

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

FLUJOS DE CALOR Y MOMENTUM EN LA SUPERFICIE
DEL GOLFO DE CALIFORNIA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

O C E A N O L O G O

PRESENTA:

JUAN ROBERTO PALACIOS MARTINEZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MEXICO, MAYO DE 1988

RESUMEN

Con datos meteorológicos colectados en 11 cruceros oceanográficos realizados en el Golfo de California entre octubre de 1981 y diciembre de 1986, empleando fórmulas empíricas se calculan los flujos superficiales de calor y momentum, y se estudia su comportamiento temporal (interanual y estacional) y espacial.

Si bien la información disponible es insuficiente para hacer una descripción completa, permite descubrir algunas tendencias generales. Los distintos flujos aquí estudiados evidencian una señal estacional y diferencias regionales apreciables. El golfo gana más calor neto en verano que en invierno, y globalmente no pierde calor en ninguno de los meses aquí estudiados. Se encuentra que los altos valores de calor neto en verano no son resultado de surgencias, sino de frentes de agua fría que inhiben la evaporación (reducen el flujo de calor latente) y reducen o anulan el flujo de calor sensible, o incluso invierten su sentido. Los bajos valores de calor neto en invierno y la alta evaporación apoyan la hipótesis del hundimiento convectivo en el alto golfo como factor contribuyente a la formación de la masa de agua del golfo.

Contrariamente a lo que se pensaba, el flujo de calor latente hacia la atmósfera tiene una participación más bien modesta (7% de la radiación solar de onda corta) en el balance de calor en el Golfo de California. Esto implica que el golfo no es una cuenca de evaporación, y determina en cierta medida que en un ciclo anual el balance sea una ganancia considerable de calor. De este modo, el golfo debe exportar más calor por convección hacia el Pacífico adyacente de lo que se creía con anterioridad.

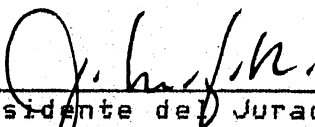
La señal estacional permite afirmar que el año de 1983 (año El Niño) presentó efectos anómalos en cuanto a los flujos de calor, y que en general el mes de noviembre presentó mayores perturbaciones que el mes de marzo. Sin embargo, en el caso de algunos de los flujos las tendencias (aumento o disminución) fueron opuestas en marzo y noviembre.

El mes de noviembre de 1985 también fue anómalo, ya que en él se detectó un intenso frente térmico en la región de las islas. Para el área cubierta la anomalía afectó principalmente la configuración espacial de los flujos y en menor grado sus magnitudes respecto a noviembre de 1984.

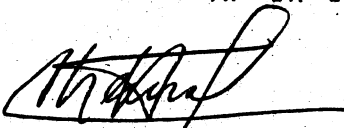
FLUJOS DE CALOR Y MOMENTUM EN LA SUPERFICIE
DEL GOLFO DE CALIFORNIA

TESIS
que presenta
JUAN ROBERTO PALACIOS MARTINEZ

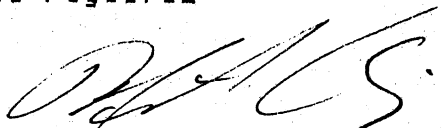
Aprobada por



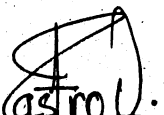
Presidente del Jurado
M. en C. Manuel Figueroa



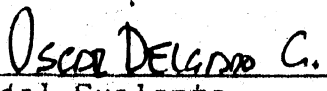
Sinodal Propietario
M. en C. José Ma. Robles



Sinodal Propietario
M. en C. Modesto Ortíz



Sinodal Suplente
P. M. en C. Rubén Castro



Sinodal Suplente
M. en C. Oscar Delgado

-Si la verdad está ya clara,
¿de qué sirve la meditación?
-¿Y si la verdad está oculta?
-También está clara.

Saraha

-No seas burro, Heráclito.
Podrías bañarte en el mismo río
dos veces si caminaras corriente
abajo con la misma rapidez que
el río.

Svern Darden

A
mis padres,
hermanos y cuñados.

A
mi esposa
y mis hijos.

A
todos mis amigos
de todos los tiempos.

A
la familia Carrillo-Lereé,
mi familia adoptiva
en Baja California.

A
la familia Lopez-Martínez,
por sus interminables
pruebas de amistad,
especialmente al buen José.

A
todos aquellos
que de una forma u otra,
deseándolo o no
o aun contra su voluntad
o la mía
me han dado algo de sí.

Especialmente
a la pequeña Yamilité
de ojos de estrella,
sin cuya gran ayuda
este trabajo se habría
concluido algún tiempo
antes.

Deseo manifestar mi profundo agradecimiento a los miembros de mi comité de tesis, M. en C. Manuel Figueroa, M. en C. José María Robles, M. en C. Modesto Ortiz, P. M. en C. Rubén Castro y M. en C. Oscar Delgado, por el considerable esfuerzo que realizaron para elevar a la n-ésima potencia la calidad de este trabajo. Si algo útil y valioso puede obtenerse de su lectura, es gracias a ellos. Los errores y omisiones son, sobre decir, sólo míos.

INDICE DE CONTENIDO

	pág
LISTA DE TABLAS	3
LISTA DE FIGURAS	4
I. INTRODUCCION	5
I.1. ASPECTOS GENERALES	5
I.2. ANTECEDENTES	9
I.3. DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO	11
I.3.A. Aspectos meteorológicos	13
I.3.B. Condiciones hidrográficas	15
I.3.C. Circulación	18
I.3.D. Masas de agua	19
I.4. OBJETIVO	23
II. DATOS Y METODO	24
II.1. DATOS	24
II.2. METODO	28
II.2.A. Radiación solar de onda corta	30
II.2.B. Radiación de onda larga	31
II.2.C. Flujo de calor latente	32
II.2.D. Flujo de calor sensible	33
II.2.E. Flujo de momentum	34
II.2.F. Criterio de equilibrio	35
II.2.G. Fórmulas accesorias	37
II.2.H. Uso de presión calculada y nubosidad supuesta	38
III. RESULTADOS	45
III.1. VARIACION INTERANUAL	46
III.1.A. Radiación solar de onda corta	48
III.1.B. Radiación de onda larga	49
III.1.C. Flujo de calor latente	54
III.1.D. Flujo de calor sensible	59
III.1.E. Flujo de calor neto	65
III.1.F. Flujo de momentum	70
III.2. VARIACION ESTACIONAL: 1984	75
III.2.A. Radiación solar de onda corta	76
III.2.B. Radiación de onda larga	78
III.2.C. Flujo de calor latente	80
III.2.D. Flujo de calor sensible	82
III.2.E. Flujo de calor neto	85
III.2.F. Flujo de momentum	87
III.3. VARIACION ESTACIONAL: PROMEDIOS POR MES	87
III.3.A. Radiación solar de onda corta	89
III.3.B. Radiación de onda larga	92
III.3.C. Flujo de calor latente	96
III.3.D. Flujo de calor sensible	101

III.3.E. Flujo de calor neto	105
III.3.F. Flujo de momentum	109
IV. <u>DISCUSION</u>	115
IV.1. COMPARACION CON OTROS TRABAJOS	115
IV.1.A. Radiacion solar de onda corta	115
IV.1.B. Radiacion de onda larga	117
IV.1.C. Flujo de calor latente	117
IV.1.D. Flujo de calor sensible	119
IV.1.E. Flujo de calor neto	120
IV.1.F. Flujo de momentum	122
IV.2. FLUJOS DE CALOR CONSERVADOS GLOBALMENTE	123
IV.3. TENDENCIAS GENERALES	126
IV.4. DOS CASOS ESPECIALES	134
IV.4.A. El Nino 1983	134
IV.4.B. Frente térmico 1985	133
V. <u>CONCLUSIONES</u>	141
VI. <u>RECOMENDACIONES</u>	143
VII. <u>BIBLIOGRAFIA</u>	145

LISTA DE TABLAS

Tabla I. Cruceros y datos disponibles para este trabajo.

Tabla II. Comparación de los valores de Q , Q_D , Q_E y Q_H obtenidos empleando la presión real y la calculada por la fórmula (23) para los cruceros en que se contó con datos de presión.

Tabla III. Comparación de los valores de Q , Q_S y Q_B sin considerar la nubosidad y considerándola para los cruceros en que se contó con este dato.

Tabla IV. Promedios por crucero de los flujos de calor y momentum.

Tabla V. Promedios por mes de los flujos de calor y momentum.

Tabla VI. Comparación de los flujos de calor informados para el golfo por distintos autores.

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1. Localización del área de estudio. Se presentan los cuadrantes en que se divide el Golfo de California para el cálculo de los flujos de calor y momentum.
- Fig. 2. Número de datos de cada variable por cuadrante.
- Fig. 3. Radiación de onda larga en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 ($W m^{-2}$).
- Fig. 4. Radiación de onda larga en noviembre de 1983, 1984 y 1985 ($W m^{-2}$).
- Fig. 5. Flujo de calor latente en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 ($W m^{-2}$).
- Fig. 6. Flujo de calor latente en noviembre de 1983, 1984 y 1985 ($W m^{-2}$).
- Fig. 7. Flujo de calor sensible en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 ($W m^{-2}$).
- Fig. 8. Flujo de calor sensible en noviembre de 1983, 1984 y 1985 ($W m^{-2}$).
- Fig. 9. Flujo de calor neto en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 ($W m^{-2}$).
- Fig. 10. Flujo de calor neto en noviembre de 1983, 1984 y 1985 ($W m^{-2}$).
- Fig. 11. Flujo de momentum en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 ($dinas cm^{-2}$).
- Fig. 12. Flujo de momentum en noviembre de 1983, 1984 y 1985 ($dinas cm^{-2}$).
- Fig. 13. Magnitud y dirección promedio de los flujos de momentum en los 11 cruceros estudiados.
- Fig. 14. Rangos y valores promedio globales para marzo, mayo y noviembre de 1984 y para marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).
- Fig. 15. Radiación de onda larga en marzo, mayo y noviembre de 1984 ($W m^{-2}$).

Fig. 16. Flujo de calor latente en marzo, mayo y noviembre de 1984 ($W m^{-2}$).

Fig. 17. Flujo de calor sensible en marzo, mayo y noviembre de 1984 ($W m^{-2}$).

Fig. 18. Flujo de calor neto en marzo, mayo y noviembre de 1984 ($W m^{-2}$).

Fig. 19. Flujo de momentum en marzo, mayo y noviembre de 1984 ($dinas cm^{-2}$).

Fig. 20. Valores promedio por mes de los flujos de calor.

Fig. 21. Radiación de onda larga promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

Fig. 22. Flujo de calor latente promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

Fig. 23. Flujo de calor sensible promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

Fig. 24. Flujo de calor neto promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

Fig. 25. Flujo de momentum promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

Fig. 26. Magnitud y dirección promedio de los flujos de momentum en los 6 meses estudiados.

Fig. 27. Flujos de calor como porcentaje de Q_g .

Fig. 28. Promedio 'anual' de los flujos de calor.

Fig. 29. Presión barométrica (+1000 bar), temperatura superficial y temperatura del aire ($^{\circ}C$) en noviembre de 1985.

I. INTRODUCCION

I.1. ASPECTOS GENERALES

Dado el carácter interactivo del sistema océano-atmósfera, la comprensión de su dinámica requiere del conocimiento de los procesos de intercambio que ocurren en su interfase, en particular los de masa y energía, ya que éstos determinan a su vez otros como circulación termohalina, formación de masas de agua, ciclo estacional de estratificación, intercambio advectivo y difusivo con otras regiones, y formación de frentes.

El intercambio de energía entre la atmósfera y el océano puede expresarse con una buena aproximación en términos del balance existente entre la radiación solar de onda corta recibida por el mar, la radiación de onda larga que éste emite a la atmósfera, el flujo de calor latente de evaporación y el flujo de calor sensible.

Más de la mitad de la radiación solar total (aprox. el 51%) que llega a la superficie de la Tierra es absorbida por el mar; de esta cantidad, el 50% es absorbida en el primer metro de la columna de agua. Una vez que el océano ha alcanzado cierta temperatura en respuesta a esta absorción de calor, comienza a emitir energía (radiación de onda larga),

conforme a la ley de Stefan-Boltzmann.

El calor latente es aquella parte del calor transmitido al océano que se emplea para evaporación superficial, y el calor sensible es la parte que se utiliza para incrementar la temperatura del agua.

La diferencia de radiación solar de onda corta menos las otras tres componentes (consideradas positivas cuando fluyen del mar al aire) es el calor neto ganado (o perdido) por el mar, que junto con el esfuerzo superficial del viento constituye en última instancia la fuente de energía para procesos como los mencionados anteriormente.

Los flujos de calor latente y sensible hacia la atmósfera suelen ser parametrizados como funciones del viento superficial a gran escala y los gradientes verticales de humedad y temperatura del aire que se encuentra sobre la superficie del mar (U.S. Committee for the Global Atmospheric Research Program [USC-CARP], 1975).

Las propiedades básicas de las cuales suelen realizarse mediciones para el cálculo de los flujos de calor y el de momentum son presión atmosférica, temperaturas del aire (bulbo húmedo y bulbo seco) y superficial del agua, y dirección y magnitud del viento. Estas propiedades dependen

fundamentalmente de la radiación solar incidente y son las que rigen el intercambio de calor, humedad y momentum en la interfase océano-atmósfera. A su vez, tales intercambios también afectan directa e indirectamente las propiedades dinámicas y térmicas de la atmósfera y el océano. Esto complica el esclarecimiento del equilibrio de energía en el sistema.

La rapidez de calentamiento depende en alto grado de la distribución de la temperatura y la humedad en la atmósfera, la liberación del calor latente de condensación al formarse las nubes, y la posterior influencia de estas últimas sobre la radiación solar incidente y la terrestre.

La participación de las nubes en el sistema océano-atmósfera es muy importante. Las diferencias en nubosidad producen las mayores variaciones en la cantidad de radiación que llega a la superficie terrestre. Una capa densa de nubes bajas (p. ej. estratos) puede absorber o reflejar al espacio más del 80% de la radiación procedente del sol. No obstante su gran importancia, la nubosidad es la propiedad meteorológica cuya medición se encuentra en estado más primitivo, y por lo mismo confiere gran incertidumbre a los cálculos de flujo de calor.

En lo que resta de este capítulo se enumeran algunos de los trabajos más importantes que se han realizado en el Golfo de California y que guardan alguna relación con los flujos de calor y momentum, se hace una descripción del área de estudio en cuanto a sus fronteras, aspectos meteorológicos, condiciones hidrográficas y circulación, y finalmente se plantean los objetivos de este trabajo. En el capítulo II se presentan los datos y métodos utilizados, y en el capítulo III se exponen los resultados obtenidos. El capítulo IV se concentra en la discusión de esos resultados a la luz de las investigaciones realizadas en el golfo. Aquí también se plantean interpretaciones de los resultados y se proponen algunas fuentes de discrepancia entre aquellos trabajos y el presente. En el capítulo V se exponen las conclusiones obtenidas. Finalmente, en el capítulo VI se hacen algunas recomendaciones para trabajos futuros sobre el tema.

I.2. ANTECEDENTES

Dada la gran importancia de los intercambios de energía y momentum para comprender diversos aspectos fundamentales de la hidrografía de una región, es sorprendente la escasez de estudios sobre esos intercambios en el Golfo de California. La primera estimación fue realizada hace apenas unos años por Roden y Emilsson (1979). Sin embargo, esta estimación se

basó en valores supuestos, y resulta poco confiable.

Badán-Dangón et al. (1985) analizaron una serie de fotografías de satélite tomadas del 24 de marzo al 22 de agosto de 1980, e infirieron la distribución superficial de temperatura así como su relación con el viento y la termoclina para determinar las características climáticas de las estaciones primavera y verano en la región.

Noriega-Echeverría (1985) estudió los flujos de calor sensible, calor latente y humedad en la parte norte del Golfo de California. Empleó el método aerodinámico para analizar datos colectados mediante sensores instalados en un avión.

En su revisión sobre la oceanografía física del Golfo de California, Bray y Robles (1987) dedican considerable atención a los flujos de calor para tratar de explicar principalmente las corrientes en el golfo, y Bray (1987) estimó esos flujos a partir de datos hidrográficos con fines de comparación con los resultados obtenidos previamente por diversos investigadores a partir de datos meteorológicos.

Organista-Sandoval (1987) evaluó los intercambios de calor entre la atmósfera y el alto Golfo de California con base en una serie de tiempo larga (1979 a 1986) de datos meteorológicos y en datos oceanográficos complementarios;

con base en la calidad de sus datos, todo parece indicar que este trabajo es el más confiable y representativo hasta el momento para esa región.

I.3. DESCRIPCION DEL AREA DE ESTUDIO

El Golfo de California es un mar marginal del Océano Pacífico subtropical, situado entre la árida península de Baja California al Oeste y los también áridos estados de Sonora y Sinaloa al Este (fig. 1). Sus dimensiones promedio son de 1000 km de largo y 150 a 200 km de ancho aproximadamente, y está abierto al Pacífico en su extremo sur (Roden, 1964; Alvarez-Dorrego, 1983). Está separado en dos áreas por las islas Angel de la Guarda y Tiburón. La parte norte (alto golfo) es relativamente somera, excepto en la cuenca Delfín. La frontera sur del golfo no está bien definida, pero con base en consideraciones oceanográficas puede decirse que está constituida por una línea imaginaria que va de Cabo San Lucas a Cabo Corrientes (Roden y Groves, 1959).

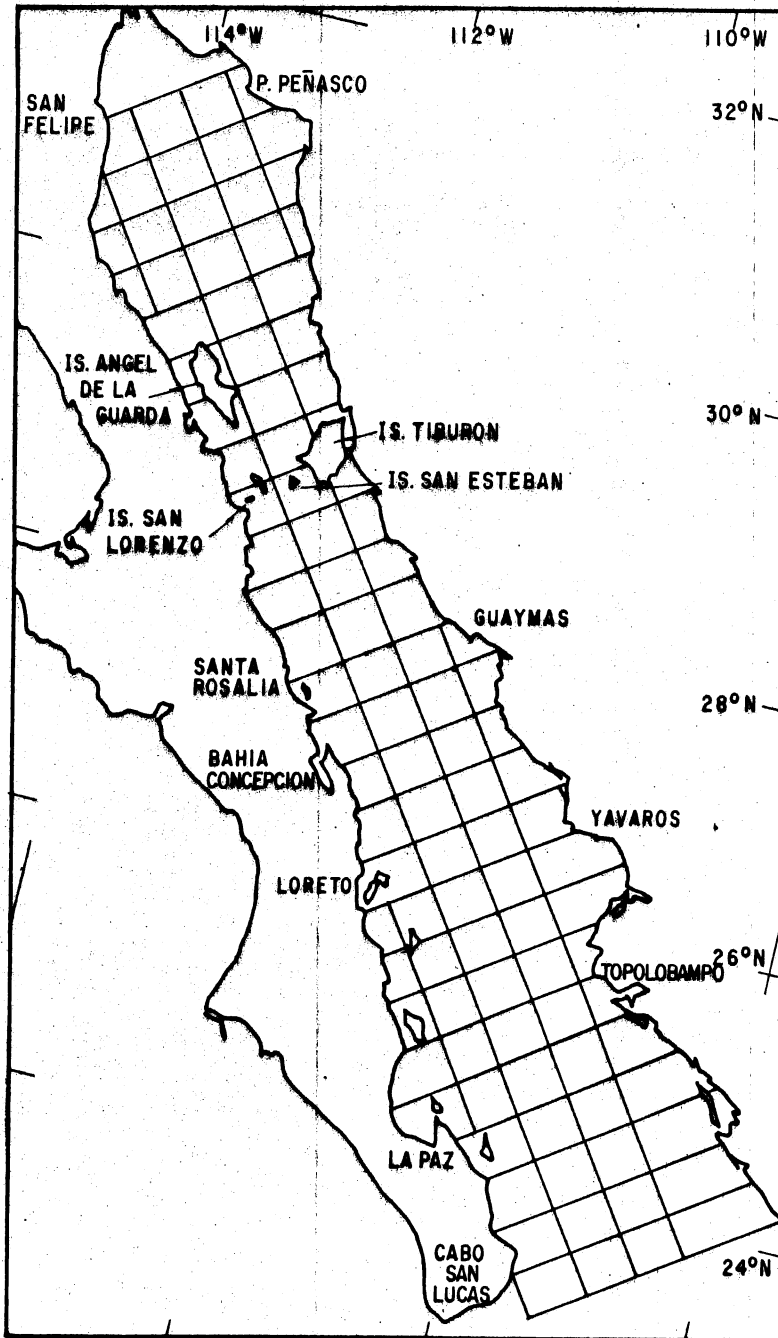


Fig. 1: Localización del área de estudio. Se presentan los cuadrantes en que se dividió el Golfo de California para el cálculo de los flujos de calor y momentum.

I.3.A. Aspectos meteorológicos

La cadena montañosa que recorre casi en su totalidad la península de Baja California y que mide 1 a 3 km de altura impide el efecto moderador del Océano Pacífico sobre el clima del Golfo de California, por lo que éste es más continental que oceánico (Roden, 1964). En invierno, la temperatura del aire disminuye hacia el interior del golfo y en verano aumenta. La variación promedio anual de la temperatura del aire es de unos 6°C en Cabo Corrientes y de 18°C en el extremo norte del golfo (Alvarez-Borrego, 1983).

Los vientos son extremadamente variables en el Golfo de California, y los cambios diurnos suelen ser mayores que los anuales (Alvarez-Borrego, 1983). En las regiones alejadas de la costa prevalecen vientos del Noroeste de noviembre a mayo, y del Sureste el resto del año, menos intensos y más húmedos. Este patrón monzónico de los vientos es único en el Pacífico subtropical oriental (Alvarez-Borrego, 1983).

Desde los trabajos de Roden (1958) hasta los más recientes (p. ej. Bray y Robles, 1987), todos habían coincidido en afirmar que el golfo era una gran cuenca de evaporación. En efecto, el hecho de que el Golfo de California se encuentre localizado entre dos regiones áridas motivó que durante mucho tiempo se supusieran condiciones de

humedad baja y en consecuencia elevada evaporación. Sin embargo, basado en una cantidad mucho mayor de observaciones, Organista-Sandoval (1987) encontró para el alto golfo un flujo de calor latente -y por tanto de vapor- cuatro veces inferior a los comúnmente aceptados con anterioridad. Este autor informa que sobre el alto golfo se encuentra confinada permanentemente una masa de aire marítimo con elevada humedad relativa, y que en condiciones normales se halla en balance termodinámico con la masa de aire ubicada sobre el Océano Pacífico tropical al oeste de la parte central de México. Menciona además que este balance implica que no existen flujos de humedad considerables del golfo al continente a menos de que algún fenómeno atmosférico de mesoscala perturbe el equilibrio.

Bray (1987) y Bray y Robles (1987) informan que la máxima evaporación ocurre persistentemente en la vecindad de Puerto Penasco, a finales de verano y principios de otoño. Roden (1958) encontró un máximo secundario en octubre en Guaymas, y lo atribuyó a un rápido descenso de la temperatura y la humedad del aire a principios de otoño, antes de que las temperaturas superficiales del agua comiencen a disminuir, lo que da por resultado un ascenso en el gradiente de humedad en la superficie del mar (Bray, 1987).

I.3.B. Condiciones hidrográficas

El estudio sistemático de la hidrografía del Golfo de California fue iniciado por Sverdrup (1941), quien sospechó que al sur de las Islas San Lorenzo, San Esteban y Tiburón debía encontrarse un umbral, y además sugirió que la masa de agua hallada en las cuencas profundas del norte de este umbral habían sido formadas por convección durante el invierno en el alto golfo (Bray, 1987).

El umbral y las islas contiguas son la característica topográfica más sobresaliente del golfo; dos de sus efectos son restringir la circulación y actuar como punto de generación de una fuerte mezcla de marea (Bray, 1987). El golfo se angosta en la región de las islas, de modo que la restricción es tanto horizontal como vertical.

Por lo anterior, el Golfo de California puede dividirse en cuatro regiones hidrográficas: El alto golfo, las partes central y sur, y la región de las islas.

Comparadas con las que privan en latitudes similares del Océano Pacífico, las temperaturas superficiales del golfo son mayores de abril a septiembre y aproximadamente iguales los meses restantes del año. El rango anual en un mismo punto dado del golfo es grande y va de unos 9°C en el extremo sur a

alrededor de 22°C en la boca del Río Colorado. De octubre a junio, las temperaturas son mayores en la boca que en la cabeza del golfo (Roden y Groves, 1959; Alvarez-Borrego, 1983). Robles y Marinone (1987) encontraron en la Cuenca de Guaymas (golfo central) valores de temperatura superficial de 16°C de febrero a marzo y de 31°C en agosto.

Roden y Groves (1959) hallaron las temperaturas superficiales más bajas persistentemente en la vecindad de la isla Angel de la Guarda, y atribuyeron este hecho a la intensa mezcla ejercida por las mareas. Argote et al. (1985) confirmaron esta situación en el umbral Salsipuedes-Tiburón, en el Canal de Ballenas y en una franja costera al sur de este canal. Por su parte, en marzo de 1983 Bray y Robles (1987) encontraron las aguas superficiales más frías, salinas y densas en la región del umbral entre la cuenca Salsipuedes y la Isla Tiburón, una región caracterizada también por fuertes corrientes de marea y mezcla turbulenta. Esta 'agua del umbral' se desplazó por advección al Sureste, a lo largo de la costa oriental hasta Guaymas. En contraste, aguas superficiales más cálidas (25°C) y menos densas invadieron en esas fechas la boca del golfo de lado a lado pero se observaron con más claridad en el lado de Baja California (Bray y Robles, 1987), penetrando al golfo por lo menos hasta la Cuenca de Guaymas (Robles y Marinone, 1987).

Badán-Dangón et al. (1985) detectaron un frente térmico en la superficie al sur del umbral, en el borde del agua superficial fría observada durante todo el año en el Canal de Ballenas/Salsipuedes. Bray y Robles (1987) también detectaron este frente en una sección hidrográfica de temperatura y densidad. Se cree que el frente ocurre como resultado de mezcla de marea en el canal, que genera una capa superficial más fría detectada en la cuenca de Guaymas al Sur.

Alvarez-Borrego (1983) afirma que las bajas temperaturas registradas a lo largo de la costa oriental en invierno son resultado de surgencias producidas por vientos del Noroeste. En la costa occidental, las surgencias se producen en verano con vientos del Sureste. Badán-Dangón et al. (1985) confirmaron la presencia de surgencias en primavera (marzo-abril en las costas de Sonora) y en verano (junio-agosto frente a Baja California) con base en imágenes de satélite.

No existe una secuencia bien definida de cambios de las condiciones de invierno, con agua más caliente en el lado oeste, a las condiciones de verano, con agua más caliente en el lado oriental del golfo (Alvarez-Borrego, 1983).

I.3.C. Circulaci6n

Según Bray y Robles (1987), en el contexto del forzamiento atmosférico de la circulación oceánica del golfo existen tres aspectos primordiales: el campo de viento, los flujos de calor y humedad a gran escala entre el aire y el mar, y fenómenos locales en tiempo y espacio como ciclones, brisas y efectos de la orografía. Estos investigadores, igual que Roden (1964), sugieren que en el golfo el viento es el mecanismo impulsor dominante de la circulación, tanto en el forzamiento a gran escala de corrientes como en la generación de surgencias. Si bien no existe un patrón bien definido, puede decirse en términos generales que en invierno la circulación superficial se caracteriza por corrientes hacia el Sur, y en verano una corriente fluye al Norte a lo largo de la costa oriental y la boca, con un flujo hacia el Sur cerca de Baja California (Alvarez-Borrego, 1983). Bray (1987) informa que en verano ocurre advección hacia el Norte de masas de agua tropical menos salina. En general, en verano los patrones de circulación son ciclónicos, con entrada por el lado oriental y salida por el occidental, y anticiclónicos en primavera y otoño. Las corrientes son débiles en invierno y más intensas en verano, y generalmente más intensas en la superficie (Bray, 1987). Se han detectado giros ciclónicos en la parte norte por medio de fotografías de satélite (Vonder Haar y Stone, 1973; Lepley et al.,

1975) y por botellas de deriva (Granados y Schwartzlose, 1974).

Roden y Emilsson (1979) informan que en las partes central y sur del golfo la circulación también es ciclónica, con entrada por el lado oriental. Las máximas entradas de agua superficial con baja salinidad ocurren en invierno y verano, cuando se espera que las tasas de evaporación sean más altas (Bray, 1987).

En imágenes de satélite se descubren celdas de circulación (Badán-Dangón et al., 1985), lo cual sugiere que la recirculación puede ser importante. En este caso, el patrón de circulación ciclónica horizontal no debe interpretarse como un simple intercambio termohalino (Bray, 1987). Figueroa et al. (1988) también encuentran celdas de circulación por métodos geostroficados.

I.3.D. Masas de agua

En el Golfo de California se encuentran varias masas de agua, aunque las distinciones a menudo son difíciles debido a procesos locales como mezcla, aislamiento y evaporación (Bray y Robles, 1987).

A la entrada del golfo hay tres masas de agua superficial: agua de la corriente de California, de bajas salinidad y temperatura, agua del Pacífico tropical oriental, cálida y de salinidad intermedia, y agua del golfo, cálida y muy salina (Roden y Groves, 1959; Griffiths, 1968; Stevenson, 1970).

El proceso por el que agua superficial se transforma en agua profunda aún no se ha dilucidado del todo en el Golfo de California. La formación de masas de agua aquí reviste gran interés, ya que en ella participan todos los procesos por los cuales las aguas profundas son influidas por la atmósfera (Bray y Robles, 1987).

Sverdrup (1941), Roden (1964) y Alvarez-Borrego y Schwartzlose (1979) propusieron que la fuerte convección vertical que ocurre en el golfo norte durante el invierno puede ser el mecanismo para la formación del agua del golfo (es decir, enfriamiento en invierno de aguas superficiales con alta salinidad, seguido por hundimiento y advección lateral). El agua del golfo se encuentra en las cuencas profundas del alto golfo, que están aisladas de la parte central a profundidades menores que la del umbral.

Bray (1987) menciona que el enfriamiento convectivo al parecer tiene sólo una participación secundaria en la formación de la masa de agua del golfo. Por el contrario, sugiere que agua de bajas salinidad y temperatura del golfo central penetra por el fondo hacia el alto golfo, mezclándose finalmente con aguas muy salinas cercanas a la superficie, y que la energía para el mezclado presumiblemente proviene de corrientes de marea. Esta investigadora informa además que la masa de agua que resulta tiene mucho menor salinidad de la que tendría si se formara por enfriamiento convectivo, sin participación de ninguna componente de agua de baja salinidad del golfo central.

Organista-Sandoval (1987) sugiere que en invierno el enfriamiento de las capas superficiales (menor calor neto) es un factor importante que junto con la evaporación puede contribuir al hundimiento convectivo y a la probable formación de la masa de agua del fondo (sugerida por Sverdrup, 1941) en el alto golfo.

Organista-Sandoval (1987) encontró además que las regiones someras ($z < 50$ m) exportan calor hacia las regiones más profundas por procesos advectivos y/o difusivos. Las corrientes de marea son un factor importante en la distribución vertical de calor; en particular, en el margen continental del alto golfo ocurre una intensa disipación de

la energía de las corrientes de marea, de modo que las áreas someras se encuentran verticalmente mezcladas durante todo el año. La mayor debilidad de las corrientes de marea en las regiones profundas junto con un elevado flujo de calor a través de la superficie hacen que las regiones profundas del alto golfo se encuentren estratificadas durante todo el año, con la estratificación más fuerte en verano.

En cuanto a la parte sur del golfo, aparentemente el agua de la corriente de California no penetra mucho; a la latitud de la cuenca de Guaymas, Bray y Robles (1987) no encontraron indicios de su presencia de marzo a octubre de 1983. Por otra parte, en ese periodo estos investigadores encontraron que toda la boca del golfo estuvo cubierta por agua superficial tropical. Sus características, mayor temperatura y menor salinidad, fueron detectables en todo el golfo al sur del umbral Salsipuedes/Tiburón. En contraste, ellos observaron que el agua del golfo fluía hacia el Sureste bajo el agua superficial tropical y restringida al margen oriental en la boca del golfo.

