

24
13



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS PROFESIONALES
"ZARAGOZA"

CARACTERIZACION DE LA ACTIVIDAD
SULFATORREDUCTORA EN EL SEDIMENTO
SUPERFICIAL DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
B I O L O G O
P R E S E N T A I
ROSENDO NICOLAS PEDRAZA ESPINOSA

DIRECTOR DE TESIS: M. EN C. JORGE M. ROMERO JARERO

LUGAR DE ADSCRIPCION: LABORATORIO DE MICROBIOLOGIA MARINA
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y
LIMNOLOGIA.

ASESOR INTERNO: BIOL. ANGELICA ELAINE GONZALEZ SCHAFF

MEXICO, D. F.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1991





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

I N D I C E

CONTENIDO	PAGINA
RESUMEN	1
INTRODUCCION	3
REVISION BIBLIOGRAFICA	7
1.La comunidad heterotrófica	7
2.Reducción microbiológica de compuestos de azufre	9
3.Oxidación microbiológica de compuestos inorgánicos de azufre	13
4.Ciclo del azufre en el sistema marino	16
5.Principales fuentes de azufre	19
6.Surgencias y corrientes.	20
7.Principales fuentes de sedimentos marinos	21
8.Potencial Redox (Eh).	22
ANTECEDENTES GENERALES	23
OBJETIVOS	25
DESCRIPCION DE LA ZONA DE ESTUDIO	26
Situación Geográfica de las Estaciones de Colecta en el Golfo de Tehuantepec.	27
Situación geográfica de lagunas costeras de Tabasco y Veracruz	28
MATERIAL Y METODO	29
1.Diagrama de flujo de la fase experimental	29
2.Determinación de la población total viable de bacterias sulfatorreductoras.	30
3.Sulfatorreducción bacteriana	31
4.Sulfooxidación bacteriana.	31
5.Materia orgánica.	32
6.Sulfatos disueltos en agua intersticial.....	33
7.Sulfuros disueltos en agua intersticial.	34
8.Análisis granulométrico	34
9.Oxígeno disuelto en la columna de agua.....	35
10.Análisis de correlación múltiple.	36

CONTENIDO**PAGINA**

R E S U L T A D O S	37
D I S C U S I O N	43
C O N C L U S I O N E S	58
L I T E R A T U R A C I T A D A	60
A P E N D I C E I. Gráficas.	65
A P E N D I C E II Medicos de cultivo y soluciones indicador.	66

RESUMEN.

Los sedimentos marinos son ambientes generalmente reducidos, cubiertos únicamente por una delgada capa superficial oxidada, ésta zonación vertical es mantenida por el flujo unidireccional del oxígeno desde la columna de agua y generado por la actividad heterotrófica de microorganismos bénticos, que descomponen el detrito orgánico a formas moleculares inferiores, por varios procesos de fermentación y respiración anaeróbica, (Jorgensen, 1974); donde el proceso de sulfatorreducción bacteriana es uno de los más importantes.

En este proceso, las bacterias utilizan el ión sulfato para oxidar el carbón orgánico, produciendo sulfuro de hidrógeno; proceso que ayuda a contemplar parte de la dinámica energética que comporta un sistema, así como la formación de un medio anóxico.

El Golfo de Tehuantepec es importante como fuente de recursos bióticos y se ha caracterizado por el fenómeno de surgencias, frecuente durante el invierno, que imparte ciertas características físicas, químicas y biológicas cerca de la escasa plataforma continental, aunado a esto, las aguas continentales contribuyen significativamente con materiales terrígenos detritales ricos en materia orgánica; de ahí surge la importancia del estudio sobre las condiciones en la dinámica microbiológica de la zona y de las transferencias energéticas que ahí se desarrollan.

El presente estudio se realizó durante la Campaña Oceanográfica FIGUIMBI-I, a bordo del Buque Oceanográfico EL FUSA, de la Universidad Nacional Autónoma de México; del 8 al 24 de noviembre de 1989.

Las muestras de sedimento se obtuvieron por medio de una draga tipo Smith-McIntire y un nucleador de gravedad, muestreando un total de ocho estaciones.

Se evaluó la actividad sulfatorreductora y sulfooxidante de las bacterias, así como la distribución cuantitativa de las poblaciones de bacterias sulfatorreductoras en el sedimento superficial. Se analizaron los parámetros físicos y químicos

más importantes relacionados con la actividad de sulfatorreducción bacteriana, tales como: sulfatos y sulfuros disueltos en agua intersticial, materia orgánica, análisis granulométrico y oxígeno disuelto en la columna de agua.

De los resultados obtenidos, se observó una moderada actividad de sulfatorreducción bacteriana; se obtuvieron conteos viables de bacterias sulfatorreductoras de 10^3 y 10^4 Unidades Formadoras de Colonias (UFC) por cm^3 de sedimento. De esta manera, el comportamiento del fenómeno de sulfatorreducción bacteriana, como producto de las condiciones físicas y químicas en su conjunto, depende básicamente de la influencia continental; ya que las zonas de mayor concentración de bacterias sulfatorreductoras, están comprendidas muy cerca de la plataforma continental y principalmente cerca de las desembocaduras del río Tabantepec y el complejo lagunar de la Laguna Superior e Inferior que aportan grandes cantidades de materia orgánica y sedimentos terrígenos detritales hacia la plataforma continental, favoreciendo el fenómeno de sulfatorreducción bacteriana.

INTRODUCCION.

La dinámica de la mayoría de los iones químicos del océano, está controlada por grandes intervalos de tiempo, por reacciones que ocurren entre la fase acuosa y varias fases sólidas de origen litogénico y biogénico, (Sillén, 1961; Garrels y Mackenzie, 1971). De esta manera, los ciclos geoquímicos y sistemas biológicos, han sido estudiados debido a su importancia, como indicadores de óxido-reducción, en la formación de minerales autigénicos, (Price, 1980a) y las variaciones de las condiciones físicas y químicas, (Cohen et al., 1977; Jorgensen et al., 1979; Parkin y Brock, 1981), y esto a su vez en los cambios de los ciclos geoquímicos y sistemas biológicos. Estas reacciones pueden aproximarse a condiciones de estabilidad, pero no necesariamente en equilibrio, implicando que las reacciones pueden determinar las concentraciones de las formas químicas disueltas, (Morgan, 1977).. (Citados por Goldhaber y Kaplan, 1974).

Respecto a los sistemas biológicos, los microorganismos pueden ser el instrumento que influye en la ruta de muchas reacciones geoquímicas importantes, por ejemplo: los compuestos de azufre, en los procesos de sulfatorreducción bacteriana, (Bostrom, 1967; Thorstenson, 1970), su mineralización y los mecanismos que median las transformaciones de las formas químicas del azufre en el medio marino, (Kemp y Thode, 1968; Fenchel y Riedl, 1970; Jorgensen y Fenchel, 1974; Howard, 1979)..(Citados por Ortega, 1983). Desde este punto de vista, los ambientes más estudiados, son el Mar Negro, (Caspers, 1957) y La trinchera de Cariaco, (Richards y Vaccaro, 1956), aunque también estuarios, lagunas y fiordos, (Jorgensen, 1977), así como estancamientos de agua salobre, (Richards, 1965)..(Citados por Goldhaber y Kaplan, 1974).

Ahora bien, en el medio marino, las formas químicas del azufre se encuentran generalmente en la forma de sulfatos en la columna de agua a excepción de áreas deficientes en oxígeno, donde predominan los sulfuros y en los sedimentos pueden existir los minerales de azufre como: la mackinawita,

grelgita y pirita, (Berner, 1964).

Por otra parte, los sedimentos marinos son ambientes generalmente reducidos, cubiertos únicamente por una delgada capa superficial oxidada, ésta zonación vertical es mantenida por el flujo unidireccional del oxígeno desde la columna de agua y su consumo por los organismos bentónicos y sus productos metabólicos. Ya que la mayoría de los organismos son muy dependientes sobre la presencia o ausencia de oxígeno, en consecuencia la distribución de los diferentes grupos fisiológicos, muestra una zonación similar a los grupos de compuestos químicos. (Jorgensen, 1977). En la zona oxidada se encuentran principalmente los organismos con un metabolismo de respiración aeróbica, ya que en la zona reducida, es caracterizada por varios procesos de fermentación y respiración anaeróbica. Esta estratificación provee las bases de una transformación de compuestos inorgánicos de azufre a través de series cíclicas de procesos de óxido-reducción. Desde este punto de vista, la zona de transición entre el ambiente oxidado y el reducido, es de gran importancia para la mineralización de la materia orgánica en sedimentos marinos, (Jorgensen, 1977).

De esta manera, debajo de la columna de agua, en la interfase agua-sedimento, como consecuencia de la acumulación de materia orgánica y la poca disponibilidad de oxígeno, se establecen frecuentemente las condiciones anóxicas; donde las bacterias sulfatorreductoras asumen un papel importante en la degradación de la materia orgánica en el sedimento. Como consecuencia, los productos metabólicos de estas bacterias, influyen en los procesos diagenéticos, tales como precipitación de sulfuros metálicos, precipitación de carbonatos, modificación de pH y potencial redox (Eh), entre otros, (Goldhaber y Kaplan, 1974). Es así como muchos productos finales del metabolismo anaeróbico de las partes profundas del sedimento se difundirán a las capas superiores oxidadas y se convertirán en energía disponible para los organismos aeróbicos.

Por otra parte, la disponibilidad de un aceptor terminal de electrones es importante en la distribución de la comunidad

microbiana, (Marty et al., 1988a, citado por Ferrara et al., 1985). Bajo esta condición, una vez que el ambiente presenta condiciones anaerobias, se produce el sulfuro de hidrógeno (H_2S), por la acción de procesos de sulfatorreducción bacteriana sobre el ión sulfato (SO_4^{2-}), como aceptor terminal de electrones, que se encuentra disuelto en el agua intersticial, en una profundidad que oscila desde unos cuantos centímetros a dos metros, (Goldhaber y Kaplan, 1974). Este sulfuro de hidrógeno es tóxico para la mayoría de los organismos aeróbicos y probablemente también para muchos anaerobios, pero probablemente en ninguno de estos ambientes, puede alcanzar la atmósfera, ya que las masas de agua óxicas profundas en el océano, constituyen generalmente, una barrera impermeable para el sulfuro de hidrógeno, que es rápidamente oxidado química y biológicamente, (Jorgesen, 1978).

Además de producir modificaciones en la química del agua intersticial, la transferencia de sulfatos de la columna de agua al sedimento durante el proceso de sulfatorreducción bacteriana, es un mecanismo importante que ayuda a mantener una composición relativamente constante en el océano, por medio de la remoción del azufre agregado a los océanos por diferentes vías, principalmente por ciclos de erosión a largo plazo, (Goldhaber y Kaplan, 1974).

Ahora bien, generalmente la bacteria es agrupada en cuatro categorías respiratorias: aerobio obligado, anaerobio obligado, anaerobio facultativo y microaerofílico, (Ferrara et al., 1989). El grupo bacteriano anaerobio obligado, involucrado en el proceso de sulfatorreducción más importante en el medio marino, pertenece al género *Desulfovibrio*, que con el propósito de obtener energía, reduce el ión sulfato y degrada la materia orgánica en el sedimento, desempeñando un papel importante en la descomposición de la materia orgánica; en transformaciones bioquímicas; en la regeneración de nutrientes y como fuente alimenticia para la fauna béntica, (Johnson y Calder, 1973; Hodson et al., 1976). De esta manera, las transformaciones llevadas a cabo por bacterias bénticas, puede ser en algunas ocasiones, la fuente principal de nueva materia orgánica, representada por

una reutilización de energía almacenada a través de procesos heterotróficos y quimiosintéticos, (Seki et al., 1968).. (citados por Chocair, 1981). En consecuencia, la materia orgánica hidrolizada es un buen sustrato para las bacterias bénticas, transformándose lentamente en biomas bacteriana, que pueden servir como alimento, ya sea ingeridas en forma individual, en agregados, en detritus o como bacterias asociadas a partículas fecales, al ser ingeridas por la macrofauna béntica, (Meeid y Taq, 1974., citados por Ferrara et al., 1988).

III. REVISION BIBLIOGRAFICA

1. Comunidad heterotrófica.

El fondo marino se caracteriza por sus bajas temperaturas (3° a 10°C), sus diferentes presiones hidrostáticas (por arriba de 1000 atms), su bajo contenido de materia orgánica y las condiciones de salinidad existentes, (Morita, 1980). A pesar de estas características, existen microorganismos capaces de desarrollarse y reproducirse; así por ejemplo, la presencia y densidad poblacional de bacterias marinas organizadas en micronichos heterogéneos, está sometida a relaciones interactivas de múltiples gradientes físicos y químicos y es afectada también por asociaciones con otros organismos, agregaciones y adherencias a partículas, (Hobbie, 1977), (citados por Ferrara et al., 1988).

En el sedimento marino se encuentra una gran diversidad de organismos que interaccionan y compiten por la disponibilidad de alimento; dentro de este sistema, las bacterias son los principales agentes en el flujo de energía heterotrófica y la mineralización de la materia orgánica. De esta manera las comunidades bacterianas; exhiben un alto grado de diversidad taxonómica, siendo fisiológica y nutricionalmente diversas. El mantenimiento de un alto grado de heterogeneidad es característico, esto parece ser una ventaja adaptativa para mantener poblaciones diversas con tolerancias fisiológicas y poseer un alto grado de versatilidad nutricional, (Ronald H. Atlas, 1981).

Yoon, et al., (1977), ha designado un modelo para el crecimiento de microorganismos y demostrado que la diversidad de las fuentes de nutrimentos contribuyen significativamente en la diversidad de la población heterotrófica, (citado por Royer y Stanier, 1986). Por otra parte, Liston (1968), encontró variaciones cuantitativas entre sedimentos costeros y profundos, los cuales reflejan la estabilidad y variabilidad de estos dos ambientes; así el número de bacterias heterotróficas, es mayor cerca de las costas y va disminuyendo significativamente conforme se aleja de la

plataforma continental, debido a la disponibilidad de materia orgánica asimilable, (citado por Saltz, 1986).

Ahora bien, las bacterias quimiosintéticas son microorganismos especializados, capaces de obtener toda su energía de la oxidación de sustancias inorgánicas, tales como: el amonio, el nitrito, el hidrógeno; así como compuestos de azufre o hierro, en ausencia de luz. Virtualmente todos los quimiosintéticos son también autótrofos, sintetizan todos sus constituyentes orgánicos a partir de dióxido de carbono, como única fuente de carbono; presentan también un metabolismo mixtotrófico, en el cual obtienen energía de oxidaciones inorgánicas y de compuestos orgánicos. Algunos quimiosintéticos autótrofos, se desarrollan también en un medio orgánico y presentan típicamente un metabolismo heterótrofo, otros son quimiosintéticos obligados, (Rittenberg, 1969; Whittenbury y Kelly, 1977., citados por Bull y Meadow, 1978). Así por ejemplo, algunos microorganismos son capaces de utilizar el ión sulfato como el aceptor terminal de electrón en la respiración anaeróbica; el grupo de bacterias involucrado en este proceso de sulfatorreducción, son sulfatorreductores en la categoría de anaeróbicos obligados, (Atlas y Bartha, 1981).

Por otra parte, debido a la actividad de estos microorganismos heterotróficos, las condiciones reductoras se mantienen en la mayoría de los sedimentos marinos debajo de una delgada capa superficial oxidada. De esta manera, es aparente, que la sucesión de procesos microbiológicos reconocibles de la interfase agua-sedimento hacia la profundidad en la columna sedimentaria sea: respiración empleando oxígeno → respiración empleando nitrato → respiración empleando sulfato → respiración empleando bicarbonato, (Goldhaber y Kaplan, 1974).

Es así como, la superficie de los sedimentos marinos se encuentra generalmente oxidada y contiene sulfobacterias y otras bacterias aeróbicas y algas; cuando se encuentra reducida, es común encontrar lodos negros de sulfuro con bacterias del género *Desulfobivibrio*. De esta manera las bacterias heterotróficas, exhiben tres funciones principales:

1. Son consumidoras de materia orgánica disuelta (D.O.M.), resultando una autopurificación de compuestos fotosintéticos y alóctonos en el ambiente.
2. Contribuyen en el reciclaje de sustratos inorgánicos, para los productores primarios.
3. Son productoras, ya que son capaces de convertir sustancias orgánicas disueltas en materia particulada y de esta manera ponerla a disposición de los primeros eslabones de la red trófica, (Hoppe, 1976., citado por Chocair et al., 1983).

Finalmente cabe mencionar que la comunidad bántica, está compuesta de formas autóctonas y alóctonas de microorganismos, asociados frecuentemente con el detrito orgánico. En esta comunidad se encuentran los procesos que controlan el pH, potencial redox (Eh) y el ciclo del azufre principalmente, en la zona de interfase agua-sedimento, (Wood, 1967).

2. Reducción microbiológica de compuestos de azufre.

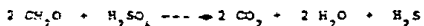
La mayoría de microorganismos pueden satisfacer sus requerimientos de azufre del sulfato; este ión es reducido a sulfuro (-SH o grupos -S-S-), para su incorporación a compuestos orgánicos celulares. Químicamente este proceso es equivalente a la reducción de sulfato por la bacteria sulfatorreductora, que lo emplea como aceptor terminal de electrón en la respiración anaeróbica. Sin embargo los mecanismos enzimáticos son diferentes; la reducción de sulfato para emplearlo como fuente de azufre es llamada sulfatorreducción asimilativa (una reacción biosintética común), para distinguir ésta de la sulfatorreducción desasimilativa, que emplea el sulfato como aceptor terminal de electrones, (Stanier et al., 1980).

