

SISTEMA DEL BIOXIDO DE CARBONO EN
EL GOLFO DE CALIFORNIA

por:

GILBERTO GAXIOLA CASTRO

SAUL ALVAREZ BORREGO

Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada, B. C.
Espinoza 843, Ensenada, B.C.
México

y

RICHARD A. SCHWARTZLOSE

Scripps Institution of Oceanography
La Jolla, California 92037
U. S. A.

RESUMEN.

El Golfo de California puede dividirse en dos partes hidrográficas claramente diferenciadas: una al norte del umbral sur de cuenca Salsipuedes, y otra al sur del mismo. En la parte norte las fuertes corrientes de marea provocan una mayor homogeneización de la columna de agua. Cuenca Salsipuedes, y en general todas las cuencas del Golfo, tienden a tener los mismos valores de las propiedades del agua en sus zonas profundas, que los encontrados en las profundidades de los umbrales. La parte sur del Golfo tiene distribuciones de las diferentes propiedades del agua muy similares a las encontradas en océano abierto. Mientras que la parte norte muestra características únicas. En la parte norte no existen mínimos de oxígeno y salinidad a profundidades intermedias. A 800 m, cuando se comparan la cuenca Salsipuedes (o canal de Ballenas) y la parte sur del Golfo, se halla que la cuenca Salsipuedes tiene aproximadamente 5.5°C, 0.3 ‰, 1.3 ml/l de O₂, 0.18 unidades de pH, 0.1 mM Kgr⁻¹ de bióxido de carbono total, 20 unidades de por ciento de saturación de carbonato

BIOXIDO DE CARBONO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

de calcio con respecto a aragonita y 30 unidades de por ciento con respecto a calcita, más que la parte sur del Golfo. Debido a los efectos de mezcla por las fuertes corrientes de marea, las aguas superficiales del canal de Ballenas tienen valores mínimos de temperatura, salinidad, oxígeno, pH y por ciento de saturación de carbonato de calcio con respecto a aragonita y calcita, y máximos valores de bióxido de carbono total, con respecto a los valores superficiales del resto del Golfo. Las aguas del Golfo están sobresaturadas de carbonato de calcio con respecto a aragonita, de la superficie a 50-150 m, llegando a alcanzar 40% de saturación por debajo de 1000 m en la parte sur. Con respecto a calcita, en la parte sur del Golfo, los valores de saturación calculados con las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970) muestran sobresaturación de la superficie a 150-300 m, alcanzando 60% por debajo de 1500 m; y los valores calculados con las ecuaciones de Ingle (1975) muestran sobresaturación de la superficie a 350-600 m, alcanzando 60% a 3500 m.

ABSTRACT

The Gulf of California may be divided in two hydrographic regions clearly differentiated: one north from the southern sill of Salsipuedes basin, and the other to the south. In the northern region, the strong tidal currents cause a greater homogeneization of the water column. Salsipuedes basin, and all the basins of the Gulf, tend to have the same values of the water properties at their bottoms as those of sill depths. The southern region of the Gulf has distributions of the different water properties very similar to those found in the open ocean. The northern region shows unique characteristics. There are no oxygen and salinity minima at intermediate depths in the northern region. At 800 m, when Salsipuedes basin (or Ballenas channel) and the southern region of the Gulf are compared, it is found that the Salsipuedes basin has approximately 5.5°C, 0.3 ‰, 1.3 ml/l of O₂, 0.18 of pH unit, 0.1 mM Kgr⁻¹ of total carbon dioxide, 20 percent units of calcium carbonate saturation with respect to aragonite and 30 percent units of saturation with respect to calcite, more than the southern region. Mixing due to tidal currents cause minimum surface values of temperature, salinity, oxygen, pH and percent saturation of calcium carbonate with respect to aragonite and calcite, and maximum surface values

of total carbon dioxide at Ballenas channel, with respect to surface values of the rest of the Gulf. The Gulf waters are supersaturated with calcium carbonate, with respect to aragonite, from the surface to 50-150 m; with 40% saturation in waters deeper than 1000 m, at the southern region. At the southern region, the saturation values with respect to calcite, calculated with Edmond and Gieskes' (1970) equations, for the calcium carbonate solubility product, show supersaturation from the surface to 150-300 m, with 60% in waters deeper than 1500 m; and the values calculated with Ingle's (1975) equations show supersaturation from the surface to 350-600 m, with 60% at 3500 m.

INTRODUCCION.

El carbono es un elemento biológicamente activo. Su distribución en el océano es influenciada por consumo biológico en las aguas superficiales y por la oxidación de materia orgánica y la solución de carbonatos a profundidades mayores. El carbono es un nutriente y su distribución tiende a seguir la de otros nutrientes como el fosfato, nitrato y silicato. Sin embargo, hay diferencias importantes entre la distribución del carbono y la de los otros nutrientes. Una es que el carbono inorgánico está presente en exceso y nunca limita el crecimiento de las plantas. Otra es que la distribución superficial del carbono inorgánico está afectada por el intercambio con la atmósfera (Culberson, 1972).

