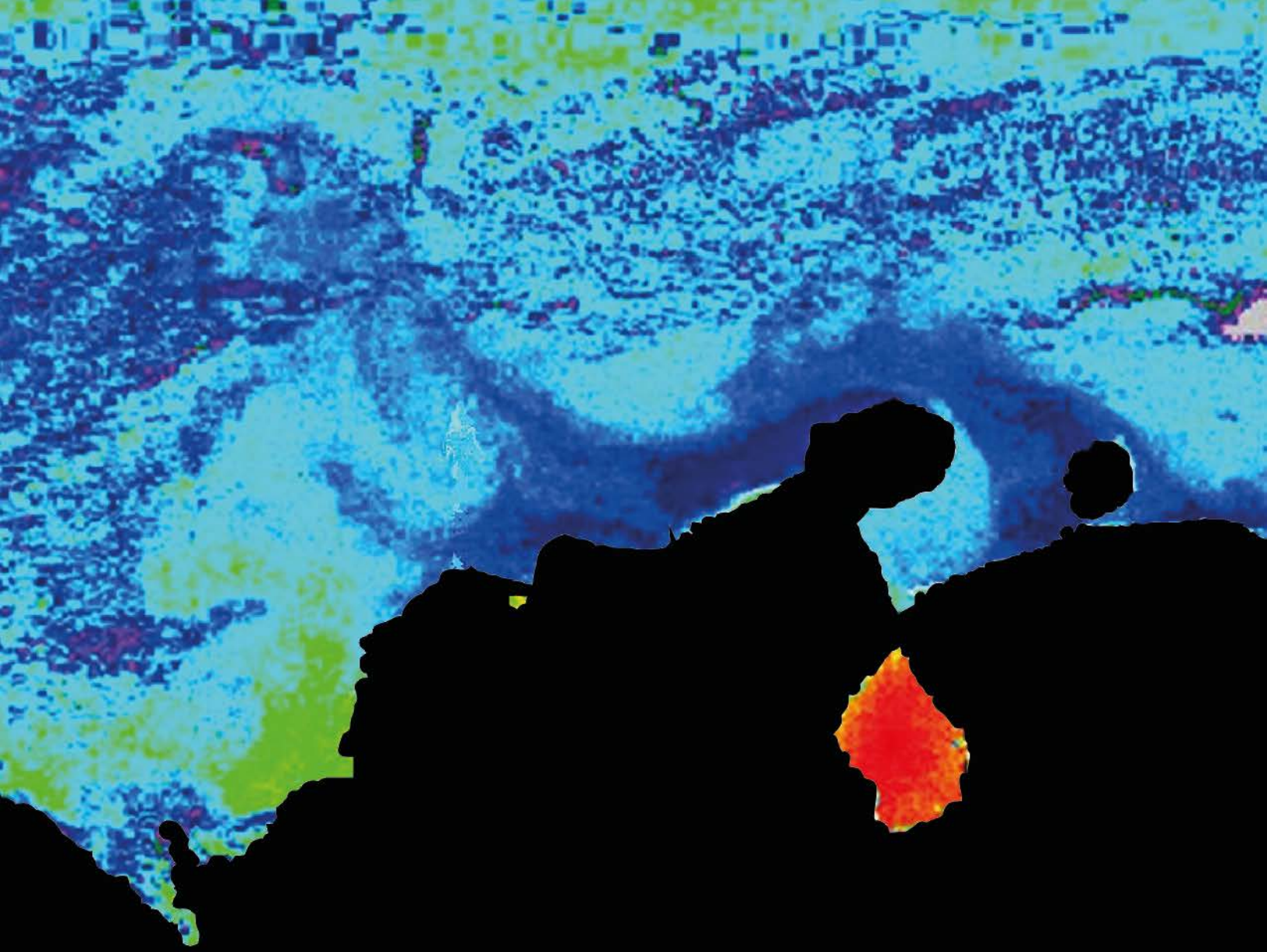

OCEANOGRAFÍA DINÁMICA DE LA CUENCA DE COLOMBIA

Carlos Alberto Andrade Amaya

OCEANOGRAFÍA DINÁMICA DE LA CUENCA DE COLOMBIA

Carlos Alberto Andrade Amaya

OCEANOGRAFÍA DINÁMICA DE LA CUENCA DE COLOMBIA

Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla"
Facultad de Oceanografía Física
Cartagena de Indias, Colombia

Autor
Carlos Alberto Andrade Amaya, Ph. D.

ISBN: 978-958-99964-7-8

Diagramación, edición e impresión
Alpha Editores
Centro, Plaza de la Aduana, Edificio Andian
Piso 6 - Oficina 608
Tels.: 57-5 660 9438
E-mail: ventas@alpha.co
www.alpha.co
Cartagena de Indias, Bolívar, Colombia

Todos los derechos reservados
Esta publicación no podrá ser reproducida ni en todo ni en parte, ni registrada ni transmitida por un sistema de recuperación de información, ni en ninguna forma, ni por un medio mecánico, fotomecánico, electrónico, magnético, electroóptico, fotocopia o por cualquier otro sin el permiso previo por escrito de los propietarios del copyright.
Queda hecho el depósito de Ley.

Impreso en Colombia
Printed in Colombia
2015

A mi Magui,
y a Beto, Kristy y Esteban.

Autor

Carlos Alberto Andrade Amaya, Ph. D.

