

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS



SISTEMA DE CO₂ EN EL CARIBE ORIENTAL

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA OBTENER EL
GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRFÍA COSTERA

BEATRIZ GUADALUPE TORRES GONZÁLEZ

Ensenada, Baja California, México. Octubre de 2016

RESUMEN

Para estudiar el sistema del dióxido de carbono en el océano, es necesario conocer los cuatro parámetros del sistema del dióxido de Carbono (CO_2) los cuales son, Alcalinidad Total (AT), Carbono Inorgánico Disuelto (CID), pH y presión parcial del CO_2 (pCO_2); en muchas ocasiones no es posible la medición de todos, por lo que es importante tener en cuenta que, aunque sea con dos de dichos parámetros es suficiente para el cálculo del resto, como fue el caso de este estudio, en donde se utilizó Alcalinidad Total, Carbono Inorgánico Disuelto y el programa CO_2 sys, para el cálculo del pH. Los datos que fueron utilizados en este estudio, fueron los de las líneas A20 y A22, tomando solamente las estaciones que se encuentran fuera y dentro del Caribe Oriental, respectivamente, correspondiente a los años 1997, 2003 y 2012 de World Ocean Circulation Experiment (WOCE) que trabaja en conjunto con Carbon Hydrographic Data Office (CCHDO) y Climate Variability (CLIVAR), los cuales son los encargados de realizar mediciones oceanográficas en los océanos. El principal objetivo de este trabajo fue conocer si existen o no diferencias espaciales y temporales de dichos parámetros entre ambas líneas (línea A20 y A22) y que factores pueden afectarlos, para esto, fue necesario entender la dinámica de esta zona, en donde se conoce que las principales corrientes provienen del Atlántico sur y norte, con dos épocas la de lluvia y sequía debido a la migración de la Zona de Convergencia Intertropical y los vientos alisios; en cierta época del año las corrientes superficiales se encuentran influenciadas principalmente por los ríos Amazonas y Orinoco, comenzando su máxima descarga en marzo y terminando en julio, mes en el que comienza la máxima descarga del Orinoco, afectando las aguas cercanas a la costa. Los resultados mostraron aportes del río Amazonas, fuera del Caribe Oriental, motivo por el cual se realizaron diagramas de mezcla, encontrándose bajas salinidades de hasta de 25, sobresaliendo el año 2012, relacionado con bajas concentraciones de Alcalinidad Total con $1795.60 \mu mol kg^{-1}$, de Carbono Inorgánico Disuelto con $1452.00 \mu mol kg^{-1}$ y de nitrato y fosfato con $0.0 \mu mol kg^{-1}$, así como altas concentraciones de silicato con $16.0 \mu mol kg^{-1}$ y pH de 8.20, en superficie; a pesar de que los cambios que se presentan en los vientos alisios ocasionan una gran cantidad de giros ciclónicos y anticiclónicos que se transportan en todo el Mar Caribe, en los años de estudio, estos, no fueron significativos.

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

SISTEMA DE CO₂ EN EL CARIBE ORIENTAL

TESIS

PARA OBTENER GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

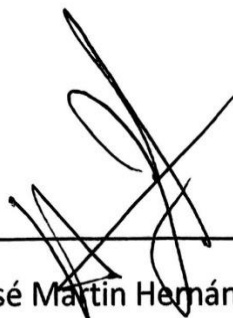
PRESENTA

TORRES GONZÁLEZ BEATRIZ GUADALUPE

Aprobada por:



Dr. Héctor Bustos Serrano
Director de tesis



Dr. José Martín Hernández Ayón
Sinodal



M.C. Sergio Raúl Canino Herrera
Sinodal

ASUNTO: Voto aprobatorio sobre trabajo
de tesis de grado de Maestría

DR. LUIS ANTONIO CUPUL MAGAÑA
COORDINADOR DE POSGRADO
E INVESTIGACION, F.C.M.
Presente.-

Después de haber efectuado una revisión minuciosa sobre el trabajo de tesis presentado por la estudiante **Beatriz Guadalupe Torres González** para poder presentar la defensa de su examen y obtener el grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera, me permito comunicarle que he dado mi voto **Aprobatorio**, sobre su trabajo titulado:

SISTEMA DE CO₂ EN EL CARIBE ORIENTAL.

Esperando reciba el presente de conformidad, quedo de usted.

Ensenada, B. C., a 30 de septiembre de 2016



DR. HECTOR BUSTOS SERRANO
DIRECTOR DE TESIS

c.c.p. Expediente

ASUNTO: Voto aprobatorio sobre trabajo
de tesis de grado de Maestría

DR. LUIS ANTONIO CUPUL MAGAÑA
COORDINADOR DE POSGRADO
E INVESTIGACION, F.C.M.
Presente.-

Después de haber efectuado una revisión minuciosa sobre el trabajo de tesis presentado por la estudiante **Beatriz Guadalupe Torres González** para poder presentar la defensa de su examen y obtener el grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera, me permito comunicarle que he dado mi voto **Aprobatorio**, sobre su trabajo titulado:

SISTEMA DE CO₂ EN EL CARIBE ORIENTAL.

Esperando reciba el presente de conformidad, quedo de usted.

Ensenada, B. C., a 30 de septiembre de 2016



DR. JOSE MARTIN HERNANDEZ AYON
SINODAL

c.c.p. Expediente

ASUNTO: Voto aprobatorio sobre trabajo
de tesis de grado de Maestría

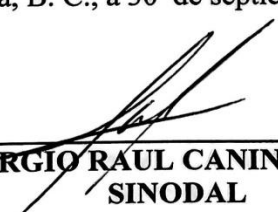
DR. LUIS ANTONIO CUPUL MAGAÑA
COORDINADOR DE POSGRADO
E INVESTIGACION, F.C.M.
Presente.-

Después de haber efectuado una revisión minuciosa sobre el trabajo de tesis presentado por la estudiante **Beatriz Guadalupe Torres González** para poder presentar la defensa de su examen y obtener el grado de Maestro en Ciencias en Oceanografía Costera, me permito comunicarle que he dado mi voto **Aprobatorio**, sobre su trabajo titulado:

SISTEMA DE CO₂ EN EL CARIBE ORIENTAL.

Esperando reciba el presente de conformidad, quedo de usted.

Ensenada, B. C., a 30 de septiembre de 2016



M.C. SERGIO RAUL CANINO HERRERA
SINODAL

c.c.p. Expediente

DEDICATORIAS

Todo el esfuerzo y tiempo dedicado para la realización de este trabajo principalmente se lo debo a Dios y a mis padres, Benedicto Torres Luna y Beatriz González Martín del Campo; quienes siempre han estado a mi lado y han confiado en mí, tomando el momento para agradecer su paciencia y mencionar que siempre han sido un ejemplo a seguir.

A mi hermano Héctor Torres, quien ha sido y siempre será mi gran apoyo.

Al Dr. Hernández Ayón, por su tiempo, su paciencia y por su gran apoyo. Sin sus consejos no podría haber seguido adelante.

A mis amigos Iván y Juan quienes me aguantaron y apoyaron desde inicios de mi carrera y siempre creyeron en mí. A pesar de que ya no sigamos juntos, nuestra amistad nunca terminará.

AGRADECIMIENTOS

A mi comité el Dr. Martín Hernández- Ayón, por su apoyo, paciencia y comprensión, al Dr. Héctor Bustos Serrano, por su apoyo y confianza y al M.C. Sergio Raúl Canino Herrera, quienes siempre creyeron en mí y me ayudaron a seguir adelante con mi trabajo y a crecer como persona.

A Sergio Larios, por su paciencia y por su apoyo con los programas de ODV, Mirone y Quantum-Gis, utilizados para la realización de mis gráficos.

A mis compañeros y amigos que me ayudaron a seguir adelante, y estuvieron conmigo en todo momento.

A CONACYT

ÍNDICE

RESUMEN.....	I
DEDICATORIAS	VI
AGRADECIMIENTOS	VII
LISTA DE TABLAS	X
LISTA DE FIGURAS	XI
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Parámetros del sistema de CO₂	1
1.2 Características del Mar Caribe	3
1. HIPÓTESIS	10
2. OBJETIVOS.....	11
2.1 Objetivo general	11
2.1.1 Objetivos particulares.....	11
3. ÁREA DE ESTUDIO	12
4. MÉTODOS	14
4.1 Área de estudio.....	14
4.1.1 CO ₂ sys.....	14
4.2 Diferencias espaciales y temporales, estadística.....	16
4.3 Datos adicionales	16
5. RESULTADOS	18
5.1 Física.....	18
5.1.1 Temperatura, salinidad y densidad.....	18
5.1.2 Masas de agua	25
5.1.3 Mesoescala	27
5.1.4 Ríos.....	30
5.2 Química	34
5.2.1 Parámetros del sistema de CO ₂	34
5.2.2 Nutrientes	45
5.2.3 Oxígeno	53
5.3 Biología	55

5.3.1 Clorofila <i>a</i> (Chl <i>a</i>) y nutrientes: efectos ante mesoescala y ríos.....	55
6. DISCUSIONES.....	57
6.1 Física.....	57
6.2 Química.....	61
6.2.1 Parámetros del sistema de CO_2	61
6.2.2 Nutrientes.....	63
6.3 Biología.....	64
6.3.1 Chl <i>a</i> y nutrientes, reacción ante mesoescala y ríos.....	64
7. CONCLUSIONES	66
8. REFERENCIAS	68
8.1 Referencias bibliográficas.....	68
8.2 Referencias electrónicas.....	74

LISTA DE TABLAS

Tabla I. Meses y años de los cruceros A20 y A22.	12
Tabla II. Variables y métodos que se utilizaron para el análisis.	15
Tabla III. Valores de nutrientes documentados en el río Amazonas y el océano.	17

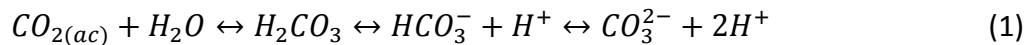
LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa del Mar Caribe.	4
Figura 2. Dirección de la Corriente de Brasil Norte (NBC)	5
Figura 3. Mapa de la dinámica de las corrientes principales del Mar Caribe	7
Figura 4. Masas de agua del Atlántico de la línea A16 de eWOCE.	8
Figura 5. Zona del área de estudio en el Caribe Oriental	13
Figura 6. Serie de tiempo de temperatura, línea A22	19
Figura 7. Transectos de temperatura	20
Figura 8. Transectos de salinidad.....	22
Figura 9. Transectos de densidad	24
Figura 10. Diagramas TS de la línea dentro del Caribe (A22)	26
Figura 11. Diagramas TS de la línea fuera del Caribe (A20).....	26
Figura 12. Imágenes de altimetría de 1997.	28
Figura 13. Imágenes de altimetría de 2003.	28
Figura 14. Imágenes de altimetría de 2012	29
Figura 15. Diagramas de mezcla	31
Figura 16. Imágenes satelitales de salinidad.	32
Figura 16. Imágenes satelitales de salinidad (Continuación).....	33
Figura 17. Sección transversal de CID hasta 200m de profundidad	35
Figura 18. Sección transversal de CID hasta 2000m de profundidad	36
Figura 19. Sección transversal de AT hasta 200m de profundidad.	38
Figura 20. Sección transversal de AT hasta 2000m de profundidad	39
Figura 21. Sección transversal de pH.....	41
Figura 22. Sección transversal de $\Omega_{\text{Aragonita}}$	43
Figura 23. Sección transversal de Ω_{Calcita}	44
Figura 24. Sección transversal de NO_3^-	46
Figura 25. Sección transversal de SiO_4^{4-}	48
Figura 26. Sección transversal de PO_4^{3-}	50
Figura 27. Relación entre nutrientes de a línea A22 y A20.....	52
Figura 28. Sección transversal de O_2	54
Figura 29. Imágenes satelitales del promedio mensual de Chl <i>a</i>	56

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Parámetros del sistema de CO_2

Que exista un flujo de dióxido carbono en la atmósfera ($CO_{2(g)}$) hacia el océano, y viceversa, son procesos que dependen tanto del viento que actúa en superficie como de los organismos fitoplanctónicos, los cuales se encargan de capturar $CO_{2(ac)}$ y realizar la fotosíntesis, generando cambios en el pH del agua de mar (Gledhill *et al.*, 2008). El dióxido de carbono no se disuelve fácilmente como otros gases, pero reacciona con el agua de mar formando iones como bicarbonato (HCO_3^-) (especie más abundante en el agua de mar) y carbonato (CO_3^{2-}) (Park, 1969; Millero, 1996) liberando protones (H^+)



y así generando una disminución en pH; esta disminución tiene efectos en la calcificación de algunos organismos y otros procesos en el océano, como el aumento en la fotosíntesis y en la fijación de nitrógeno (Feely *et al.*, 2012; Woosley *et al.*, 2016).

La suma de las formas disueltas de CO_2 , HCO_3^- y CO_3^{2-} se les conoce como Carbono Inorgánico Disuelto (CID ó DIC del inglés Dissolved Inorganic Carbon) (Zeebe *et al.*, 2001):

$$CID \equiv \sum CO_2 = [CO_2] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] \quad (2)$$

La alcalinidad, se encuentra relacionada con el balance de cargas en el agua de mar (Dyrssen y Sillen, 1967; Dickson, 1981; Zeebe *et al.*, 2001); se define como la cantidad de iones bicarbonato y carbonato en el agua de mar que funciona como solución amortiguadora y resistente a cambios en la concentración de iones hidronio cuando se añade soluciones ácidas o básicas (Roldan, 1992):

$$AT = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] - [H^+] + \text{componentes menores} \quad (3)$$

El sistema del carbono es un buffer natural ya que las proporciones de CO_2 , HCO_3^- y CO_3^{2-} controlan el pH del agua de mar (Zeebe *et al.*, 2001). El pH se describe como la medida de concentración de iones hidrógeno en una solución, dicha concentración de

iones hidrógeno se expresa en moles por kilogramo (mol/kg) de solución (Hansson, 1973; Rérolle *et al.*, 2012):

$$pH = -\log[H^+]$$

(3)

El agua de mar se encuentra en equilibrio con el $CO_{2(g)}$ cuando tiene un pH de 8.1 a 8.3; por debajo de la zona eufótica (o zona iluminada), el CO_2 aumenta mediante el proceso de respiración y por la disolución de exoesqueletos de carbonato de calcio ($CaCO_3$) (Álvarez- Borrego, 2007; Woosley *et al.*, 2016). La variación de la concentración superficial está relacionada con el tiempo que las aguas estén expuestas a la atmósfera y la capacidad de amortiguamiento o factor Revelle; este factor describe como el pCO_2 en el agua de mar cambia al cambio de CID; en donde bajos valores de Revelle se encuentran en aguas cálidas tropicales y subtropicales, y los valores altos en aguas frías de altas latitudes (Sabine *et al.*, 2004). Los cambios en las variables del sistema del carbono, así como los de temperatura, salinidad y oxígeno disuelto, son de gran importancia debido a que afectan los procesos físicos, químicos y biogeoquímicos de los océanos y costas (Rojas-Higuera y Pabón-Caicedo, 2015); también es importante comprender que el océano absorbe del 20-35% de las emisiones de dióxido de carbono antropogénico, causando su acidificación (Sabine *et al.*, 2004; Khatiwala, 2009; IPCC, 2013).

El aumento en la concentración de los gases de invernadero y las emisiones de CO_2 de la quema de combustibles fósiles (Sabine *et al.*, 2004) y la producción de cemento han aumentado con 240 [230 a 250] GtC en la atmósfera, 155 [125 a 185] GtC tomada por el océano y 160 [70 a 250] GtC en los ecosistemas terrestres naturales (IPCC, 2013). En el océano Atlántico existe un alto contenido de CO_2 antropogénico relacionado al tamaño de la circulación y formación del Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW o APAN) (Woosley *et al.*, 2016).

La acidificación del océano es medida mediante la disminución de pH, el cual, en las aguas superficiales del océano ha sido de 0.1 desde el comienzo de la era industrial, que corresponde a un aumento del 26% en la concentración de iones de hidrógeno (IPCC, 2013), esto también afecta al estado de saturación mineral del carbono (Ω), el cual es importante para la calcificación de diversas estructuras de organismos marinos (Gledhill *et al.*, 2008; Feely *et al.*, 2010) como plancton y organismos bentónicos de poca profundidad que utilizan aragonita para la formación de sus conchas o esqueletos (Fischlin *et al.*, 2007; Feely *et al.*, 2009 y 2012).

La acidificación del océano y el aumento en el nivel medio del mar, a nivel global ha sido de 1 a 2mm por año (IPCC, 2013; Rojas-Higuera y Pabón Caicedo, 2015), afectando de manera significativa a los ecosistemas que se encuentran cercanos a las costas y a los organismos que viven en ellos, entre los más importantes están los manglares, lagunas y corales (Rojas-Higuera y Pabón-Caicedo, 2015).

Otro factor que se puede observar es el aumento en las temperatura de las aguas del Mar Caribe, las cuales fueron entre 1.5 y 2.5°C en el año 2005 (Rojas, 2013). El continuo calentamiento durante el siglo XXI, penetra la superficie del océano, hasta las profundidades y puede afectar la circulación oceánica (IPCC, 2013). Para entender el clima de la tierra y su respuesta al aumento de CO_2 , existen dos características de la circulación, la primera es la capacidad del agua fría para almacenar CO_2 y el calor absorbido de la atmósfera, por lo tanto, a profundidad el océano es el principal reservorio de CO_2 disuelto, la segunda es la capacidad de las corrientes para cambiar el calor transportado de latitudes bajas hacia las altas (Stewart, 2008).

1.2 Características del Mar Caribe

El Mar Caribe se encuentra entre los 60-90°O y 10-25°N, en el Atlántico Norte, este mar se encuentra rodeado de islas y topográficamente se divide en cinco cuencas, la de Granada con una profundidad promedio de 3000m, la cuenca de Venezuela con profundidad >4000m (Andrade *et al.*, 2003), la cual recibe agua del océano Atlántico entre las Antillas menores, la isla de Puerto Rico y Cuba (Anegada y La Mona), otra cuenca es la de Colombia con 4000m de profundidad, la cuarta cuenca es la de la Fosa Caimán con profundidad promedio de 6000m y por último la cuenca de Yucatán con profundidades de 5000m, esta une al Mar Caribe con el Golfo de México a través del estrecho de Yucatán (Cañón-Páez, 2010), Fig. 1.

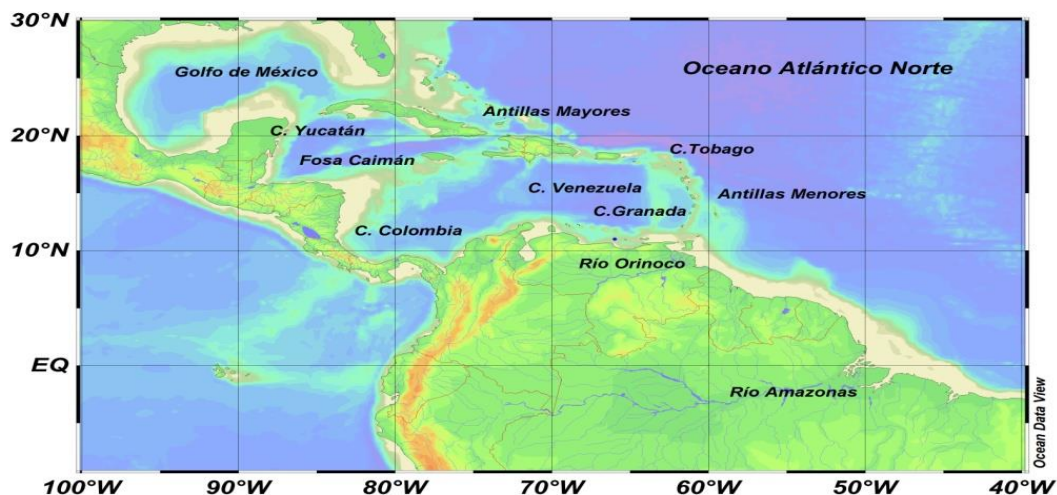


Figura 1. Mapa del Mar Caribe con las cuencas que lo forman e islas que lo rodean.

La climatología del Mar Caribe está definida por la posición geográfica de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) la cual se encuentra influenciada por los vientos alisios del Atlántico norte, de modo que estos vientos son persistentes a lo largo del año (Andrade *et al.*, 2003; Chérubin y Richardson, 2007) generando diferencias temporales. La variación de los vientos presenta dos estaciones, la de sequía y la de lluvia, destacando la estación seca entre diciembre- marzo, cuando la ZCIT se encuentra más cercana al Ecuador, debido a que los vientos son más débiles, también las corrientes superficiales (Richardson y Philander, 1987). En junio, se inicia la migración de la ZCIT hacia el norte, cuando se encuentra un máximo en la intensidad eólica, generando evaporación en costa y lluvias, entre abril-noviembre, cuando la ZCIT se encuentra más alejada del Ecuador y cercana a la banda latitudinal de los 10°N (Andrade *et al.*, 2003; Aparicio, 2003; Chérubin y Richardson, 2007). Los vientos alisios generan las corrientes superficiales y subsuperficiales en el océano (50-100m de profundidad).

Para comprender la estructura de las corrientes marinas dentro del Caribe, es necesario conocer la circulación fuera de este; principalmente las aguas que se introducen al Mar Caribe están sujetas a cambios estacionales, entre ellas se encuentra la entrada de aguas del Atlántico a través de la región entre islas de Trinidad, Tobago y Granada relacionada con la Corriente de Guyana, presentando el máximo aporte en diciembre- mayo, cuando se encuentra influenciada por el río Amazonas y los vientos alisios provenientes del noroeste; otra entrada, es la proveniente del Golfo de Paria por

descargas del río Orinoco a través de la Boca de Dragones entre la Península de Paria y la Isla de Trinidad, la cual presenta estacionalidad con un máximo en los meses de agosto- noviembre, estas aguas viajan en sentido noroeste de Venezuela hacia latitudes altas del Caribe (Aparicio, 2003).

Otra entrada al norte de Martinica cercano a los 15°N, entrando agua de la corriente del Golfo (CG) principalmente que regresa hacia el Sureste en la Corriente Ecuatorial del Norte (NEC, del inglés North Equatorial Current) entre las islas de Cuba y la Española por las entradas Windward y La Mona.

También, entra agua del Atlántico Sur, esta agua cruza el Ecuador a través de la Corriente de Brasil Norte (NBC, del inglés North Brazil Current) y fluye hacia el Noroeste a lo largo del margen continental de Sur América en forma de una corriente costera (Schmitzet *al.*, 1991), parte de esta corriente se desvía en alta mar entre los 5°N y 10°N desde junio hasta enero, cuando se forma un remolino frente a la costa de Brasil (Richardson y Philander, 1987).

El transporte total hacia el oeste a través del Caribe se compone de partes parecidas de agua del norte como agua del sur. Fratantoni *et al.*, (2000), realizó un modelo con el cual encontró un aumento en el transporte en verano (mayo-julio), que corresponde al inicio de la retroflexión de la NBC y el transporte máximo de la Contra Corriente Norecuatorial (NECC) Fig. 2.

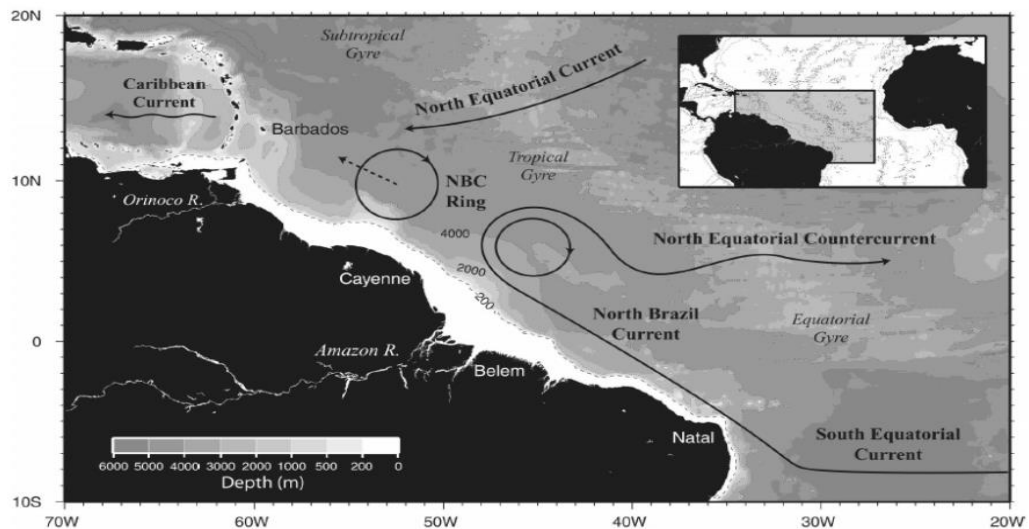


Figura 2. Dirección de la Corriente de Brasil Norte (NBC) hacia el interior del Mar Caribe, tomado de Fratantoni *et al.*, 2002.

Las aguas que entran hacia el Mar Caribe forman un ciclo estacional. Johns *et al.*, (2002), muestra la función del flujo de transporte para los meses de abril y octubre, el flujo en general es muy parecido a excepción del Caribe sur en donde se observan corrientes provenientes del sur que entran en la cuenca durante abril, por el contrario en octubre el flujo del sur es desviado fuera de la costa al norte de Brasil (Hu *et al.*, 2004).

