

ESTRUCTURA HIDROGRAFICA PROMEDIO FRENTE A BAJA CALIFORNIA

Por

JOSE GOMEZ VALDEZ

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada,
(C.I.C.E.S.E.), Apartado Postal 2732, Ensenada, B.C.

GOMEZ VALDEZ, J., 1983. Estructura hidrográfica promedio frente a Baja California. *Ciencias Marinas* 9(2): 75-86.

RESUMEN

Con datos del Programa CalCOFI se discute la hidrografía promedio estacional frente a Baja California; en particular, se establece la estructura promedio de temperatura, salinidad, densidad, oxígeno y flujo geostrofico. Se toma la distribución de vientos dada por otros autores, para inferir los efectos de los términos de forzamiento esfuerzo y rotor del esfuerzo del viento. Termoclina, haloclina, pycnoclina y oxiclina se presentan más profundas en la estación más lejana de la costa y se inclinan hacia la superficie a medida que se acercan a la costa. Las aguas superficiales más frías, más saladas, más densas y con menor contenido de oxígeno se presentan cerca de la costa. Este comportamiento se asocia con el balance geostrofico de la corriente de California y la ocurrencia de surgencias cerca de la costa. El flujo geostrofico presenta dos regiones de corriente máxima, una cerca de la costa y otra mar afuera. Cerca de la costa, el flujo se rige por el patrón estacional de la componente del esfuerzo del viento paralela a la costa. Hay evidencias de que la contracorriente subsuperficial se presenta durante todo el año. Se corrobora que las surgencias más intensas ocurren en promedio de abril a julio. Las aguas advectadas hacia la superficie provienen de niveles superiores a los 100 m de profundidad. La extensión hacia el mar de la estructura horizontal superficial típica de surgencias se observa hasta 50 m de la costa aproximadamente.

ABSTRACT

The mean seasonal hydrography of northern Baja California is discussed with respect to the fields of temperature, salinity, density, oxygen content and geostrophic flow. The variation of wind stress and curl of wind stress given by previous authors is considered in terms of forcing. The thermocline, halocline, pycnocline and oxycline are situated at deeper levels at the position furthest from the coast and are inclined more steeply towards the surface as they approach the coast. The surface waters (above 150 m) near the coast are cooler, more saline, denser and poorer in oxygen. This behaviour is associated with geostrophic balance in the California current and the occurrence of upwelling near the coast. The geostrophic flow shows two maxima, one near the coast and the other offshore. The former varies in a similar manner to the along-shore component of wind stress. There is evidence that a subsurface undercurrent is present all year. It is confirmed that the most intense upwelling occurs on average from April to July. Water upwelled to the surface originates from level above 100 m depth. The seaward extension of the surface structure typical of upwelling is observed to be about 50 m.

INTRODUCCION.

En la región del sistema de la corriente de California, se han realizado un gran número de observaciones oceanográficas. Desde 1949, California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations (CalCOFI) conduce un programa sobre una amplia red de estaciones que prácticamente cubren toda la región (Eber *et al.*, 1976)

Con la información CalCOFI es factible analizar la componente estacional del flujo geostrofico y la variabilidad estacional de las surgencias costeras. Tales análisis pueden ser de utilidad en oceanografía pesquera, navegación, y en la predicción del tiempo.

Varios investigadores han trabajado los datos CalCOFI, con el fin de establecer el patrón estacional en toda la región (e. g., véase Reid *et al.*, 1958; Wyllie, 1966; Lynn, 1967). Sin embargo, no se había discutido detalladamente el patrón estacional frente a las costas de Baja California; tal es el objeto de este estudio.

En este trabajo se discute la hidrografía promedio estacional en la línea número 100 (Fig. 1) del plan de estaciones CalCOFI; en particular, se establece la estructura promedio de temperatura, salinidad, densidad, oxígeno y flujo geostrofico. Se toma la distribución de vientos dada por Nelson (1977) y Hickey (1979), para inferir los efectos de los términos de forzamiento: esfuerzo y rotor del esfuerzo del viento, sobre la distribución de variables estudiadas.

AREA DE ESTUDIO Y TRATAMIENTO DE DATOS

El patrón de estaciones CalCOFI consiste de un conjunto de líneas hidrográficas normales a la línea de costa. La línea número 100, objeto de este estudio, se encuentra frente a Ensenada, B. C. (Fig. 1). La estación 30 (31°42'N, 116°43'O) es la más cercana a la costa y la estación 100 (29°02'N, 121°26'O) la más lejana. Las estaciones están separadas por una distancia de 74 km.