El profesor Andrade es Capitán de Navío (RA) de la Armada Nacional de Colombia. Realizó sus estudios de pregrado en Oceanografía Física en la Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla"; sus estudios de maestría en Oceanografía Física y en Meteorología en la Escuela Naval de Postgrados de la Marina de los Estados Unidos en Monterey, California y recibió el Doctorado en Filosofía (Ph.D.) en la Universidad de Gales, en el Reino Unido. Durante su servicio activo, fue Comandante del Buque Hospital ARC "Socorro" en río Magdalena, Comandante del Cañonero ARC "Leticia" en los ríos Amazonas y Putumayo, Jefe del Departamento de Operaciones del destructor ARC "Córdova", Jefe de la División de Central de Tiro del Destructor ARC "7 de Agosto", Director de la Escuela de Buceo y posteriormente Director del Departamento de Buceo y Salvamento de la Armada. En la rama de la oceanografía, fue Oficial de Cubierta y Laboratorios del Buque Oceanográfico ARC Providencia; Segundo Comandante del Buque Oceanográfico ARC Malpelo, Decano de la Facultad de Oceanografía Física, Director del Centro de Investigaciones Navales de la Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla", y Jefe del Departamento de Oceanografia. Subdirector y Director del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe - CIOH. Es autor de decenas de artículos científicos en Oceanografía tanto a nivel nacional como internacional; investigador principal del Atlas Oceanográfico de Colombia y director del proyecto Hidrodinámica y masas de agua del Pacífico suramericano y su conexión con las aguas antárticas en el verano austral, con el cual la Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla" participó en la Primera Expedición Científica de Colombia en la Antártida. Actualmente es miembro del Grupo de Investigación en Oceanología - GIO de la Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla" y Miembro de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales - ACCEFYN.

Prefacio

Este proyecto comenzó en Cartagena de Indias en marzo de 1977 cuando recibí instrucciones para acompañar la visita del Teniente Guillermo Fonseca Truque, cuya genialidad y entusiasmo, sumada a la impronta intelectual heredada de mi padre, el General Luis Alberto Andrade Anaya, abrieron mi mente a la curiosidad científica y al mar y terminó en marzo de 2000, cuando entregué mi tesis doctoral sobre la oceanografía del Caribe colombiano en la Universidad de Gales, en el Reino Unido.

Esos 23 años que pasaron los viví como Oficial Naval navegando los mares y los ríos de mi Colombia, buceando sus rincones, estudiando y finalmente investigando su dinámica. Parte de ello se encuentra en este libro. Me enriquecí de innumerables experiencias y lecciones, que formaron lo que soy y por las cuales estoy pleno y agradecido.

Además de la Armada Nacional, que me dio semejante oportunidad, muchas personas e instituciones influyeron y coadyuvaron a la realización de este esfuerzo y yo estoy agradecido con todos ellos. Además del pensamiento de Fonseca, en la Escuela Naval estoy agradecido con los profesores Alberto Comas que me recordó las matemáticas y con el Pf. Luiz Bruner de Miranda y el Dr. Affonso Mascarenhas mis primeros profesores de oceanografía.

Parte de este trabajo lo hice en la Escuela Naval de Postgrados de la Armada de los Estados Unidos en la bella Bahía de Monterey en California, donde tuve la fortuna de recibir la cátedra de profesores como Chris Collins, Bill Garwood, Ed Thorton, Jeff Nystuen, Chuck Wash, y quiero agradecer a mis compañeros los Señores Oficiales Jeff Bacon, Jon White, John Joseph, Doug Taggart, Ricardo Almeida y Bernabé Carrero. Ellos y sus familias fueron fundamentales para llevar a cabo aquel sueño.

A mis compañeros de trabajo en la Armada agradezco especialmente a los Capitanes Rafael Steer, Jairo Aguilera y Alvaro Mendoza; a los comandantes de los buques oceanográficos bajo mi mando que trajeron los datos interpretados aquí, los Capitanes Juan David Múnera, Mauricio Ospina, y Orlando Solorzano, y al Capitán de Navío Francisco Arias Isaza, Director

del INVEMAR y querido amigo. De muchas maneras ellos hicieron esfuerzos especiales para que pudiera tener los datos y la información que necesité.

Mucho le debo a mis mentores, que ayudaron durante mis estudios en oceanografía. Al Señor Almirante Edgar Romero Vasquez, Comandante de la Armada Nacional en esos años del doctorado, que me apoyó en el esfuerzo a pesar de las dificultades y adversidades que se presentaban en el Servicio, al Dr. Fred Berry por su sabiduría holística, a los oceanógrafos los doctores George Maul y Christopher Mooers, por las oportunidades que me brindaron cuando empezaba, también al Dr. Jorge Corredor quien fue un ejemplo de que si se podía hacer investigación de reconocida e impecable calidad y muy especialmente al Dr. Eric Desmond Barton, cuando terminaba. Con Des estoy muy agradecido por su ayuda mientras me guió en la escritura de mi tesis doctoral. Des y Teri me acogieron en esa aventura. El núcleo de este libro estuvo en dicha tesis y por esa razón algunas de las figuras aún se encuentran en inglés así como el tono de algunos textos, por lo que pido disculpas.

Quiero agradecer a mis amigos en Europa, que de manera indirecta también fueron un soporte o inspiración en este esfuerzo, especialmente a los Señores Profesores Yves-François Thomas, en el LGF en la U. de Paris 1 (Sorbone), a Loic Menanteau en la U. de Nantes, a Georges Vernette en la U. de Bordeaux, y Mauricio Gonzales en la U. de Cantabria, por haberme recibido repetidamente en sus casas y ayudado de mil maneras con sus ideas y vivencias.