Todos los compuestos de azufre en un estado de oxidación, son capaces de actuar como aceptores terminales de electrones en la reacción de oxidación biológica de la materia

orgánica; el sulfato es el ión de azufre disuelto más abundante en ambientes acuáticos y los principales géneros que lo emplean son: *Desulfovibrio*, *Desulfomonas*, *Desulfococcus*, *Desulfotomaculum*, *Desulfobacter*, *Desulfobulbus*, *Desulfonema* y *Desulfosarcina*. El género más estudiado e importante es *Desulfovibrio*; son bacterias curvadas, anaerobio obligado, no esporuladas, con un flagelo polar, Gram-negativo, (Goldhaber y Kaplan, 1974; Atlas y Bartha, 1981; Brock y Smith, 1987).

Como se ha mencionado el ión sulfato es empleado en la respiración anaeróbica de las bacterias sulfatorreductoras, que utilizan ácidos orgánicos; ácidos grasos y alcoholes como donadores de electrones; siendo los donadores de electrones más comunes, el piruvato, lactato e hidrógeno molecular, (Postgate, 1963; Atlas y Bartha, 1981). Muchos de estos organismos poseen la enzima hidrogenasa y por tanto son capaces de emplear hidrógeno molecular, como un donador de electrones, (Stanier et al., 1980; Brock y Smith, 1987).

En el fenómeno de sulfatorreducción, la bacteria sulfatorreductora emplea el oxígeno del ión sulfato, oxidando el carbono orgánico a dióxido de carbono y reduciendo el ión sulfato a sulfuro de hidrógeno, (Skopintsev et al., 1959., citado por Fonselius, 1969). A su vez este sulfuro de hidrógeno es tóxico para la mayoría de los organismos con respiración aeróbica y posiblemente también para algunos anaeróbicos, cuando su concentración es elevada, por lo que estas zonas se convierten en desiertos oceánicos.



De hecho muchos productos finales del metabolismo anaeróbico de las partes profundas del sedimento, se difunden eventualmente en la capa superficial oxidada. Cuando estos alcanzan la capa óxica, ésta energía se hace disponible para los organismos aeróbicos. De esta manera, en recientes investigaciones se ha demostrado que gran parte del detrito bántico de la red trófica, es mediado por procesos anaeróbicos, tales como la sulfatorreducción bacteriana, (Jørgensen, 1977a).

Actualmente es aceptado que la bacteria sulfatorreductora es indirectamente la responsable de la formación de minerales de sulfuros metálicos en depósitos naturales de azufre elemental (formados probablemente por una oxidación secundaria no biológica de sulfuros), Stanier et al., 1980.

Por otro lado se ha encontrado que la velocidad de sulfatorreducción bacteriana, en los sedimentos marinos, varía hasta ocho órdenes de magnitud; esta gran variación se debe principalmente a los cambios en la cantidad y labilidad biológica de la materia orgánica, para someterse a la descomposición. Como resultado el metabolismo de la materia orgánica actúa como un parámetro tasa-controlador muy importante, (Goldhaber y Kaplan, 1974; Jorgensen, 1977; Westrich y Berner, 1984). Sin embargo es inhibido por la presencia de oxígeno, nitrato y iones férricos y esto representa una competición entre las bacterias sulfatorreductora y metanogénica por la disponibilidad de un donador de electrones, (Atlas y Bartha, 1981).

Se han propuesto un gran número de modelos acerca de los procesos de activación en el metabolismo del ión sulfato. Una representación esquemática de la sulfatorreducción por *Desulfovibrio* se muestra en la figura 1.

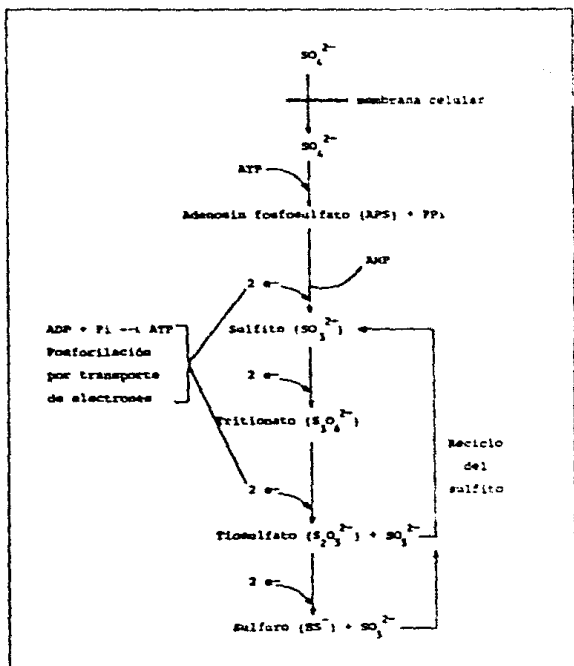
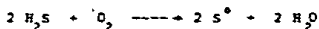


Figura 1. Vía de reducción de sulfato a sulfuro, por Desulfosivrio, propuesta por Brock y Smith, (1987).

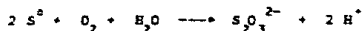
3. Oxidación microbiológica de compuestos isorgánicos de azufre.

En el ambiente marino, la oxidación biológica de compuestos de azufre, está restringida probablemente a las bacterias quimiosintéticas y fotosintéticas. Todas son autótrofas, capaces de fijar CO_2 , para la síntesis celular y derivar energía de la oxidación de azufre reducido. Las bacterias que pertenecen al más vasto y probablemente el género más importante involucrado en la oxidación de compuestos de azufre a sulfato es *Thiobacillus*, los cuales son bacterias Gram-negativo, no esporulados, bacilos cortos, móviles por un flagelo polar, (Pelczar y Royer, 1977). La mayoría de estas bacterias oxida el sulfuro, azufre elemental, tiosulfato y politionatos; siendo el sulfato el último producto de oxidación; aunque la naturaleza exacta de la vía de oxidación aún no es muy clara, (Roy y Trudinger, 1970., citado por Goldhaber y Kaplan, 1974).

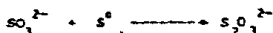
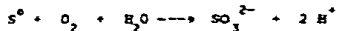
Se ha propuesto que la oxidación fisiológica puede ocurrir únicamente, después de una oxidación abiótica, así el primer producto de oxidación será azufre elemental, (Goldhaber y Kaplan, 1974).



Esta oxidación permitirá la formación de tiosulfato, politionatos, sulfito y finalmente sulfato.

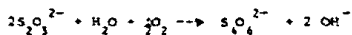


Recientemente se ha sugerido que el primer producto de sulfooxidación biológica, es el sulfito, que reacciona abióticamente con el azufre elemental para producir tiosulfato.



Junto con el sulfato, el tetrationato es un producto común y

el primer politionato en la oxidación del tiosulfato por *Thiobacillus*, (Goldhaber y Kaplan, 1974).



Poco se sabe acerca del metabolismo de politionatos a sulfato, que involucra numerosas reacciones desconocidas aún. En la figura 2, se propone un modelo de sulfatooxidación bacteriana.

Principales microorganismos quimiosintéticos que oxidan compuestos inorgánicos del azufre.

FAMILIA	PRINCIPALES GENEROS
Thiobacteriaceae	<i>Thiobacterium</i> , <i>Macrosomas</i> , <i>Thiovulum</i> , <i>Thiomicrospira</i> , <i>Thiobacillus</i> .
Beggiatoaceae	<i>Beggiatoa</i> , <i>Thiospirillopsis</i> , <i>Thioplasma</i> <i>Thiothrix</i>
Achromataceae	<i>Achromatium</i>

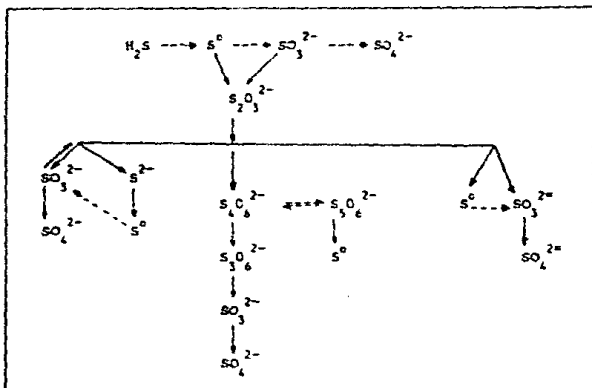


Figura 2. Rutas de oxidación de compuestos reducidos de azufre a sulfato por *Thiobacillus*, propuestas por Goldhaber y Kaplan, (1974).

Tabla 1. Posibles conversiones del azufre realizadas por microorganismos, según Campbell, (1977).

Sustrato inicial	Organismos	Posibles reacciones
Oxidación		
S^0	<i>Thiobacillus thiooxidans</i> <i>T. thioparus</i>	$2S^0 + 3O_2 + H_2O \rightarrow 2H_2SO_4$
$S_2O_3^{2-}$	<i>T. thiooxidans</i> <i>T. thioparus</i>	$S_2O_3^{2-} + 2O_2 + H_2O \rightarrow 2HSO_4^-$ $5S_2O_3^{2-} + H_2O + 4O_2 \rightarrow 5SO_4^{2-} + H_2SO_4 + 4S^0$
$S_4O_6^{2-}$	<i>T. thioparus</i>	$S_4O_6^{2-} + 2CO_3^{2-} + 2O_2 \rightarrow 3SO_4^{2-} + S + 2CO_2$
S^0	<i>T. denitrificans</i>	$6NO_3^- + 5S + 2CaCO_3 \rightarrow 3SO_4^{2-} + 2CaSO_4 + 2CO_2 + N_2$
S^{2-}	<i>Thiobacillus</i> spp. <i>Beeggiatoa</i> spp. <i>Thiothrix</i> spp.	$4R_2S + O_2 \rightarrow 2S^0 + 2H_2O$
S^{2-}	Bacterias fotosintetizadoras	$CO_2 + 2H_2S \xrightarrow{h\nu} (CH_2O)_n + 2S + H_2O$
S^{2-} (metal)	<i>T. ferrooxidans</i>	$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4$
Reducción		
SO_4^{2-}	<i>Desulfosporobrio</i> spp.	$SO_4^{2-} + 4H_2 \rightarrow S^{2-} + 4H_2O$

4. Ciclo del azufre en el sistema marino.

En el medio marino, las formas químicas del azufre se encuentran generalmente en forma de sulfatos (CaSO_4 , HSO_4^- y SO_4^{2-}) en la columna de agua a excepción de ciertas áreas deficientes en oxígeno, donde predominan los sulfuros (FeS , H_2S , HS^- , S^{2-}), (Berner, (1970), citado por Ortega, 1983). En cuanto a los sulfatos, estos pueden ser transformados básicamente en dos procesos:

- a). Proceso de precipitación de CaSO_4 .
- b). Reducción bacteriana de sulfato a sulfuro de hidrógeno, el cual posteriormente es precipitado como pirita, dependiendo de las condiciones del medio.

En este último proceso, gran parte de este sulfuro es atrapado en el sedimento por precipitación con iones metálicos, principalmente con hierro detrítico, dando lugar al monosulfuro de hierro, FeS ; pirita, FeS_2 y greigita, Fe_3S_4 ; parte de este sulfuro, puede permanecer disuelto en el agua intersticial y alcanzar las capas óxica y fótica superficiales, cerca de la interfase agua-sedimento y ser oxidado nuevamente a sulfato por diferentes procesos de oxidación, particularmente por una reacción química espontánea por catálisis; por bacterias quimiosintéticas o fotosintéticas, (Berner, 1964a; Jørgensen, 1977).

De esta manera, la distribución de sulfatos decrece en relación con la profundidad, a medida que las condiciones reductoras aumentan en el sedimento, (Berner, 1964); esta disminución es variable con respecto a la profundidad y puede ser resultado del balance entre su difusión y el proceso de su reducción en el sedimento, (Berner, 1972); proceso que está relacionado con el tipo y abundancia de materia orgánica presente en el sistema, (Shiskina, 1964; Berner, 1970., citado por Goldhaber y Kaplan, 1974).

Básicamente, el ciclo del azufre en el océano, presenta dos vertientes: a) compuestos oxidados que actúan como aceptores terminales de electrones, dando soporte a las poblaciones bacterianas sulfatorreductoras y b) compuestos reducidos que actúan como fuente de energía, utilizable por las bacterias

sulfooxidantes, que autotróficamente sintetizan materia orgánica, utilizando CO_2 como fuente de carbono y oxígeno como aceptor de electrones. En la Tabla 1 y Figura 3, se proporcionan algunas transformaciones de las formas químicas del azufre por microorganismos.

Es evidente, que se trata de dos procesos opuestos y complementarios; por un lado se logra anaeróbicamente la mineralización de la materia orgánica y por otro, se realiza aeróbicamente la síntesis de la misma, mediados por microorganismos, (Castellví et al., 1981). Como resultado, estos procesos tienen una fuerte influencia en la química del ambiente en el sedimento marino; comprenden una parte significativa del flujo de energía en la red trófica detritica conectada a la descomposición anaeróbica y al balance entre el oxígeno y sulfuro; además de que son un importante factor para la distribución de los organismos bentónicos, (Fenchel, 1969, 1974., citado por Jørgensen, 1977).

CICLO MICROBIANO DEL AZUFRE , (WOOD, 1965).

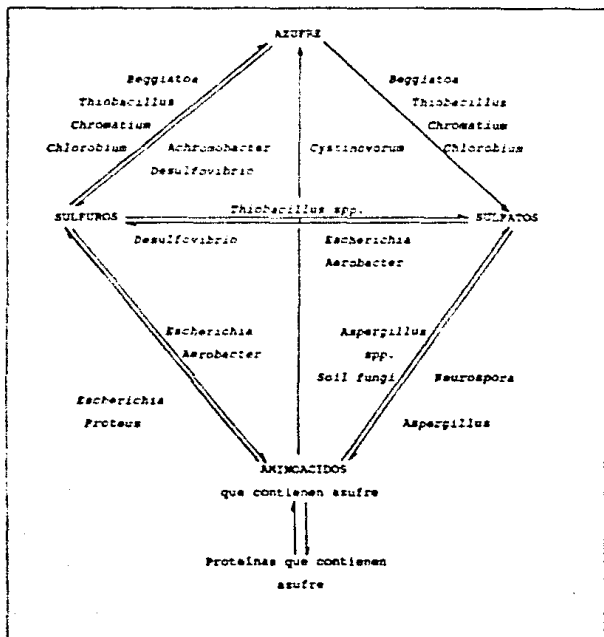


Fig 3

5. Principales fuentes de azufre.

Fuente atmosférica.

La atmósfera es un sistema termo e hidrodinámico muy complejo; su comportamiento depende de un conjunto de variables en el que coexisten movimientos de escalas tan diferentes entre sí. Donde es una regla la interacción y la redistribución constante de energía.

Respecto a los compuestos de azufre que penetran en la atmósfera, son en forma de dióxido de azufre SO_2 principalmente, que puede oxidarse a SO_3 e hidratarse a H_2SO_4 ; provenientes de la combustión de hidrocarburos, de la descomposición y combustión de materia orgánica y los emitidos por actividad volcánica.

Estos compuestos de azufre en sus diferentes formas son transportados y mezclados en la atmósfera por vientos y turbulencias, después de un periodo de tiempo, son depositados en suelos y en el océano. Por lo que la atmósfera se considera el principal vehículo para el transporte de varias fuentes de azufre de un depósito a otro, (Kellogg et al., 1972).

Transporte por Ríos.

El transporte de compuestos de azufre por los ríos, provenientes de rocas, fertilizantes y la atmósfera, como las fuentes más importantes de azufre a el océano, representa la cantidad más grande de azufre transportada, producida por precipitación y deposición, (Kellogg et al., 1972). Actualmente el aporte fluvial está adquiriendo gran importancia, ya que las descargas residuales como producto de las actividades humanas, está creciendo considerablemente.

Chimeneas hidrotermales.

Los yacimientos hidrotermales, están asociados a las zonas activas del fondo oceánico en donde, según la teoría de tectónica de placas, se forma litósfera nueva, (Bonatti, 1978). En estos ecosistemas, se forman terrazas por

solidificación de roca fundida, procedente de la cámara magnética de la corteza terrestre, donde el fluido hidrotermal fluye a 350°C. El fluido caliente, en rico en sulfuro de hidrógeno, el cual al escapar de la corteza, se mezcla con las aguas frías y oxigenadas del fondo oceánico. Se ha identificado en esta conjunción las condiciones ideales para la producción de materia orgánica por bacterias capaces de oxidar el azufre. Muy probablemente estas bacterias se desarrollan sobre las paredes de las surgencias hidrotermales, donde la temperatura es superior a la media (20°C) y tanto el oxígeno, como el azufre reducido y los iones metálicos están disponibles en cantidad suficiente, (Carranza et al., 1986).

6. Surgencias y corrientes.

Las surgencias son un fenómeno en el cual las aguas subsuperficiales del océano, son conducidas a cierta distancia de la costa, por mecanismos atmosféricos y de corrientes, en donde producen perturbaciones características en el régimen de corrientes a lo largo del margen continental; éstas a largo plazo impactan e impactan ciertas características físicas, químicas y biológicas a los sedimentos, (Smith, 1968; Parsons, 1979; Walsh, 1981).