Bray (1987) menciona que la densidad del agua del golfo es tal que forma una capa casi superficial en la boca, y al parecer se mezcla con aguas más frías y menos salinas de la corriente de California en cuanto sale del golfo. Según esta autora, esta mezcla podría explicar en parte la limitada

influencia del agua del golfo en el Pacifico adyacente. La misma autora contrasta este hecho con la situacion tipica de otros mares como el Mediterraneo y el Rojo, donde el enfriamiento convectivo al parecer tiene una participacion muy importante.

I.4. OBJETIVO

El objetivo de este trabajo es contribuir a la comprension de los patrones temporal (interanual y estacional) y espacial de los flujos de calor y momentum, e intentar establecer algunas posibles correlaciones con otros procesos hidrograficos en el Golfo de California.

II. DATOS Y METODO

II.1. DATOS

En virtud de que los flujos de calor y momentum no suelen medirse directamente, se emplean fórmulas para estimarlos a partir de mediciones meteorológicas de las siguientes cantidades:

U_a	rapidez del viento ($m s^{-1}$)
θ	sentido del viento (grados de azimut)
P_a	presión barométrica al nivel del mar (mb)
T_{bs}	temperatura del termómetro de bulbo seco ($^{\circ}C$)
T_{bh}	temperatura del termómetro de bulbo húmedo ($^{\circ}C$)
T_s	temperatura de la superficie del mar ($^{\circ}C$)
C	nubosidad (porción del cielo cubierta por nubes, en décimos)

En el caso del Golfo de California, la falta de datos hidrográficos y meteorológicos con las suficientes resolución y/o cobertura espacial y temporal dificulta la obtención de estimaciones representativas sobre los intercambios de energía entre el aire y el mar.

Para la realizaci3n de este trabajo se tuvo acceso a bit3coras o res3menes de datos meteorol3gicos de cruceros realizados en el golfo entre 1939 y 1986. De los aproximadamente 30 cruceros revisados, s3lo en 11, comprendidos entre 1981 y 1986, se colectaron los datos necesarios para nuestros fines.

En la tabla I se resume la informaci3n disponible para esos cruceros, incluyendo su duraci3n y la fecha en que se realizaron.

Se descubren de inmediato algunos problemas para la estimaci3n de los flujos de calor en el golfo a partir de esos datos:

- * Cobertura espacial desigual en distintos cruceros
- * Falta de algunas variables que pueden calcularse o suponerse (presi3n barom3trica, nubosidad)
- * Escasa cobertura temporal (duraci3n promedio de 14 d3as por crucero, cero a tres cruceros por a3o)
- * Escasa resoluci3n temporal (datos cada 1 a 3:30 h)

Dos problemas m3s son el 3rea relativamente grande cubierta por d3a de crucero y la trayectoria irregular seguida en algunos cruceros. La forma m3s com3n de estimar los flujos de calor (excepto la radiaci3n solar de onda

Tabla I. Cruceros y datos disponibles para este trabajo

	VIENTO		Taire		Tsup	Pbar	NUDC	INIC	TERM	DIAS	INTER
	MAG	DIR	Ts	Th							
8110	/	/	/	/	/*	/	/	2010	2410	5	2
8303	/	/	/	/	/	/	/	1003	2203	13	3:30
8305	/	/	/	/	/			2904	1505	17	1
8310	/	/	/	/	/		/	1010	1810	9	1:30
8311	/	/	/	/	/			0111	1011	10	1
8403	/	/	/	/	/	/	/	2003	0704	19	3
8405	/	/	/	/	/			0905	3005	22	1:30
8411	/	/	/	/	/			2511	1312	19	3:30
8504	/	/	/	/	/	/		3103	0904	10	3
8511	/	/	/	/	/			0511	1711	13	1:30
8612	/	/	/	/	/*			1112	2112	11	2

*En estos cruceros Tsup no es de cubeta, sino de botella Niskin. INIC y TERM se refieren a las fechas de inicio y término del crucero. INTER es el intervalo de muestreo aproximado, en horas.

corta) y momentum consiste en hacer los cálculos para cada conjunto individual de observaciones y después promediarlos por día. Sin embargo, los centros de masa correspondientes a los promedios diarios tendían a quedar irregularmente distribuidos, lo cual interfería en la determinación de los patrones espaciales de los flujos en el golfo. Para evitar este problema el golfo se dividió en cuadrantes iguales de aproximadamente 25 km por lado (fig. 1); los conjuntos de datos contenidos en cada cuadrante se promediaron y los flujos de calor y momentum se calcularon por cuadrante. Este procedimiento tiene la desventaja de que es posible mezclar la señal diurna (por otro lado mal resuelta) con la estacional cuando el número de puntos muestreados por cuadrante es reducido.

En la siguiente sección se presentan las fórmulas empleadas para calcular los distintos flujos de calor y momentum, así como las fórmulas para calcular variables accesorias (humedad, presión de vapor) y la presión barométrica en los casos en que no se contó con datos de esta variable. Al final de este capítulo se presentan brevemente las diferencias entre los resultados promediados por día y por cuadrante, entre los resultados con datos de presión real y con presión calculada, y entre los valores obtenidos considerando la nubosidad y despreciándola.

II.2. METODO

La gran cantidad de fórmulas que existen para evaluar indirectamente los flujos de calor hace difícil elegir la más adecuada. Por lo común simplemente se elige una cualquiera para cada flujo y se trabaja con ella. Además, estaba más allá de los objetivos de este trabajo realizar un análisis estadístico de las distintas fórmulas existentes. Sin embargo, para justificar de alguna manera la elección, usando los datos de un crucero se calculó cada flujo por todas las fórmulas que se lograron reunir, y entonces se compararon valores obtenidos por cada fórmula con el promedio de los valores obtenidos por todas las demás. Por inspección visual se eligió la fórmula con menor dispersión respecto al promedio y/o más centrada en éste.

Se parte de la suposición de que para todo el océano

$$\sum Q = 0. \quad (1)$$

Más explícitamente:

$$Q_S(1 - \alpha) - Q_B - Q_E - Q_H = 0, \quad (2)$$

donde Q_S es la radiación solar de onda corta, Q_D es la radiación de onda larga, Q_E es el flujo de calor latente, Q_H es el flujo de calor sensible y α es el albedo, que se define como aquella fracción de la radiación solar de onda corta que es reflejada en la superficie del mar. Para latitudes bajas se ha observado (Payne, 1972) que el valor promediado para un día del albedo es aproximadamente constante e igual a 0.06.

Sin embargo, para una región del océano considerada aisladamente existe entrada o salida de calor por advección y convección. De este modo el balance total de calor no necesariamente es igual a cero,

$$Q = Q_S(1 - \alpha) - Q_B - Q_E - Q_H, \quad (3)$$

donde Q es el flujo neto de energía a través de la superficie del océano. Se omiten los pequeños efectos de condensación en la superficie del océano y la transferencia de calor por precipitación. Enseguida se presentan las fórmulas utilizadas para calcular cada una de las componentes del calor. Después se explica brevemente el método que se emplea para calcular el flujo de momentum, y por último se exponen los criterios de estabilidad atmosférica.

II.2.A. Radiación solar de onda corta

La siguiente fórmula, deducida por Seckel y Beaudry (1973), se emplea para determinar la radiación solar de onda corta promediada por día en condiciones de cielo despejado:

$$Q_{G_0} = A_0 + A_1 \cos \phi + B_1 \sin \phi + A_2 \cos 2\phi + B_2 \sin 2\phi, \quad (4)$$

donde los coeficientes A_0 , A_1 , B_1 , A_2 y B_2 dependen de la latitud y son específicos para la región comprendida entre 20°S y 40°N . Las unidades de Q_G son W m^{-2} , $\phi = (t - 21) 2\pi/365$ es la fase para la máxima amplitud (21 de junio) y el factor de conversión a radianes del ciclo anual, y t son los días transcurridos del año. Debido a que las nubes tienden a reducir la radiación solar, es necesario un factor de corrección por nubes para estimar la insolación diaria. Reed (1976, 1977) comparó numerosos factores de corrección por nubes y encontró que el mejor es

$$Q_G = (1 - 0.62 C + 0.0019 a_s) Q_{G_0} \quad (5)$$

donde C es la fracción en décimos del cielo que está cubierta por nubes, y a_s es la altitud del sol al mediodía:

$$\alpha_s = \cos [L - 23.87 \text{ sen } (t - 82)], \quad (6)$$

con L igual a la latitud.

II.2.B. Radiación de onda larga

Las fórmulas empleadas para calcular la radiación de onda larga son las que conllevan mayor incertidumbre, en virtud de la naturaleza de las variables implicadas. Nosotros elegimos la propuesta por Reed (1976):

$$Q_B = \epsilon \sigma T_s^4 (0.26 - 0.005 e_{10}) (1 - 0.7 C), \quad (7)$$

donde ϵ ($= 0.97$) es la emisividad de la superficie del mar, σ [$= 5.673 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2(\text{K})^4$] es la constante de Stefan-Boltzmann, T_s es la temperatura de la superficie del agua en kelvins, e_{10} es la presión de vapor a una altura de 10 m (la estándar del anemómetro y en general de los instrumentos meteorológicos a bordo) en mb, y $(1 - 0.7 C)$ es un factor de corrección para considerar el efecto de la nubosidad (C).

II.2.C. Flujo de calor latente

La fórmula empírica para el flujo de calor latente en la superficie del mar es:

$$Q_E = \rho_a C E_{10} L_E (q_s - q_{10}) U_{10}, \quad (8)$$

donde ρ_a ($= 1.178 \text{ kg/m}^3$) es la densidad del aire, $C E_{10}$ es el coeficiente de evaporación, L_E es el calor latente de evaporación, q_s es la humedad específica del aire saturado a la temperatura de la superficie del mar, q_{10} es la humedad específica del aire a una altura de 10 m, y U_{10} es la rapidez del viento a esa misma altura. Dado que el calor latente de evaporación depende poco de la temperatura, en este trabajo se considera constante e igual al valor que tiene a 25°C , $L_E = 2441 \text{ W s g}^{-1}$. Las unidades de Q_E son W m^{-2} cuando U_{10} se expresa en m s^{-1} .

El coeficiente de evaporación se ha determinado experimentalmente (Friehe y Schmitt, 1976) y es

$$C E_{10} = 1.3 \times 10^{-3}. \quad (9)$$

El método para corregir $C E_{10}$ por criterios de estabilidad a fin de encontrar $C E_{10}$ se explicará más adelante.

II.2.D. Flujo de calor sensible

El flujo de calor sensible puede expresarse en términos del flujo turbulento de temperatura (Stevenson, 1982):

$$Q_H = \rho_a C_{pa} \overline{w'T'} + [(C_{pv} - C_{pa})T_{bs}/L_E]Q_E, \quad (10)$$

donde C_{pa} es la capacidad calorífica para el aire seco, C_{pv} es la capacidad calorífica para el vapor de agua, T_{bs} es la temperatura atmosférica a 10 m en kelvins, y L_E es el calor latente de evaporación del agua.

Friehe y Schmitt (1976) y Anderson y Smith (1981) han comparado los valores medidos del flujo turbulento de temperatura $\overline{w'T'}$ con $U_{10}(T_s - T_{bs})$ a fin de encontrar una fórmula empírica para el flujo de calor sensible (T_s es la temperatura superficial del mar). La fórmula empleada por Anderson y Smith (1981) es

$$\overline{w'T'} = \begin{cases} 1.69 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C m s}^{-1} + 0.82 \times 10^{-3} U_{10} (T_s - T_{bs}), \\ \text{estable, } (T_s - T_{bs}) < 0; \\ \\ 2.24 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C m s}^{-1} + 1.12 \times 10^{-3} U_{10} (T_s - T_{bs}), \\ \text{inestable, } (T_s - T_{bs}) > 0. \end{cases} \quad (11)$$

Hay un ligero flujo ascendente de temperatura cuando $(T_s - T_{bs}) = 0$ (condiciones neutras).

Las unidades de Q_H son W m^{-2} cuando U_{10} se expresa en m s^{-1} y ρ_a en g m^{-3} .

II.2.E. Flujo de momentum

La fórmula empírica para el flujo de momentum o esfuerzo del viento en la superficie del mar es

$$\tau = \rho_a C_{D10} U_{10}^2, \quad (12)$$

donde ρ_a es la densidad del aire, C_{D10} es el coeficiente de arrastre y U_{10} es la velocidad del aire a 10 m sobre la superficie del mar.

La densidad del aire se considera constante e igual a su valor a una temperatura de 25°C y una presión atmosférica de 1011 mb. El error en que se incurre al ignorar el vapor de

agua en el cálculo de la densidad del aire es menor del 3%, mientras que el de ignorar las variaciones de temperatura y presión es menor del 5% (Stevenson, 1982).

Los valores del coeficiente de arrastre se determinan comparando U_{10} con mediciones directas del flujo de momento $\overline{u'w'}$. Large y Pond (1981, 1982) encontraron que el coeficiente de arrastre depende de la velocidad del viento, como sigue:

$$CDN_{10} = \begin{cases} 1.2 \times 10^{-3}, & 4 \leq U_{10} \leq 11 \text{ m s}^{-1}; \\ (0.49 + 0.065 U_{10}) \times 10^{-3}, & U_{10} \geq 11 \text{ m s}^{-1}, \end{cases} \quad (13)$$

donde CDN_{10} es el coeficiente de arrastre a 10 m en condiciones atmosféricas neutras. Cuando la atmósfera es estable o inestable el coeficiente de arrastre neutro se corrige a fin de encontrar el valor de CD_{10} . El método para hacer esta corrección se explica enseguida.

II.2.F. Criterio de equilibrio

Cuando existen diferencias de temperatura entre el aire y la superficie del mar, la acción de fuentes de flotabilidad asociadas con un flujo de calor modifica el equilibrio; un indicador útil del sentido del aporte de energía (y por tanto

de la estabilidad) es el número de Richardson (Beacon y Webb, 1962; Stevenson, 1982):

$$Ri = (g z / T_0 U_{10}^2) [(T_{bs} - T_s) + 0.61 T_0 \times X (CEN_{10} / CK_{10}) (q_{10} - q_s)], \quad (14)$$

Dado que el flujo de calor sensible suele ser pequeño comparado con los demás flujos de calor, y que normalmente se emplean valores distintos del coeficiente de transferencia de calor sensible para condiciones estables e inestables, no se aplicará aquí otra corrección adicional por estabilidad a este coeficiente. De este modo, $CH_{10} = 1.0 \times 10^{-3}$. El cociente

$$z/L = k (CH_{10} / CD_{10}^{\frac{1}{2}}) Ri \quad (15)$$

es el criterio de estabilidad más comúnmente empleado. Aquí L es la longitud de Monin-Obukhov y k ($= 0.40$) es la constante de von Karman.

Los coeficientes de transferencia para una altura de 10 m corregidos para tomar en cuenta la estabilidad son (Stevenson, 1982):

$$CD_{10} = [1 - (CDN_{10}^{1/2}/k)\Psi_U]^{-2}/CDN_{10}, \quad (16)$$

$$CE_{10} = (CD_{10}/CDN_{10})^{1/2} [1 - CEN_{10}/(kCDN_{10}^{1/2})\Psi_E]^{-1}/CEN_{10}.$$

Para condiciones estables ($z/L > 0$):

$$\Psi_U(x) = 2 \ln[(1+x)/2] + \ln[(1+x^2)/2] - 2 \tan^{-1}x + \pi/2, \quad (17)$$

$$\Psi_E(x) = \Psi_H(x) = 2 \ln[(1+x^2)/2],$$

donde $x = (1 - 16 z/L)^{1/4}$.

Para condiciones inestables:

$$\Psi_U = \Psi_E = \Psi_H = -5z/L. \quad (18)$$

II.2.G. Fórmulas accesorias

Otras fórmulas empleadas en este trabajo son:

$$e_{10} = [1 - (C_{pa}/L_E w_s) (T_{bs} - T_{bh})] e_s, \quad (19)$$

$$e_s = e_{s0} \exp[(L_E/R_v) (1/T_0 - 1/T_s)], \quad (20)$$

$$q_{10} = 0.622 e_{10}/(p_a - e_{10}), \quad (21)$$

$$q_s = 0.622 e_s/(p_a - e_s), \quad (22)$$

donde e_{10} y e_s y q_{10} y q_s son respectivamente la presión de vapor y la humedad relativa a una altura de 10 m y en la superficie, e_{s0} ($= 31.671$ mb) es la presión de vapor de agua saturado a la temperatura estándar T_0 ($= 298.16$ K), C_{pa} es la capacidad calorífica del aire a presión constante, con valor aproximado de 1.005 W m⁻², R_v es la constante de los gases para el vapor de agua ($= 0.4614$ W s g⁻¹ K⁻¹), y w_s es la razón de mezcla (de tablas).

En el caso de los cruceros para los que no existen datos de presión barométrica se utiliza la fórmula

$$p_a = \rho_a R_s T_{bs} / 100 + 0.375 e_{10}, \quad (23)$$

donde ρ_a ($= 1.178$ kg m⁻³) es la densidad del aire, R_s ($= 287$ W s kg⁻¹ K⁻¹) es la constante de los gases para 1 kg de aire seco, T_{bs} es la temperatura del aire a la altura de referencia (10 m), y e_{10} es la presión de vapor a la misma altura. Las unidades de p_a son milibares.

II.2.H. Uso de presión calculada y nubosidad supuesta

La validez de trabajar con datos promediados por cuadrante en vez de promediados por día se estimó calculando de dos formas los flujos de calor y momentum y graficando sus contornos para el golfo.

La primera forma, que es la usual, consistió en realizar los cálculos de los flujos (excepto el de radiación de onda corta) para cada conjunto de datos y después promediar esos resultados por día. El valor promediado así obtenido se asignó entonces al centro de masa de los conjuntos de datos de un mismo día para graficar los campos de cada flujo.

La otra forma de obtener esos campos consistió en promediar los conjuntos de datos comprendidos en cada cuadrante (figs. 1 y 2), calcular los flujos correspondientes y graficar las isolneas.

La radiación solar de onda corta se calculó en el primer caso en función de la latitud y del día del año; en el segundo caso se calculó en función de la latitud como un valor promedio de los valores correspondientes a las fechas inicial y final del crucero.

Los promedios totales (por crucero) de los flujos calculados de ambas formas son muy parecidos (diferencia menor del 8%). Además, se observó una gran similitud en la configuración y los valores numéricos de los contornos en ambos casos; las isolneas de los promedios por crucero proporcionan la misma cantidad de información o una mayor. Por este motivo, excepto para la información que se presenta en las tablas II y III, se eligió trabajar en lo sucesivo

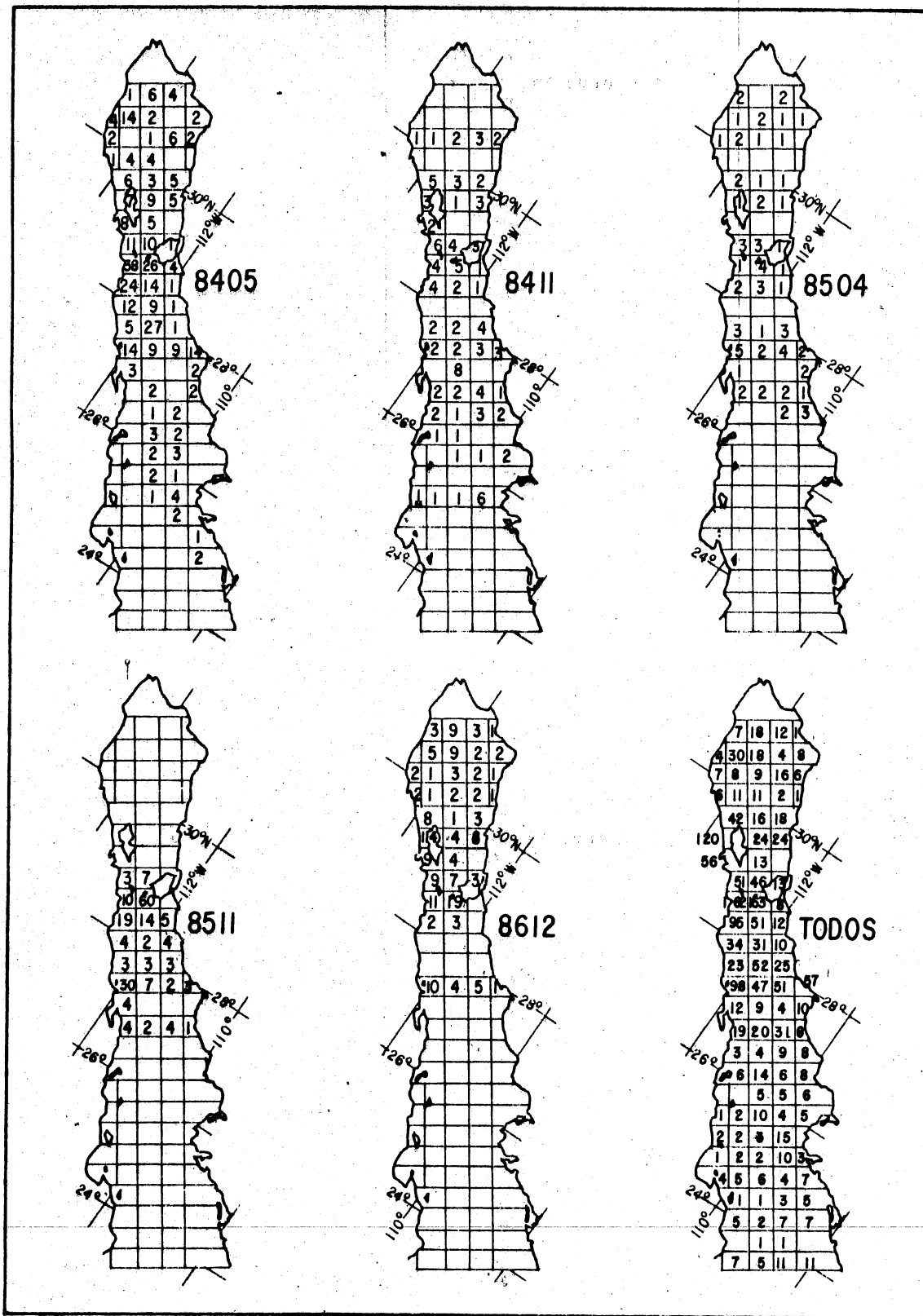


Fig. 2: Cont.

Tabla II. Comparación de los valores de Q , Q_B , Q_E y Q_H obtenidos empleando la presión real y la calculada por la fórmula (23) para los cruceros en que se contó con datos de presión*

CRUCERO	Q			Q_B			Q_E			Q_H		
	PR	PC	%	PR	PC	%	PR	PC	%	PR	PC	%
8110	150	150	0	50	50	0	29	29	0	6	6	0
8303	198	202	-2	60	60	0	31	28	10	7	4	14
8403	231	231	0	62	62	0	17	17	0	5	5	0
8504	250	250	0	65	65	0	9	9	0	-5	-5	0
PROM.	207	208	-1	59	59	0	22	21	5	3	3	0

*Los valores son promedios de los promedios diarios. PR: con la presión real; PC: con la presión calculada; %: valor porcentual en que el valor del flujo de calor correspondiente obtenido con la presión real excede al obtenido con la presión calculada.

sólo con los flujos por cuadrante.

A fin de obtener una idea de la validez de la fórmula (ec. 23) que se dedujo para calcular la presión atmosférica en los casos en que no se contó con esa variable (tabla I), los flujos Q , Q_D , Q_E y Q_H para los cruceros en que sí había datos de presión se calcularon usando la presión real y la calculada por la fórmula. Como se observa en la tabla II, la fórmula funcionó sorprendentemente bien.

En la tabla III se hace algo parecido con la nubosidad. Ahí se comparan los valores obtenidos para Q , Q_S y Q_D sin considerar la nubosidad y considerándola en los cruceros en que se contó con ese dato. Los resultados en este sentido se consideran con mayor detalle en el siguiente capítulo, al discutir aquellos flujos.

Tabla III. Comparación de los valores de Q , Q_S y Q_B sin considerar la nubosidad y considerándola para los cruceros en que se contó con este dato*

CRUCERO	C	Q			Q_S			Q_B		
		SN	CN	%	SN	CN	%	SN	CN	%
8110	.48	150	106	29	236	174	26	50	33	34
8303	.26	198	171	14	297	261	12	60	52	13
8310	.02	179	159	11	261	236	10	32	29	9
8403	.25	231	193	16	314	265	16	62	50	20
PROM.	.33	190	156	18	277	234	16	51	41	20

*Los valores son promedios de los promedios diarios. C: nubosidad (décimos); SN: sin nubosidad; CN: con nubosidad; %: valor porcentual en que se sobreestima el flujo de calor correspondiente al no considerar la nubosidad.

III. RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados obtenidos para las distintas componentes del flujo de calor y momentum. La forma en que se dispone la información en este capítulo tiene por objeto facilitar la evaluación de las variaciones interanual y estacional de esos flujos. En primer término se presentan dos series de resultados obtenidos para un mismo mes (o en fechas muy próximas entre sí) de años diferentes, a saber marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985, y noviembre de 1983, 1984 y 1985. Después se exponen los resultados para marzo, mayo y noviembre de 1984, y finalmente se muestran los resultados por mes (algunos de ellos promediados), a saber marzo (1983 y 1984), abril (1985), mayo (1983 y 1984), octubre (1981 y 1983), noviembre (1983, 1984 y 1985) y diciembre (1986). De esta forma se habrán expuesto separadamente los resultados de ocho cruceros de los 11 empleados en este trabajo, lo que permitirá en alguna medida evaluar la validez de los promedios mensuales.

Debido a que no todos los cruceros cubren la misma extensión, es necesario tener cuidado al interpretar estos resultados. Además, es claro que los datos disponibles resultan insuficientes para hacer una descripción completa de la variabilidad interanual y estacional de los flujos de calor y momentum en el Golfo de California. Sin embargo, los

resultados sugieren algunas tendencias generales, como se verá a continuación.

III.1. VARIACION INTERANUAL

Enseguida se presentan los resultados para los cruceros de marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985, y noviembre de 1983, 1984 y 1985. En la tabla IV se presentan los promedios por crucero de los flujos de calor y momentum.

Si bien el crucero de abril de 1985 sólo cubrió parcialmente el Golfo de California, permite hacer comparaciones para el alto golfo, la región de las islas y el golfo central. Además, pese a que se realizó casi totalmente en abril (31 de marzo al 9 de abril), tiene considerable superposición con el crucero de marzo de 1984 (20 de marzo al 7 de abril).

Por otra parte, noviembre es el mes para el que se contó con más datos de cruceros (1983, 1984 y 1985). El crucero de 1985 cubrió un área reducida, pero permite realizar comparaciones con la parte central y la región de las islas.

Tabla IV. Promedios por crucero de los flujos de calor y momentum*

CRUC	Q _S			Q _B			Q _E			Q _H			Q			τ	
	máx	mín	\bar{x}	máx	mín	\bar{x}	máx	mín	\bar{x}	máx	mín	\bar{x}	máx	mín	\bar{x}	mag	dir
8110	248	234	239	55	40	50	70	6	29	21	0	10	179	120	150	24.8	319
8303	306	291	298	68	52	60	77	0	27	21	-11	6	255	147	214	24.8	313
8305	358	356	357	65	52	60	61	0	18	25	-2	7	305	225	278	14.4	304
8310	272	257	263	41	24	32	79	0	31	40	3	15	217	114	179	10.2	79
8311	236	207	221	57	37	47	101	4	42	50	1	18	159	51	107	38.8	326
8403	324	307	316	70	55	62	85	0	15	44	-27	3	275	150	248	12.2	325
8405	377	356	365	64	34	53	67	1	17	56	-16	2	319	254	297	16.3	138
8411	203	176	189	68	54	63	81	0	19	38	-9	8	140	-1	95	13.0	157
8504	326	316	321	70	58	65	54	0	9	4	-27	-4	268	211	258	16.3	281
8511	219	209	213	62	50	55	95	2	24	75	1	12	144	-28	115	7.8	230
8612	181	156	167	69	62	66	56	0	9	30	1	6	112	7	85	3.6	34

*Los flujos de calor se expresan en $W m^{-2}$ y el de momentum en dinas $cm^{-2} \times 10^{-2}$. La dirección está dada en grados de azimut. \bar{x} : promedio.

III.1.A. Radiación solar de onda corta

En virtud de que Q_G depende únicamente de latitud, día del año y nubosidad, de que en este trabajo los valores promedio por cuadrante de los flujos de calor para cada crucero se tratan como si fueran simultáneos, y de que no se cuenta con datos de nubosidad para todos los cruceros (de modo que en todos los casos se supone un valor constante de nubosidad de 0.33), las isoclinas de Q_G (no se muestran) son paralelas al ecuador, y espucialmente su valor aumenta como es de esperar hacia el Sur.

En la tabla III se observa que por lo menos en los meses de marzo y octubre (finales y principios de invierno, respectivamente) la nubosidad es alta, para un promedio total de aproximadamente 0.33, y su efecto consiste en una disminución de alrededor del 16% en el valor promedio de Q_G (234 W m^{-2} considerando nubosidad y 277 W m^{-2} sin considerarla).

El aumento en el valor promedio de Q_G (tabla IV) para todo el golfo de marzo de 1983 a marzo de 1984 y a abril de 1985 (teniendo presente la menor cobertura espacial en este último caso) se debe por completo al efecto de la fecha del año sobre la irradiación solar (periodos de muestreo del 10 al 22 de marzo, del 20 de marzo al 7 de abril, y del 31 de

marzo al 9 de abril, respectivamente). Este mismo comportamiento puede verse en la tabla IV para mayo de 1983 y 1984 (29 de abril al 15 de mayo y 9 al 30 de mayo, respectivamente).

Para los meses de noviembre, el valor promedio para todo el golfo fue mayor en 1983, seguido por 1985 y finalmente por 1984, a medida que aumentó el día del año promedio cubierto por esos cruceros y por tanto a medida que se avanza del otoño al invierno.

Dado que la única fuente de variación interanual para Q_S es la nubosidad, en este trabajo no es posible obtener un indicio de dicha variación.

III.1.B. Radiación de onda larga

Para el cálculo de la radiación de onda larga (Q_B) también se consideró una nubosidad de 0.33 (tabla III).

En la figura 3 se observa que en marzo de 1983 Q_B aumentó de manera aproximadamente uniforme hacia el Norte en el golfo sur y el golfo central, de modo que los valores más bajos (52 a 54 $W m^{-2}$) se encuentran para esa fecha en la entrada, y los más altos en la región de las islas (66 a 68 $W m^{-2}$).

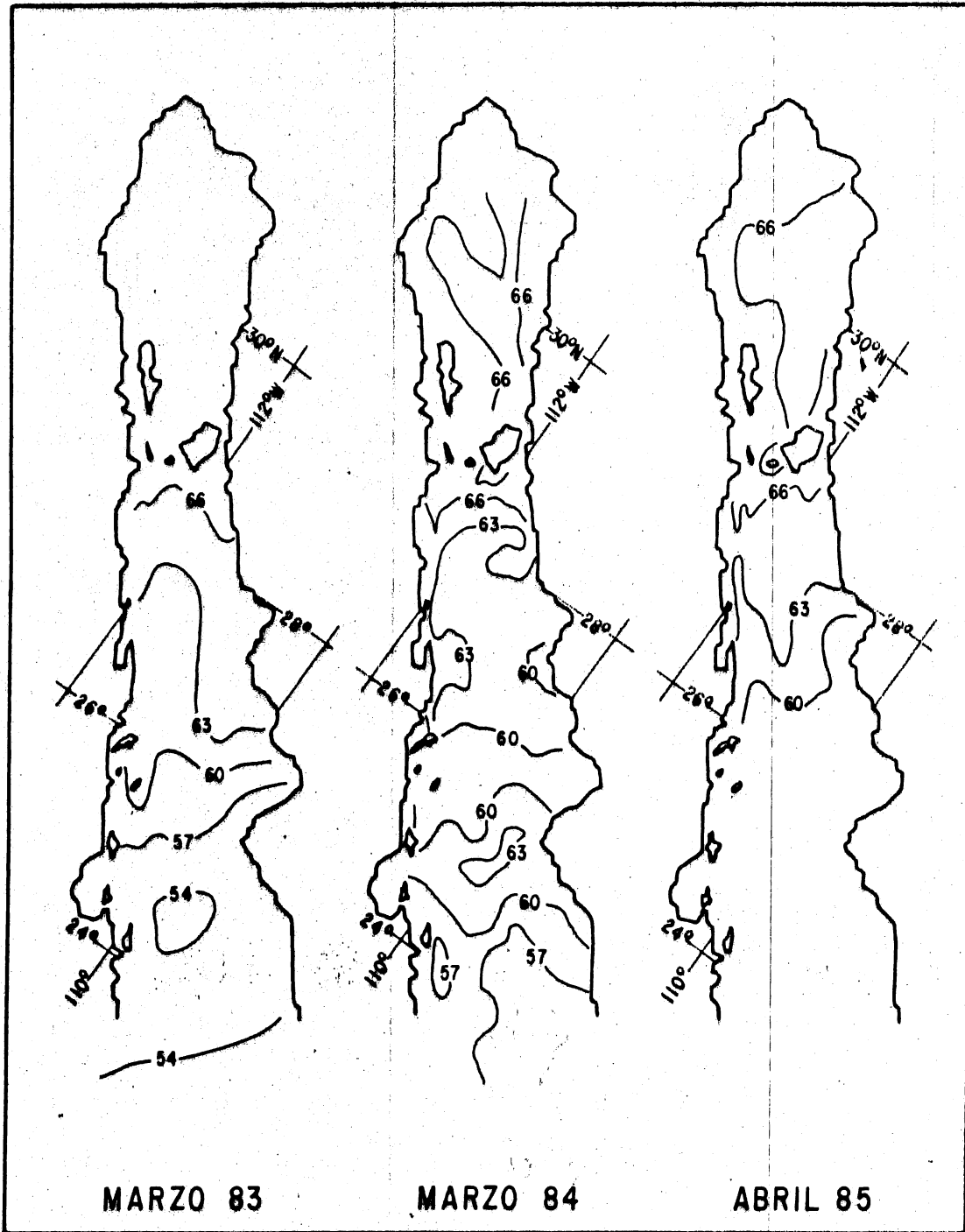


Fig. 3: Radiación de onda larga en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 ($W m^{-2}$).

