S.F.	B.A.
24 ENERO	2.71	1.68	0.87	-0.09
01 FEB.	4.55	0.82	0.37	0.02
06 FEB.	3.40	1.85	0.95	0.99
07 FEB.	2.89	2.07	0.84	0.96
09 MARZO	2.06	2.24	0.88	0.93
22 MARZO	2.43	1.86	0.94	0.93
18 ABRIL	4.38	1.66	-0.98	0.99
07 MAYO	1.58	1.32	-0.60	0.98
17 MAYO	4.10	1.35	0.99	0.92
22 MAYO	1.13	1.14	0.36	-0.93
25 MAYO	2.83	1.04	-0.34	-0.22
08 JULIO	3.21	1.08	-0.75	-0.74
10 JULIO	4.19	0.59	0.31	0.10
12 JULIO	4.69	0.57	0.85	0.81
24 JULIO	2.68	1.24	-0.69	-0.56
25 JULIO	3.96	1.00	0.20	0.28
03 AGOSTO	2.57	1.75	0.10	0.28
04 AGOSTO	1.87	1.78	-0.65	-0.44
05 AGOSTO	1.92	1.25	-0.60	-0.35
20 AGOSTO	0.97	2.06	-0.64	0.38
21 AGOSTO	1.46	1.69	-0.77	-0.72
03 SEP.	1.40	1.69	-0.98	-0.83
04 SEP.	2.23	1.46	-0.60	-0.65
05 SEP.	2.85	1.59	-0.25	-0.25
06 SEP.	3.62	0.98	0.19	0.09
27 SEP.	5.59	1.72	0.88	0.79
15 OCT.	2.53	1.87	0.99	0.91
17 OCT.	1.19	1.60	0.98	0.91
18 OCT.	1.84	1.42	-0.88	0.98
02 NOV.	2.59	1.14	-0.55	-0.71
18 NOV.	3.93	1.05	-0.73	0.87
19 NOV.	4.40	0.87	-0.37	-0.57
20 NOV.	5.03	0.86	-0.09	-0.26
08 DIC.	4.56	1.23	0.01	-0.23

posibles en las que se presentaran diferencias máximas de desplazamiento. Diferencias máximas de D_{m2} entre flujo y reflujo máximo ($D_{m2} = -1$ y $D_{m2} = 1$) producirían un desplazamiento máximo de 10 km.

En la figura 16 se muestra la posición del gradiente de temperatura en la zona norte del Golfo, durante las fechas lo más cercanas posibles y que presentaban diferencias máximas en desplazamiento.

Los desplazamientos relativos en los dos pares de posiciones indicados en el diagrama producirían una diferencia en la posición de una columna de agua de ~8 km (mayo) y ~10 km (octubre). En estos diagramas se aprecia frente a la desembocadura del río Colorado y a Bahía Adair una diferencia máxima en posición del gradiente de ~15 km en ambos casos. Dado que el error en la ubicación del gradiente (± 5 km), es del orden de la excursión de la marea, es evidente que no es posible establecer hasta que punto esta diferencia en la posición del gradiente de temperatura es producida por la excursión o el error en el trazo, a excepción de la porción de la franja costera ubicada frente la costa de Baja California en la que la diferencia fue de ~25 a 38 km.

En la zona de las islas, en contraste con el extremo norte, se aprecia una gran variabilidad en la extensión de las zonas de baja temperatura. Las diferencias en la posición de los gradientes de temperatura son mayores que la excursión de marea.

Comparaciones entre la posición del gradiente obtenido de las imágenes de mayo muestran diferencias de ~29 km en