La mayoría de las regiones de surgencias costeras están localizadas a lo largo de la frontera oriental de los océanos, donde los vientos, a lo largo de la costa son predominantemente ecuatoriales, dando como resultado, los sistemas cuasiestacionarios de alta presión atmosférica. Ekman (1905), demostró que el viento induce presión en la superficie del océano y que puede ser balanceada por la fuerza de Coriolis, resultando un flujo ortogonal, (citados por Lee y Sheldon, 1980).

Los vientos en la atmósfera, son la causa principal de movimiento de las aguas superficiales del océano; además, el calentamiento desigual del océano por la energía solar contribuye al movimiento de las masas de agua en forma de corrientes. El proceso principal generador de corrientes, segundo en importancia, resulta de los efectos diferenciales

de temperatura y salinidad, llamado efecto termohalino. De esta manera, el impacto del viento tiene mayor efecto sobre las corrientes superficiales, en tanto que los procesos termohalinos, causados por el diferencial de densidad del agua, influyen mayormente sobre la circulación en el océano profundo, (Leet y Sheldon, 1980).

7. Principales fuentes de sedimentos marinos.

El sedimento marino tiene su origen en el continente y en las zonas activas del fondo oceánico principalmente, de éstas, la mayor contribución es la de los continentes.

Gracias a la descomposición química y a la desintegración mecánica, éstos constituyentes minerales son reducidos a partir de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias y transportados en solución o en suspensión al medio marino, para formar parte del sistema bioquímico de los microorganismos o ser depositados en el fondo oceánico. Los constituyentes en suspensión, en su mayor parte, terminan asentándose como fragmentos rocosos o minerales y debido a la gran variedad de ambientes marinos y a los factores físicos, químicos y biológicos que influyen sobre su sedimentación, estos se han clasificado en:

SEDIMENTO	FUENTE	EJEMPLO
Terrígeno	Terrestre (Continental)	Arenas cuarcíticas y de feldspatos, barros deltaicos y estuarínicos
Biógeno	orgánico (organismos marinos)	Fangos calcáreos y silíceos
Autigénicos	Locales fisicoquímicos (marino)	Nódulos de manganeso glauconita.

(Meihaupt, 1979)

8. Potencial Redox (EH).

El potencial redox (EH), es un parámetro ambiental importante en microambientes, particularmente en sedimentos; generalmente expresado en milivolta, representa una medida extensiva de sus valores y los mecanismos por los cuales influye en el crecimiento y actividades bioquímicas de los microorganismos, que presentan amplias transiciones de acuerdo a los valores de óxido-reducción de los ecosistemas, (Zobell, 1946). Es una medida cuantitativa de la intensidad oxidante o reductora del sedimento, por ejemplo los valores negativos, son característicos de fondos con depósitos ricos en materia orgánica que consisten mayormente de sedimentos finos, de carácter reductor, de sedimentos no consolidados y que puede ser empleado en el estudio de procesos químicos y en la diagnóstico de materiales sedimentarios.

IV. ANTECEDENTES GENERALES.

En trabajos previos, efectuados en el Golfo de Tehuantepec, por la Secretaría de Marina, se ha hecho notar su importancia, como fuente de recursos bióticos, (Moulin, 1979; Mata, 1980). Sin embargo la información referente a su conducta hidrológica es escasa. Arenas y Toral (1980), señalan como rasgo particularmente notorio, el ascenso de aguas anóxicas y su mezcla con aguas oxigenadas en los niveles superiores, así como la heterogeneidad en la distribución de nutrientes, (Secretaría de Marina, 1980).

En esta zona se han registrado valores significativamente bajos de oxígeno, pudiendo pensarse que las aguas continentales, contienen cantidades significativas de material reductor, lo cual ha sido asumido también por Cline y Richards (1972), al considerar la tasa de desnitrificación, es mayor en la zona costera, (citado por la Secretaría de Marina, 1980).

El fenómeno de surgencias de aguas subsuperficiales en la región, se presenta en forma evidente en la disposición de las isopícnas, que coinciden con el afloramiento de aguas ricas en nutrientes y empobrecidas en oxígeno. Este fenómeno parece presentarse con vigor y si bien no es permanente, sí se presenta con frecuencia. Roden (1961), concluye en su trabajo, sobre la circulación producida por el viento en el Golfo de Tehuantepec y sus efectos sobre las temperaturas superficiales, que las surgencias son notables y fuertes en invierno, (citado por la Secretaría de Marina, 1980). Aparentemente las aguas no surgen en la costa, sino cerca del borde de la escasa plataforma continental, una vez en la superficie, se dispersan tanto hacia la costa como a mar abierto, (Stumpf, 1975).

Vázquez et al., (noviembre de 1989), reporta bajos valores de oxígeno disuelto (71 μ moles/Lt) y altas concentraciones de micronutrientes en las aguas superficiales cerca de la costa de Oaxaca, mientras que en aguas superficiales en la costa de Chiapas, los valores se encontraron cerca del porcentaje de saturación (240 micromoles/ Lt).

La comparación general nos lleva a concluir que el Golfo de Tehuantepec, tiene características oceanográficas que lo distinguen y que no es simple continuidad de la dinámica oceánica general, sino que dependen básicamente de la influencia continental, (Secretaría de Marina, 1980).

V. O B J E T I V O S

GENERAL.

Caracterizar la actividad sulfatorreductora del sedimento superficial del Golfo de Tehuantepec.

Particulares.

Determinar la población total viable de bacterias sulfatorreductoras en el sedimento.

Caracterizar las actividades sulfatorreductora y sulfooxidante de las bacterias presentes en el sedimento.

Determinar el contenido de materia orgánica oxidable en el sedimento .

Caracterizar el comportamiento de la concentración de los iones sulfato y sulfuro en el agua intersticial.

Caracterizar la composición granulométrica del sedimento.

VI. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El Golfo de Tehuantepec, es una extensa entrada de la costa, situada entre Puerto Angel, Oaxaca y la barra del río Suchiate, Chiapas, en el Océano Pacífico, (Secretaría de Marina, 1980).

La zona de estudio se ubica entre los paralelos $14^{\circ}56'$ y $15^{\circ}16'$, Latitud Norte y los meridianos $92^{\circ}44'$ y $95^{\circ}10'$, Longitud Oeste, sobre la plataforma y talud continentales y el lecho marino del Golfo de Tehuantepec, donde se establecieron las estaciones de colecta, distribuidas en diferentes puntos, (Mapa 1; Tabla 2).

En esta zona, la circulación de masas de agua, es dominada por la Corriente de California y la Corriente Ecuatorial, como parte del gran giro anticiclónico del Pacífico Norte, (Wyrtki, 1966). Aunado a lo anterior y debido a que su plataforma y talud continentales presentan una forma de V, proporcionan una mayor renovación de masas de agua, (Munk, 1955).

Por otra parte, el Golfo de Tehuantepec, es caracterizado por los "Nortes", (Tehuanos), de octubre a marzo. Estos vientos forman un área de surgencias, cerca de la costa de Oaxaca y Chiapas, en donde las aguas profundas con alto contenido de micronutrientes y bajas concentraciones de oxígeno alcanzan la superficie, (Vázquez et al 1989), mezclando las aguas superficiales con la capa inferior que contiene aguas ecuatoriales, cuyo origen es de la zona tropical del Pacífico Centro y que se sitúa entre los 50 y 500 metros de profundidad, (Roden, 1956., citado por la Secretaría de Marina, 1980).

Las costas del área, de acuerdo con la clasificación de las provincias fisiográficas de la República Mexicana, de Raisz, quedan comprendidas dentro de lo que llama Planicie de Chiapas, ésta planicie, es el rasgo fisiográfico que caracteriza las costas del Golfo de Tehuantepec y que a su vez corresponde a la planicie costera más amplia en la región, comprendida entre Cabo Corriente y el río Suchiate, (Secretaría de Marina, 1980).

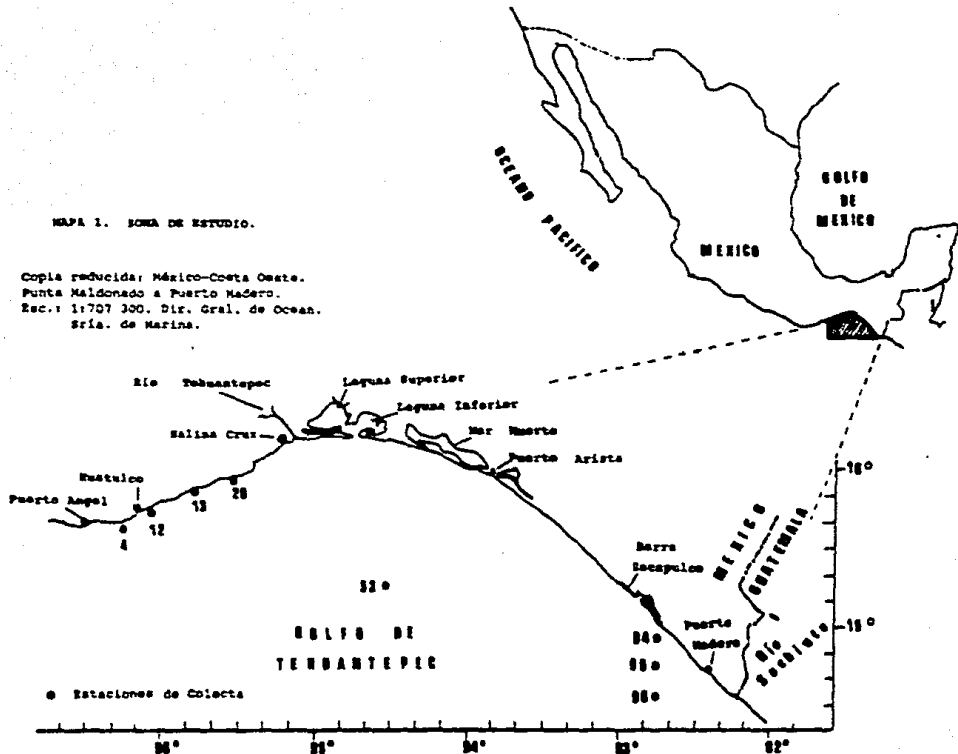
Davies (1964), en su clasificación morfo-genética mundial de las líneas de costa, considera a la región con ambiente de olas de mar profundo y por su rango de marea, comprendido entre 0 y 2 metros ., la considera en el ambiente micromareal, (Secretaría de Marina, 1980).

Tabla 2. Situación geográfica de las estaciones de colecta en el Golfo de Tehuantepec.

Estación	Situación	Profundidad (m.)	Fecha
4	15°37.103 N	180	21-11-89
	96°14.794 W		
12	15°43.614 N	180	21-11-89
	96°01.981 W		
13	15°51.50 N	73	21-11-89
	95°45.00 W		
20	15°55.034 N	100	21-11-89
	95°29.93 W		
53	15°16.239 N	260	15-11-89
	92°31.99 W		
94	14°56.394 N	20	20-11-89
	92°44.269 W		
95	14°45.049 N	41	20-11-89
	92°45.037 W		
96	14°33.06 N	56	20-11-89
	92°45.144 W		

MAPA 1. ZONA DE ESTUDIO.

Copia reducida: México-Coasta Oeste.
 Punta Maldonado a Puerto Macero.
 Esc.: 1:707 300. Dir. Gral. de Ocean.
 Sría. de Marina.



VIII. SITUACION GEOGRAFICA DE LAGUNAS COSTERAS
DE TABASCO Y VERACRUZ.

A. Laguna de Mandinga.

Se sitúa al Norte de la planicie de sotavento, en conexión con el río Jamapa y 18 Km. al Sur del Puerto de Veracruz. La limitan los paralelos $19^{\circ}00'$ y $19^{\circ}06'$ de Latitud Norte y los meridianos $96^{\circ}02'$ y $96^{\circ}06'$ Longitud Oeste.

B. Laguna de Alvarado.

Se ubica en la planicie costera del área central del Estado de Veracruz, entre los paralelos $18^{\circ}46'$ y $18^{\circ}42'$ de Latitud Norte y los meridianos $95^{\circ}34'$ y $95^{\circ}58'$ de Longitud Oeste.

C. Laguna Mecocacán.

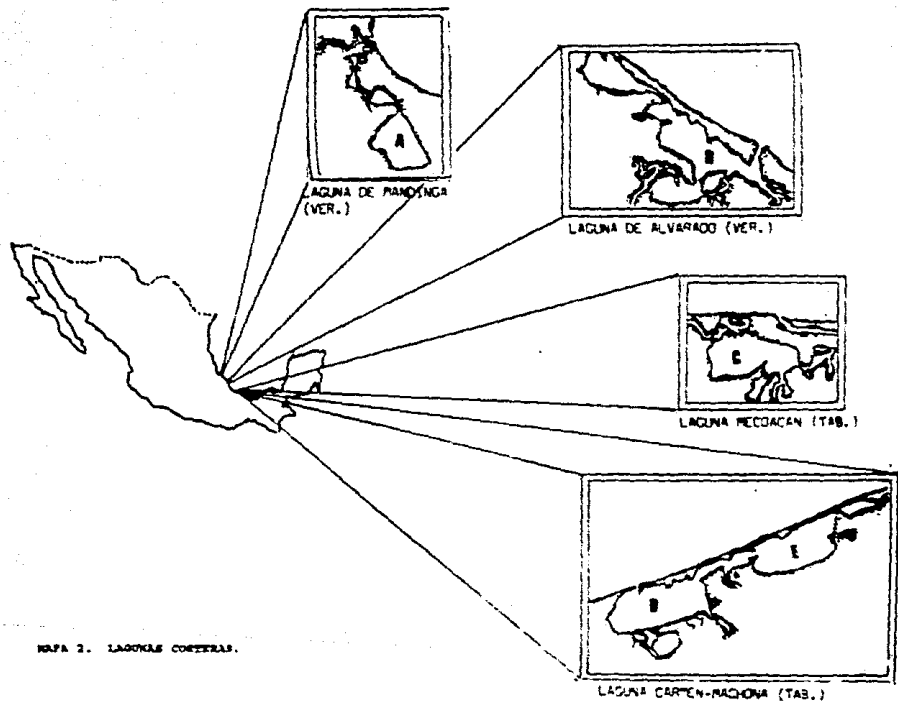
El sistema lagunar Mecocacán se ubica en la zona litoral de Tabasco, entre los paralelos $16^{\circ}16'$ y $18^{\circ}26'$ de Latitud Norte y los meridianos $93^{\circ}04'$ y $93^{\circ}14'$ de Longitud Oeste; con una profundidad promedio de 1.0 m.

D. Laguna Del Carmen.

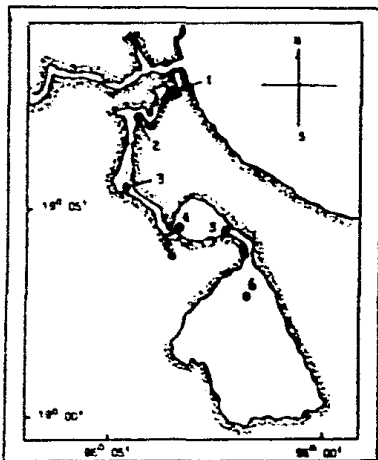
Se localiza al Norte de Tabasco, en el litoral del Golfo de México, entre los paralelos $18^{\circ}14'$ y $18^{\circ}18'$ Latitud Norte y los meridianos $93^{\circ}45'$ y $93^{\circ}53'$ Longitud Oeste. Este cuerpo acuático forma parte del sistema estuarino-lagunar Carmen-Machona; lagunas que se comunican entre sí por un canal de nombre El Pajonal. Profundidad media de 1.80 m.

E. Laguna Machona.

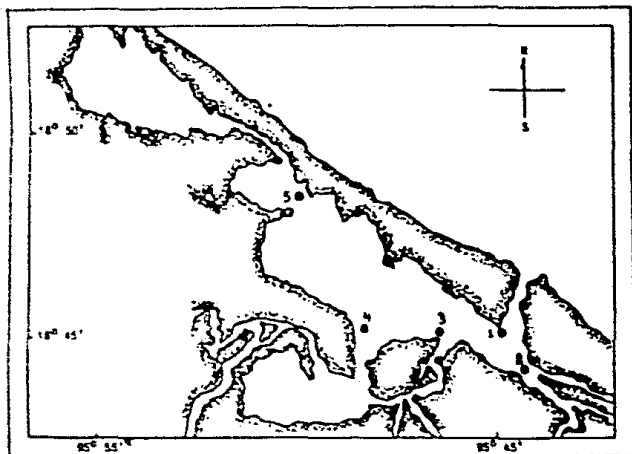
Pertenece al Municipio de Cárdenas, Tabasco; se ubica entre los paralelos $18^{\circ}20'$ y $18^{\circ}24'$ Latitud Norte y los meridianos $93^{\circ}45'$ y $93^{\circ}55'$ Longitud Oeste, con una profundidad media de 2.5 m. (Contreras, F. 1988).



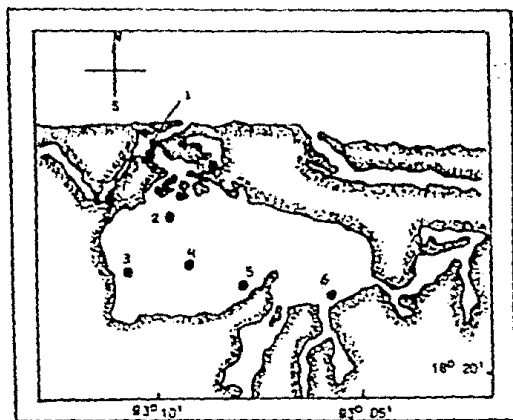
MAPA 2. LAGUNAS COSTERAS.