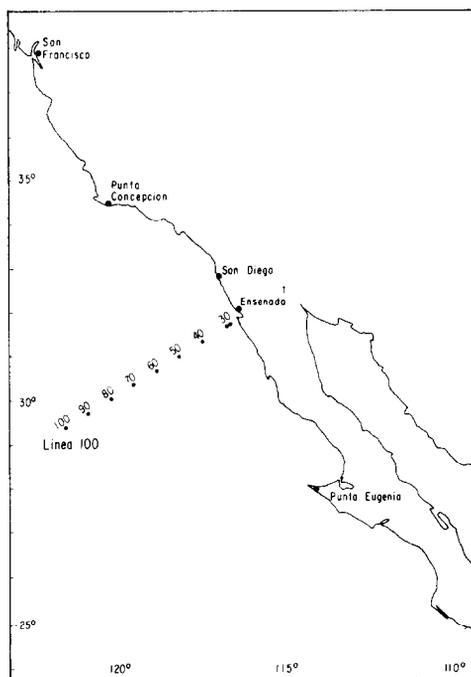


FIGURA 1. Localización del área de estudio

Los datos empleados aquí corresponden al período 1950-1968. Las muestras de agua fueron obtenidas por medio de botellas Nansen y la temperatura por termómetros reversibles. De 1950 a 1959, la salinidad se obtuvo por el método usual de titulación y de 1960 a 1968 con salinómetro de inducción. El oxígeno disuelto se calculó por el método Winkler, y la densidad a partir de las tablas Knudsen. En relación con estos métodos, la medición de los parámetros oceanográficos está comúnmente sujeto a los siguientes errores al azar: temperatura $\pm 0.02^{\circ}\text{C}$, salinidad $\pm 0.03 \times 10^{-3}$ (método de titulación) y $\pm 0.01 \times 10^{-3}$ (Salinómetro), profundidad $\pm 5\text{m}$ (arriba de los 1000 m), y oxígeno $\pm 0.04 \text{ ml L}^{-1}$ (Oceanic Observations of the Pacific: 1955, the Norpac Atlas. Univ. Calif. Press, Berkeley).

En la Tabla 1 se presenta la frecuencia de ocupación por mes durante el período 1950-1968 de las estaciones consideradas en el presente trabajo. El oxígeno disuelto no fue determinado en todas las ocupaciones de

TABLA I. Frecuencia de ocupación por mes (1950-1968) de las estaciones de la línea 100

Estación	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
10030	9	8	4	9	5	6	12	5	3	9	4	4
10040	10	9	3	11	5	5	14	5	3	9	4	5
10050	10	10	5	12	6	5	14	4	5	9	4	6
10060	10	9	6	11	6	6	14	5	3	8	5	5
10070	11	9	5	12	7	6	12	6	3	10	4	5
10080	9	7	4	11	5	4	12	4	3	8	4	3
10090	9	7	4	11	5	4	12	—	3	8	2	1
100100	2	5	2	5	3	2	6	1	1	2	1	—

cada estación. En general los cruceros conducidos por CALCOFI tuvieron un intervalo de muestreo de un mes en el período 1950-1960 y un intervalo de cuatro meses en los primeros años de la década 1961-1970 (Eber *et al.*, 1976).

Debido a los límites impuestos por el programa de muestreo, únicamente se analizan los datos de 0 a 500 m de profundidad. El promedio aritmético mensual fue calculado con la relación usual. Para obtener las distribuciones espacio temporales estudiadas, los datos fueron interpolados linealmente a intervalos iguales en profundidad, se usó 10 m como intervalo de interpolación. Las isolíneas fueron encontradas por medio de un programa Fortran. Se eligieron las distribuciones de abril, julio, octubre y febrero representativas de primavera, verano, otoño e invierno, respectivamente. La información mes a mes puede verse en Gómez - Valdés (1980).

La corriente geostrofica se obtuvo mediante el método descrito por Neumann y Pierson (1967). En todos los mapas de flujo geostrofico se eligió 500 decibares (db) como nivel de referencia. La validez de este plano de referencia en el sistema de la corriente de California es discutida por Wyllie (1966): el considerar 500 db como nivel no-movimiento y no 1000 db, e. g., puede subestimar la rapidez del flujo. Cerca de la

costa la subestimación puede ser todavía mayor, de un factor entre 2 y 3 (Hickey, 1979). Como no siempre la profundidad de muestreo en la estación 30 fue de 500 m, para calcular el flujo geostrofico entre las estaciones 40 y 30, los datos de $T^{\circ}C$, S°/oo sigma-t fueron extrapolados hasta esa profundidad.

RESULTADOS Y DISCUSION

Para facilitar la presentación de los resultados, la línea hidrográfica No. 100 se parte en dos regiones: región 1, entre la estación 60 y la costa y región 2, entre las estaciones 60 y 100.

Corrientes. El patrón estacional del flujo superficial en la región 1 (Fig. 2a) parece regirse por el patrón estacional del esfuerzo del viento en $32.5^{\circ}N$ (Fig. 3). Los esfuerzos más altos (> 1.5 dinas cm^{-2}) se presentan de 40 a $35^{\circ}N$ en primavera y verano. De la misma forma sobre la región de estudio los esfuerzos más altos (0.8 dinas cm^{-2}) ocurren durante la misma época. La conjugación de esfuerzos altos en el Norte con la ocurrencia de máximos locales pueden ser la causa de las velocidades altas que se presentan cerca de la superficie durante primavera y verano. Durante el resto del año, esfuerzos bajos corresponden con velocidades bajas, salvo que en septiembre y octubre un débil máximo secundario se presenta en ambos el viento y la corriente superficial.

ESTRUCTURA HIDROGRAFICA PROMEDIO

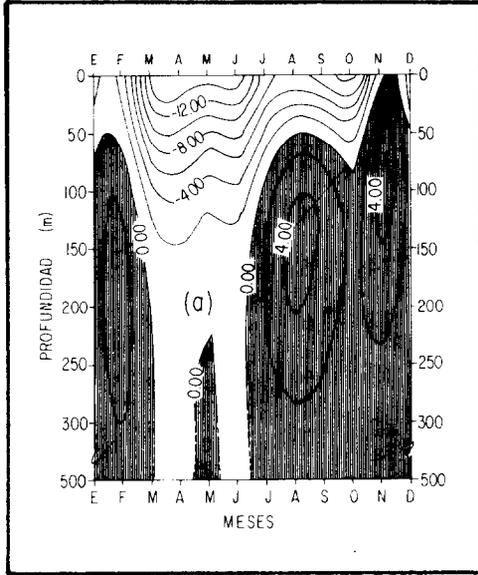


FIGURA 2A. Curso anual de la componente Norte-Sur de la velocidad geostrófica (cm s^{-1}) promedio (1950-1968) relativa a 500 db entre las estaciones 40 y 30. Signo negativo indica flujo al Sur.