La superficie del Mar Caribe, se encuentra dominado por la Corriente del Caribe sur (sCC) (Schmitz *et al.*, 1991; Andrade *et al.*, 2003; Cañón- Páez, 2010) Fig. 3, la extensión vertical de esta corriente es variable, en las cuencas de Venezuela y Colombia alcanza los 200m, y en la cuenca Caimán llega a los 700m de profundidad, las velocidades superficiales son alrededor de 0.08ms^{-1} , con velocidades más altas de 0.5ms^{-1} y en Granada de 1ms^{-1} (Richardson, 2005; Jouanno *et al.*, 2008a). La sCC, está compuesta de tres partes que se desplazan hacia el oeste (11.5°N , 14°N y 16.8°N), de agosto a diciembre estas tres se observan en la mitad del Caribe ($65\text{-}70^{\circ}\text{O}$), y de enero a julio solo dos (11.5°N , 14°N) en donde se mezclan para convertirse en uno solo (12°N) en a mitad del Caribe (Andrade y Barton, 2000; Chérubin y Richardson, 2007) Fig. 3. El flujo se dirige hacia el oeste dividiéndose en dos, una parte que se dirige hacia el sur introduciéndose al giro de Panamá- Colombia y a su vez con la sCC y la corriente costera del Caribe (CCU) (Jouanno *et al.*, 2008a), este es un flujo subsuperficial costero que se dirige hacia el este (Andrade *et al.*, 2003); la segunda división va hacia el norte, a su vez, se divide entre Jamaica, Nicaragua y la costa de Yucatán (Jouanno *et al.*, 2008a).

La trayectoria de la corriente que pasa a través de las Antillas menores es diferente a los 30 y 150m de profundidad; a los 30m de profundidad, el flujo hacia el Caribe pasa por Granada y otro flujo por los pasajes de San Vicente y Santa Lucía, al entrar a la cuenca de Venezuela se encuentran por los 65°O - 13°N siguiendo la costa de América del sur; a los 150m de profundidad esta la entrada por San Vicente y al norte en la Española, el flujo por el paso Granada no se encuentra, la Corriente de Caribe norte (nCC) se encuentra con aguas que entran por Anegada y La Mona (Jouanno *et al.*, 2008a).

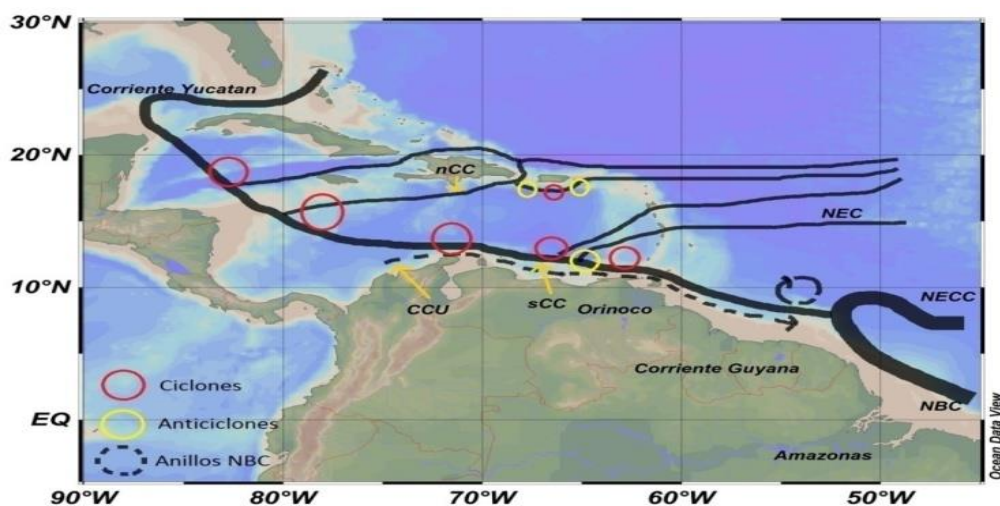


Figura 3. Mapa de la dinámica de las corrientes principales del Mar Caribe, adaptado de Jouanno *et al.*, 2008a. Línea que pasa por el centro del Mar Caribe es la Corriente de Caribe sur (sCC), la línea punteada es la corriente costera del Caribe (CCU), al sur se encuentra la retroflexión de la Corriente de Brasil norte (NBC) y la Contra Corriente Norecuatorial (NECC), al norte se encuentra la Corriente Norecuatorial (NEC).

Aparte de las corrientes superficiales ocasionadas por los vientos alisios, también se encuentran las surgencias que se presentan cercanas a la costa (Arévalo-Martínez y Franco-Herrera, 2008) por ejemplo las surgencias de Venezuela y Colombia las cuales se producen estacionalmente (Astor *et al.*, 2005). Por debajo de estas corrientes se encuentran las masas de agua, las cuales se forman en superficie, hundiéndose conforme avanzan con una temperatura y salinidad en particular, dependiendo de la zona en la que se formaron. Los gráficos de salinidad en función de la temperatura (T-S) se utilizan para delimitar estas masas de agua (Stewart, 2008).

Según Schmitz *et al.*, 1991, el Atlántico Norte está dividido en siete capas, de las cuales tres son superiores con temperaturas mayores a 7°C, entre ellas se encuentra la termoclina (12°-24°C), baja termoclina (7°-12°C) y capa intermedia (4°-7°C) y las capas menores a 7°C, APAN que se divide en Agua Superior Profunda del Atlántico Norte (del inglés UNADW, Upper North Atlantic Deep Water) con temperatura de 3°-4°C y en Agua Inferior Profunda del Atlántico Norte (LNADW, Lower North Atlantic Deep Water) con temperaturas de 1.8°-3°C y por último Agua de Fondo Antártico (del inglés AABW, Antarctic Bottom Water) con temperaturas menores de 1.8°C (Fig. 4). Con esta circulación se observa mucha variabilidad espacio- temporal y remolinos de meso-escala sinóptica (Schmitz *et al.*, 1991; Andrade y Barton, 2000; Cañón-Páez, 2010).

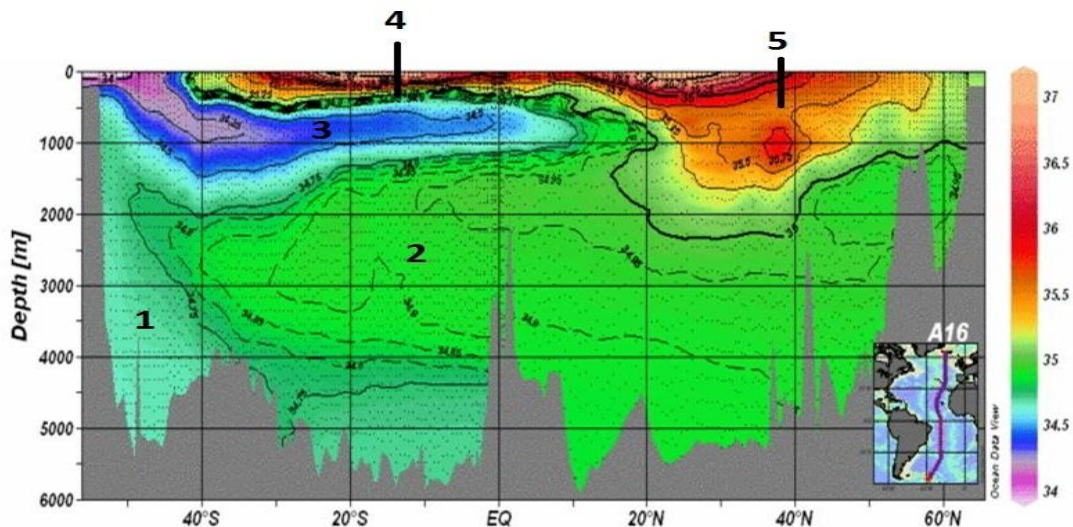


Figura 4. Masas de agua del Atlántico de la línea A16 de eWOCE; 1. Agua de Fondo Antártica (AFA), 2. Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN), 3. Agua Antártica Intermedia (AAI), 4. Agua Central del Atlántico Sur (ACAS) y 5. Agua Central del Atlántico Norte (ACAN), (obtenido de: ewoce.org/gallery/Map_Atlantic.html).

Las aguas del Mar Caribe se encuentran afectadas por las descargas de los ríos Orinoco y Amazonas y por afloramientos fitoplanctónicos estacionales que se presentan en las costas de Venezuela y Colombia, la descarga de dichos ríos tiene un papel importante en el ciclo hidrológico, a pesar de esto, las aguas del Mar Caribe son consideradas oligotróficas. Estos ríos representan casi el 20% de la descarga anual total de agua dulce, hacia la zona tropical del Atlántico Norte Occidental. El agua que entra por las islas generalmente es originaria del hemisferio sur transportado por corrientes a lo largo de América del Sur (Carton y Chao 1999; Johns *et al.*, 2002). La salinidad se encuentra influenciada por la pluma del río Amazonas la cual se dirige fuera de la costa por la retroflexión de NBC, la baja salinidad menor a 33 se extiende hacia el este hasta alrededor de los 35°O, más de 2000km de la desembocadura del río (Ternon, 2000).

El penacho del río Amazonas se extiende mar adentro hacia el noroeste en el Mar Caribe y hacia el este en el Atlántico Norte, abarcando 2000 Km, su tasa anual es de $1.93 \pm 0.13 \times 10^5 m^3 s^{-1}$, observándose en el norte de Brasil y la Guyana Francesa a lo largo del año, comenzando en marzo-abril, encontrando la máxima descarga en junio con salinidades < 34 , a excepción del año 1998 en donde se presentó El Niño- Oscilación del Sur (ENOS) (1997-1998) y hubo poca interacción hacia el Caribe, alterando los

vientos, surgencias y los niveles de producción primaria (Hu *et al.*, 2004; Astor *et al.*, 2005; Chérubin y Richardson, 2007).

La influencia del río Orinoco es el más grande de Venezuela, con un flujo de $3.10 \pm 0.38 \times 10^4 m^3 s^{-1}$, la pluma del río cubre el Mar Caribe Oriental y norte abarcando 300 Km, de forma estacional, observándose en agosto la máxima descarga (Hu *et al.*, 2004; Chérubin y Richardson, 2007).

La presencia de remolinos que fluyen hacia el noroeste en la Corriente del Caribe es una de las principales características del Mar Caribe (Johns *et al.*, 2002; Jouanno *et al.*, 2008a), conforme avanzan hacia América central se ven perturbados por la topografía (Richardson, 2005), tardando más de un año en la trayectoria desde la costa norte de Brasil a través del Mar Caribe para llegar a la península de Yucatán (MacPhee y Iturralde-Vinent, 2005), su velocidad media de propagación es de $14 cm s^{-1}$ (Pauluhn y Chao, 1999; Astor *et al.*, 2005). Aproximadamente se forman de 8-12 remolinos por año, con un máximo de septiembre-noviembre y con mínimos en febrero-mayo, la mayoría se forma cercano a la costa de América del sur de las cuencas de Colombia y Venezuela (Jouanno *et al.*, 2008a). Según Carton y Chao, (1999), estos remolinos que circulan de este a oeste por el sur del Caribe puede ser causa de fluctuaciones en el nivel del mar observados en registros de La Guaira, afectando a las masas de agua de la plataforma continental Venezolana intensificando las surgencias, máximos de producción primaria y alteración en el patrón de distribución vertical de parámetros químicos (Astor *et al.*, 2005). Los movimientos de remolinos en el Mar Caribe se describen por anomalías en el nivel del mar, se observan dos ciclones y anticiclones originarios de la cuenca de Venezuela o por la entrada hacia el Caribe a través de las Antillas, principalmente por el canal St. Lucia, Anegada y al norte de Trinidad (Fig. 3), estos remolinos parecen estar relacionados con las condiciones atmosféricas de viento y precipitaciones en la zona, el gradiente de salinidad resultante de la disolución en el suroeste puede jugar un papel importante en la formación de remolinos individuales y la circulación ciclónica (Andrade y Barton, 2000; Johns *et al.*, 2002).

El presente trabajo se realizó con el fin de conocer si existen o no, diferencias espaciales y temporales de los parámetros del sistema de CO_2 entre las líneas A20 y A22, del Caribe Oriental, utilizando las variables químicas como AT, CID, pH, nutrientes, $\Omega_{Aragonita}$, $\Omega_{Calcita}$, temperatura y salinidad, durante los periodos 1997, 2003, 2012 (Fig. 5), realizadas en el Atlántico Norte por los programas World Ocean Circulation Experiment (WOCE) junto con Carbon Hydrographic Data Office (CCHDO) y Climate Variability (CLIVAR).

1. HIPÓTESIS

La zona del Caribe oriental se encuentra influenciada principalmente por la Corriente superficial del Caribe, la cual proviene de latitudes menores y presenta cambios estacionales debido a la ZCIT, junto con esta corriente se encuentran las plumas de las descargas de ríos y la formación de giros ciclónicos y anticiclónicos en la región; tomando en cuenta dichos factores se esperaría encontrar:

- Debido a que la ZCIT genera cambios en el transporte de las corrientes de este a oeste, el Caribe Oriental sufren cambios estacionales, siendo afectado por las descargas de ríos, la precipitación, las intrusiones de agua en la vertical y el bloqueo que se presenta entre las islas de las Antillas Menores, afectando la química del agua y a su vez, su biología, por lo tanto se esperaría encontrar mayores diferencias entre ambas líneas.
- El cambio en la nutriclina y en las condiciones biológicas, pueden deberse, en gran parte a los giros ciclónicos y anticiclónicos que se forman estacionalmente en el área de estudio.
- La influencia estacional de los ríos Orinoco y Amazonas dentro y fuera del Caribe Oriental, respectivamente, se esperaría encontrar cercano a la costa con una disminución en el gradiente de salinidad y un aporte significativo de nutrientes.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general

Determinar si existen cambios en las variables del sistema del CO_2 entre la línea A20 y A22, por la influencia de la Corriente del Caribe, por la interacción con agua de ríos y de lluvia dependiendo de la época del año, por la formación de giros ciclónicos y anticiclónicos generados por la ZCIT; y a su vez, estudiar la variación temporal y espacial de los parámetros del sistema de CO_2 en el Caribe Oriental durante tres años, correspondientes a 1997, 2003 y 2012.

2.1.1 Objetivos particulares.

- Analizar la hidrografía de las líneas A20 y A22 de WOCE, mediante imágenes de altimetría correspondientes a dichos años y fechas de cada crucero. Con ayuda de diagramas de mezcla e imágenes de satélite de salinidad, analizar si existe interacción y aporte de nutrientes de agua de ríos dentro y fuera del Caribe Oriental.
- Analizar las masas de agua que se presentan en dicha zona y conocer la interacción de las corrientes superficiales en el Caribe Oriental.
- Estudiar los cambios temporales y espaciales de concentración de los parámetros del sistema de CO_2 , así como de temperatura, salinidad, oxígeno y nutrientes.

3. ÁREA DE ESTUDIO

El presente trabajo se efectuó en el Caribe Oriental, dentro del Mar Caribe, el cual cuenta con una extensión superficial de $2.52 \times 10^6 \text{ km}^2$ y un volumen de $6.48 \times 10^6 \text{ km}^3$, con profundidad promedio de 4400m (Cañón-Páez, 2010). Se consideraron dos zonas de estudio para tres años diferentes 1997, 2003 y 2012, estos se realizaron por los programas World Ocean Circulation Experiment (WOCE), Carbon Hydrographic Data Office (CCHDO) y Climate Variability (CLIVAR), los meses correspondientes a los años en los que se realizó el estudio se muestran en la Tabla I, ya que los cruceros no fueron realizados en los mismos meses; la primer zona, corresponde a la línea A20, la cual se encuentra localizada fuera del Caribe Oriental entre los 6-17°N y 53-52°O y comprende de 74Km de distancia para los tres años; la segunda zona corresponde a la línea A22, localizada dentro del Caribe Oriental, entre 11-17°N y 66-65°O, la cual comprende de 74Km de distancia solo los años 1997 y 2003 y de 76Km para el 2012 (Fig. 5). Esta área se caracteriza por la intrusión estacional de las aguas del Atlántico sur y norte, hacia el Mar Caribe debido a la intensificación de los vientos alisios y la migración de la ZCIT, los cuales forman remolinos ciclónicos y anticiclónicos.

Tabla I. Meses y años de los cruceros A20 y A22, realizados por WOCE y CCHDO.

Años\Cruceros	A22	A20
1997	Agosto/Septiembre	Julio/Agosto
2003	Octubre/Noviembre	Septiembre/Octubre
2012	Marzo/Abril	Abril/Mayo

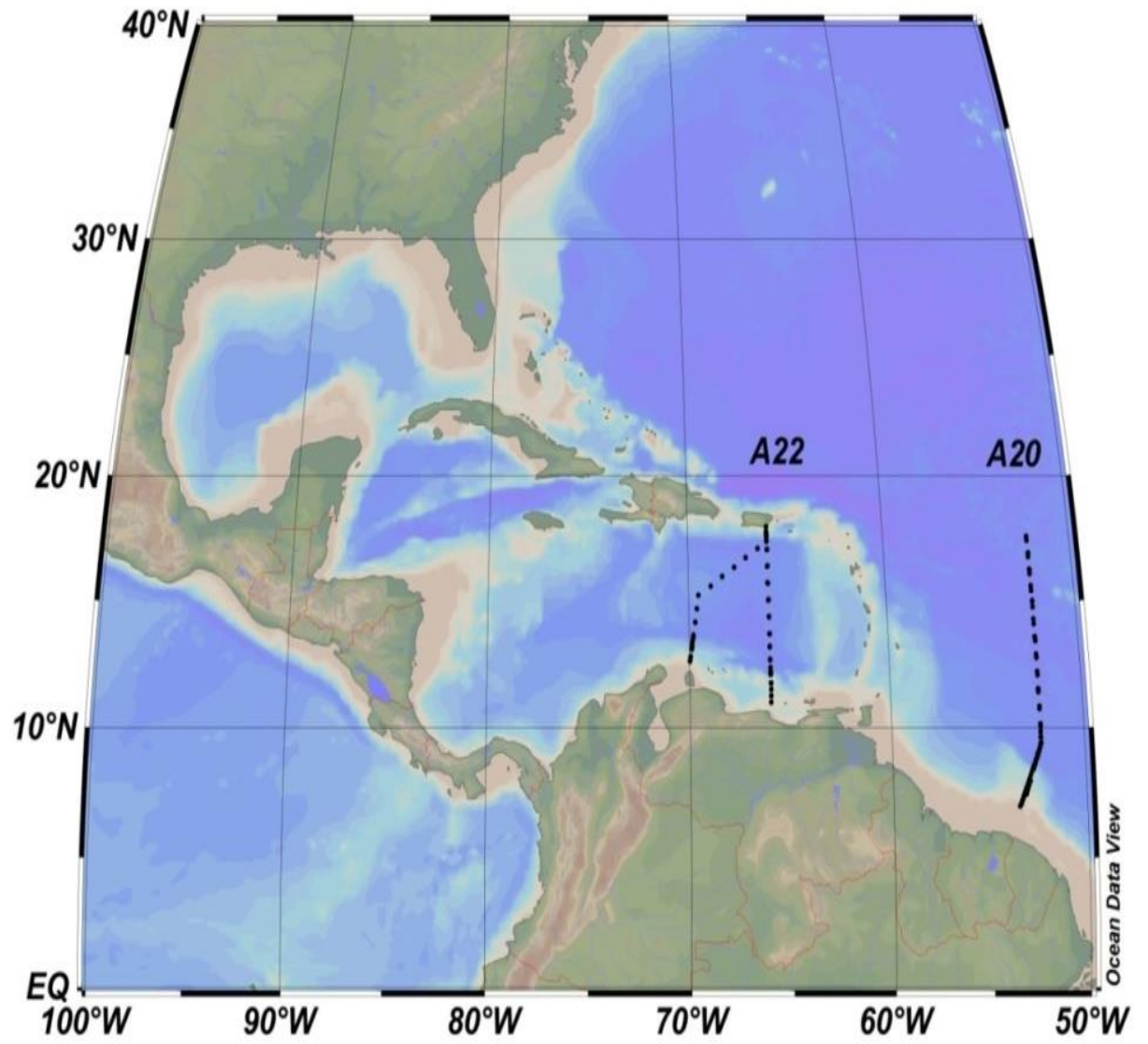


Figura 5. Zona del área de estudio en el Caribe Oriental, las estaciones marcadas correspondientes a los años 1997, 2003 y 2012, de las líneas A22 y A20.

4. MÉTODOS

Los datos oceanográficos que se utilizaron para realizar el estudio fueron obtenidos de los programas World Ocean Circulation Experiment (WOCE), Carbon Hydrographic Data Office (CCHDO) y Climate Variability (CLIVAR) de las líneas fuera y dentro en el Caribe Oriental del Atlántico norte, los datos y análisis de cada crucero pueden encontrarse en: cchdo.ucsd.edu.

Las variables que se utilizaron para realizar el estudio fueron las siguientes temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidad (S), oxígeno disuelto [μMolkg^{-1}], silicato [μMolkg^{-1}], nitrato [μMolkg^{-1}], nitrito [μMolkg^{-1}], fosfato [μMolkg^{-1}], Carbono inorgánico disuelto [μMolkg^{-1}], alcalinidad total [μMolkg^{-1}], pH, ΩAr y ΩCa ; que se muestra en la Tabla II.

4.1 Área de estudio

Para delimitar el área de estudio fue necesario tomar en cuenta solo las estaciones marcadas dentro del Caribe Oriental y su equivalente en los cruceros la línea A20 en donde para 1997 se tomaron 28 estaciones, para el 2003 se tomaron 39 estaciones y para el 2012 fueron 30; en la línea A22, para 1997 y 2003 se tomaron 22 estaciones, para el 2012 fueron 25 estaciones (Fig. 5).

4.1.1 CO₂sys

En algunos cruceros solo se midieron dos de los cuatro parámetros del sistema de CO_2 ; lo cual, fue necesario completar la base de datos, utilizando el programa CO₂sys versión 2.1, con Alcalinidad Total (AT) y Carbono Inorgánico Disuelto (CID), usando las constante de carbonato de Millero *et. al.*, 2006 y la constante de HSO_4^- de Dickson, 1990, ya que estas variables son más confiables por su técnica de medición según Mintrop *et al.*, 2000; también se utilizó el silicato, fosfato, presión y temperatura *in situ*. El análisis de AT para los seis cruceros, fue medido en laboratorio, a una temperatura de 20°C , con el método potenciométrico, los datos de CID fueron

medidos por Coulometría y el pH fue medido mediante el método potenciométrico, sin embargo el pH en el 2012 se midió por espectrofotometría (CDIAC-074), mediante Sea Water Scale (SWS) para ambas mediciones, aunque para el estudio se utilizaron los datos de CO2sys, Tabla II.

Tabla II. Variables y métodos que se utilizaron para el análisis.

Variables	A22-A20		
	1997	2003	2012
T [°C]	CTD	CTD	CTD
S	CTD	CTD	CTD
O ₂ [μMolk^{-1}]	CTD	CTD	CTD
SI [μMolk^{-1}]	✓	✓	✓
NO ₃ [μMolk^{-1}]	✓	✓	✓
NO ₂ [μMolk^{-1}]	✓	✓	✓
P [μMolk^{-1}]	✓	✓	✓
TCO ₂ [μMolk^{-1}]	Coulometría	Coulometría	Coulometría
AT [μMolk^{-1}]	Potenciómetro	Potenciómetro	Potenciómetro de celda abierta
pH	CO2sys	CO2sys	CO2sys
pCO ₂ [μatm]	CO2sys	CO2sys	CO2sys
ΩAr	CO2sys	CO2sys	CO2sys
ΩCa	CO2sys	CO2sys	CO2sys

4.2 Diferencias espaciales y temporales, estadística.

Para encontrar las diferencias espaciales entre las líneas fuera y dentro del Caribe se trabajó con las variables de CTD, parámetros del sistema de CO_2 , de la base de datos que se muestra en la Tabla II. Se dividió la zona eufótica de la zona afótica, para ambas líneas, esto fue posible obteniendo datos de los sensores Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) y Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) de atenuación de la luz (Kd), basándose en la ecuación de Kirk, 1994, (datos de atenuación de luz (kd) por Dr. E. Santamaría, comunicación personal, Universidad Autónoma de Baja California- Facultad de Ciencias Marinas):

$$Z_e = \frac{4.6}{Kd} \quad (4)$$

Tomando la zona eufótica de ambas líneas, aproximadamente hasta los 200m de profundidad se comprobó no Gaussianidad a cada variable, mediante la prueba Q-Q, para después aplicar el estadístico de Wilcoxon-Wilcoxon para dos muestras independientes con la corrección Kruskal y Wallis ($\alpha= 0.05$). Con los datos restantes de la zona afótica, se dividió de 200-2000m de profundidad con intervalos de 200m. Una vez dividida la zona afótica, a cada sección se aplicó la misma prueba estadística mencionada anteriormente. Esta división de la zona eufótica y afótica y a su vez, esta última en intervalos de 200m, se realizaron para disminuir los errores encontrados al momento de realizar las pruebas estadísticas ya que en cada crucero son diferentes las profundidades y número de datos.