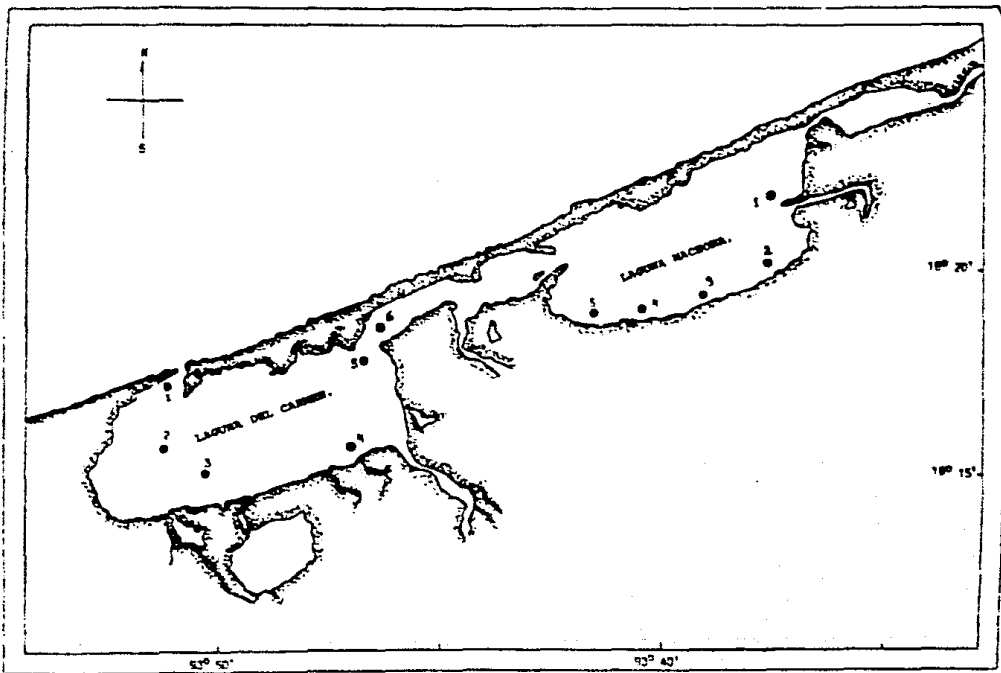
■ LAGUNA DE NAVOTOCA



■ LAGUNA DE ALVARADO.



C. LAGUNA DE PEZOACAN.



SISTEMA LAGUNAR CARMES - MACDONNA.

VII. MATERIAL Y METODO.

Las muestras de sedimento superficial (de 20 a 30 cm. de profundidad aproximadamente), se obtuvieron por medio de una draga tipo Smith-McIntire a bordo del Buque Oceanográfico EL PUMA, durante la Campaña Oceanográfica FIQUIMBI-I (Física, Química, Microbiología y Biología del Golfo de Tehuantepec), que tuvo lugar del 8 al 24 de noviembre de 1969. Estableciendo ocho estaciones de colecta, ubicadas en diferentes puntos en la zona del Golfo de Tehuantepec, (Mapa 1; Tabla 2).

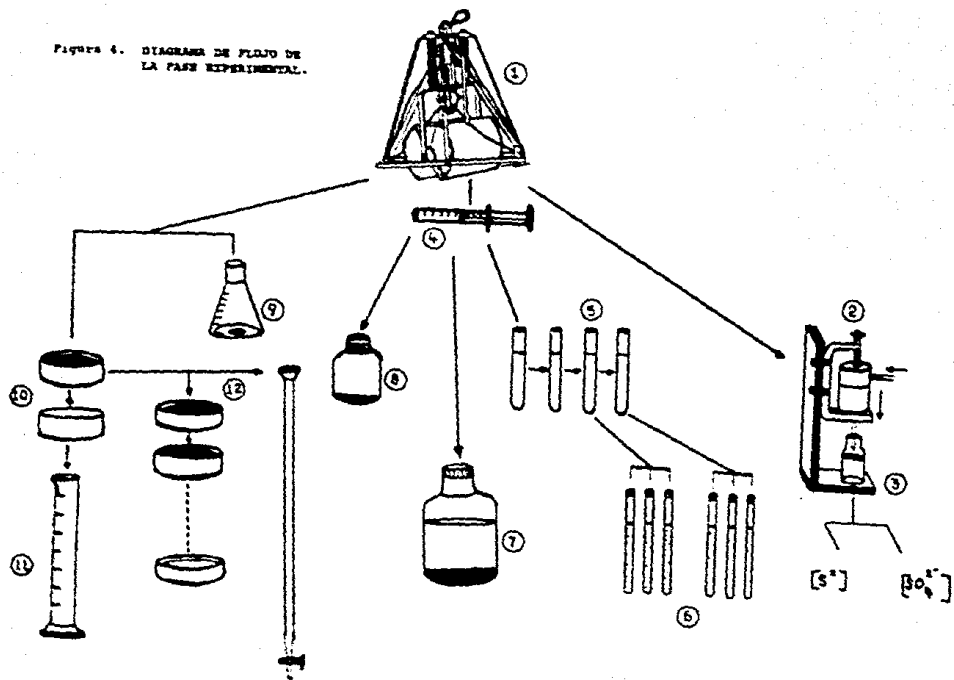
El análisis de las muestras de sedimento, se inició en el laboratorio de Microbiología del Buque y posteriormente concluyó en los laboratorios de Microbiología Marina y Fisicoquímica Marina del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, (Figura 4).

A modo de un estudio comparativo sobre la actividad sulfatorreductora por las bacterias en los sedimentos, se realizaron estudios sobre la distribución cuantitativa de bacterias sulfatorreductoras en sedimentos superficiales (5 a 10 cm. aproximadamente), de lagunas costeras de los Estados de Tabasco y Veracruz. El sedimento se obtuvo por medio de una draga tipo Van Veen y se realizó su análisis mediante las técnicas descritas más adelante.

DESCRIPCIÓN DEL DIAGRAMA DE FLUJO

1. Draga Smith-McIntire
2. Equipo exprimidor por presión (4 kg/cm^2) con Nitrógeno.
3. Agua intersticial para la determinación de (S°) y (SO_4°)
4. Micronúcleo.
5. Serie de diluciones
6. Inoculación de tubos de Vannielii.
7. Determinación de la actividad sulfooxidante de las bacterias.
8. Determinación de la actividad sulfatorreductora de las bacterias.
9. Análisis de materia orgánica oxidable.

Figura 4. DIAGRAMA DE FLUJO DE LA FASE EXPERIMENTAL.



Análisis Granulométrico.

- 10 Separación de la fracción gruesa de la fina.
- 11 Fracción fina; análisis por pipeteo.
- 12 Fracción gruesa; análisis por tamizado y tubo de Ebery.

1. DETERMINACION DE LA POBLACION TOTAL VIABLE DE BACTERIAS SULFATORREDUCTORAS.

Las bacterias sulfatorreductoras fueron aisladas y cultivadas en medio de cultivo E de Postgate (1967), modificado por Jacq (1975), empleando tubos de Vannielii de vidrio, de 25 cm. de largo y 5 mm. de diámetro; inoculando tres tubos por dilución, en condiciones anaerobias.

Se tomaron 10 cm³ de sedimento húmedo con una jeringa despuntada y estéril (micronucleador), se realizaron diluciones del mismo en frascos con 90 ml. de medio mineral al 20%. (Lyman y Fleming, 1940., Apéndice II). Simultáneamente los tubos de Vannielii con 4 ml. de cultivo fueron puestos en baño maría, para fundir el medio. Posteriormente éstos tubos fueron inoculados con 1.0 ml. de la dilución correspondiente (10^{-1} a 10^{-4}), mas 0.2 ml. de fuente de azufre e indicador de reducción, inyectado con acrodisco (0.2 μ m.), preparado minutos antes con: Clorhidrato de cisteína a pH 7.0-7.5 y solución de sal de Mohr (Sulfato de Hierro (II) y amonio); evitando inocular los tubos con un sobrecalentamiento.

Una vez inoculados, éstos tubos fueron tapados y se dejaron enfriar en un vaso de precipitados con hielo, posteriormente fueron gasificados con nitrógeno (N₂), sellados con parafina y se incubaron a temperatura ambiente. Finalmente se leyeron las colonias (negras) de bacterias sulfatorreductoras, formadas desde las 12 horas hasta los 4 días, cuando ya no se desarrollaron colonias adicionales, (Jacq, 1975; Jorgensen, 1977).

Para la estimación de las Unidades Formadoras de Colonias (UFC), de bacterias sulfatorreductoras, se leyeron los tres tubos inoculados por cada dilución, se realizaron los cálculos con el factor de dilución correspondiente y se

calculó un número promedio de bacterias sulfatorreductoras por cm^3 de sedimento.

2. SULFATORREDOCCION BACTERIANA.

El método consistió en incubar 1.0 cm^3 de sedimento húmedo en medio de cultivo para bacterias sulfatorreductoras (50 ml.), propuesto por Castellví, en un rango de temperatura de 4 a 10°C , bajo condiciones anaerobias, mediante la aplicación de nitrógeno (N_2). Finalmente se cuantificó la concentración de ácido sulfhídrico (H_2S) producido, como producto de la actividad sulfatorreductora de las bacterias; titulando una alícuota de 1.0 ml. cada 48 horas con solución de Iodo 0.001 N., preparada minutos antes a partir de una solución de mayor concentración, (Official Methods of Analysis, 1950., citado por Castellví, 1980).

Los viales de 50 ml. fueron tapados herméticamente, después de ser gasificados con Nitrógeno, con un tapón de goma y un arillo de aluminio, extrayendo las alícuotas con una jeringa estéril.

3. SULFATOOXIDACION BACTERIANA.

Para la determinación de esta actividad, se realizó con medio de cultivo para bacterias sulfatooxidantes, propuesto por Castellví, (1981) y en condiciones aerobias, en frascos con 250 ml. de medio de cultivo e inoculados con 5 cm^3 de sedimento. Donde el tiosulfato, presente en el medio de cultivo, representó el sustrato oxidable y su desaparición fué valorada con una solución de Iodo 0.04 N., titulando alícuotas de 5 ml. cada 72 horas.

Las muestras fueron tomadas con jeringas despuntadas y estériles, a modo de microneoceptor, tomando el sedimento de la parte central de la draga y que no estuviera en contacto directo con las paredes de la misma y con el aire.

Las muestras para ambas actividades bacterianas, fueron caracterizadas por duplicado y los resultados fueron presentados gráficamente para conocer la actividad metabólica

por cm³ y por día. Para obtener las curvas de actividad., se realizó su análisis por el método de mínimos cuadrados, empleando dos tipos de ecuaciones; la forma lineal y la forma potencial, (Apéndice I, gráfica 9 y 10), según el comportamiento de la actividad bacteriana con respecto al tiempo, empleando las siguientes ecuaciones:

a) Forma lineal

$$m = \frac{\frac{\sum XY - \frac{\sum X \sum Y}{n}}{\sum X^2 - \frac{(\sum X)^2}{n}}}{\quad} \quad b = \frac{\sum Y - m \sum X}{n} \quad \text{donde: } m = \text{pendiente}$$

$$Y = b + mX \quad \text{b = ordenada al origen}$$

b) Forma potencial

$$m = \frac{\frac{\sum X_1 Y_1 - X_1 Y_2}{\sum X_1^2 - X_1 X_2}}{\quad} \quad b = \frac{\sum X_1 Y_1 - X_2 Y_1}{\sum X_1 - X_2} \quad Y = b X^m$$

4. ANALISIS DE MATERIA ORGANICA OXIDABLE.

El método es el descrito por Walkley y Black (1934), modificado por Gaudette et al., (1974). El cual utiliza el calor exotérmico y la oxidación con dicromato de potasio, ácido sulfúrico concentrado., titulando el exceso de dicromato con sulfato de hierro y amonio 0.5 N., empleando difenilamina como indicador. Los resultados fueron calculados con la siguiente ecuación:

$$\% \text{ de carbón orgánico} = 10 \{1 - T/S\} [1.0 N] (0.003) (100/W)$$

Donde: T = ml. de solución de sulfato de hierro y amonio en la titulación de la muestra.

0.003 = 12/4000 = peso en miliequivalentes del carbono

1.0 N = Normalidad del dicromato de potasio

10 = Volumen del dicromato de potasio en ml.

W = Peso de la muestra en gr. (0.2 ó 0.5)

S = ml. de la solución de sulfato ferroso y amonio en la titulación del blanco.

Donde el factor T/S cancela el efecto de la normalidad del sulfato ferroso y amonio. (Rosales, K.T., 1980).

5. DETERMINACION DE SULFATOS DISUELTOS EN AGUA INTERSTICIAL.

La concentración del ión sulfato en agua intersticial, fué determinada por medio de una titulación espectrofotométrica en solución de dimetil sulfóxido (DMSO), con ácido clorhídrico (HCl), empleando verde de bromocresol (Dimetiltetrabromosulfophtaleína), como indicador; donde el punto final es evaluado gráficamente. (Jaeger, 1975).

Procedimiento.

En un vaso de precipitados de 100 ml., se colocaron 30 ml de dimetil sulfóxido con cinco gotas de indicador (pH = 7.50). La muestra fué previamente filtrada en acrodisco (0.22 μ m) y diluida 1:50. Se tomó 1.0 ml. de esta muestra y previamente pesada se agregó lentamente por las paredes del vaso de reacción que se mantuvo agitando en una parrilla de agitación. Se inició la titulación, agregando porciones de 0.010 ml. de ácido clorhídrico (HCl), 0.020 N., con microbureta (Gilmont de 2 ml.), tomando la lectura de absorbancia cada vez, en un espectrofotómetro (Pye Unicam SP 500, Serie 2 Ultraviolet and Visible Spectrophotometer).

Se calculó la segunda derivada de los resultados, los cuales fueron graficados contra ml. del ácido titulante y de esta manera obtener el punto de equivalencia. (Vogel, 1979), (Apéndice I, Gráfica 11) Finalmente el valor numérico del volumen de ácido titulante (HCl 0.020 N.), fué sustituido en la siguiente ecuación, para obtener la concentración del ión sulfato.

$$\text{Conc. } \text{SO}_4^{2-} = \frac{V_{\text{Eq}} \times 0.0652 \times 1000}{V_{\text{m}}} = \text{ppm}$$

V.m

El agua intersticial fué extraída del sedimento por medio de un equipo exprimidor por presión (4 Kg/cm^2) y filtración ($0.22 \mu\text{m.}$), se le agregaron 2 gotas de agente antioxidante (asida de sodio al 5 %) y se mantuvo en refrigeración hasta su análisis.

6. DETERMINACION DEL ION SULFURO EN AGUA INTERSTICIAL.

Para la determinación del ión sulfuro (S^{2-}) del agua intersticial, se exprimieron aproximadamente 100 gr. de sedimento en un equipo exprimidor. El filtrado fué captado directamente en 5 ml. de cloruro de cadmio (CdCl_2) al 2 %. El precipitado formado (CdS) fué disuelto en solución ácida de Iodo (0.025 N. con HCl 4 N.). Finalmente el exceso de Iodo fué titulado con una solución de tiosulfato de sodio 0.025 N., (Golterman, 1971). Los resultados se calcularon con la siguiente ecuación:

$$X = \frac{(C_i V_i - Ct Vt)}{V_s - 1}$$

Donde: X = Concentración de S^{2-} en la muestra (mmol/Lt)

C_i = Concentración de Iodo (mmol/Lt)

V_i = Volumen de Iodo empleado (ml.)

Vt = Volumen de tiosulfato ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$) en ml.

Ct = Concentración del tiosulfato (mmol/Lt)

V_s = Volumen de la muestra (ml.).

7. ANALISIS GRANULOMETRICO.

Se tomaron 50 gr. de muestra de sedimento, que fueron colocados en un cilindro de plástico con el agente dispersante, peróxido de hidrógeno (H_2O_2) y se mantuvo en baño maría para acelerar la reacción. Posteriormente la

muestra fue enjuagada varias veces , eliminado el agua por medio de filtros tipo Vela. Luego la muestra fue tamizada en el tamiz núm. 230 (4 ϕ), separando la fracción gruesa de la fina.

La fracción gruesa fue secada a 60°C y se prosiguió el análisis mediante la técnica de tamizado y/o por medio del tubo Emery; según la forma de los granos vistos al estereomicroscopio. (Contreras et al. 1986).

La fracción fina, fue colocada en una probeta de un litro, la cual se dejó decantar durante 24 horas, eliminando la mayor cantidad posible de agua y poder continuar el análisis por la técnica de pipeteo .

Una vez obtenidos los resultados del análisis por ambas técnicas, sobre la distribución del tamaño de partículas, se construyó una gráfica (λ acumulado vs. ϕ , Apéndice I Gráfica 12) y por interpolación se calcularon los siguientes valores de ϕ correspondientes a: 5, 16, 25, 50, 75, 84 y 95 de λ acumulado. Con estos nuevos valores se construyó una matriz de datos y fue analizada mediante un programa por computadora (Programa GEOS-I., Contreras et al., 1986), para su clasificación , siguiendo los criterios de Folk y Ward, (1957).