Muy especialmente al personal del CIOH que de una u otra manera ayudó en el proceso de los datos, especialmente a Jakeline Benavides por su ayuda en la organización y realización de las Figuras. Este trabajo fue realizado con financiación de la Armada Nacional, la Dirección General Marítima, el Concejo Británico, COLCIENCIAS y más recientemente, con la ayuda del personal de la Facultad de Oceanografía Física de la Escuela Naval "Almirante Padilla" que edita esta publicación, especialmente agradecido con el Señor Capitán de Navío Rafael Ricardo Torres como Decano de la Escuela Naval, con el Señor Capitán de Fragata Nelson Murillo y la Profesora Rosana Adames por el interés y dedicación para adecuar estos manuscritos en un libro que sirva a las futuras generaciones de oceanógrafos.

También quiero agradecer el apoyo de toda la familia, de mi querida Madre Raquel Amaya de Andrade por su infinito amor y paciencia, con todos nosotros sus siete hijos y por cuidar de mi papá en la ensoñación permanente de sus últimos días y a Elvira Murillo de Fonseca por

haberme siempre tenido como un hijo más y cuidar de mi Teniente en su soñar despierto. Ellas dos son el ejemplo del más dulce amor y se merecen todo el reconocimiento por el ejemplo que nos dan y por su valor ante la vida y gracias al Sr. Almirante Manuel Avendaño y a Maria Teresa que estuvieron siempre cerca de los míos durante mis ausencias.

Muchas gracias les debo a mis hijos Carlos Alberto, Kristina Margarita y Esteban Manuel Ernesto, el tiempo que le dediqué a este trabajo siempre fue en contravía del que hubiera querido tener para ellos, y solo espero tener muchos más años para compartir con sus vidas.

Y finalmente a mi esposa, Margarita Eugenia Avendaño Lemaitre, que me dio inagotable apoyo y ayuda para el manejo de la vida durante este proyecto desde el principio hasta el final, en el proceso ha oído más oceanografía física del Caribe de lo que sospecho que haya querido saber. No puedo imaginar una mejor acompañante para este viaje de descubrimiento, o ninguno otro.

Quise nómbralos a todos por sus nombres y estoy seguro de no haberlo conseguido. Acudo a la amistad que nos une para que disculpen tamaña omisión y me perdonen.

Este documento es inmensamente más rico por la generosidad de todos ellos, que me regalaron distintos momentos de sus vidas que sumados dieron como resultado lo que van a leer a continuación.

Capitán de Navío (r) Carlos Alberto Andrade Amaya, Ph.D.
M.Sc. Oceanografía Física, M.Sc. Meteorología
Miembro de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales

Cartagena de Indias, noviembre de 2015.

Prólogo

Alrededor del Mar Caribe coexisten diferentes culturas establecidas desde tiempos precolombinos en el norte de Sur América, en Centro América y en las Antillas mayores y menores. Este mar semicerrado ha sido siempre el medio a través del cual se han dado los intercambios culturales, económicos y sociales que han permitido consolidar en esta geografía particular una personalidad propia de la Región Caribe, reconocida mundialmente como destino turístico por sus playas de arenas blancas, aguas transparentes y gran biodiversidad. Este paraíso en la Tierra, no obstante su belleza y la alegría de su gente, está en permanente riesgo por las amenazas de origen marino, entre las cuales están el frecuente paso de huracanes generando vientos, olas y niveles del mar extremos, pero también, aquellas amenazas asociadas al acelerado cambio climático del planeta en las últimas décadas, entre las cuales están el ascenso del nivel del mar, aumento de la temperatura atmosférica y marina, la acidificación de los océanos, entre otras.

Es en este contexto que se entiende la necesidad de conocer los procesos dinámicos que gobiernan al Mar Caribe. Carlos Alberto Andrade Amaya, como Oficial activo de la Armada Nacional de Colombia, hace varias décadas inició un fructífero camino para develar los procesos físicos y dinámicos presentes en el mar y atmósfera del Caribe. Sus publicaciones científicas sin lugar a dudas lo posicionan como uno de los principales expertos de la oceanografía del mar intra-americano. Fue también el primer colombiano en llevar a la comunidad científica internacional los resultados de la investigación oceanográfica que se desarrollaba en Colombia, compartiendo con el resto del mundo el conocimiento que se iniciaba a construir de la oceanografía física del Mar Caribe mediante la publicación de artículos científicos en reconocidas revistas de circulación internacional.

En este libro, el autor describe la dinámica de la Cuenca Colombia, ubicada en el centro del Mar Caribe, limitada en el este por la cordillera Beata y en el oeste por la Elevación Centroamericana, la cual la separa del Mar Caimán. Este libro presenta los resultados de una rigurosa investigación desarrollada hasta el 2003. Estos resultados son los cimientos sobre los cuales se ha construido el conocimiento de la dinámica atmosférica y oceánica en esta región. En el libro se cubre un

amplio espectro de procesos oceánicos, algunos de ellos descritos por primera vez por el autor, para lo cual empleó datos in situ y remotos de diversas fuentes.