4.3 Datos adicionales

También se trabajó con datos adicionales, como imágenes satelitales de clorofila (Chl a) (oceancolor.gsfc.nasa.gov), salinidad (aquarius.umaine.edu), altimetría (las.aviso.altimetry.fr/las/getUI.do) y datos de World Ocean Atlas (WOA) (nodc.noaa.gov), estos utilizados como ayuda para la comparación de los datos y resultados, los cuales se dividieron en parámetros físicos, químicos y biológicos.

Utilizando datos de temperatura superficial del mar, se realizó un promedio anual de los datos *in situ* de la línea A22, obtenidos de los sensores Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) y Advanced Very High Resolution

Radiometer (AVHRR), de 1981 -2015, resaltando los años 1997, 2003 y 2012; esto, para comprobar si existió alguna anomalía en la temperatura.

Para comprobar si existe o no alguna influencia del río Amazonas en la zona de estudio se realizaron diagramas de mezcla, comparando los valores de nutrientes (silicato, fosfato y nitrato) medidos en el río Amazonas y en océano abierto basados en Demaster y Pope, (1996) y Ternon *et al.* (2000) descritos en la Tabla III.

Tabla III. Valores de nutrientes documentados en el río Amazonas y el océano.

	Río Amazonas	Océano	Referencias
Salinidad	0	36.2	Ternon <i>et al.</i> 2000
Silicato	144 μmolkg^{-1}	2 μmolkg^{-1}	Demaster y Pope, 1996; Ternon <i>et al.</i> 2000
Nitrato	16 μmolkg^{-1}	1 μmolkg^{-1}	Demaster y Pope, 1996
Fosfato	0.7 μmolkg^{-1}	0.15 μmolkg^{-1}	Demaster y Pope, 1996

5. RESULTADOS

Como se mencionó anteriormente dependiendo de la ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se divide a la región del Caribe Oriental en época de lluvia (julio-septiembre) y sequía (noviembre-marzo), así como una época de transición entre ambas. En donde se encontró en 1997 (agosto-octubre) y 2003 (julio-septiembre) temporada de lluvia con ZCIT al Norte en el Caribe y en 2012 (marzo-mayo) sequía con ZCIT cercana al Ecuador y pocas lluvias en el Caribe. Los resultados obtenidos de las variables se dividieron en parámetros físicos, químicos y biológicos y a su vez en base a la ubicación de la ZCIT, y los efectos encontrados debido a la intensidad de las corrientes, a los aportes de ríos y a la altimetría.

Debido a que el mayor efecto de estos parámetros se observan mejor en la zona eufótica, las secciones transversales se tomaron hasta los 200m de profundidad, ya que fue el promedio general de la zona eufótica de los datos obtenidos con la fórmula 4.

5.1 Física

5.1.1 Temperatura, salinidad y densidad

Temperatura

La serie de tiempo de temperatura superficial del mar de la línea A22 obtenida de datos satelitales de MODIS y AVHRR, se realizó con promedios anuales de septiembre de 1981 a febrero de 2015, Fig. 6.

En donde se observa que la temperatura oscila entre los 27 a 28°C, aumentando con el tiempo. Obteniendo mínimas después del 2000 de 27.5°C, sin encontrar alguna anomalía en la temperatura superficial en los años de estudio que corresponden a los años 1997, 2003 y 2012.

En la sección transversal de las líneas A22 y A20 de temperatura hasta 200m de profundidad, no muestra diferencias tan marcadas, con respecto a la migración de la ZCIT. Las temperaturas entre ambas líneas son muy parecidas en superficie llegando a

30°C, observándose las más bajas por debajo de los 100m de profundidad en la línea A20 con valores de 15°C cercanos a la costa (Fig. 7).

En general en 2012 se encontraron temperaturas superficiales más bajas y en 2003 más altas.

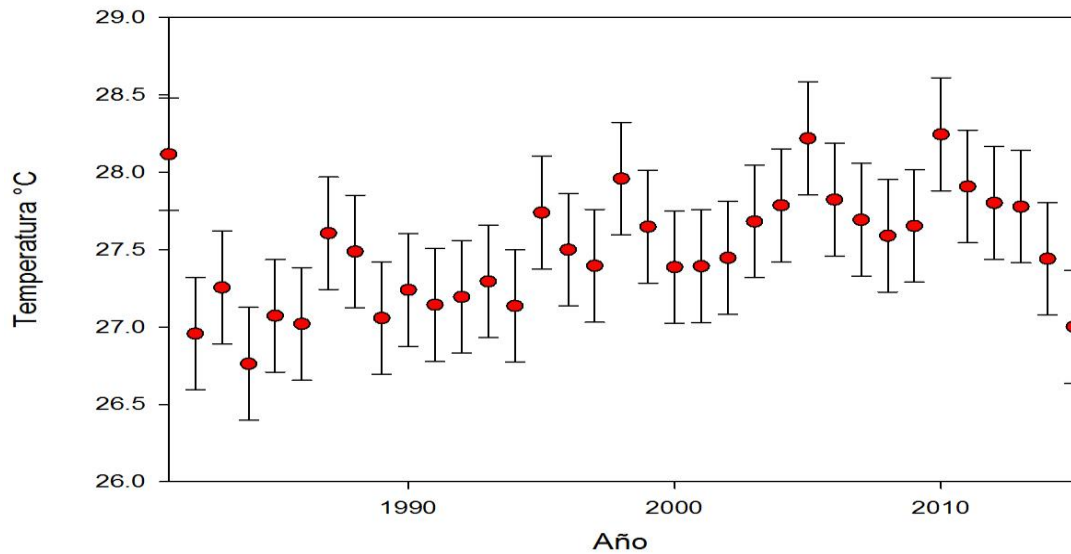


Figura 6. Serie de tiempo del promedio anual de temperatura superficial de la línea A22, con desviación estándar, de septiembre de 1981 a febrero de 2015. Datos de temperatura de los satélites MODIS y AVHRR.

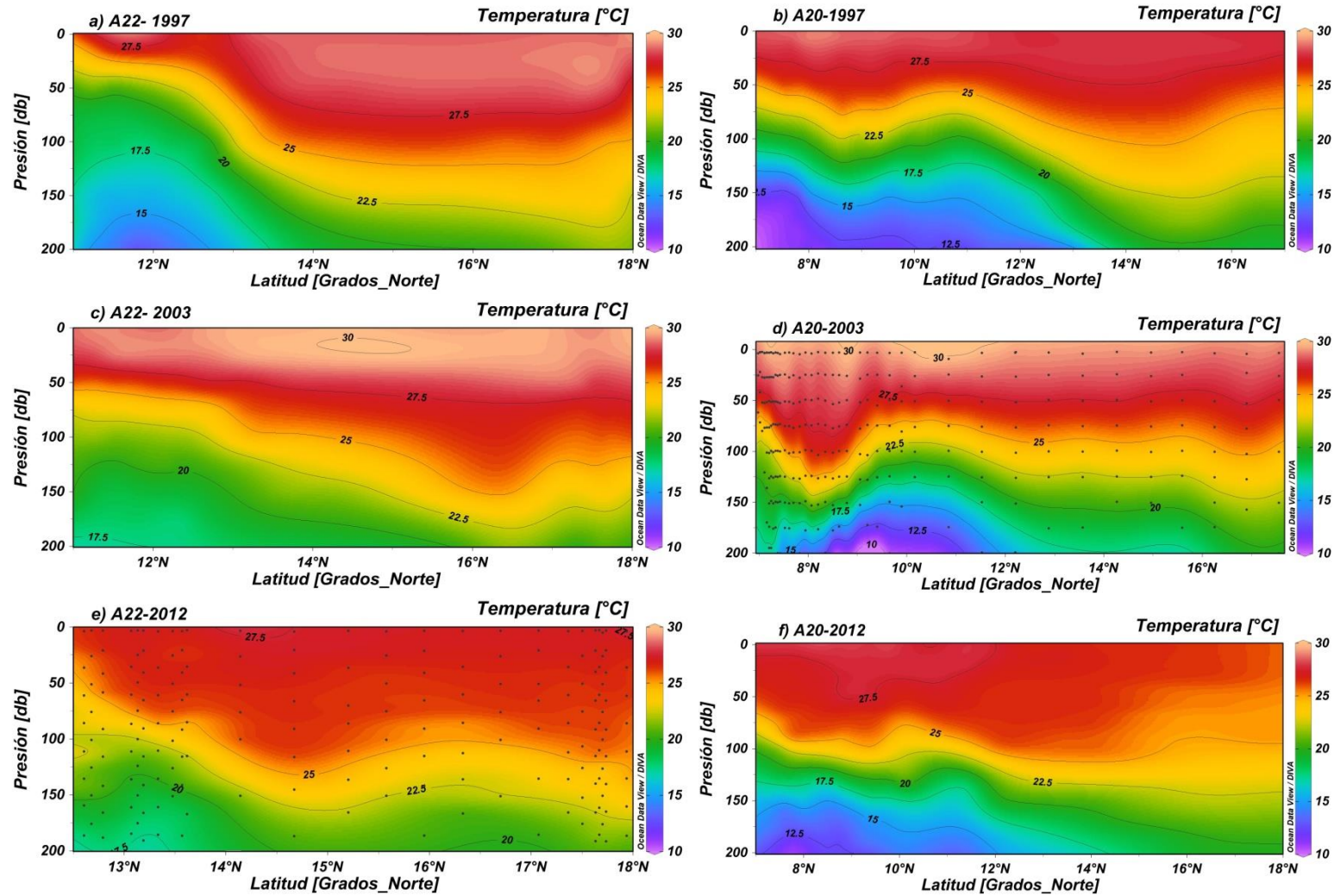


Figura 7. Transectos de la zona eufótica de temperatura de las líneas A22 y A20 de 1997, 2003 y 2012.

Salinidad

En las secciones transversales de salinidad hasta 200m de profundidad que se muestran en la Fig. 8, se observa que en la línea A20 se encontraron aguas menos salinas cercanas a la costa con valores de hasta 25 en 2012 (Fig. 8f). Encontrando que entre los meses de abril-mayo las lluvias se intensifican cercanas al Ecuador ocasionando un mayor transporte de aguas provenientes del río Amazonas. En la misma línea, en 2003 entre septiembre-octubre en época de lluvia para el Caribe Oriental, comienza la migración de la ZCIT hacia el sur, encontrando mayor salinidad cercana a la costa, con menos influencia del río Amazonas.

En la línea A22 las concentraciones más bajas fueron de 33.5 en 2003 entre los 0-50m de profundidad, antes de los 12°N; ya que en octubre-noviembre disminuye la precipitación y la ZCIT migra hacia el ecuador. En general, para los años 1997 y 2012, la línea A22 no cambia mucho en superficie, con salinidad de 37 cercano a la costa de Venezuela, en la Figs. 8a-c-e, se observa mayor salinidad en superficie cercana a la costa, seguido de una intrusión de agua menos salina.

Con las pruebas estadísticas de Wilcoxon-Wilcoxon con corrección de Kruskal y Wallis, los resultados mostraron diferencias espaciales en los años 1997 y 2012 ya que se encontró mayor salinidad en superficie en la línea A22 con respecto a la A20; y con similitudes en 2003.

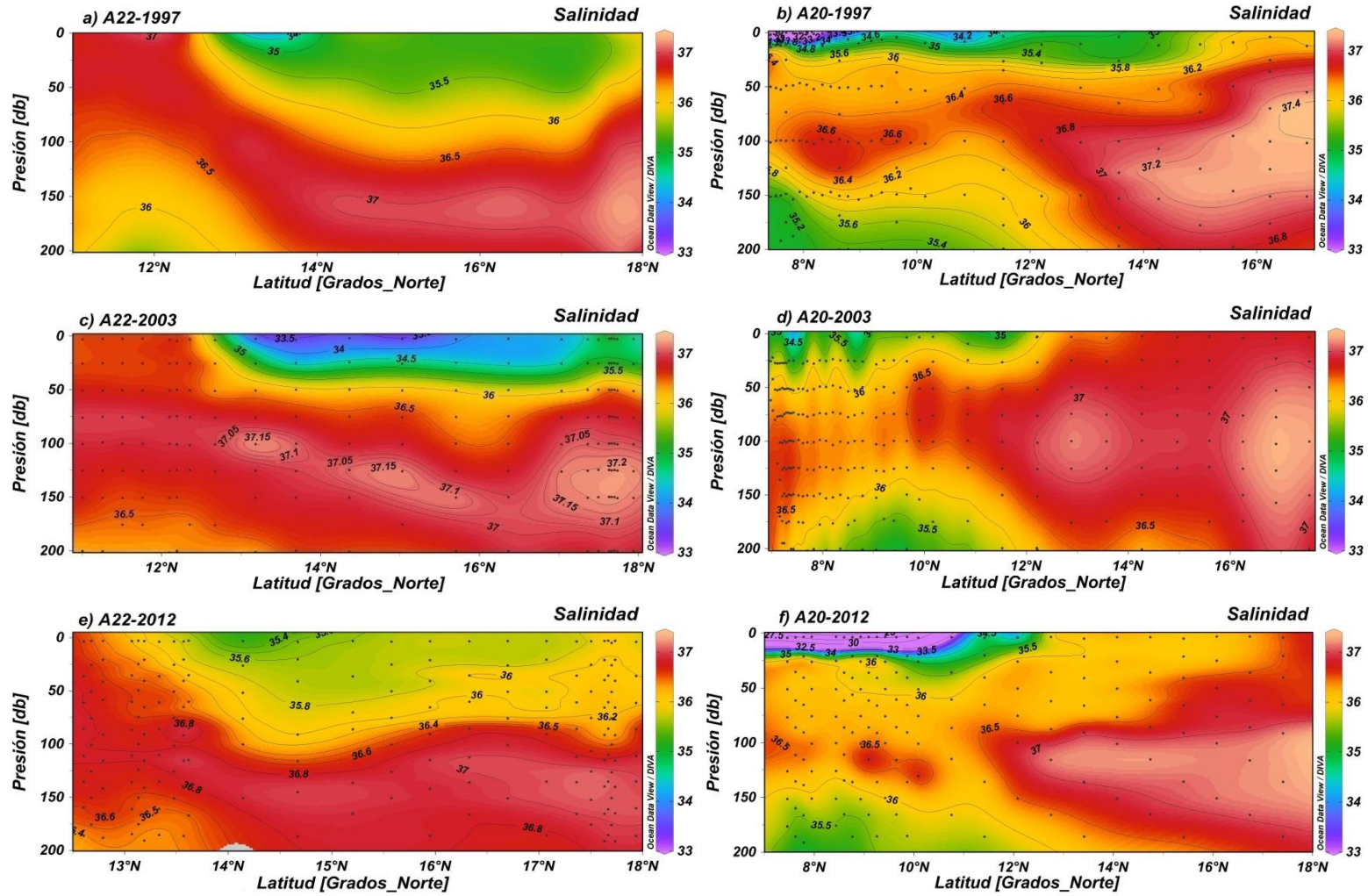


Figura 8. Transectos de la zona eufótica de salinidad de las líneas A22 y A20 de 1997, 2003 y 2012.

Densidad

La línea A20, se caracterizó por contener aguas menos densas cercanas a la costa, Fig. 9; encontrando la menor densidad relacionado con el transporte de aguas menos salinas, provenientes del río Amazonas, principalmente en marzo- mayo de 2012 debido a que la ZCIT se encuentra para esos meses cercano al Ecuador y en julio- septiembre de 1997 época de lluvia para el Caribe Oriental y la ZCIT hacia el norte generando remolinos que pueden observarse superficialmente. En particular en la línea A20 de 2003 (septiembre- octubre) se observa un hundimiento de las isopícnas hasta los 10°N, meses en los que comienza a disminuir la precipitación y la migración de ZCIT se dirige hacia el Ecuador.

En la línea A22 para los años 1997 y 2003, se encontró agua menos densa en superficie después de los 12°N hasta Puerto Rico, lo cual puede deberse a varios factores como precipitación o bien remolinos que se encuentren en el área, con agua más densa cercano a la costa de Venezuela.

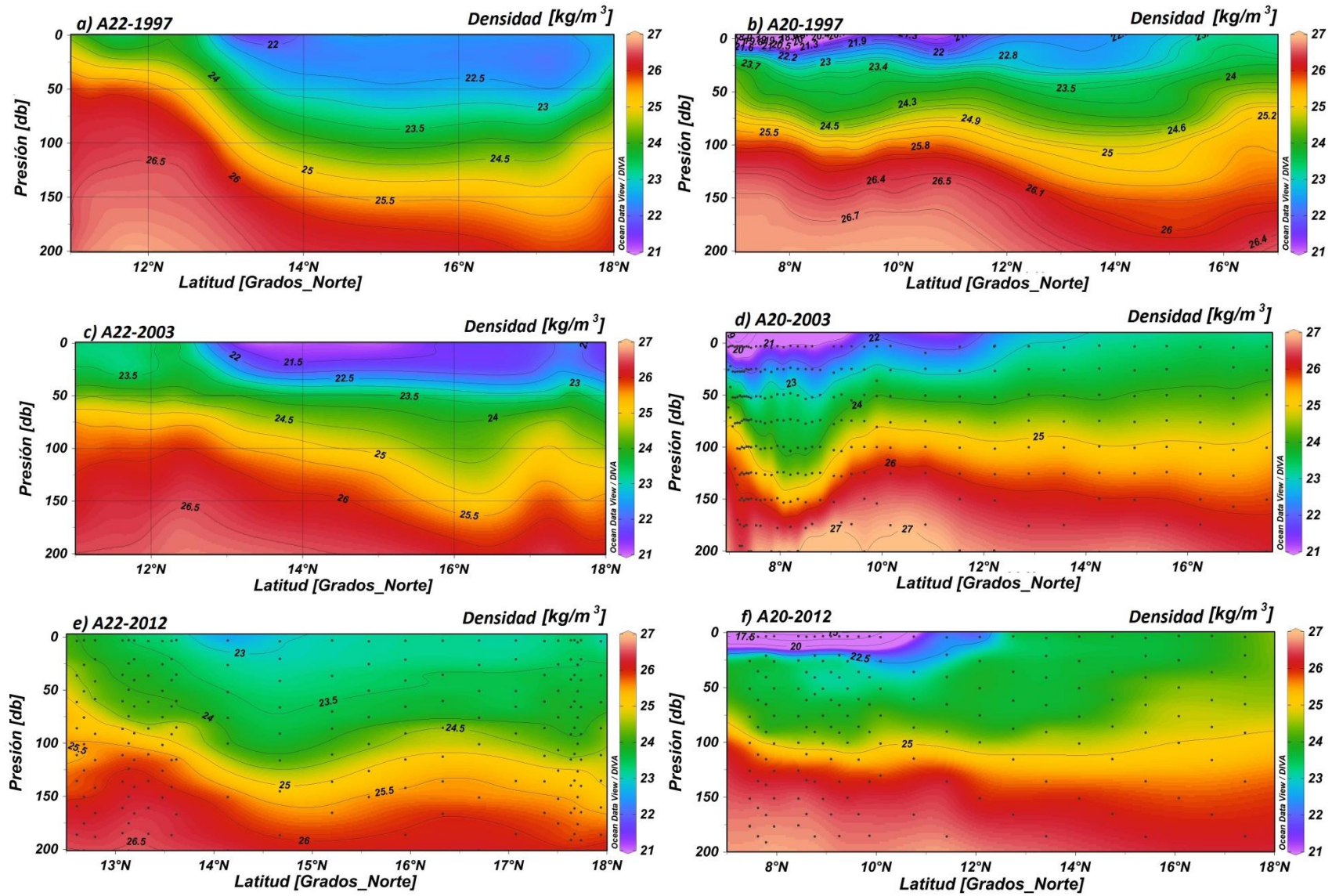


Figura 9. Transectos de la zona eufótica de densidad de las líneas fuera y dentro del Caribe (A22 y A20) de 1997, 2003 y 2012.

5.1.2 Masas de agua

Dentro del área de estudio, se encontraron cuatro masas de agua y el Agua Superficial del Caribe (ASC); entre estas masas de agua se encuentran el Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN), Agua Central del Atlántico Norte (ACAN), Agua Central del Atlántico Sur (ACAS) y Agua Antártica Intermedia (AAI), las cuales se muestran en los diagramas de temperatura- salinidad (TS) de las Figs. 10 y 11, líneas A22 y A20 respectivamente. Una característica de estos diagramas TS es que en la mayoría se puede observar una división entre el agua intermedia y superficial con diferentes características, en donde la línea A22 se observa entre los 150m de profundidad y para la línea A20 a los 200m de profundidad aproximadamente. La interacción entre dos aguas con diferente característica fue más marcada en la línea fuera del Caribe, debido a la influencia del río Amazonas y a que esta zona se encuentra más expuesta a la mezcla de corrientes provenientes de la Corriente Norte de Brasil y la Corriente Norecuatorial principalmente.

Fuera del Caribe, en 1997 se encontraron aguas menos salinas al sur y centro de la línea, a pesar de que fue año Niño, por lo tanto fue época de sequía; en 2003, en octubre comienza la migración de la ZCIT hacia el Ecuador, y no hay grandes aportes del río Amazonas hacia el Caribe, por lo tanto no se encontró tanta disminución de salinidad en costa como en los años anteriores; para 2012 se observa una entrada de agua superficial menos salina que en los demás años con salinidades de 25 cercanos a la costa. Dicha mezcla entre estas aguas se debe al río Amazonas el cual intensifica su aporte cuando la ZCIT se encuentra cercana al Ecuador.

En la línea dentro del Caribe, las primeras estaciones, cercanas a Puerto Rico y al sur en Venezuela, no son aguas tan profundas y solo se encuentra el ASC en los años 2003 (octubre- noviembre) y 2012 (marzo- abril), meses en los que se intensifica la corriente de Guyana y se comienza la formación de giros dentro del Caribe; en 1997 (agosto- septiembre) el ASC se aprecia solo en tres estaciones al sur de la línea, junto con la disminución en el transporte del río Amazonas y por ende el de la Corriente de Guyana Figs. 10 y 11.

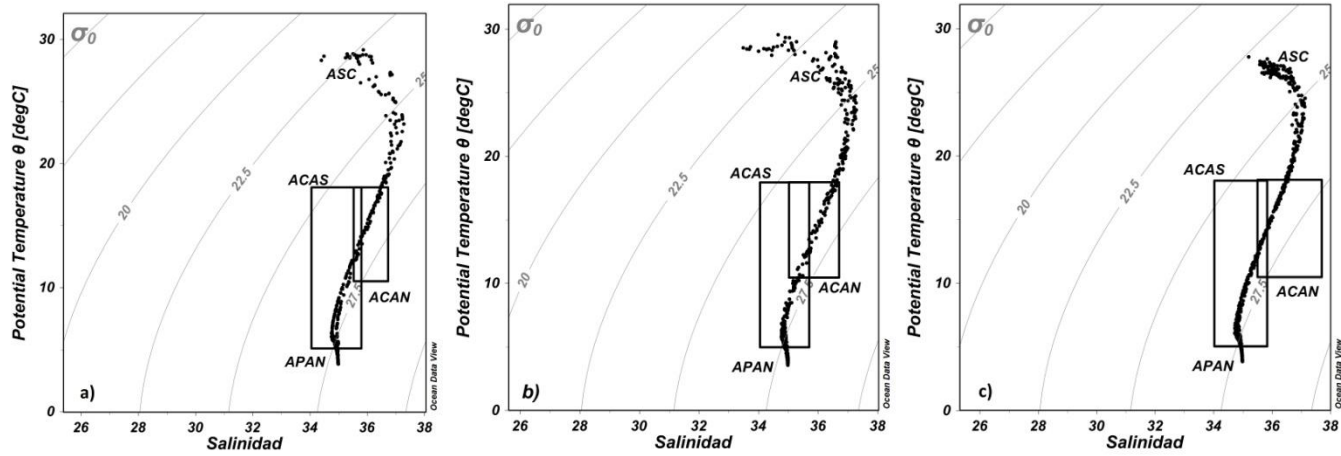


Figura 10. Diagramas TS de la línea dentro del Caribe (A22) para los tres años correspondientes a) 1997, b) 2003 y c) 2012.