No existía hasta ahora ninguna publicación que describiera el sistema del bióxido de carbono en el Golfo de California. Por ello, se hicieron determinaciones de pH y alcalinidad en el crucero del "B/T Alexander Agassiz" del 8 de abril al 4 de mayo de 1974. Este fue un crucero conjunto entre la Institución Scripps de Oceanografía de la Universidad de California y la Unidad de Ciencias Marinas de la Universidad Autónoma de Baja California. Los objetivos que se persiguen en el presente escrito son: describir las condiciones hidrológicas de primavera en el Golfo de California, incluyendo la distribución vertical de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto; y describir la distribución espacial de variables pertinentes al sistema del bióxido de carbono, tales como el pH "in situ", alcalinidad total y específica, bióxido de carbono total y porcentajes de saturación de carbonato de calcio con respecto a calcita y aragonita.

MÉTODOS Y MATERIALES.

De las veinte estaciones hidrográficas muestreadas en el Golfo de California durante el mencionado crucero, se escogieron quince para los propósitos del presente trabajo. Estas quince estaciones están mas o menos alineadas a lo largo del Golfo (Fig. 1).

Los muestreos se realizaron con botellas Nansen recubiertas con teflón. La temperatura se midió con termómetros reversibles. La salinidad con un salinómetro de inducción Bissett-Berman, modelo 6230. El oxígeno disuelto se determinó por el método micro-Winkler. El pH se determinó con un potenciómetro digital Orion, modelo 801, usando electrodos de vidrio de acuerdo con el método descrito por Park (1966a). Para la determinación de alcalinidad total se utilizó el método de Anderson y Robinson (1946) y Park (1966a).

El pH se corrigió por temperatura "in situ" usando la ecuación dada por Harvey (1955). Las correcciones se compararon con las calculadas con la ecuación de Gieskes (1969) y no fueron significativamente diferentes.

La ecuación para el cálculo de la alcalinidad total, tomada de Culberson, Pytkowicz y Hawley (1970) es:

$$A_T = \left(3.0 - \frac{1300 \cdot 10^{-\text{pH}_a}}{0.74} \right) / \rho \text{ (t,s)} \quad \text{meq/Kgr.}$$

donde pH_a es el valor del pH después de agregar el ácido y ρ es la densidad del agua de mar. A partir de lo anterior se calcula la alcalinidad de los carbonatos:

$$A_C = A_T - A_B$$

donde A_B es la alcalinidad debida a los boratos:

$$A_B = \frac{0.0219 \cdot \text{Cl} \cdot K_B^{\dagger}}{a_H + K_B^{\dagger}} \quad \text{meq/Kgr.}$$

donde Cl es la clorinidad, K_B^{\dagger} es la constante aparente de disociación del ácido bórico calculada con la ecuación de Gordon (1973), en base a datos de Lyman (1956) y a_H es la actividad del ión hidrógeno.

El bióxido de carbono total se determinó por la ecuación de Skirrow (1965):

$$\text{TCO}_2 = A_C \frac{(a_H)^2 + a_H K_1' + K_1' K_2'}{a_H K_1' + 2K_1' K_2'} \text{ m Moles/Kgr.}$$

donde K_1' y K_2' son la primera y segunda constantes aparentes de disociación del ácido carbónico calculadas con las ecuaciones de Mehrbach, Culberson, Hawley y Pytkowicz (1973), para presión igual a una atmósfera, y corregidas para presión "in situ" con las ecuaciones de Culberson y Pytkowicz (1968).

Para calcular el pH a presión "in situ" se diseñó un programa de computación, usando el método iterativo sugerido por Ben-Yaakov (1970). El programa se realizó en lenguaje Fortran IV, con una minicomputadora digital Nova 1200 del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C. Este se basa en que el bióxido de carbono total no se modifica con los cambios de presión, sino que sólo cambian sus componentes. Una vez conocido el bióxido de carbono total a una atmósfera de presión, se aplican las ecuaciones de Culberson y Pytkowicz (1968) para las correcciones por presión de las

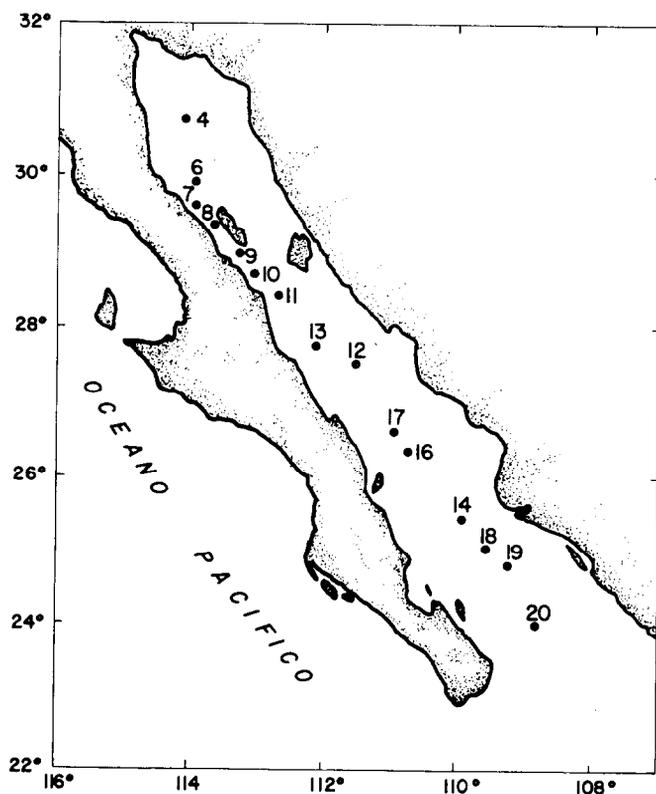


Fig. 1. Localización de las estaciones de muestreo.