En marzo de 1984 Q_D también aumentó de manera aproximadamente uniforme hacia el Norte en el golfo sur y el golfo central, y en el alto golfo el gradiente cambia de sentido. El máximo (66 a 70 $W m^{-2}$) cubre ambas costas del alto golfo y casi toda la región de las islas. Los mínimos (57 a 58 $W m^{-2}$) se encuentran en la entrada del golfo.

En abril de 1985 Q_D también aumentó de Sur a Norte, y la distribución espacial es muy parecida a la de los dos casos anteriores. El valor máximo (66 a 70 $W m^{-2}$) cubre totalmente el lado occidental y el extremo norte del alto golfo hasta Puerto Peñasco. También cubre gran parte de la región de las islas.

En la figura 4 se observa que en noviembre de 1983, los máximos (54 a 57 $W m^{-2}$) ocupan una franja costera del lado de Baja California desde Bahía San Luis Gonzaga hasta Santa Rosalía, con valores de 57 $W m^{-2}$ en el Canal de Ballenas y al norte de Santa Rosalía. El sentido del gradiente de Q_D observado en el alto golfo comienza a variar en la parte sur del golfo central, y los valores disminuyen hacia el sur. De este modo, los mínimos (37 a 39 $W m^{-2}$) se encuentran frente a La Paz y al sur de Topolobampo.

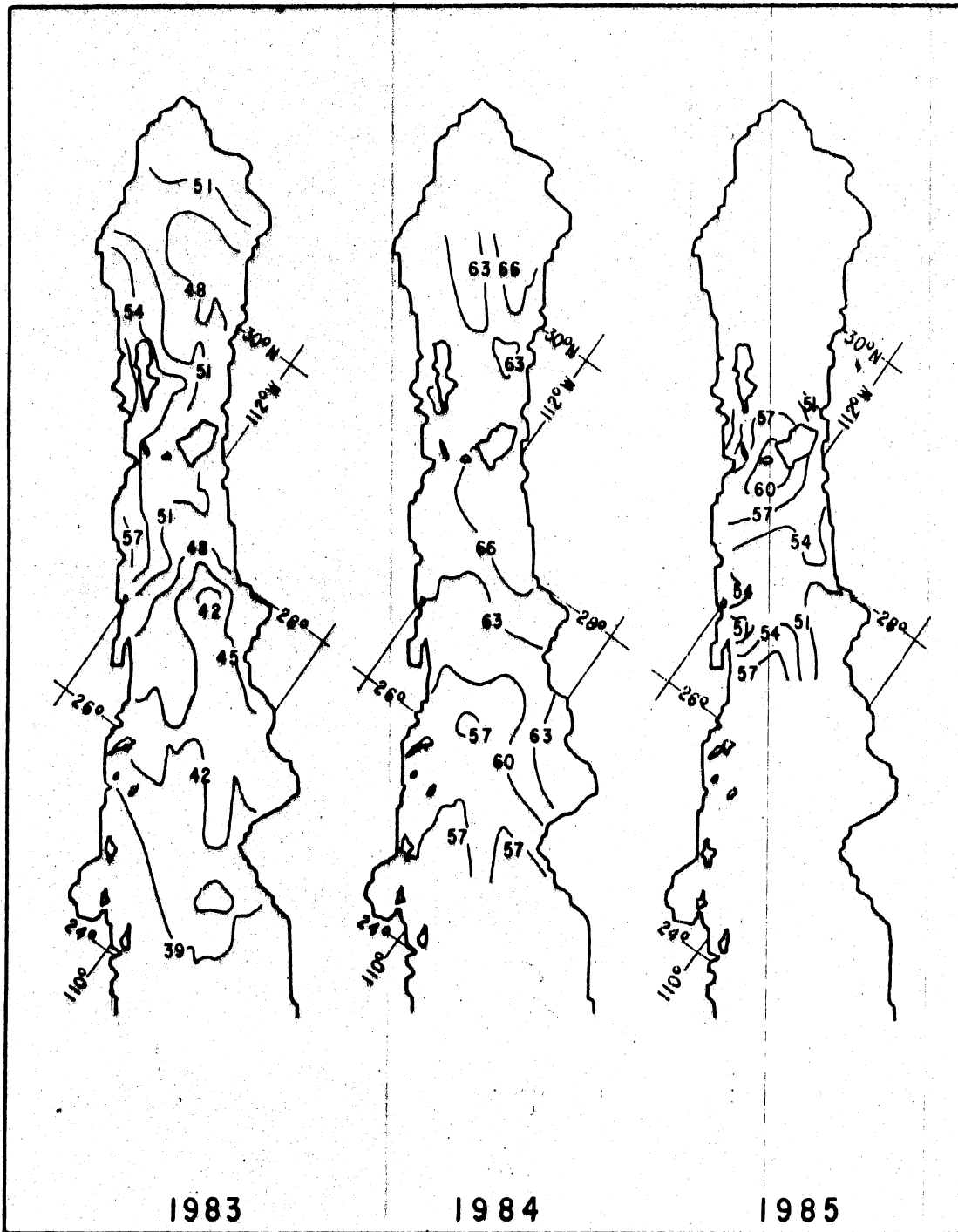


Fig.4- Radiación de onda larga en noviembre de 1983, 1984 y 1985. ($W m^{-2}$).

En noviembre de 1984, los valores de Q_B aumentan claramente hacia el Norte, con los mínimos (54 a 57 $W m^{-2}$) en el golfo sur y los máximos (66 a 68 $W m^{-2}$) en la mitad oriental del golfo central al sur de Puerto Peñasco.

En noviembre de 1985 el valor máximo de Q_B (60 a 62 $W m^{-2}$) cubre el sur de la isla Tiburón y la isla San Esteban, rodeado por isolíneas aproximadamente concéntricas con los mínimos (50 a 51 $W m^{-2}$) al sur del Canal de Ballenas y al norte del Canal del Infiernillo. El gradiente es menos intenso hacia el sur, con mínimos frente a Guaymas y frente a la boca de Bahía Concepción.

Es notable la similitud del campo de Q_B en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985, excepto quizá en el golfo sur desde la boca hasta La Paz en 1983 y 1984. Los valores son aproximadamente iguales los tres años para el golfo central, así como en 1984 y 1985 para el alto golfo. Para el golfo sur los valores de Q_B son mayores en 1984 que en 1983.

Por lo que respecta a noviembre, tanto en 1983 como en 1984 se observa una tendencia de los valores de Q_B a aumentar hacia el Norte. Sin embargo, en 1983 los máximos (54 a 57 $W m^{-2}$) se encuentran del lado de Baja California, mientras que en 1984 (66 a 68 $W m^{-2}$) se hallan del lado oriental y cubren superficies considerablemente mayores. Además, los valores

máximo, mínimo y promedio de Q_B para todo el golfo son considerablemente mayores en 1984 que en 1983, y los de 1985 tienen valores intermedios. Otra diferencia notable es que en el Canal de Ballenas hay un máximo en 1983 (55 W m^{-2}) y un máximo secundario en 1984 (63 a 66 W m^{-2}), mientras que en 1985 hay un mínimo (50 a 51 W m^{-2}). Asimismo, en Guaymas hay un máximo secundario en 1984 (63 a 66 W m^{-2}) y en 1985 hay un mínimo (50 a 51 W m^{-2}).

III.1.C. Flujo de calor latente

En marzo de 1983, los valores máximos del flujo de calor latente (Q_E), de 60 a 77 W m^{-2} , se encuentran del lado oriental, al sur del Canal del Infiernillo en el golfo central y frente a Huatabampo en el golfo sur, aunque en este último caso el máximo se extiende hasta cerca de la costa de Baja California (fig. 5). Hay tres mínimos (0 a 20 W m^{-2}), uno en el golfo central del lado de Baja California que se extiende hacia el Norte hasta la región de las islas para luego descender hacia el Sur mar adentro, otro que abarca aproximadamente desde Bahía Concepción hasta Bahía Lobos, separando el golfo central del golfo sur, y uno más que cubre todo el golfo sur desde la altura de La Paz y Yávaros hasta la boca.

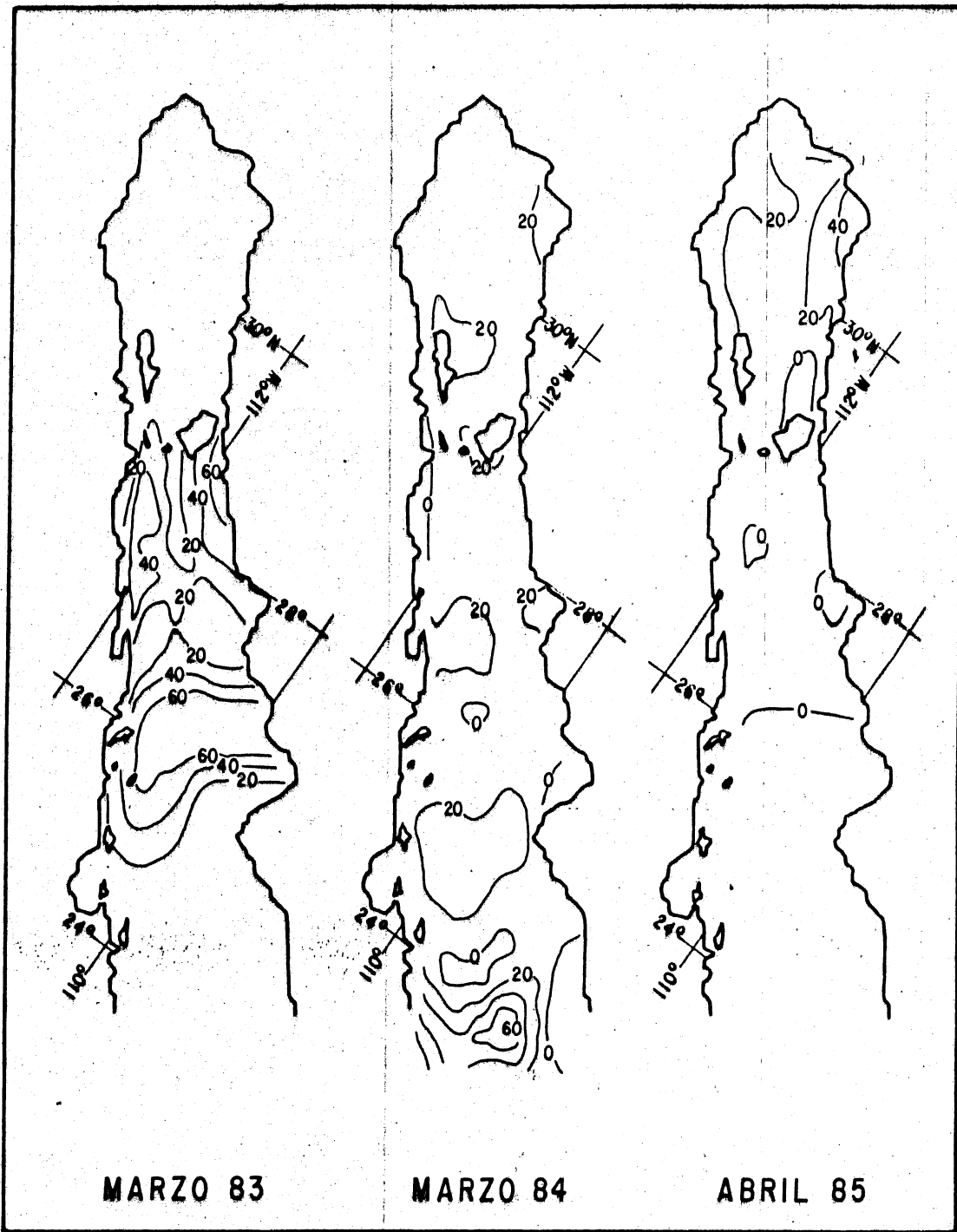


Fig.5-Flujo de calor latente en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 ($W m^{-2}$).

En marzo de 1984, el valor de Q_E osciló entre 0 y 20 $W m^{-2}$ en casi todo el golfo. En la boca se observa un intenso gradiente, con los valores mínimos frente a las costas de Sinaloa y máximos frente a Baja California y mar adentro. Otros mínimos se encuentran al sur del Canal de Ballenas y a lo largo de la costa de Baja California en el golfo central, así como en el golfo sur.

En abril de 1985, en casi todo el alto golfo y el golfo central el valor de Q_E es bajo, de 0 a 20 $W m^{-2}$, excepto frente a Puerto Peñasco, donde se encuentra el máximo (40 a 54 $W m^{-2}$), y frente a la costa de Baja California.

Como se muestra en la figura 6, en noviembre de 1983 en casi todo el alto golfo, la región de las islas y el golfo central los valores predominantes del flujo de calor latente (Q_E) son bajos. Al norte de San Felipe y en otras dos zonas del alto golfo mar adentro se encuentran mínimos (4 a 20 $W m^{-2}$), así como en la región de las islas y el golfo central. En el golfo central los valores de Q_E son claramente mayores del lado de Baja California. Otro mínimo separa el golfo central del golfo sur desde Guaymas hasta Santa Rosalia pero sin tocar las costas, y del lado de Baja California se proyecta hacia el sur. En el golfo sur se encuentran los valores máximos (100 a 101 $W m^{-2}$), que cubren desde Loreto hasta la boca del golfo del lado occidental. Desde el sur de

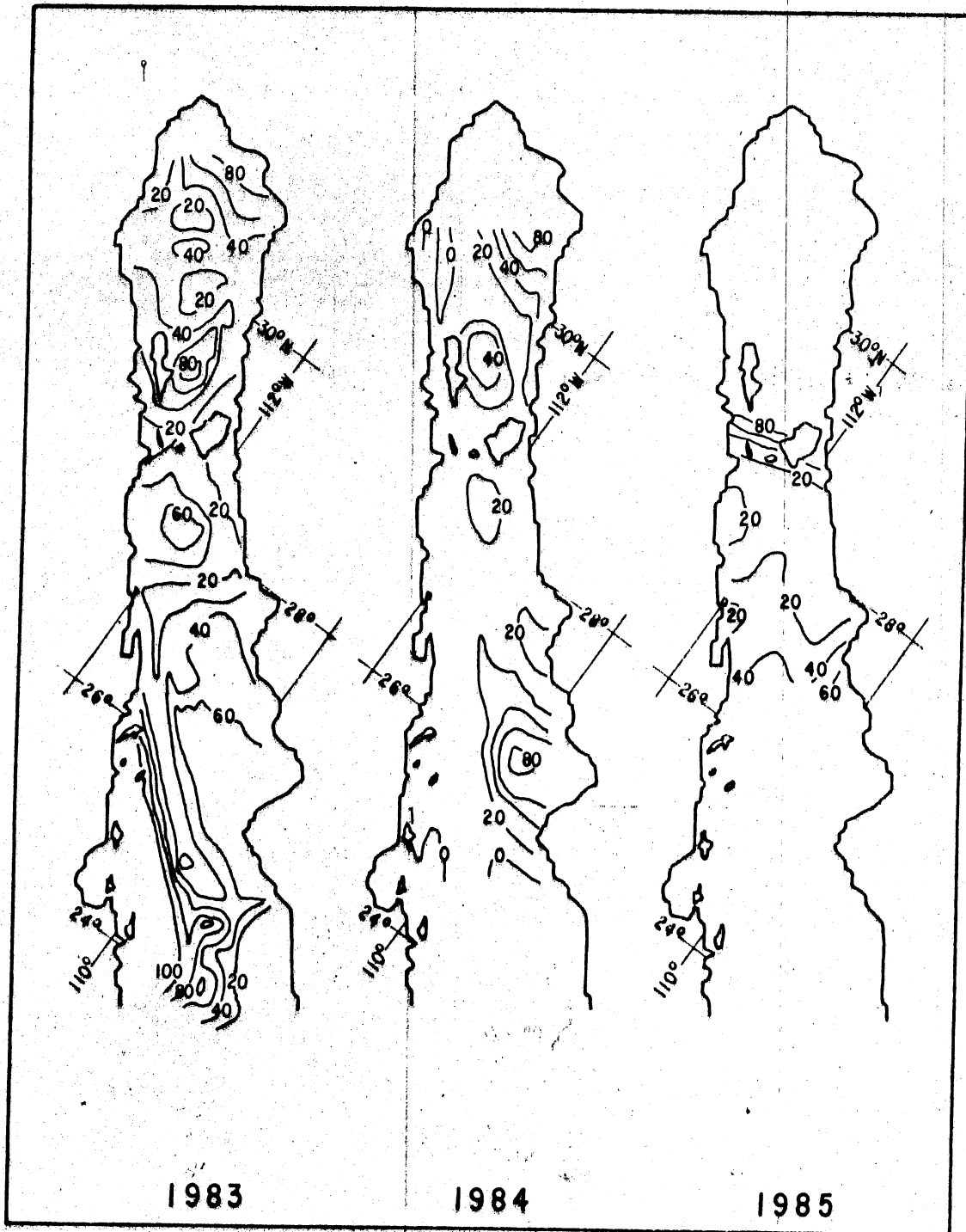


Fig. 6: Flujo de calor latente en noviembre de 1983, 1984 y 1985 ($W m^{-2}$).

Topolobampo hasta la entrada se localiza otro mínimo.

En noviembre de 1984 casi todo el golfo se halla cubierto por un valor mínimo de Q_E (0 a 20 $W m^{-2}$). Los máximos (60 a 81 $W m^{-2}$) se presentan del lado oriental, formando gradientes: uno de Puerto Peñasco (máximo) a San Felipe (mínimo), y otro de Yávaros (máximo) al sur de Topolobampo (mínimo).

En noviembre de 1985 se observa un notable gradiente de Q_E que sigue la configuración del umbral, y que abarca los valores máximos al Norte (80 a 95 $W m^{-2}$) y mínimos al Sur (2 a 20 $W m^{-2}$). En el golfo central Q_E es muy bajo.

Comparando las regiones que se superponen en los cruceros de marzo y abril, se observa similitud en el campo de Q_E entre 1984 y 1985, con valores típicos de 0 a 20 $W m^{-2}$, y una notable diferencia de 1983 respecto de aquellos. En marzo de 1983 el promedio global es mayor y la extensión cubierta por el mínimo es muy reducida, a diferencia de lo que ocurre en marzo de 1984 y abril de 1985. Para el golfo central los valores de Q_E disminuyen de 1983 a 1984 y de 1984 a 1985. Para el alto golfo aumentan de 1984 a 1985, y para el golfo sur aumentan de 1983 a 1984.

La distribución espacial de Q_E es parecida en noviembre de 1983 y 1984, salvo que en 1983 hay un máximo en una extensa área frente a Baja California en el golfo sur, mientras que en 1984 frente a La Paz hay un mínimo y el máximo se encuentra frente a Yávaros, y su valor es aproximadamente 20 W m^{-2} más bajo. En ambos casos hay valores altos en la costa oriental del alto golfo y distintos del mínimo al este de la isla Angel de la Guarda. Para todo el golfo, los valores son mayores aproximadamente en 20 W m^{-2} en 1983. Para el golfo central, el patrón de Q_E en noviembre de 1985 es más parecido al de 1984 que al de 1983 con base en el valor típico, de 0 a 20 W m^{-2} en ambos casos.

III.1.D Flujo de calor sensible

Como se observa en la figura 7, en marzo de 1983 en casi todo el golfo central y el golfo sur los valores del flujo de calor sensible (Q_H) fueron de 0 a 10 W m^{-2} . Hay cuatro regiones en que Q_H es menor de cero, tres de ellas en el golfo central y otra que forma una lengua frente a Yávaros y que casi llega a La Paz. El valor máximo (20 a 21 W m^{-2}) se observa al sur de Loreto mar adentro.

Para marzo de 1984, es notable una línea de $Q_H = 0$ que separa el alto golfo y la región de las islas del resto del golfo (golfo central y golfo sur). Al norte de esa línea

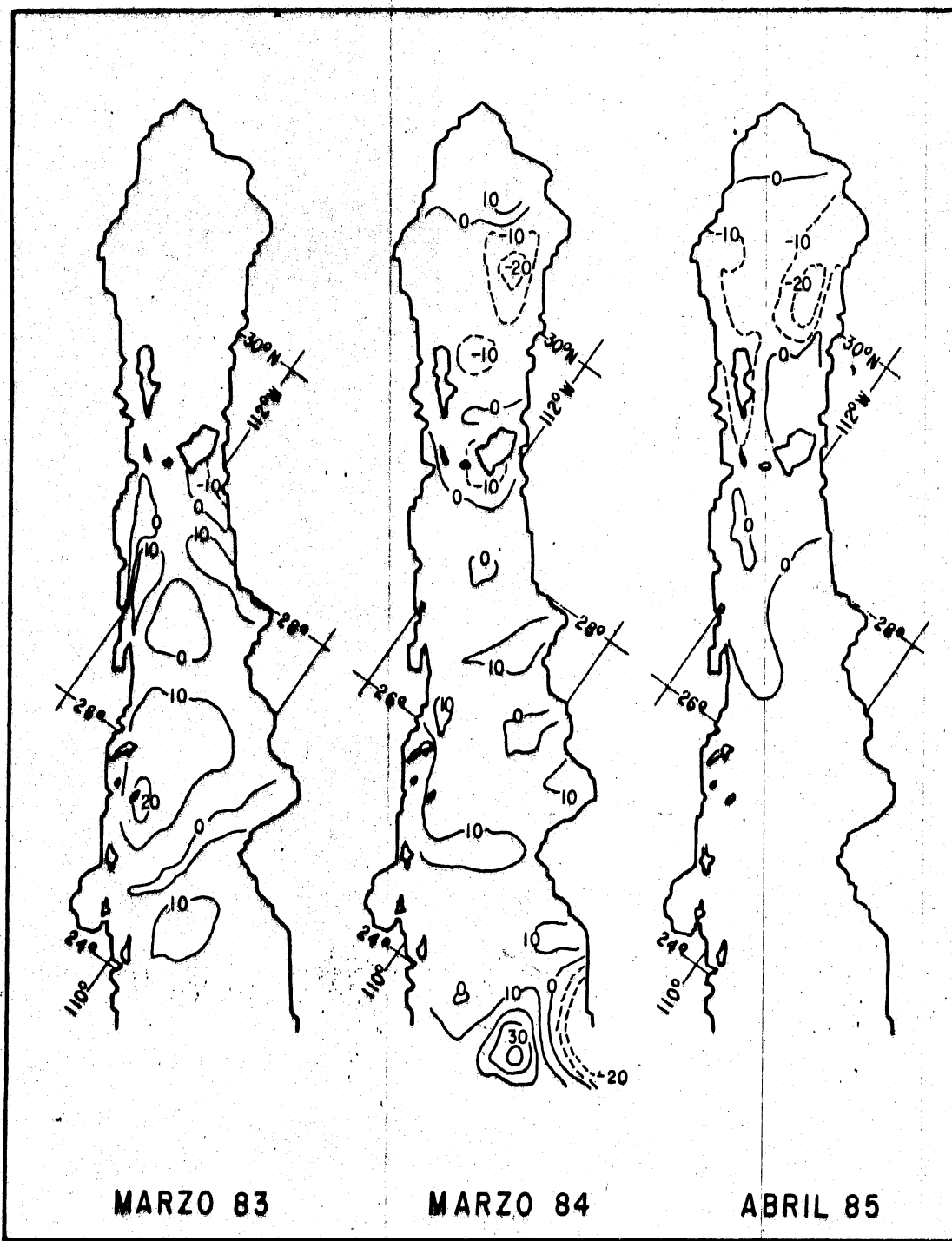


Fig. 7: Flujo de calor sensible en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 ($W m^{-2}$).

casi todos los valores de Q_H son negativos, mientras que al sur casi todos son positivos. Esto es, al norte el mar experimenta una ganancia neta de Q_H , y al sur experimenta pérdida. Los mínimos (-27 a -20 $W m^{-2}$) se encuentran respectivamente al sur de Puerto Peñasco y en la boca, ambos del lado oriental. El máximo (40 a 44 $W m^{-2}$) se localiza en la boca del golfo mar adentro, creando un intenso gradiente con el mínimo de la costa oriental a la entrada del golfo.

En abril de 1985, en casi todo el alto golfo y el golfo central los valores de Q_H son menores de cero. El mínimo (-27 a -20 $W m^{-2}$) se encuentra al sur de Puerto Peñasco.

En la figura 8 se observa que en noviembre de 1983, en el alto golfo y el golfo central predominan valores bajos de flujo de calor sensible (Q_H). Los mínimos (1 a 10 $W m^{-2}$) se encuentran frente a toda la costa occidental del golfo desde San Felipe hasta Santa Rosalía, así como en una amplia banda que se extiende a todo lo ancho del golfo en la región de las islas. En el lado del continente se observan mínimos frente a Puerto Peñasco y al sur de Topolobampo. Los máximos (40 a 50 $W m^{-2}$) se localizan mar adentro en el golfo central, mar adentro a la altura de Huatabampo y frente a ambas costas en el golfo sur.

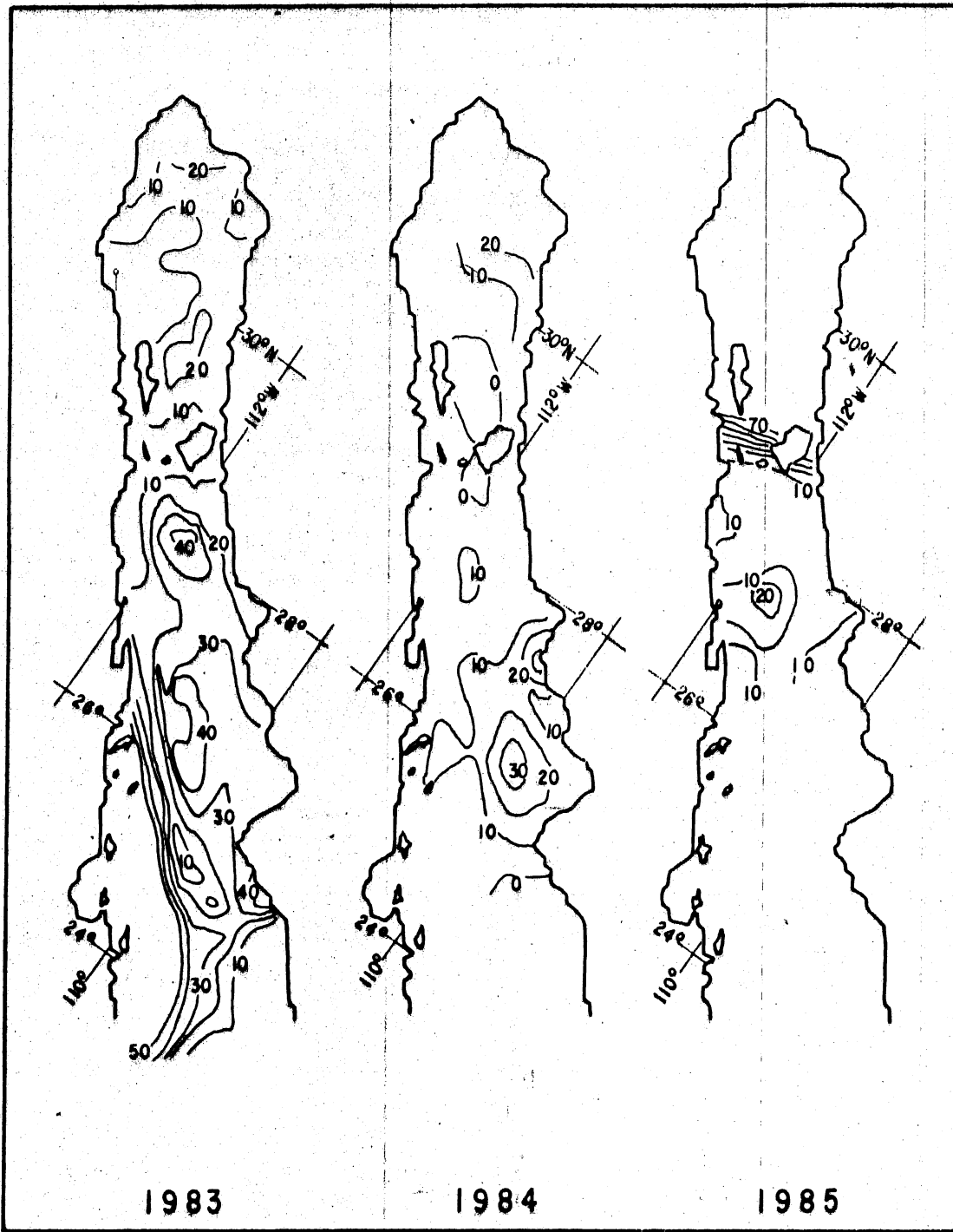


Fig. 8: Flujo de calor sensible en noviembre de 1983, 1984 y 1985 ($W m^{-2}$).

En noviembre de 1984, en casi todo el golfo se presentan valores bajos de Q_H . Excepto por un mínimo (-9 a 0 $W m^{-2}$) al sur de Topolobampo, los mínimos se sitúan al Norte (región de las islas mar adentro) y los máximos (30 a 38 $W m^{-2}$) al Sur (frente a Bahía Lobos y mar adentro frente a Yávaros).

Como en el caso de Q_E , en noviembre de 1985 hay un intenso gradiente de Q_H en la región de las islas que sigue la configuración del umbral y que presenta los valores máximo al Norte (70 a 75 $W m^{-2}$) y mínimo al Sur (1 a 10 $W m^{-2}$). Casi todo el golfo central está cubierto por el mínimo, con mínimos secundarios frente a ambas costas.

Para el alto golfo y el golfo central, los campos de Q_H en marzo de 1984 y abril de 1985 son muy parecidos tanto en su distribución espacial como en sus valores numéricos. Así, se observa que en ambos casos el mínimo tiene los mismos valores (-27 a -20 $W m^{-2}$) y aproximadamente la misma posición, al sur de Puerto Peñasco. También en ambos casos existe una zona con Q_H entre 0 y 10 $W m^{-2}$ al norte de la isla Tiburón. Asimismo, en 1984 y 1985 se observa un mínimo secundario (-20 a -10 $W m^{-2}$ en ambos casos) en la vecindad de la isla Angel de la Guarda, aunque en 1985 cubrió un área considerablemente mayor.

El parecido en el comportamiento de Q_{II} es menos notable para el golfo central y el golfo sur entre 1983 y 1984, excepto porque en ambos casos hay una zona con valores de Q_{II} entre -20 y -10 W m^{-2} al sur de la isla Tiburón. Para el golfo central y el golfo sur hasta la altura de La Paz, en ambos casos (marzo de 1983 y 1984) el valor típico de Q_{II} es de 0 a 10 W m^{-2} , pero en 1983 las zonas con Q_{II} entre 10 y 20 W m^{-2} cubren superficies notablemente mayores.

Exceptuando el máximo del lado occidental del golfo sur en noviembre de 1983 y el máximo secundario del alto golfo en 1984, ambos casos tienen configuraciones de Q_{II} parecidas. Sin embargo, los valores son menores en 1984 que en 1983 en aproximadamente 10 W m^{-2} . Para el golfo central, el patrón de 1985 es más parecido al de 1984 con base en el valor típico (0 a 10 W m^{-2} en ambos casos) que al de 1983.