El tamaño gráfico medio de las partículas que conforman la muestra, fue calculado con la siguiente ecuación:

$$M_z = \frac{16 \phi + 50 \phi + 84 \phi}{3}$$

B. OXIGENO DISUELTTO EN LA COLUMNA DE AGUA.

Los valores de oxígeno disuelto en la columna de agua, correspondientes a cada estación, se obtuvieron de acuerdo a las técnicas clásicas en hidrología: las muestras de agua a varias profundidades se obtuvieron por medio de una serie de botellas tipo Niskin (Equipo Rosette), equipadas con termómetros reversibles y un salinómetro tipo conductímetro (Sonda CTD). El oxígeno disuelto fue cuantificado, por medio de la técnica Micro Winkler, mediante el empleo de un pipeta

automática Knudsen (15 ml.) y un titulador de oxígeno semiautomático (Multi-dosimat E 415). (Grasshoff y Siedler, 1983).

9. ANALISIS DE CORRELACION MULTIPLE.

Finalmente se realizó un análisis de correlación múltiple, entre los parámetros analizados, para saber que tipo y el grado de relación que existe entre los mismos, mediante las siguientes fórmulas, propuestas por Marques, N.J. De Cantú, (1988).

$$r = \frac{\sum X_i Y_i - n \bar{X} \bar{Y}}{(n-1) S_x S_y} \quad t = \frac{r \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

R E S U L T A D O S

En la Tabla 3 y Gráfica 1, se presentan los valores de la población total viable de bacterias sulfatorreductoras en Unidades Formadoras de Colonias (UFC) por cm^3 de sedimento húmedo. En la misma Tabla, se presentan los valores del porcentaje de carbón orgánico en el sedimento, se observa que el contenido de materia orgánica es bajo en la mayoría de las estaciones (Gráfica 2).

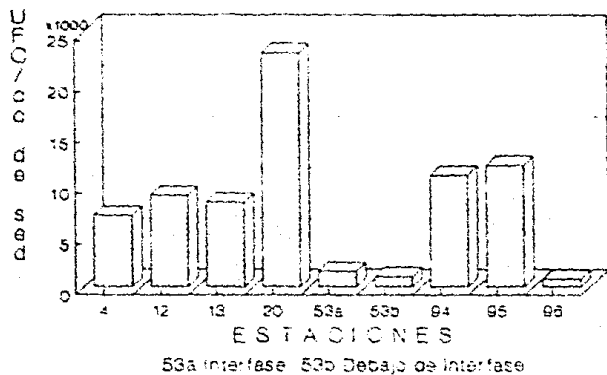
Tabla 3. Población total viable de bacterias sulfatorreductoras y porcentaje de carbón orgánico

Estación	UFC.Sulfatorreductoras bact/ cm^3	% C. orgánico.
4	7.0×10^3	1.60404
12	9.0×10^3	2.91666
13	8.3×10^3	2.03757
20	2.3×10^4	2.07589
53a	1.5×10^3	0.55263
53b	1.0×10^3	-----
94	1.1×10^4	1.84507
95	1.2×10^3	0.33035
96	7.3×10^2	0.23145

Estación 53, tomada con nucleador de gravedad: 53 a pertenece a la zona de interfase, 53b pertenece a 10 cm. debajo de la zona de interfase.

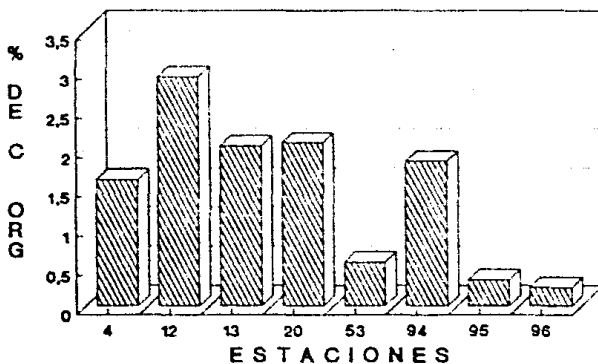
En la Tabla 4 y Gráfica 3, se presentan los valores de la actividad sulfatorreductora por cm^3 de sedimento y por día. El tipo de comportamiento para esta actividad, presentó dos tipos de curva: la forma lineal (L) y la forma potencial (p), alcanzando su máxima actividad en un tiempo de 16 a 18 días, después del cual comienza a decaer. (ver Apéndice I)

POBLACION TOTAL DE BACTERIAS SULFATORREDUCTORAS



GRAFICA 1

MATERIA ORGANICA



C ORG = CARBON ORGANICO
GRAFICA 2

Tabla 4. Comportamiento de la actividad sulfatorreductora.

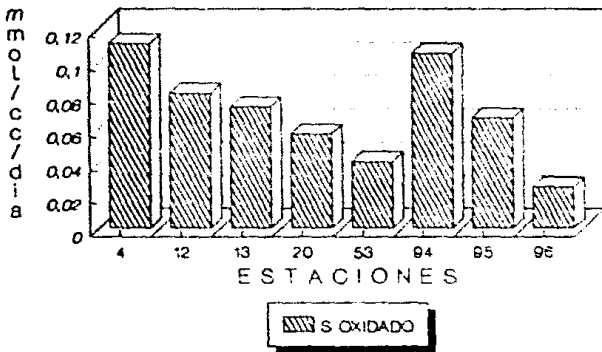
Estación	$\frac{\mu\text{moles de S}^{2-} \text{ prod.}}{\text{cm}^3 \times \text{día}}$	Actividad máxima $\mu\text{moles S}^{2-}/\text{ml.}$	t (días)
4	0.43861 (p)	7.687	16
12	0.46013 (p)	7.250	16
13	0.67070 (p)	10.250	16
20	0.80540 (p)	13.025	16
53a	0.01210 (L)	0.250	16
53b	0.0069 (L)	0.0175	16
94	0.7324 (p)	11.080	16
95	0.3414 (L)	10.750	18
96	0.2639 (L)	4.525	18

En la Tabla 5 y Gráfica 4 se presentan los valores de la actividad sulfooxidante; el tipo de comportamiento de esta actividad, fué de la forma lineal en todas las estaciones. Donde la oxidación del sustrato, por la flora sulfooxidante, fué un proceso lento, alcanzando un tiempo mínimo de 33 días en algunas estaciones y un máximo de 60 días en otras. (Ver Apéndice I).

Tabla 5. Actividad sulfooxidante microbiana.

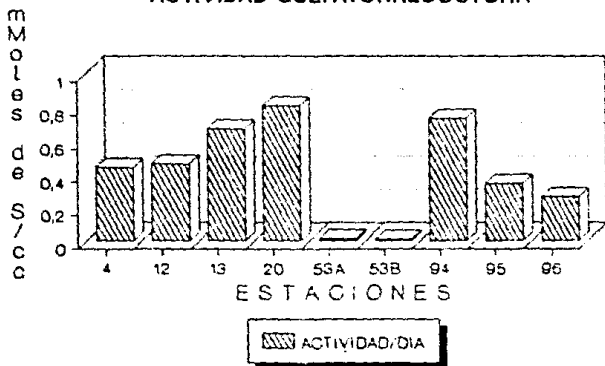
Estación	$\frac{\mu\text{moles Tiosulfato oxidado}}{\text{cm}^3 \times \text{día}}$	t máximo (días)
4	0.11068	33
12	0.08107	57
13	0.07288	54
20	0.05656	51
53	0.03998	33
94	0.10461	60
95	0.06616	57
96	0.02468	27

ACTIVIDAD SULFOOXIDANTE



GRAFICA 4

ACTIVIDAD SULFATORREDUCTORA



53a Zona de Interfase
53b. 10 cm. debajo de Interfase
GRAFICA 3

En la Tabla 6 y Gráficas 5 y 6 respectivamente, se presentan los valores de concentración de los iones sulfato y sulfuro, disueltos en agua intersticial.

Tabla 6. Concentración de los iones sulfato y sulfuro.

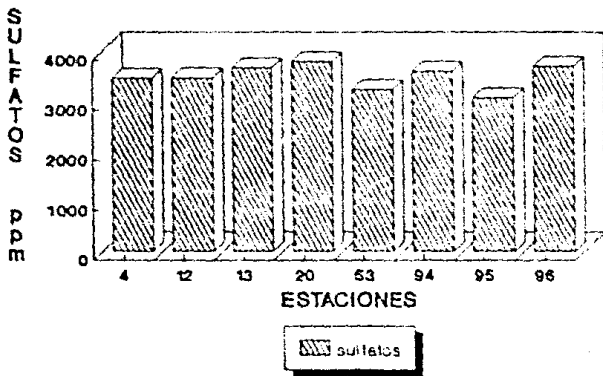
Estación	[SO ₄ ²⁻] mmol/ Lt	[S ²⁻] mmol/ Lt
4	32.443	1.468
12	32.479	1.582
13	34.392	1.780
20	35.540	6.370
53	30.295	1.345
94	33.664	1.186
95	31.953	1.355
96	34.636	1.525

En la Tabla 7 se presentan los resultados del análisis granulométrico, obtenidos mediante un programa por computadora. La mayoría de los sedimentos corresponde a partículas muy finas.

Tabla 7. Parámetros sedimentológicos. Mz=Tamaño medio de los granos, en unidades "phi" (φ).

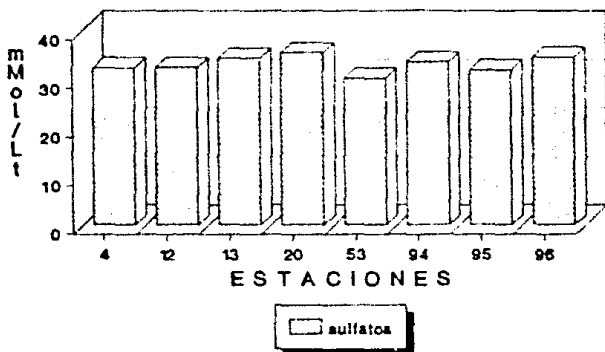
Est.	Mz(φ)	% Grava	% Arena	% Limo	% Arcilla	Nomenclatura
4	4.33	0.00	61.25	25.25	13.50	Limo grueso
12	6.31	0.00	20.51	56.70	22.79	Limo fino
13	5.93	0.00	29.25	50.48	20.269	Limo medio
20	6.27	0.00	18.76	59.40	21.839	Limo fino
53	4.96	0.00	52.32	26.43	21.25	Limo grueso
94	4.62	0.00	41.36	48.84	9.80	Limo grueso
95	3.05	0.142	82.668	9.94	7.25	Arena muy fina
96	2.04	0.00	96.98	1.869	1.15	Arena fina

SULFATOS DISUELTOS EN AGUA INTERSTICIAL



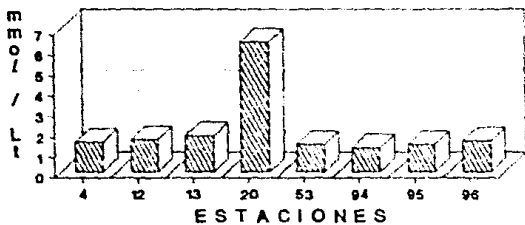
GRAFICA 5

CONCENTRACION DE SULFATOS
EN AGUA INTERSTICIAL.



GRAFICA 5

CONCENTRACION DE SULFUROS EN AGUA INTERSTICIAL



GRAFICA 6

En la Tabla 8, se presentan los valores de oxígeno disuelto de varias profundidades en la columna de agua que corresponde a cada estación. Estos valores corresponden a masas de agua bien oxigenadas y están lejos de ser los valores típicos de una zona de surgencias, excepto para la estación 13. Estación 53 no analizada.

Tabla 8. Oxígeno disuelto en la columna de agua.

Estación	Profundidad (m.)	O ₂ disuelto (μmoles/Lt)
4	5	229.547
	50	18.401
	100	19.711
	175	18.406
12	5	210.320
	50	-----
	100	17.086
13	5	59.134
	50	55.219
20	5	217.589
	50	52.538
53	n.a.	n.a.
94	5	203.799
	10	165.438
95	5	225.869
	10	256.793
	20	192.596
96	5	198.095
	10	158.813
	20	144.908
	30	131.647

En la Tabla 9.5e muestran los resultados del índice de correlación que existe entre los parámetros analizados. Con respecto al tipo de relación que existe entre el tamaño medio de las partículas (Mz) y el resto de los parámetros, el tipo de relación que existe es inversa, ya que a mayor unidad "phi" el tamaño de la partícula es menor.

Tabla 9. Resultado del Análisis de Correlación Múltiple.

	Act. Oxid.	Act. Red.	UFC	% de C org.	$[SO_4^{2-}]$	$[S^{2-}]$	$Mz (\phi)$	$Z (m)$
Act. Oxid.	1	0.49	0.27	0.575	-0.067	-0.193	0.34	-0.07
Act. Red.		1	0.65	0.675	0.751	0.529	0.50	-0.55
UFC			1	0.688	0.615	0.842	0.698	-0.12
% de C org.				1	0.447	0.293	0.851	0.10
$[SO_4^{2-}]$					1	0.593	0.09	-0.63
$[S^{2-}]$						1	0.434	-0.05
$Mz (\phi)$							1	0.34
$Z (m)$								1

En las Tablas 10 y 11, Gráficas 7 y 8 se muestran los valores de la población total viable de bacterias sulfatorreductoras encontradas en el sedimento superficial (aproximadamente 10 cm. de profundidad), de lagunas costeras de Tabasco (Junio, 1989) y Veracruz (Marzo, 1990).

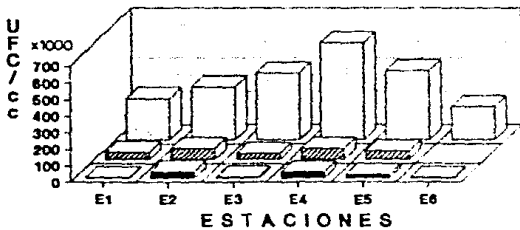
Tabla 10. LAGUNAS COSTERAS DE TABASCO.

Estación	EL CARRON	MACHONA	MICOACAN
	UFC/cm ³	UFC/cm ³	UFC/cm ³
E1	6.16×10^3	4.4×10^4	2.5×10^5
E2	4.0×10^4	6.3×10^4	3.16×10^5
E3	8.06×10^3	3.4×10^4	4.0×10^5
E4	3.76×10^4	6.3×10^4	5.83×10^5
E5	2.26×10^4	5.1×10^4	4.16×10^5
E6	5.20×10^3		2.0×10^5

Tabla 11. LAGUNAS COSTERAS DE VERACRUZ.

Estación	ALVARADO	MANDIOLA
	UFC/cm ³	UFC/cm ³
E1	2.30×10^4	9.3×10^4
E2	1.49×10^5	8.3×10^4
E3	3.60×10^3	1.2×10^5
E4	1.40×10^4	1.2×10^5
E5	3.30×10^3	7.0×10^4
E6		3.6×10^4

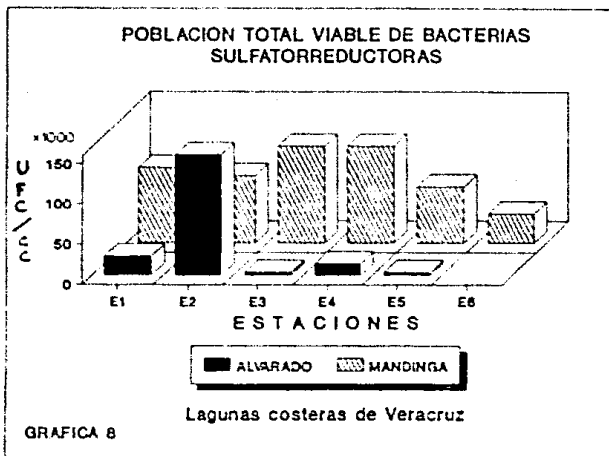
Poblacion total de bacterias
sulfatorreductoras



ESTACIONES

EL CARMEN MACHONA MECOCAN

Lagunas costeras de Tabasco
Grafica 7



DISCUSION .

1. Población total viable de bacterias sulfatorreductoras.

La población total viable de bacterias sulfatorreductoras de los sedimentos, presentó una fluctuación entre 10^3 y 10^4 Unidades Formadoras de Colonias (UFC) por cm^3 de sedimento húmedo. resultados que coinciden con lo reportado por Bianchi et al., (1973, 1975 y 1979), para sedimentos de litorales.

Por otro lado, se encontró un índice de correlación positivo (0.688), entre UFC y el contenido de materia orgánica en el sedimento (Tabla 9), resultados que concuerdan con lo reportado por Bordsovskiy (1965), quien ha establecido que existe una relación directa entre la cantidad de bacterias y el contenido de materia orgánica de los sedimentos. Este efecto está ligado con la distribución de la materia orgánica que se demuestra por un incremento de la actividad heterotrófica, (Castellvi, 1981), como lo muestran los resultados de la actividad sulfatorreductora por parte de las bacterias.

Consecuentemente y de acuerdo con las observaciones de Rodina, (1965); Volkman y Oppenheimer, (1962); Hendrich y Farrington, (1964), se observó una variación entre las UFC de bacterias sulfatorreductoras y el tamaño medio de las partículas sedimentarias. De esta manera se encontró una relación directa entre las UFC y las unidades "phi". Pero como a mayor unidad "phi" es menor el tamaño de las partículas sedimentarias, en realidad la relación que existe es inversa, así las UFC de bacterias sulfatorreductoras fué menor en sedimentos con partículas de mayor tamaño, como lo muestran los resultados de las estaciones 95 y 96 (Gráfica 1 y Tabla 7 respectivamente). Ya que en sedimentos de grano fino, las bacterias y la materia orgánica se encuentran adsorbidas a las pequeñas partículas de arcillas lo que permite la rápida transformación de la materia orgánica, mientras que en arenas gruesas se encuentran en estado libre. Así, los sedimentos del tipo arcillo-limosos, permiten la adsorción tanto de la materia orgánica como de las bacterias

y las enzimas necesarias para los procesos de descomposición de la materia orgánica, aunque estas últimas, pueden ser inactivadas por asociación con minerales de las arcillas, (Volkmann y Oppenheimer, 1962).