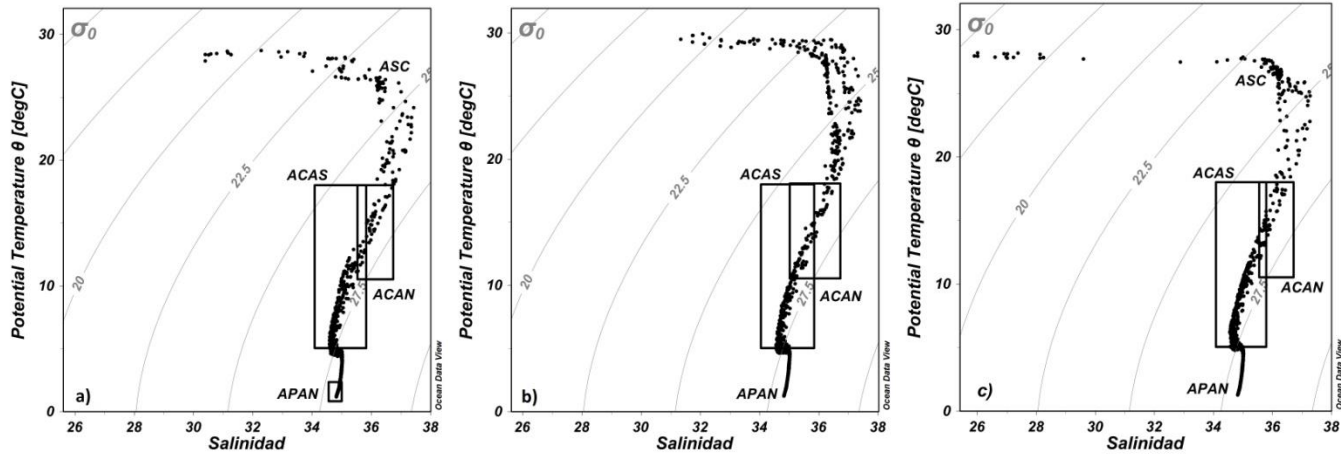


Figura 11. Diagramas TS de la línea fuera del Caribe (A20) para los tres años correspondientes a) 1997, b) 2003 y c) 2012.

5.1.3 Mesoescala

Una característica importante que se observa en el Mar Caribe son los remolinos estacionales formados por los vientos alisios y las corrientes superficiales. Las imágenes de altimetría de las Figs. 12, 13 y 14, nos muestran dichos remolinos ciclónicos y anticiclónicos, formados en julio- septiembre de 1997, septiembre- noviembre de 2003 y marzo- mayo de 2012.

En 1997 y 2003 (Figs. 12, 13) fuera del Caribe Oriental se observaron remolinos ciclónicos cercanos a la línea A20. Meses en los que la ZCIT se encuentra hacia el Norte principalmente de julio a septiembre y dichos vientos generan estos remolinos ciclónicos al sur del Caribe observándose cercanos a la costa de Suramérica en 1997; en la Fig. 12 se aprecian en tonos azules. En 2003 de septiembre a noviembre, comienzan a desaparecer los remolinos ciclónicos, apreciándose anticiclónicos, época en la que la ZCIT se dirige hacia el Ecuador.

En 2012 (Fig. 14), el Caribe Oriental se encuentra influenciado por remolinos anticiclónicos, principalmente en la línea A20. En la línea A22, se encontraron dos remolinos uno ciclónico al sur y otro anticiclónico al norte de la línea. En los meses entre marzo y mayo la ZCIT se encuentra cercana al Ecuador.

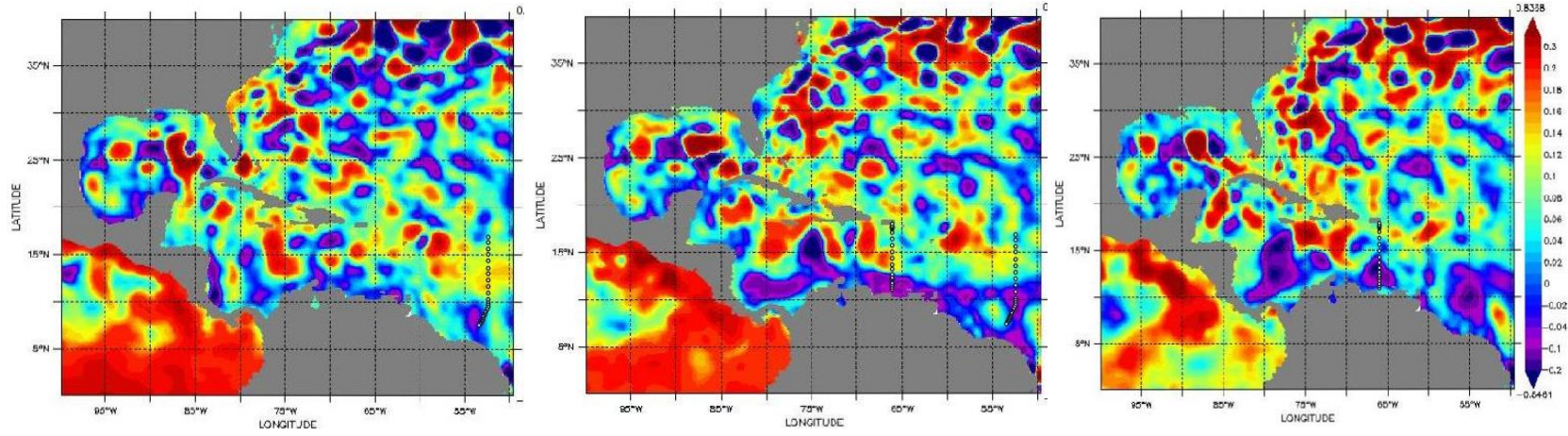


Figura 12. Imágenes de altimetría de 1997 julio, agosto y septiembre respectivamente.

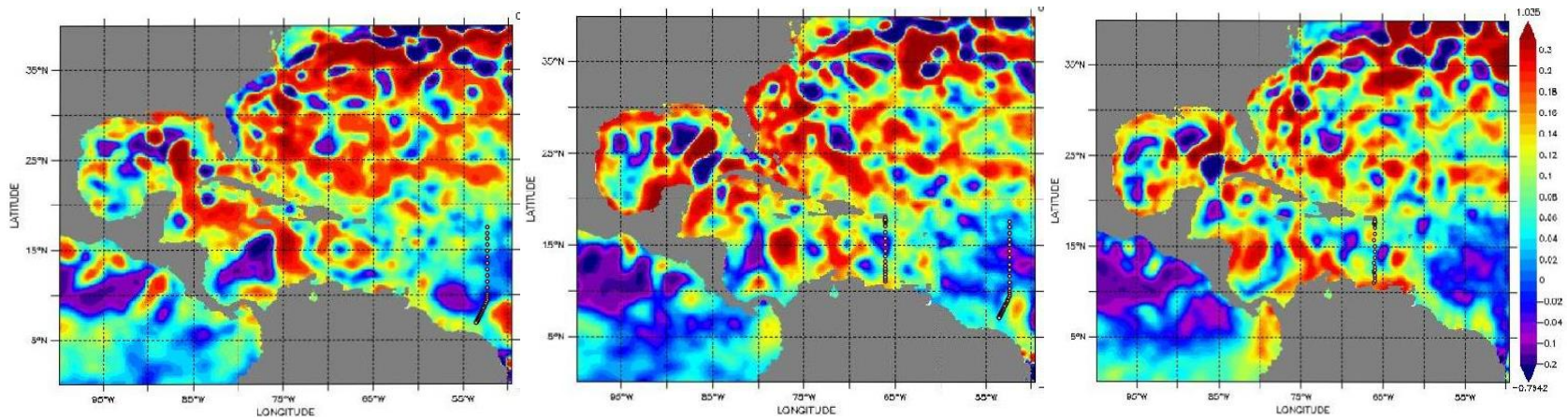


Figura 13. Imágenes de altimetría de 2003 septiembre, octubre y noviembre.

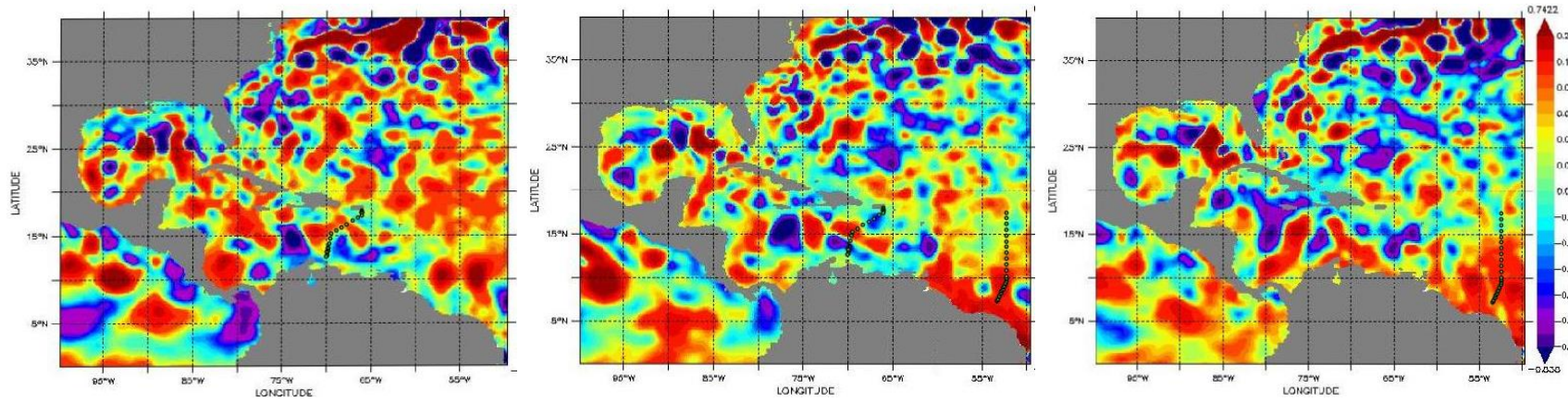


Figura 14. Imágenes de altimetría de 2012, marzo, abril y mayo.

5.1.4 Ríos

Además de los efectos en las corrientes superficiales y giros que causan las migraciones de la ZCIT; el aumento en precipitaciones en el Ecuador afecta al Caribe Oriental, evidenciándose una mayor descarga del río Amazonas.

Al observar la disminución de salinidad cercana a la costa de la línea A20 en 2012, en los transectos de salinidad y los diagramas TS, se atribuye a dichas descargas del río Amazonas debido al aumento en precipitación debido a la posición de la ZCIT cercana al Ecuador. Para comprobar los efectos de este río en la línea A20 y posiblemente en la línea A22, se realizaron diagramas de mezcla; comparando los valores de silicato, fosfato y nitrato que se encuentran en el río Amazonas y en océano abierto, Fig. 15. En donde, se encontró que en la línea A20, el silicato es el único nutriente aportado en grandes concentraciones por el río Amazonas, y no se observa aporte hacia el interior del Caribe, ya que en la línea A22 la salinidad se mantiene en los mismos rangos.

Para observar mejor el efecto del río Amazonas hacia el Caribe Oriental, se utilizaron imágenes satelitales de salinidad, del año 2012. Tomando en cuenta que de noviembre a marzo es época de sequía en el Caribe Oriental comenzando lluvias en abril y disminuyendo en octubre. Se observa un aumento en la pluma del río hacia el Norte en época de lluvias, cuando la ZCIT se encuentra cercana al Ecuador; y en junio cuando comienza la migración de la ZCIT hacia el norte, se observa como la pluma del río Amazonas comienza a desviarse hacia el noreste introduciéndose a la Contra Corriente Norecuatorial. En los meses posteriores, parte de esta pluma se introduce hacia dentro del Caribe Oriental por las Antillas Menores (Fig. 16).

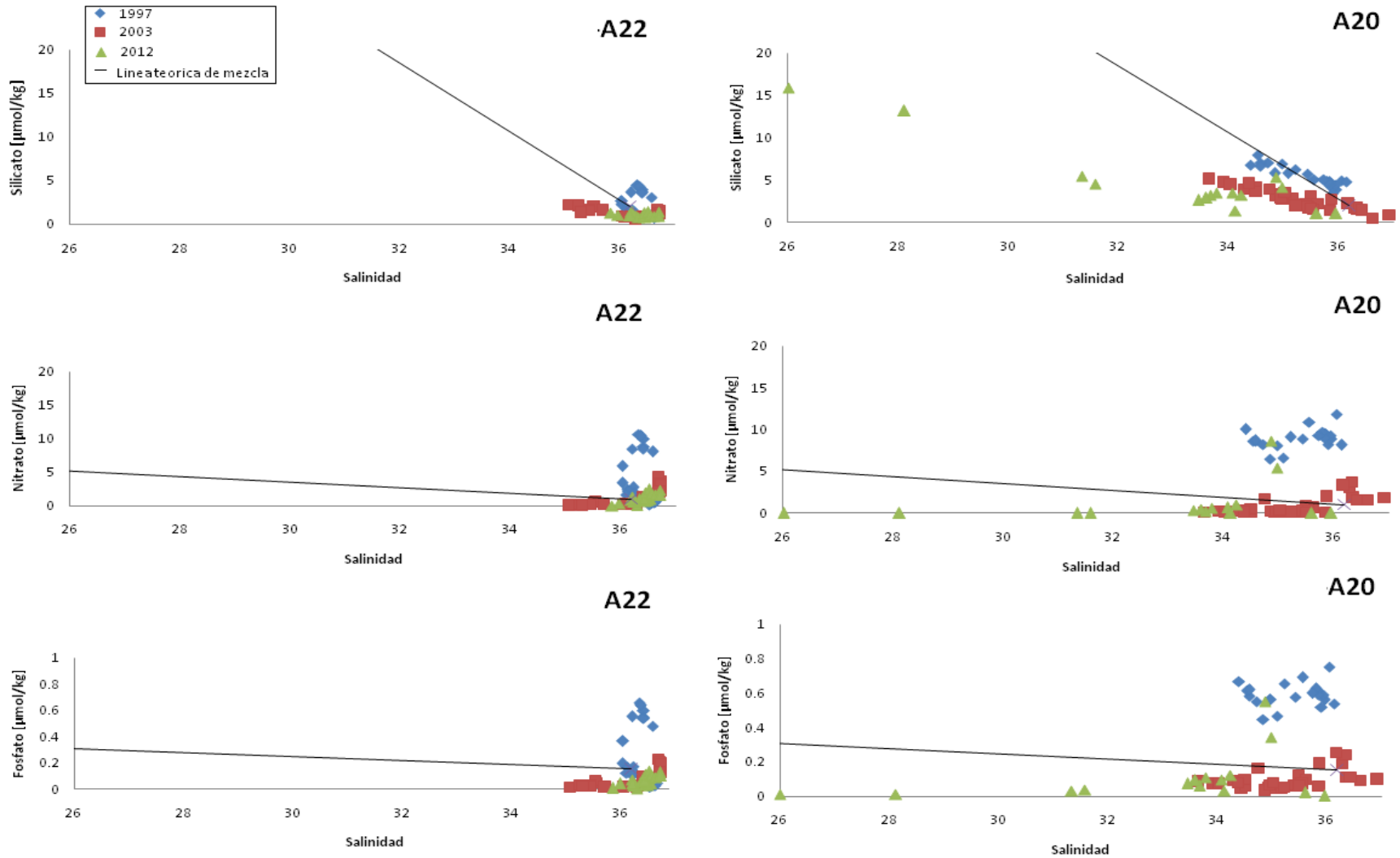


Figura 15. Diagramas de mezcla de silicato, nitrato y fosfato para los años 1997, 2003 y 2012 hasta ~100m de profundidad de las líneas A22 y A20. En el Caribe Oriental favorece época de transición de sequía a lluvia en 2012 y viceversa en 2003.

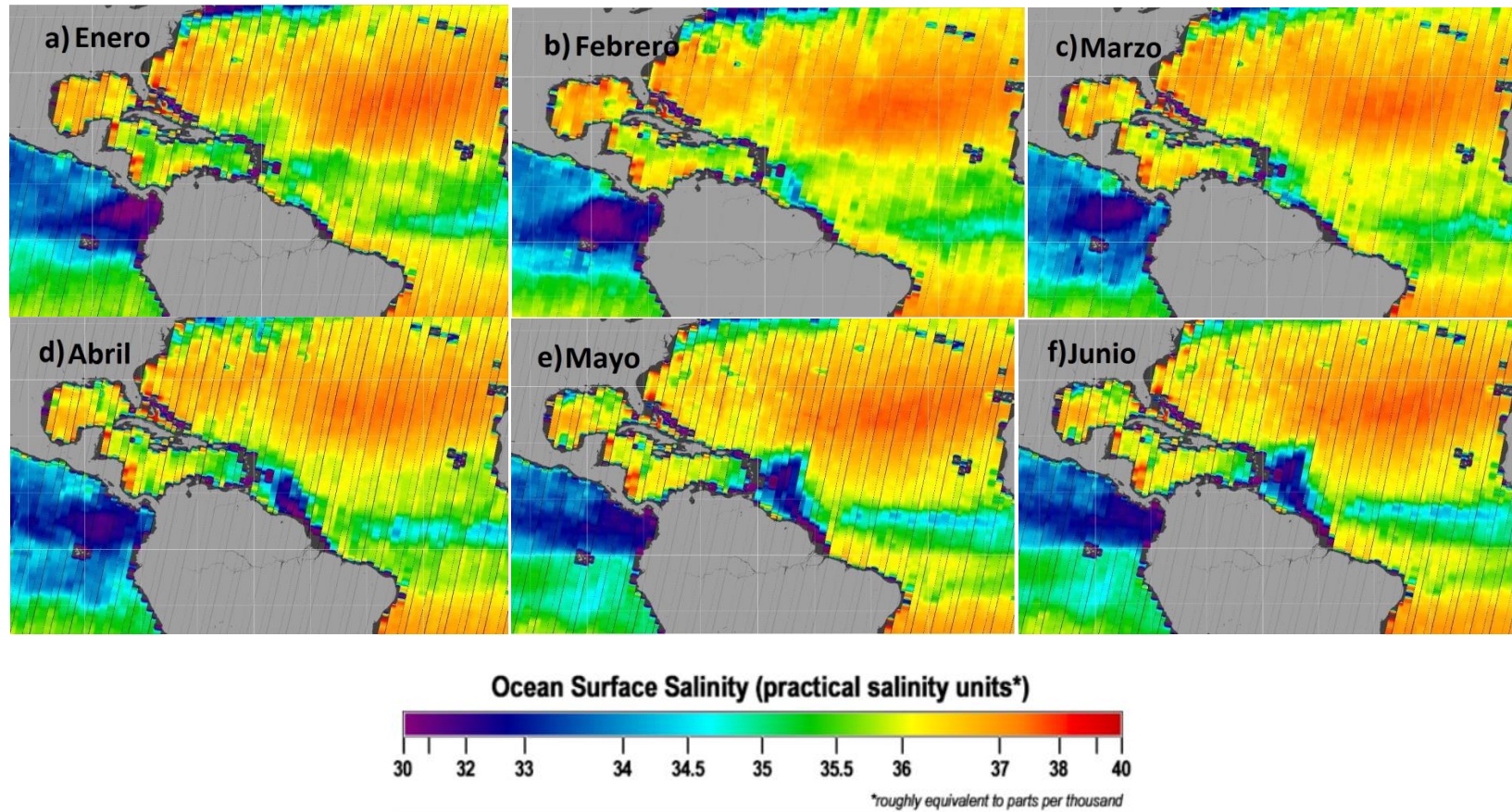


Figura 16. Imágenes satelitales de salinidad, promedios mensuales de a) Enero a f) Junio del 2012. Meses en los que la ZCIT se encuentra más cercana al Ecuador.

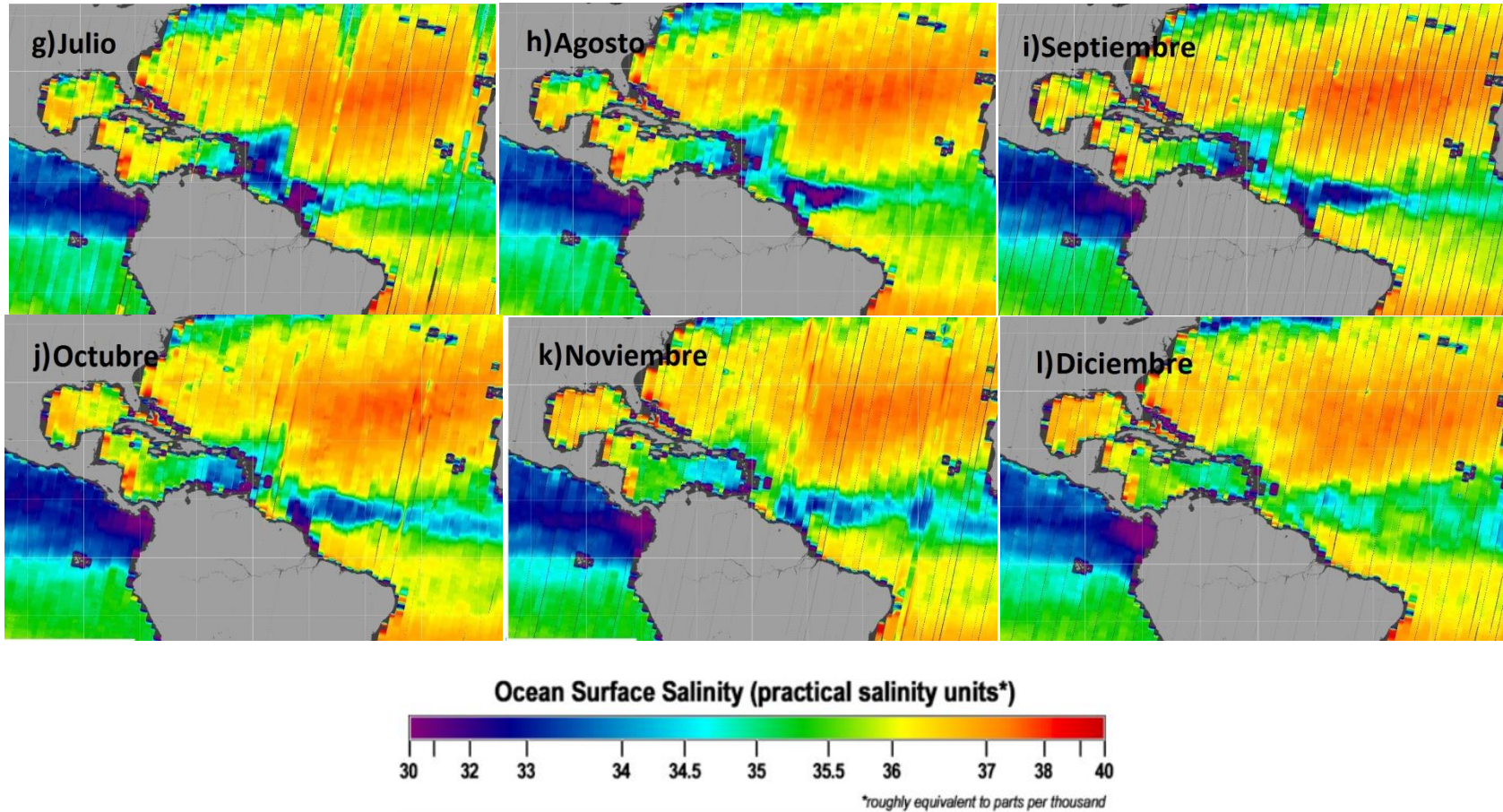


Figura 17. Imágenes satelitales de salinidad, promedios mensuales de g) Julio a l) Diciembre del 2012 (Continuación). De julio a octubre la ZCIT se encuentra más cercana a la latitud 10°N, encontrándose cercana al Ecuador en los últimos dos meses del año.

5.2 Química

La superficie del océano, principalmente en costa, se ve afectada a diario por procesos físicos, químicos y biológicos; la influencia de los procesos físicos mencionados anteriormente como los aportes fluviales y giros generados por vientos debido a las migraciones de la ZCIT, cambian las condiciones en la capa de agua y con ello los parámetros del dióxido de carbono y la concentración de nutrientes.

5.2.1 Parámetros del sistema de CO_2

Carbono Inorgánico Disuelto (CID).

En la línea A20, fuera del Caribe Oriental cercano a la costa se observaron concentraciones de CID menores que los de la línea A22 (Fig. 17b-d-f), los mínimos fueron de $1900 \mu\text{molkg}^{-1}$ cercanos a la costa, debido a la influencia de aguas menos salinas en 2012 correspondientes a aportes del río Amazonas y de lluvias en 1997 y 2003, dicha disminución también puede ser efecto de los procesos biológicos que se presenten en el área de estudio, debido a la formación de remolinos ciclónicos.

En la línea A22, la mínima concentración se encontró en superficie después de los 12°N con $1975 \mu\text{molkg}^{-1}$ para el año de 1997 (Fig. 17a), concentraciones parecidas a las de 2012 (Fig. 17e); en 2003, se observó un mínimo de $1900 \mu\text{molkg}^{-1}$ después de 12°N y concentraciones de $2050 \mu\text{molkg}^{-1}$ cercano a la costa de Venezuela (Fig. 17c). Estas concentraciones superficiales fueron mayores que en A20, debido a que no se encontró influencia del río Amazonas, solo lluvia y remolinos ciclónicos.

En los transectos de CID hasta 2000m de profundidad que se muestra en la Fig. 18; entre los 500 a 1000m de profundidad se observa un aumento en este parámetro debido a la intrusión del agua intermedia proveniente del Antártico.