BIOXIDO DE CARBONO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

constantes aparentes de disociación del ácido carbónico y del ácido bórico. Se calcula TCO_2 con las constantes a presión "in situ" y se ajusta a_{H} iterativamente de tal manera que TCO_2 a presión "in situ" dé prácticamente el mismo valor que TCO_2 a una atmósfera.

Con los valores de pH "in situ" se calculó la concentración de carbonato total $[\text{CO}_3^-]$ con la ecuación:

$$[\text{CO}_3^-] = \frac{A_c \cdot K_2'}{a_{\text{H}} + 2K_2'} \quad \text{m Moles /Kgr.}$$

La concentración de calcio total es dada por Culkin (1965) como una función de la clorinidad:

$$[\text{Ca}^{++}] = 0.531 \cdot \text{Cl}^\circ/\text{oo} \quad \text{m Moles/Kgr.}$$

Los porcentos de saturación "in situ" de carbonato de calcio con respecto a calcita y aragonita se calcularon respectivamente con las ecuaciones:

$$\% \text{ Sat}_c = \frac{[\text{Ca}^{++}] \cdot [\text{CO}_3^-] \cdot 100}{K_{\text{spc}}'p}$$

$$\% \text{ Sat}_a = \frac{[\text{Ca}^{++}] \cdot [\text{CO}_3^-] \cdot 100}{K_{\text{spa}}'p}$$

donde $K_{\text{spc}}'p$ y $K_{\text{spa}}'p$ son los productos de solubilidad del carbonato de calcio con respecto a calcita y aragonita, respectivamente.

Para determinar el producto de solubilidad del carbonato de calcio para calcita, se usaron las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970), con las constantes aparentes de disociación del ácido carbónico de Lyman (1956); y paralelamente las ecuaciones de Ingle (1975), usando las constantes aparentes de disociación del ácido carbónico dadas por Mehrbach, Culberson, Hawley y Pytkowicz (1973). El producto de solubilidad del carbonato de calcio para aragonita se calculó usando las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970), con las constantes aparentes de disociación del ácido carbónico de Lyman (1956). Las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970) y las de Ingle (1975) se usaron paralelamente en el caso de la calcita, porque existe una discrepancia que no se puede resolver "a priori".

Las ecuaciones para calcular los productos de solubilidad "in situ" de carbonato de calcio con respecto a calcita y aragonita, dadas por Edmond y Gieskes (1970) son:

$$K'_{sp}(\text{calcita}) = (0.1614 + 0.02892 \cdot Cl - 0.0063 \cdot t) \cdot 10^{((- \Delta V_c \cdot Z) / (23.03 \cdot 0.08205 \cdot T \cdot 10^3))}$$

$$K'_{sp}(\text{aragonita}) = (0.5115 + 0.02892 \cdot Cl - 0.0063 \cdot t) \cdot 10^{((- \Delta V_a \cdot Z) / (23.03 \cdot 0.08205 \cdot T \cdot 10^3))}$$

donde t es la temperatura en grados centígrados, Z es la profundidad en metros, T es la temperatura en grados absolutos ($^{\circ}K$), ΔV_c es el incremento del volumen molar por disolución de calcita y ΔV_a para aragonita. K'_{sp} está expresada en $mm^2 \cdot Kgr^{-2}$.

Las ecuaciones para calcular los incrementos del volumen molar son las siguientes:

$$\Delta V_c = - (35.2 - 0.20 \cdot t)$$

$$\Delta V_a = - (33.2 - 0.20 \cdot t)$$

Estas ecuaciones se obtuvieron con los datos calculados de Edmond y Gieskes (1970) obtenidos en base a datos experimentales de Pytkowicz y Fowler (1967) y Hawley y Pytkowicz (1969), y son una corrección a las ecuaciones presentadas por los primeros autores. Sin embargo, los valores calculados con las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970) caen dentro de los límites de confianza, tomando en consideración que el error mínimo para ΔV es de $\pm 1 \text{ cm}^3/\text{mol}$.

La ecuación para calcular el producto de solubilidad de carbonato de calcio con respecto a calcita, a una atmósfera de presión, dada por Ingle (1975) es:

$$K'_{sp}(S, T) = (-34.452 - 39.866 \cdot S^{1/3} + 110.21 \cdot \text{Log} S - 7.5752 \cdot 10^{-6} T^2) \cdot 10^{-1}$$

donde S es la salinidad. La corrección del producto de solubilidad por cambio de presión es:

$$\begin{aligned} \text{Log}(K'_{sp} / K'^1_{sp}) &= ((48.8 - 0.53 t) (Z - 10) / 10 + \\ &+ (-5.88 \cdot 10^{-3} + 1.845 \cdot 10^{-4} t) (Z - 10)^2 / 100) / 188.93(t + 273.15) \end{aligned}$$

RESULTADOS.