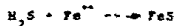
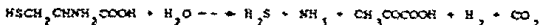
En consecuencia y de acuerdo con las observaciones de Liston (1968., citado por Ferrara et al., 1988), se encontraron variaciones cuantitativas en las UFC de bacterias sulfatorreductoras de los sedimentos cercanos al borde continental y los más profundos. De esta manera, la población de bacterias sulfatorreductoras (UFC) y su actividad va disminuyendo significativamente conforme aumenta la distancia hacia la plataforma continental.

Algunos investigadores, (Jorgensen et al., 1977; Ward y Winfrey, 1985., citados por Ferrara et al., 1988), han encontrado que el número total de heterótrofos anaeróbicos es de 3 a 100 veces mayores que el número de bacterias sulfatorreductoras; se cree que los productos de fermentación de éstos heterótrofos, son el principal sustrato para la bacteria sulfatorreductora en sedimentos marinos. Sin embargo, los compuestos orgánicos disueltos, producidos en la superficie oxidada del sedimento, puede contribuir localmente como sustrato de las bacterias sulfatorreductoras, (Castellví, 1981).

Las UFC de bacterias sulfatorreductoras en algunas estaciones, es bajo (Tabla 3, Gráfica 1), comparado con su actividad metabólica (Tabla 4, Gráfica 3), esto es debido probablemente a una subestimación del tamaño de la población bacteriana. Jannasch y Jhones (1954); Jannasch, (1977); Williams y Carlucci, (1978); Daley, (1979)., (citados por Ferrara et al., 1988), han comparado métodos de estimación directa por microscopio de fluorescencia y cultivo en placa, demostrando que aproximadamente de 1/3 a 1/10,000 de las células presentes no son detectadas por los métodos de cultivo.

Ahora bien, en el desarrollo de las colonias de bacterias sulfatorreductoras en los tubos de Vannielii; el sulfuro que se forma a partir de la cisteína, (Barker, 1961., citado por Royer et al., 1961), se combina con el hierro ferroso (Sal de

Mohr), para formar sulfuro ferroso insoluble negro. Este ennegrecimiento no sólo sirve como un indicador de la presencia de reducción, sino que el hierro absorbe el H_2S y detoxifica el medio, haciendo posible el crecimiento de productos celulares mayores. (Brock y Smith, 1987).



3. Actividad Sulfatorreductora.

En la caracterización de esta actividad, en la cual se empleó un sustrato que es reducido por las bacterias sulfatorreductoras., los resultados obtenidos (Tabla 4, Gráfica 3), son comparativamente mayores con respecto a lo reportado por Castellví (7.38 a 1294.3 μg S/Lt/día), para la columna de agua en la Plataforma Continental.

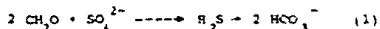
De acuerdo con las observaciones de Lipton (1976) y Hobbie (1977), (citados por Ferrara et al., 1988), quienes han reportado un promedio de 10^3 bacterias heterótrofas viables en sedimentos profundos por gramo de sedimento húmedo y para la columna de agua de 2 a 3 órdenes de magnitud menor. De manera similar, los valores obtenidos en la actividad sulfatorreductora son de 2 a 3 órdenes mayores en el sedimento de interfase, comparados con los obtenidos por Castellví (1981), en la columna de agua.

Por otro lado y de acuerdo con las observaciones de Ostroumov et al. (1961) y Kaplan et al. (1963), (citados por Berner, 1980), quienes mencionan que la sulfatorreducción bacteriana es un proceso común de descomposición de la materia orgánica en sedimentos al margen del continente en y debajo de la zona de bioturbación. Desde este punto de vista, en estaciones más alejadas de la Plataforma Continental (estaciones 53 y 96), se observó una disminución en su actividad metabólica.

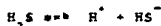
Finalmente se observó un índice de correlación positivo con respecto a las UFC de bacterias sulfatorreductoras (0.6550,

materia orgánica (0.675) y concentración de sulfuros (0.529), mientras que con el tamaño de las partículas del sedimento y la profundidad se observó una relación de tipo inversa, (-0.505) y (-0.55), respectivamente, (Tabla 9)., lo que confirma lo discutido anteriormente.

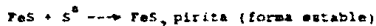
Ahora bien, este comportamiento de los sulfatorreductores, se lleva a cabo cuando se han establecido las condiciones como potencial de óxido reducción y tensión de oxígeno bajos, entre otros necesarios para su desarrollo, (Kaplan, 1974). En ambientes reducidos, como son generalmente los sedimentos costeros, el sulfato es empleado en reacciones de oxidación de la materia orgánica, siendo el producto final el sulfuro de hidrógeno, en un proceso completo, que puede ser representado esquemáticamente, como:



Este sulfuro de hidrógeno es ionizado en el océano (pH 7-8) principalmente como iones $\text{HS}^- + \text{H}^+$, confiriendo propiedades reductoras, que da como resultado un potencial redox negativo en sus inmediaciones, (Fonselius, 1969).



Que en parte queda fijado por iones metálicos (Fe^{++} principalmente) y precipita en forma de sulfuros metálicos y en parte queda libre en el ambiente, para ser nuevamente oxidado química y bióticamente, (Goldhaber y Kaplan, 1974).



Como resultado, la reacción completa (1), representada arriba, involucra otros mecanismos fermentativos iniciales que rompen las moléculas complejas de la materia orgánica sedimentaria para formar moléculas simples, requeridas por la

bacteria sulfatorreductora. De este modo cuando nos referimos a la sulfatorreducción bacteriana, en sedimentos marinos nos referimos a todos los procesos que involucran la actividad de una amplia comunidad de microorganismos que interactúan, de los cuales, las bacterias sulfatorreductoras constituyen únicamente una parte de la población.

Con respecto al el comportamiento de la actividad sulfatorreductora, presentó dos tipos de curvas: lineal y potencial (Tabla 4), siendo esta última una actividad más pronunciada y alcanzando así mismo su máxima actividad en menor tiempo (estaciones más cercanas a la plataforma continental), incluso comparada con el tiempo de la actividad sulfooxidante. Este fenómeno se debe a un mayor número de bacterias sulfatorreductoras presentes en el sedimento, capaces de reducir el sustrato más rápidamente; ya que este comportamiento de sulfatorreducción bacteriana está en función de la distribución cuantitativa de las bacterias en el sedimento.

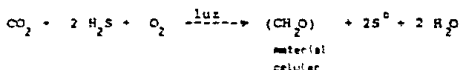
3. Actividad sulfooxidante.

En la caracterización de esta actividad, en la cual se empleó un sustrato que es oxidado por la flora sulfooxidante; los resultados (Tabla 5) son también mayores con respecto a los reportados por Castellví (0.76 a 2.16 mg S/Lt/día, en la columna de agua para la plataforma continental), ya que en la caracterización de esta actividad también se realizó en sedimento de interfase. Por otro lado, este comportamiento de la flora sulfooxidante es evidente, ya que no presenta una disminución pronunciada en su actividad por la presencia de un alto contenido de materia orgánica en el sedimento. Más aún las estaciones de colecta no se encuentran a grandes profundidades por lo que no comportan condiciones reducidas que puedan inhibir por completo el desarrollo de la flora sulfooxidante, excepto la estación 53 que presentó una actividad muy baja.

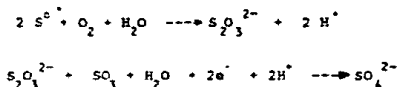
Por otro lado, se encontró que existe una relación inversa entre la actividad sulfooxidante y la profundidad (-0.071,

este fenómeno se debe a la disponibilidad de oxígeno con respecto a la profundidad, necesario para el desarrollo de la flora sulfooxidante y que es más evidente en las estaciones 53 y 96 que comportaron una disminución en su actividad de oxidación.

Ello se debe en gran medida también al carácter de la actividad sulfatorreductora; ya que el sulfuro de hidrógeno, a su vez, es un producto reducido capaz de dar soporte energético a la flora sulfooxidante, que autotróficamente, sintetiza materia orgánica, utilizando CO_2 como fuente de carbono y oxígeno como aceptor de electrones, (Miel, 1941; Tuttle y Jannasch, 1972; citados por Goldhaber y Kaplan, 1974), en las capas superiores oxidadas.



El azufre elemental formado en la parte superior de la capa sedimentaria, es oxidado mientras que se difunde en la superficie aeróbica para posteriormente transformarse en tiosulfato, politionatos y finalmente sulfatos, por el género *Thiobacillus* principalmente, (Goldhaber y Kaplan, 1974).



(Royer Y. Stanier , 1986).

Otros organismos responsables en la oxidación de los compuestos del azufre, pertenecen a los géneros *Chromatium* y *Chlorobium*, (Tuttle y Jannasch, 1971, 1972), quienes sugieren que la oxidación heterotrófica es más prevalente en ambientes marinos que en terrestres.

También la formación de azufre elemental (S^0), se realiza por oxidación fotosintética de sulfuros, ya sea en condiciones anóxicas u óxicas, la cual se puede llevar a cabo

en la columna de agua por medio de cianobacterias, (Jørgensen, 1977).

La fotosíntesis y la quimiosíntesis por las bacterias sulfooxidante y cianobacteria, son los mecanismos más importantes en el proceso de oxidación de los compuestos de azufre. Aunque la cantidad de sulfuro disponible para la bacteria sulfooxidante es también estequiométricamente equivalente a la cantidad de sustrato orgánico reducido por la bacteria sulfatorreductora, al grado que la bacteria sulfooxidante, puede proveer el sustrato para la sulfatorreducción, por lo tanto depende de la eficiencia con que los organismos utilicen el sulfuro y compitan con la oxidación química del sulfuro de hidrógeno con el oxígeno, (Jørgensen, et al., 1977).

En cuanto al tipo de curva para esta actividad, presentó un comportamiento de tipo lineal, logrado en mayor tiempo comparado con el de la actividad sulfatorreductora (Tabla 5; Gráfica 4) para todas las estaciones. Este comportamiento se debe posiblemente a que, en el muestreo de sedimento es difícil su obtención sin que sufra una perturbación de la delgada capa superficial oxidada, donde se encuentra la flora sulfooxidante, dando como resultado una alteración de su actividad metabólica.

4. Materia orgánica.

En cuanto a la distribución de la materia orgánica, el porcentaje de carbón orgánico, es bajo (Tabla 3, Gráfica 2), en la mayoría de las estaciones, excepto para la estación 12 que mostró un contenido moderado de materia orgánica. En general se observó un decremento sustancial conforme las estaciones se encuentran más alejadas de la plataforma continental, (Estaciones 53, 95 y 96; Mapa 1).

La acumulación de materia orgánica en los sedimentos marinos, está en función de muchas variables, las más importantes están involucradas con la abundancia del suministro orgánico, la tasa de acumulación de material orgánico, las condiciones de oxidación y los patrones de

circulación de las masas de agua. Las causas para su transformación incluyen además de las condiciones de oxidación : el pH, la existencia de bacterias aeróbicas y anaeróbicas y el grado a que las sustancias orgánicas están sujetas a disolución, (Weihaupt, 1984).

Consecuentemente y de acuerdo con las observaciones de Weihaupt (1984), se encontró un elevado índice de correlación entre el contenido de materia orgánica y las unidades "phi" de las partículas del sedimento (0.851). Ibarra (1987), hace referencia, que el contenido de materia orgánica, asociado con la disminución en el tamaño de grano de las partículas sedimentarias, ha sido reportado también por Cadé y Hegeman (1977), Davis (1982); quienes han encontrado una correlación significativa y positiva entre el tamaño del grano y la concentración de materia orgánica en el primer centímetro de sedimento; McIntire y Amspoker (1968), encontraron que estas variables estaban más altamente correlacionadas, que con la intensidad de la luz, temperatura y salinidad.

Por otro lado, en la zona de estudio, las estaciones 12, 13 y 20 comportaron los valores más altos en el contenido de materia orgánica, estaciones que se encuentran cercanas de las vertientes del río Tehuantepec y las lagunas Superior e Inferior, que se consideran como los principales aportes fluviales al Golfo de Tehuantepec, ricos en material orgánico, (Carranza, 1980). Aunque es importante también el aporte local de pequeñas vertientes de material orgánico y terrígenos detritales provenientes de pequeños ríos y escurrimientos.

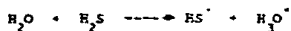
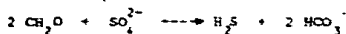
Ciertamente el fenómeno de sulfatorreducción bacteriana, no es una actividad generalizada, en todos los sedimentos marinos, el principal factor mediador es la abundancia y tipo de materia orgánica presente, (Shistikina, 1964; Berner, 1972). Como ya se mencionó, el proceso de descomposición de la materia orgánica, es más frecuente al margen del continente, donde son depositados gran cantidad de materia orgánica y sedimentos terrígenos detritales, ricos en material reductor, hacia la plataforma continental, favoreciendo la actividad heterotrófica en los procesos de

mineralización de la materia orgánica. Por otra parte las tasas de sulfatorreducción bacteriana en los sedimentos marinos, varían hasta en ocho órdenes de magnitud; esta gran variación, se debe principalmente a los cambios en la cantidad y labilidad biológica de la materia orgánica para someterse a la descomposición. De esta manera la metabolización de la materia orgánica es como un parámetro tasa-controlador importante, (Goldhaber y Kaplan, 1974; Ivanov, 1977; Jørgensen, 1984; Westrich, 1981., citados por Westrich y Berner, 1984). Es así como, la mayor descomposición orgánica, sucede en las capas superiores de los sedimentos marinos, debido a la abundancia de materia orgánica y de bacterias, que decrecen significativamente con la profundidad, porque a falta de irrigación y mezcla de partículas en la columna sedimentaria, se cuenta únicamente con difusión molecular y advención, como los principales procesos de transporte, (Weihs, 1984).

5. Concentración de sulfuros disueltos en agua intersticial.

Los valores de sulfuros disueltos, son comparativamente similares a los reportados por Berner (1.0 a 6.5 mmol/Lt en agua intersticial de un núcleo del Golfo de California, 1964) y Jørgensen (2.0 a 8.5 mmol/Lt en un área costera en Dinamarca (1977), también en agua intersticial).

La estación 20, presentó la concentración de sulfuros más elevada (6.3 mmol/Lt) (Tabla 5), así mismo el número de bacterias y la actividad sulfatorreductora, también fueron mayores para esta estación. Este fenómeno debe estar relacionado con las principales fuentes de material orgánico, que son los factores mediadores de la sulfatorreducción bacteriana más importantes, generando la producción de ácido sulfhídrico, que es disuelto en forma de iones sulfuro en el agua intersticial.



Más aún, este comportamiento es explicado por el índice de correlación positivo que existe entre la concentración del ión sulfuro y las UFC de bacterias sulfatorreductoras (0.842) y la actividad sulfatorreductora (0.529), (Tabla 5) como se ha mencionado anteriormente.

Muchos sedimentos marinos muestran un incremento de sulfuros disueltos con la profundidad, los cuales se difunden cerca de la interfase agua-sedimento, donde buena parte son precipitados por hierro principalmente y otros metales pesados (Kaplan et al, 1963). El hierro ferroso es probablemente el primero en reducirse de los iones de hierro por el ácido sulfhídrico, precipitando en el agua intersticial y el primer producto formado es el sulfuro ferroso amorfo, mackinacquita (FeS) y Greigita (Fe_3S_4), que no son termodinámicamente estables; son transformados lentamente en pirita (FeS_2) una forma más estable (Kaplan, 1963). Aunque la mayor parte de los sulfuros es oxidada química y biológicamente al atravesar las capas óxicas. Este proceso permite en gran medida poder modificar la distribución de sulfuro de hierro sólido; mecanismo amortiguador de gran importancia para la supervivencia de organismos benthicos, durante periodos anóxicos (citado por Goldhaber y Kaplan, 1974).

6. Concentración de sulfatos disueltos en agua intersticial.

Los valores encontrados son comparativamente mayores (hasta en un 35 % , Tabla 6, Gráfica 5), con respecto a los reportados por Jørgensen (21 a 23 $mmol SO_4^{2-}/Lt$ en sedimentos costeros de Limfjorden, Dinamarca, 1977); Henrichs y Farrington (14 $mmol SO_4^{2-}/Lt$ en sedimentos cercanos a las zonas de surgencias en Perú, 1964).

La explicación de este fenómeno, es que existe una intensa actividad de sulfurooxidación química y biológica en la mayoría de las estaciones, ya que no se encuentran a grandes profundidades, lo que permite el contacto de la zona de interfase con masas de agua bien oxigenadas, como lo

muestran los valores de oxígeno disuelto en la columna de agua (Tabla 8), excepto para la estación 13.

De hecho, las formas químicas del azufre que predominan en todas las estaciones son, los sulfatos, por lo que no se encontraron características típicas de una zona de surgencias, donde predominan los sulfuros (H_2S , HS^- , S^{2-}), (Bouléque, 1972). Sin embargo la estación 13 presentó baja concentración de oxígeno disuelto por lo que debe encontrarse cerca de una zona de surgencias, aunque en el resto de los parámetros tiene un comportamiento de influencia continental, similar a las demás estaciones. Finalmente cabe señalar que en el desarrollo de la técnica, una pequeña fracción de compuestos de azufre reducido, pudo oxidarse lentamente, incrementando en cierta medida la concentración de sulfatos.