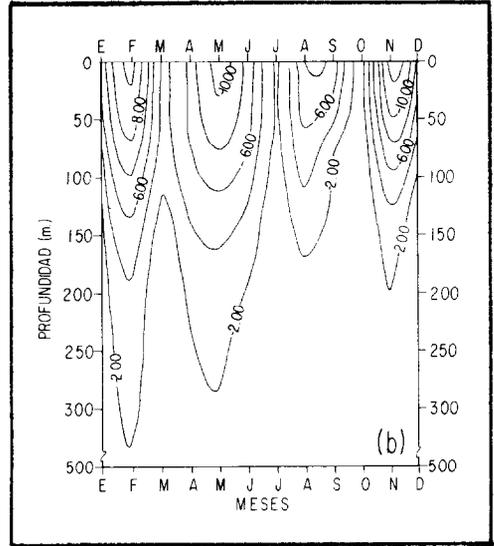


FIGURA 2B. Curso anual de la componente Norte-Sur de la velocidad geostrófica (cm s^{-1}) promedio (1950-1968) relativa a 500 db entre las estaciones 70 y 60.

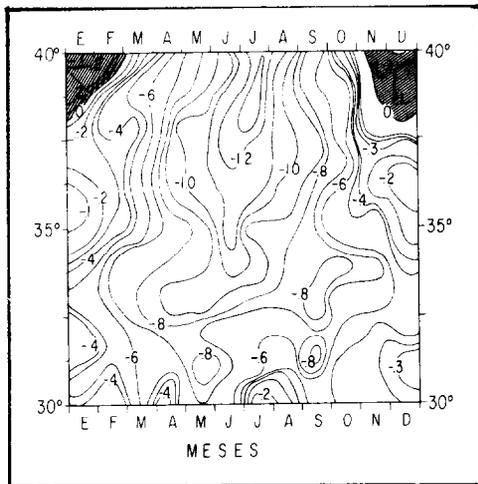


FIGURA 3. Curso anual de la componente Norte-Sur del esfuerzo del viento (dynas cm^{-2}) a 40° de la costa. Signo negativo indica esfuerzo hacia el Sur. Reproducida de Hickey (1979).

La falta de uniformidad del campo de viento sobre la región de estudio, puede dar origen a un patrón de flujo como el presentado en la Fig. 2b (Hickey, 1979). Esto implica que aparte del esfuerzo del viento

el rotor del esfuerzo del viento puede contribuir significativamente en el balance dinámico de la corriente de California. Hickey (1979) reporta que generalmente el esfuerzo del viento se incrementa hacia el mar durante todo el año y que en promedio la componente vertical del rotor del esfuerzo del viento es positivo en la región 1 y negativo en la región 2 (Fig. 4), de tal forma que el flujo geostrófico de la región 2 (Fig. 2b) puede acelerarse hacia el Sur tanto por el esfuerzo del viento como por la componente vertical del rotor del esfuerzo del viento, según la teoría de Sverdrup (1974).

El flujo subsuperficial hacia el Norte (Fig. 2a) se identifica con la contracorriente subsuperficial. Se observa oscilación estacional del núcleo principal: centrado a 150 m en agosto, asciende unos 50 m en noviembre y descendiendo a 200 m aproximadamente en febrero. Cuando está presente un núcleo de rapidez alta hacia el Sur (primavera) en la región 1, la contracorriente se observa más profunda. Debido principalmente a la escasez de mediciones directas, no se ha establecido la validez de la aproximación geostrófica de este flujo. No obstante, los estudios

de Wooster y Jones (1970), Barton y Argote (1980) y Torres-Moye (1982), del área frente a Punta Colonet (31°N), los cuales muestran a este contraflujo entre 150 y 600 m de profundidad, durante el verano, respaldan la confiabilidad del patrón geostrofico subsuperficial observado.

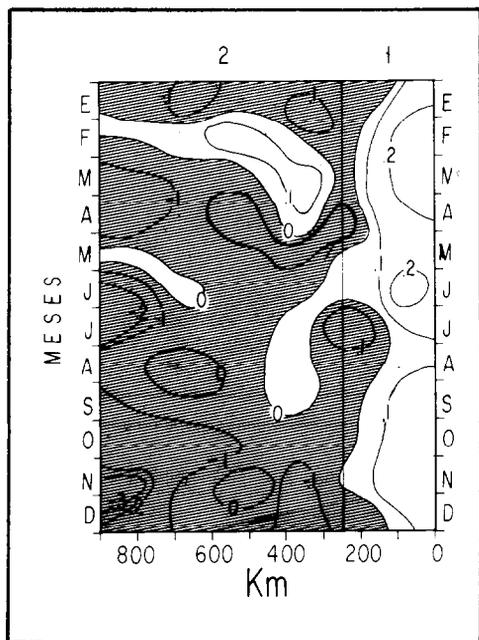


FIGURA 4. Componente vertical del rotor del esfuerzo del viento frente a Baja California. Las unidades son dinas cm^{-2} /100 km. La región sombreada indica rotor negativo. Reproducida de Hickey (1979).

Surgencias. Las surgencias pueden definirse como un movimiento ascendente de aguas subsuperficiales hacia las capas superficiales del océano, de donde son transportadas fuera de la región de surgencias por advección horizontal (Smith, 1968). Sobre la base que la surgencia es más intensa si la pendiente de las isopícnas es mayor, se puede, de esta forma indirecta, establecer su variación estacional, tomando los resultados obtenidos de la distribución de densidad en la región 1 (Figs. 5a - 5d).