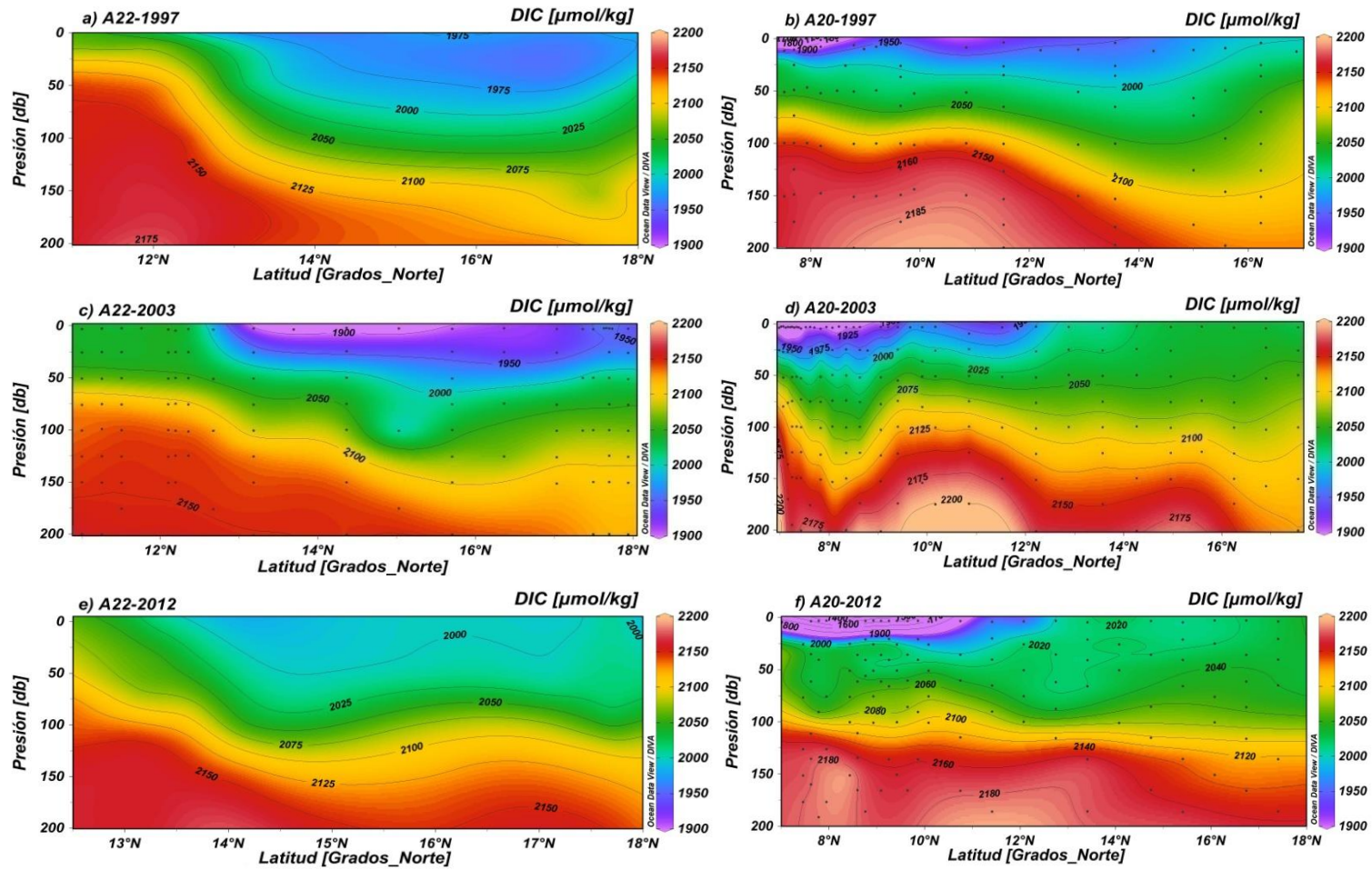


Figura 18. Sección transversal de las líneas A22 y A20 de Carbono Inorganico Disuelto hasta 200m de profundidad de los años 1997, 2003 y 2012.

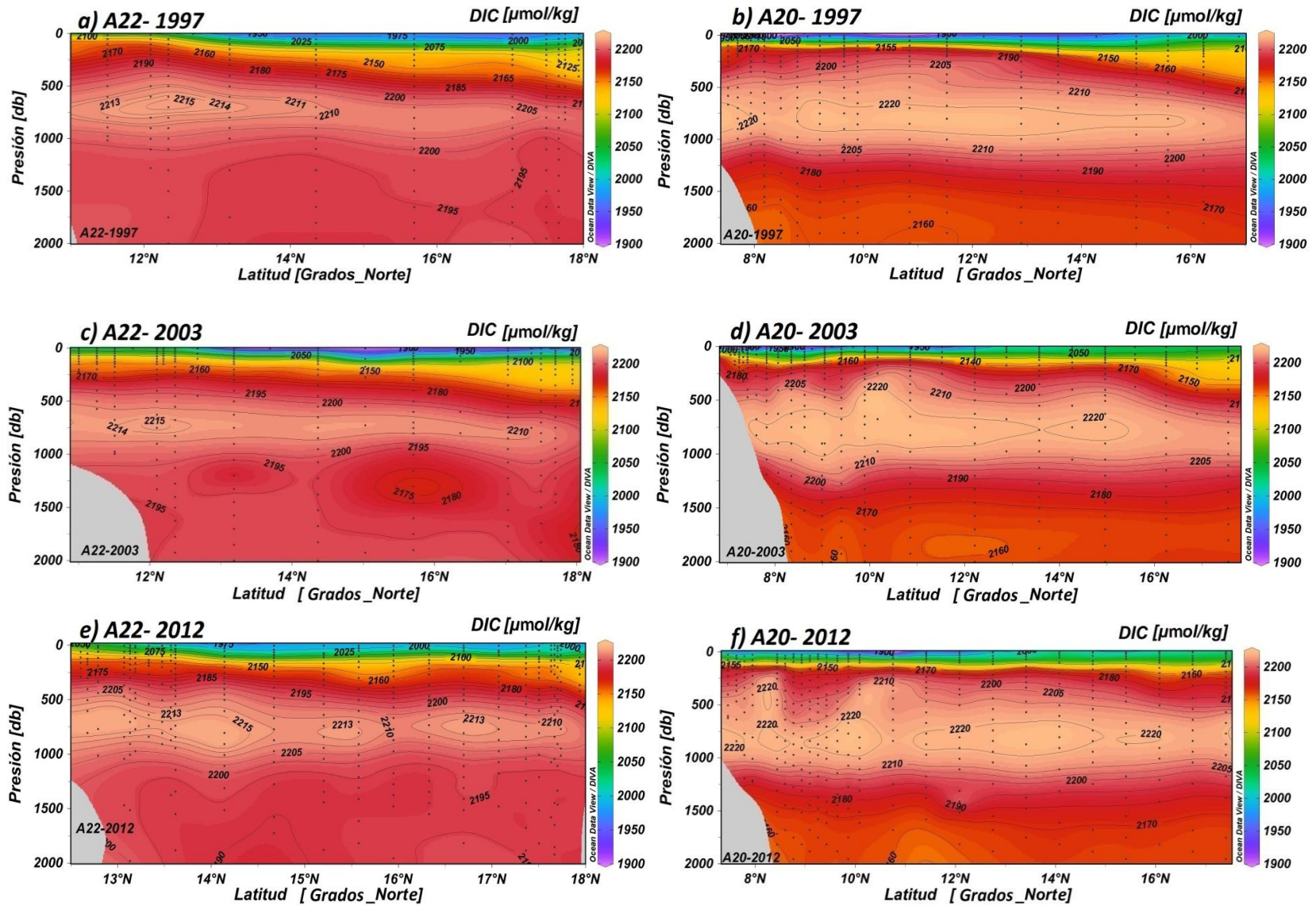


Figura 19. Sección transversal de las líneas A22 y A20 de Carbono Inorgánico Disuelto hasta 2000m de profundidad de los años 1997, 2003 y 2012.

Alcalinidad Total (AT)

Los cambios en la Alcalinidad total están relacionados con los cambios en la salinidad y el CID y también con la migración de la ZCIT, las lluvias y aportes de agua de río que ocasiona; por lo tanto, en superficie de los transectos de la línea A20, se observan menores concentraciones destacando como mínimo $1900 \mu\text{molkg}^{-1}$, cercano a la costa (Fig. 19b,d,f).

En la línea A22 las capas se observan bien estratificadas (Fig. 19a, c, e); en la cual sobresale un mínimo de $2200 \mu\text{molkg}^{-1}$ en el año 2003 al centro del transecto, en donde también se observa una disminución en CID y salinidad.

En los transectos de la Fig. 20 hasta 2000m de profundidad, se observa la intrusión de agua entre 500m y 1000m de profundidad con concentraciones de $2310 \mu\text{molkg}^{-1}$ en 1997; para 2003 y 2012 fue de $2305 \mu\text{molkg}^{-1}$. Esta misma se observa en los transectos de CID con mayores concentraciones y en pH con disminución, esta agua proveniente de la Antártica.

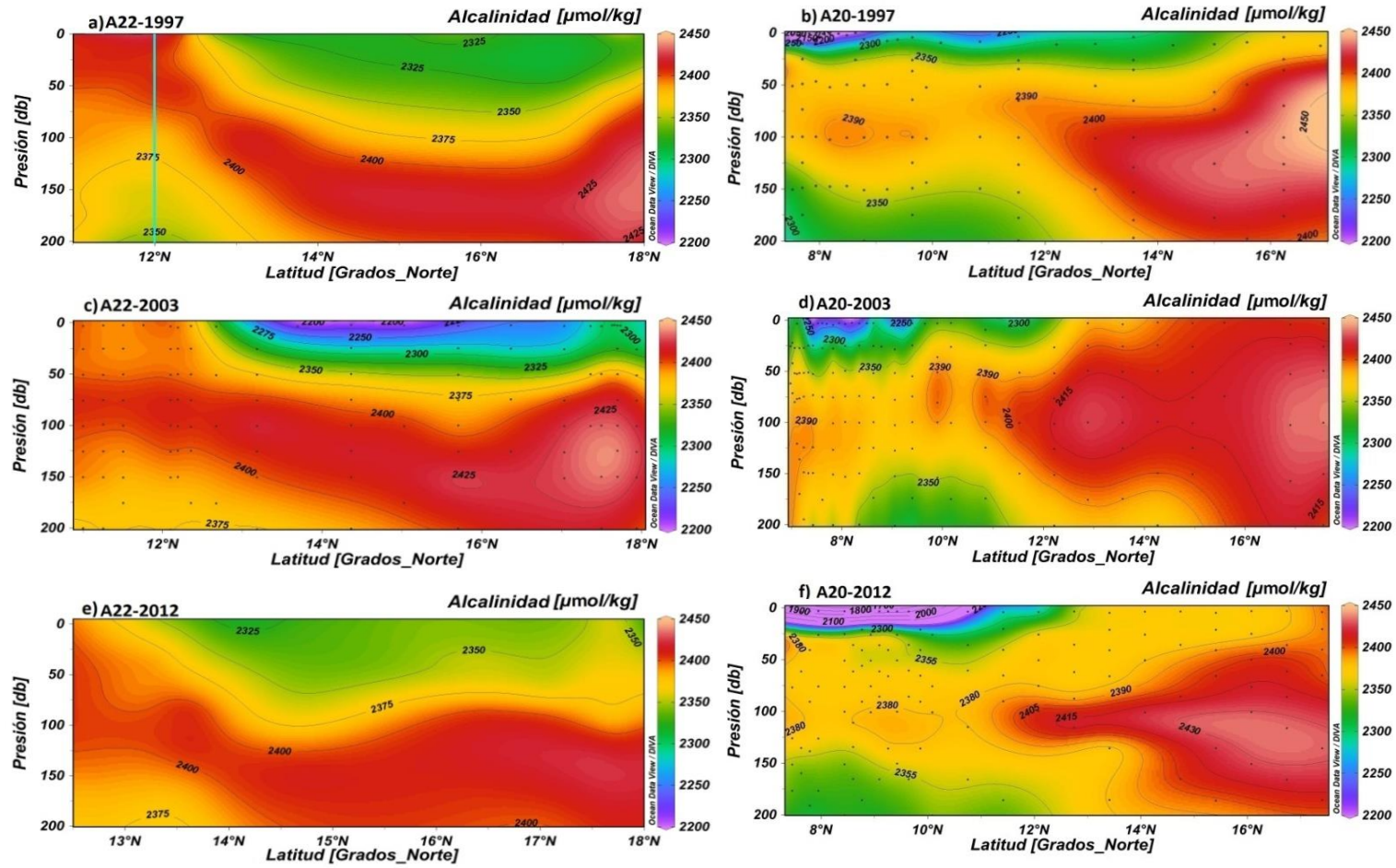


Figura 20. Sección transversal de AT hasta 200m de profundidad de las líneas A22 y A20 de 1997, 2003 y 2012.

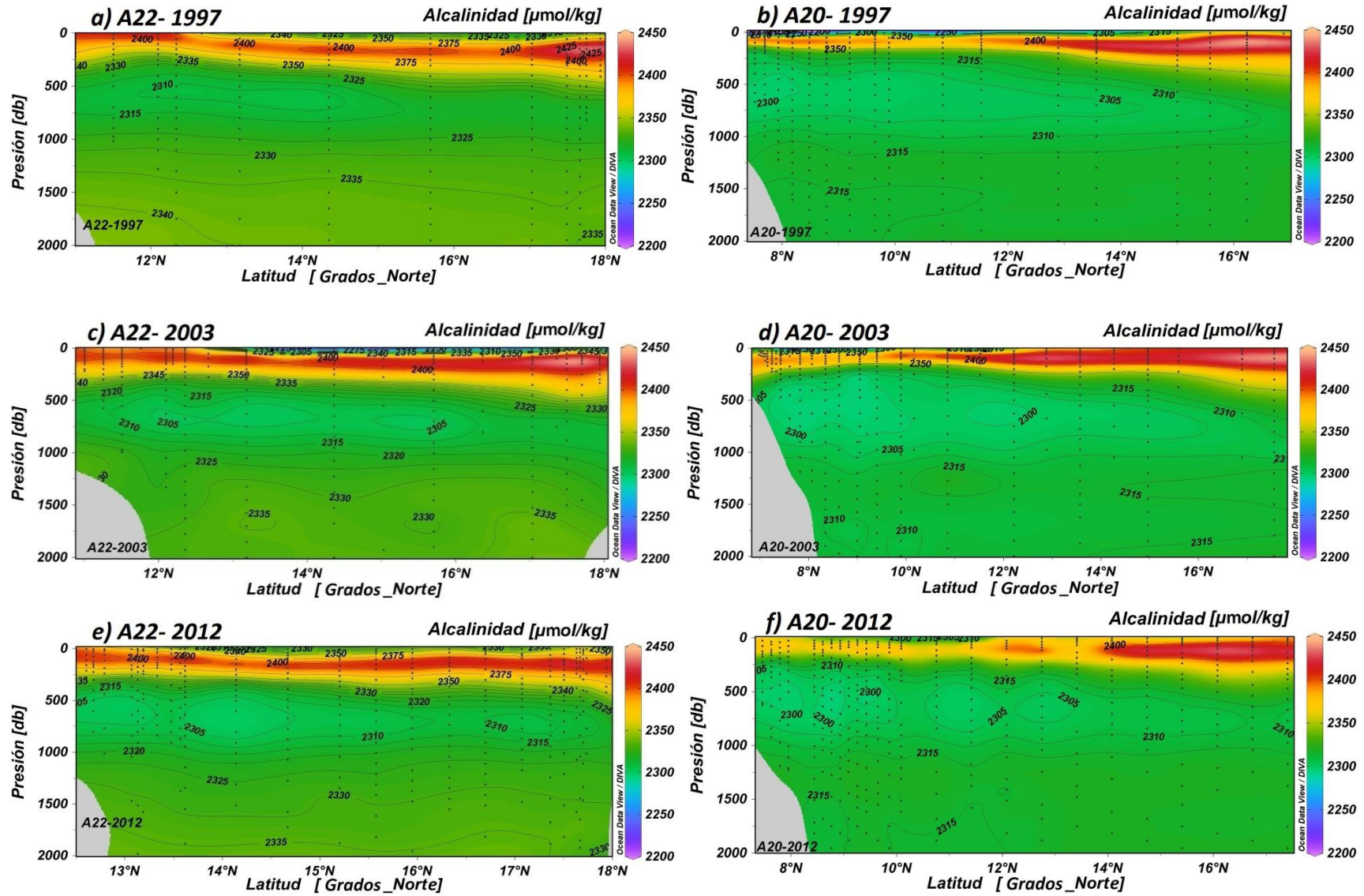


Figura 21. Sección transversal hasta 2000m de profundidad de las líneas A22 y A20 de AT de los años 1997, 2003 y 2012.

pH

En general las concentraciones de pH observadas fuera y dentro del Caribe fueron de 8.00 en superficie; encontrando un aumento en la línea A20, cercano a la costa, en relación con la intrusión de aguas menos salinas, relacionadas con un aumento en la Corriente de Brasil Norte y precipitación cercana al Ecuador (ubicación de la ZCIT hacia el Ecuador), principalmente en el año 2012, aproximadamente hasta los 25m de profundidad.

Entre los 250-1000m de profundidad, se observaron concentraciones de 7.8 en la línea A22, fuera del Caribe la mismas concentraciones se observaron por arriba de los 250m hasta mayores a 1000m, esta disminución se encuentra relacionada con la masa de agua Antártica Intermedia que llega a la región. En ambas líneas después de esta disminución se observa un aumento en pH a 7.95 en A22 y de 7.99 en A20 (Fig. 21).

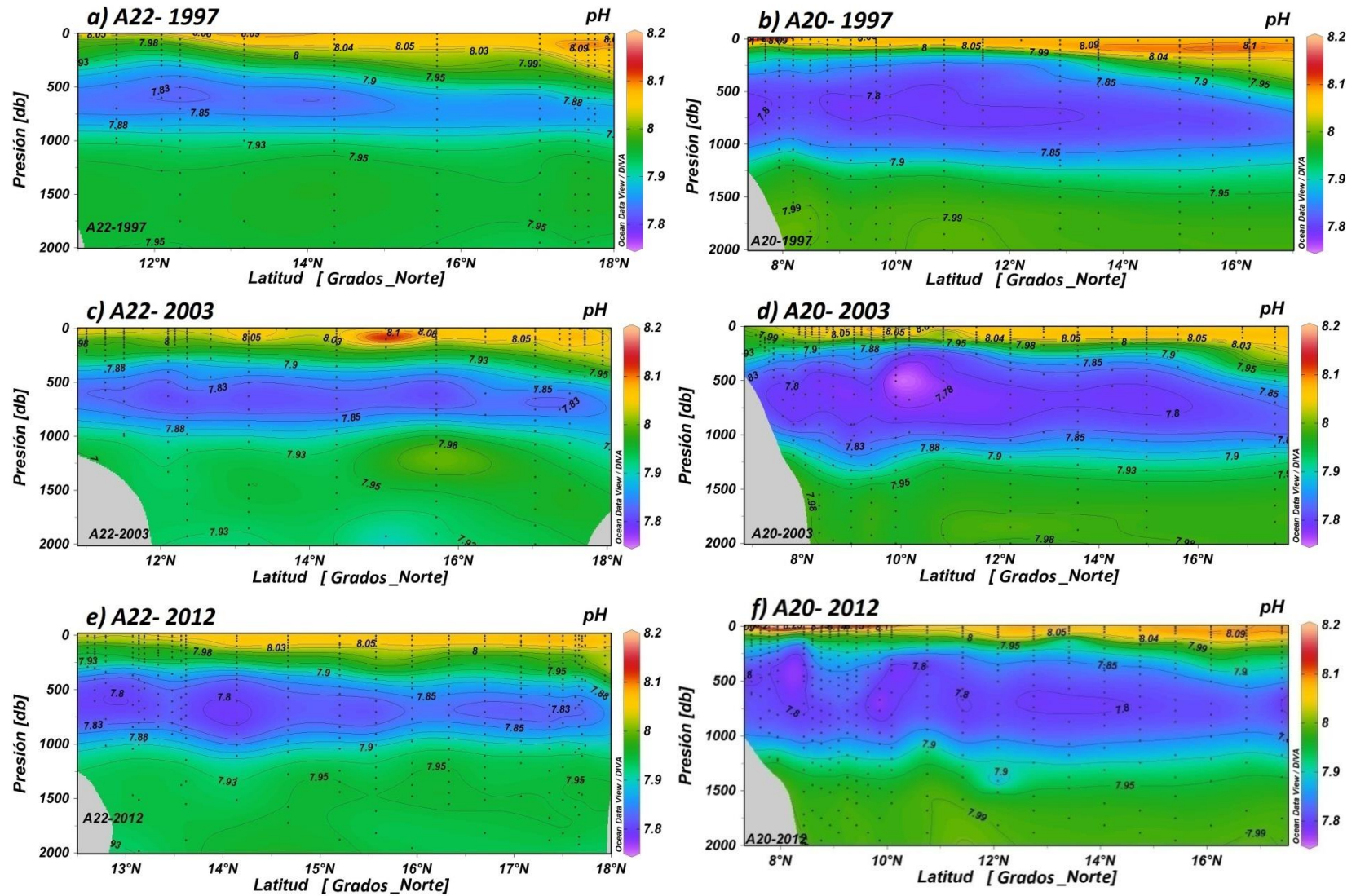


Figura 22. Sección transversal de las líneas A22 y A20 de pH de los años 1997, 2003 y 2012.

$\Omega_{\text{Aragonita}}$ y Ω_{Calcita}

El $\Omega_{\text{Aragonita}}$ muestra que entre los 500 y 1000m de profundidad los valores llegan a 1 para ambas líneas (Fig. 22). Encontrando valores cercanos a 1, más someros en la línea A20 a 400m y a 600m de profundidad en la línea A22.

Aunque no se muestre en las figuras, después de los 1000m, comienza a aumentar a 1.5 y a los 3500m de profundidad regresa a valores iguales a 1.

En cuanto a Ω_{Calcita} no se encontraron valores iguales a 1, en la línea A20 los valores mayores son más someros llegando a 200m de profundidad con 3, haciéndose más profundo en la zona norte, llegando a 400m en 2003, y en la línea A22, se observa el mismo comportamiento encontrándose a 250m con valores de 3 (Fig. 23).

En general los valores de $\Omega_{\text{Aragonita}}$ y Ω_{Calcita} , se encuentran dentro de los rangos normales para la formación de conchas. En superficie estas concentraciones mayores a 1 nos indican un ambiente sobresaturado debido al aporte del río Amazonas, el cual ayuda a tener mayores concentraciones de Ca^{2+} y HCO_3^- y consecuencia modifica la química del agua y los parámetros del sistema del dióxido de carbono.

Con respecto a la ubicación de la ZCIT en la zona y las variables $\Omega_{\text{Aragonita}}$ y Ω_{Calcita} en 1997 que fue año Niño se observaron más someras las concentraciones >1 , cercanas a la costa, que en época de transición de sequía a lluvia cuando la ZCIT comienza a migrar hacia el norte y viceversa, las concentraciones >1 se observaron abarcando una mayor profundidad.

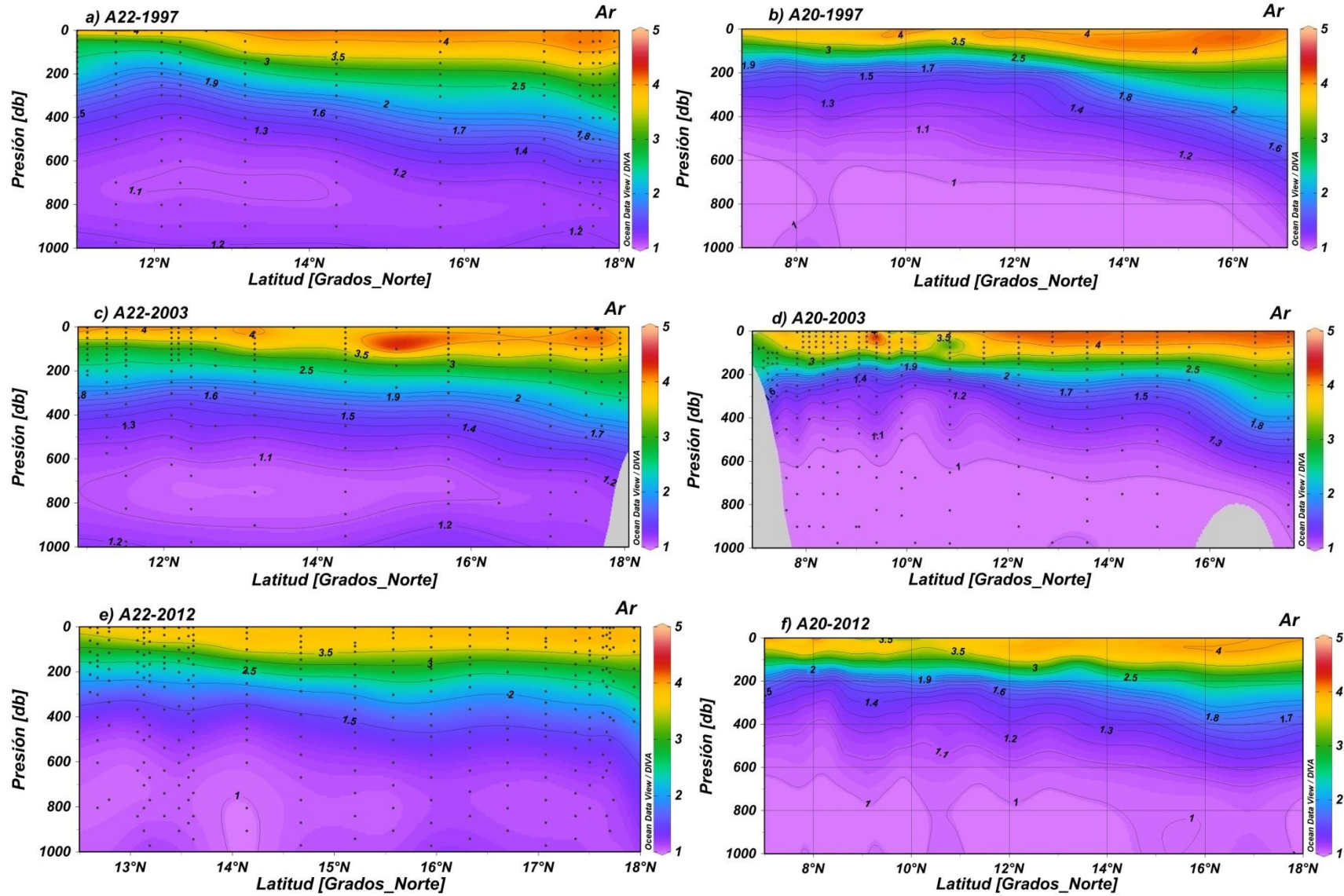


Figura 23. Sección transversal de las líneas A22 y A20 de $\Omega_{\text{Aragonite}}$ de los años 1997, 2003 y 2012.