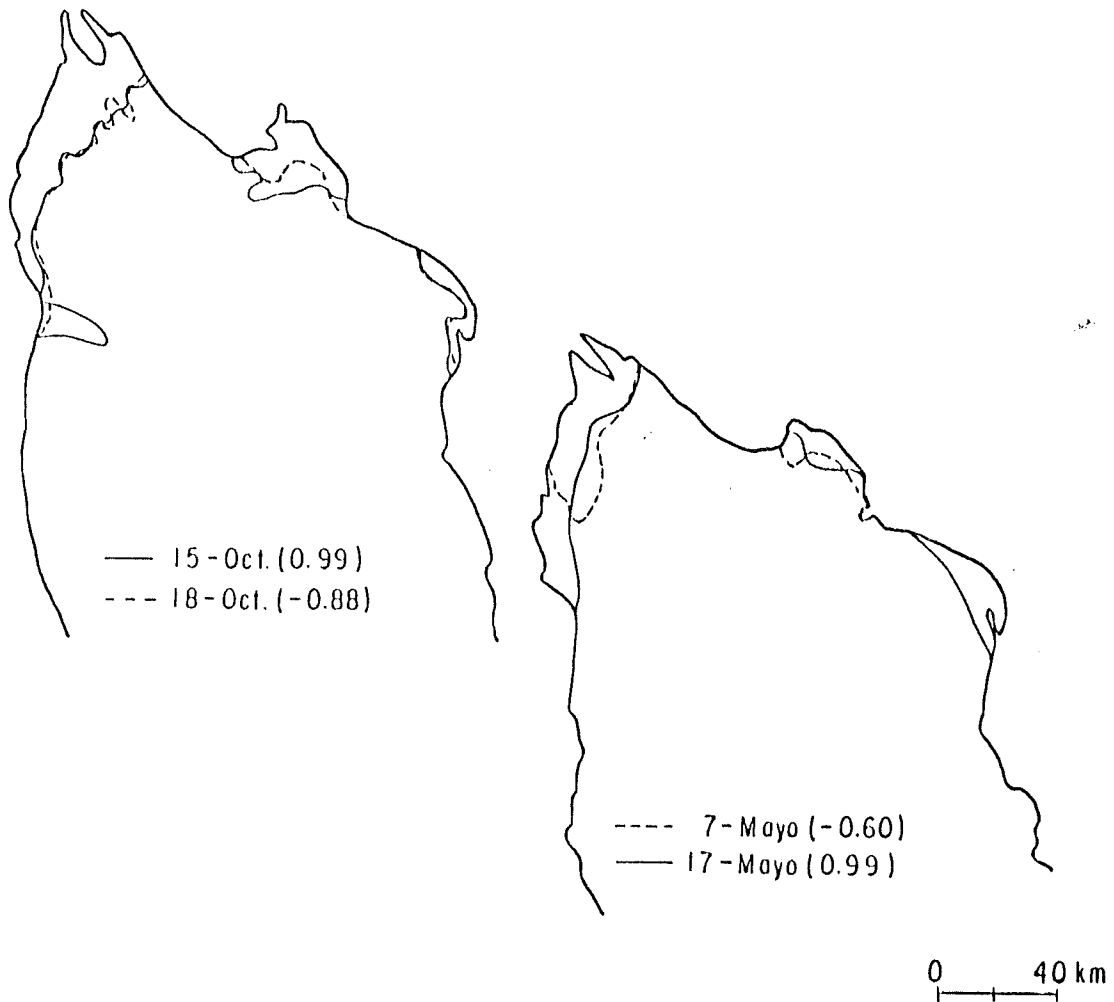


Fig. 16 Diagramas en las que se muestra la posición de los frentes de temperatura superficial trazados a partir de imágenes de satélite. La línea continua corresponde a la posición del frente trazado cuando la marea presenta excursión hacia el norte y con línea punteada cuando se presenta excursión hacia el sur. Los números indicados dentro del paréntesis indican la excursión relativa de la marea. No se aprecian desplazamientos de la posición del frente hacia el norte o hacia el sur. Únicamente sobresale el desplazamiento en el extremo sureste de la franja costera asociado al ciclo mareas vivas-mareas muertas como se indicó en la figura 13.

Punta San Francisquito (entre el 7 y el 17 de mayo) y de 28 km en isla San Esteban. La excursión de marea, una diferencia en la posición de este gradiente de ~ 10 km, y posibles errores por el método empleado podrían producir un desplazamiento adicional de ~ 5 km. En los esquemas del mes de octubre, la diferencia entre la posición de los gradientes de temperatura presentes sobre el Umbral Delfines, es de ~ 26 km, en Umbral sur del Canal de Ballenas de ~ 34 km, y en Isla San Esteban es de ~ 31 km.

Aparentemente para explicar diferencias en la posición del gradiente de ~ 29 km otros factores tienen que ser considerados. Un posible mecanismo pudiera ser advección paralela a la zona frontal, las cuales de acuerdo con los resultados obtenidos en otras zonas de frontales pueden producir marcadas distorsiones en áreas frontales (Argote 1983).