III.1.E. Flujo de calor neto

En la figura 9 se observa que para marzo de 1983 el máximo (225 a 255 W m^{-2}) cubre todo el ancho del golfo sur, desde La Paz y Yávaros hasta la boca. El mínimo (147 a 150 W m^{-2}) se encuentra a la altura de Huatabampo mar adentro.

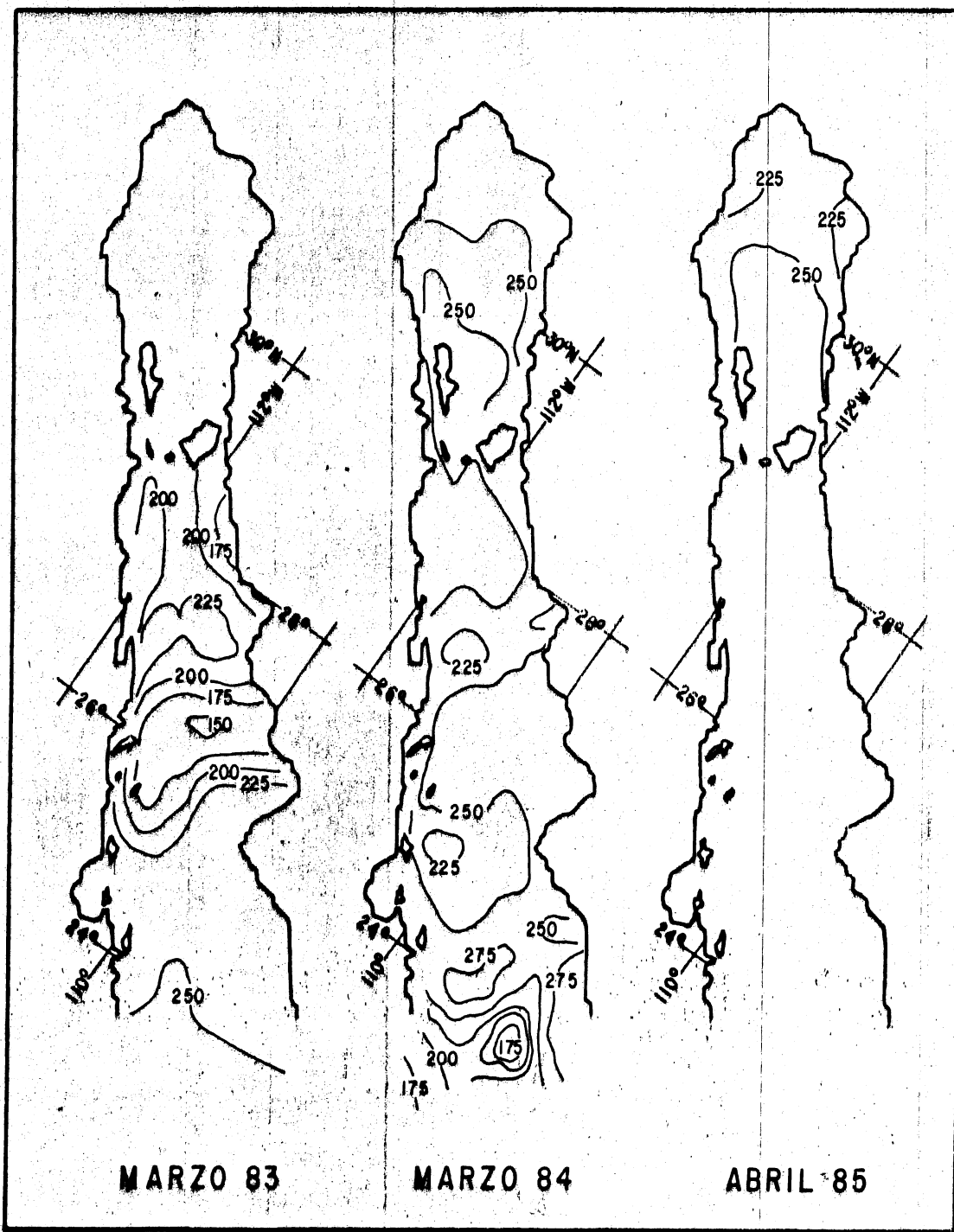


Fig.9-Flujo de calor neto en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 ($W m^{-2}$).

67

En marzo de 1984, en casi todo el golfo desde la altura de La Paz hacia el Norte el valor de Q es elevado y se encuentra en el intervalo de 225 a 275 $W m^{-2}$; es decir, comprende menos de la mitad del rango para este mes y este año (150 a 275 $W m^{-2}$).

En abril de 1985 en casi toda el área muestreada del golfo predominan valores de Q entre 250 y 268 $W m^{-2}$ (máximos), que abarcan todo el golfo central, la región de las islas y todo el alto golfo hasta la altura de San Felipe, exceptuando una estrecha franja en ambas costas. Los mínimos (211 a 225 $W m^{-2}$) se encuentran frente a San Felipe y Puerto Peñasco.

En noviembre de 1983, los valores máximos (150 a 159 $W m^{-2}$) y mínimos (51 a 75 $W m^{-2}$) de flujo de calor neto (Q) se alternan entre sí varias veces a lo largo del golfo (fig. 10).

En noviembre de 1984 los valores de Q son relativamente altos (100 a 125 $W m^{-2}$) en casi todo el golfo. Los mínimos (-1 a 25 $W m^{-2}$) se encuentran del lado oriental, uno al sur de Puerto Peñasco y otro frente a Yávaros. Los máximos (125 a 140 $W m^{-2}$) se localizan en el golfo sur, cubriendo desde el sur de Bahía Concepción en el lado occidental y desde el sur de Topolobampo en el lado oriental.

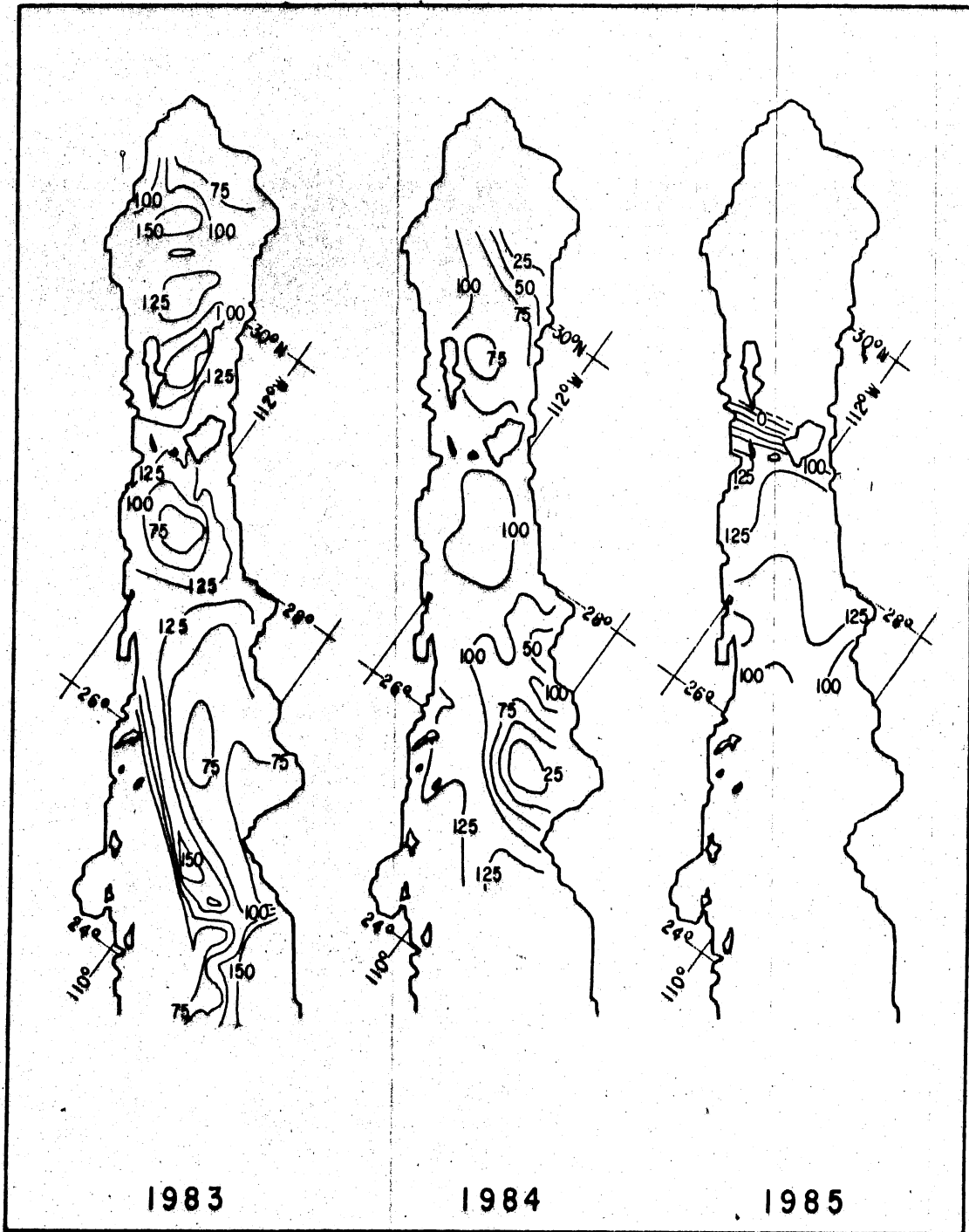


Fig. 10-Flujo de calor neto en noviembre de 1983, 1984 y 1985 ($W m^{-2}$)

En noviembre de 1985 se observa un intenso gradiente de Q en la región de las islas, con el mínimo (-28 a -25 $W m^{-2}$) al Norte y el máximo (125 a 144 $W m^{-2}$) al Sur. En el golfo central el máximo abarca toda la costa oriental hasta Guaymas, y se prolonga hacia la costa de Baja California al norte de Santa Rosalía. Hay otro máximo en la boca de Bahía Concepción.

Para el alto golfo y el golfo central, el rango de Q para marzo de 1984 y abril de 1985 es aproximadamente el mismo. En ambas regiones el valor predominante es el máximo, de 250 a menos de 275 $W m^{-2}$ en los dos años. Por otra parte, en marzo de 1983 el valor de Q para el golfo central es notablemente inferior (aprox. 200 $W m^{-2}$ en promedio). Para el golfo sur los valores de Q también son notablemente inferiores en 1983 que en 1984.

La distribución de Q tiene un comportamiento parecido en noviembre de 1983 y 1984, excepto que en 1983 los valores son más altos que en 1984 (mínimos de 51 y -1 , máximos de 159 y 140 , y promedios de 107 y 95 $W m^{-2}$, respectivamente). Otra diferencia importante en el patrón de Q entre estos dos casos es el mínimo del lado occidental del golfo sur en 1983, que en 1984 está ocupado por un máximo. De los meses de noviembre de 1983, 1984 y 1985, el de 1985 es el único que presenta valores negativos de Q , formando un intenso

gradiente que sigue la configuración del umbral en la región de las islas.

III.1.F. Flujo de momentum

En las figuras 11 y 13 se aprecia que en marzo de 1983 la dirección del flujo de momentum (τ) es predominantemente hacia el Sureste, con mayores magnitudes (aprox. 1 dina cm^{-2}) en el golfo sur. Las magnitudes también son relativamente grandes (aprox. 0.5 dina cm^{-2}) en el golfo central.

En marzo de 1984 la dirección de τ también es predominantemente hacia el Sureste, con valores más altos (hasta aprox. 2 dinas cm^{-2}) en la boca y también altos (aprox. 1 dina cm^{-2}) entre Bahía Concepción y Guaymas. En el alto golfo también se observan magnitudes apreciables de τ .

En abril de 1985 el flujo de τ predominante es hacia el Sureste, con valores máximos (alrededor de 1 dina cm^{-2}) en el alto golfo frente a Puerto Peñasco y San Felipe.

En las figuras 12 y 13 se aprecia que en noviembre de 1983 la dirección del flujo de momentum (τ) es predominantemente hacia el Sureste, con alguna tendencia

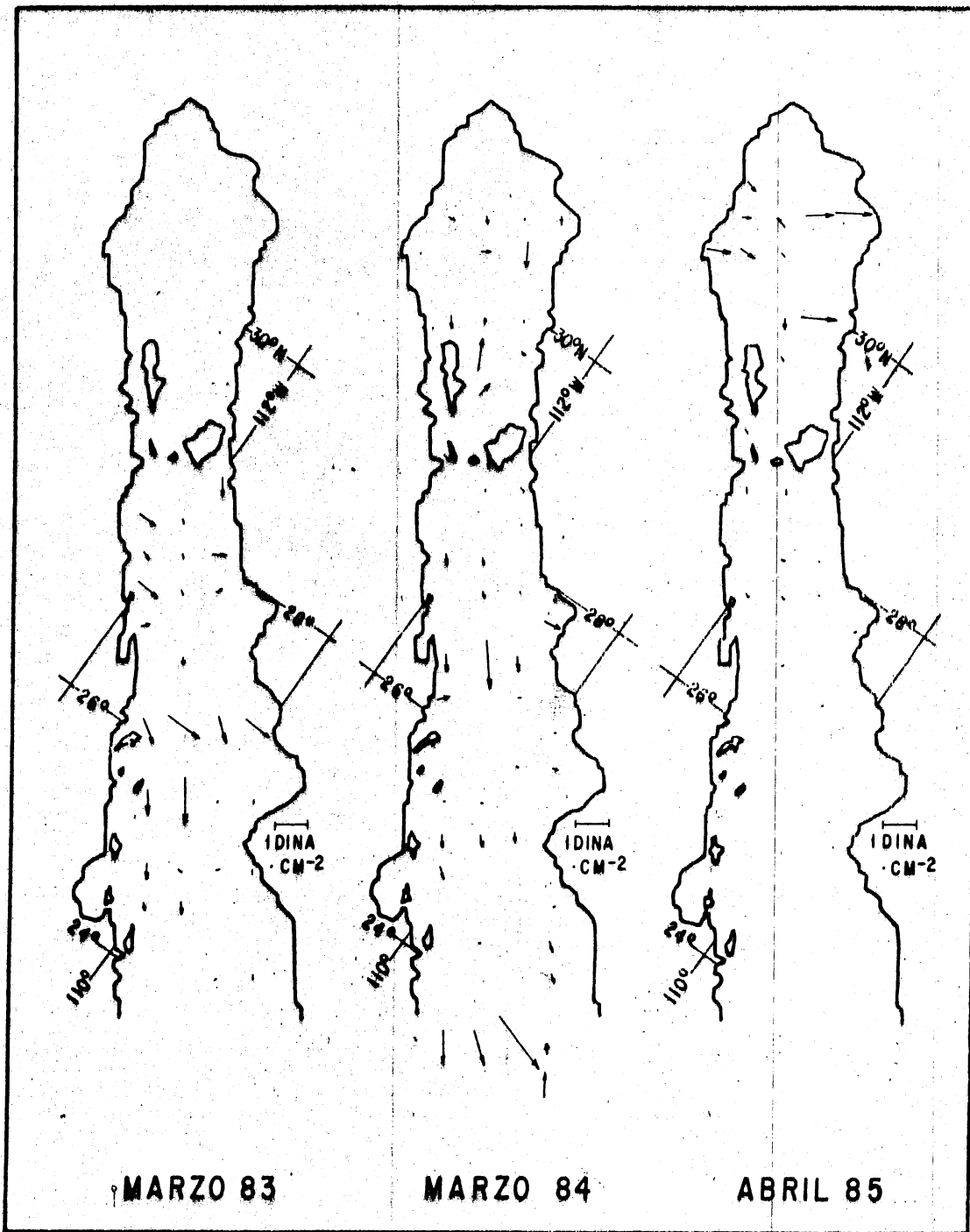


Fig. II: Flujo de momentum en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985. (dinas cm^2).

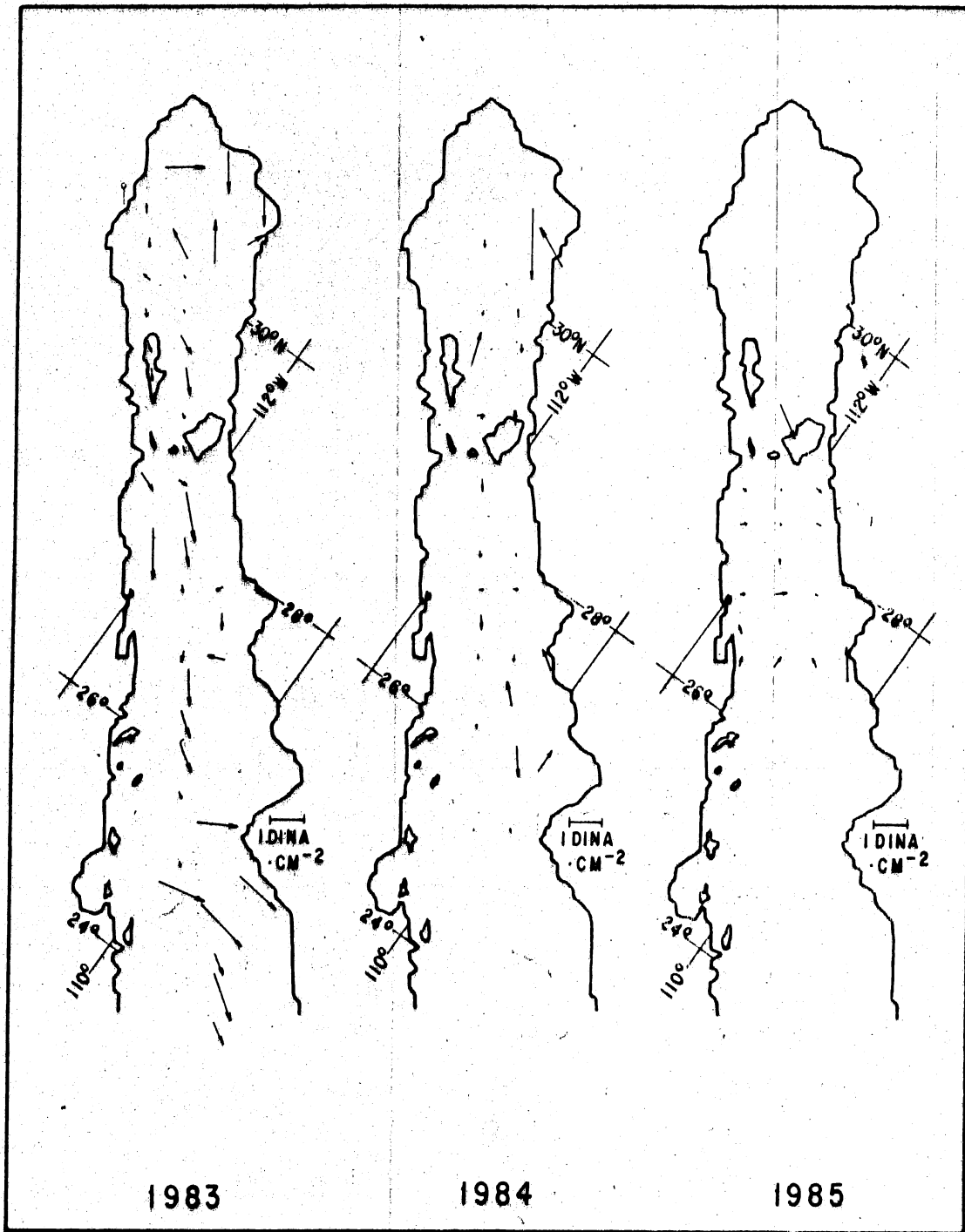


Fig.12: Flujo de momentum en noviembre de 1983, 1984 y 1985 (dinas cm^{-2}).

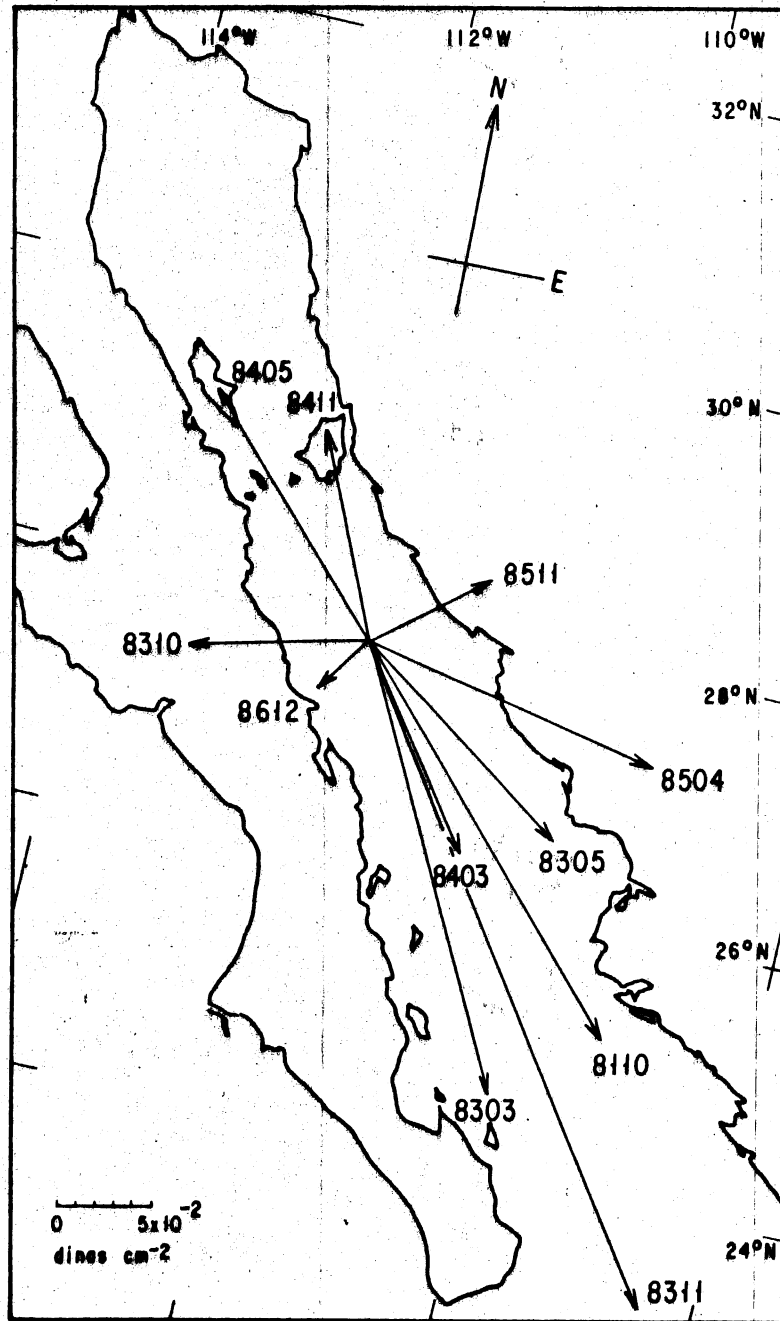


Fig. 13-Magnitud y dirección promedio de los flujos de momentum en los 11 cruceros estudiados.

hacia el Este-Sureste desde Topolobampo hasta la boca del golfo del lado oriental. En el alto golfo existe un patrón peculiar, que sugiere un remolino anticiclónico. En todo el golfo se observan vectores de τ de magnitud considerable; un valor típico aproximado es de 1 dina cm^{-2} .

Si bien en noviembre de 1984 no es apreciable en la figura 12 una dirección predominante, considerando todos los datos de τ , incluso los de magnitud muy pequeña, la dirección promedio es hacia el Noroeste (fig. 13).

Frente a Puerto Peñasco τ tiene las magnitudes máximas (aprox. 2 dinas cm^{-2}), con direcciones opuestas. En el lado oriental del golfo sur también se observan valores relativamente altos de τ (aprox. 1 dina cm^{-2}), con direcciones también opuestas.

En noviembre de 1985 tampoco se observa en la figura 12 una tendencia definida en la dirección de τ , excepto en una banda que va de Bahía Concepción a Bahía Lobos, en que la dirección predominante es hacia el noroeste y las magnitudes son máximas (aprox. 0.5 dina cm^{-2}). Sin embargo, considerando todos los vectores de τ para este mes y este año, se tiene que la dirección promedio para toda el área cubierta es hacia el Noroeste (fig. 13).

En el golfo central las magnitudes son muy bajas y la dirección predominante es hacia el Este.

Los campos de τ de marzo y abril tienen dirección predominante hacia el sureste (fig. 13). En cuanto a las magnitudes, si bien los valores máximos son mayores en 1984, el valor promedio es en 1983 el doble del correspondiente a 1984, y casi el doble del promedio para 1985 (tabla IV).

La magnitud del flujo de momentum fue considerablemente mayor en noviembre de 1983 que en noviembre de 1984 en todo el golfo y que en el golfo central en noviembre de 1985; en promedio, en 1983 fue tres veces mayor que en 1984 y cinco veces mayor que en 1985 (tabla IV).

III.2. VARIACION ESTACIONAL: 1984

En esta sección se comentan los resultados de los cálculos delineados en el capítulo anterior para los cruceros de marzo, mayo y noviembre de 1984. Si bien en la sección anterior ya fueron expuestos los resultados para marzo y noviembre de ese año, con esta forma de presentar los resultados se pretende visualizar la variación estacional de la manera más clara posible.

Se dispone de los resultados para cuatro cruceros realizados en 1983, pero para los fines de esta sección se eligió el año de 1984 porque en los tres cruceros realizados en él se cubrió un área mayor y porque la cobertura temporal no fue sustancialmente mayor en 1983 (marzo, mayo, octubre y noviembre) que en 1984 (marzo, mayo y noviembre).

Teniendo en cuenta las anteriores limitantes en la temporalidad de los datos, en lo que sigue los resultados de marzo y noviembre se considerarán representativos de condiciones de invierno (finales y principios de la estación, respectivamente), y los de mayo se considerarán representativos de verano. Es de esperar que las condiciones de marzo sean menos 'invernales' que las de noviembre.

Para visualizar mejor la variación estacional de los flujos de calor, en la figura 14 se presentan los rangos y valores promedio para marzo, mayo y noviembre de 1984 y para marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre.

III.2.A. Radiación solar de onda corta

Con base en los resultados presentados en la tabla IV, es evidente el comportamiento estacional de la radiación solar de onda corta (Q_s); esto es, el valor promedio para todo el golfo aumenta de marzo (finales de invierno) a mayo

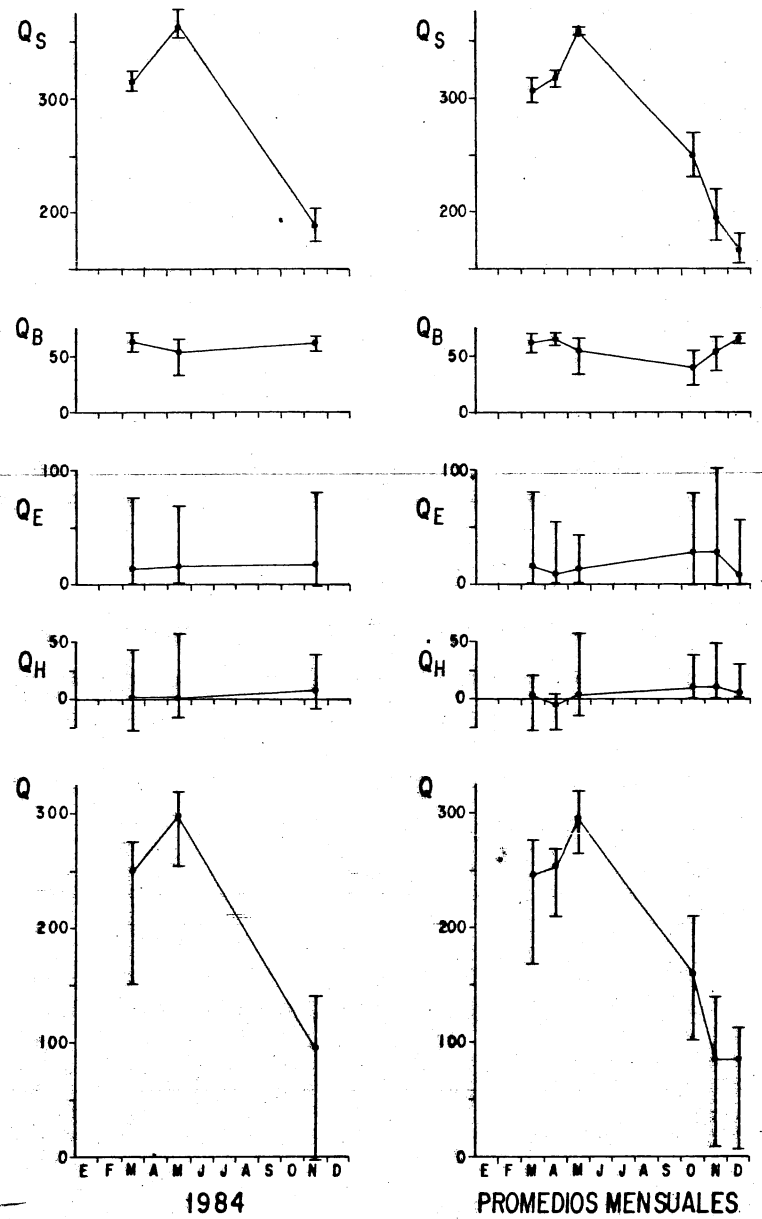


Fig. 14-Rangos y valores promedio globales para marzo y noviembre de 1984 y para marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

(verano) y vuelve a disminuir en noviembre (principios de invierno) a un valor más bajo del que tenía en marzo.

III.3.B. Radiación de onda larga

En la figura 15 se observa que en mayo de 1984, en el alto golfo los valores de Q_B aumentan desde el extremo norte hasta la región de las islas, y de aquí vuelven a disminuir hasta un mínimo (34 a 36 $W m^{-2}$) mar adentro al sur de Bahía Concepción. En el golfo sur los valores aumentan desde un mínimo frente a las costas de Baja California hasta un máximo (63 a 64 $W m^{-2}$) al sur de Topolobampo. En la región de las islas se encuentran otros dos máximos, uno del lado oriental de la isla Angel de la Guarda y otro sobre el umbral, que se extiende hacia la salida del Canal de Ballenas y forma un gradiente con valores decrecientes hacia el Sur.