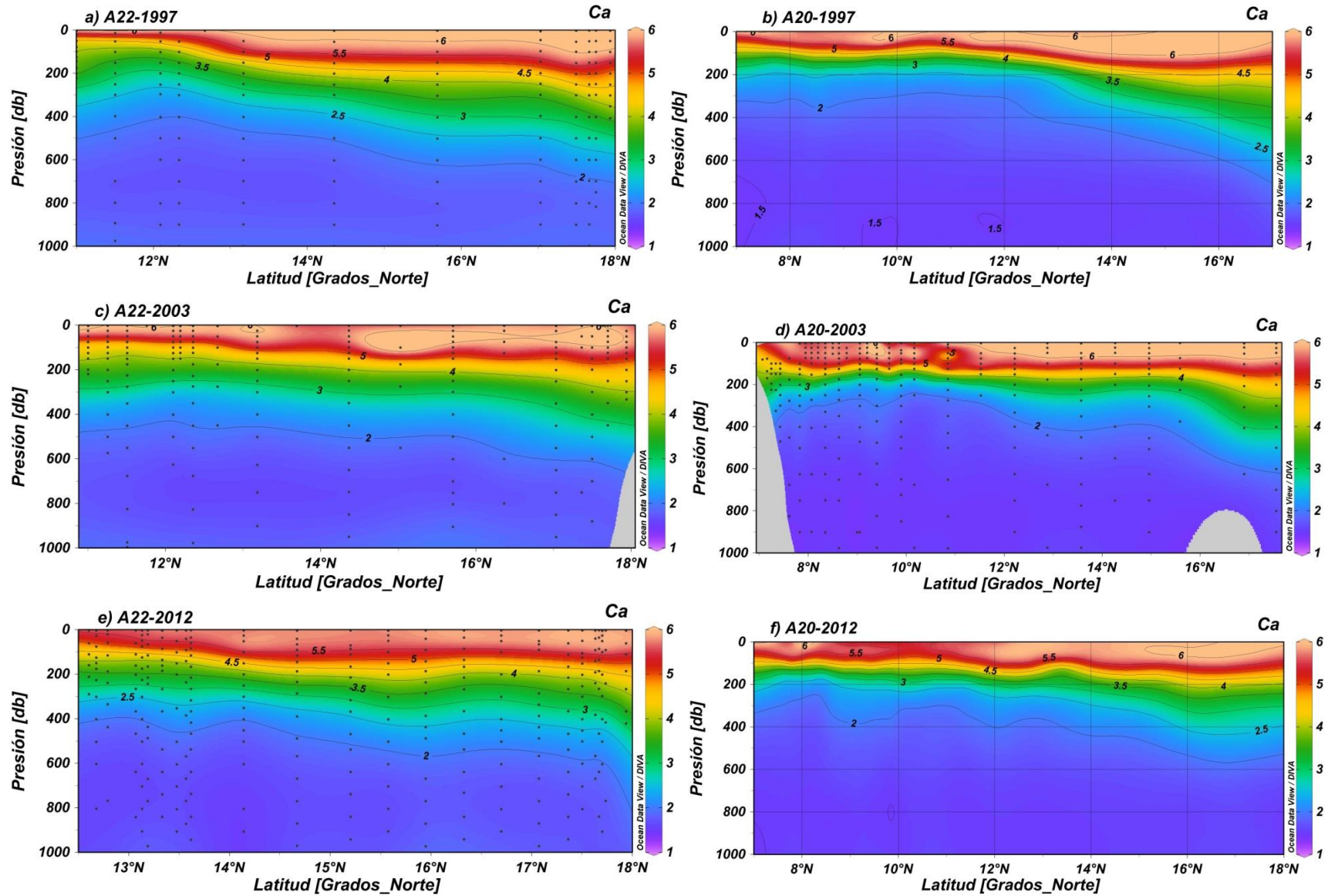


Figura 24. Sección transversal de las líneas A22 y A20 de Ω_{Calcita} de los años 1997, 2003 y 2012.

5.2.2 Nutrientes

Como se mencionó anteriormente, el aporte de ríos y lluvias transportan cierta cantidad de nutrientes a varias regiones. Principalmente en la línea A20 se observa esta influencia, la cual se mostró con una disminución de salinidad, CID y AT.

Los diagramas de mezcla nos mostraron que el silicato fue el nutriente aportado por el río Amazonas en mayor concentración, seguido del fosfato y nitrato, debido a esto, fue necesario conocer las concentraciones de dichos nutrientes en la columna de agua.

A continuación se menciona el comportamiento de cada nutriente en la columna de agua para ambas líneas:

El nitrato (NO_3): como era de esperarse las concentraciones para los cruceros correspondientes a los años 1997, 2003 y 2012, en superficie fue de $0.0 \mu\text{molkg}^{-1}$, aumentando conforme a la profundidad; en donde se observa de nuevo la intrusión de agua intermedia con valores menores de $24 \mu\text{molkg}^{-1}$ en la línea A22 y de $20 \mu\text{molkg}^{-1}$ en la línea A20 a partir de los 1000m de profundidad, Fig. 24.

Los nitritos (NO_2): en ambas líneas fueron de $0.0 \mu\text{molkg}^{-1}$ en toda la vertical. En la línea A22, entre los 50-100m de profundidad con parches cercanos a la costas y al centro entre los 15°N con $0.15 \mu\text{molkg}^{-1}$ en 2003 y $0.40 \mu\text{molkg}^{-1}$ en 1997 y 2012. En la línea A20 1997 y 2003 las concentraciones en la columna de agua fue de $0.0 \mu\text{molkg}^{-1}$, y en 2012 entre los 50 y 150m de profundidad se encontraron valores de 0.05 - $0.3 \mu\text{molkg}^{-1}$, con las mayores concentraciones cercanas a la costa.

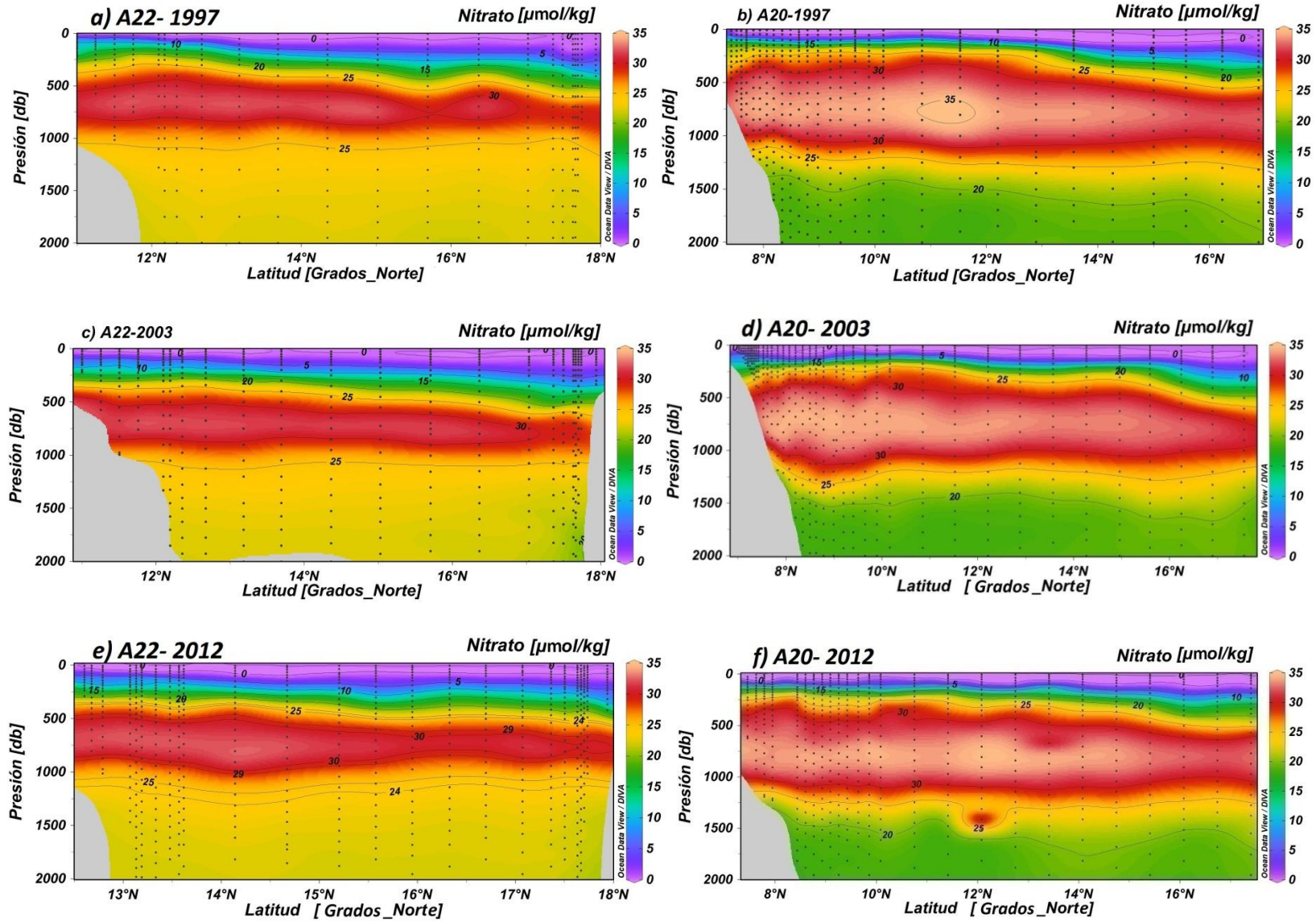


Figura 25. Sección transversal de las líneas A22 y A20 de nitrato de los años 1997, 2003 y 2012.

En la distribución de silicato: comparando las líneas, a profundidad hay mayor concentración de silicato en la línea A22, y por debajo de ~700m aumenta la concentración hasta $27.5\mu\text{molkg}^{-1}$.

En la A20 ~600-1000m de profundidad se observa la máxima de $27.5\mu\text{molkg}^{-1}$ y después disminuye con $15\mu\text{molkg}^{-1}$ a mayores profundidades, Fig. 25. En la misma línea fuera del Caribe, en superficie cercana a la costa se observan concentraciones mayores a $0\mu\text{molkg}^{-1}$ cercanos a $10\mu\text{molkg}^{-1}$, principalmente en 1997, en los demás años el aumento de silicato es debido al aporte fluvial proveniente del río Amazonas.

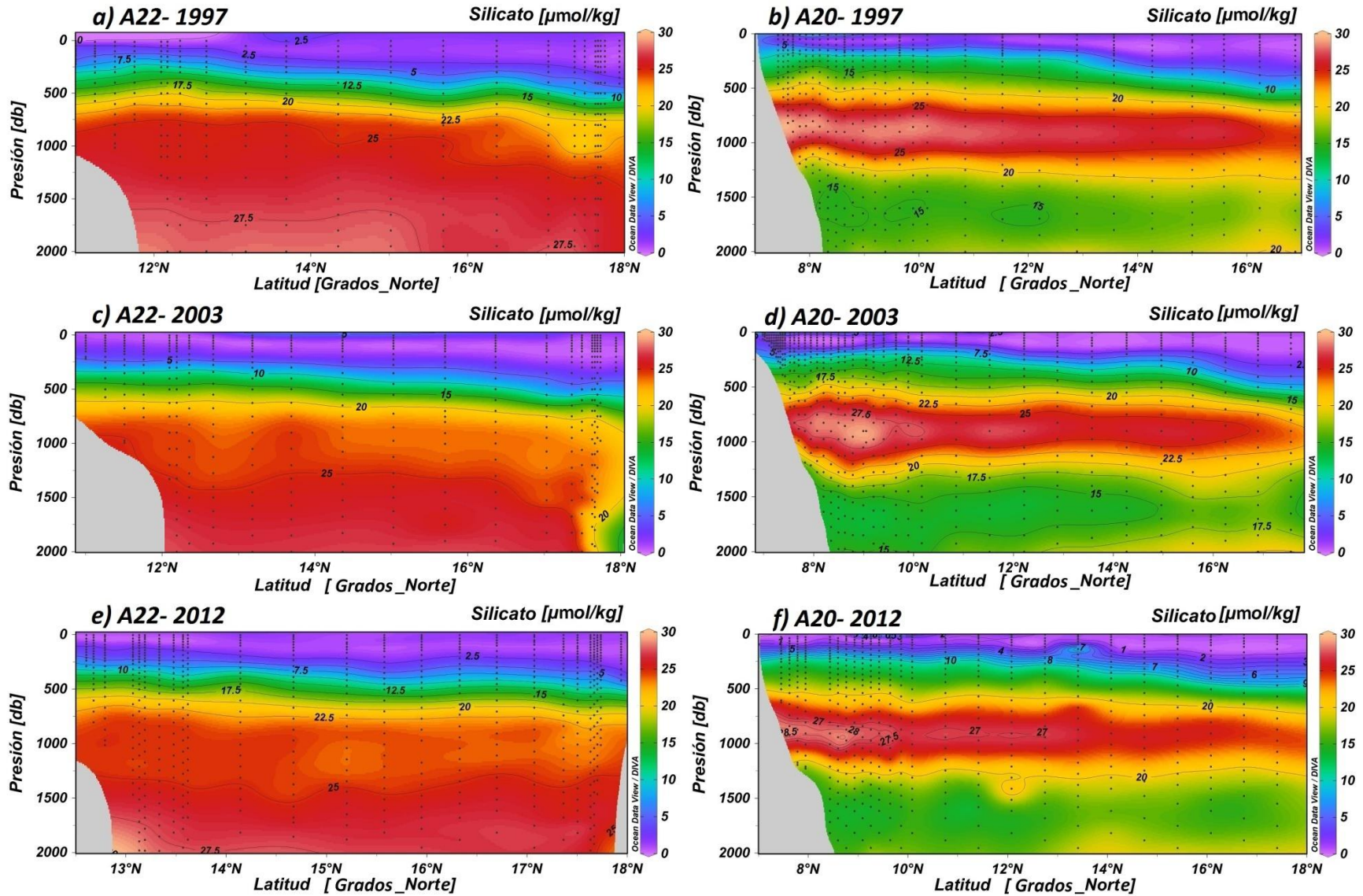


Figura 26. Sección transversal de las líneas A22 y A20 de silicato de los años 1997, 2003 y 2012.

El fosfato: se observaron valores en superficie de $0.0 \mu\text{molkg}^{-1}$ que aumentan respecto a la profundidad, hasta antes de los 1000m, en donde, la línea A22 conserva mayor concentración que la línea A20 a profundidades mayores con valores de $1.5 \mu\text{molkg}^{-1}$. El fosfato en ambas líneas, se observa un máximo de $2.0 \mu\text{molkg}^{-1}$ a 1000m de profundidad, debido a la intrusión del agua intermedia, comenzando a disminuir a $1.5 \mu\text{molkg}^{-1}$, Fig. 26.

Las mayores concentraciones de nutrientes se encontraron en 1997 para ambas líneas, a pesar de que este fue año Niño, ocasionando sequía en el Mar Caribe, y existe poca influencia del río Amazonas, otros procesos como la circulación ciclónica puede ser un factor importante para el aumento en las concentraciones de dichos nutrientes.

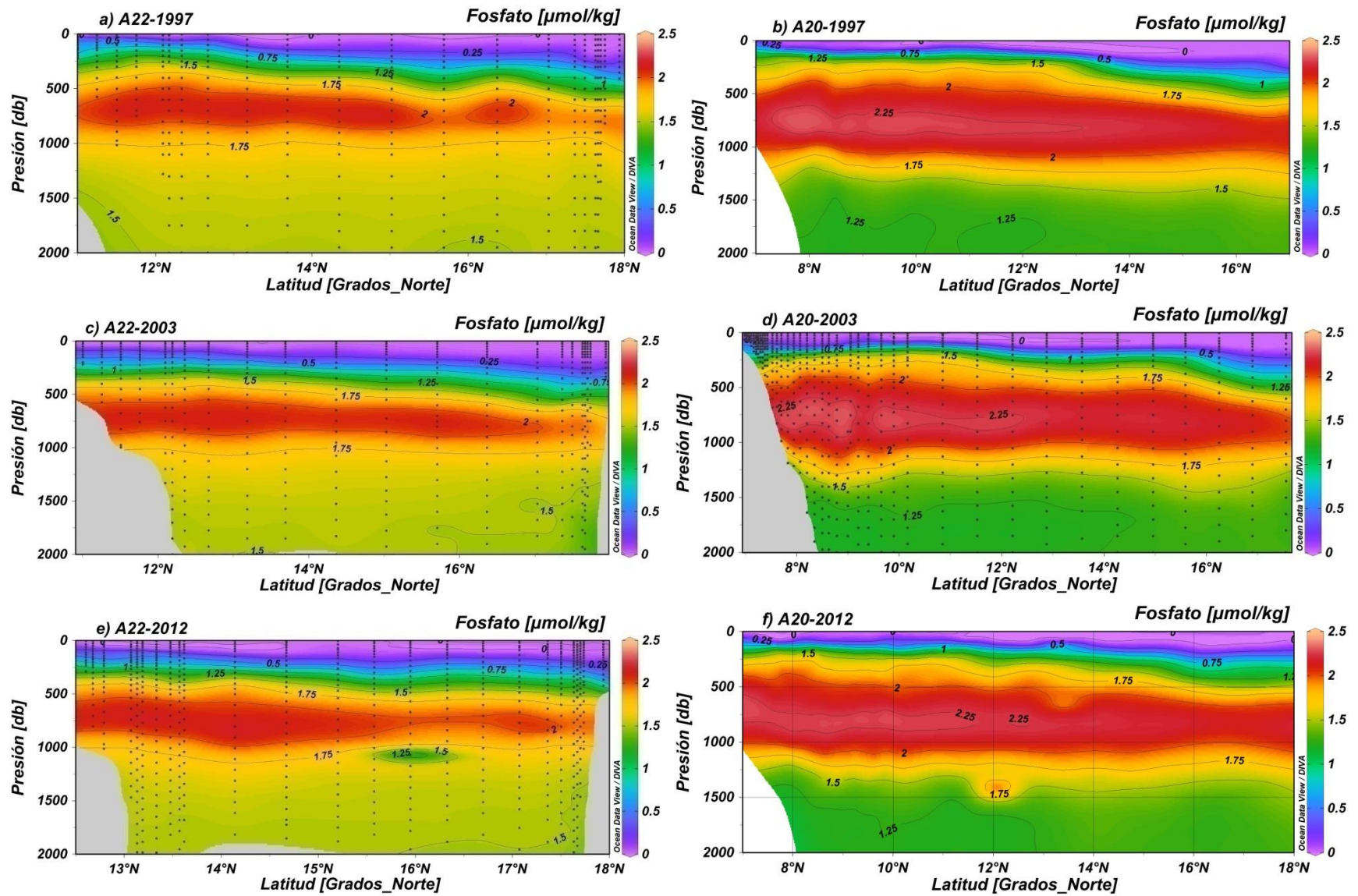


Figura 27. Sección transversal de las líneas A22 y A20 de fosfato de los años 1997, 2003 y 2012.

Relación entre nutrientes: nitrato-fosfato, nitrato- silicato y silicato- fosfato

Los nutrientes son necesarios para los procesos biológicos como la respiración y la fotosíntesis que se dan dentro de la columna de agua y cercanos a la superficie, respectivamente. La fotosíntesis consume nutrientes y CO_2 , y en este consumo se encontrará un nutriente limitante para dicho proceso; la concentración de nutrientes también se observara limitada por la presencia o ausencia de remolinos ciclónicos, los cuales son formados por los vientos Alisios de la ZCIT, con mayor intensidad cuando se encuentra hacia el norte.

Para conocer este nutriente, en el área de estudio, se realizó las relaciones entre nitrato-silicato, nitrato- fosfato y silicato- fosfato, medidos en los cruceros. En las relaciones nitrato- silicato y nitrato- fosfato, en ambas líneas A20 y A22, el nitrato se comporta como un nutriente limitante, en los tres años; y en la relación silicato- fosfato de las líneas el nutriente limitante es el fosfato (Fig. 27). Por lo tanto el nutriente limitante en el área de estudio es el nitrato seguido del fosfato, ya que las concentraciones de silicato fueron aportes del río Amazonas.

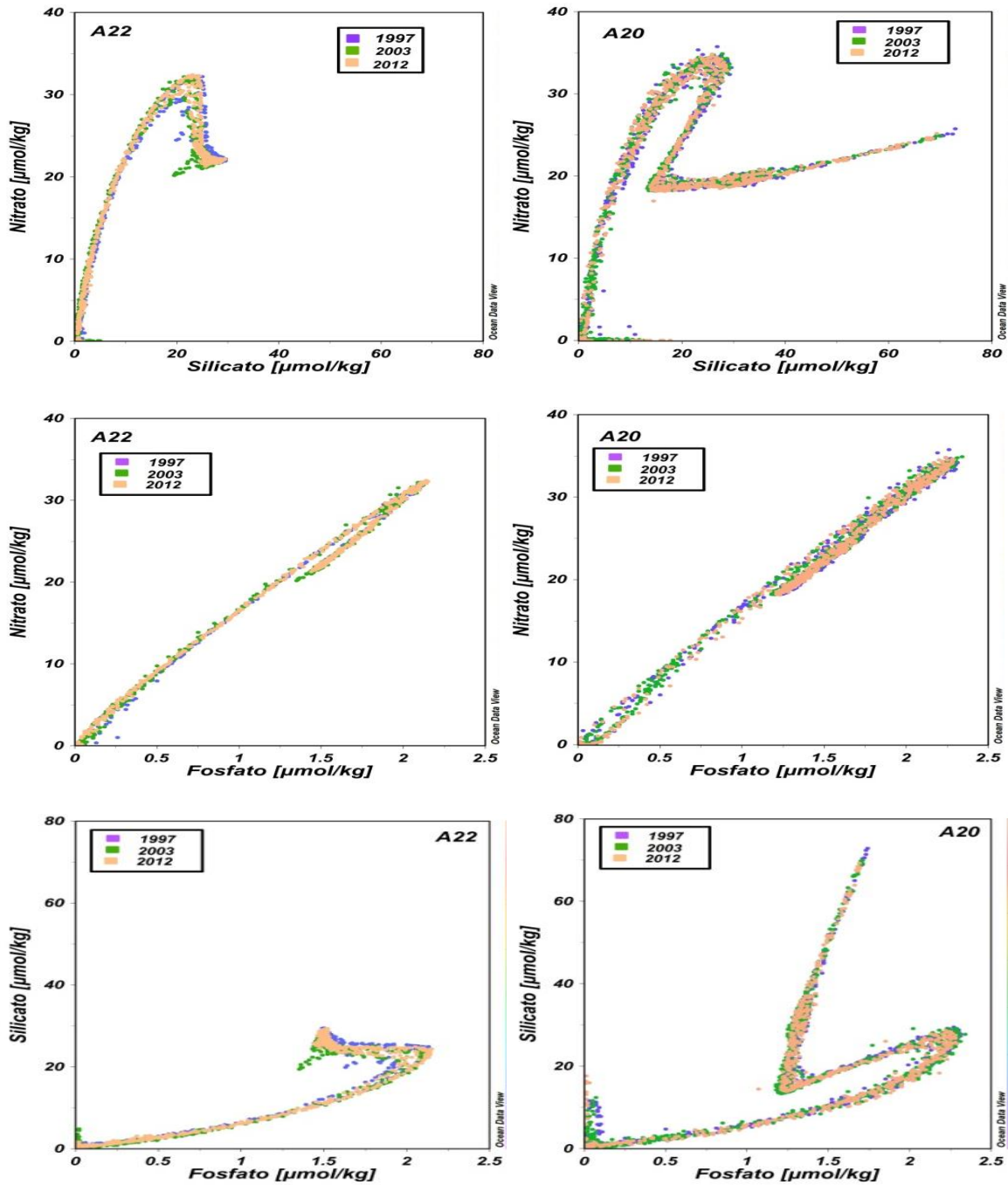


Figura 28. Relación entre nutrientes de una estación, para las líneas A22 y A20, representando la línea azul a 1997, línea negra el 2003 y línea roja el 2012.