VI.3.-RESUMEN

En la franja costera ubicada en el extremo norte del Golfo y en la zona Sur, no se pudo establecer una respuesta de la posición geográfica de los gradientes de temperatura, asociada a la fluctuación de las corrientes de marea durante el ciclo de mareas vivas-mareas muertas, ni a la excursión de la marea. La excepción ocurre en la porción suroeste de la franja costera, adyacente a la costa de Baja California, en la cual durante primavera y otoño se observó un cambio en la posición geográfica del frente asociada al ciclo de mareas vivas-mareas muertas.

En la zona de las Islas se observó una correspondencia entre la extensión geográfica de las zonas de baja

temperatura superficial y las variaciones en la intensidad de las corrientes de mareas durante mareas vivas-mareas muertas. Especialmente en los flancos de isla San Esteban, se aprecia claramente un incremento de la zona de baja temperatura durante mareas vivas

Las diferencias en la posiciones de los gradientes, mayores que la excursión de la marea sugieren el efecto de otros factores los cuales no se analizan en este estudio, como corrientes residuales inducidas por mareas, esfuerzo del viento o distribuciones de densidad.

V.- DISCUSION Y CONCLUSIONES.

El Golfo de California presenta fuertes gradientes horizontales de temperatura, amplitud de corrientes de marea, así como un alto flujo de calor y un marcado cambio estacional en la dirección e intensidad del viento. Lo anterior aunado a gradientes batimétricos suaves en la parte norte y fuertes gradientes en cuencas profundas y canales irregulares en la parte sur da por resultado una amplia variación en su dinámica.

A partir del análisis de una serie anual de imágenes infrarrojas se observó durante un ciclo anual, una marcada diferencia en la evolución entre las distribuciones de temperatura superficial durante un ciclo anual en las siguientes áreas.

- a) Zona norte
- b) Zona de las Islas
- c) Zona sur

a).-Zona norte.

En la zona norte se observó como característica sobresaliente, un marcado gradiente de temperatura superficial en la zona norte, el cual delimita una franja costera en forma de media luna. Este gradiente no es evidente en algunas imágenes de finales de verano. La franja costera se extiende desde Bahía San Luis Gonzaga (B.C.) hasta El Tornillal (Son.), presentando una extensión máxima hacia mar adentro de ~80 km frente a Isla Montague, y ~10 km en sus extremos. En general la posición del gradiente, presenta un retroceso hacia la

costa durante el invierno y durante verano avanza hacia mar adentro.

La profundidad media en donde se observa el gradiente que delimita la franja costera durante verano, es de ~ 40 m. La magnitud de la corriente de marea (M2) en esta zona es de $\sim 30 \text{ m s}^{-1}$. En zonas de profundidades menores la magnitud de la marea se incrementa hasta $\sim 65 \text{ m s}^{-1}$ frente a isla Montague y disminuye marcadamente hacia mar adentro al aumentar la profundidad (Durazo, 1989). En invierno la franja costera presenta temperatura mínima y una distribución espacial similar a la de verano. Únicamente frente a Isla Montague, la posición del gradiente se desplaza hacia la costa en ~ 20 km en promedio, en relación a su posición en verano. La posición del frente que delimita la franja costera concuerda con la posición predicha por el parámetro $\text{Log}_{10}(h/u^3) = 3.0 \text{ m}^{-2} \text{ s}^3$, por Argote et al. (1985).

A finales del verano la temperatura en la zona norte es homogénea, y en consecuencia, la franja costera no se aprecia. Esta distribución homogénea de temperatura puede deberse a que, en la zona norte del Golfo cuando el flujo de calor a través de la superficie es hacia el océano; las aguas someras aumentan su temperatura más rápidamente que las más profundas. La mezcla combinada de el viento y la marea en la costa actúan redistribuyendo calor hacia las capas subsuperficiales. En estas condiciones el contenido de calor de la columna de agua costera es mayor que hacia afuera de la costa, dando lugar a una transferencia horizontal de calor hacia fuera de la costa a través de las capas superficiales. Esta transferencia horizontal de calor da como resultado una distribución homogénea en la temperatura superficial (Durazo, 1989).