La distribución vertical de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto muestra características que han sido reportadas en general por otros autores (Sverdrup, 1941; Roden, 1964) (Fig. 2a, b y c). El umbral sur del canal de Ballenas marca la separación entre dos zonas hidrográficas diferentes. La porción sur del Golfo tiene una distribución espacial de estas propiedades similar a la del Pacífico Oriental Tropical en general. Mientras que la porción norte muestra distribuciones verticales distintas y únicas. La profundidad máxima del umbral sur del canal de Ballenas o cuenca Salsipuedes es cerca de 450 m (Rusnak, Fisher y Shepard, 1964), aunque las gráficas aquí presentadas no la muestran. La parte sur presentó en este cruceo termoclina, haloclina y oxiclina bien definidas, de la superficie a los 200 m aproximadamente. Mientras que en la parte norte, principalmente en el canal de Ballenas (entre las estaciones 8 y 11), los gradientes verticales fueron mucho menores. Además, en la parte sur existen mínimos de salinidad y oxígeno a profundidades intermedias, entre 500 y 800 m aproximadamente; mientras que en la parte norte estas propiedades disminuyen monótonicamente con la profundidad. El mínimo de salinidad en la parte sur varía de 34.51‰ en la boca del Golfo, a 34.54‰ en las cuencas Carmen y Guaymas (estaciones 13 a 16). A 800 m el canal de Ballenas tiene aproximadamente 5.5°C , 0.3‰ y 1.3 ml/l de O_2 más que la parte sur. A 1500 m la diferencia de temperatura es aproximadamente 8°C . De acuerdo con Roden (1964), la homogeneización en el canal de Ballenas se debe a los fuertes procesos de mezcla provocados principalmente por corrientes de marea. Las propiedades del agua profunda del canal de Ballenas tienden a tener los mismos valores que las de la profundidad del umbral. Esto ocurre en mucho menor grado con las cuencas de la parte sur (Fig. 2a y c). La temperatura aumenta y la salinidad disminuye en las partes profundas, de cuenca a cuenca hacia el norte, además los valores de salinidad son muy homogéneos en cada cuenca: 34.66‰ en la cuenca Pescadero (estaciones 19 y 20), 34.64‰ en la cuenca Farallón (estación 14), 34.63‰ en la cuenca Carmen (estación 16), y 34.62‰ en la cuenca Guaymas (estación 12), comparadas con 34.68‰ en el agua de Fondo del Pacífico fuera del Golfo. El oxígeno también disminuye en las partes profundas, de cuenca a cuenca hacia el norte. A 2500 m se tienen: 2.3 ml/l en Pescadero, 1.7 ml/l en Farallón y 1.4 ml/l en Carmen.

Los valores mínimos superficiales de $T^{\circ}\text{C}$, $S^{\circ}\text{‰}$ y O_2 se encontraron en el canal de Ballenas, debido también a los procesos de mezcla. Robinson (1973) indicó que las más bajas temperaturas superficiales se encuentran persistentemente en la vecindad de Isla Angel de la Guarda, durante todo el año.