En el recorrido por los procesos dinámicos de la Cuenca Colombia el autor inicia por la descripción del régimen climático del Mar Caribe, para entrar luego a describir la circulación en esta cuenca, incluyendo el análisis de las corrientes superficiales y subsuperficiales y la dinámica de los remolinos. El autor dedica un capítulo al afloramiento o surgencia de la Guajira y presenta interesantes aportes sobre la dinámica de la Corriente Caribe, el Giro Panamá-Colombia y la evidencia de la contracorriente Panamá-Colombia. El libro se constituye en una indispensable fuente de consulta de la oceanografía regional del Mar Caribe, pero adicionalmente, dada la capacidad del autor por presentar con sencillez los conceptos de la dinámica oceanográfica, el libro es un excelente apoyo para cursos de pregrado y posgrado que cubran esta temática.

No puedo terminar el prólogo sin antes hacer un reconocimiento al autor, por ser el primer Oficial de la Armada Nacional de Colombia en completar sus estudios doctorales ahondando en el conocimiento del territorio marítimo colombiano. Este conocimiento lo ha puesto sin reservas al servicio de la formación de nuevas generaciones de oceanógrafos en el país, principalmente a través de la interacción con estudiantes en pregrado y posgrado como profesor a bordo de la Escuela Naval de Cadetes. Su continua participación en proyectos de investigación ha permitido mejorar el conocimiento del territorio marítimo colombiano, y de las amenazas de origen marino asociadas. Su ejemplo sin lugar a dudas ha inspirado a los oceanógrafos de la marina colombiana para estudiar, investigar y trabajar, con el fin de fortalecer la soberanía nacional a través del conocimiento de nuestros mares y costas. Finalmente un agradecimiento a la Facultad de Oceanografía y a la Escuela Naval de Cadetes por hacer posible esta publicación de tanta importancia para la divulgación de la oceanografía en esta región.

Capitán de Navío Rafael Ricardo Torres Parra, Ph.D.
Decano Académico de la Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla".

Contenido

Capítulo 1. Antecedentes de la Investigación **19**
1.1 Introducción 19
1.2 Descripción de la cuenca 21
1.3 Antecedentes de meteorología 24
1.4 Masas de agua 27
1.5 El impacto de los ríos en las condiciones superficiales 28
1.6 Variabilidad en el nivel del mar 29
1.7 Aspectos biológicos 30
1.8 Circulación de media escala 30
1.9 El sistema de afloramiento de la Guajira 32
1.10 Perspectiva del trabajo 33

Capítulo 2. El régimen climático en el Mar Caribe **35**
2.1 Introducción 35
2.2 Metodología 35
2.3 Régimen de viento 39
2.1.1 Estructura horizontal 39
2.1.2 Estructura vertical 42
2.3 El sistema del monzón americano 47
2.4 Análisis climático 51
2.5 Estrés del viento 53
2.5.3 Transporte de Serdrup 56
2.5.4 Análisis de los cálculos de Sverdrup y de Ekman 57
2.6 Conclusiones 60

Capítulo 3. Las corrientes superficiales observadas con boyas de deriva **63**
3.1 Introducción 63
3.2 Metodología 64
3.3 Seguimiento de las boyas 64
3.4 La deriva alrededor del Giro de Panamá - Colombia 72
3.5 El comportamiento de las boyas de deriva en el que cruzaron la Elevación Centroamericana 72
3.6 Campos centrales eulerianos 76
3.7 Conclusiones 77

Capítulo 4. Desarrollo y movimiento de remolinos en el Mar Caribe **79**
4.1 Introducción 79
4.2 Metodología 80
4.3 Variabilidad del nivel del mar 82
4.4 Variabilidad entre cuencas 86
4.5 Variabilidad temporal 90
4.6 Conclusiones 92

Capítulo 5. Circulación de la Cuenca de Colombia **95**
5.1 Introducción 95
5.2 Metodología 97
5.3 Distribuciones horizontales 99
5.4 Estructuras de los perfiles verticales 104
5.5 Variabilidad de las masas de agua centrales 106
5.6 El límite oriental de la Cuenca de Colombia 108
5.7 El límite occidental de la Cuenca de Colombia 112
5.8 El Mar Caribe suroccidental 119
5.8.1 El Golfo de Mosquitos 119
5.8.2 La sección entre Panamá y el Monte Saury 121
5.8.3 Sección Cartagena - San Andrés 121
5.8.4 Golfo del Darién - Archipiélago de San Blas 125
5.8.5 Perfil Panamá - Cartagena 130
5.9 Análisis y discusión 130
5.9.1 La corriente del Caribe 130
5.9.2 La corriente Panamá - Colombia 133
5.9.3 El movimiento de remolinos 134
5.10 Conclusiones 135

Capítulo 6. El sistema de afloramiento de la Guajira **137**
6.1 Introducción 137
6.2 Los datos 139
6.3 Variación estacional 140
6.4 Variabilidad de media escala 141
6.4.1 Filamentos del afloramiento 144
6.4.2 Descarga fluvial 148
6.4.3 Observaciones *in-situ* 151
6.5 Discusión 154
6.6 Conclusiones 158

Capítulo 7. Evidencia de una corriente costera hacia el Este a lo largo de las costas de Caribe en Centro y Sudamérica **161**
7.1 Introducción 161
7.2 Metodología 162
7.3 Resultados 164
7.3.1 Corrientes costeras en el Caribe suroccidental 164
7.3.2 Corrientes costeras en la región Guajira 167
7.3.3 Corrientes costeras sobre la costa de Venezuela 169
7.4 Análisis y discusión 169
7.4.1 Modelando la subcorriente 171
7.5 Conclusiones 173