Estudios previos de esta zona indican que en la franja costera prevalecen condiciones de mezcla vertical durante todo el ciclo anual como resultado de mezcla vertical de mareas y viento (Argote et al., 1985; Durazo, 1989).

Los resultados de este trabajo indican, que la distribución de temperatura superficial, no puede considerarse como un indicador de las condiciones de estratificación de la columna de agua durante todo el año. Como se indicó anteriormente, a finales de agosto y principios de septiembre, se observó una distribución de temperatura superficial homogénea, desde la desembocadura del Río Colorado hasta el sur de las Islas. No obstante mediciones directas indican que existen condiciones de mezcla en la costa y de estratificación fuera de ella (Argote 1985, Durazo, 1989).

La posición geográfica del gradiente de temperatura que delimita la franja costera permanece constante durante el ciclo mareas vivas-muertas, en las épocas en las que el gradiente está más claramente definido (verano e invierno). Sin embargo durante otoño y primavera el extremo surcoeste de la franja costera (frente a Baja California), muestra un avance hacia el sur durante mareas vivas y un retroceso durante mareas muertas, de ~ 20 a ~30 km de amplitud.

Lo anterior puede deberse a que durante verano e invierno el gradiente horizontal de estratificación es mayor y esto inhibe las oscilaciones del frente como respuesta al ciclo marea viva-marea muertas. Por otra parte durante otoño y primavera cuando el gradiente de horizontal de

estratificación es débil, el frente responde a las variaciones de la intensidad de mezcla producidas por el ciclo mareas vivas-muertas (Simpson 1981, Bowers 1982, Argote 1983).

Es importante hacer notar, que no obstante que en las imágenes analizadas en este trabajo no se observó un cambio en la posición geográfica del gradiente horizontal asociado al ciclo mareas vivas-muertas a excepción del extremo suroeste de la franja costera, Paden (1990) partir de análisis digital de imágenes de esta misma zona, indica que existe un incremento en los gradientes horizontales de temperatura durante mareas vivas.

Por otra parte estudios de frentes de mares someros, indican que la posición de frentes que delimitan áreas verticalmente mezcladas y estratificadas pueden ser desplazadas por advección débil ($\sim 0.01 \text{ m s}^{-1}$), cuando la corriente es perpendicular a las zonas frontales (Dooley, 1981; Argote, 1983). En nuestro caso, el frente que delimita la franja costera en general no muestra variaciones en su posición mayores que la excursión de marea. Esto sugiere, que no obstante que pudieran presentarse corrientes residuales intensas en esta zona, éstas posiblemente sean paralelas al gradiente que delimita la franja costera.

b).-Zona de las islas.

Esta zona se caracteriza por la presencia de áreas de extensión geográfica reducida de baja temperatura sobre todo en, el Canal de Ballenas, y en los flancos de la Islas San Esteban, San Lorenzo y Tiburón. Las zonas de baja temperatura no muestran variabilidad asociada al

ciclo estacional ya que persisten durante todo el año, en contraste con la franja costera, que presenta temperaturas máximas en verano, mínimas en invierno y que además no se observa en algunas épocas del año.

La característica más sobresaliente de estas estructuras es la gran variabilidad que presentan en su extensión durante períodos de tiempo del orden de días. Algunas de estas áreas de baja temperatura corresponden a regiones en donde la distribución de $\text{Log}_{10}(h/u^3)$ de Argote et al. (1985) indica valores de 3.5 a $3.75 \text{ m}^{-2} \text{ s}^3$. Estas zonas corresponden a los umbrales norte y sur del Canal de Ballenas y a al flanco oeste de isla San Esteban. Mediciones directas de esta zona indican que durante todo el año persisten condiciones de estratificación en esta zona, lo cual concuerda con los valores de $\text{Log}_{10}(h/u^3)$ mayores que el la franja costera.

En contraste con la zona norte, los gradientes que delimitan los parches de baja temperatura en la zona de las Islas, tiene una marcada respuesta a variaciones de la magnitud de las mareas. En particular en Isla San Esteban, la zona de baja temperatura presenta una área de menor extensión durante mareas muertas y un aumento notable en su extensión en mareas vivas (Capítulo IV). La respuesta de estos frentes al ciclo mareas vivas-muertas puede deberse a que en esta zona los gradientes horizontales de estratificación son mas débiles durante todo el año, en comparación con la franja costera.