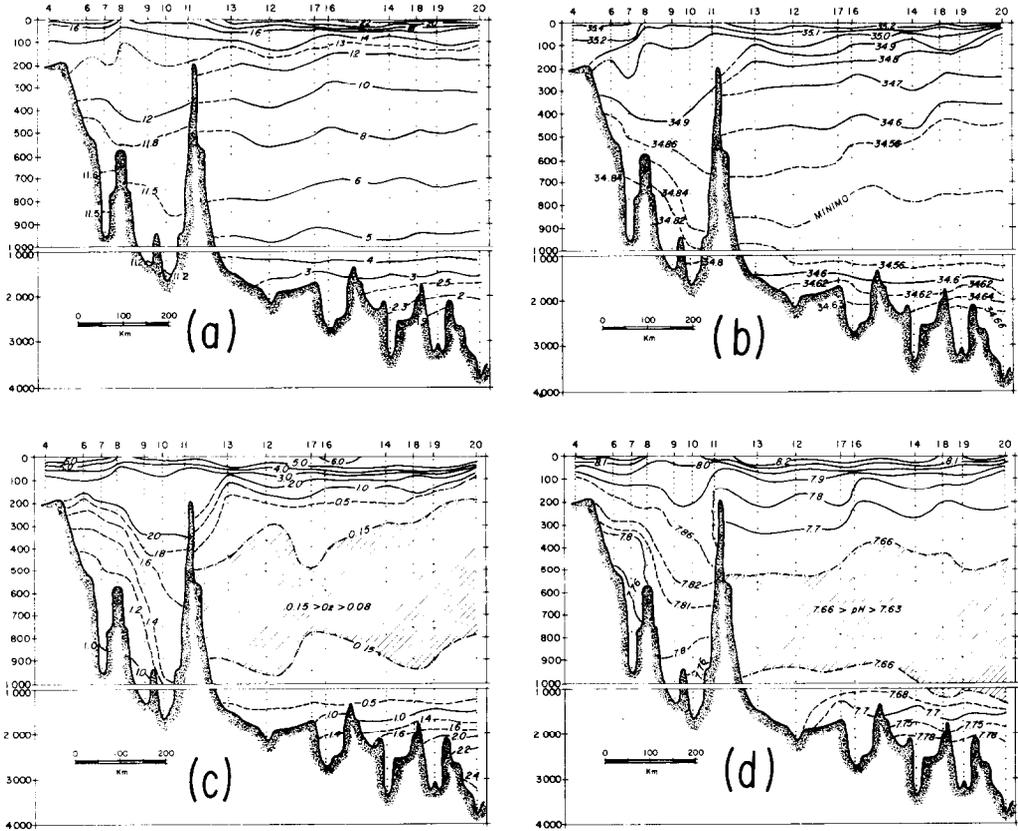


Fig. 2. Distribución vertical de: (a) temperatura ($^{\circ}\text{C}$); (b) salinidad ($^{\circ}/\text{‰}$); (c) oxígeno disuelto (ml/l); y (d) pH. La escala vertical es la profundidad en metros. En la escala horizontal están los números de las estaciones. Los puntos indican las profundidades de muestreo.

La distribución de pH "in situ" concuerda en general con la de O_2 . Los valores mínimos superficiales, entre 8.0 y 8.1 se encontraron en el canal de Ballenas (Fig. 2d). En el resto del Golfo los valores superficiales fueron ligeramente mayores que 8.2. En la parte norte el pH disminuyó monotónicamente con la profundidad hasta 7.7 en el fondo de cuenca Salsipuedes (estación 10). A 700 m, en el canal de Ballenas el pH es aproximadamente 0.18 mayor que en la parte sur. En la parte sur disminuyó con la profundidad hasta un mínimo de 7.63, aproximadamente a los 700 m, luego aumentó hasta 7.78 a los 2500 m, y disminuyó de nuevo hasta 7.72 a 3500 m. Este tipo de máximo profundo de pH "in situ" fue reportado por Park (1966b) para el Pacífico nororiental, pero a los 3500 m. Se debe a que el efecto de la presión en las constantes de disociación del ácido carbónico, que tiende a disminuir el pH,

BIOXIDO DE CARBONO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

es mayor en altas profundidades que el de disolución de carbonato de calcio y el aumento de oxígeno que tienden a aumentar el pH. La menor profundidad del máximo de pH reportado en este trabajo, con respecto al reportado por Park (1966b), posiblemente se deba a que nosotros usamos las más nuevas ecuaciones de Culberson y Pitkowitz (1968) para la corrección por presión de las constantes de disociación.

En la parte norte del Golfo, la alcalinidad total disminuye de 2.35 meq Kgr^{-1} en la superficie a 2.31 meq Kgr^{-1} a 200 m, y luego se mantiene prácticamente constante hasta el fondo (~ 1500 m). En la parte sur disminuye de 2.35 meq Kgr^{-1} en la superficie a 2.32 meq Kgr^{-1} aproximadamente a 200-300 m, para luego aumentar a 2.45 meq Kgr^{-1} en el fondo.

La alcalinidad específica (alcalinidad por unidad de clorinidad) presenta valores cercanos a $0.120 \text{ meq } \text{Kgr}^{-1} (\text{‰})^{-1}$ en la superficie de todo el Golfo. En la parte norte prácticamente se mantiene este valor para toda la columna de agua. En la parte sur, la alcalinidad específica aumenta monótonicamente hasta alrededor de 0.128 cerca del fondo. En las cuencas de la parte sur, los valores de alcalinidad específica son también prácticamente constantes por debajo de las profundidades de los umbrales, aún para rangos de más de 1500 m de diferencia de profundidad entre umbral y fondo.

La concentración superficial de bióxido de carbono total varió entre 2.07 y 2.15 $\text{mM} \cdot \text{Kgr}^{-1}$, con los valores mayores en el canal de Ballenas, de acuerdo con la distribución de oxígeno (Fig. 3a). En la parte sur, el bióxido de carbono total aumenta monótonicamente con la profundidad, con valores de 2.40 $\text{mM} \cdot \text{Kgr}^{-1}$ en la parte profunda de la cuenca de Guaymas (estación 16). En la boca del Golfo los valores son casi constantes entre 850 y 3500 m; el incremento es sólo 0.05 $\text{mM} \cdot \text{Kgr}^{-1}$ en este rango de profundidad. En la parte norte, aumenta monótonicamente con la profundidad, con un gradiente mucho menor que en la parte sur. De los 200-300 m hasta el fondo de cuenca Salsipuedes (estación 10) los valores son prácticamente constantes. A 1000 m, en el canal de Ballenas el bióxido de carbono total es 0.1 $\text{mM} \cdot \text{Kgr}^{-1}$ menor que en la parte sur.

Los valores superficiales del porcentaje de saturación de carbonato de calcio con respecto a aragonita varían aproximadamente entre 150% y 250%, con valores mínimos en el canal de Ballenas (Fig. 3b). En la parte sur existe un gradiente vertical muy marcado de la superficie a 100-150 m. La isograma de 100% se encuentra aproximadamente a 50-150 m a lo largo de todo el Golfo, tendiendo a ser ligeramente más somera en la

boca que en el extremo interno. Los valores disminuyen monotónicamente con la profundidad en la parte sur hasta 40% aproximadamente a 1000 m, manteniéndose prácticamente constante a profundidades mayores. En la parte norte el gradiente vertical cerca de la superficie es mucho menor que en la parte sur, la variación es monotónica con valores de 60% a 1000-1500 m. A 1000 m, en el canal de Ballenas el porcentaje de saturación de aragonita es cerca de 20 unidades mayor que en la parte sur.