Para hacer tal análisis se eligió la banda de 25.2 - 25.8 unidades sigma-t como el trazador predominante del movimiento hacia

arriba. Esta banda se ha detectado frente a Punta Colonet (31°N) cerca de la superficie (Barton y Argote, 1980). La banda excursiona hacia la superficie a partir de la estación 40 hacia la costa, durante todo el año. La inclinación de la capa frontal es más pronunciada en abril (Fig. 5a) y es mínima en invierno (Fig. 5d). Los resultados anteriores sugieren que las surgencias se presentan durante todo el año y son más intensas en primavera y principios de verano. Esta conclusión se corrobora con los índices de surgencias de Bakun (1973) y con la distribución estacional del esfuerzo del viento (Nelson, 1977), mecanismo principal que las ocasiona.

La advección horizontal hacia mar abierto en la capa de Ekman da como resultado una distribución horizontal en forma de lengua (Fig. 6). La lengua de agua densa (> 25.00) se observa hasta 50 km de la costa, aproximadamente, cuando la surgencia es más intensa. Se nota que lejos de la costa la densidad máxima ocurre en febrero-marzo, debido al ciclo anual de radiación solar, mientras cerca de la costa la densidad máxima persiste hasta junio-julio, debido a las surgencias generadas por el esfuerzo del viento. El contraste en la densidad entre la costa y mar abierto es más alto en primavera, corroborando el período de surgencias intensas. Tomando en consideración que el transporte compensatorio de agua hacia la superficie ocurre en la porción superior de la piconclina permanente (Smith, 1968) se infiere (de las Figs. 5a - 5d) que en promedio del ascenso de aguas subsuperficiales ocurre arriba de los 100 metros de profundidad.

Temperatura. En primavera el agua recibe más calor del sol que en invierno (Jacobs, 1951), y como consecuencia se forma una capa de agua tibia ($> 15^{\circ}\text{C}$) en la superficie (Fig. 7a). En la región 1 la capa de mezcla es relativamente somera y desaparece cerca de la estación 30, a causa de la corriente fuerte hacia el Sur y a la advección vertical de las aguas de baja temperatura. También estos efectos pueden mantener las bajas temperaturas observadas en verano en la misma estación 30 (Fig. 7b). En verano la cantidad de radiación incidente so-

ESTRUCTURA HIDROGRAFICA PROMEDIO

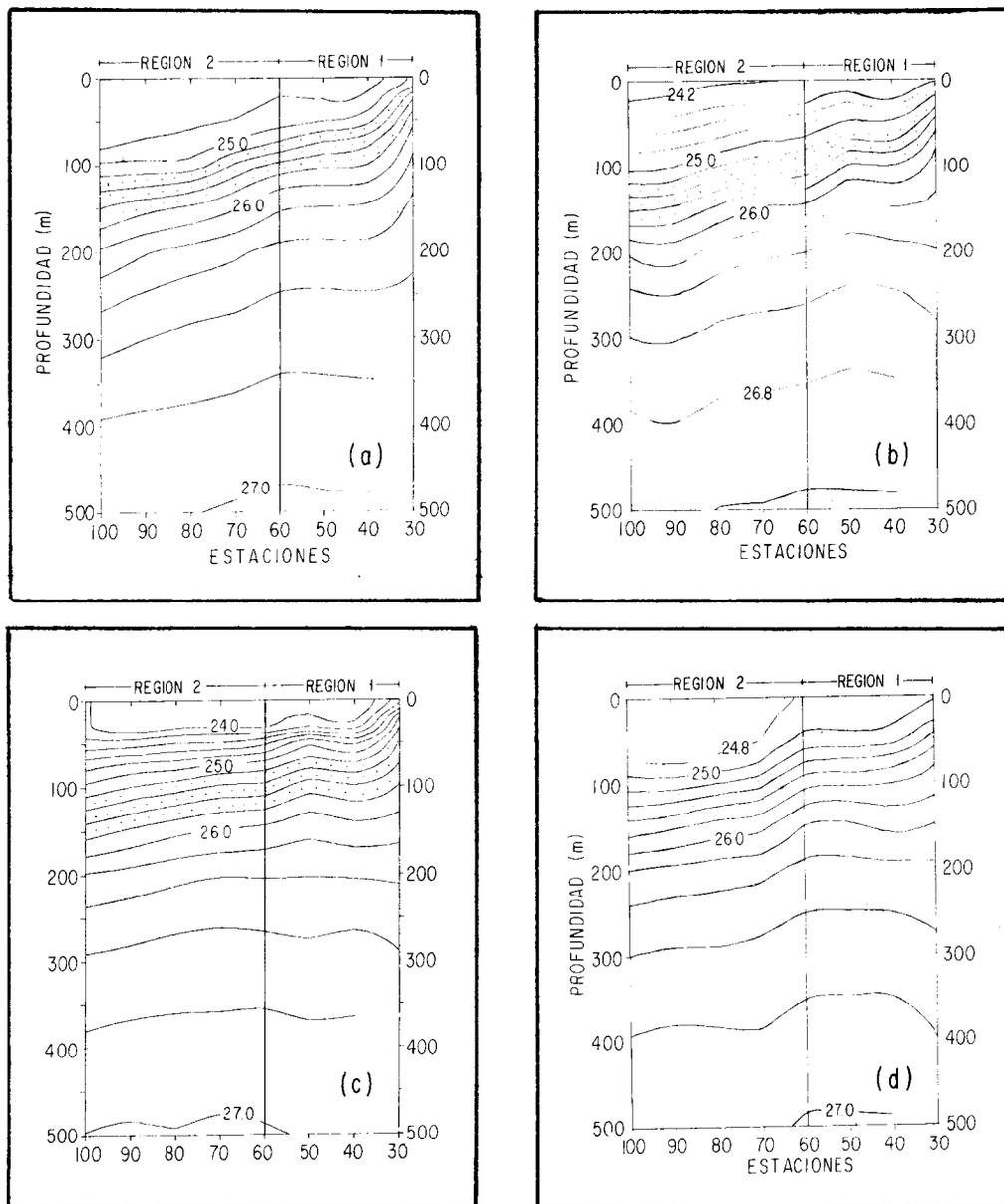


FIGURA 5. Distribución de densidad (σ_t) promedio (1950-1968). (a) Abril; (b) Julio; (c) Octubre; (d) Febrero. La región punteada corresponde a la piconclina permanente.