Capítulo 8. Síntesis y perspectivas **177**
8.1 Recomendaciones para futuros trabajos 179
8.1.1 La celda atmosférica del Caribe 179
8.1.2 Variabilidad de masas de agua centrales 181
8.1.3 Modelos numéricos en el Mar Caribe 183
8.1.4 Dispersión de huevos y larvas de peces 183
8.1.5 La piscina de “agua dulce” del Caribe suroccidental 184
8.1.6 Implicaciones de la circulación de media escala en el nivel del mar 186

Referencias Bibliográficas **187**

Lista de Figuras y Tablas

Figura 1.1 20
Figura 1.2 22
Figura 1.3 25
Figura 1.4 26
Figura 1.5 28
Figura 2.1 36
Figura 2.2 41
Figura 2.3 41
Figura 2.4 41
Figura 2.5 42
Figura 2.6 43
Figura 2.7 44
Figura 2.8 45
Figura 2.9 46
Figura 2.10 46
Figura 2.11 47
Figura 2.12 48
Figura 2.13 48
Figura 2.14 49
Figura 2.15 50
Figura 2.16 52
Figura 2.17 53
Figura 2.18 54
Figura 2.19 54
Figura 2.20 55
Figura 2.21 57
Figura 2.22 59
Figura 2.23 61
Figura 3.1 65
Figura 3.2 66
Figura 3.3 67
Figura 3.4 68
Figura 3.5 69
Figura 3.6 69
Figura 3.7 70
Figura 3.8 71
Figura 3.9 74
Figura 3.10 75
Figura 3.11 76
Figura 4.1 82
Figura 4.2 84
Figura 4.3 84
Figura 4.4 84
Figura 4.5 85
Figura 4.6 85
Figura 4.7 87
Figura 4.8 88
Figura 4.9 89
Figura 4.10 91
Figura 4.11 91
Figura 4.12 91
Figura 5.1 96
Figura 5.2 98
Figura 5.3 100
Figura 5.4 102
Figura 5.5 103
Figura 5.6 105
Figura 5.7 107

Figura 5.8 110
Figura 5.9 111
Figura 5.10 113
Figura 5.11 114
Figura 5.12 116
Figura 5.13 117
Figura 5.14 118
Figura 5.15 120
Figura 5.16 122
Figura 5.17 123
Figura 5.18 124
Figura 5.19 126
Figura 5.20 127
Figura 5.21 128
Figura 5.22 129
Figura 5.23 131
Figura 5.24 132
Figura 5.25 133
Figura 6.1 138
Figura 6.2 139
Figura 6.3 142
Figura 6.4 143
Figura 6.5 145
Figura 6.6 146
Figura 6.7 147
Figura 6.8 149
Figura 6.9 150
Figura 6.10 151
Figura 6.11 153
Figura 6.12 154
Figura 6.13 155
Figura 6.14 157
Figura 7.1 163
Figura 7.2 165
Figura 7.3 166
Figura 7.4 168
Figura 7.5 172
Figura 7.6 174
Figura 7.7 175
Figura 8.1 180
Figura 8.2 181
Figura 8.3 182
Figura 8.4 184
Figura 8.5 185

Tablas

Tabla 7.1 169
Tabla 7.2 170

Capítulo 1

Antecedentes de la Investigación

1.1 Introducción

El mar Caribe junto con el Golfo de México y el Estrecho de Florida son parte de un gran sistema conocido como Mar Intra-americano. En esta región se forma el sistema de la Corriente del Golfo, uno de los mecanismos de transporte de calor y de sal más importantes del mundo (*e.g. Fillenbaum et al., 1996*). Por esta razón, los cambios que ocurren en el Mar Intra-americano influyen tierras remotas tan lejanas como el Norte de Europa.

El mar Caribe tiene tres partes principales, la Cuenca Venezuela en el Caribe oriental, el Mar Caimán en la parte occidental y la Cuenca Colombia en la parte central y suroccidental (*Figura 1.1a*) limitada por Colombia, Centroamérica y el Este de Honduras. La variabilidad de la circulación en la Cuenca Colombia es conocida en su generalidad en escala regional, pero menos a nivel de escalas medias e interanuales. Así mismo, asuntos sociológicos importantes en los Estados soberanos vecinos del Caribe, que se encuentran asociados con sistemas costeros marinos, como las pesquerías, el transporte de petróleo, el desarrollo industrial y sus desechos correspondientes necesitan urgentemente un mejor entendimiento de los sistemas marinos por parte de la comunidad científica *(Mooers y Maul, 1998).*

También algunos estudios sobre contaminación por petróleo en las playas han traído a la luz nuevos conocimientos sobre la dinámica oceánica en la zona. Se sabe que los niveles de alquitrán son muy altos en las playas expuestas al viento y que la mitad del alquitrán en la región entra por medio de las corrientes prevalecientes y el régimen de viento. En ese sentido los datos publicados indican que la región es impactada significativamente como resultado de las operaciones de transporte de petróleo *(Atwood et al., 1987a,b*).