Se observa que en marzo, mayo y noviembre de 1984 el patrón general de Q_B es aproximadamente el mismo: valores más altos en el alto golfo, la región de las islas y el golfo central y más bajos en el golfo sur, excepto por un valor alto en la vecindad de Topolobampo en los tres casos (máximo secundario mar adentro en marzo, máximo al sur en mayo, y máximo secundario frente a Yávaros y Topolobampo en noviembre). Esa diferencia es más notable en verano (rango de 30 $W m^{-2}$ para mayo, contra 15 y 14 $W m^{-2}$ para marzo y

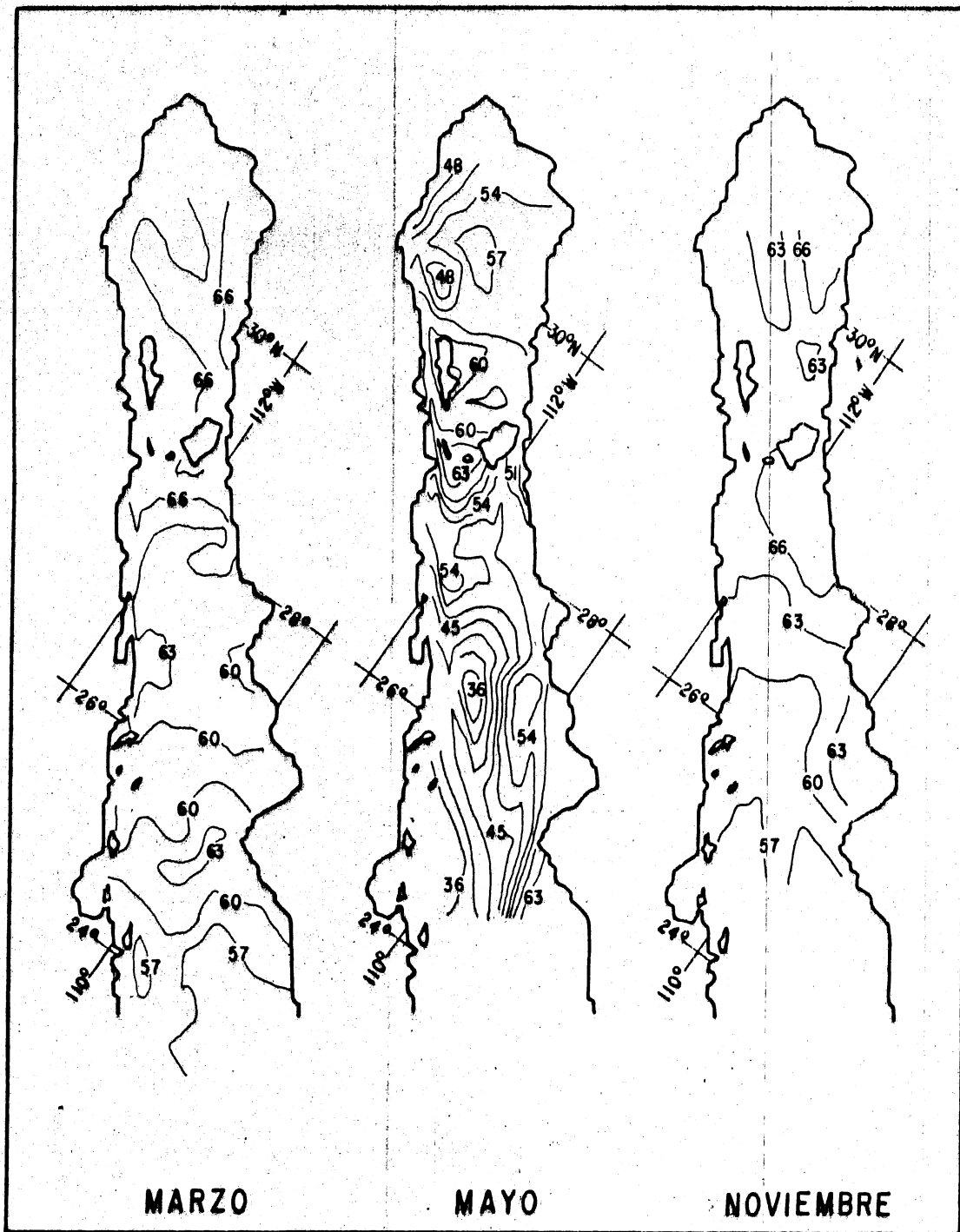


Fig. 15-Radiación de onda larga en marzo, mayo y noviembre de 1984 ($W m^{-2}$).

noviembre, respectivamente).

En el alto golfo, la región de las islas y el golfo central Q_B es ligeramente mayor en invierno (máximos de 70 y 68 $W m^{-2}$ en marzo y noviembre, respectivamente) que en verano (máximo de 64 $W m^{-2}$ en mayo). En el golfo sur esa diferencia es más pronunciada (mínimos de 55 y 54 $W m^{-2}$ en invierno y de 36 $W m^{-2}$ en verano). Además, los campos de Q_B para marzo y noviembre (condiciones de invierno) de 1984 son muy parecidos entre sí, como se observa en la figura 15 y en la tabla IV. En mayo los valores máximo, mínimo y promedio para todo el golfo de Q_B son inferiores a los de marzo y noviembre.

Otra diferencia entre las condiciones de invierno y las de verano para Q_B es que el sentido de los gradientes cambia (en ambos casos la transición a este respecto ocurre en el golfo central). Además, en mayo el patrón de Q_B es más complejo, con un rango de valores mayor e intensos gradientes en el golfo sur.

III.2.C. Flujo de calor latente

Como se observa en la figura 16, en mayo de 1984 un valor mínimo (1 a 20 $W m^{-2}$) de flujo de calor latente (Q_E) cubre la mayor parte del golfo. Los máximos (60 a 67 $W m^{-2}$) están situados al este de la isla Angel de la Guarda y al

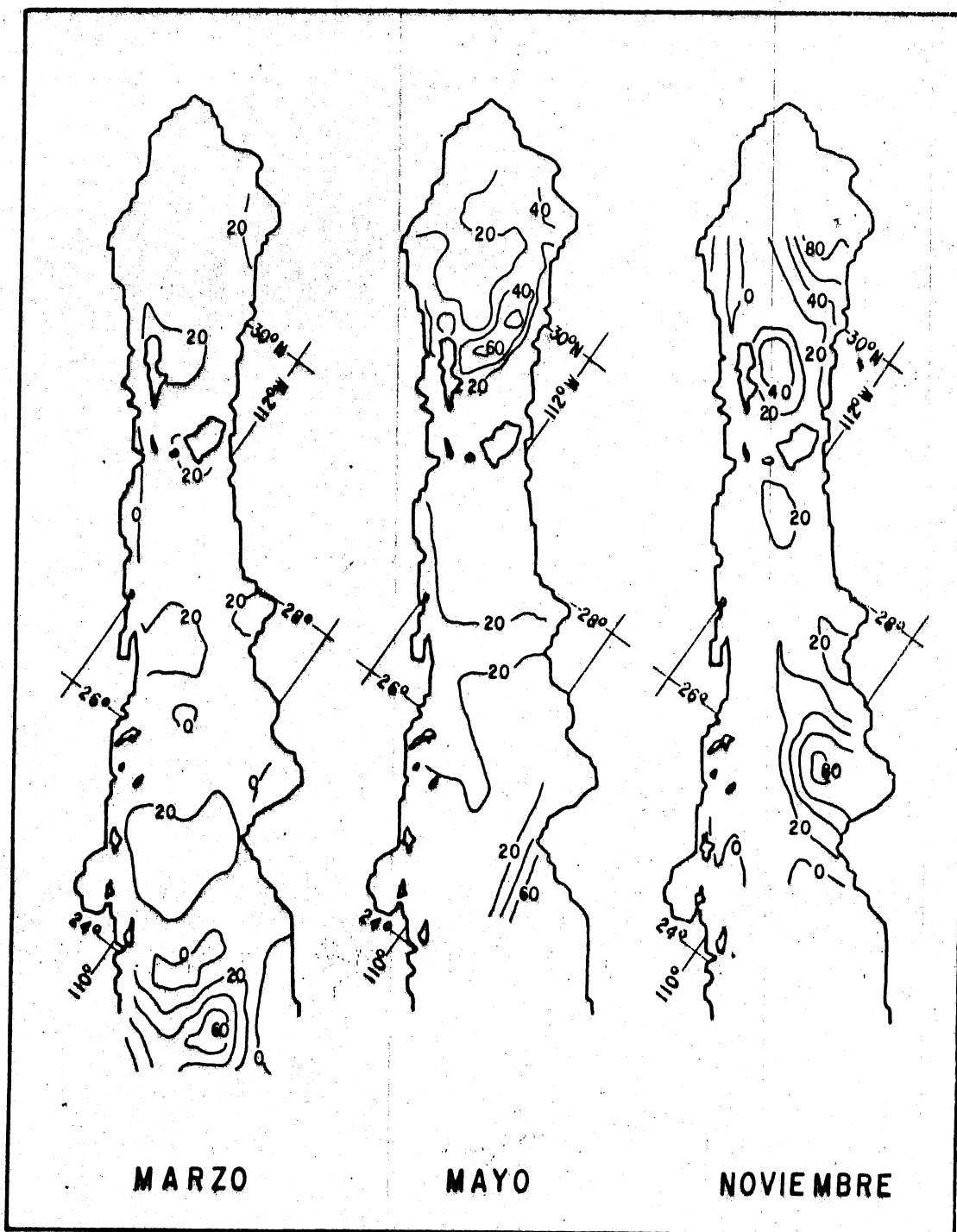


Fig.16: Flujo de calor latente en marzo, mayo y noviembre de 1984 ($W m^{-2}$).

sur de Topolobampo, y hay un máximo secundario (40 a 60 $W m^{-2}$) frente a Puerto Peñasco. Un mínimo secundario (20 a 40 $W m^{-2}$) separa el golfo central del golfo sur (Bahía Concepción a Guaymas) y se extiende por una franja costera del lado de Baja California desde el sur de Punta Ballena hasta Loreto.

En los tres cruceros de 1984 el patrón espacial de Q_E es parecido, con valor típico de 0 a 20 $W m^{-2}$ en la mayor parte del golfo. Además, en los tres casos hay un máximo en el golfo sur: mar adentro en la boca en marzo, al sur de Topolobampo en mayo, y frente a Yávaros en noviembre. Asimismo, en los tres casos hay valores distintos al mínimo del lado oriental de la isla Ángel de la Guarda y en la vecindad de Puerto Peñasco, con mínimos en casi todo el resto del alto golfo, la región de las islas y el golfo central. En estos tres meses, los valores de promedio y rango de Q_E aumentan ligeramente de marzo (15 y 60 $W m^{-2}$) a mayo (17 y 66 $W m$) y a noviembre (19 y 80 $W m^{-2}$), de modo que en este último mes los gradientes de Q_E son más intensos.

III.2.D. Flujo de calor sensible

En mayo de 1984, los valores más bajos (negativos) de flujo de calor sensible (Q_H) se encuentran limitados casi exclusivamente al alto golfo y la región de las islas (fig.

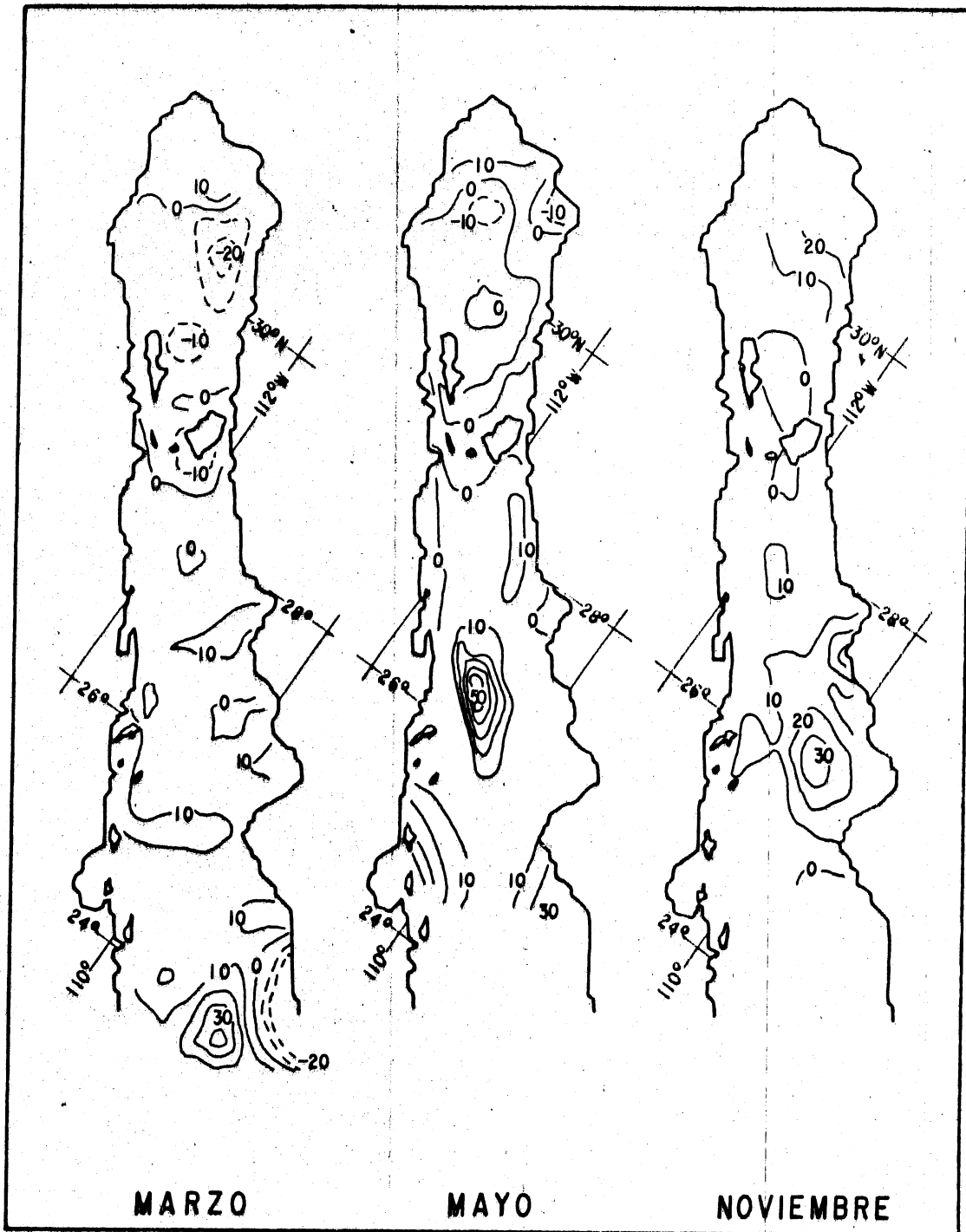


Fig. 17: Flujo de calor sensible en marzo, mayo y noviembre de 1984 ($W m^{-2}$).

17). Los mínimos (-16 a -10 W m^{-2}) se encuentran frente a Puerto Peñasco y a esa misma altura mar adentro. El máximo (50 a 56 W m^{-2}) se localiza al sur de Bahía Concepción mar adentro.

Los campos de Q_H para marzo, mayo y noviembre de 1984 son parecidos entre sí, con valores negativos limitados casi exclusivamente al alto golfo y la región de las islas y máximos limitados al golfo sur. Asimismo, en los tres casos los valores más altos para el alto golfo se encuentran en las partes situadas más al Norte. Los mínimos del golfo sur se presentan frente a las costas de Sinaloa en invierno (marzo y noviembre).

Los valores locales de promedio y rango de Q_H para todo el golfo son muy parecidos en marzo y mayo, pero difieren en noviembre (promedio de 3 , 2 y 8 W m^{-2} , y rango de 71 , 72 y 47 W m^{-2} , respectivamente).

Los valores más altos se observan en mayo (máximos de 44 , 56 y 38 W m^{-2} para marzo, mayo y noviembre, respectivamente) y los más bajos en marzo (mínimos de -27 , -16 y -9 , respectivamente). Además, a diferencia de lo que ocurre en marzo y mayo, en que en casi todo el alto golfo y la región de las islas se presentan valores negativos, en noviembre sólo un área relativamente pequeña presenta valores

de Q_H menores de cero.

III.2.E. Flujo de calor neto

En la figura 18 se aprecia que en mayo de 1984 la mayor parte del golfo presenta valores máximos (300 a 319 $W m^{-2}$) de flujo de calor neto (Q).

Comparando la distribución espacial de Q para marzo, mayo y noviembre de 1984, las mayores similitudes se observan entre mayo y noviembre (mínimos del lado oriental en el alto golfo y el golfo sur), aunque los valores numéricos difieren claramente entre los tres meses. El promedio para todo el golfo aumenta de marzo a mayo y disminuye en noviembre a un valor más bajo del que tenía en marzo (248, 297 y 95 $W m^{-2}$, respectivamente).

Conforme avanza el verano (de marzo a mayo) la distribución de Q tiende a hacerse más uniforme, y al acercarse el invierno las diferencias vuelven a hacerse notables (rangos de 125, 65 y 141 $W m^{-2}$, respectivamente). El golfo central tiene la distribución más uniforme. En el golfo sur se presentan los gradientes más pronunciados, especialmente en la costa oriental.

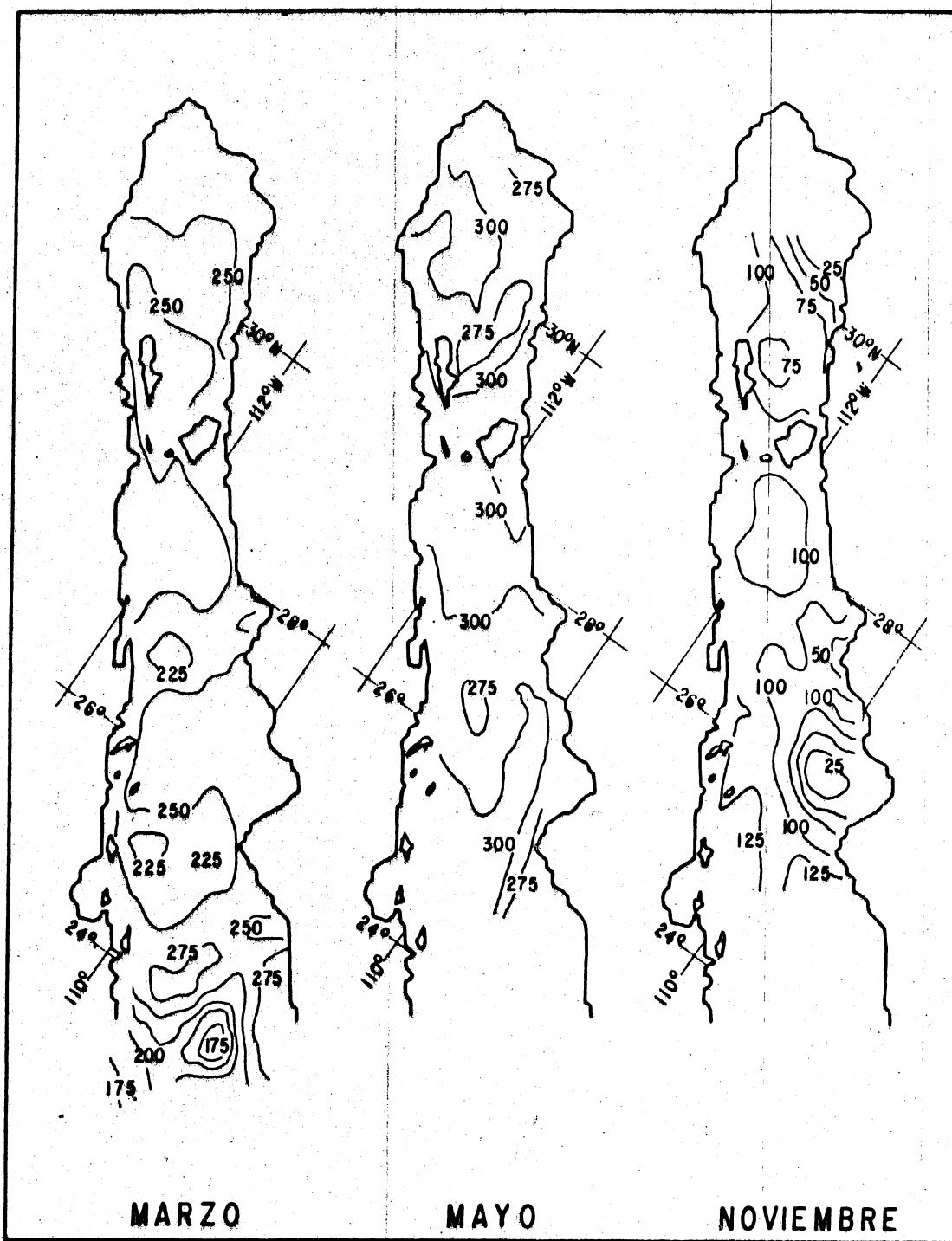


Fig. 18: Flujo de calor neto en marzo, mayo y noviembre de 1984 ($W m^{-2}$).

III.2.F. Flujo de momentum

Como se ve en la figura 19 y más claramente en la figura 13, en mayo de 1984 la tendencia general en la dirección del flujo de momentum (τ) es hacia el Noroeste. En el alto golfo, τ tiende a dirigirse hacia el Noreste en el lado de Baja California y hacia el Oeste en el lado de Sonora. En el golfo sur el flujo es hacia el Oeste-Noroeste frente a Bahía Concepción, y hacia el Oeste al sur de Loreto.

Las mayores magnitudes (aprox. 1 a 2 dinas cm^{-2}) se encuentran en el alto golfo y el golfo sur, y las menores en la región de las islas y el golfo central.

En general, en 1984 la dirección de τ es hacia el Sureste en marzo y hacia el Noroeste en mayo y noviembre. La magnitud disminuye de marzo a mayo, y de mayo a noviembre también disminuye pero en una proporción menor (24.8 a 16.3 y a 13.0 dinas $\text{cm}^{-2} \times 10^{-2}$).

III.3. VARIACION ESTACIONAL: PROMEDIOS POR MES

Una vez expuestos en las dos secciones anteriores los resultados de los cálculos de los flujos de calor y momentum para siete cruceros, a continuación se presentan los resultados por mes, casi todos ellos promediados, para marzo

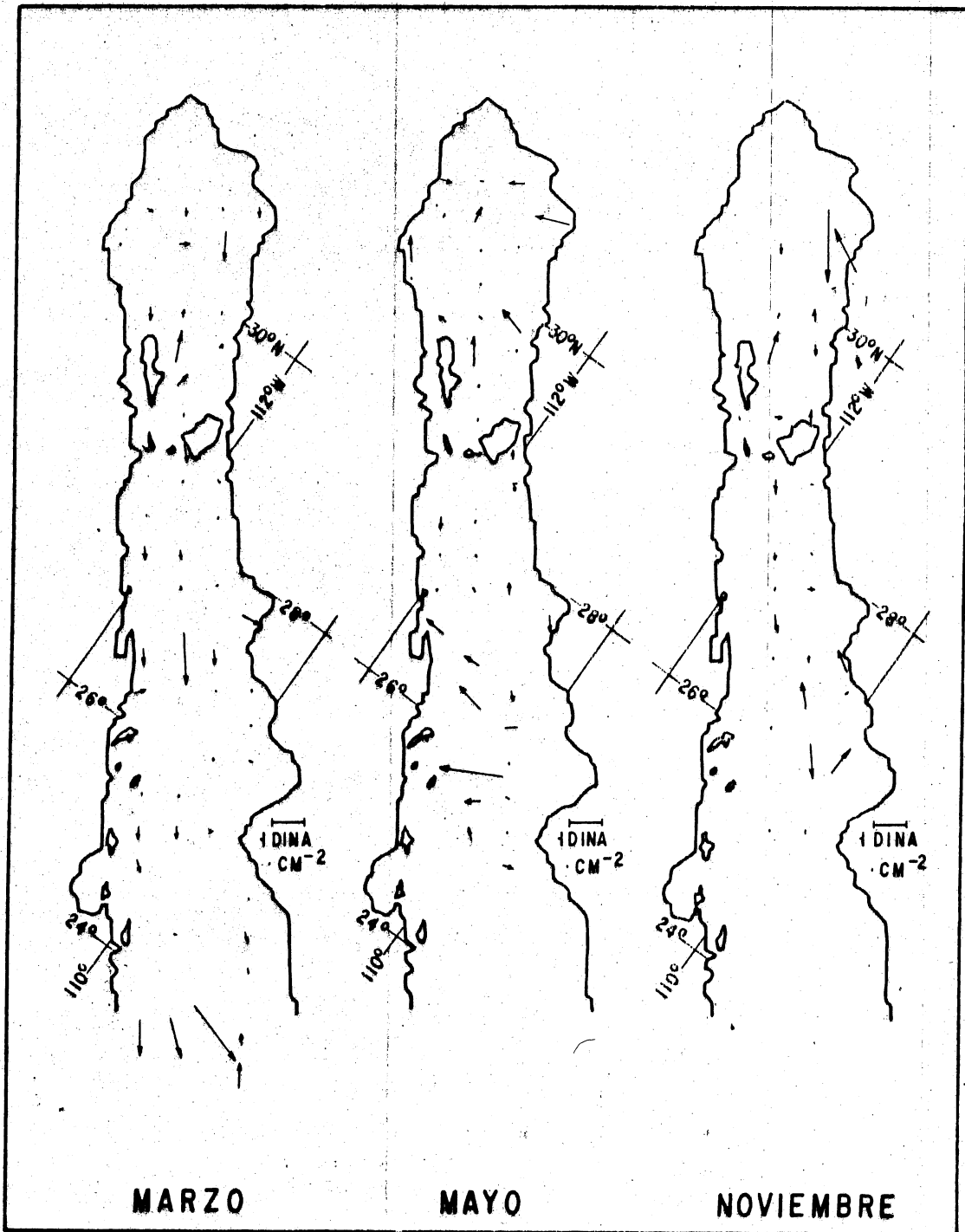


Fig. 19: Flujo de momentum en marzo, mayo y noviembre de 1984 (dinas cm⁻²).

(1983 y 1984), abril (1985), mayo (1983 y 1984), octubre (1981 y 1983), noviembre (1983, 1984 y 1985) y diciembre (1986). Esta informaci3n se resume en la tabla V. Con estos resultados, en el siguiente capitulo se intentará delinear una aproximaci3n general al comportamiento estacional de los flujos de calor y momentum en el Golfo de California.

Debe tenerse presente la falta de datos para la mitad de los meses del a3o al intentar inferir el comportamiento estacional. Es necesario recordar adem3s que en abril y diciembre los datos son de un solo crucero en cada caso, y que la cobertura espacial de los cruces de un mismo mes por lo general es distinta. La figura 20 ayudar3 a visualizar mejor los resultados que se presentan en esta secci3n. Tambi3n ser3 de utilidad la segunda columna de la figura 14.

III.3.A. Radiaci3n solar de onda corta

Como en las dos secciones anteriores, el comportamiento temporal de la radiaci3n solar de onda corta (Q_g) es el esperado; esto es, el valor promedio aumenta de marzo (306 W m^{-2}) a mayo (361 W m^{-2}) y disminuye de octubre (251 W m^{-2}) a diciembre (167 W m^{-2}).

Tabla V. Promedios por mes de los flujos de calor y momentum*

MES	Q_S			Q_B			Q_E			Q_H			Q			τ	
	máx	mín	\bar{x}	máx	mín	\bar{x}	máx	mín	\bar{x}	máx	mín	\bar{x}	máx	mín	\bar{x}	mag	dir
Mar	318	291	306	69	54	62	80	0	16	20	-27	3	276	168	246	9.2	319
Abr	324	310	318	70	58	65	54	0	9	4	-27	-4	268	210	254	16.2	281
May	362	359	361	65	34	55	44	0	15	56	-15	4	319	265	296	6.4	141
Oct	269	233	251	55	24	39	78	0	29	39	0	11	210	101	160	12.0	5
Nov	220	176	196	67	37	54	101	0	28	48	0	12	138	9	85	18.0	304
Dic	181	156	167	69	62	66	56	0	9	30	1	6	112	7	85	3.6	34
\bar{x}	279	254	266	66	45	57	69	0	18	33	-11	5	220	127	188	10.9	315

*Los flujos de calor se expresan en $W m^{-2}$ y el de momentum en dinas $cm^{-2} \times 10^{-2}$. La dirección está dada en grados de azimut. \bar{x} : promedio.

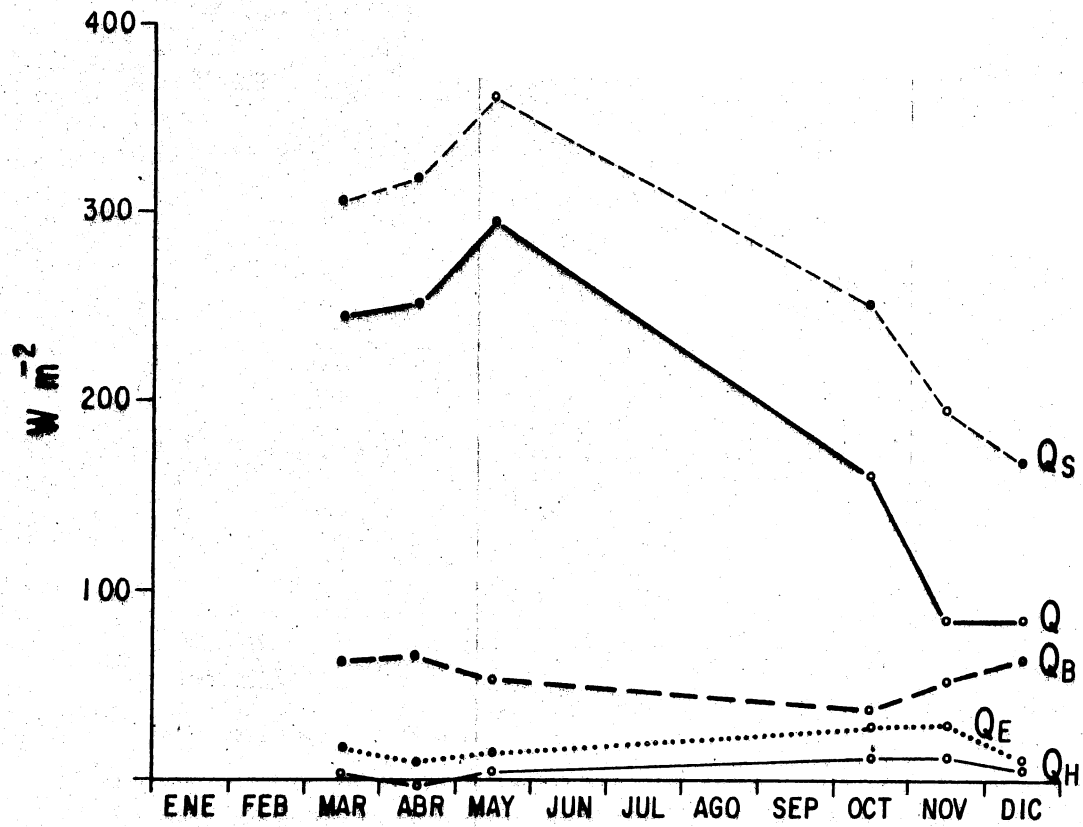


Fig. 20: Valores promedio por mes de los flujos de calor.

III.3.B. Radiación de onda larga

Como se observa en la figura 21, en marzo y abril los valores de la radiación de onda larga (Q_B) aumentan de sur a norte. Los mínimos (52 a 57 $W m^{-2}$) se encuentran al sur de La Paz y los máximos (66 a 68 $W m^{-2}$) en la región de las islas y frente a ambas costas en el alto golfo.

En mayo el patrón de Q_B es un tanto más complejo que en marzo, aunque los valores también tienden a aumentar de Sur a Norte hasta la región de las islas, donde comienzan a disminuir nuevamente hasta el extremo norte del alto golfo. En el golfo sur también hay un aumento uniforme de Baja California a Sinaloa.

En octubre, en el golfo sur los valores de Q_B disminuyen de Oeste a Este (desde un máximo de 54 a 55 $W m^{-2}$ hasta un mínimo de 24 a 27 $W m^{-2}$ en la boca) y de Sur a Norte (máximo en la boca y mínimo frente a Bahía Concepción). En la región de las islas, Q_B disminuye desde un máximo alrededor de la isla Angel de la Guarda (con un máximo secundario en el Canal de Ballenas hasta el sur de Punta Ballena) hasta el mínimo frente a Bahía Concepción y al Sur mar adentro. En el golfo central los valores son intermedios, y aumentan de Este (27 a 33 $W m^{-2}$) a Oeste (48 a 51 $W m^{-2}$).