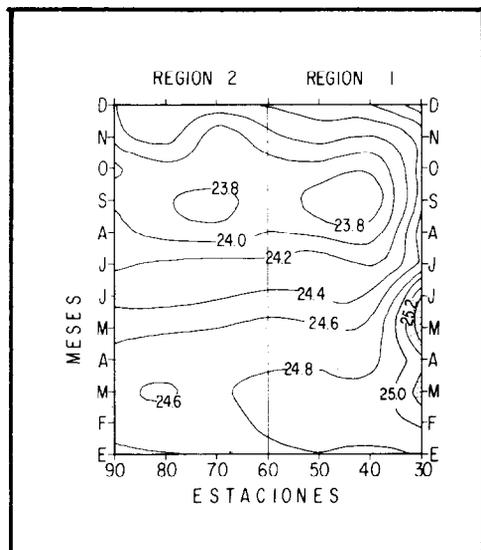


FIGURA 6. Curso anual de densidad ($\sigma\text{-t}$) promedio (1950-1968) a 10 m de profundidad.

bre la superficie marina presenta un máximo (Jacobs, 1951). Por ello se forma una termoclina estacional ($15\text{-}17^{\circ}\text{C}$) observada en verano y en otoño (Figs. 7b y 7c). No obstante que el máximo de radiación ocurre en verano, los valores altos de temperatura en los niveles más profundos se observan en otoño, esto sugiere la posibilidad de un retraso estacional en el calentamiento de las capas subsuperficiales. En invierno, la cantidad de radiación es mínima (Jacobs, 1951), pudiendo originar la desaparición de la termoclina estacional, como se observa en la Fig. 7d.

En la región 1 las isotermas superficiales ($< 150\text{ m}$) ascienden hacia la superficie mientras que las isotermas más profundas ($> 150\text{ m}$) descienden (Figs 7a - 7d). Yoshida (1958), al tratar un modelo analítico de dos capas, infiere que este patrón en la costa oeste de Norteamérica debe ser el resultado de una corriente hacia el Polo en la capa inferior.

Salinidad. En virtud de que la región de estudio se encuentra en la zona de transición entre el dominio del agua subártica y el dominio del agua ecuatorial (Sverdrup *et al.*, 1942), el comportamiento de la capa de

mezcla muestra un rango salino pequeño, aunque sí se observa estructura estacional (Figs. 8a - 8d), gobernada básicamente por el patrón de flujo más que por evaporación.

En toda la columna de agua la salinidad aumenta con la profundidad y en promedio es más alta en la estación 30 que en el resto de la sección. Durante todo el año la haloclina permanente ($33.60 - 33.80 \times 10^{-3}$) asciende de la estación 100 a la estación 30, en respuesta al balance geostrófico y a las surgencias costeras. En las capas más profundas, la banda entre $34.00\text{-}34.20 \times 10^{-3}$, sigue un patrón contracorriente subsuperficial, se presentan cambios horizontales significantes a profundidades mayores o iguales que 200 m : e.g., a 200 m las aguas son aproximadamente 0.4×10^{-3} más saladas en la estación 30 que en la estación 100.

Densidad. Los procesos que afectan la estructura termal y salina, también alteran la distribución de densidad. Debido a que los cambios de salinidad en el área de estudio resultaron pequeños comparados con los cambios de temperatura, el patrón de densidad resultó mejor correlacionado con el patrón de temperatura. Por otra parte, ya que las diferencias horizontales en densidad pueden existir sólo en presencia de corrientes (Sverdrup *et al.*, 1942), se puede inferir que el patrón de densidad observado está cercanamente relacionado al carácter de la circulación en el área de estudio. Así, durante todo el año, las isopicnas se inclinan hacia arriba a medida que se acercan a la costa en respuesta al balance geostrófico de la corriente de California. Además en los períodos de fuerte intensificación hacia el Sur, el campo de masa responde con una inclinación mayor de las isopicnas; en cambio en los períodos de flujo débil, las isopicnas son casi horizontales a lo largo de la sección (Figs. 5a - 5d).

Oxígeno. A grandes rasgos la distribución estacional de oxígeno es afín a la estructura de densidad correspondiente (Figs. 9a - 9d). La oxiclina resulta casi paralela a la picnoclina permanente. Cerca de la superficie el rango estacional es del orden de 1.0 ml L^{-1} en la estación 30: los valores más bajos (4.5 ml L^{-1}) corresponden al período de intensificación de las surgencias y los más