La gran variabilidad de la extensión de la zonas de baja temperatura adyacentes a la Islas no son explicados completamente como resultado de las fluctuaciones de

mezcla vertical debida al ciclo mareas vivas-muertas, ya que su posición presentan variaciones marcadas al comparar dos imágenes obtenidas durante mareas vivas (o muertas). Variaciones en la posición del gradiente que delimita las zonas de baja temperatura, mucho mayores que la excursión de mareas, como es el caso de la pluma observada en Isla San Esteban, pudieran ser el resultado de procesos advectivos. Ya que las áreas de baja temperatura en esta zona se presenta en forma de parches, las corrientes residuales en cualquier dirección pueden ser perpendiculares a los frentes, e inducir un efecto notable en su posición y extensión, como lo indican los resultados de Dooley (1981) Simpson et al. (1982) y Argote (1983). No se profundizó el análisis de este efecto ya que está fuera de los objetivos de este estudio, pero en virtud de las intensas de corrientes (3 ms^{-1}) observadas en el Canal de Ballenas (Alvarez et al. 1984), la circulación residual en esta zona parece ser el mejor candidato para explicar la gran variabilidad en la extensión de las zonas de baja temperatura adyacente a las Islas.

c).-Zona sur.

En la zona Sur la característica más notable es un gran "giro" (Fig. 6) el cual se aprecia como zona de agua calida en la parte central de la cuenca de Guaymas y temperatura marcadamente mas baja en su periferie, durante otoño e invierno. En algunas imágenes de primavera y verano no observa claramente la presencia de este giro. Es interesante hacer notar que en distribuciones de topografía dinámica (Rosas, 1976) se indica la presencia de este giro en la cuenca de Guaymas. Es evidente de que se requiere de más información para analizar en forma detallada esta estructura

De lo anterior se concluye:

En la franja costera.

Las posiciones del gradiente de temperatura observado en el extremo norte del Golfo corresponde con el valor de $\text{Log}_{10}(h/u^3)$ de $3.0 \text{ m}^{-2} \text{ s}^3$ predicho numéricamente. Estudios en esta zona (Argote et al. , 1985, Durazo, 1989) indican que este valor de $\text{Log}_{10}(h/u^3)$ delimita aproximadamente la frontera entre aguas verticalmente mezcladas en la costa y estratificadas hacia mar adentro

Este frente se presenta durante todo el año a excepción de finales de verano, ya que durante este periodo aparentemente existe, transferencia de calor de las capas superficiales costera hacia mar adentro dando como resultado una distribución horizontal homogénea de temperatura en la parte norte del Golfo..

La posición geográfica de este frente no muestra cambios como respuesta al ciclo mareas vivas-muertas cuando los gradientes horizontales de estratificación son máximos (Verano e invierno). Unicamente el extremo surceste de este frente responde al ciclo mareas vivas-muertas durante las épocas en que el gradiente horizontal de estratificación es aparentemente débil (primavera y otoño).

Dado que la posición del frente no muestra variaciones horizontales marcadas se espera que las corrientes en esta región sean preferentemente paralelas al frente.

En la zona de las islas.

En la zonas de las islas la distribución de los gradientes de temperatura que delimitan áreas de baja temperatura corresponden a areas en donde $\text{Log}_{10} (h/u^3)$ presenta valores $< 3.75 \text{ m}^{-2} \text{ s}^3$ lo cual indica que persisten condiciones de estratificación durante todo el año. Las bajas temperaturas superficiales en esta no indican mezcla vertical.

Los gradiente horizontales de estratificación son mas débiles que en la región adyacente a la franja costera durante verano e invierno y aparentemente esto produce que las zonas de baja temperatura respondan al ciclo mareas vivas-muertas incrementando (disminuyendo) la extensión geográfica de las zonas de baja temperatura durante mareas vivas (muertas).

Cambios marcados en la posición de las zonas de baja temperatura y tambien en su extension sugieren corrientes perpendiculares a estos parches de baja temperatura.