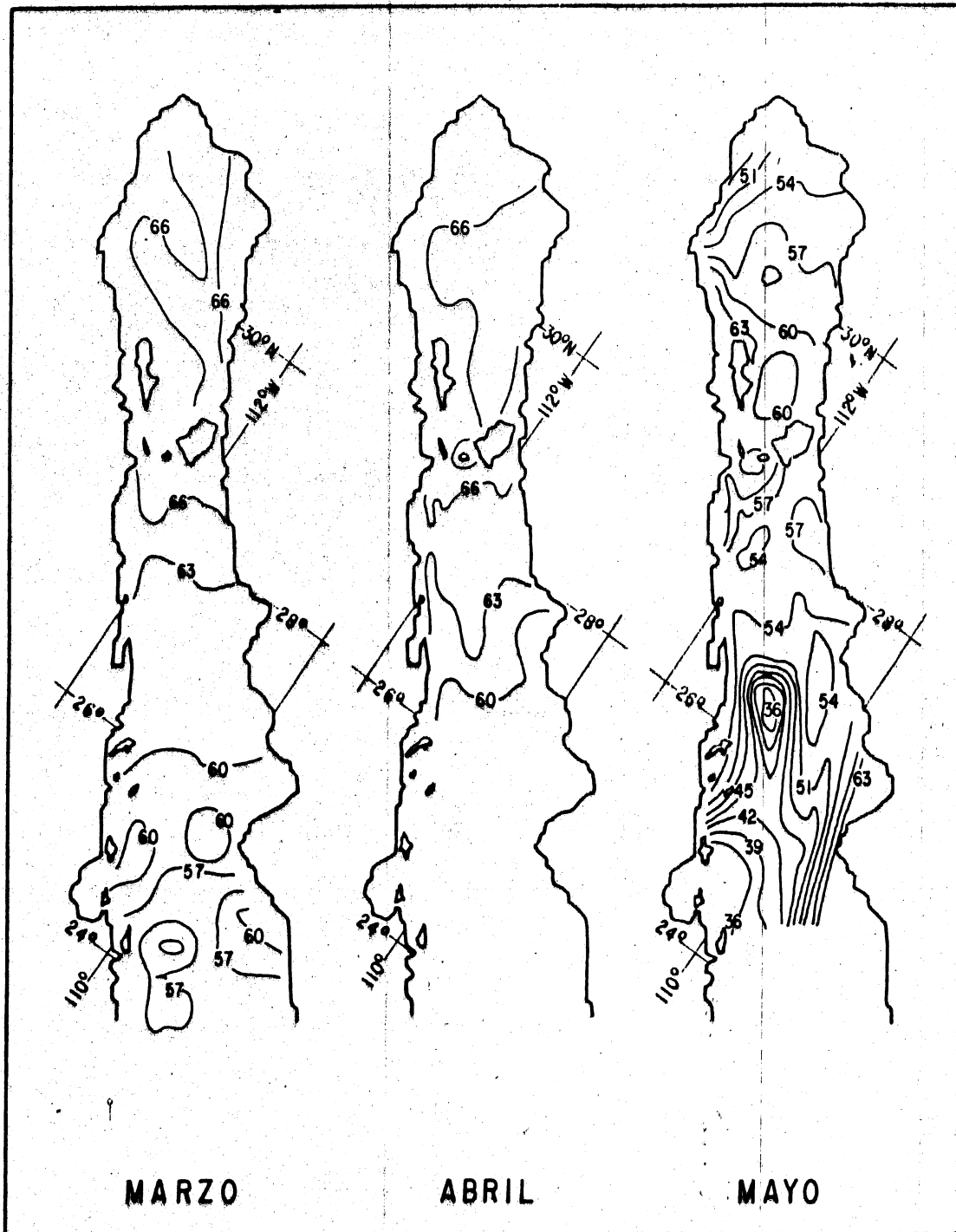


Fig.21- Radiación de onda larga promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

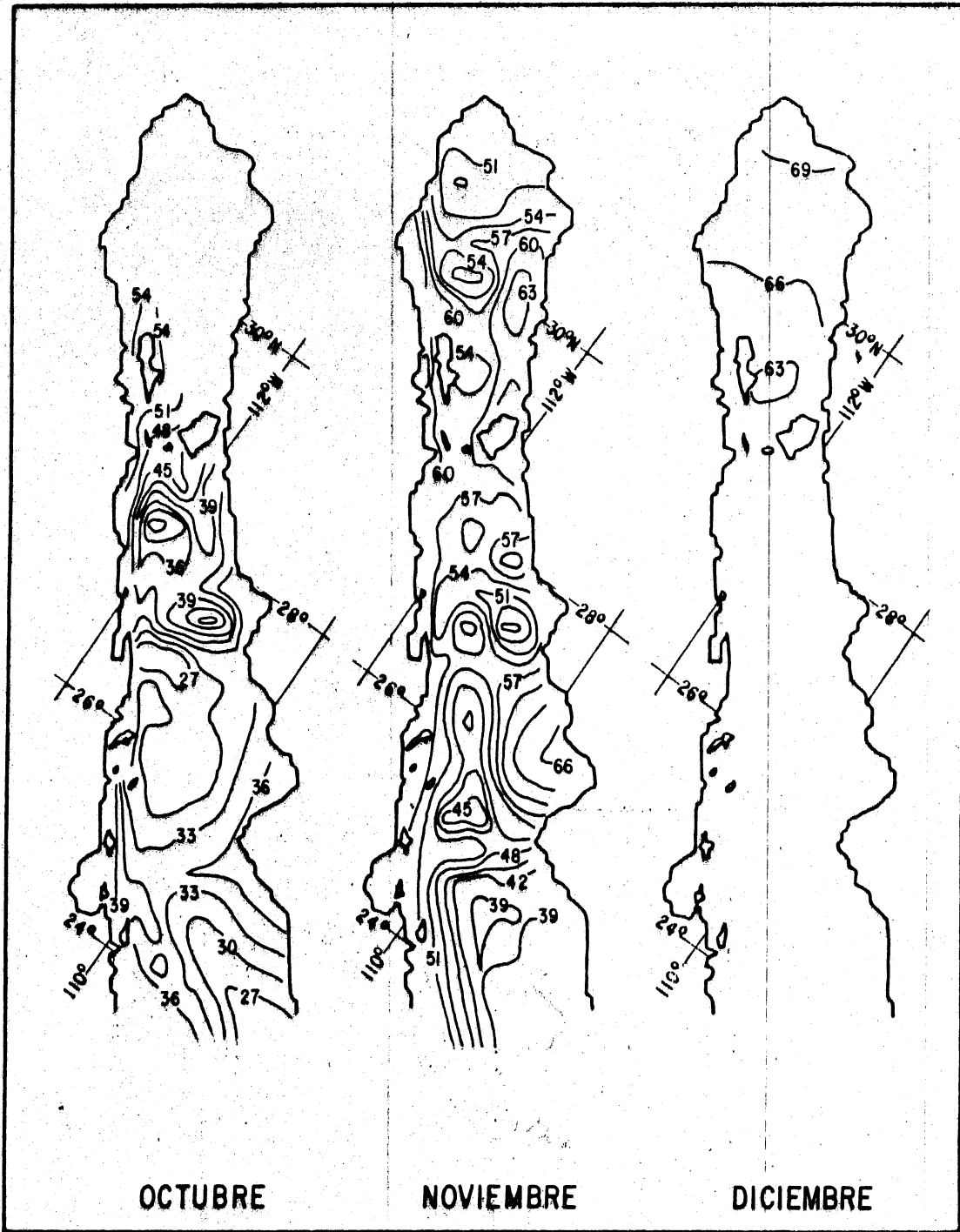


Fig. 21- Cont.

En noviembre, Q_B aumenta en el alto golfo de Norte a Sur, con valores altos en ambas costas al sur de San Felipe y frente a Bahía Tepoca. En la región de las islas se encuentran también valores altos en el Canal de Ballenas y el Canal del Infiernillo.

En diciembre los valores de Q_B disminuyen de Norte a Sur. En el extremo norte del alto golfo se halla el máximo (69 W m^{-2}).

En general, en los seis meses aquí estudiados el golfo sur emite a la atmósfera una menor cantidad de calor de onda larga que el alto golfo, la región de las islas y el golfo central. El patrón espacial de Q_B es notablemente parecido en marzo y abril. Además, los valores por región también son parecidos entre estos dos meses y diciembre para el alto golfo, la región de las islas y el golfo central (66 a 69 W m^{-2} en la mayor parte del alto golfo y 63 a 66 W m^{-2} en la mayor parte del golfo central).

En mayo el patrón y los valores numéricos de Q_B son muy distintos respecto a los observados en marzo y abril. El promedio para todo el golfo ha disminuido y el rango ha aumentado (promedios de 62 , 65 y 55 W m^{-2} y rangos de 15 , 12 y 31 W m^{-2} , respectivamente). Además, ahora en vez de disminuir, los valores aumentan de Norte a Sur en el alto

golfo, aunque en el golfo central vuelven a disminuir hacia el Sur como en los dos meses anteriores. En el golfo sur el patrón es más complicado.

En mayo, octubre y noviembre se encuentran máximos (65, 55 y 67 $W m^{-2}$, respectivamente) en el Canal de Ballenas y en el golfo sur (en la vecindad de Yávaros en mayo y noviembre) y mínimos (34, 24 y 37 $W m^{-2}$, respectivamente) en el golfo sur (al sur de Bahía Concepción en mayo y octubre y al sur de Topolobampo en octubre y noviembre).

III.3.C. Flujo de calor latente

En marzo y abril, los valores del flujo de calor latente (Q_E) son mínimos (0 a 20 $W m^{-2}$) en la mayor parte del golfo (fig. 22). En marzo el máximo (60 a 80 $W m^{-2}$) se encuentra frente a Loreto, y en abril (40 a 54 $W m^{-2}$) frente a Puerto Peñasco.

En mayo nuevamente el golfo se encuentra ocupado casi en su totalidad por valores mínimos de Q_E (0 a 20 $W m^{-2}$). Los máximos (40 a 44 $W m^{-2}$) se encuentran frente a Puerto Peñasco y desde Huatabampo hacia el Sur del lado oriental.

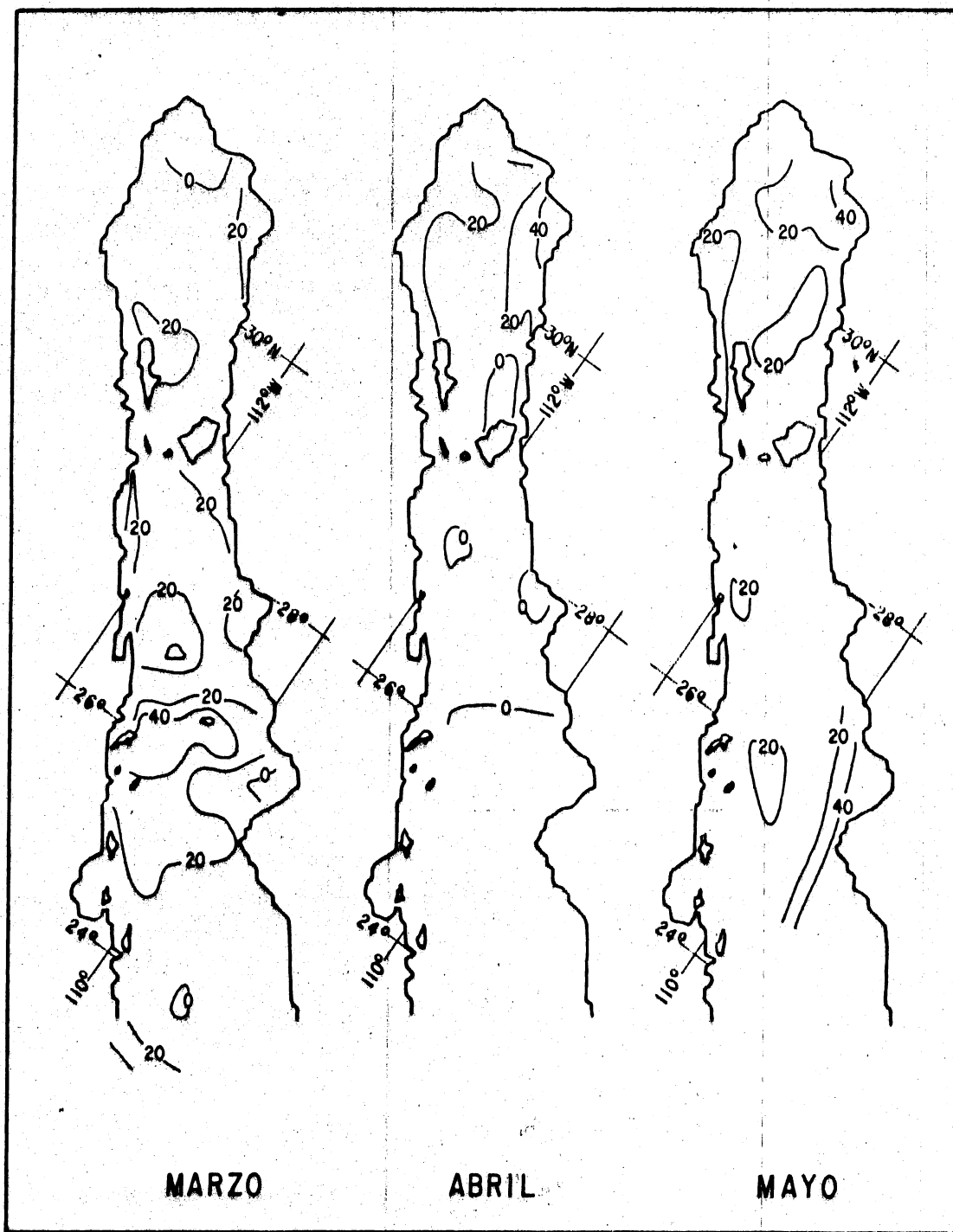


Fig. 22- Flujo de calor latente promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

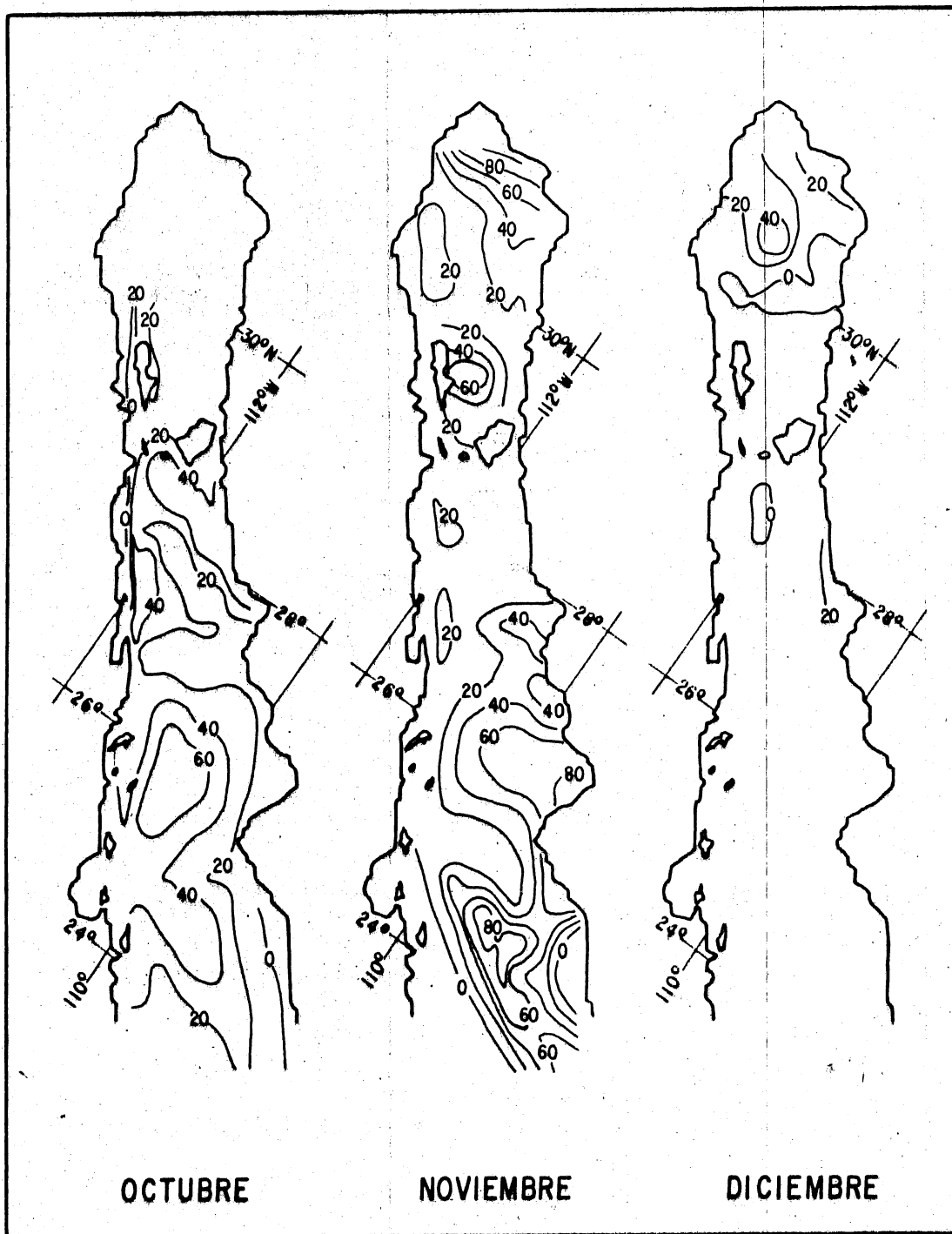


Fig.22-Cont.

En octubre el patrón espacial de Q_E es más complicado que en marzo, abril y mayo. Los mínimos (0 a 20 $W m^{-2}$) se encuentran en el Canal de Ballenas y del lado oeste del golfo central, y del lado este desde la boca hasta Bahía Lobos, con prolongaciones casi hasta Bahía Concepción y hasta la mitad del golfo central. A la entrada del golfo del lado de Baja California hay otro mínimo. El máximo (60 a 78 $W m^{-2}$) se encuentra frente a Loreto mar adentro.

En noviembre, parte del alto golfo, casi todo el golfo central y toda la costa occidental tienen un valor mínimo de Q_E (0 a 20 $W m^{-2}$). Hay otro mínimo a la entrada del golfo frente a Sinaloa. En el alto golfo, Q_E disminuye desde el máximo (80 a 101 $W m^{-2}$) en el extremo norte hasta el mínimo en la costa occidental y al sur de Bahía Tepoca. En el área comprendida entre las islas Ángel de la Guarda y Tiburón Q_E vuelve a aumentar hasta un máximo secundario (60 a 80 $W m^{-2}$). En el golfo sur los valores más altos se encuentran de manera predominante frente a la costa oriental.

En diciembre casi todo el alto golfo y el golfo central presentan valores mínimos de Q_E (0 a 20 $W m^{-2}$). Frente a San Felipe, Puerto Peñasco y Guaymas se encuentran valores intermedios (20 a 40 $W m^{-2}$). El máximo (40 a 56 $W m^{-2}$) está mar adentro en el alto golfo.

El patrón espacial es parecido en marzo, abril, mayo y diciembre, con valores típicos de 0 a 20 W m^{-2} y máximos y/o máximos secundarios en el alto golfo y el golfo sur, y distribución relativamente uniforme en el golfo central. La distribución espacial de Q_E es más complicada en octubre y aún más en noviembre. En octubre los mínimos cubren la costa de Baja California en el alto golfo y el golfo central, y la costa este desde Guaymas hasta la boca, mientras que en noviembre el mínimo ocupa todo el lado occidental, y el oriental desde Punta Tepoca hasta Guaymas.

En general, el flujo de Q_E es casi constante en marzo, abril y mayo. Aumenta a un máximo en octubre y noviembre (fig. 14 y tabla V), y disminuye de nuevo en diciembre (por lo menos en el alto golfo, la región de las islas y el golfo central) hasta los valores de marzo, abril y mayo.

En todos los casos en que la cobertura espacial lo permite, se observan máximos en el alto golfo frente a Puerto Peñasco (excepto en diciembre, cuando el máximo está mar adentro) y en el golfo sur frente a Yávaros o aproximadamente a la altura de este lugar.

III.3.D. Flujo de calor sensible

En la figura 23 se observa que en marzo el flujo de calor sensible (Q_H) en el golfo tiene valores típicos de -10 a 10 W m^{-2} . El máximo (20 W m^{-2}) se encuentra en el extremo norte del alto golfo y forma un intenso gradiente con el mínimo (-27 a -20 W m^{-2}), que se encuentra ligeramente al sur mar adentro.

En mayo, en todo el alto golfo, la región de las islas y el golfo central y en la mayor parte del golfo sur Q_H es muy bajo, con valores típicos de 0 a 10 W m^{-2} . El mínimo (-15 a -10 W m^{-2}) se encuentra frente a San Felipe mar adentro. Frente a Loreto mar adentro se localiza el máximo (50 a 56 W m^{-2}).

En octubre se encuentra un mínimo (0 a 10 W m^{-2}) al sur de las islas San Lorenzo y San Esteban, que se prolonga por una franja costera del lado de Baja California hasta Santa Rosalía. Otro mínimo se observa desde el sur de Topolobampo hasta Guaymas, desde donde presenta dos prolongaciones, una casi hasta Bahía Concepción y otra casi hasta unirse con el mínimo de la región de las islas. Del lado oriental de la boca se halla otro mínimo. El máximo (30 a 39 W m^{-2}) se observa frente a Loreto mar adentro.

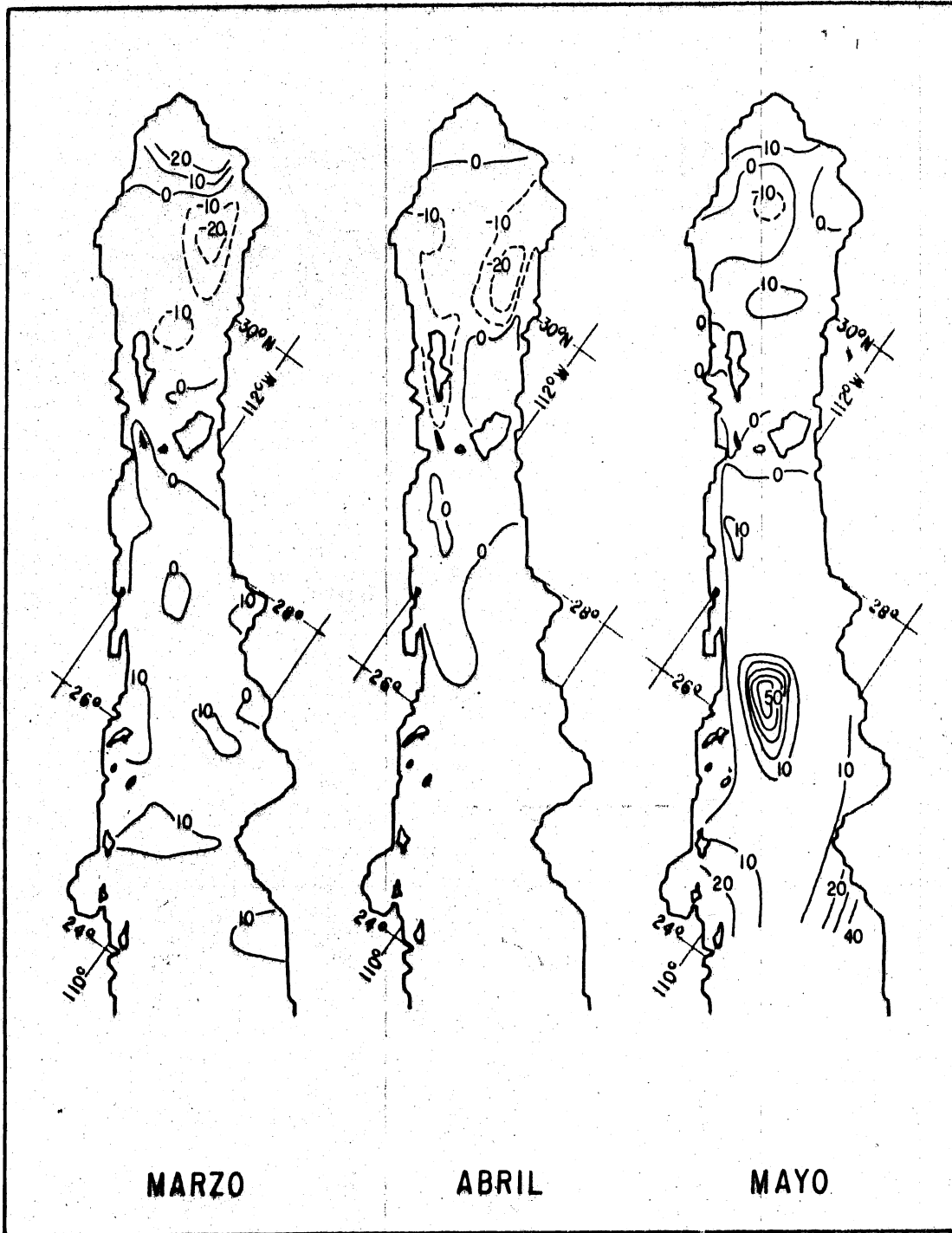


Fig.23-Flujo de calor sensible promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

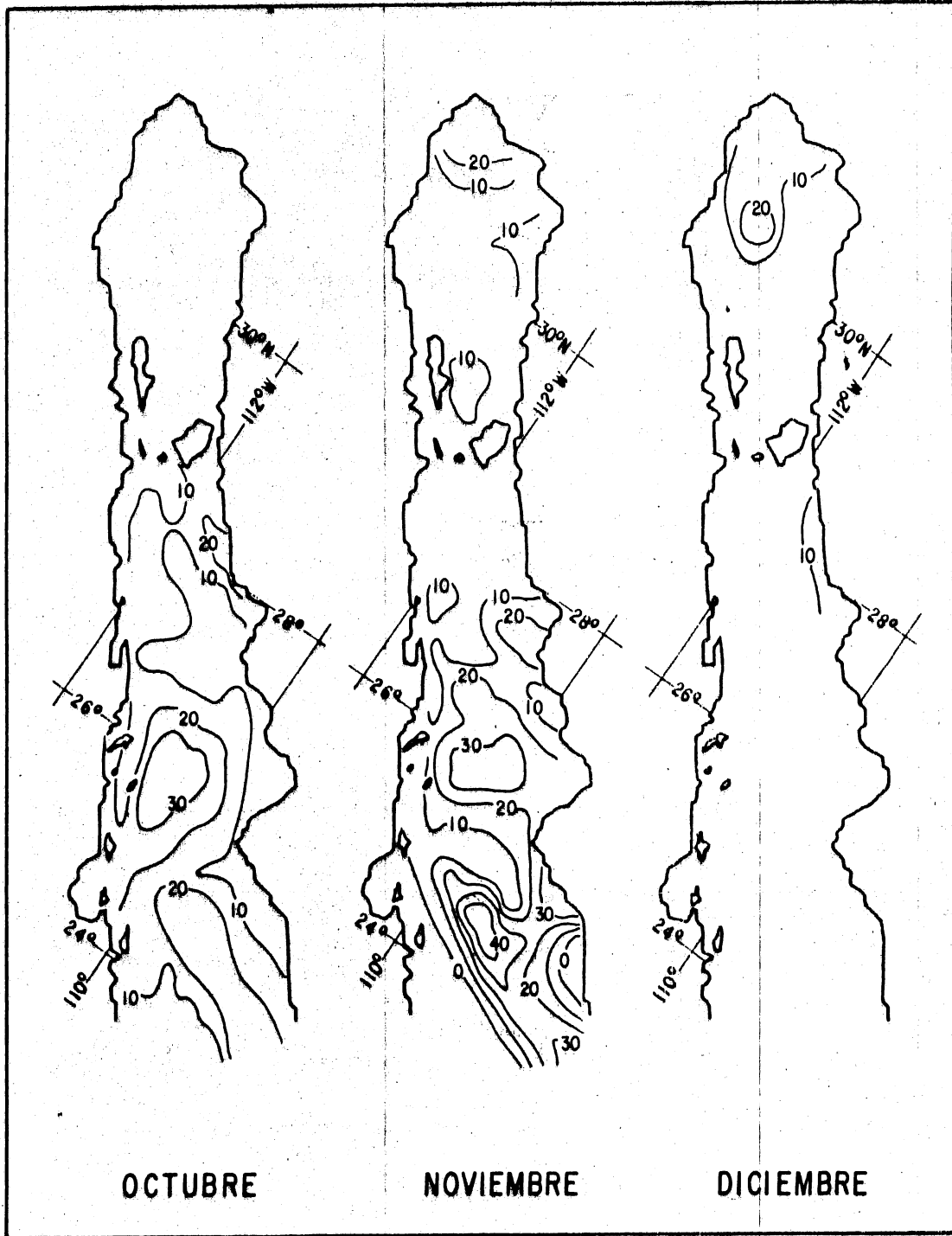


Fig.23: Cont.

En noviembre la costa occidental, el alto golfo, la región de las islas y el golfo central están ocupados casi totalmente por el mínimo de Q_H (0 a 10 W m^{-2}). En el golfo sur los valores presentan la tendencia general a aumentar hacia el sur, excepto por los mínimos frente a Bahía Tobari y del lado oriental en la boca. El máximo (40 a 48 W m^{-2}) se localiza a la altura de la isla Cerralvo mar adentro.

En diciembre, exceptuando el máximo (20 a 30 W m^{-2}) mar adentro a la altura de San Felipe y los valores intermedios de Q_H (10 a 20 W m^{-2}) en el extremo norte del alto golfo y frente a Guaymas, el valor mínimo (0 a 10 W m^{-2}) se encuentra uniformemente distribuido en el alto golfo, la región de las islas y el golfo central.

El patrón de Q_H en marzo y abril es muy parecido, con valores mayores de cero en el extremo norte del alto golfo, mínimo mar adentro (-27 W m^{-2} en ambos casos), un mínimo secundario (-20 a -10 W m^{-2}) en la vecindad de la isla Angel de la Guarda, un valor de 0 a 10 W m^{-2} al norte de la isla Tiburón, y una isolínea de transición a valores mayores de cero en el golfo central. En mayo los valores de Q_H han aumentado, y para octubre ya no se observan valores negativos desde la región de las islas hacia el Sur. En octubre y noviembre la configuración espacial de Q_H guarda cierta similitud. Sin embargo, en octubre el mínimo (0 a 10 W m^{-2})

ocupa la mayor parte del golfo central, mientras que en noviembre lo ocupa totalmente. Además, en octubre cubre una franja costera del lado oriental del golfo sur, mientras que en noviembre esa franja se encuentra en todo el lado occidental. En ambos casos el máximo (39 y 48 $W m^{-2}$, respectivamente) se encuentra mar adentro en el golfo sur. El patrón de Q_H en diciembre, con valores aproximadamente constantes de 0 a 10 $W m^{-2}$ en casi todo el alto golfo, la región de las islas y el golfo central, es muy parecido al de noviembre para esas regiones.

III.3.E. Flujo de calor neto

En marzo, el flujo de calor neto (Q) mínimo (168 a 200 $W m^{-2}$) se halla frente a Huatabampo mar adentro (fig. 24). Los máximos (250 a 276 $W m^{-2}$) se localizan mar adentro en el alto golfo, al norte de la isla Tiburón, frente a Bahía Lobos, frente a Yávaros y en casi toda la zona comprendida desde Topolobampo y el norte de La Paz hasta la boca.

En mayo los valores mínimos (265 a 275 $W m^{-2}$) se encuentran al este de la isla Angel de la Guarda mar adentro y frente a Loreto, también mar adentro, así como en el lado oriental del golfo, desde Bahía Tobari hacia el sur. Los máximos se observan mar adentro en la región de las islas y el golfo central, así como en toda la costa de Baja

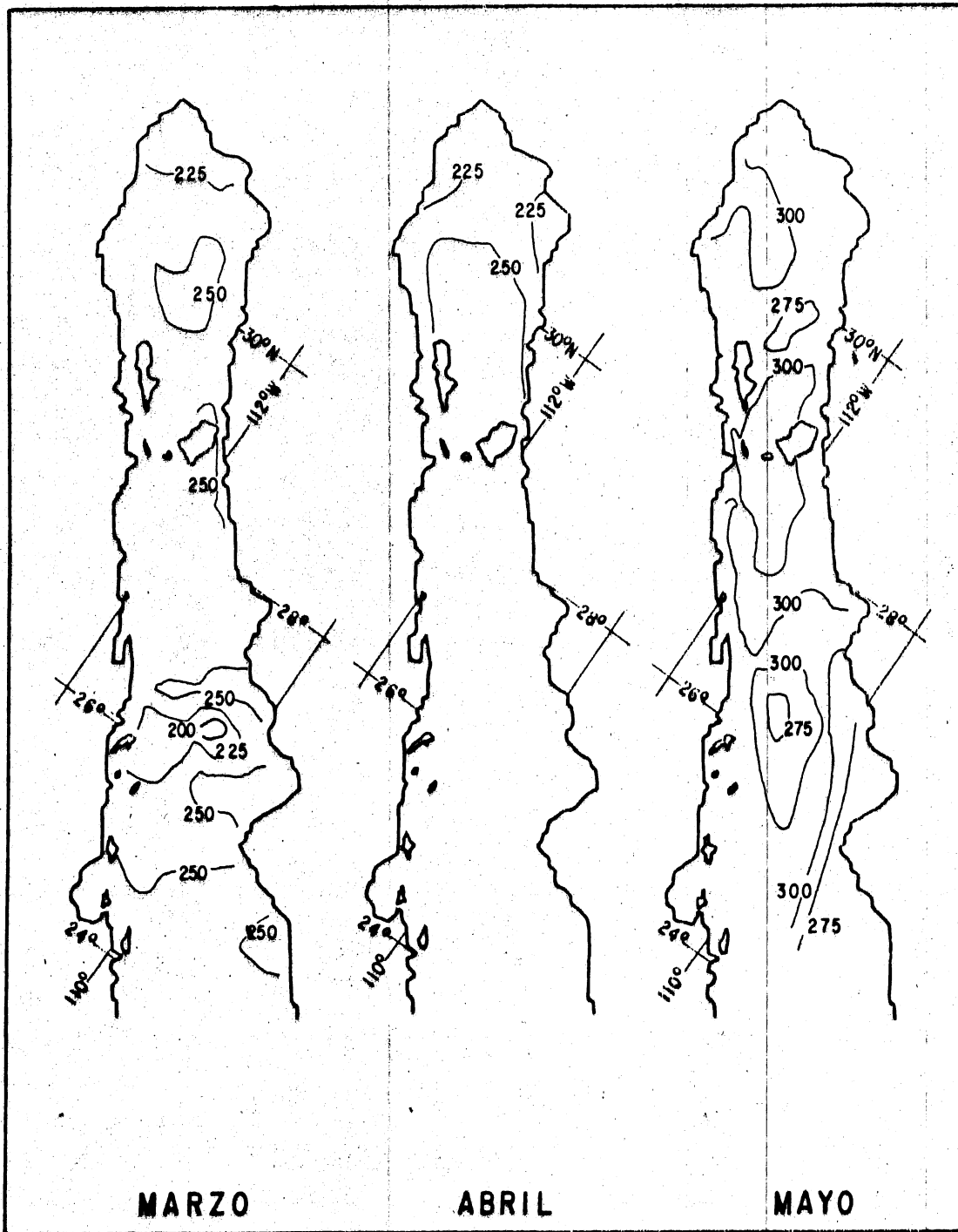


Fig.24-Flujo de calor neto promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre ($W m^{-2}$).