Por otra parte, se encontró un índice de correlación positivo con respecto a la concentración del ión sulfuro (0.593), quizá este fenómeno se deba a que la concentración de ambos iones (SO_4^{2-} y S^{2-}), sufre un rápido reciclamiento en sistemas ricos en nutrientes, (Mee, 1978., citado por De la Lanza, 1986), como son los litorales. Así mismo se observó una relación directa con la actividad sulfatorreductora (0.751) y las UPC (0.615), este fenómeno puede ser explicado por la utilización del ión sulfato como fuente de energía para el desarrollo de la flora sulfatorreductora.

Por otro lado, varios autores (Emery y Rittenberg, 1952; Kaplan et al., 1963; Berner, 1964, 1972; Kissenbaum et al., 1972., citados por Goldhaber y Kaplan, 1974), han encontrado cierta relación inversa entre el porcentaje de carbón orgánico y la concentración de sulfatos en agua intersticial; siendo la oxidación del azufre un proceso autotrófico, es posible que se inhiba por la presencia abundante de materia orgánica, (Castellví, 1981). Este fenómeno a simple vista está acorde con lo antes establecido, ya que se encontraron altas concentraciones de sulfatos y bajo contenido de materia orgánica. Aunque el coeficiente de correlación (0.447), no refleja claramente este tipo de relación, considerando que el número de estaciones que comportarán un rango de valores más amplio, no fué suficiente para comprobar este tipo de

relación.

De esta manera, el consumo rápido del ión sulfato en el agua intersticial está típicamente asociado con un alto contenido de materia orgánica y una intensa actividad sulfatorreductora por parte de las bacterias. Así en sedimentos con acumulación muy lenta y con un contenido muy bajo de compuestos orgánicos el fenómeno de sulfatorreducción toma lugar a intervalos muy grandes de tiempo, (Goldhaber y Kaplan, 1974).

7. Análisis granulométrico.

Los sedimentos corresponden a partículas muy finas, ya que de acuerdo con las observaciones de Weihaupt (1984), la mayoría de las estaciones se encuentran al margen continental donde los sedimentos de grano fino, en general, padecen descomposición de la materia orgánica muy rápidamente.

Por otro lado, se encontró un índice de correlación positivo con: la actividad sulfatorreductora (0.505), y las UFC (0.698), y negativo con el contenido de materia orgánica (-0.851), siendo éste último el más elevado y tal vez el más importante para el desarrollo de la sulfatorreducción bacteriana, (Shishkina, 1964; Berner, 1972).

Como ya se mencionó anteriormente y tomando en cuenta las observaciones de algunos autores, existe una relación inversa entre el tamaño medio de las partículas y el contenido de materia orgánica. Fodina (1960), menciona que la presencia de bacterias adsorbidas al sedimento puede restringir la tasa de descomposición de la materia orgánica, de esta manera es mayor su contenido en sedimentos de tipo fino como limos y arcillas, que ofrecen mayor superficie de adsorción, que en aquellos constituidos por arenas. Como resultado, la concentración de materia orgánica se eleva cuando la película sedimentaria decrece y es por ello que las arcillas contienen aproximadamente cuatro veces más materia orgánica que las arenas; de esta manera, se dice que la cantidad de carbón orgánico de los sedimentos marinos, está inversamente

relacionado con el tamaño de las partículas sedimentarias, (Ferrara et al., 1988).

Como resultado, la granulometría y el contenido de materia orgánica de los sedimentos marinos es de gran importancia para la distribución de las bacterias heterótrofas, ya que la presencia de colonias bacterianas está limitada por las posibilidades de difusión de los sustratos a través de la película bacteriana, (Brow et al., 1978., citado por De la Lanza, 1986). Por lo que se hacen dos generalizaciones: el contenido orgánico se incrementa a medida que el tamaño de las partículas del sedimento y de la distancia hacia el continente decrecen, (Weihaupt, 1984).

Ahora bien, el río Tehuantepec contribuye con un aporte fluvial muy importante hacia el Océano Pacífico en el Golfo de Tehuantepec; éste arrojaba cerca de 5 millones de m^3 de azolve anual, antes que la Secretaría de Recursos Hidráulicos (1970), construyera la presa Benito Juárez. Desde entonces el volumen de azolve total anual descendió a cerca de 1500 m^3 . Por otra parte, el volumen de azolve total anual en el complejo lagunar de la llanura costera, es próximo a los 100,000 m^3 , según determinaciones de S.R.H. (1970). Este complejo lagunar formado por la Laguna Superior y la Laguna Inferior, es el segundo en aporte fluvial hacia el Golfo de Tehuantepec, (Carranza et al., 1980). En consecuencia éstas dos vertientes se consideran las principales fuentes de sedimentos terrígenos detritales hacia la plataforma continental, que favorecen la actividad heterotrófica y mineralización de la materia orgánica.

DISTRIBUCION DE BACTERIAS SULFATORREDUCTORAS EN SEDIMENTO SUPERFICIAL DE LAGUNAS COSTERAS

Las lagunas costeras tropicales son ecosistemas caracterizados, en su mayoría, por una productividad elevada, debido a la gran cantidad de detrito orgánico suspendido, (Nee, 1978., citado por Escalona, 1985), como subsidio energético considerable, unido a los procesos ecológicos fundamentales en estos sistemas donde la energía disponible

es claramente mayor comparada con la de otros sistemas acuáticos. Esta energía sigue varias vías de transformación, principalmente en 1) la presencia de biota local abundante; 2) una notable pérdida de materia y energía por exportación hacia la zona costera adyacente, debida al intercambio mareal y 3) una pérdida por la retención de materia orgánica en los sedimentos, (Contreras, 1988).

La dinámica energética de las lagunas costeras se ve afectada por numerosos factores como: geomorfología, batimetría, régimen de mareas, corrientes, descargas de ríos (que aportan gran cantidad de nutrientes: Fosfatos, nitratos y materia orgánica en suspensión), temperatura, salinidad, vegetación circundante y sumergida, (Day y Yáñez-Arancibia, 1982., citado por De la Lanza, 1986). Igualmente cabe señalar la importancia de los bosques de manglar en esta región, debido a la gran productividad primaria que generan, (Rollet, 1974., citado por De la Lanza, 1986).

Por otra parte, el papel que juega el sedimento en los sistemas lagunares es de vital importancia, ya que es reflejo de lo que sucede en la columna de agua, así en épocas de gran florecimiento, el aporte de materiales orgánicos a la fase sedimentaria es mayor y dada las características diagenéticas y geológicas de cada región, como tasas de sedimentación y degradación que le confieren características de gran complejidad ecológica, (Stewart, 1958., citado por De la Lanza, 1986). De hecho la materia orgánica es la principal fuente de energía del sistema sedimentario y en donde los agentes biológicos, son los principales factores de los cambios diagenéticos, lo que lleva a una transformación de materiales tanto en su composición, como en sus propiedades físico-químicas, (Strakhov, 1960; Bordovskiy, 1965., citado por De la Lanza, 1986).

Como puede observarse en la Tabla 10, Gráficas 7 y 8, las UFC de bacterias sulfatorreductoras por cm^3 de sedimento húmedo que corresponde a las lagunas costeras, son por mucho, mayores a las encontradas en el sedimento marino, (hasta en dos órdenes de magnitud).

En consecuencia, la mineralización de la materia orgánica

en los estratos superficiales del sedimento, desarrolla procesos acelerados tanto físicos, químicos como biológicos, que se encuentran directamente relacionados con la calidad de la misma, de tal forma que en lagunas costeras y estuarios, por la escasa profundidad y mayor relación agua-sedimento, se ponen a disposición más fácilmente sustancias nutritivas, por lo que en estratos profundos, existe una incorporación de materia orgánica estable con procesos de cambio más lento, (De la Lanza, 1986).

De esta manera, el contenido de materia orgánica es mayor en los ambientes de lagunas costeras, encontrando sedimentos negros y con un fuerte olor a ácido sulfhídrico (H_2S), como producto de una intensa actividad sulfatorreductora por parte de las bacterias, ya que los sedimentos son anóxicos inmediatamente debajo de la capa superficial de sedimento. Donde las probabilidades de encontrar el color de los sedimentos como un índice ambiental, son bajas, por lo que éstos sedimentos negros se deben a la elevada tasa de reducción de la materia orgánica, (De la Lanza, 1986).

CONCLUSIONES

El estudio general del sedimento superficial, colectado en el Golfo de Tehuantepec, conduce a que sus características sobre el fenómeno de sulfatorreducción bacteriana, depende básicamente de la influencia continental principalmente; ya que las zonas de mayor concentración de bacterias sulfatorreductoras y su actividad metabólica son las que se encuentran al margen del continente y más aún, cerca de la desembocadura del río Tehuantepec y el complejo lagunar de las lagunas Superior e Inferior que se consideran como las principales fuentes de materia orgánica y sedimentos terrígenos detríticos hacia la plataforma continental; que favorecen la actividad sulfatorreductora y sulfoxidante de las bacterias, como dos procesos complementarios. De esta manera los iones sulfato y sulfuro deben encontrarse en condiciones de estabilidad, dando como resultado un rápido reciclamiento de las distintas formas químicas del azufre.

Como resultado, los sedimentos de grano fino y el aporte de materia orgánica cerca del margen continental, favorecen el desarrollo bacteriano y en consecuencia existe una rápida transformación de la materia orgánica, convirtiéndose estos en los principales factores mediadores en la distribución de las bacterias sulfatorreductoras y que van disminuyendo significativamente conforme aumenta la distancia al margen continental.

En consecuencia, la caracterización del fenómeno de sulfatorreducción bacteriana, ayuda a contemplar parte de la dinámica energética que contempla una zona determinada en el océano, así como la formación de un medio anóxico, el ciclo del azufre y otros procesos metabólicos y diagenéticos. A su vez el fenómeno de sulfatorreducción bacteriana que se da en condiciones anóxicas; puede ser alterado por un excedente de material reductor como producto de las actividades humanas, creando zonas anóxicas y haciendo difícil la supervivencia de organismos bentónicos aerobios y posiblemente también para muchos anaerobios.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

RECOMENDACIONES

Es necesario realizar un estudio más completo, con un mayor número de estaciones, cubriendo la mayor parte que comprende la zona del Golfo de Tehuantepec, en diferentes épocas del año y de esta manera tener una mejor estimación del comportamiento energético que la caracteriza, mediante el estudio del fenómeno de sulfatorreducción bacteriana.

Se recomienda realizar la colecta de sedimento marino por medio de un nucleador de gravedad, ya que por medio de este mecanismo, la muestra de sedimento se obtiene en una forma más íntegra, con la mínima perturbación; lo que permite una mejor estimación de los parámetros físicos, químicos y microbiológicos a varios niveles de profundidad de la columna sedimentaria.

Ya que la zona del Golfo de Tehuantepec se caracteriza por el fenómeno de surgencias, se considera importante realizar estudios del sedimento marino cercano a las regiones de surgencias para conocer la distribución de las distintas formas químicas del azufre y su relación con los nutrimentos y los procesos sedimentarios.

L I T E R A T U R A C I T A D A

- Atlas, R.M., and Richard Bartha, 1981. microbial Ecology. Addison-Wesley Publishing Company (Ed.).
- Berner, R.A., 1964. Distribution and diagenesis of sulfur in some sediments from the Gulf of California. Mar. geol. 1. 117-140.
- Berner, R.A., 1980. Early Diagenesis. A theoretical Approach. Princeton University Press (Ed.) 148-161 pp.
- Berner, R.A., 1980b. A rate model for organic matter decomposition during bacterial sulfate reduction in marine sediments. In: Biogeochemistry of organic matter at the sediment-water interface. Comm. Natl. Recherche Scientifique (France) Report.
- Bianchi, A.J.M., 1973. Variation de la concentration bactérienne dans les eaux et les sédiments littoraux. Marine biologie, 22:23-29.
- Bianchi, A., V. Jacq and H. Bensoussan, 1975. Distribution des populations bactériennes hétérotrophes dans les sédiments et dans les eaux proches du fond en mer de Norvège. In: Revue de L'Institut Français du Pétrole (Eds.), 30(2):204-211.
- Bianchi, A.J.M., 1979. Distribution quantitative et qualitative des populations bactériennes à l'interface eau-sédiment, in: R. Daumas (ed.), Biogéochimie de la matière organique à l'interface eau-sédiment marine. Colloques Inter. du C.N.R.S. Marseille. Avril, 25-27. 1979.
- Bonatti, E. Yacimientos metálicos en la litósfera oceánica. Scientific American. Num. 19. April 1976. 4-12 pp.
- Bordovskiy, O.K., 1965. Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments. Marine Geol. 3:5-31.
- Boulégué, J., 1972. Mise en évidence et dosage des polysulfures au cours de l'oxydation de l'hydrogène sulfuré dans l'eau de mer, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 275(C):1335-1336.
- Brock, T., D. W. Smith y M. Ladigan, 1987. Bacterias reductoras de sulfato. En: Microbiología. Prentice-Hall (Ed.). Hispanoamericana.
- Bull, A.T. and P.N. Meadow, 1978. Companion to Microbiology, In: Selected Topics for further study. Longman Inc. (Ed.), New York.
- Carranza-Edwards, A., L. Rosales Hoz, M.G. Villaseñor Cabral. Sulfuros metálicos submarinos al Sur de la península de Baja California, México. An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Natl. Autón. México, 13(1):287-296 (1986).

- Carranza-Edwards, A., 1960. Ambientes sedimentarios recientes de la llanura costera sur del Istmo de Tehuantepec. An. Centro Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Aut6n. M6xico, 7(2):13-66 (1980).
- Castellvi, J., P. Amenqal y M. Cano. Aspectos microbiol6gicos del estudio oceanogr6fico de la Plataforma Continental. IV. Ciclo del azufre. Investigaci6n Pesquera. 45(2). Oct. 1981. pp. 415-432.
- Chocair, J.A. y L.J. Albringt. Actividad heterotr6fica de microorganismos de sedimento y agua en la Isla Iona, Columbia Brit6nica, Canad6. En: An. Inst.Cienc. del Mar y Limnol.Univ. Nal. Aut6n. M6xico. 10(1):31-46 (1983).
- Contreras, B.G. y J. Campos, 1986. Programa GEOS-I. C6lculo de los par6metros sedimentol6gicos. Centro de datos e investigaci6n oceanogr6fica. Dir. Gral. Ocean. Naval. secretar6a de Marina. M6xico.
- Contreras, F., 1988. Las Lagunas Costeras Mexicanas. Centro de ecodesarrollo. secretar6a de Pesca.
- De la Lanza Espino, G. Materia org6nica en los sedimentos del sistema lagunar Huasteca y Caimanero: Importancia, comportamiento y significado en modelos de predicci6n. An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Aut6n. M6xico, 13(1): 251-286 (1986).
- Escalona, R.L. La relaci6n clorofila A :ATP en lagunas costeras tropicales. An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Aut6n. M6xico, 12(1):33-46 (1985).
- Fenchel, T.M. and R.J. Riedl, 1970. The sulfide system: A new biotic community underneath the oxidized layer of marine sand bottoms. Marine Biology, 1(63):255-268.
- Ferrara-Guerrero, M.J., Romero, J.M., Salts, S.C. Distribuci6n de bacterias en los sedimentos de la regi6n Sur del Golfo de California, M6xico, An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Aut6n. M6xico, 15(1):195-204 (1988).
- Ferrara-Guerrero, M.J., and A. Bianchi, 1969. Comparison of culture methods for enumeration of microaerophilic bacteria in marine sediments. Res. Microbiol. Inst. Pasteur, 140: 255-261.
- Folk, R.L. and W.C. Ward, 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. J. sedim. petrol. 27:3-26.
- Fonselius, S.H. Determination of hydrogen sulphide, In: Methods of Seawater Analysis. Grasshoff, K., M. Ehrhardt and K. Kremling (Ed.), pp. 73-79; B1-B4 (1983).
- Gaudette, H.E. and W.R. Flight, 1974. An inexpensive titration for determination of organic carbon in recent

- sediments. *J. Sed. Petrol.* 44(1):249-253.
- Goldhaber, M.B., and I.R. Kaplan, 1974. The sulfur cycle, In: *The Sea*, Vol. 5, Goldberg (Ed.). Wiley-Interscience, N.Y. (17):569-655.
- Goldterman, H.L., et al., 1971. Methods for physical and chemical analysis of freshwater. IBP. Handbook (Ed.). 88-89; 213 pp.
- Grasshoff, K., M. Ehrhardt, K. Kremling. 1983. Methods of seawater analysis. Verlag Chemie (Ed.).
- Hartmann, M.H., Ingvorseen, K. and Jorgensen, B.B., 1978. Mechanisms of hydrogen sulfide release from coastal marine sediments to the atmosphere. *Limnology and Oceanography*. 23(1):68-76.
- Henrich, M.S. and J.M. Farrington, 1984. Peru upwelling regions sediments near, 15 S.I. Remineralization and accumulation of organic matter. *Limnol. Oceanogr.*, 29(1):1-19.
- Howarth, R.W., 1979. A rapid and precise method for determining sulfate in seawater, estuarine waters and sediment pore-waters. *Limnol. Oceanogr.* 23(5):1066-1069.
- Ibarra, S.E. y G. Elguea, 1987. Biomasa de microflora bentónica en una laguna de la costa Occidental de Baja California, México. *B.C. Ciencias Marinas* 13(81):39-51.
- Jacner, D., 1970. The determination of sulfate in seawater by means of photometric titration with hydrochloric acid in dimethyl-sulfoxide. *An. Chem.* 52:483-490.
- Jannasch, H.W., K. Eimkjellen, C.O. Wirsen and A. Farman, 1971. Microbial degradation of organic matter in deep Sea. *Science*, 171:672-675.
- Jannasch, H.W. y C.O. Wirsen, 1977. Vida microbiana en las profundidades marinas. *Investigación y Ciencia*, 11:44-56.
- Jorgensen, B.B., T. Fenchel and Yehuda Cohen, 1974. The sulfur cycle of the benthic cyanobacterial mats. *Limnology and Oceanography* 22:657-665.
- Jorgensen, B.B. and T. Fenchel. The sulfur cycle of a marine sediment model system. *Marine Biology* 24, 189-201 (1974).
- Jorgensen, B.B., 1977. Bacterial sulfate reduction within reduced microniches of oxidized marine sediments. *Marine Biology*, 41:7-17.
- Jorgensen, B.B., 1977b. The sulfur cycle of a coastal marine sediment (limfjorden, Denmark). *Limnology and Oceanography*. V.22(5):814-831.
- Jorgensen et al., 1979. Microbial transformation of sulfur compounds in a stratified lake (Solar Lake, Sinai) *Limnol.*

Oceanogr. 24(5): 799-822.