El porcentaje de saturación de carbonato de calcio con respecto a calcita, calculado con las ecuaciones de Edmond y Giekes (1970), presenta valores superficiales aproximadamente entre 200% y 400%, con valores mínimos en el canal de Ballenas (Fig. 3c). Los valores disminuyen monotónicamente con la profundidad. En la parte sur hay un fuerte gradiente en los primeros 100 m, y la isograma de 100% se encuentra entre 150 y 300 m; por debajo de los 1500 m los valores son prácticamente constantes e igual a 60%. En la parte norte el gradiente vertical es menor, con la isograma de 100% a 800-1000 m, y valores de 85% a 1500 m. A 1000 m, en el canal de Ballenas los valores son 30 unidades mayores que en la parte sur.

Los porcentajes de saturación de carbonato de calcio con respecto a calcita calculados con las ecuaciones de Ingle (1975), son mayores que los calculados con las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970) (Fig. 3d). Los valores superficiales son aproximadamente entre 300% y 500%, con valores mínimos en el canal de Ballenas. En la parte sur se presenta un gradiente vertical fuerte en los primeros 100 m. Los valores disminuyen monotónicamente hasta cerca de 60% en el fondo de cuenca Pescadero (estación 20). La isograma de 100% se encuentra entre 350 y 600 m. En la parte norte el gradiente vertical es más débil. El 100% se encuentra hasta aproximadamente 1200 m en cuenca Salsipuedes (estación 10). Al fondo de la misma los valores son cercanos a 90%. A 1000 m los valores son 30 unidades de porcentaje mayores en cuenca Salsipuedes que en la parte sur.

DISCUSIONES.

Las temperaturas superficiales en el Golfo presentan un gradiente con los valores ascendiendo en general de la boca al extremo interno, de octubre a junio; mientras que de julio a septiembre la distribución superficial de temperatura es relativamente homogénea, conservándose durante todo el año valores mínimos en la vecindad de isla Angel de la Guarda (Robinson, 1973). De acuerdo con Alvarez Borrego, Rivera, Gaxiola Castro, Acosta Ruiz y Schwartzlose (1978), en la parte sur del Golfo,

BIOXIDO DE CARBONO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

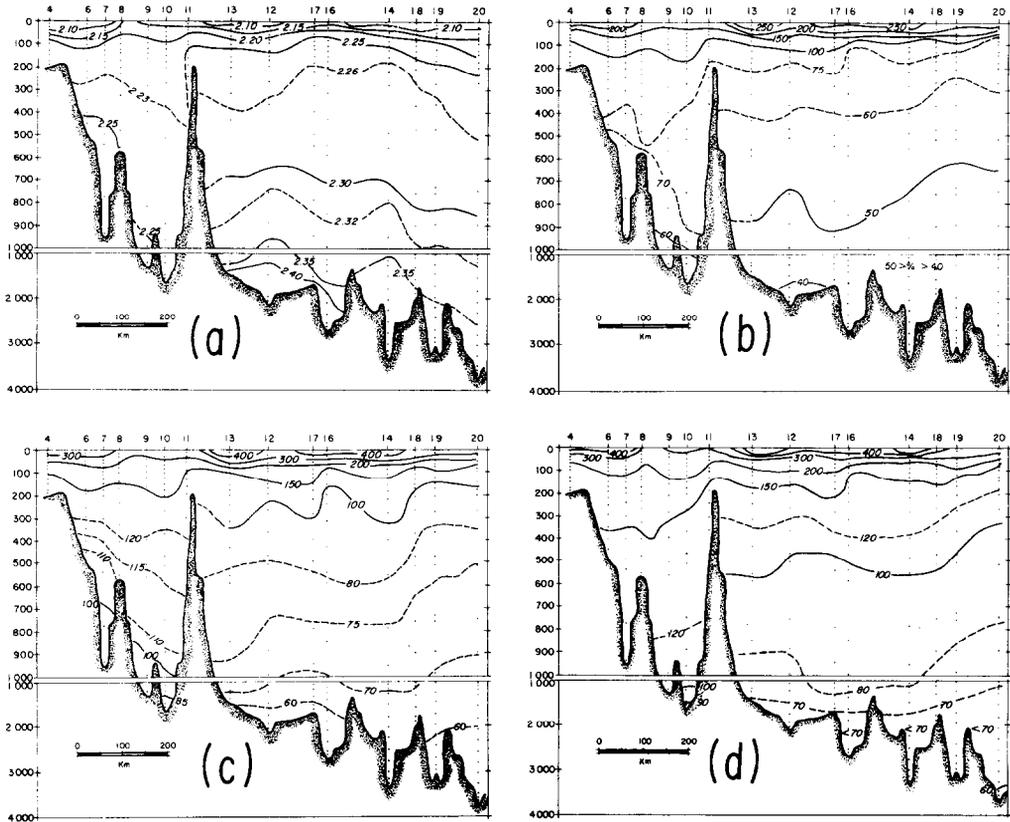


Fig. 3. Distribución vertical de: (a) bióxido de carbono inorgánico total (mM Kgr^{-1}); (b) por ciento de saturación de carbonato de calcio con respecto a aragonita; (c) por ciento de saturación con respecto a calcita calculado con las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970); y (d) por ciento de saturación con respecto a calcita calculado con las ecuaciones de Ingle (1975).