VI. LITERATURA CITADA

- Allen C.M., J.H. Simpson and R.L. Carson, 1980: The structure and variability of the fronts in the Irish Sea as observed by an undulating CTD. Oceanologica Acta, Vol. 3 59-68.
- Alvarez-Borrego S., B.P. Flores Báez, L.A. Galindo Bect, 1975: Hidrología del alto Golfo de California durante invierno, primavera y verano. Ciencias Marinas, 2(1): 21-6.
- Alvarez-Borrego S., L.A. Galindo Bect, 1974: Hidrología del alto Golfo de California-1, condiciones durante otoño. Ciencias Marinas, vol. I, 1: 49-63.
- Alvarez L.G., A. Badan-Dangon, and J.M. Robles, 1984: Lagrangian observationa of near-surface currents in Canal de Ballenas. CalCOFi rep., vol XXV: 35-42.
- Argote Espinoza, M.L., 1983: Perturbation of density field by island in a stratified sea. Ph. D. thesis University College of North Wales, Bangor. 118 pp.
- Argote M.L., A. Amador y C. Morales, 1985: Variación estacional de la estratificación en la región norte del Golfo de California. GEOS boletín. época II. Unión Geofísica Mexicana. Octubre, 1985. número 3:28.
- Badan-Dangon A., C.J. Koblinsky, T. Baumgarthner, 1985: Spring and summer in the Gulf of California: Observations

- of surface thermal patterns. Oceanologica Acta, 8:13-22.
- Bowers D.C., 1982: Infrared imagery and shelf sea fronts. Ph. D. thesis, University College of North Wales Bangor 120 pp.
- Dooley H.D., 1981: The role of axially varying vertical mixing along the path of a current in generating phytoplankton production. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Vol. A302, 649-660.
- Durazo Arvizu R., 1989: Frentes térmicos de verano en el alto Golfo de California. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 66 pp.
- Filloux, J.H., 1973: Tidal Patterns and energy Balance in the Gulf of California. Nature 243:217-221.
- James, I.D., 1977: A model of the annual cycle of temperature in a frontal region of the Celtic Sea. Estuarine and Coastal Marine Sciences, Vol. 5 339-353.
- Maul, G.A., 1985: Introduction to satellite Oceanography. Ed. Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht. 606 pp.
- Paden Cynthia A., 1990: Tidal and Atmospheric Forcing of the Upper Ocean in the Gulf of California. Ph. D. Thesis, University of California San Diego. 87 pp.
- Pingree R.D. and D.K. Griffiths, 1978: Tidal fronts on the shelf seas around the British Isles. Journal of Geophysical Research, Vol. 83, 4615-4622.

- Robinson, M.K., 1973: Atlas monthly mean sea surface and subsurface temperature in the Gulf of California, México. San Diego Soc. Nat. Hist. Mem., 5:97 pp.
- Robles J. Ma. and S.G. Marinone, 1987: Seasonal and interannual thermohaline variability in the Guaymas basin of the Gulf of California, Continental Shelf Research, vol.7, no.7, 715-733.
- Roden G.I., 1964: Oceanographic aspect of the Gulf of California, American Association Petroleum Geologist, Tulsa, Okla, Memoir no.3, 30-48.
- Rosas Cota, Juan A., 1976: Corrientes geostroficas en el Golfo de California en la superficie y a 200 m, Tesis profesional Escuela Superior de Ciencias Marinas. U.A.B.C. Ensenada, B.C. 56 pp.
- Simpson, J.H., 1981: The Shelf-sea fronts: Implications of their existence behaviour. Phyl. Trans. Roy. Soc. London, A 302, 531-546.
- Simpson, J.H., D. Bowers, 1979: Shelf fronts adjustments revealed by satellite IR imagery, Nature Vol.280, no.5724, 648-651.
- Simpson, J.H., J.R. Hunter, 1974: Fronts in the Irish sea, Nature, Vol.250, no.5405, 404-406.
- Simpson, J.H., P.B. Tett, M.L. Argote-Espinoza, A. Edwards, K.J. Jones, G. Savidge, 1982: Mixing and phytoplankton growth around an island a stratified sea. Continental Research, Vol I, 15-31.

Stewart R.H., 1985: Methods of Satellite Oceanography, ed.
Regents of the University of California. 360 pp.

Vonder Haar S. P., R.O. Stone, 1973: Oceanographic analysis
of orbital photographs of the upper Gulf of
California, Fotogrametria, 29, 45-61