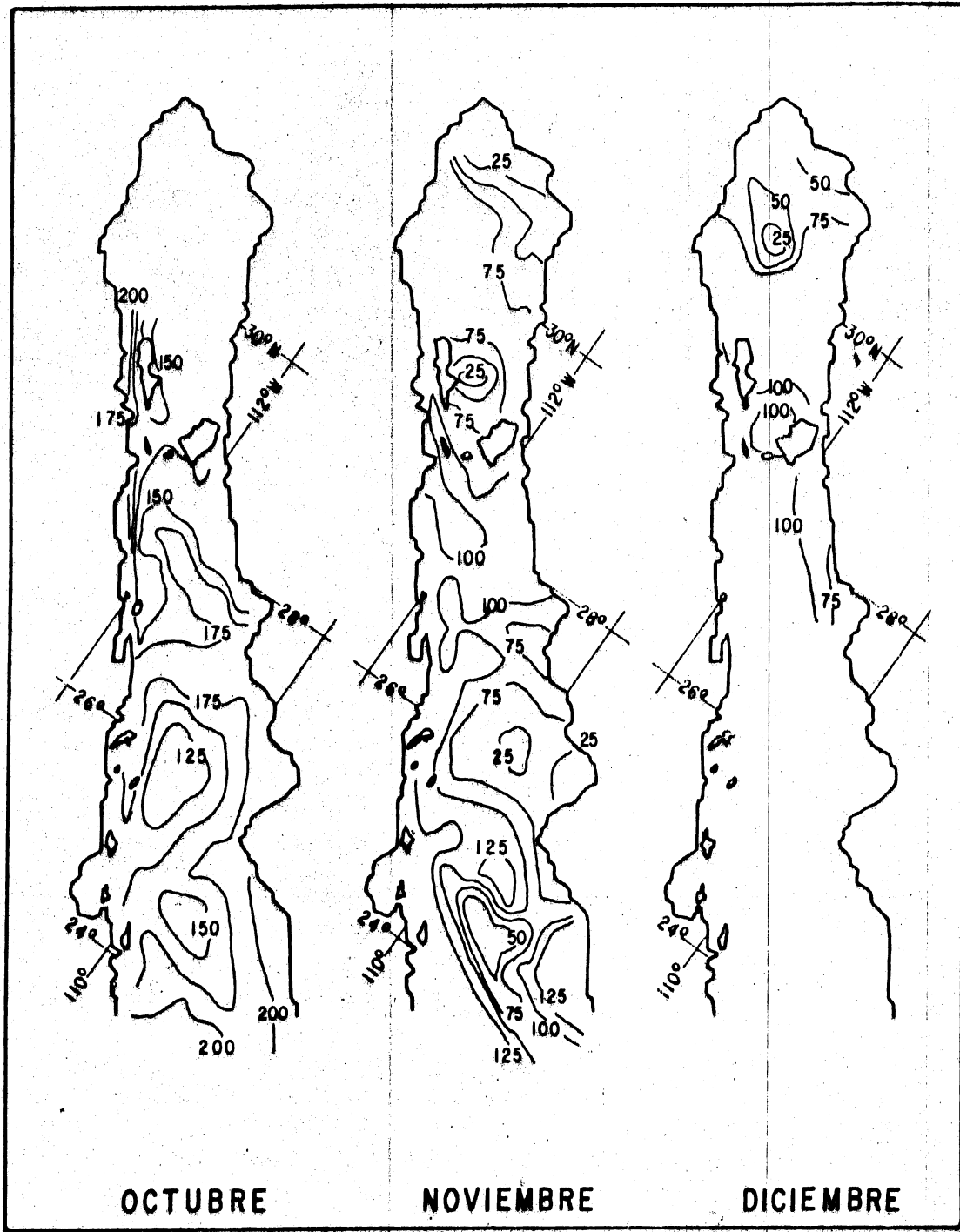


Fig. 24-Cont.

California desde el norte de Santa Rosalia y de Guaymas a Bahía Lobos frente a la costa de Sonora.

En octubre los valores máximos de Q (200 a 210 $W m^{-2}$) se encuentran en el canal de Ballenas y al sur del umbral Ballenas-Salsipuedes frente a la costa de Baja California en el golfo central. También en la boca se observan máximos, frente a Baja California y al sur de Topolobampo. El mínimo (101 a 125 $W m^{-2}$) está a la altura de Loreto mar adentro.

En noviembre, Q aumenta en el alto golfo desde un mínimo (9 a 25 $W m^{-2}$) situado en el extremo norte hasta un máximo secundario (100 a 125 $W m^{-2}$) en la región de las islas. Sin embargo, entre las islas Angel de la Guarda y Tiburón hay otro mínimo, que forma un gradiente con mayor intensidad hacia el Sur. Frente a Yávaros hay dos mínimos, uno frente a la costa y otro mar adentro, y el máximo (125 a 138 $W m^{-2}$) se localiza a la altura de La Paz.

En diciembre el valor mínimo (7 a 25 $W m^{-2}$) se encuentra mar adentro al sur de San Felipe. El máximo (100 a 112 $W m^{-2}$) cubre la región de las islas, excepto la costa oriental y un área al norte de San Esteban y San Lorenzo y al oeste de Tiburón. También cubre todo el golfo central exceptuando una franja costera del lado de Sonora.

Para el alto golfo y el golfo central, el patrón de Q es parecido en marzo y abril; en mayo los valores de Q han aumentado aproximadamente 50 W m^{-2} para esas regiones (promedios globales de 246, 254 y 296, respectivamente; fig. 24 y tabla V). En octubre los valores de Q han disminuido aproximadamente a la mitad (promedio de 160 W m^{-2}) respecto a los valores de mayo, y en noviembre y diciembre el promedio global de cada mes se reduce nuevamente a la mitad (85 W m^{-2} en ambos casos). El patrón de noviembre y el de diciembre guardan cierta similitud entre sí, con mínimos (9 a 25 y 7 a 25 W m^{-2} , respectivamente) en el alto golfo y valores altos que cubren casi por completo el golfo central (máximo secundario en noviembre de 100 a 125 W m^{-2} y máximo en diciembre de 100 a 112 W m^{-2}).

III.4.F. Flujo de momentum

En la figura 25 y con mayor claridad en la 26 se observa que en marzo la dirección predominante del flujo de momentum (τ) es hacia el Sureste. Las mayores magnitudes se encuentran en el alto golfo y en el golfo sur (aprox. 0.5 a 1.0 dinas cm^{-2}), en especial a todo lo ancho a la altura de Bahía Concepción-Guaymas y Loreto-Huatabampo, con magnitudes intermedias en la mitad occidental, de Loreto a la Paz.

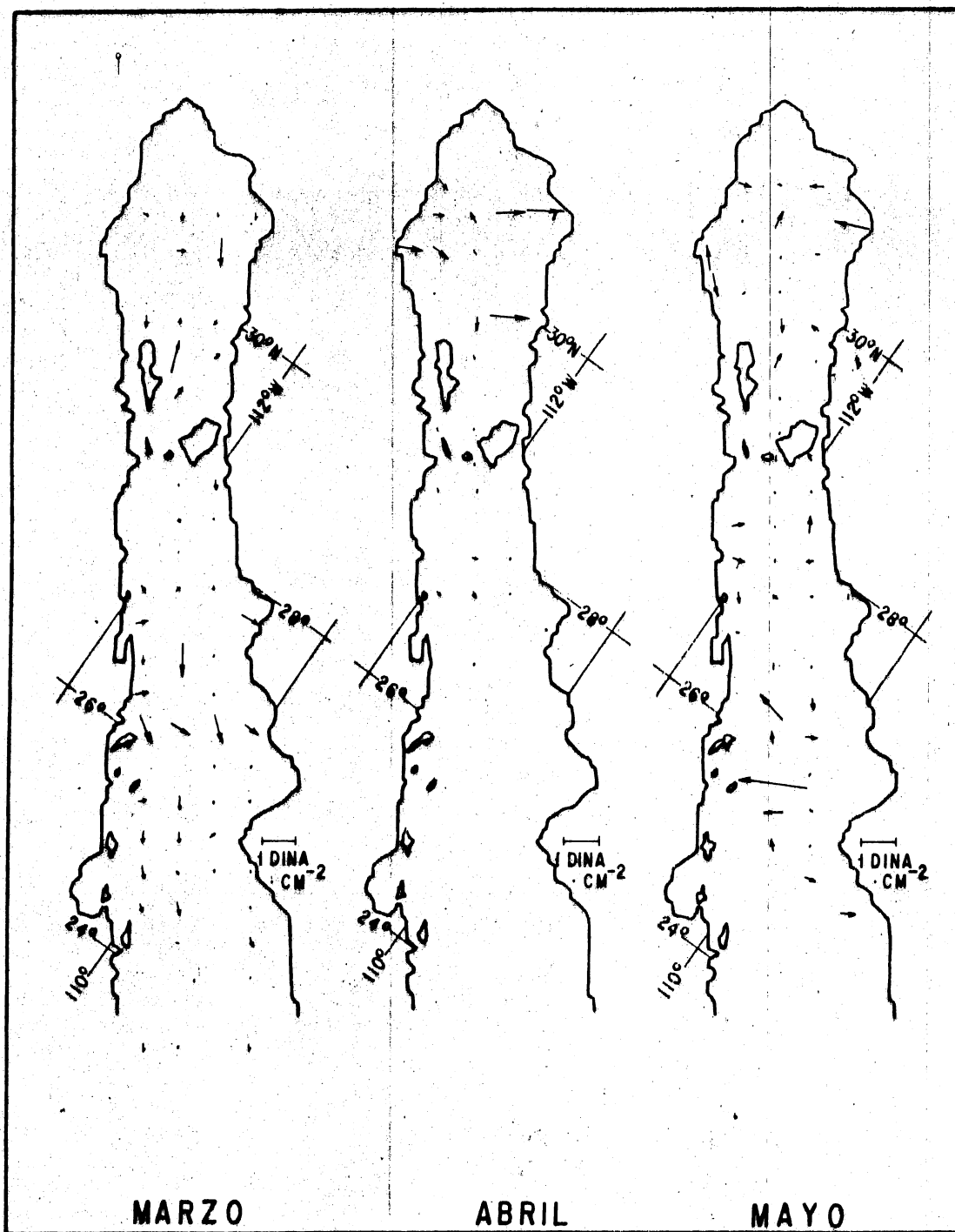


Fig.25- Flujo de momentum promedio en marzo, abril, mayo, octubre, noviembre y diciembre (dinas cm⁻²).

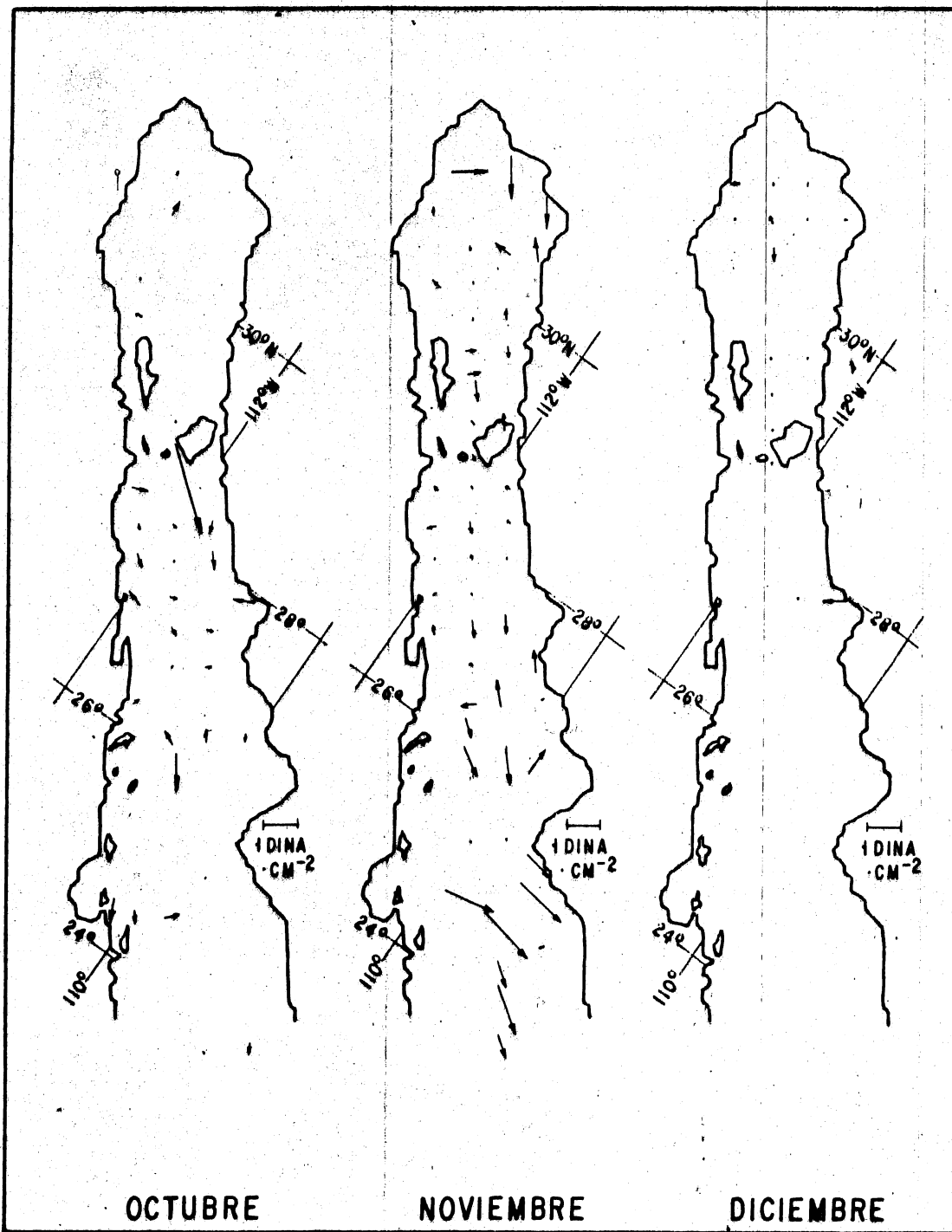


Fig.25-Cont.

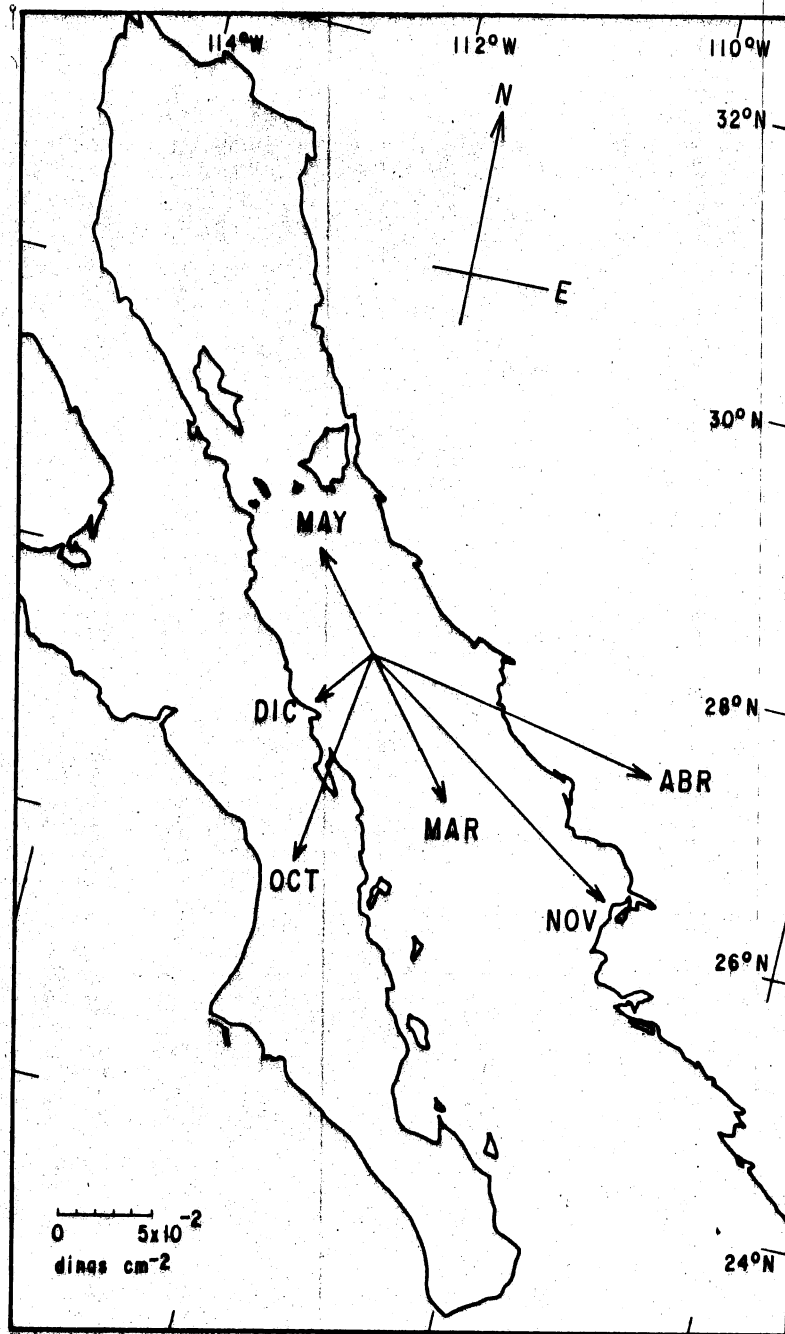


Fig.26- Magnitud y dirección promedio de los flujos de momentum en los 6 meses estudiados.

Para mayo, en la figura 25 no se aprecia con base en los vectores de mayor magnitud una tendencia claramente definida de la dirección de τ , aunque considerando todos los vectores (incluso los muy pequeños) la dirección promedio es hacia el Noroeste (fig. 26). Las mayores magnitudes se observan en el alto golfo y el golfo sur (aprox. 1 y 2 dinas cm^{-2} , respectivamente).

En octubre, considerando todos los vectores de τ la dirección promedio es hacia el Sur (fig. 26); esto mismo se observa aproximadamente en la figura 25 para los vectores de mayor magnitud. El patrón para el golfo central sugiere un remolino anticiclónico con escala de todo el ancho del golfo.

En noviembre la tendencia general de la dirección de τ es hacia el Sureste, especialmente en el golfo sur. Las mayores magnitudes (aprox. 2 dinas cm^{-2}) se observan en el golfo sur, pero también son considerables (aprox. 0.5 a 1.0 dina cm^{-2}) en el alto golfo, donde nuevamente el patrón de τ sugiere un remolino anticiclónico que abarca toda la mitad norte de esa región. Al sur de Topolobampo la dirección tiende más hacia el Este. El golfo central presenta valores muy bajos.

En diciembre la dirección de τ es hacia el Sur-Suroeste, y en toda el área cubierta (alto golfo, región de las islas y golfo central) las magnitudes son muy bajas.

Las mayores magnitudes de τ corresponden a noviembre, abril y octubre (promedios de 18.0, 16.2 y 12 dinas $\text{cm}^{-2} \times 10^{-2}$, respectivamente) y las menores a diciembre, mayo y marzo (3.6, 6.4 y 9.2 dinas $\text{cm}^{-2} \times 10^{-2}$, respectivamente). Excepto en mayo, en que la dirección de τ es hacia el Noroeste, en los meses restantes es hacia el Sur o Sureste. La figura 26 sugiere un posible sentido ciclónico en la transición de la dirección del viento de Sureste a Noroeste (diciembre - marzo - abril - mayo).

IV. DISCUSION

Enseguida se analiza la informaci3n obtenida en este trabajo. En primer lugar se contrasta con resultados de otros autores para cada componente de calor. Despu3s se analizan comparativamente las magnitudes relativas de los distintos flujos, y a continuaci3n se discuten algunos de los aspectos m3s notables, se sugieren posibles explicaciones y se intenta establecer algunas tendencias generales. Finalmente se analizan por separado dos anomalias detectadas en este trabajo, a saber un evento El Ni3o en 1983 y un intenso frente t3rmico en noviembre de 1983.

IV.1. COMPARACION CON OTROS TRABAJOS

A fin de estimar la confiabilidad de los resultados de este trabajo, enseguida se contrastan con los obtenidos por otros autores para todo el golfo o alguna de sus regiones. En la tabla VI se resume esta comparaci3n.

IV.1.A. Radiaci3n solar de onda corta

El que la radiaci3n solar de onda corta (Q_g) dependa solamente de latitud, d3a del a3o y nubosidad hace relativamente parecidos todos los valores informados hasta el momento sobre esa variable (tabla VI).

Tabla VI. Comparación de los flujos de calor informados para el Golfo de California por distintos autores*

Autor	Región	Q	Q_S	Q_B	Q_E	Q_H	C
RyE	Todo el golfo	-168(-115)	246(290)	71(75)	300	30	.26
N-E	Mitad norte				400	50	
Bra	Todo el golfo	20 (50)	230(270)	90(95)	75	45	.26
O-S	Alto golfo	85	206	53	65	3	.37
ET	Todo el golfo	149 (188)	218(266)	46(57)	18	5	.33

*Las unidades son $W \cdot m^{-2}$. Los valores entre paréntesis son los flujos sin considerar nubosidad. Q = calor neto; Q_S = radiación solar de onda corta; Q_B = radiación de onda larga; Q_E = calor latente; Q_H = calor sensible; C = nubosidad. RyE = Roden y Emilsson (1979); N-E = Noriega-Echeverría (1985); Bra = Bray (1987); O-S = Organista-Sandoval (1987); ET = este trabajo.

IV.1.B. Radiación de onda larga

En el presente trabajo se encontraron valores máximos de Q_B en invierno (53 W m^{-2} en diciembre) y mínimos en verano (32 W m^{-2} en octubre), con un promedio anual de 46 W m^{-2} . Este valor es similar al informado por Organista-Sandoval (1987) para el alto golfo (tabla VI) de 53 W m^{-2} . Las estimaciones de Q_B de Roden y Emilsson (1979) y Bray (1987) son considerablemente mayores, debido quizá a que ellos sobreestiman la diferencia de presiones de vapor.

IV.1.C. Flujo de calor latente

Es notable la diferencia entre los promedios anuales de Q_E informados por distintos autores para el golfo. De hecho, este flujo es el principal causante de desacuerdo (tabla VI). Organista-Sandoval (1987) atribuye el elevado valor de Roden y Emilsson (1979) de 300 W m^{-2} a una sobreestimación de la rapidez del viento (10 m s^{-1}), la diferencia de presiones de vapor (10 mb) y el coeficiente de intercambio. El valor más alto de Q_E informado hasta la fecha (400 W m^{-2}) es el de Noriega-Echeverría (1985), que basó sus cálculos en datos obtenidos a 30 m de altitud desde una avioneta equipada. Este investigador usó la fórmula aerodinámica, con diferencia de densidad de vapor de agua y rapidez del viento corregida a

10 m por perfil logarítmico como variables, y suponiendo constante la densidad de vapor de agua en la superficie. La inspección visual de sus datos (Candela et al., 1984) y su comparación por ejemplo con los de Organista-Sandoval (1987) sugiere que a esa altitud la velocidad del viento es sensiblemente mayor (un valor típico de sus datos es de aprox. 8 m s^{-1}) y la humedad relativa menor que a 10 m, aun aplicando la corrección mencionada. Además, Noriega-Echeverría (1985) empleó un coeficiente de intercambio constante que suele utilizarse para cálculos con valores tomados a 10 m.

Si, como afirma Bray (1987) citando a Roden (1964), la evaporación disminuye hacia el Sur en el golfo, conforme el clima se hace más tropical y los niveles de precipitación aumentan, entonces su valor de Q_E de 75 W m^{-2} para todo el golfo debería ser menor que el de Organista-Sandoval (1987) de 65 W m^{-2} para el alto golfo.

La considerable diferencia entre los promedios anuales de Q_E de Organista-Sandoval (1987) para el alto golfo y de este trabajo, de 65 y 18 W m^{-2} , respectivamente, puede atribuirse además de al efecto mencionado por Bray (1987) a que nosotros no incluimos los meses de julio, agosto y septiembre, en que Q_E tiene los valores máximos para zonas someras (hasta aprox. 150 W m^{-2} según el primer autor).

Asimismo, posiblemente en nuestros datos haya sesgo hacia los valores bajos de Q_E , en virtud de que por dificultades de navegación en los cruceros oceanográficos se evitan las regiones someras. Además, es seguro que las deficiencias en cuanto a número de datos (en especial de viento) y su calidad están afectando a la baja nuestros resultados de Q_E .

IV.1.D. Flujo de calor sensible

El flujo de calor sensible (Q_H) depende principalmente de la diferencia de temperatura entre la superficie de mar y el aire. En el golfo la temperatura media anual de la superficie del mar es ligeramente mayor que la del aire, de modo que el flujo de Q_H suele ser hacia la atmósfera. Este flujo también es influido por la rapidez del viento y por el flujo de calor latente, de tal modo que el campo de diferencias de temperatura y el de Q_H no suelen coincidir.

Los valores de Q_H informados por Roden y Emilsson (1979), Noriega-Echeverría (1985) y Bray (1987) de 30, 50 y 45 $W m^{-2}$, respectivamente, son un orden de magnitud mayores que los de Organista-Sandoval (1987) y este trabajo. Como ya se dijo, Roden y Emilsson (1979) sobreestimaron los valores supuestos en que basaron sus cálculos, y lo mismo puede decirse para las estimaciones de Q_D y Q_H de Bray (1987). Noriega-Echeverría (1985) usó la fórmula aerodinámica, con

datos tomados a una altitud de 30 m de rapidez del viento (corregida a 10 m por perfil logarítmico) y temperaturas potencial media del aire y superficial del agua en K, no corregidas. Para que el viento típico de 4 m s^{-1} informado por Organista-Sandoval (1987) produzca el valor de 50 W m^{-2} informado por Noriega-Echeverría (1985), la diferencia de temperaturas debe ser de aproximadamente 8 K, lo cual es el doble del valor que suele observarse. Si esta diferencia de temperaturas se reduce a la mitad, el valor de Q_H obtenido con la fórmula aerodinámica se reduce a 25 W m^{-2} , que sigue siendo un orden de magnitud más grande que los de Organista-Sandoval (1987) y este trabajo.

El valor que se obtuvo en este trabajo de 5 W m^{-2} es mayor que el informado por Organista-Sandoval (1987) para el alto golfo de 3 W m^{-2} , lo cual se explica en parte porque en el presente estudio los valores máximos de Q_H siempre se encontraron en el golfo sur.

IV.1.E. Flujo de calor neto

El flujo de calor neto promediado para todo el golfo sin considerar nubosidad es máximo en verano (cruceos de mayo en este trabajo, con valor de 296 W m^{-2}) y mínimo en invierno (noviembre y diciembre, ambos con 85 W m^{-2}), para un promedio anual de 188 W m^{-2} ; suponiendo una sobreestimación del 18%

(tabla III), los valores anteriores se reducen a 242, 70 y 154 $W m^{-2}$. Este último valor es mucho más grande que el informado por Organista-Sandoval (1987) de 85 $W m^{-2}$. Ello se debe en primer lugar a la diferencia de Q_E ($65 - 18 = 47$). Restando este valor, todavía queda una diferencia aproximada de 15 $W m^{-2}$. En segundo lugar, nuestra área de estudio recibe más radiación solar de onda corta Q_S por cubrir una extensión considerablemente mayor hacia el Sur. Compárese por ejemplo un valor de Q_S (sin considerar nubes) de 310 $W m^{-2}$ para $30^\circ N$ con uno de 322 $W m^{-2}$ para $23^\circ N$ (diferencia de 12 $W m^{-2}$) en marzo de 1984, o uno de 211 $W m^{-2}$ para $31^\circ N$ con otro de 231 $W m^{-2}$ para $24^\circ N$ (diferencia de 20 $W m^{-2}$) en noviembre de 1983. Esto hace aproximadamente equivalentes los resultados de Organista-Sandoval (1987) y los de este trabajo.

El flujo anual de Q es siempre positivo, por lo que debe haber un transporte neto de calor hacia el Océano Pacífico adyacente por medio de intercambios laterales advectivos y/o difusivos; Organista-Sandoval (1987) afirma que si el alto golfo, que gana en promedio 85 $W m^{-2}$ al año, no transportara al Sur este exceso de calor, incrementaría su temperatura en aproximadamente $7^\circ C$ en un ciclo estacional. Con un valor aproximado de 150 $W m^{-2}$ para todo el golfo, ese calentamiento sería de aproximadamente $12^\circ C$.

IV.1.F. Flujo de momentum

En general, el flujo de momentum sigue aproximadamente el patrón documentado para el viento en la bibliografía, o sea hacia el Sureste de noviembre a mayo (de octubre a abril en este trabajo) y hacia el Noroeste el resto del año (mayo en este trabajo).

No se tiene noticia de trabajos realizados en el Golfo de California en los que se haya calculado el flujo de momentum. Organista-Sandoval (1937) informa un valor típico de la magnitud del viento para el alto golfo de aproximadamente 4 m s^{-1} , lo cual significa una magnitud del flujo de momentum de aproximadamente $22.6 \times 10^{-2} \text{ dinas cm}^{-2}$. En este trabajo se encontró un promedio de magnitud del viento para todo el golfo más bajo, de aproximadamente 2 m s^{-1} , debido tal vez nuevamente a la falta de cobertura temporal. Esto significa un flujo de momentum de $5.6 \times 10^{-2} \text{ dinas cm}^{-2}$, menor de la cuarta parte de lo que podría esperarse con base en el valor informado por Organista-Sandoval (1937). Otra posible explicación a los bajos valores de τ respecto a los de aquel investigador además de la falta de datos es la notable disminución de la magnitud del viento en la parte central del golfo.

IV.2. FLUJOS DE CALOR CONSIDERADOS GLOBALMENTE

En la figura 27 se presentan los flujos de calor como porcentajes de Q_S por mes, y en la figura 28 se muestran comparativamente las magnitudes de esos flujos sobre una base anual, considerando los resultados de este trabajo. Ahí se observa que Q_B , Q_E , Q_H y Q son respectivamente el 21, 7, 2 y 71% de Q_S en un ciclo anual.

En el periodo de marzo a mayo, cada uno de los flujos Q_B , Q_E , Q_H y Q representa un porcentaje muy distinto de Q_S respecto a sus valores para el periodo de octubre a diciembre. Así, mientras que de marzo a octubre Q_B constituye en promedio el 18% de Q_S , de noviembre a diciembre su participación aumenta a 38% en promedio. El flujo de Q_E aumenta de 4 a 11% en promedio entre esos dos periodos, y el de Q_H aumenta de aproximadamente 0 a 5%.

El aumento de Q_B , Q_E y Q_H en el periodo de octubre a diciembre, aunado a la disminución invernal de Q_S , explica el que Q como porcentaje de Q_S sea menor en ese periodo (aprox. 51%) que de marzo a mayo (aprox. 81%).