estos cambios estacionales afectan la distribución de temperatura hasta los 300 m aproximadamente. Las mayores temperaturas superficiales de la parte sur del Golfo, registradas en nuestro crucero, son la causa de los mayores valores superficiales del por ciento de saturación de carbonato de calcio en el sur que en el norte. En verano, los valores superficiales del por ciento de saturación deben ser mayores y más homogéneos. Los mínimos valores superficiales de por ciento de saturación encontrados en el canal de Ballenas se deben al efecto combinado de mínimas temperaturas y pH, que a su vez se deben al efecto de mezcla por las fuertes corrientes de marea. Los elevados valores de por ciento de saturación de carbonato de calcio en la superficie se deben a que la precipitación inorgánica del mismo se inhibe fuertemente en el agua de mar por el ión magnesio y por la materia orgánica disuelta (Pytkowicz, 1965; Suess, 1970; citados por Edmond, 1974).

El mínimo de salinidad a profundidades intermedias (700 - 900 m), reportado por primera vez por Sverdrup (1941), es el núcleo del Agua Intermedia del Antártico (Griffiths, 1968). Llega hasta la parte norte de la cuenca de Guaymas, un poco al norte de 28 °N. Bajo ella se encuentra el Agua del Fondo del Pacífico proveniente del Antártico.

La constancia de alcalinidad específica en las cuencas, por debajo de los umbrales, puede indicar muy poca disolución de carbonato de calcio o la presencia de procesos de mezcla suficientemente fuertes para abatir los gradientes que se pudieran formar por disolución. La mayor profundidad de la isograma de 100% en el caso de calcita, y muy levemente en el caso de aragonita, en la parte norte con respecto a la parte sur, se debe principalmente a que en el norte hay mayores valores de temperatura y pH que en el sur, para una determinada profundidad.

Los valores de porcentaje de saturación de carbonato de calcio con respecto a calcita calculados con las ecuaciones de Ingle (1975) fueron aproximadamente 1.2 multiplicado por los valores calculados con las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970). Gieskes (1974) indica que los valores experimentales de Duedall (1972), para el incremento del volumen molar de carbonato de calcio por disolución ($\Delta\bar{V}$), son diferentes a los calculados por Edmond y Gieskes (1970) y expresa que se requieren más datos experimentales sobre la dependencia de la solubilidad de carbonato de calcio con respecto a presión, para rangos más amplios de temperatura y salinidad. Los valores de Duedall (1972) a 25°C y 35‰ son $\Delta\bar{V}_c = -41.8 \text{ cm}^3\text{mol}^{-1}$ y $\Delta\bar{V}_a = -39.1 \text{ cm}^3\text{mol}^{-1}$. Con estos valores y utilizando la misma dependencia con respecto a temperatura determinada por Hawley y Pytkowicz (1969), habría que multiplicar los valores calculados de porcentaje de saturación de carbonato de calcio con las ecuaciones de Edmond y Gieskes (1970) por los siguientes factores: a 0 m, 1.00; a 1000 m, 0.95; a 1500 m, 0.93; a 2000 m, 0.90; y a 3000 m, 0.86; en ambos casos, el de calcita y el de aragonita. Esto prácticamente no cambiaría la posición de las isogramas de 100% en la parte sur del Golfo. En la parte norte la subiría unos 100 m en el caso de la calcita. A 3000 m, en el sur, el porcentaje con respecto a aragonita bajaría a 37%, y el de calcita a 52%. Por supuesto, esto aleja los valores todavía más de los calculados con las ecuaciones de Ingle (1975).

De acuerdo con van Andel (1964), los sedimentos del Golfo contienen carbonato de calcio en toda su extensión, aún en las partes más profundas. Pytkowicz (1970) indica que el horizonte de saturación, o isograma de 100% de calcita, está a menor profundidad que el horizonte de compensación. Este

BIOXIDO DE CARBONO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

último está en la profundidad en la que el arribo de exoesqueletos calcáreos de aguas superiores se compensa por la disolución. De acuerdo con Edmond (1974), en el Pacífico norte el horizonte de compensación está aproximadamente a 3900 m. Arriba de este horizonte los sedimentos contienen carbonato de calcio relativamente abundante a pesar de que la columna de agua tiene valores de porcentaje de saturación menores a 100%. Esto se debe a una velocidad de arribo de exoesqueletos calcáreos mayor que la velocidad de disolución.

RECONOCIMIENTOS.

Se agradece al personal del Centro de Cómputo del CICESE su valiosa ayuda en la elaboración de los programas y en la operación de la computadora. Nuestro más sincero reconocimiento a todos los participantes del crucero del "B/T Alexander Agassiz" al Golfo de California, en abril-mayo de 1974.