Kelloqg, W.W. et al., 1972. The sulfur cycle. Science. Vol. 175, No.4022, 11 february.

Leet, D. y Sheldon, J., 1980. Corrientes superficiales de agua, En: Fundamentos de Geología Física.Limusa (Ed.). México. 253-257 pp.

Lyman, J. and R.H. Fleming, 1940. Composition of sea water. Journal of Marine Research, 3:133-146.

Marques, M.J. De Cantú, 1988. Probabilidad y estadística para ciencias químico-biológicas. E.W.E.P.-Zaragoza. U.N.A.M.

Ortega, P.R., "Estudio de la ocurrencia y diagénesis reciente de minerales de azufre en la laguna costera tropical", Tesis. Maestría en Oceanografía Química. Inst. de Cienc. del Mar y Limnol. México. 1983.

Parkin, T.B. and T.D. Brock, 1981. The role of phototrophic bacteria in the sulfur cycle of a meromictic lake. Limnology and Oceanography. 26(5):880-890.

Pelczar, M.J. and Royer D. Reid., 1977. Microbiology. McGraw-Hill Book Company. U.S.A.

Poole, O.M., 1957. Size analysis of sand by a sedimentation technique. Jour. Sedimentary Petrology. v.27:460-468.

Postgate, J.R., 1951. The reduction of sulphur compounds by *Desulfovibrio desulphuricans*. J. Gen. Microbiol.5:725-739.

Postgate, J.R., 1959. Sulphate reduction by bacteria. A. Rev. Microbiol. 13:505-520.

Postgate, J.R., 1963. Versatile medium for the enumerations of sulfate-reducing bacteria. Department of Microbiology, University of Illinois. 21 January, 1963.

Postgate, J.R., 1967. Media for sulfur bacteria. Lab. Pract. 15:1239-1244.

Rodina, G.A., 1960. Methods in aquatic microbiology. University Part. Press. U.S.A. 461.

Rosales, M.T.L., 1980. Manual de laboratorio de oceanografía química. Inst. de Ciencias del Mar y Limnol.UNAM. México.

Royer Y. Stanier and I.C. Gonsalus., 1961. The bacteria. A treatise on structure and function. vol.II. Metabolism. Academic Press. New York.

Royer Y. Stanier, C.A. Adelberg and J.L. Ingraham., 1960. General Microbiology. The Macmillan Press. LTD. Hong Kong.

Royer Y. Stanier, 1985. The microbial world. Prentice Hall

Englewood (Liffs Ed.), New Jersey, USA.

Saltz, C.S., M.J. Ferrara y J.M. Romero, 1986. Distribución cuantitativa de bacterias y levaduras heterótrofas en las costas de Sinaloa y Nayarit, México., 13(3):87-106.

Secretaría de Marina. 1980. Estudio Oceanográfico del Golfo de Tehuantepec. Tomos I, II y III. Dirección de Oceanografía Naval. Secretaría de marina. México.

Shishkina, O.V., 1964. Chemical composition of pore solutions in oceanic sediments. *Geochemistry International*, 3:522-528.

Stumpf, H., 1975. Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, México. *Journal of Physical Oceanography* v.5, 383-388.

Strickland, J.D. and T.R. Parsons, 1972. A practical Handbook of Seawater Analysis. J. Fish. Res. Ed. Can.

Vogel, A.I., 1979. Química Analítica Cuantitativa. vol.1: Volumetría y Gravimetría. Kapelusz (Ed.). Buenos Aires Argentina.

Volkman, C.M. and C.H. Oppenheimer, 1962. The microbial decomposition of organic carbon in surface sediments of marine bays of the central Texas Gulf Coast. *Institute of Marine. Sci.*, 8:80-96.

Winfrey, M.R., D.G. Marty, A. Bianchi and D.M. Ward, 1981. Vertical distribution of sulfate reduction, methane production and bacteria in marine sediments. *Geomicrobiol. J.* 2:341-362.

Wood, E.J.F., 1965. Marine Microbial, In: *Modern Biological Studies*. Chapman and Hall LTD (Ed.). London.

Wood, E.J.F., 1967. The benthic community, In: *Microbiology of oceans and estuaries*. Elsevier Publishing Company (Ed.). New York.

IoBell Claude E., 1946. Studies in Redox Potential of Marine Sediments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, v(30):477-513.

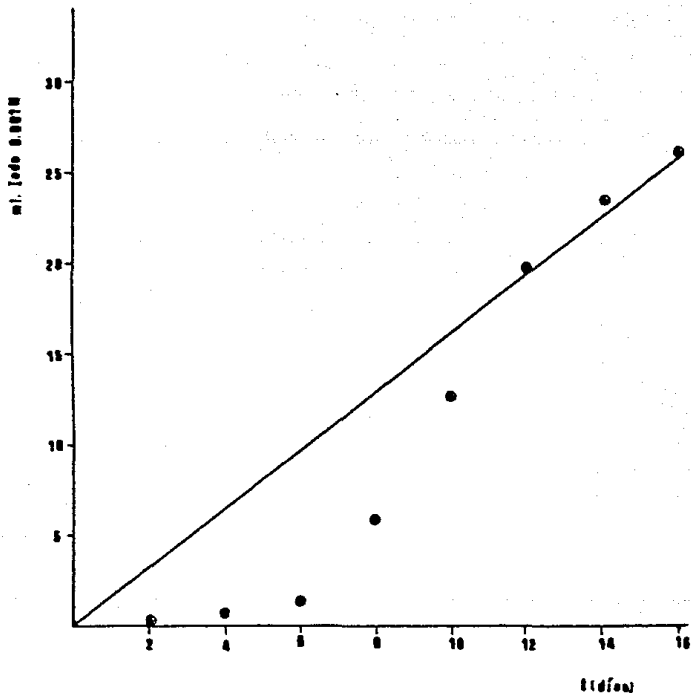
Vázquez, F., Alexander, H., Turner, M., Colín, L. y Gutiérrez, A. Informe técnico de la Campaña Oceanográfica FIQUIMBI-I. Laboratorio de Fisicoquímica Marina. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. UNAM. Informe inédito.

A P E N D I C E I

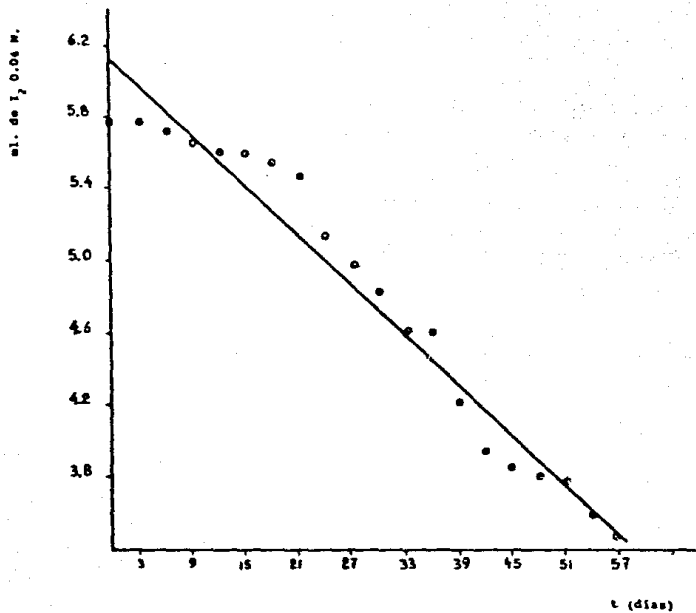
Gráficas

La ciencia consiste no en la sustracción o destrucción de lo antes establecido con base al método científico, sino por el contrario; en añadir, profundizar y ampliar el terreno conquistado en nuestro entendimiento de la realidad y de nosotros mismos.

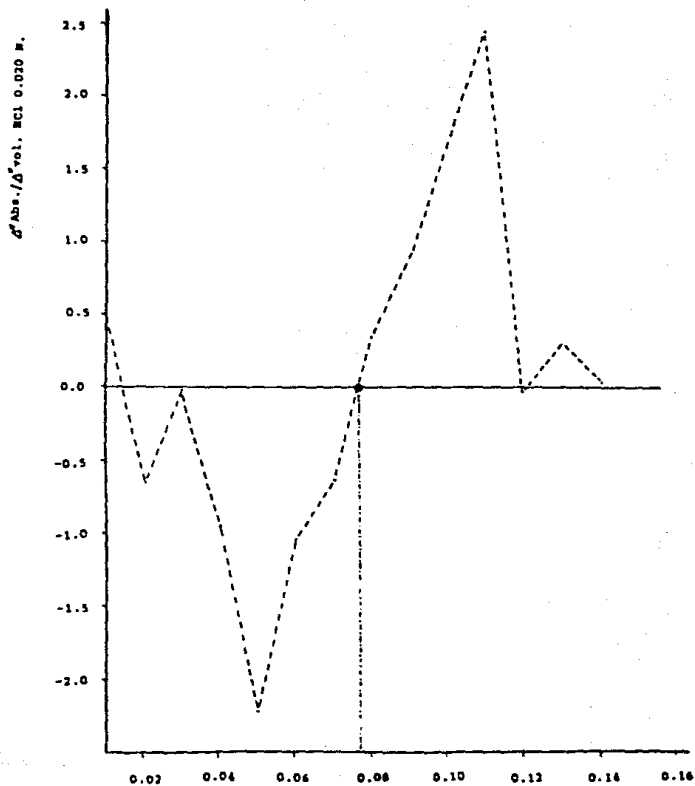
Max Born



Gráfica 9. Comportamiento de sulfatorreducción bacteriana.



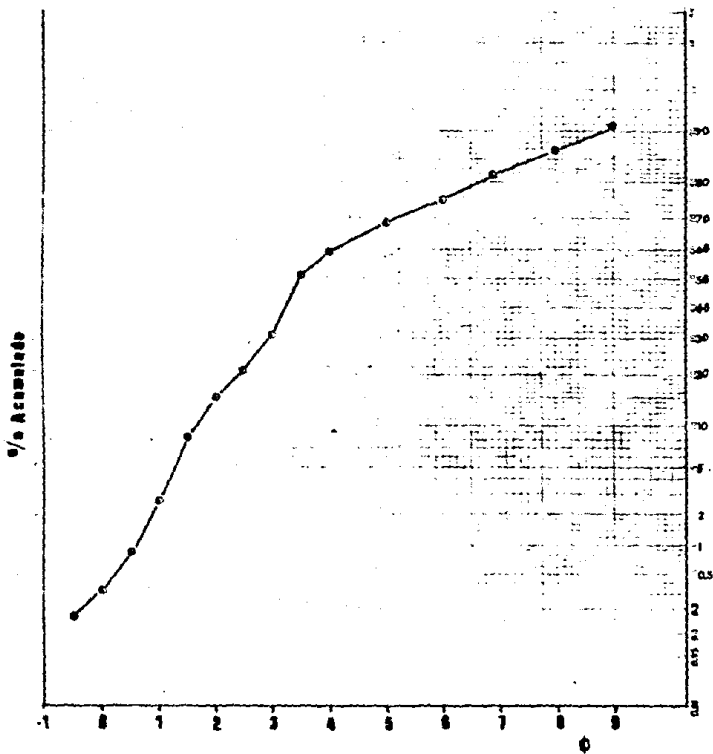
Gráfica 10. Comportamiento de sulfeto oxidación bacteriana.



Gráfica 11. Punto gráfico de equivalencia.

m1. HCl 0.020 M

Gráfica 12. Distribución del tamaño de partículas sedimentarias.



A P E N D I C E II

Medios de cultivo

Soluciones Indicador

La ciencia no es más que una exploración del intrincado, sutil e imponente universo que habitamos; la actual elucidación científica de esta cuestión, constituye un intento de adquirir un punto de vista genéricamente aceptado, acerca de cual es nuestro lugar en el cosmos y requiere imprescindiblemente de creatividad, cierto escepticismo y un sentimiento de admiración del cosmos.

Carl Sagan

AGUA DE MAR ARTIFICIAL O MEDIO MINERAL CONCENTRADO
(Lyman y Fleming, (1940), enriquecido con fosfatos y
nitratos.

Concentración en gramos/ 20 litros de agua destilada.

1. Fluoruro de sodio (NaF)	0.15
2. Cloruro de estroncio hexahidratado (SrCl ₂ ·6H ₂ O) ...	1.20
3. Acido bórico (H ₃ BO ₃)	1.30
4. Fosfato monobásico de potasio (KH ₂ PO ₄)	4.50
5. Bromuro de potasio (KBr)	4.80
6. Bicarbonato de sodio (NaHCO ₃)	9.60
7. Cloruro de potasio (KCl)	33.00
8. Nitrato de amonio (NH ₄ NO ₃)	36.00
9. Cloruro de calcio dihidratado (CaCl ₂ ·2H ₂ O)	30.00
10. Cloruro de magnesio hexahidratado (MgCl ₂ ·6H ₂ O) ..	248.00
11. Cloruro de sodio (NaCl)	1175.00
12. Sulfato de sodio (Na ₂ SO ₄)	195.00

MEDIO DE CULTIVO PARA ACTIVIDAD SULFATORREDUCTORA

	gr/Lt
NH_4Cl	1.0
CaSO_4	1.0
K_2HPO_4	0.5
MgSO_4	1.0
Lactato sódico	3.5
NaCl	20.0
Agua destilada	1000 ml

pH = 7.5

Castellvi, 1981.

MEDIO DE CULTIVO PARA ACTIVIDAD SULFOOXIDANTE.

	gr/Lt
$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	0.1
K_2HPO_4	4.0
KH_2PO_4	4.0
$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	0.1
CaCl_2	0.1
$\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	0.02
$\text{MnSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	0.02
$\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	10.00
NaCl	30.00
Agua destilada	1000 ml

pH = 7.0

Castellvi, 1981.

MEDIO DE CULTIVO PARA BACTERIAS SULFATORREDUCTORAS.

Propuesto por Postgate, (1963) y modificado por Jacq, (1975).

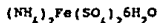
	gr/Lt.
K_2HPO_4	0.5
NH_4Cl	1.0
Na_2SO_4	1.0
$CaCl_2 \cdot 6H_2O$	1.0
$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	2.0
Lactato de sodio	3.5
Extracto de levadura	1.0
Agar bacteriológico	15.0
Sal de mar	20.0
Agua destilada	1000 ml

Solución de cisteína y sal de Mohr.

La cisteína (0.4 gr.) se disuelve en 40 ml. de agua destilada y se ajusta a pH (7.0 - 7.5), con hidróxido de sodio al 5 % . Inmediatamente se agrega la solución de sal de Mohr (0.125 gr. en 10 ml. de agua destilada), tomando la mezcla una coloración violeta. se aplica esta mezcla con acrodisco Lillipore 0.22 lm. Se prepara minutos antes de emplearse y se descarta el sobrante, (Jacq, 1975).

Cisteína L(+): $HSCH_2CH(NH_2)CO_2H-HCl-H_2O$

Sulfato de hierro (II) y amonio (Sal de Mohr):



Solución Indicadora: Verde de Bromocresol.

Disolver 0.1 gr. de verde de bromocresol (Dimetil tetrabromosulfophtaleína) en 90 gr. de agua destilada. Ajustar la solución a pH 7.50 con solución de hidróxido de sodio (0.1 gr/ 50ml. de agua destilada), justo antes de emplearse, (Jagner, 1970).

Indicador de difenilamina.

Disolver alrededor de 0.5 gr. de difenilamina ($C_{12}H_{10}NH$) grado reactivo en 20 ml. de agua destilada y 100 ml. de ácido

sulfúrico (H_2SO_4) concentrado, (Rosales, M.T.L., 1980).

Solución Indicadora de almidón 0.2 %

Se suspende 2.0 gr. de almidón soluble grado reactivo en 400 ml. de agua caliente y hervida. Agregar una solución de hidróxido de sodio (NaOH) al 20 % , agitando vigorosamente, hasta que la solución se aclare (una ligera opalescencia puede permanecer), se deja enfriar a temperatura ambiente de 1 a 2 horas. Agregar ácido clorhídrico (HCl) concentrado, hasta que la solución esté justo al ácido del papel tornasol y entonces se agrega 2 ml. de ácido acético glacial. Finalmente se diluye la solución a un litro con agua destilada y hervida. Se descarta la solución cuando el color en el punto final no se mantiene azul puro y tome un tinte verde o parduzco, (Strickland y Pearsons, 1972).