ESTRUCTURA HIDROGRAFICA PROMEDIO

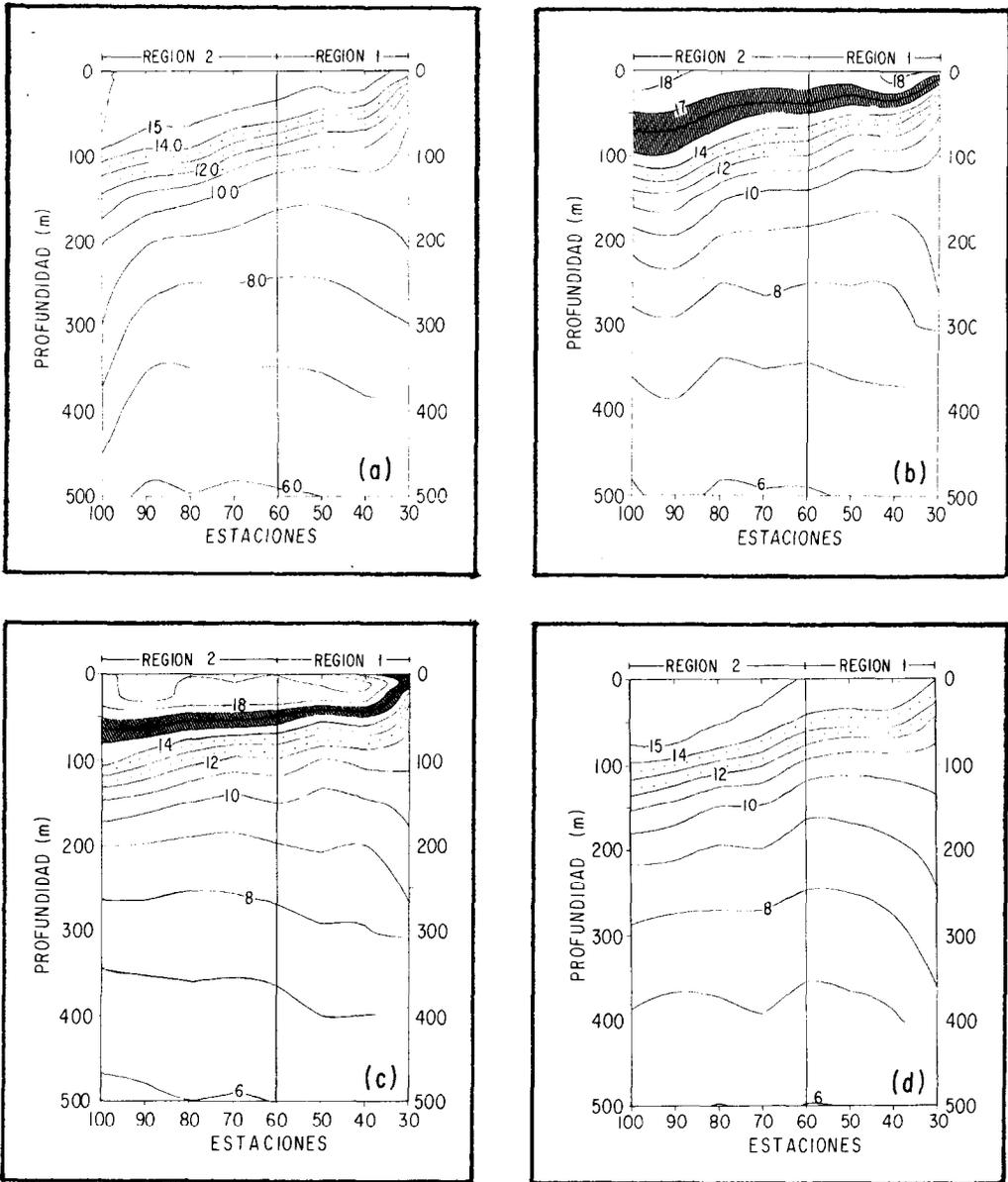


FIGURA 7. Distribución de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) promedio (1950-1968). (a) Abril; (b) Julio, (c) Octubre; (d) Febrero. La región sombreada corresponde a la termoclina estacional y la punteada a la termoclina permanente.