Por otra parte, para un mismo periodo cualquiera se observa que los flujos de Q , Q_E y Q_H son muy parecidos entre sí en su distribución espacial (sin considerar los valores

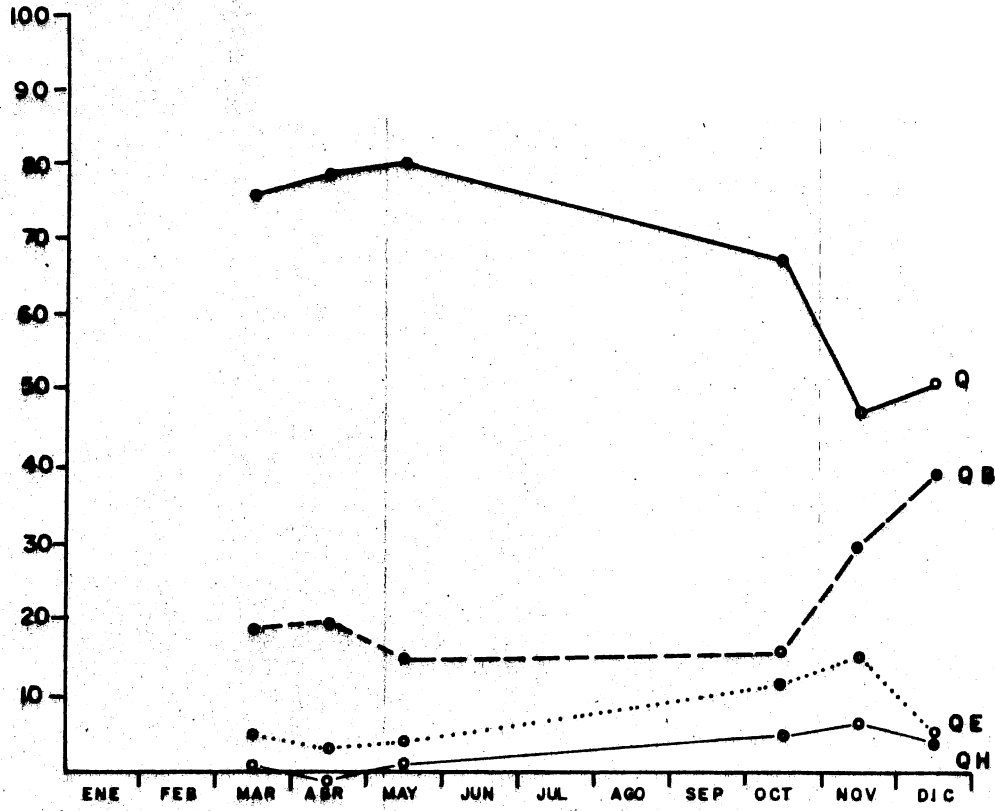


Fig. 27 Flujos de calor como porcentaje de Q_s .

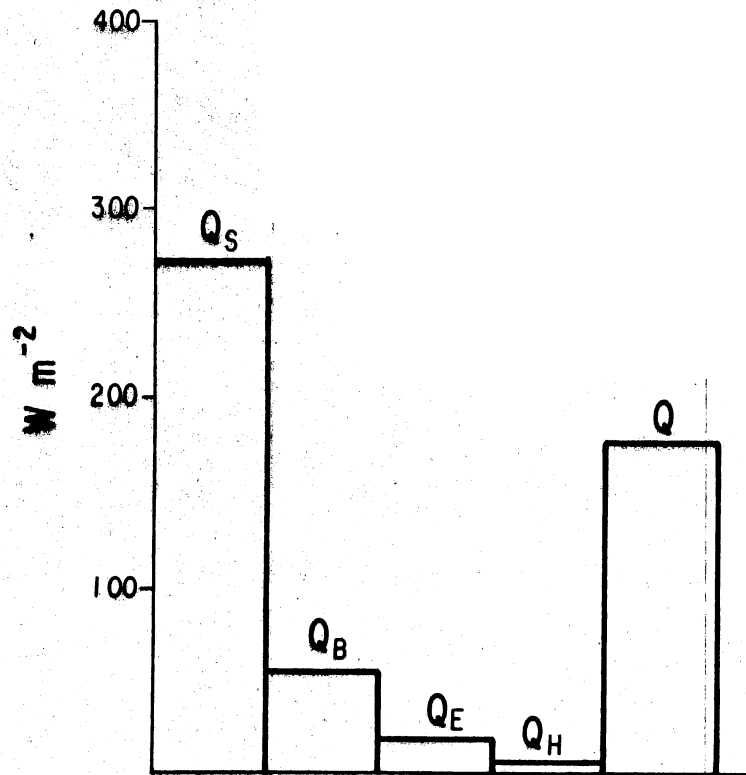


Fig.28: Promedio "anual" de los flujos de calor.

numéricos). Como podría esperarse por la fórmula con que se calcula Q , la relación de Q con Q_E y Q_H es inversa; es decir, las regiones con mayores valores de Q corresponden aproximadamente a las de menores Q_E y Q_H , y viceversa. De los tres flujos, los dos que guardan mayor parecido entre sí son Q y Q_E . Con base en las fórmulas solamente, era de esperarse que el mayor parecido fuera entre Q_E y Q_H , dado que la fórmula con que se calcula este último incluye a Q_E como factor. Además, no existe alguna explicación evidente a la similitud entre los patrones espaciales de Q y Q_E o de Q y Q_H , sobre todo si se considera que en este trabajo la principal forma en que el golfo pierde calor es la radiación de onda larga, Q_B . Esto puede explicarse considerando que en el océano, en general las áreas de ganancia y pérdida de calor neto (Q) tienden a coincidir con las corrientes frías y cálidas (Q_H), y que las aguas cálidas tienden a experimentar mayor evaporación (Q_E) (Bunker y Worthington, 1976). Estos hechos, que por su complicada interacción no se deducen con facilidad directamente de las fórmulas, son los que vinculan los patrones de los tres flujos.

IV.3. TENDENCIAS GENERALES

A continuación se discuten algunos de los aspectos más notables de los resultados que se presentaron en el capítulo anterior y se sugieren algunas explicaciones. También se

hacen algunas inferencias en cuanto a tendencias generales cuando resulta factible.

Como ya se mencionó, Bunker y Worthington (1976) afirman que en el Atlántico, las principales áreas de ganancia y pérdida de calor en general coinciden con las corrientes oceánicas frías y cálidas. Sin embargo, la gran influencia que en una cuenca semicerrada tienen factores como forzamiento de mareas y viento, ondas internas y configuración topográfica con toda seguridad modifica de alguna manera sensible aquella tendencia general. No obstante, para tratar de descifrar esta complicada interrelación será útil buscar algunas conexiones entre los flujos de calor y momentum y algunos procesos oceanográficos en el golfo.

Los resultados para Q_B expuestos en el capítulo anterior indican en términos generales que este flujo presenta una buena señal estacional, ya que disminuye de marzo a octubre y vuelve a aumentar en diciembre. Además, en 1984 los patrones para marzo y noviembre (condiciones de invierno) son muy parecidos entre sí.

Se observa asimismo que el golfo emite a la atmósfera más calor de onda larga en invierno que en verano, y que esa diferencia es más pronunciada en el golfo sur que en el resto

del golfo.

Por otra parte, el alto golfo, la región de las islas y el golfo central radian más calor que el golfo sur, exceptuando la vecindad de Topolobampo-Yávaros, donde también hay valores altos; esta diferencia es más notable en verano que en invierno.

El campo de Q_B responde básicamente al contenido de vapor de la atmósfera en sus primeros 10 m. A su vez, este contenido de humedad depende entre otras cosas de la temperatura del aire. De este modo, el incremento de Q_B hacia el Norte en todo el golfo en invierno (marzo y noviembre de 1983, marzo y noviembre de 1984, abril de 1985, diciembre de 1986) y hacia el Sur en el alto golfo y la región de las islas en verano (mayo de 1984, promedio de mayo) refleja el hecho bien documentado de que en invierno la temperatura del aire disminuye hacia el interior del golfo y en verano aumenta (Alvarez-Borrego, 1983).

Asimismo, el hecho de que la humedad relativa sea baja en todo el golfo explica que el valor de Q_B encontrado en este trabajo sea menor que los informados por Roden y Emilsson (1979) y Bray (1987).

Además del gradiente de temperatura del aire, que influye tanto en el patrón espacial como en el temporal de Q_B , otro factor que influye notablemente en el patrón espacial es la topografía de la región de las islas. En general los aumentos en la temperatura del agua tienen un menor efecto sobre Q_B comparado con el de los incrementos en la humedad atmosférica, pero las temperaturas muy bajas del agua en el umbral Salsipuedes-Tiburón, el canal de Ballenas y una franja costera al sur de esta canal inhiben en alto grado la evaporación local, lo que se traduce en elevados valores de Q_B . Esto se aprecia mejor en verano (mayo de 1984, promedio de mayo y promedio de octubre), cuando la evaporación en el resto del golfo es elevada, pero también se observa claramente en todos los cruceros de noviembre (el caso de noviembre de 1985 se discute más adelante por separado). El que las isolíneas de Q_B tiendan a ser más perpendiculares en ciertas regiones y a aumentar hacia el Sur significa que el efecto dominante sobre el incremento de la temperatura superficial y la evaporación es ejercido por Q_S .

El flujo de calor latente Q_E depende de la rapidez del viento y de la humedad atmosférica, y resulta aún más influido por esta última que el flujo de calor de onda larga.

Como se dijo en la sección anterior, es de esperar que en general para todo el golfo los valores de Q_E sean ligeramente menores que los informados por Organista-Sandoval (1987) para todo el golfo; sin embargo, los obtenidos en este trabajo son aproximadamente la tercera parte de los de aquel investigador.

La gran dependencia de Q_E respecto al viento, y la baja calidad de nuestros datos de ese parámetro, hacen necesario tener cautela al intentar interpretar los resultados sobre este flujo, especialmente cuando los valores son de cero, ya que es difícil que en un periodo razonable de muestreo el valor promedio de la rapidez del viento sea exactamente cero. Sin embargo, teniendo presentes las limitaciones de nuestros datos, a continuación se discute el flujo de Q_E en el golfo de California suponiendo que los valores obtenidos son esencialmente correctos cuando en el área de interés hay un número de datos razonable, en términos relativos.

Los resultados para Q_E de este trabajo corroboran los informes en el sentido de que la mayor evaporación (y por tanto el mayor flujo de Q_E) ocurre persistentemente en la vecindad de Puerto Peñasco a finales de verano y principios de otoño (Bray, 1987; Bray y Robles, 1987), con un mínimo secundario en octubre frente a Guaymas (Roden, 1958), aunque este último se observa más bien en la vecindad de Yávaros.

En el golfo central se observan valores intermedios de Q_E .

En cuanto al comportamiento temporal, promedio y rango de Q_E son máximos en noviembre, de modo que los gradientes son más intensos en ese mes.

En el caso del flujo de calor sensible Q_H también se aplican las limitaciones relativas a la confiabilidad de los datos de viento, además de que ahora se agregan las incertidumbres de Q_E .

Sin embargo, se observa que en general el efecto predominante es el de la diferencia de temperaturas; dado que en invierno la temperatura del aire disminuye hacia el Norte y que en verano ese patrón se invierte, y que de octubre a junio las temperaturas superficiales del agua son mayores en la boca (Roden y Groves, 1959; Alvarez-Borrego, 1983), se transfiere a la atmósfera una mayor cantidad de Q_H en el golfo sur que en el resto del golfo. Para todo el golfo considerado globalmente, los valores más altos se observan en verano (mayo) y los más bajos en invierno (marzo y abril).

Como era de esperar, el golfo gana más calor neto Q en verano que en invierno, y en general puede decirse que no perdió calor en ninguno de los meses aquí estudiados. La

distribución tiende a ser más uniforme en el golfo central, y menos en el golfo sur, especialmente en invierno en la costa oriental, donde se forman intensos gradientes. Esto guarda alguna relación con la intensidad del viento (de menor magnitud en el golfo central), a través del efecto negativo combinado de mayores Q_E y Q_H .

Weare et al. (1981) informan para el Pacífico adyacente al Golfo de California un valor promedio de Q de 30 W m^{-2} . Por tanto, dado que el valor encontrado en este trabajo es de 149 W m^{-2} , es de esperar que el golfo permanentemente se halle exportando calor, aunque no necesariamente por la superficie todo el tiempo.

Con base en lo que se sabe sobre la formación de frentes térmicos y la generación de surgencias en el golfo, consideramos que el intenso flujo de calor neto que se observa en mayo y octubre (fig. 24) en la región de las islas y frente a las costas de Baja California en las partes norte y central no es resultado de surgencias, sino de movimiento de agua de baja temperatura desde el lado occidental de la Isla Ángel de la Guarda y todo el Canal de Ballenas. El avance de este frente de agua fría inhibe la evaporación (es decir, reduce Q_E , fig. 22) y reduce o anula el flujo de calor sensible, o incluso invierte su sentido (fig. 23). En mayo, la acción del viento a través del flujo

de momentum (fig. 25) ha reunido agua fría del frente de Ballenas y plumas de surgencia de la costa oriental en la región de las islas Tiburón y San Esteban.

En noviembre, las aguas del frente de Ballenas y de las surgencias -ahora con mayor intensidad que en verano- de las costas de Sonora cubren una superficie más amplia, aunque su contenido de calor es más bajo.

Los bajos valores de Q en invierno (noviembre y diciembre) y la alta evaporación (elevado Q_E) apoyan la hipótesis del hundimiento convectivo en el alto golfo como factor contribuyente a la formación de la masa de agua del golfo.

Además, está el hecho informado por Organista-Sandoval (1987) de que en el alto golfo las regiones someras exportan calor a las más profundas por advección o difusión. Esto último no se observa muy claramente en el presente trabajo, ya que si bien las aguas con Q elevado de la costa de Baja California (baja profundidad) bien podrían exportarlo a las aguas con bajo Q del lado oriental de la isla Ángel de la Guarda (gran profundidad), las aguas que se hallan frente a Puerto Peñasco (una región también somera) tienen asimismo bajos valores de Q en invierno.

IV.4. DOS CASOS ESPECIALES

En esta sección se analizan por separado dos anomalías detectadas en este trabajo, a saber un fenómeno El Niño con efectos en todo el golfo en 1983 y un frente térmico en noviembre de 1985.

IV.4.A. El Niño 1983

El año de 1983 fue un año El Niño; en los datos de ese año empleados en este trabajo y en los resultados obtenidos se observaron patrones anómalos. En cuanto a los datos, las anomalías consistieron en mayores magnitud del viento y temperaturas superficial del agua, de bulbo húmedo y de bulbo seco en noviembre y marzo (comparando los años de 1983, 1984 y 1985; magnitud del viento y temperatura de bulbo húmedo fueron aproximadamente iguales en marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985).

En cuanto a los resultados, se observaron perturbaciones de magnitud variable en todos los flujos de calor y momentum. Sin embargo, al igual que Bray (1987), que estudió el golfo central, se encontró que estas anomalías al parecer se anulan en algunos casos en el curso del año (en mayo de 1983 las tres temperaturas antes mencionadas fueron menores que en mayo de 1984, la magnitud del viento fue la misma pero con

dirección aproximadamente opuesta, y la presión barométrica fue menor; debe tenerse presente sin embargo la considerable diferencia de cobertura en estos dos casos). Lo anterior podría implicar que los intercambios entre el aire y el mar no resultan apreciablemente afectados a gran escala. Según esta autora, los eventos El Niño afectan la estructura de la parte superior del océano pero no influyen en los flujos a gran escala entre el aire y el mar en el golfo central. Menciona la posibilidad de una intrusión de agua superficial tropical (de baja salinidad pero con temperatura mayor de 20°C y restringida a la superficie del golfo) por lo menos hasta el golfo central.

En marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985 las diferencias entre los valores de los distintos flujos fueron en general bajas. De este modo, en el caso de Q_B se observa una notable similitud en la distribución espacial y los valores para esos tres años. Para Q_E , la configuración de marzo de 1983 difiere en cierta medida de la observada en 1984 y 1985, y el promedio global para aquel año fue casi del doble del de 1984 y del triple del de 1985.

En el caso de Q_H también hay similitud en la configuración espacial en las regiones que se superponen. En este caso no es posible comparar los promedios porque los valores más bajos de 1984 y 1985 cubren casi totalmente el

alto golfo, que no fue muestreado en 1983. Sin embargo, considerando las áreas que se superponen se observa que los valores de Q_{II} son aproximadamente iguales en los tres años.

En cuanto al calor neto Q , se observa que en las áreas muestreadas que se superponen 1983 tiene valores más bajos (promedios de 214, 248 y 258 $W m^{-2}$, respectivamente), aun compensando la diferencia de Q_S (promedios de 298, 316 y 321 $W m^{-2}$, respectivamente), por efecto de las diferencias de fecha de realización de los tres cruceros.

En la magnitud del flujo de momentum se observan las diferencias más notables; para 1983 la magnitud promedio de τ es casi del doble del valor de 1984 y del doble del de 1985. En los tres casos la dirección es hacia el Sureste.

En noviembre de 1983, 1984 y 1985 las diferencias en las configuraciones espaciales y en los valores son más notables. Así, en el caso de Q_B la configuración espacial es muy distinta entre los tres cruceros; los valores son considerablemente más bajos en 1983 e intermedios en 1985.

El campo de Q_E guarda cierta similitud en 1983 y 1984, con valores mayores en 1983. Para la parte central, 1985 es más parecido a 1984 que a 1983.

También en el caso de Q_H la configuración espacial es parecida entre 1983 y 1984, pero con valores notablemente mayores en el primer caso. Con base en los valores típicos, para la parte central 1985 es más parecido a 1984.

El campo de Q tiene parecido en 1983 y 1984, pero los valores son más altos en el primer caso. En ambas ocasiones se observa una lengua de agua cálida desde la boca de Bahía Concepción hacia el golfo sur mar adentro.

Igual que en el caso de la comparación de los meses de marzo de 1983 y 1984 y abril de 1985, en noviembre de 1983 se observan las mayores magnitudes de τ (del triple que en 1984 y cinco veces mayores que en 1985) y la tendencia más claramente definida.

Con base en las dos comparaciones anteriores (y en los resultados para mayo de 1983 y 1984, no expuestos) se observan tendencias contradictorias en los flujos de Q_H y Q (en marzo son mayores para 1983 que para 1984 y 1985, y en noviembre son menores), y en los flujos de Q_B y Q_E se observan las mismas tendencias (Q_B es mayor en 1983 y Q_E es menor).

IV.4.B. Frente térmico 1985

Como ya se dijo, el periodo de muestreo del crucero de 1985 comprendió un intenso frente térmico. Con el objeto de intentar inferir la causa de ese frente, en la figura 29 se presentan los campos de presión barométrica, temperatura superficial y temperatura del aire. Ahí se aprecia que la presión y la temperatura del aire presentan claros gradientes los cuales siguen muy de cerca la configuración del umbral, y que la temperatura superficial presenta al sur de la isla Tiburón un mínimo rodeado por isolíneas concéntricas, con valores máximos al norte de Tiburón y al sur de Angel de la Guarda.

La presión se relaciona inversamente con la humedad y directamente con la temperatura del aire; dado que Q_D depende en mayor grado de la humedad atmosférica, el efecto de un pronunciado gradiente de presión barométrica es un gradiente también pronunciado de Q_D , pero de sentido opuesto. Este gradiente está centrado al sur de la isla Tiburón, una zona que junto con el canal de Ballenas y una franja costera al sur de éste ha sido reconocida (Argote et al., 1985) por su potencial de generación de intensos frentes.

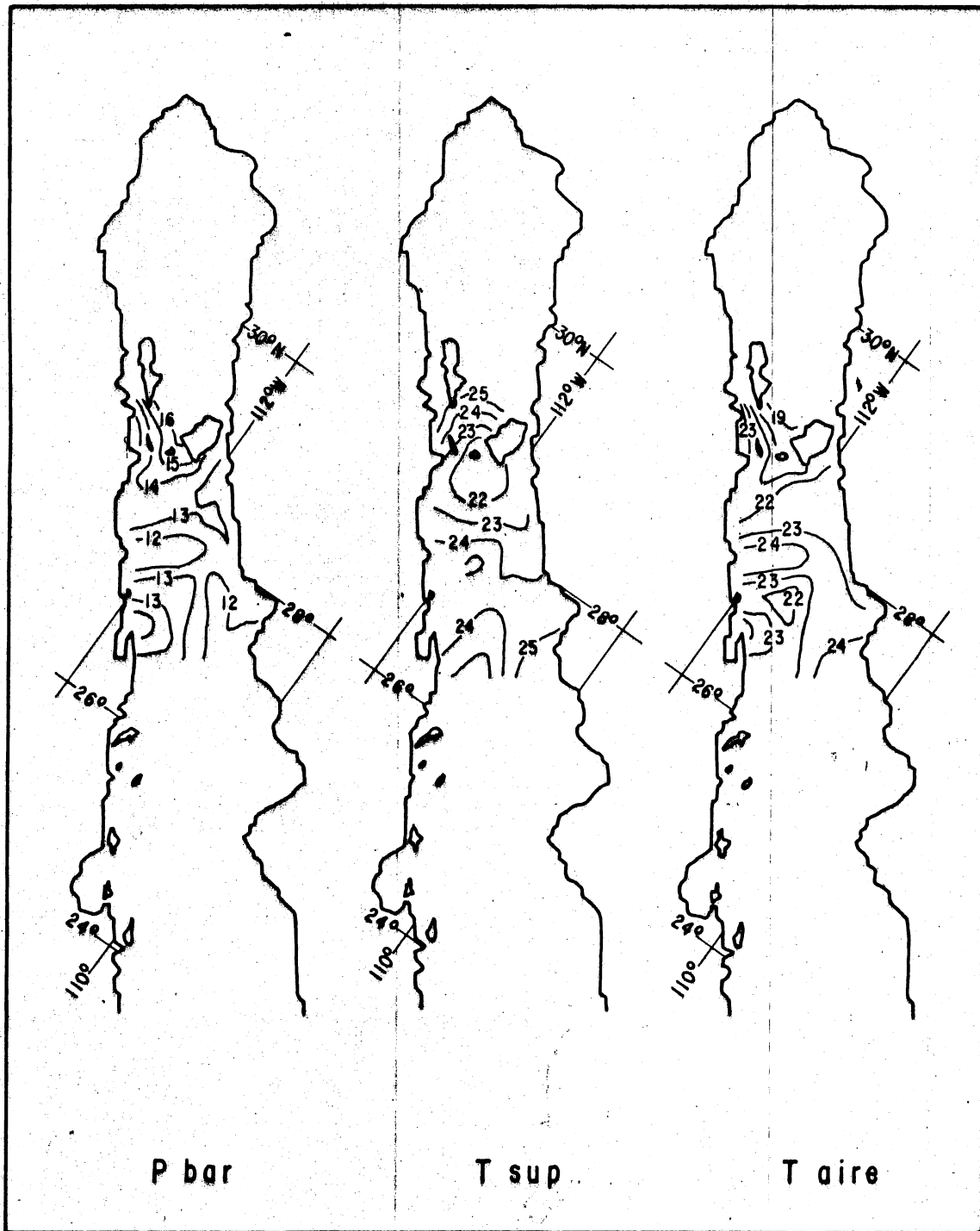


Fig.29: Presión barométrica (+ 1000 bar), temperatura superficial y temperatura del aire (°C) en noviembre de 1985.

La magnitud relativamente grande del viento en la región de las islas y relativamente baja en el golfo central del lado de Sonora ejerce el efecto dominante sobre Q_E y Q_H , cuyos gradientes aumentan de Sur a Norte.

El resultado de todos estos gradientes es un gradiente de flujo de calor neto, con valores decrecientes hacia el norte del umbral y un rango de más de 170 W m^{-2} (máximo de 144 W m^{-2} al sur y mínimo de -28 W m^{-2} al norte). Este es el único caso estudiado en este trabajo en que se observan valores negativos de Q (exceptuando noviembre de 1984, con mínimo de -1 W m^{-2}).

V. CONCLUSIONES

En el Golfo de California, los flujos de calor y momentum presentan considerable estructura espacial. Los principales procesos de transferencia de calor y masa tienden a ocurrir en el alto golfo, la región de las islas y el golfo sur; en cada región los flujos tienden a comportarse de manera distinta entre sí estacionalmente.

Existen regiones de transición bien delimitadas entre la región de las islas y el golfo central y entre éste y el golfo sur. Puede decirse que el golfo central es una región de transición entre el alto golfo y la región de las islas por un lado y el golfo sur por el otro.

El golfo pierde mucho menos calor por evaporación de lo que se suponía; esto implica que gana más calor neto de lo que se pensaba, y determina en cierta medida que en un ciclo anual el balance sea una ganancia considerable de calor.

Ese calor debe ser exportado a fin de que la temperatura media anual del agua se conserve constante a largo plazo, aunque esa exportación de calor no necesariamente debe ocurrir por la superficie, o no todo el tiempo.

La señal estacional permite suponer que el año de 1983 (año El Niño) presentó efectos anómalos en cuanto a los flujos de calor, y que en general el mes de noviembre presentó mayores perturbaciones que el mes de marzo. Sin embargo, en el caso de algunos de los flujos las tendencias (aumento o disminución) fueron opuestas en marzo y noviembre. Las anomalías en este sentido se limitaron en general a las magnitudes de los flujos; el patrón espacial presentó menores variaciones.

El mes de noviembre de 1985 también fue anómalo, ya que en él se detectó un intenso frente térmico en la región de las islas. Si bien en este cruce la cobertura espacial fue limitada, para el área cubierta la anomalía afectó principalmente la configuración espacial de los flujos y en menor grado sus magnitudes respecto a noviembre de 1984.

VI. RECOMENDACIONES

La información del tipo de la aquí presentada podría mejorarse notablemente si en todos los cruceros oceanográficos que se realizan en el Golfo de California se tomaran mediciones de todas las variables meteorológicas enumeradas en el capítulo II, y si esas mediciones se tomaran sin interrupciones durante todo el tiempo del crucero y con el menor intervalo posible (p. ej. cada 30 minutos). Esto no impone gastos extra en personal o equipo y es fácil de efectuar, incluso con instrumentos propios del barco. Asimismo, no sería un desperdicio de tiempo el invertir algunos minutos en recordar al personal el manejo correcto de los instrumentos meteorológicos antes de cada crucero.

Por otra parte, para la realización de este trabajo se probaron más de 20 fórmulas recopiladas en la bibliografía para el cálculo de los distintos flujos de calor, y se eligieron las que presentaron menor dispersión respecto al promedio obtenido por todas las fórmulas y/o las más centradas en ese promedio. Se invirtió considerable tiempo y esfuerzo en la investigación bibliográfica y la implementación de los programas de computadora (en ocasiones tuvieron que ajustarse curvas cuando los modelos estaban basados en tablas), y consideramos que sería útil tener presente estos hechos al elegir las mejores fórmulas para

trabajos similares.

Para mejorar las inferencias que pueden hacerse con la información sobre flujos de calor y momentum y para mejorar el conocimiento sobre otros aspectos oceanográficos del golfo sería útil contar con mediciones de corrientes con mayor cobertura y resolución espacial y temporal.

Para continuar la investigación con trabajos similares al presente podría sugerirse el graficado de diagramas de temperatura contra profundidad en secciones seleccionadas y el cálculo de balance de calor, estratificación, calor almacenado y energía potencial en el golfo, con objeto de tener una visión tridimensional de los procesos de transferencia de energía y masa y su intercambio con el Océano Pacífico, y para mejorar el conocimiento sobre las masas de agua presentes en el golfo.

V. BIBLIOGRAFIA

- Alvarez-Borrego, S. (1983): Gulf of California. En B.H. Ketchum (dir. ed.): Estuaries and Enclosed Seas. Elsevier Sci. Pub. Co. Amsterdam.
- y Schwartzlose, R. (1979): Masas de agua del Golfo de California, Water masses of the Gulf of California. Cienc. Mar. 6, 1 y 2:43-63.
- Anderson, R.J. y Smith, S.D. (1981): Evaporation coefficient for the sea surface from eddy flux measurements. J. Geophys. Res. 86:449-456.
- Argote, M.L., Amador, A. y Morales, C. (1985): Variación estacional en la región norte del Golfo de California. En J. Urrutia-Fucugauchi y J.F. Valdés-Galicia (dirs. eds.): Memoria de la Reunión Anual 1985. Unibn Geofísica Mexicana, A.C., México.
- Badán-Dangón, A., Koblinsky, C.J. y 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. (1987): Thermohaline circulation in the Gulf of California. J. Geophys. Res. Por publicarse.
- y Robles, J. M. (1987): Physical oceanography of the Gulf of California. En The Gulf and Peninsular Province of the Californias. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists. Por publicarse.
- Bunker, A.F. y Worthington, L.V. (1976): Energy exchange charts of the North Atlantic Ocean. Am. Meteor. Soc. Bull. 57:6.
- Candela, J., Badán-Dangón, A. y Winant, C.D. (1984): Spatial distribution of lower atmospheric physical variables over the Gulf of California. A data report. SIO Ref. Ser. Vols. I y II. 84:33.
- Deacon, E.L. y Webb, E.K. (1962): Small scale interactions. En Hill, M.M. (dir. ed.): The Sea. 1:88-294. Interscience Publ., N.Y.

- Figueroa, M., Robles, J.M. y Martinez, B. (1987): Hidrografia del Golfo de California. En Memorias de la Reunion Anual 1987. Union Geofisica Mexicana. México. Por publicarse.
- Friehe, C.A. y Schmitt, K.F. (1976): Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas. J. Phys. Oc. 6:6, 801-809.
- Granados, J.L. y Schwartzlose, R.A. (1974): Corrientes superficiales en el Golfo de California. En: Memorias del V Congreso Nacional de Oceanografía. Escuela de Ciencias Maritimas del Instituto Tecnológico de Monterrey, Guaymas, Son.
- Griffiths, R.C. (1968): Physical, chemical and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California, spring of 1960. U.S. Fish Wildl. Serv. Spec. Sci. Rep. Fish 573:47.
- Large, W.G. y Pond, S. (1981): Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. J. Phys. Oc. 11:324-326.
- _____ y _____ (1982): Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. J. Phys. Oc. 12,5:464-482.
- Lepley, L.K., Vonder Haar, S.P., Hendrickson, J.R. y Calderbn-Riveroll, G. (1975): Circulation in the northern Gulf of California from orbital photographs and ship investigations. Cienc. Mar. 2,2:86-93.
- Noriega-Echeverria, F.M. (1985): Valores extremos de transferencia de calor y humedad en el Golfo de California. Tesis de Licenciatura. FCM. UABC.
- Organista-Sandoval, S. (1987): Flujos de calor, calor almacenado y energia potencial en el Alto Golfo de California. Tesis de Maestria. CICESE.
- Payne, R.E. (1972): Albedo of the sea surface. J. Atmos. Sci. 29:959-970.
- Reed, R.K. (1976): On estimation of net long-wave radiation from the oceans. J. Geophys. Res. 81:5793-5794.
- _____ (1977): On estimating isolation over the ocean. J. Phys. Oc. 7:482-485.

- Robles, J.M. y Marinone, S.C. (1987): Seasonal and interannual thermohaline variability in the Guaymas Basin of the Gulf of California. Continental Shelf Research. 7,7:715-733.
- Roden, G.I. (1958): Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. Pac. Sci., 12,1:21-45.
- _____(1964): Oceanographic aspects of the Gulf of California. En van Andel, T.H. y Shor, Jr., G.G. (dirs. eds.): Marine Geology of the Gulf of California: A Symposium. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem. 3:30-58.
- ____y Emilsson, I. (1979): Physical oceanography of the Gulf of California. Gulf of Calif. Symp. in Commemor. of the 50th. Aniv. of the Nat. Univ. of Mex.
- ____y Groves, G.W. (1959): Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. J. Mar. Res. 18,1:10-35.
- Seckel, G.R. y Beaudry, F.H. (1973): The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean (abstr.) Trans. Amer. Geophys. Union. 54:1114.
- Stevenson, J.W. (1982): Computation of heat and momentum fluxes at the sea surface during the Hawaii to Tahiti Shuttle Experiment. Hawaii Inst. Geophysics, Univ. of Hawaii.
- Stevenson, M.R. (1970): On the physical and biological oceanography near the entrance to the Gulf of California. October 1966-August 1967. Inter-Am. Trop. Tuna Comm. Bull., 4(3):389-504.
- Sverdrup, H.U. (1941): The Gulf of California: Preliminary discussion of the Cruise of the E.W. Scripps in February and March 1939. Proc. Sixth Pac. Sci. Congr. Vol. III, 161-166.
- USC-GARP (1975): Understanding Climatic Change: A Program for Action. United States Committee for the Global Atmospheric Research Program. National Academy of Sciences. Washington, D.C.
- Vonder Haar, S.P. y Stone, R.O. (1973): Oceanographic analysis of orbital photographs of the upper Gulf of California. Photogrametria. 29:45-61.

Weare, B.C., Strub, P.T. y Samuel, M.D. (1981): Annual mean surface heat fluxes in the tropical Pacific Ocean. J. Phys. Oc., 5:572-584.