Ahora bien, la Cuenca de Colombia ocupa cerca del 40% del mar Caribe y las condiciones oceánicas de esta área han sido menos estudiadas que las del Caribe Oriental, el mar Caimán o el Golfo de Méjico como puede verse en la bibliografía de este libro. Como ejemplo se puede observar que solo desde hace una década se empezó a estudiar la circulación ciclónica del

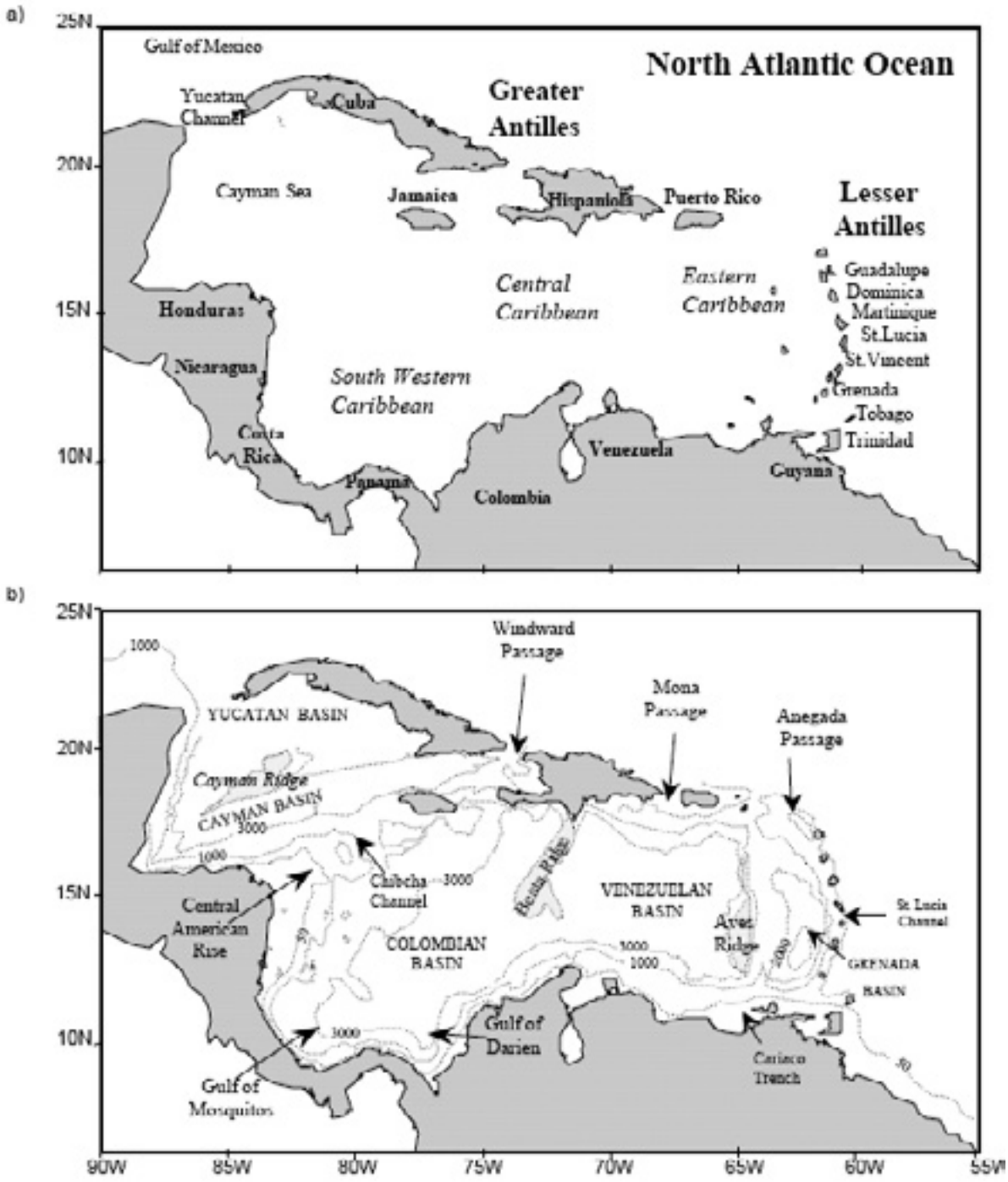

Figura 1.1 El área de estudio mostrando los rasgos geográficos y geológicos más importantes. En el panel a las áreas punteadas son más someras que 50 *m*. En el panel b se muestran las isobatas. Las áreas sombreadas representan cordilleras más someras que 1000 *m*.

Caribe suroccidental en términos de su variabilidad y propagación de remolinos, *(COI; Reporte Taller No.111, 1995).* Este capítulo resume la generalidad de la oceanografía del mar Caribe y en particular de la Cuenca Colombia desde el punto de vista de su comportamiento climático, la estructura y circulación oceánica y las simulaciones numéricas que proveen contexto al estudio.

1.2 Descripción de la Cuenca

El mar Caribe es un mar semicerrado rodeado por las masas terrestres de Sur y Centroamérica y separado del Océano Atlántico por las sillas asociadas al arco de las Islas Antillas. Sobre la base de la topografía submarina, el mar Caribe está dividido en cinco cuencas. De Este a Oeste la Cuenca Granada se encuentra entre el Arco de las Antillas Menores y la Cordillera Las Aves. La Cordillera Beata cruza el Caribe central separando la Cuenca de Venezuela en el Este de la Cuenca de Colombia en el Oeste. La Elevación Centroamericana (algunas veces llamada Cordillera Jamaica y en otras como Elevación Nicaragüense) separa las cuencas Caimán y Colombia. Finalmente, la Cordillera Caimán separa las cuencas Caimán y Yucatán y el mar Caribe termina en el Estrecho de Yucatán (*Figura 1.1b*).

El mar superficial en la región tiene un movimiento general hacia el Oeste. En épocas pretéritas las corrientes que fluían hacia el Oeste hasta el Pacífico, barrían las principales crestas de las cordilleras Las Aves y Beata y la Cuenca Venezuela antes el cerramiento de la conexión marina Atlántico-Pacifico a través del Caribe *(Holcombe y Moore, 1977*). Hoy este movimiento hacia el Oeste confronta la Elevación Centroamericana y el flujo gira hacia el Golfo de Méjico con el nombre de la Corriente del Caribe.