5.2.3 Oxígeno

Además de los nutrientes el oxígeno también juega un papel importante en los procesos biológicos y químicos que se presentan en la columna de agua, en áreas en donde hay una mayor producción de fotosíntesis el oxígeno tiende a aumentar, al igual si se encuentra un área influenciada con vientos como los de la ZCIT, ya que se encuentra mayor intercambio con la atmósfera. Para conocer su distribución se realizaron secciones transversales de oxígeno disuelto para ambas líneas.

Encontrando en ambas líneas la intrusión de agua intermedia con menor concentración de oxígeno, mencionada en los transectos anteriores de salinidad, CID, AT, pH y nutrientes.

En la línea A20, se observa un mínimo entre los 100-1000m y el máximo en profundidad fue de $250 \mu\text{molkg}^{-1}$. En particular en 1997, cercano a la costa en superficie hasta antes de los 500m se observa un mínimo de $100 \mu\text{molkg}^{-1}$ (Fig. 28b).

En la línea A22, se observa un mínimo de $120 \mu\text{molkg}^{-1}$ entre los 100-1000m de profundidad y aumenta a $210 \mu\text{molkg}^{-1}$ después de los 1000m (Fig. 29a-c-e), en 2003, cercano a la costa de Puerto Rico entre los 18°N , a profundidad, se observa una concentración de $225 \mu\text{molkg}^{-1}$.

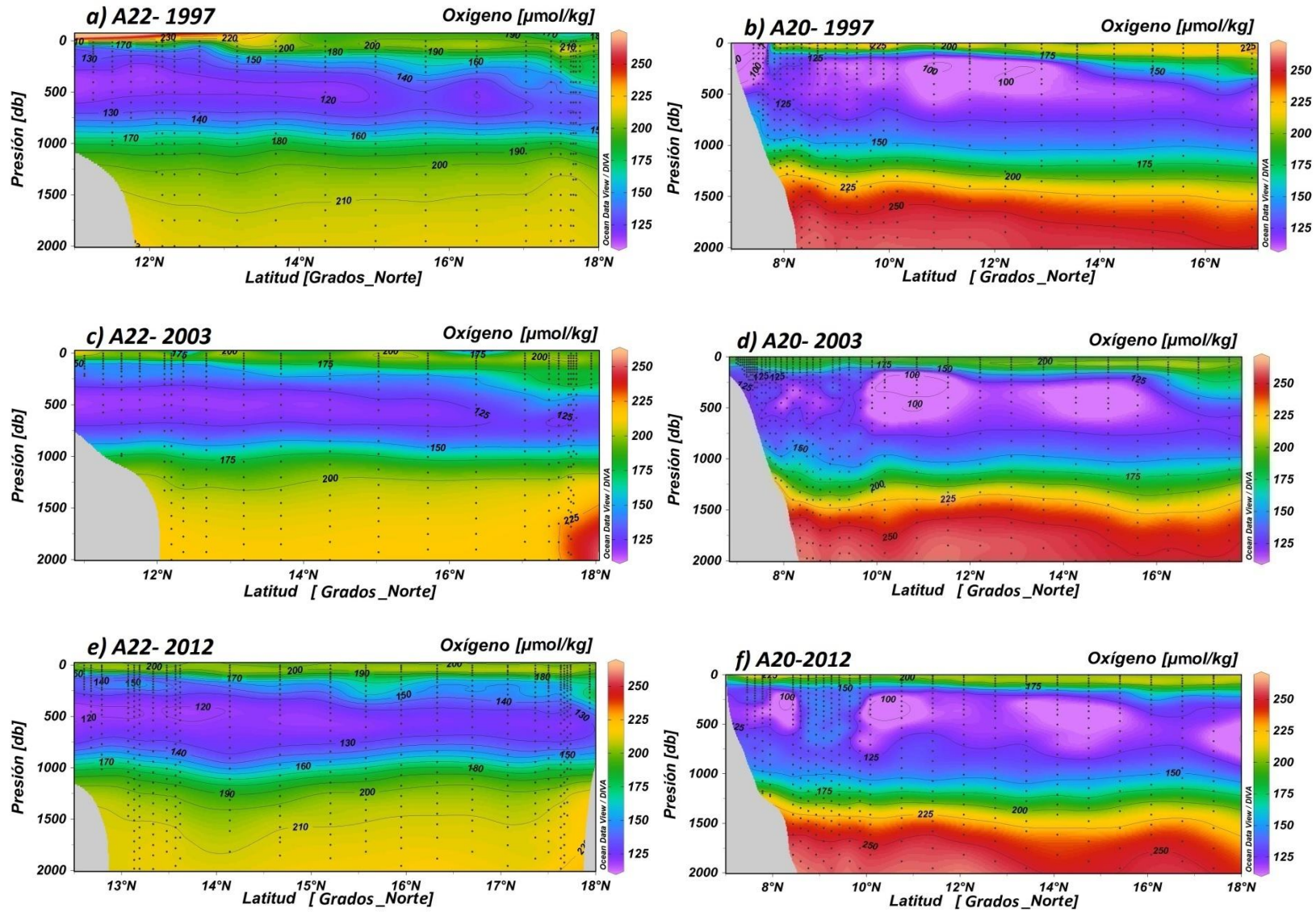


Figura 29. Sección transversal de oxígeno las líneas A22 y A20 para los años 1997, 2003 y 2012.

5.3 Biología

Al conocer los procesos de fotosíntesis y respiración y como estos se ven afectados o favorecidos por aportes fluviales, generando aportes de nutrientes y por remolinos causados por los vientos de la ZCIT; y a su vez, como afectan a la química del agua, por eso fue necesario observar mejor como dichos nutrientes influyen en los procesos biológicos, y conocer la productividad de la región. Para esto, se obtuvieron imágenes satelitales de Clorofila *a* (*Chl a*), de algunos meses del estudio.

5.3.1 Clorofila *a* (*Chl a*) y nutrientes: efectos ante mesoescala y ríos

Se tomaron imágenes satelitales de clorofila *a* para los meses de estudio del 2003 y 2012, Fig. 29. Cercano a la costa se observó mayores concentraciones debido al aporte de la pluma del río Amazonas y la mayor descarga del río Orinoco; el movimiento es debido al aumento de dichos flujos que generan remolinos ciclónicos y anticiclónicos, así como también por la migración de la ZCIT. Se observó que la mayor concentración de *Chl a* se encontraron cercanos a la costa, fuera del Caribe Oriental, en la región mayormente afectada por el río Amazonas y remolinos ciclónicos. En 2003 se observó mayor intrusión de *Chl a* dentro del Caribe, este comportamiento, aunque no se observó en las mediciones de los cruceros, en las imágenes satelitales de salinidad (Fig. 16) se observa como parte de la pluma del río Amazonas se introduce a pesar de que en octubre el flujo de la corriente de Guyana no entra directo al Caribe y es desviada.

A pesar de que en las imágenes del 2012 se observa mucha nubosidad, nos dan una idea de la concentración de *Chl a* que hubo en la zona de estudio para dichos meses, ya que hubo mayor influencia del río Amazonas. Aunque en los diagramas de mezcla se muestre el aporte de silicato, dicha concentración pueda deberse a los remolinos que se encuentran en el área de estudio, haciendo que la nutriclina se eleve.

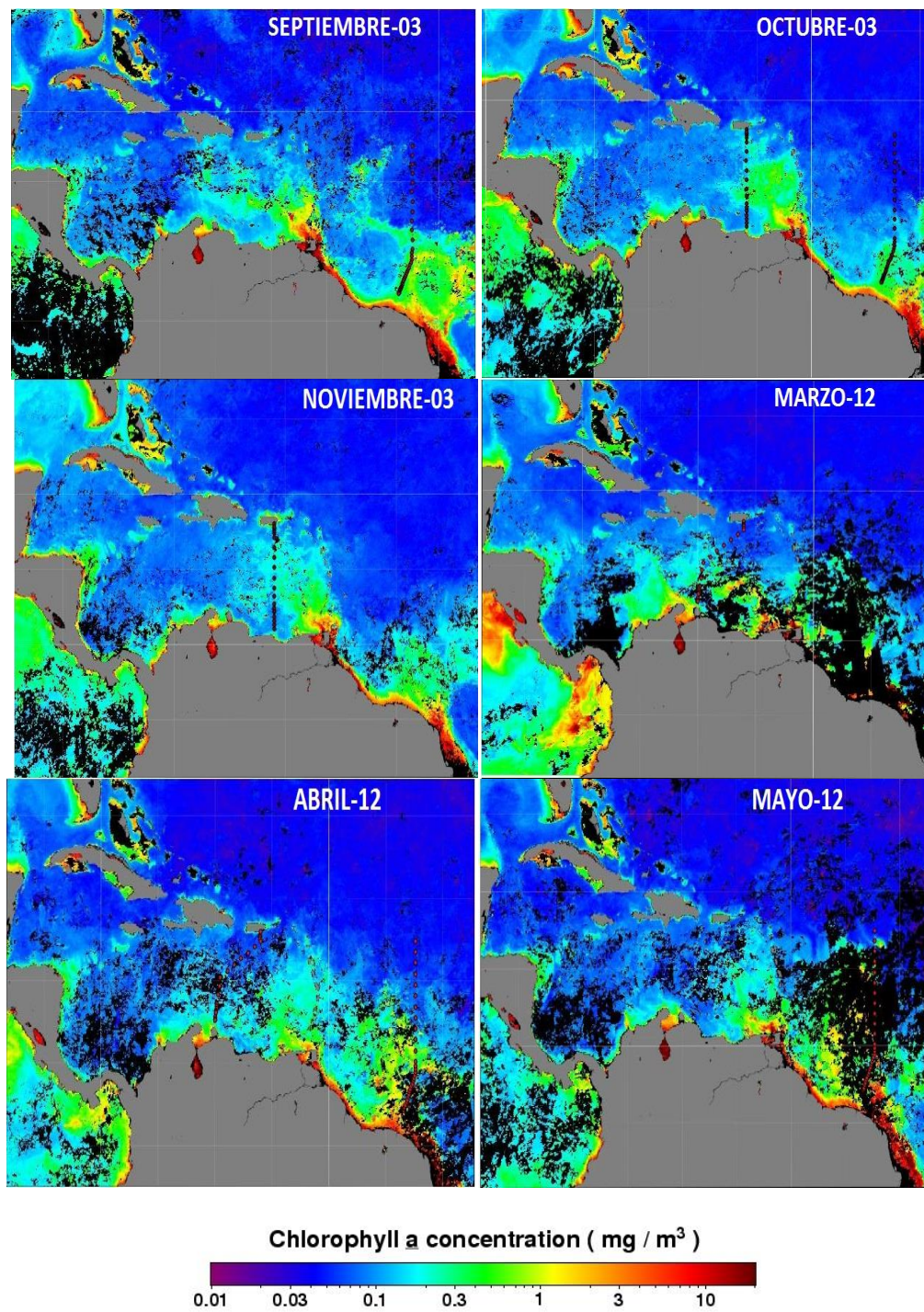


Figura 30. Imágenes satelitales del promedio mensual de Chl a , para los años 2003 y 2012 (meses correspondientes).

6. DISCUSIONES

6.1 Física

Temperatura, salinidad, densidad y Río

La región del Caribe Oriental se encuentra influenciada por diversos factores como aportes fluviales, remolinos y advección, entre los más importantes, en los que dependiendo de la época del año y las condiciones climatológicas se ven afectados.

La temperatura es uno de los primeros cambios que se presentan en las aguas superficiales, la importancia de esta variable es que regula la velocidad de los procesos químicos, bioquímicos y fisiológicos, ya que a mayor temperatura, las reacciones se aceleran, a excepción de la fotosíntesis (Molina, 2002). Los datos de la "serie de tiempo" de los datos satelitales en diferentes años mostraron que hay un patrón en donde las temperaturas más bajas de aproximadamente 25°C se presentan entre diciembre y abril, en relación con época de sequía en el Caribe; y las más altas de 28°C entre mayo y noviembre, época en donde se observa la migración de la ZCIT hacia el norte generando precipitaciones en el Caribe y a su vez otra migración hacia el Ecuador disminuyendo las lluvias. Por esta razón se encontró agua superficial de mayor temperatura en el año 2003 de septiembre a noviembre cuando la ZCIT se dirige hacia el Ecuador, seguido de 1997 entre julio y septiembre, época de lluvias en el Caribe y 2012 entre marzo y mayo, época en donde la ZCIT se encuentra más cercana al Ecuador. Esto nos muestra que en la temperatura no se encontró alguna anomalía y los cambios se deben a la época del año promovidos por el movimiento estacional de la ZCIT.

En las imágenes por satélite de salinidad entre marzo y mayo se observó la pluma del río con agua menos salina hacia noroeste, de acuerdo con Hu *et al.* (2004); Cherubin y Richardson, (2007) y Cañón-Páez, (2010), esta es la época en la que comienza la mayor descarga del río terminando en julio-agosto, además de estos aportes fluviales, en junio comienza la migración de la ZCIT, presentando un máximo en la intensidad de los vientos alisios y por consecuencia inicia la época de precipitación en el Mar Caribe (Richardson y Philander, 1987; Andrade *et al.*, 2003; Aparicio, 2003; Chérubin y Richardson, 2007). Debido a que la ZCIT se encuentra más cercana al Ecuador y se genera mayor precipitación, el aporte del río Amazonas es mayor y por esta razón en 2012 entre marzo y mayo se observaron aguas menos salinas cercanas a la costa, estos aportes fluviales favorecen al transporte de nutrientes por ríos, encontrando para este año, aporte de silicato principalmente. Lo anterior se observó utilizando diagramas de mezcla (Fig. 15).

En 1997 entre julio y septiembre, también se observaron aguas menos salinas cercanas a la costa, aunque abarcando menos área en comparación al 2012, esto debido a la disminución en el aporte del río hacia el Caribe por la formación de la retroflexión y aumento en la Contracorriente Norecuatorial (Fratantoni *et al.*, 2000). En cuanto a las concentraciones de nutrientes, estos son mayores que los años posteriores a 100m de profundidad, sin tanta influencia por ríos, aunque el diagrama de mezcla mostró aporte de silicato; este cambio se debe a la presencia de El Niño de 1997-1998, en donde Hu *et al.* (2004) mencionó que en estas fechas no se observó influencia del río Amazonas hacia el noroeste.

En 2003 no se observó aguas con baja salinidad cercanas a la costa, solo una intrusión de agua hacia el fondo, posiblemente relacionada con la mezcla generada por el paso de remolinos o bien, por la influencia de los vientos Alisios, ya que entre octubre y noviembre la ZCIT comienza su migración hacia el Ecuador (Andrade *et al.*, 2003; Aparicio, 2003; Chérubin y Richardson, 2007). En los cruceros realizados dentro del Caribe Oriental (línea A22), no se observaron aguas menos salinas cercanas a la costa, se observó solo una disminución hacia mitad del transecto.

En el año 2003, dicha disminución fue mayor, como lo mencionan varios autores, debido a que entre septiembre y octubre, la pluma del río Orinoco y Amazonas alcanza su influencia en el sureste del Caribe (16°N-65°O) (Hu *et al.*, 2004; Cañón-Páez, 2010), dicha influencia por ríos no se observa en los resultados, mas bien, se atribuye a que en octubre el flujo cercano a las Antillas menores es bloqueado por remolinos ciclónicos debido a la migración de la ZCIT hacia el norte, en este mes cercano a la costa de Puerto Rico se observó un remolino ciclónico (Fig. 13); y entre agosto y octubre se genera un máximo en la Contra Corriente Norecuatorial (Fratantoni *et al.*, 2000) produciendo una desviación de la Corriente Norecuatorial hacia el noroeste y pasando el flujo por Westward (Johns *et al.*, 2002), esto se pudo observar en las imágenes satelitales de salinidad del 2012 (Fig. 16).

Masas de agua

Como lo indican diferentes autores, con los diagramas TS se pueden observar las diferentes masas de agua que caracterizan una zona en específico (Schmitz *et al.*, 1991, Stewart, 2008), en el área de estudio, los diagramas TS mostraron una división en aguas superficiales e intermedias debido a los aportes fluviales ocasionados por la localización de la ZCIT, observándose que para la línea A20 dicha separación comienza aproximadamente a los 200m de profundidad y a los 150m para la línea A22 (Figs. 10 y 11); dicha separación en las aguas se debe a la interacción de dos masas de agua con diferentes características tanto de densidad como de salinidad; principalmente, en donde se combina el APAN con AAI, esta última se pudo apreciar como una línea sobresaliente

en las secciones transversales con mayores concentraciones de nutrientes que se observa aproximadamente a los 500m de profundidad. En la línea A22 después de 2000m de profundidad, la columna de agua estuvo bien mezclada y débilmente estratificada para los tres años (Curry y Szüts, 2012), observándose una disminución en APAN; en donde las primeras estaciones, cercanas a Puerto Rico y al sur en Venezuela, no se encuentra por ser aguas más someras.

Sverdrup y colaboradores (1942), mencionan que las masas de agua que ingresan entre las Antillas Menores generan una mezcla, en donde dichas masas de agua principalmente son del Atlántico norte y pocas del Atlántico Sur. Esto indica que en el océano existen diferentes corrientes en superficie y masas de agua a profundidad (Andrade y Barton, 2000; Chérubin y Richardson, 2007), las cuales son transportadas y mezcladas de un sitio a otro. La razón por la cual el Agua Superficial del Caribe solamente se encuentra en los años 2003 y 2012, se debe a la presencia de El Niño de 1997-1998, reduciendo la entrada de agua hacia el Caribe (Hu *et al.*, 2004), y generando remolinos ciclónicos en la costa fuera y dentro del Caribe en agosto.

Mesoescala

La importancia de las imágenes de altimetría en este estudio nos señalan las formaciones de los remolinos que se presentan en el Caribe Oriental, por lo tanto es importante conocer la ubicación de la ZCIT, ya que esta genera una mayor formación de remolinos importantes para el Mar Caribe (Montoya, 2014) viéndose afectados de manera espacial por el Agua Superficial del Caribe y por dos corrientes (CCs y CCn) que se encuentran entre los 12 y 14°N que pasan por las Antillas menores (Jouanno *et al.*, 2008), generando mezcla y remolinos ciclónicos y anticiclónicos dependiendo de la época del año (Andrade y Barton, 2000; Johns *et al.*, 2002; Jouanno *et al.*, 2008). Estos remolinos ciclónicos influyen, principalmente con la elevación de la nutriclina y a su vez al aumento en la producción primaria, que se observa en el aumento de Chl *a* y una alteración en la distribución vertical de los parámetros químicos (Astor *et al.*, 2005).

En la línea A22, en 1997 se muestran principalmente remolinos ciclónicos con mayor influencia al sur de la línea. En 2003, se encuentra un remolino ciclónico al centro de la línea A22. En 2012, por debajo de los 10°N se encuentran remolinos ciclónicos y al norte anticiclónicos, relevante a lo mencionado por John *et al.*, 2002, durante otoño (de agosto- diciembre) se presentan remolinos ciclónicos y durante invierno y primavera (de febrero- junio) remolinos anticiclónicos. Andrade *et al.*, 2003, menciona que el aumento en la intensidad eólica, debido a las migraciones de la ZCIT ayuda a la formación de estos remolinos. Andrade y Barton, 2000 y Chérubin y Richardson, 2007, mencionan que la

presencia de estos remolinos se debe a la Corriente del Caribe sur (sCC) la cual se compone de tres partes que se dirigen hacia el oeste y conforme avanza se van juntando, convirtiéndose en una a los 12°N.

Según Cañón-Páez, (2010), con las regiones biogeográficas que señaló en su trabajo, entre mayo a noviembre en la región sur del Caribe Oriental, cercana a la entrada del Agua Superficial del Caribe por las Antillas Menores, aumenta hacia el noroeste, debido a la presencia de remolinos, fecha en la que la ZCIT se encuentra hacia el norte y los vientos son más fuertes. Según lo escrito por Hu *et al.*, (2004), en el mes de agosto no se encuentra la influencia del río Amazonas dentro del Caribe debido a la desviación de la Corriente Norte de Brasil por los vientos alisios, y la falta de precipitación en el Ecuador genera una disminución en el aporte del río Amazonas y en la velocidad de la Corriente Norte de Brasil; también el incremento en giros ciclónicos de agosto a septiembre y la poca interacción con giros anticiclónicos, permite que se conserven las mismas características en el área.

La cuenca norte de Venezuela entre los 15°-17.8°N y 60°-77°O, se encuentra influenciada por la Corriente de Caribe norte (CCn) y río Orinoco en ciertas épocas del año (Johns *et al.*, 2002; Hu *et al.*, 2004; Cañón-Páez, 2010) la cual tiene poca influencia de procesos costeros, influenciada principalmente por aguas de la corriente ecuatorial norte con flujo hacia el oeste entre enero y abril. En los resultados no se mostró ninguna influencia del río Orinoco dentro del área de estudio, esto puede deberse al tiempo en las mediciones realizadas en cada crucero. También la zona al sur de Puerto Rico entre los 17.8°-18.2°N y 65.5°-67.3°O, se encuentra influenciada por el CCn y remolinos anticiclónicos (Chérubin y Richardson, 2007; Cañón-Páez, 2010), en donde es posible que la disminución de las concentraciones en las variables en esta área para el 2003, se deba al aporte de la CCn que entra por las Antillas Menores.

6.2 Química

6.2.1 Parámetros del sistema de CO_2

Influencia de la ZCIT en el Carbono Inorgánico Disuelto (CID), Alcalinidad Total (AT), pH, $\Omega_{Aragonita}$ y $\Omega_{Calcita}$.

Como se mencionó anteriormente la banda de la ZCIT regula varios factores en el área de estudio, como físicos, químicos y biológicos y dependiendo de su ubicación es como afecta al Caribe Oriental ya sea en época de lluvia o sequía. Se observó que el río Amazonas tiene una gran influencia fuera del Caribe Oriental y a su vez modifica la química del agua superficialmente, < 50m de profundidad. La superficie del océano, principalmente cercano a la costa, se ve afectada a diario por procesos físicos, químicos y biológicos; la influencia de los procesos físicos mencionados anteriormente como los aportes fluviales y giros generados por vientos, cambian las condiciones en la capa de agua y con ello los parámetros del dióxido de carbono y la concentración de nutrientes.

En la línea A20 los valores de CID y AT fueron menores en superficie cercanos a la costa, con CID de $1900 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, parecidos a los transecto de AT con valores de $1900 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$, relacionado con aguas menos salinas debido a la influencia del río Amazonas en 2012 afectando en la vertical aproximadamente a 20m de profundidad, esta disminución en la salinidad por aporte de río genera una menor concentración de HCO_3^- en superficie, afectando la AT. Es importante mencionar que también se observaron procesos biológicos, por lo tanto la disminución en CID está relacionada con dos procesos que son la producción primaria y con el aporte de río. En 1997 y 2003 la disminución se debe por la precipitación y poca interacción con el río, tomando en cuenta que esta disminución en estos dos últimos años también puede ser debido a procesos biológicos que se presenten en la región.

Para los cruceros de la línea A22, las menores concentraciones se observaron al centro del transecto debido a la influencia en las corrientes y lluvias presentes para esa época del año. Se encontró menores concentraciones de CID de aproximadamente $1900 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ en 2003 en la época en la que disminuyen las lluvias y la corriente Norecuatorial se introduce por las Antillas Menores (Fratantoni *et al.*, 2000).

Los valores de pH, se ven afectados por las concentraciones del ion HCO_3^- , CO_3^{2-} y H_2CO_3 , dentro de la columna del agua, en superficie los valores fueron aproximadamente de 8.0 a 8.2 esto puede observarse debido al aporte de río y a la

producción primaria, lo que también genera la disminución en las concentraciones del CID, con un aumento en CO_3^{2-} y una disminución en HCO_3^- , afectando aproximadamente hasta los 10m de profundidad.

Las concentraciones mínimas de pH cercanas a 7.8, se encontraron entre los 500 y 1000m de profundidad, esto se debe a la intrusión de la masa de agua Antártica Intermedia (que se observa en todos los transectos, Fig. 4) la cual transporta estas bajas concentraciones de pH y altas de CID, con bajas temperaturas. Por debajo de la zona eufótica, el pH muestra relación con el oxígeno disuelto (O_2), en donde se encuentra baja concentración de O_2 , se encuentra un aumento en el CO_2 (Sverdrup *et al.*, 1942). El máximo de oxígeno disuelto relacionado con la oxidación de materia orgánica, después del mínimo se observa un aumento debido al ingreso de aguas más oxigenadas (Silva y Palma, 2006; Álvarez-Borrego, 2007). Debajo de la capa mínima de O_2 , por lo general se observa un aumento gradual de pH.

Las variables $\Omega_{Aragonita}$ y $\Omega_{Calcita}$ se encuentran relacionadas con la concentración de Ca^{2+} y CO_3^{2-} , y a su vez estas se ven afectadas por el aporte de río y por el aumento en el pH, en este caso, dichas variables no tienen grandes cambios en superficie, en la línea A20 se observaron valores de 3.5 y para la línea A22 de 4 hasta antes de los 100m de profundidad cercano a la costa, disminuyendo gradualmente en la vertical.