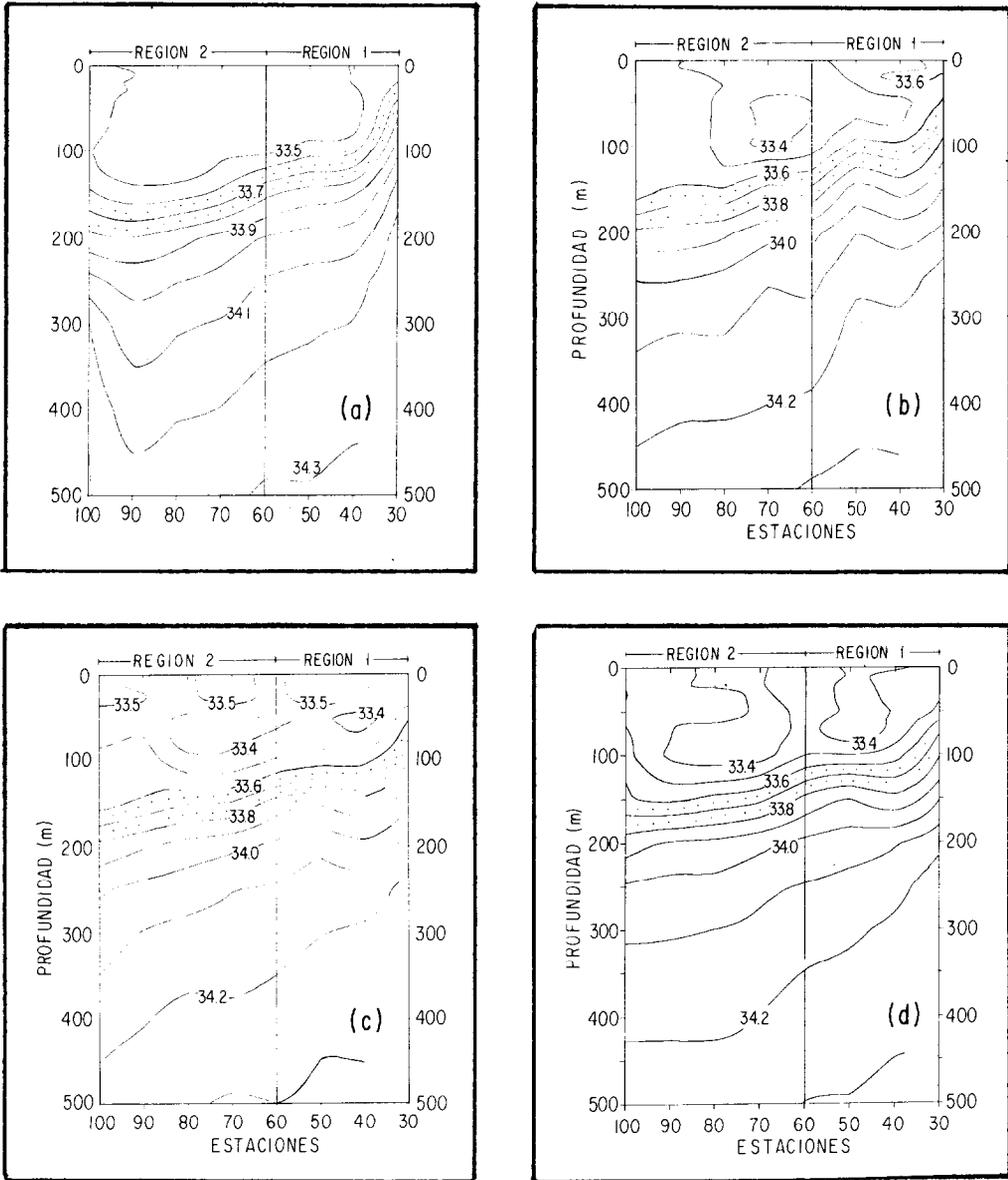


FIGURA 8. Distribución de salinidad ($s \times 10^3$) promedio (1950-1968). (a) Abril; (b) Julio; (c) Octubre; (d) Febrero. La región punteada corresponde a la haloclina permanente.

ESTRUCTURA HIDROGRAFICA PROMEDIO

altos (5.5 ml L^{-1}) a invierno, cuando las surgencias son más débiles. Lejos de la costa los cambios estacionales resultan prácticamente nulos. A profundidades cercanas a 200 m el aporte del agua de bajo contenido de oxígeno por la contracorriente subsuperficial da como resultado que el contenido de oxígeno resulte del orden 2.0 ml L^{-1} más bajo cerca de la costa que lejos de ella.

CONCLUSIONES

En general las isolíneas de temperatura, salinidad, densidad y oxígeno se presentan más profundas en la estación más lejana de la costa y se inclinan hacia la superficie a medida que se acercan a la costa. Por consecuencia, las aguas superficiales ($<150 \text{ m}$) más frías, más saladas, más densas y con menor contenido de oxígeno se presentan cerca de la costa. Este comportamiento se asocia con el balance geostrófico de la corriente de California y la ocurrencia de surgencias cerca de la costa.

La corriente de California presenta dos regiones de flujo máximo, uno cerca de la costa y otro mar afuera. Es muy probable que el flujo cercano a la costa se rija por el patrón estacional de la componente del esfuerzo del viento paralela a la costa.

Cuando la componente al Sur cercana a la costa es muy rápida, la contracorriente subsuperficial se encuentra a una profundidad mayor que 200 m.

Las surgencias más intensas ocurren, en promedio, de abril a julio. Las aguas advectadas hacia la superficie provienen de profundidades inferiores a los 100 m. La extensión hacia el mar de la estructura horizontal superficial típica de surgencias, se observa hasta 50 km de la costa aproximadamente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de la tesis de maestría del autor, dirigida por los doctores E. D. Barton y N. Christensen, Jr. La fase final recibió el apoyo de la Dirección Adjunta de Desarrollo Científico del CONACYT, mediante proyecto No. PCCBCNA - 020120.

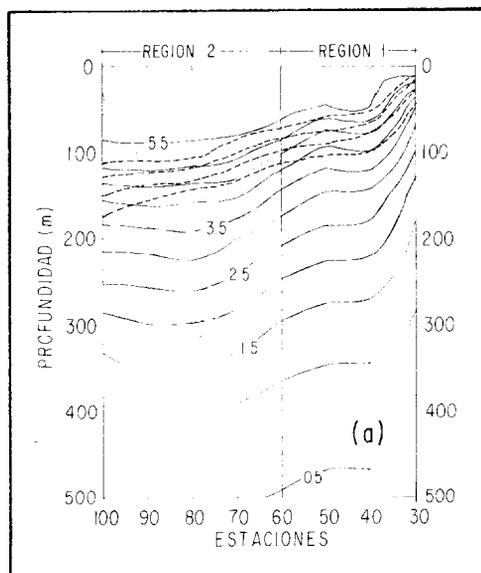


FIGURA 9a. Distribución de oxígeno (ml L^{-1}) promedio (1950-1968) en abril. La región punteada corresponde a la pinoquina permanente.

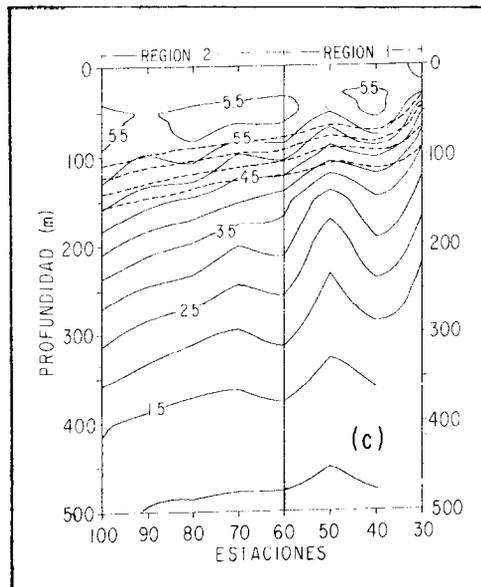


FIGURA 9c. Distribución de oxígeno promedio en octubre.