Es esta Corriente del Caribe la principal fuente de la Corriente del Golfo; empieza donde la Corriente de Guyana fluye entre las Antillas Menores y continúa a lo largo de la costa norte de Venezuela, Colombia y Centroamérica al sur del Arco de las Antillas Mayores. Su continuación al Oeste es conocida como Corriente de Yucatán y cuando pasa al Golfo de Méjico asume el nombre Corriente del Lazo (Loop Current). Este flujo sale a través de los Estrechos de Florida como la Corriente de Florida que es el inicio de la Corriente del Golfo (Gulf Stream). Ahora bien, el flujo hacia el Oeste por el norte de las Antillas Mayores se conoce como la Corriente de Antillas (*Figura 1.2*) y el movimiento más profundo es opuesto, haciendo parte de la corriente continua con limite al Oeste que se conoce como el Cinturón Global de Circulación que fluye afuera del Caribe *(Fine y Molinari, 1988)*. Esta corriente fluye hacia el Ecuador en una profundidad de alrededor de 3000 *m* a lo largo de la periferia de la plataforma continental del Mar Intra-americano (e.g. *Stommel, 1964; Molinari et al., 1992 y Lee et al., 1996*) con un transporte de volumen de alrededor de 15 *Sv*.

Todavía es incierto cuanto volumen de agua entra a la Cuenca Caribe a través de las Antillas Menores y cuánto a través del Paso del Viento (Windward) entre Isla Española y Jamaica *(Gordon, 1967; Brooks, 1978; Mazeika et al., 1980; Roemmich, 1981; Gun y Watts, 1982; Nof y Olson, 1983).* Se ha estimado que un volumen medio de 18 *Sv* de transporte pasan a través de los pasos entre Granada, St. Vincent, St. Lucia y Dominica, con variaciones estacionales *(Stalcup y Metcalf, 1975).* Al respecto, la circulación profunda y la renovación de masas de agua profundas en la Cuenca de Venezuela ha sido materia de discusiones conflictivas en anteriores décadas. Los resultados presentados en *Worthington (1955, 1956, 1966)* indicaron muy poca

renovación de la Cuenca profunda y el incremento de temperatura del agua profunda. Sin embargo otros trabajos concluyeron que si entraba agua profunda a la Cuenca sobre las sillas en la región del Paso Anegada *(Dietrich, 1937; Wust, 1964; Sturges, 1970).* Este argumento fue aceptado más tarde en *Worhtington (1971).* Ahora bien, el agua que entra por las Antillas Menores también se encuentra contra la masa de tierra americana y recircula dentro de la Cuenca del Caribe. Entonces, también es incierto qué volumen cruza desde el Caribe Central al Mar Caimán y cuanto se recicla en el Mar Caribe Suroccidental.

Hablando sobre el movimiento de aguas profundas, se sabe que hay flujo esporádico de Agua Profunda del Atlántico Norte sobre la Silla Jungfern en el límite norte del Caribe Oriental por debajo de 1600 *m (Froelich Jr. y Atwood*, 1974; A*twood et al., 1975; Atwood et al., 1979).* El flujo en los 200 metros más profundos sobre la silla (1815 *m* de profundidad) es alternado

Figura 1.2 Las corrientes superficiales en la región occidental del Atlántico Tropical (adaptado de *Wilson y Johns, 1997*).

entrando y saliendo *(Stalcup et al., 1975; Mazeika, 1973)* con una periodicidad de alrededor de dos semanas *(Sturges, 1975)*. Cálculos hechos por *Ribbat et al. (1976*) mostraron que el reemplazo de la cuenca profunda por debajo de 2500 *m* de profundidad es de alrededor de 55 años, lo que corresponde a una velocidad de afloramiento promedio a esa profundidad cercana a 35 *m año*$^{-1}$ *(Veseley y Fanning, 1993).* Además *Atwood et al. (1979)* establecieron que el contenido de silicatos en esas profundidades era evidencia de renovación de masas de agua. Sobre la circulación profunda en el Mar Caribe se ha dicho que tiene un movimiento ciclónico siguiendo la topografía del fondo (*Nelepo et al., 1978; Sou et al.,1996)* y pareciera que hay dos ciclones, uno en la Cuenca de Venezuela y el otro en la Cuenca de Colombia que circulan las aguas profundas separados por la Cordillera Beata.

También se ha encontrado que las aguas del Mar Caribe son anormalmente bajas en oxígeno *(Richards y Redfield, 1955).* En un estudio más temprano *Seiwell (1938)* analizó datos para esta Cuenca basados en la relación oxigeno-salinidad y encontró que el oxígeno es más alto afuera de las entradas en el Atlántico y cerca de los pasos del norte y gradualmente se reduce en la parte occidental debido al cerramiento topográfico de la Cuenca.