En los resultados se observaron valores cercanos a 1 de $\Omega_{Aragonita}$, en la línea A22 se encuentran entre 400 y 600m de profundidad y por arriba de 400m en la línea A20. Doney *et al.*, (2009) y Feely *et al.*, (2012) mencionaron que este aumento en el horizonte de saturación a profundidad se observa desde la era pre-industrial siendo más someros en el océano Pacífico e Índico que en el Atlántico, a causa de la circulación y ventilación y del CO_2 antropogénico que se concentra en la termoclina superior que con el tiempo se da dicha agrupación del horizonte de saturación de este periodo. Los valores >1 se encontraron por encima de los 100m en $\Omega_{Calcita}$ y aproximadamente hasta los 200m de profundidad con $\Omega_{Aragonita}$, estos valores representan una sobresaturación lo cual indica que es ideal para los organismos. En estas variables en superficie no se observa tan marcada la diferencia en época de lluvia y época de sequía, aunque en 1997 que fue año Niño, cercano a la costa sur para ambas líneas las mayores concentraciones de ambas variables se ven reducidas en cuanto a profundidad, viéndose más someras.

6.2.2 Nutrientes

Los nutrientes juegan un papel importante en el área del Caribe Oriental, ya que se considera como una zona mesotrófica (Cañón- Páez, 2010), debido a los aportes por ríos y la producción biológica que generan (Hu *et al.*, 2004). En los resultados se observó que hay una gran cantidad de aporte de silicato hacia fuera del Caribe Oriental, especialmente en 2012 de marzo a mayo, cuando la ZCIT se encuentra cercana al Ecuador, debido a las lluvias presentes en la zona generan el aumento en el flujo del río Amazonas y en la Corriente Norte de Brasil (Fratantoni *et al.*, 2000).

Tomando en cuenta la distribución vertical del nitrato, es común que se encuentren bajas concentraciones en superficie, zona con suficiente luz para ser consumido por el fitoplancton y realizar la fotosíntesis, en los gráficos con relaciones de nutrientes se observó que el nutriente limitante fue el nitrato. A medida que la profundidad aumenta, dichas concentraciones en los nutrientes suelen aumentar debido a la respiración (Lamper y Sommer, 1997). En la línea A20 se observó mayor concentración de nutrientes y estos se vieron reflejados por aportes fluviales y de río dependiendo de la época del año. También en esta línea se observaron remolinos ciclónicos los cuales ayudan a la elevación de la nutriclina y a su vez, mayor disponibilidad de nutrientes para una mejor producción primaria (Castro *et al.* 2002).

6.3 Biología

6.3.1 Chl α y nutrientes, reacción ante mesoescala y ríos

Cañón- Páez, (2010) mostró imágenes satelitales de Chl α dentro del Caribe en donde para agosto-octubre se observa mayor concentración de Chl α , atribuyéndolo a la descarga del río Orinoco, y nombrando al Mar Caribe como mesotrófico. La influencia del río Amazonas abarca dentro del Caribe Oriental llegando hasta Puerto Rico en cierta época del año, al mismo tiempo en que el río Orinoco tiene mayor descarga, entre junio y agosto, haciendo que estos dos ríos se encuentren (Hu *et al.*, 2004; Jouanno *et al.*, 2008a), aunque en los resultados cercanos a los meses de julio a septiembre de dicha influencia, el río Amazonas no se observa dentro del Caribe y tampoco el río Orinoco ya que posiblemente fue la época cuando comenzó El Niño en 1997-1998 (Hu *et al.*, 2004).

En los transectos del 2012, se comienza a observar mayor influencia en la línea A20, el aporte de nutrientes y la mayor irradiancia crea una zona altamente productiva, en donde se encuentran las aguas del río y oceáno; en el Amazonas se produce mas de $25\text{mgChl } \mu\text{m}^{-3}$ y $8\text{gCm}^{-1}\text{d}^{-1}$ (Smith y DeMaster, 1996) debido a esta producción, la plataforma norte de Brasil actua como un sumidero significativo de $\text{CO}_{2(\text{atm})}$ (Ternon *et al.*, 2000), sin observarse en la A22.

La advección de las aguas menos salinas hacia la línea A20 genera mayores concentraciones de nutrientes (Hu *et al.* 2004), observándose mayor cantidad de fosfato para el año 2012, y encontrando al nitrato como limitante en los tres años, los remolinos que se encuentran en el área de estudio producen una elevación de estos nutrientes, y a su vez el aumento en la producción primaria debido al crecimiento de fitoplancton (Castro *et al.* 2002).

Al conocer la relación del aumento de nutrientes debido a procesos físicos que se presentan en el área de estudio y que dichos procesos son estacionales, ayudan a observar cómo puede cambiar el crecimiento de poblaciones , y a su vez su distribución; ya que cuando el flujo en la Corriente de Brasil Norte es más débil dicha productividad se presenta más cercana a la costa y cuando aumenta la pluma del río Amazonas, esta abarca un área mas grande hacia el norte; es importante tenerlo en cuenta ya que no solo afecta biológicamente también cambia las concentraciones de los parámetros del sistema del carbono, (Wurtsbaugh *et al.*, 1991; Ramos-Higuera *et al.*, 2008).

Además de los aportes de ríos, los remolinos se presentan por la migración de la ZCIT (Andrade *et al.*, 2003; Aparicio, 2003; Chérubin y Richardson, 2007) y por las corrientes

superficiales que se encuentran dentro del Caribe Oriental (Jouanno *et al.*, 2008a); como se muestra más gráficamente en las imágenes satelitales de salinidad (Fig. 16) se forman dos regiones en el Caribe Oriental una dentro y otra fuera, que se encuentran estacionalmente, cuando la ZCIT se encuentra cercana a la banda latitudinal de los 10°N. este resultado no se pudo apreciar con facilidad en los cruceros ya que en 2003 y 2012 fueron épocas de migración de la ZCIT y en 1997 fue año Niño, por lo tanto para este último se hubiera esperado lluvias en los tres meses de estudio pero prácticamente fue sequía.

7. CONCLUSIONES

El Caribe Oriental es la entrada de la mayoría de las corrientes y masas de agua que se encuentran dentro del Mar Caribe, las masas de agua que se introducen a este mar, tienen ciertas características, como se encontró en los diagramas TS, el Agua Antártica Intermedia, tiene mayores concentraciones de AT, CID, nutrientes y bajas de pH. A profundidad no se encontraron muchas diferencias ya que se observó el Agua Profunda del Atlántico Norte.

Las principales diferencias se observaron en superficie, aproximadamente hasta los 200m de profundidad, donde se encuentran los procesos biológicos como la respiración y la fotosíntesis, este último se observó ya que hubo un aumento en nutrientes con mayor concentración de silicato debido al aporte del río Amazonas cercano a la costa en 1997 y 2012 en la línea A20. También se observaron los procesos físicos, entre ellos la advección, mezcla de corrientes por vientos, giros ciclónicos y anticiclónicos que se presentan generalmente por la migración de la ZCIT; en donde su interacción dentro del Mar Caribe es de gran importancia ya que transportan ciertas características dependiendo de la época del año, esta advección y las corrientes por vientos, generan mezcla en la capa de agua, y dependiendo de la intensidad y dirección producen remolinos ciclónicos o anticiclónicos, los cuales, generan un levantamiento o un hundimiento de la nutriclina, la cual cuando se encuentra más cercana a superficie recibe más luz solar y a su vez se encuentra una mayor producción primaria y una disminución de nutrientes como nitrato, en este estudio fue un nutriente limitante, modificando los parámetros del carbono como una disminución en CID y un aumento en pH, estos procesos se observaron principalmente en la línea A20, la cual se encuentra mayormente influenciada por el río Amazonas, aportando grandes concentraciones de silicato.

Cuando se presenta el fenómeno de El Niño, como en 1997-1998 se genera sequías y una disminución en las corrientes que entran hacia el Caribe; otros factores importantes son los bloqueos de agua entre las Antillas Menores y los remolinos que se forman los cuales ocasionan que el agua fuera del Caribe se desvíe y entre más hacia el norte de las Antillas Menores como en el caso del año 2003 de septiembre a noviembre. Por esta razón las líneas A20 y A22 temporalmente son diferentes con mayor diferencia en superficie.

Un factor importante en las concentraciones de nutrientes y de las variables del carbono son los ríos, principalmente el Amazonas, el cual aporta cierta cantidad de

nutrientes a pesar de que en su trayecto sean disminuidos. Se observan aguas menos salinas que ocasionan una disminución en AT y CID y un aumento en el pH y $\Omega_{Aragonita}$.

Las características de salinidad así como de nutrientes y variables del carbono dentro del Caribe se encuentran influenciadas estacionalmente por las descargas del río Amazonas y de la Corriente del Caribe norte que entra entre las Antillas menores, junto con los vientos alisios que generan circulación ciclónica y anticiclónica, la cual diferencia espacialmente a las líneas A20 y A22.

En cuanto a los parámetros del CO_2 , no se encontraron grandes diferencias temporales, más bien, espaciales, en donde, como se mencionó anteriormente la línea A20 y A22 tienen diferentes características, en donde dependiendo de la descarga de los ríos en la línea A20 se observaron disminuciones de AT, CID y aumento en pH y $\Omega_{Aragonita}$, cercanas a la costa, dependiendo de la época del año. Esto nos indica que en superficie, el agua del río Amazonas tiene gran influencia en esta zona.

8. REFERENCIAS

8.1 Referencias bibliográficas

- Álvarez-Borrego, S., Culberson, C. H. y Park, P. K., 1975. Oxygen-nutrient relationships in the Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr*, **20 (5)**: 806-814.
- Álvarez-Borrego, 2007. En: **Carbono en ecosistemas acuáticos de México**. Hernández de la Torre B., Gaxiola Castro G. (Eds.), 2007. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Instituto Nacional de Ecología, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. p. 523.
- Andrade A. C. y Barton E., 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research*. **105**: 26,191-26,201.
- Andrade A. C., Barton E. y Mooers C., 2003. Evidence for an eastward flow along the Central and South American Caribbean Coast. *Journal of Geophysical Research*. **108**: (C6, 3185) 3166-3185.
- Aparicio C. R., 2003. Revisión de las características oceanográficas de la plataforma nororiental de Venezuela. En: **La sardina (*Sardinella aurita*), su medio ambiente y explotación en el Oriente de Venezuela** = The sardine (*Sardinella aurita*), its environment and exploitation in Eastern Venezuela. Fréon P., Mendoza J. (Eds.). p. 171-205.
- Arévalo-Martínez y Franco-Herrera, 2008. Características oceanográficas de la surgencia frente a la ensenada de Gaira, departamento de magdalena, época seca menor de 2006. Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras – INVEMAR. Santa Marta, Colombia. **37**: (2).
- Astor Y., Müller-Karger F. y Scranton M., 2003. Seasonal and interannual variation in the hydrography of the Cariaco Basin: implications for basin ventilation. *Continental Shelf Research*. **25**: (1) 125-144.
- Brocco B. A., Estudio de la dispersión de la pluma del Río Orinoco utilizando el sensor MODIS Aqua.
- Cañón-Páez M.L., 2010. Regionalización dinámica del Gran Caribe con base en productos espectralradiométricos satelitales. Escuela Naval Almirante Padilla, Facultad de oceanografía física. Tesis de maestría en oceanografía. Cartagena de Indias. p. 93.

- Carton J. A. y Chao Y., 1999. Caribbean Sea eddies from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6° Atlantic Ocean model simulation. *Journal of Geophysical Research*. **104**: (C4) 7743-7752.
- Castro C.G., Collins C.A., Waltz P., Pennington J.T., Michisaki R.P., Friederich G., Chavez F.P., 2002. Nutrient variability during El Niño 1997-98 in the California current system off central California. *Progr. Oceanogr.* **54**: 171–184.
- CDIAC, 1994. Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the Carbon Dioxide System in sea water. Versión 2. Reporte técnico Oak Ridge National Lab. US DOE (Dickson, A.G. y Goyet C.).
- Curry R. y Szüts Z. 2012. US Global Carbon and Repeat Hydrography Program Section CLIVAR A22 RV Atlantis AT20. Woods Hole, Massachusetts- Bridgetown, Barbados.
- Cisneros E., Barrientos Y.Ch., 2008. Fluctuaciones anuales de la temperatura, salinidad, pH y alcalinidad total en aguas superficiales de la Isla Larga, estado Carabobo, Venezuela. *Revista de la investigación*. **68**: 153-172.
- Chérubin L. M. y Richardson P. L., 2007. Caribbean current variability and the Influence of the Amazon and Orinoco freshwater plumes. *Deep- Sea Research Part I- Oceanographic Research Papers*. **54 (9)**: 1451-1473.
- Del Castillo C., Coble P., Morell J., Lopez J., Corredor J., 1999. Analysis of the optical properties of the Orinoco River plume by absorption and fluorescence spectroscopy. *Marine Chemistry* **66**: 35–51.
- Demaster D.J., y Pope R.H., 1996. Nutrient dynamics in Amazon shelf waters: results from AMASSEDS. *Continental Shelf Research*. **16 (3)**: 263-289.
- Dickson A.G., 1981. An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total CO₂ from titration data. *Deep Sea Research*. **28**: 609-623.
- Dickson A.G., 1990. Standard potential of the reaction: $\text{AgCl(s)} + 1/2\text{H}_2(\text{g}) = \text{Ag(s)} + \text{HCl(aq)}$, and the standard acidity constant of the ion in synthetic sea water from 273.15 to 318.15 K. *J. Chem. Thermodyn.* **22**: 113-127.
- Doney S.C., Fabry V.J., Feely R.A. y Kleypas J.A., 2009. Ocean Acidification: The Other CO₂ Problem. *The Annual Review of Marine Science*.
- Dyrssen D. y Sillen L.G., 1967. Alkalinity and total carbonate in sea water; a plea for P-T independent data. *Tellus* **19**: 113-121.

- Escamilla-Espinoza M., 2015. Repercusiones de los eventos de surgencia en las poblaciones de mejillón *Mytilus californianus* a lo largo de la costa occidental de Baja California. Universidad Autónoma de Baja California, Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Tesis de maestría en ciencias en oceanografía costera. p. 81.
- Feely R.A., Alin S.R., Newton J., Sabine C.L., Warner M., Devol A., Krembs C. y Maloy C., 2010. The combined effects of ocean acidification, mixing, and respiration on pH and carbonate saturation in an urbanized estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. **88**: 442-449.
- Feely R.A., Doney S.C., Cooley S.H., 2012. Ocean Acidification, Conditions and Future Changes in a High-CO₂ World. *Oceanography*. **26 (4)**: 36-47.
- Feely R.A., Sabine C.L., Byrne R.H., Millero F.J., Dickson A.G., Wanninkhof R., Murata A., Miller L.A. y Greeley D., 2012. Decadal changes in the aragonite and calcite saturation state of the Pacific Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*. **26**.
- Feely R.A., Sabine C.L., Lee K., Millero F.J., Lamb M.F., Greeley D., Bullister J. L., Key R. M., Peng T.H., Kozyr A. Ono T. y Wong C.S., 2002. In situ calcium carbonate dissolution in the Pacific Ocean. *Global Biogeochemical Cycles*. **16 (4)**: 1144.
- Fischlin A., Midgley G. F., Price J. T., Leemans R., Gopal B., Turley C., Rounsevell M. D. A., Dube O. P., Tarazona J., Velickho A. A., 2007. Ecosystems, their properties, goods, and services. En: **Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability**. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Parry M. L., Canziani O. F., Palutikof J. P., Van Der Linden P. J. and Hanson C. E. (Eds.). Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, USA. p. 211-272.
- Fratantoni D.M., Johns W.E., Townsend T.L. y Hurlburt H.E., 2000. Low-latitude circulation and mass transport pathways in a model of the tropical Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. **30**: 1944–1966.
- Fratantoni D.M. y Glickson D.A., 2002. North Brazil Current Ring Generation and Evolution Observed with SeaWiFS. *Journal of Physical Oceanography*. **32**: 1058–1074.
- Gaxiola-Castro, G., Cepeda-Morales, J., Nájera-Martínez, S., Espinosa-Carreón, T. L., De la Cruz-Orozco, M. E., Sosa-Avalos, R., y Cantú-Ontiveros, J. P., 1997. Biomasa y producción del fitoplancton. *Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 2007*, 59-85.
- Gledhill D. K., Wanninkhof R., Millero F. J. y Eakin M., 2008. Ocean acidification of the Greater Caribbean Region 1996–2006. *Journal of Geophysical Research*. 113.

- Hampton R. E., 1994. **Biological Statistics**. McGraw-Hill, p. 233.
- Hansell D.A. y Carlson C.A., 2002. **Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter**. Academic Press, Elsevier Science. p. 774.
- Hansson I., 1973. A new set of pH-scales and standard buffers for seawater. *Deep-Sea Res.* **20**: 479-491.
- Hernández-Ayón J.M., Zirino A., Dickson A.G., Camiro-Vargas y Valenzuela-Espinoza E., 2007. Estimating the contribution of organic bases from microalgae to the titration alkalinity in coastal seawaters. *American Society of Limnology and Oceanography, Inc.* **5**: 225–232.
- Hernández-Ayón J.M., Zirino A., Marinone S.G., Canino-Herrera R, Galindo-Bect S., 2003. Relación pH-densidad en el agua de mar. *Ciencias Marinas.* **29(4)**: 497-508.
- Hu C., Montgomery E. T., Schmitt R. W. y Müller-Karger F. E., 2004. The dispersal of the Amazon and Orinoco River water in the tropical Atlantic and Caribbean Sea: Observation from space and S-PALACE floats. *Elsevier, Deep-Sea Research Part II.* **51**: 1151–1171.
- Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC., 2013. **Climate Change 2013: The Physical Science Basis**. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Inter governmental Panel on Climate Change. Stocker T. F., Qin D., Plattner G. K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. y Midgley P. M. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. p.1535.
- Jouanno J., Sheinbaum J., Barnier B., Molines J.M., Debreu L., Lemarié F., 2008a. The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I: Simulations and characteristics with an embedded model. *Elsevier. Ocean Modelling.* **23**: 82–101.
- Jouanno J., Sheinbaum J., Barnier B. y Molines J.M., 2008b. The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part II: Energy sources. *Elsevier. Ocean Modelling.* **26**: 226–239.
- Johns W. E., Townsend T. L., Fratantoni D. M. y Wilson W. D., 2002. On the Atlantic inflow to the Caribbean Sea. *Deep-Sea Research I.* **49**: 211–243.
- Kirk J., 1994. **Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Second Edition. Division of plant industry**. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Canberra, Australia. Cambridge University Press. p. 500.

- Khatiwala S., Primeau F. y Hall T., 2009. Reconstruction of the history anthropogenic CO₂ concentration in the ocean. *Nature*, **462**: (7271) 346-U110.
- Lamper W. y Sommer U., 1997. **Limnoecology: The Ecology of Lakes and Streams**. Oxford University Press, Nueva York, p. 295-308.
- MacPhee R.D.E. y Iturralde-Vinent M., 2005. The Interpretation of Caribbean Paleogeography: Reply to Hedges. En: **Proceedings of the International Symposium "Insular Vertebrate Evolution: the Palaeontological Approach"**. **Monografies de la Societat d' Història Natural de les Balears**. Alcover J.A. y Bover P. (Eds.). **12**: 175-184.
- Mayer D.A. y Weisberg R.H., 1993. A description of COADS surface meteorological fields and the implied Sverdrup transports for the Atlantic Ocean from 30°S to 60°N. *Journal of Physical Oceanography*. **23**: (10) 2201–2221.
- Millero, F.J., Graham T.B., Huang F., Bustos-Serrano H., and Pierrot D., 2006. Dissociation constants of carbonic acid in seawater as a function of salinity and temperature. *Mar. Chem.* **100**: 80-94.
- Millero F.J., 1996. **Chemical oceanography**. CRC Press, segunda edicion Boca Raton Florida, p. 470.
- Mintrop L., Perez F.F., González D.M., Santana C.J.M., Körtzinger A., 2000. Alkalinity determination by potentiometry: intercalibration using three different methods. *Ciencias Marinas*. **26 (1)**: 23-27.
- Montoya-Sanchez R.A., 2014. Variabilidad estacional e interanual del balance de calor en la capa de mezcla superficial en el mar Caribe. Universidad Nacional de Colombia, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente. Tesis Magíster en Ingeniería- Recursos Hidráulicos, p. 51.
- Müller-Karger, F. E., McClain C. R., Fisher T. R., Esaias W. E., y Varela R., 1989. Pigment distribution in the Caribbean Sea: Observations from space. *Prog.Oceanog.*, **23**: 83-64.
- Nash M. J., 2002. **El Niño: El Niño: Unlocking the Secrets of the Master Weather-Maker**. Warner Books, Inc., 1271 Avenue of the Americas, New York. p. 340.
- Pauluhn A. y Chao Y., 1999. Tracking eddies in the subtropical north-western Atlantic Ocean. *Physical Chemistry Earth (A)*. **24**: (4) 415-421.
- Park P.K., 1969. Oceanic CO₂ system: and evaluation of ten methods of investigation. *Limnol. Oceanogr.* **14**: 179-186

- Pilson M.E.Q., 2013. **An introduction to the chemistry of the sea**. University of Rhode Island. Second edition. p. 528.
- Ramos-Higuera E., Alcocer J., Ortega-Mayagoitia E. y Camacho A., 2008. Nitrógeno: elemento limitante para el crecimiento fitoplanctónico en un lago oligotrófico tropical. *Hidrobiológica*. **18**: (1) 105-113.
- Rérolle V.M.C., Floquet C.F.A., Mowlem M.C., Bellerby R.R.G.J., Connelly D.P., Achterberg E.P., 2012. Seawater-pH measurements for ocean-acidification observations. *Trends in Analytical Chemistry*. 40.
- Richardson P. L., 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surfaces drifters. *Deep- Sea Research Part II*. **52**: (3-4) 429- 463.
- Richardson P. L. y Philander S. G. H., 1987. The Seasonal Variations of Surface Currents in the Tropical Atlantic Ocean: A comparison of ship drift data with results from a general circulation model. Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts. *Journal of geophysical research*. **92**: (C1) 715-724.
- Riley J.P. y Chester R., 1971. **Introduction to Marine Chemistry**. Academic Press Inc., London and New York. p. 465.
- Rojas-Higuera P. J. y Pabón-Caicedo J. D., 2015. Sobre el calentamiento y la acidificación del océano mundial y su posible expresión en el medio marino costero colombiano. *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat.* **39**: (151) 201-217.
- Rojas-Higuera P. J. 2013. La expresión del cambio global en las variables físico-químicas del medio marino regional y su impacto en los ecosistemas marino-costeros colombianos. Tesis de Magister en Geografía. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, D. C., Colombia. p. 118.
- Roldán G., 1992. **Fundamentos de Limnología Neotropical**. Editorial Universidad de Antioquia. Medellín, pp. 189-311.
- Silva N. y Palma S., 2006. Oxígeno disuelto, pH y nutrientes en canales y fiordos australes. *Escuela de Ciencias del Mar*. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. p. 37-43.
- Schmitz W.J. Jr. y Richardson P.L., 1991. On the sources of the Florida Current. *Deep- Sea Res.*, Part B, B38, suppl. 1, S379–S409.
- Smith W.O. y Demaster D.J., 1996. Phytoplankton biomass and productivity in the Amazon River plume: correlation with seasonal river discharge. *Continental Shelf Research* **16**: 291–319.

- Stewart R.H., 2008. **Introduction to Physical Oceanography**. Department of Oceanography Texas A & M University. p. 345.
- Sverdrup H.U., Johnson M.W. y Fleming R.H., 1942. **The Oceans**. Their physics, chemistry, and general biology. Prentice-Hall, Inc. New York. pp. 1047.
- Ternon J.F., Oudot C., Dessier A., Diverres D., 2000. A seasonal tropical sink for atmospheric CO in the Atlantic ocean: the role of the Amazon River discharge. *Marine Chemistry* **68**: 183–201.
- Tuerena R.E., Ganeshram R.S., Geibert W., Fallick A.E., Dougans J., Tait A., Henley S.F., y Woodward E. M. S., 2015. Nutrient cycling in the Atlantic basin: The evolution of nitrate isotope signatures in water masses, *Global Biogeochem. Cycles*, 29.
- Wurtsbaugh W.A., Vincent W.F., Vincent C.I., Carney H.J., Richerson P.J., Lazzaro L., Tapia R.A., 1991. Nutrientes y su limitación del crecimiento del fitoplancton.
- Woosley R. J., Millero F. J. y Wanninkhof R., 2016. Rapid Anthropogenic Changes in CO₂ and pH in the Atlantic Ocean: 2003-2014. American Geophysical Union.
- Zeebe R.E., Wolf-Gladrow D., 2001. **CO₂ in seawater: equilibrium, kinetics, isotopes**. Elsevier Oceanography series 65. p.346.

8.2 Referencias electrónicas

http://aquarius.umaine.edu/cgi/gal_salinity.htm
<http://cchdo.ucsd.edu/>
<http://las.aviso.altimetry.fr/las/getUI.do>
<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>
<https://odv.awi.de/>
http://www.ewoce.org/gallery/Map_Atlantic.html
<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/indprod.html>