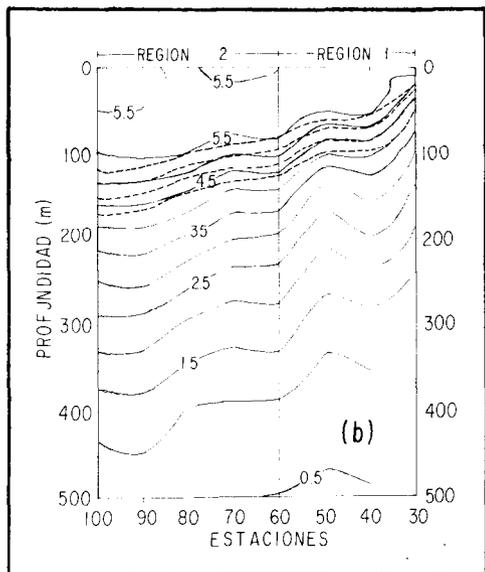


FIGURA 9b. Distribución de oxígeno promedio en julio.

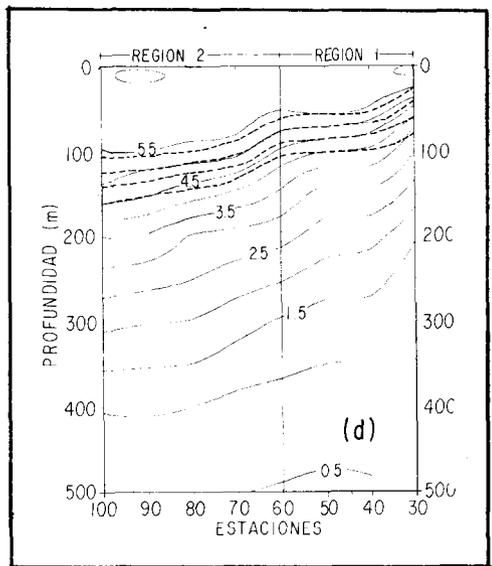


FIGURA 9d. Distribución de oxígeno promedio en febrero.

LITERATURA CITADA

- BAKUN, A. 1973. Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946-1971. U.S. Department of Commerce, NOAA, Tech. Rep. NMFS SSRF-671, 103 pp.
- BARTON, E.D. y Argote, M.L. 1980. Hydrographic variability in an upwelling area of northern Baja California in June 1976. *J. Mar. Res.* 38 (4): 631-649.
- EBER, L.E. y N. Wiley. 1976. A retrieval and display system for the CalCOFI oceanographic data file. U.S. Department of Commerce, NOAA. Admin. Rep. No. LJ-76-16, 15 pp.
- GOMEZ VALDES, J. 1980. Variación estacional en el sistema de la corriente de California frente a Ensenada, B. C. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C., México, 165 pp.
- HICKEY, B. M. 1979. The California Current System - hypotheses and facts. *Prog. Oceanogr.* 8 (4), 169-179.
- JACOBS, W.C. 1951. The energy exchange between the sea and the atmosphere and some of its consequences. *Bull. Scripps of Oceanography, Univ. of Calif.*, Vol. 6, pp. 27-122.
- LYNN, R. J. 1967. Seasonal variation of temperature and salinity at 10 meters in the California Current. *Calif. Ocean. Fish. Invest. Rep. II*, 157-186.
- NELSON, C. S. 1976. Wind stress and wind stress curl over the California Current U.S. Department of Commerce, NOAA. Tech. Rep. NMFS SSRF -714, 89 pp.
- NEUMANN, G. y W. J. Pierson. 1966. *Principles of Physical Oceanography*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J. 545 pp.
- REID, J. L., Jr., G. I. Roden y J. G. Wyllie. 1958. Studies of the California Current system. *Calif. Coop. Fish. Invest. Prog. Rep.* 1 July 1956 - 1 January 1958: 29-57.
- SMITH, R. L. 1968. Upwelling *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 6: 11-46.

ESTRUCTURA HIDROGRAFICA PROMEDIO

- SVERDRUP, H. V. 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the Eastern Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 33 : 318-326.
- SVERDRUP, H. V., M. W. Johnson y R. H. Fleming. 1942. *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Inc., New York, 1087 pp.
- TORRES-MOYE, G. 1982. Algunas propiedades químicas indicadoras de eventos de surgencias costeras y de la Contracorriente de California en una área cercana a Punta Colonet, B. C. Tesis Profesional. Escuela Superior de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, B.C., México, 73 pp.
- WOOSTER, W. S. y J. H. Jones. 1970. California Undercurrent of Northern Baja California. *J. Mar. Res.* 28 (2): 235-250.
- WYLLIE, J. G. 1966. Geostrophic flow of the California Current at the surface and at 200 meters. *Calif. Coop. Ocean Fish. Invest., Atlas No. 4*, 288 pp.
- YOSHIDA, K. 1958. A study of upwelling. *Oceanogr.* 16: 73-76.

NOTA EDITORIAL

A causa de un lamentable error, en el artículo "Right-slip offset of the Eocene Ballena River Valley across the Elsinore fault zone, Southern California" por Patrick L. Abbott, Ronald P. Kies y Dennis R. Kerr, publicado en el Vol. 9 No. 1 de esta revista, las figuras que aparecen en las páginas 42 y 44 carecen de leyenda. Para subsanar este error, en este número publicamos de nuevo el artículo completo, corrigiendo la omisión de las leyendas.

Pedimos disculpas por cualquier inconveniente causado por esto.