BIBLIOGRAFIA.

- Alvarez Borrego, S., J. A. Rivera, G. Gaxiola Castro, M. J. Acosta Ruiz y R. A. Schwartzlose, 1978. Nutrientes en el Golfo de California. Ciencias Marinas (Mex), ésta publicación.
- Anderson, D. H. and R. J. Robinson. 1946. Rapid electrometric determination of the alkalinity of seawater using a glass electrode. Ind. Eng. Chem., Anal. Ed. 18:767-773.
- Been-Yaakov, S. 1970. A method for calculating the in situ pH of seawater. Limnol. & Oceanogr. 15:326-328.
- Culberson, C. H. 1972. Processes affecting the oceanic distribution of carbon dioxide. Ph. D. thesis. School of Oceanography, Oregon State University. Corvallis, Oregon. 178 p.
- Culberson, C. and R. M. Pytkowicz. 1968. Effect of pressure on carbonic acid, boric acid, and the pH in seawater. Limnol. & Oceanogr. 13:403-417.
- Culberson, C., R. M. Pytkowicz and J. E. Hawley. 1970. Seawater alkalinity determination by the pH method. J. Mar. Res. 28: 15-21.
- Culkin, F. 1965. The major constituents of seawater. In Chemical Oceanography, Vol. 1. Ed. J. P. Riley and G. Skirrow. Academic Press, New York: 121-161.

- Duedall, I. W. 1972. The partial molal volume of calcium carbonate in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 36:729-734.
- Edmond, J. M. 1974. On the dissolution of carbonate and silicate in the deep ocean. *Deep-Sea Res.* 21:455-480.
- Edmond, J. M. and J. M. Gieskes. 1970. On the calculation of the degree of saturation of seawater with respect to calcium carbonate under in situ conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 34:1261-1291.
- Gieskes, J. M. 1969. Effect of temperature on the pH of seawater. *Limnol. & Oceanogr.* 14:679-685.
- Gieskes, J. M. 1974. The alkalinity-total carbon dioxide system in seawater. *In: The Sea, Vol. 5: Marine Chemistry.* E. D. Goldberg (ed.). J. Wiley & Sons. 123-152.
- Gordon, L. I. 1973. A study of carbon dioxide partial pressures in surface waters of the Pacific ocean. Ph. D. thesis. School of Oceanography. Oregon State University. Corvallis, Oregon. 216. p.
- Griffits, R. G. 1968. Physical, Chemical and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California, Spring of 1960. *Spec. Scient. Rep.-Fish., U. S. Fish Wildl. Serv.* 47 p.
- Harvey, H. W. 1955. The chemistry and fertility of seawaters. Cambridge Univ. Press. 224 p.
- Hawley, J. and R. M. Pytkowicz. 1969. Solubility of calcium carbonate in seawater at high pressure and 2°C. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 33:1557-1561.
- Ingle, S. E. 1975. Solubility of calcite in the ocean. *Marine Chemistry,* 3:301-319.
- Lyman, J. 1956. Buffer mechanism of seawater. Ph. D. thesis. Univ. Calif., Los Angeles. 196. p.
- Mehrbach, C., C. H. Culberson, J. E. Hawley and R. M. Pytkowicz. 1973. Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure. *Limnol. & Oceanogr.* 18: 897-907.
- Park, P. K. 1966a. Surface pH of the northeastern Pacific Ocean. *J. Oceanol. Soc. Korea* 1:1-6.
- Park, P. K. 1966b. Deep-sea pH. *Science* 154(3756):1540-1542.

BIOXIDO DE CARBONO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

- Pytkowicz, R. M. 1970. On the carbonate compensation depth in the Pacific Ocean. *Geochim Cosmochim. Acta.* 34:836-839.
- Pytkowicz, R. M. and G. A. Fowler. 1967. Solubility of foraminifera in sea water at high pressures. *Geochem. J.* 1: 525-570.
- Roden, G. I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. In: *Marine Geology of the Gulf of California, a Symposium.* van Andel Tj. H. and G. G. Shor Jr. (Eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir* 3:30-58.
- Robinson, M. K. 1973. Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, Mexico. *San Diego Soc. Nat. Hist. Memoir* 5.97 p.
- Rusnak, G. A., R. L. Fisher and F. P. Shepard. 1964. Bathymetry and faults of Gulf of California. In: *Marine Geology of the Gulf of California., a Symposium.* van Andel Tj. H. and G. G. Shor Jr. (Eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir* 3: 59-75.
- Skirrow, G. 1965. The dissolved gases-carbon dioxide. In: *Chemical Oceanography, Vol. 1* Ed. J. P. Riley and G. Skirrow. *Academic Press, New York:* 227-322.
- Sverdrup, H. U. 1941. The Gulf of California: Preliminary discussion on the cruise of the "E. W. Scripps" in February and March, 1939. *6th. Pac. Sci. Cong. Proc.* 3: 161-166.
- van Andel, Tj. H. 1964. Recent marine sediments of the Gulf of California. In: *Marine Geology of the Gulf of California, a Symposium.* van Andel Tj. H. and G. G. Shor Jr. (Eds.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir* 3:216-310.

Recibido: 17 de noviembre de 1978.