Se ha tenido un interés particular hacia la Fosa de Cariaco en la parte oriental de la costa de Venezuela. Una silla muy somera parece que permite una mínima renovación de aguas en dicha trinchera, las cuales por consiguiente, se encuentran estancadas. Esta situación es muy inusual y ha sido sujeta a más investigación recientemente. Las primeras discusiones sobre este caso están por ejemplo en *Parr (1938), Richards y Vaccaro (1956), Richards (1960), Febres-Ortega (1974), Okuda et al. (1969), Febres-Ortega y Herrera (1975)* y más recientemente en *Astor et al. (2005)* y todas las publicaciones hechas alrededor del programa CARIACO desarrollado en IMars en la Universidad del Sur de Florida*.*

Por otra parte, el flujo neto de salida del Caribe al Golfo de Méjico ha sido determinado mediante medidas de transporte en el largo plazo hechos por el Estrecho de Florida (*Niiler y Richardson, 1973; Molinari et al., 1985*) y se ha reconocido que el flujo medio de salida del Mar Intra-americano es de alrededor de 30 *Sv* (*Schmitz y Richardson, 1991*). El máximo ciclo estacional en el transporte en los datos del Estrecho de Florida tiene un retardo de fase de aproximadamente 90-100 días comparados con los datos del Caribe Oriental. Este retardo de fase implica una propagación de fase de 30-40 *cm s*$^{-1}$ (*Morrison y Smith, 1990).* Esta variación en transporte corresponde a la variación de la Corriente de Florida mencionada anteriormente y las variaciones en el transporte producido por el viento puede ser la fuente del ciclo anual del transporte de masa observado en el Estrecho de Florida *(Kinder et al., 1985).*

Entonces, la circulación y el transporte a través y dentro del Caribe suroccidental es un tópico importante porque hay una retroflexión obvia de la Corriente del Caribe debido a la presencia de la masa terrestre de Centroamérica y porque sus pasos son relativamente estrechos. El transporte neto entre el Caribe central y el Mar Caimán es una estimación que no se ha intentado antes del presente trabajo (ver Capítulo 5), la cual puede indicar la importancia de la Corriente del Caribe en la formación de la circulación subsiguiente. Los flujos dentro del Caribe suroccidental eran desconocidos, en particular, la importancia e intensidad de la Contracorriente costera Panamá-Colombia no se había estimado, así como su alcance hacia el Oriente, lo que se realizó en este trabajo y se encuentra en el Capítulo 7.

1.3 Antecedentes de meteorología

La meteorología del Caribe puede ser descrita en términos del viento y la precipitación y su variabilidad espacial y temporal. En los trópicos la temperatura ambiente no cambia significativamente durante el año como ocurre en los sub-trópicos, sin embargo la variación estacional se determina por los cambios en las características de la presión atmosférica en la Zona de Convergencia Intertropical, un cinturón continuo de baja presión atmosférica que rodea el planeta cerca del Ecuador y que ejerce un control importante en los regímenes de viento y de precipitación.

El clima en la Cuenca Colombia se encuentra modulado por la posición de la Zona de Convergencia Intertropical y por el ciclo del Sistema de Monzón Americano (el movimiento meridional de la estación de lluvias a lo largo del año, en los trópicos). Así las cosas, la estacionalidad de la posición de la Zona de Convergencia corresponde a la estación seca o estación de vientos (de Diciembre a Abril) y de lluvias y calma (de Agosto a Octubre) (*Pujos et al., 1986; Etter et al., 1987*). El resto del año es de transición entre estas estaciones. En general, el Caribe es un área relativamente seca a lo largo del año con significativa precipitación localizada en la costa de barlovento de las faldas montañosas de cada isla *(Gray, 1993)* y de la cadena montañosa centroamericana. La misma estacionalidad también se puede explicar en términos del movimiento vertical de la troposfera *(Hastenrath, 1968a*).

Durante la estación de vientos (o estación seca) la Zona de Convergencia Intertropical reside en su posición más al sur alrededor de 0-5°S (*Figura 1.3a*). Durante esa época los vientos Alisios del Norte, a veces llamados vientos del Este (Easterlies) o vientos del Comercio (Trade Winds), dominan el área con un promedio de velocidad diario de cerca de 8 $m\ s^{-1}$ y hasta de 15 $m\ s^{-1}$ durante el máximo diurno (*Andrade, 1993*). Durante esta estación, los vientos Alisios tienen una componente hacia el sur en la Cuenca de Colombia y casi no hay precipitación en la costa colombiana ni en las Antillas de Sotavento (Antillas interiores) mientras que llueve casi permanentemente durante todo el año sobre la costa del Caribe en Panamá y Costa Rica.

De abril a junio, los Alisios se debilitan y ocurren algunas lluvias en la Cuenca Colombia. Esta época también se conoce como la "estación de Transición" (*Figura 1.3b*) sin embargo, es común que los vientos Alisios aumenten temporalmente durante julio-agosto, inhibiendo la creciente frecuencia de precipitaciones en la región. Este fenómeno es conocido como el "veranillo" o también "la sequía de mitad del verano" *(CLIVAR, 1998).*

Durante la estación de lluvias, de agosto a octubre, la Zona de Convergencia Intertropical se mueve hasta 10-12°N permitiendo que los vientos Alisios del Sur, también conocidos como los "sureños", crucen el istmo centroamericano y alcancen la Cuenca Colombia (*Figura 1.3c*). Los vientos asociados son débiles en el Caribe suroccidental y los Alisios del sur producen un viento de chorro en superficie hacia el Este sobre la costa Pacífica colombiana promoviendo la precipitación más alta de cualquier lugar en el mundo que ocurre alrededor de Lloró en el Chocó *(Poveda y Mesa, 2000).*

Los Alisios del Sur, más débiles (~4 $m\ s^{-1}$) y más irregulares, interactúan con los Alisios del Norte y, junto con un alto contenido de vapor de agua, crean condiciones propicias para

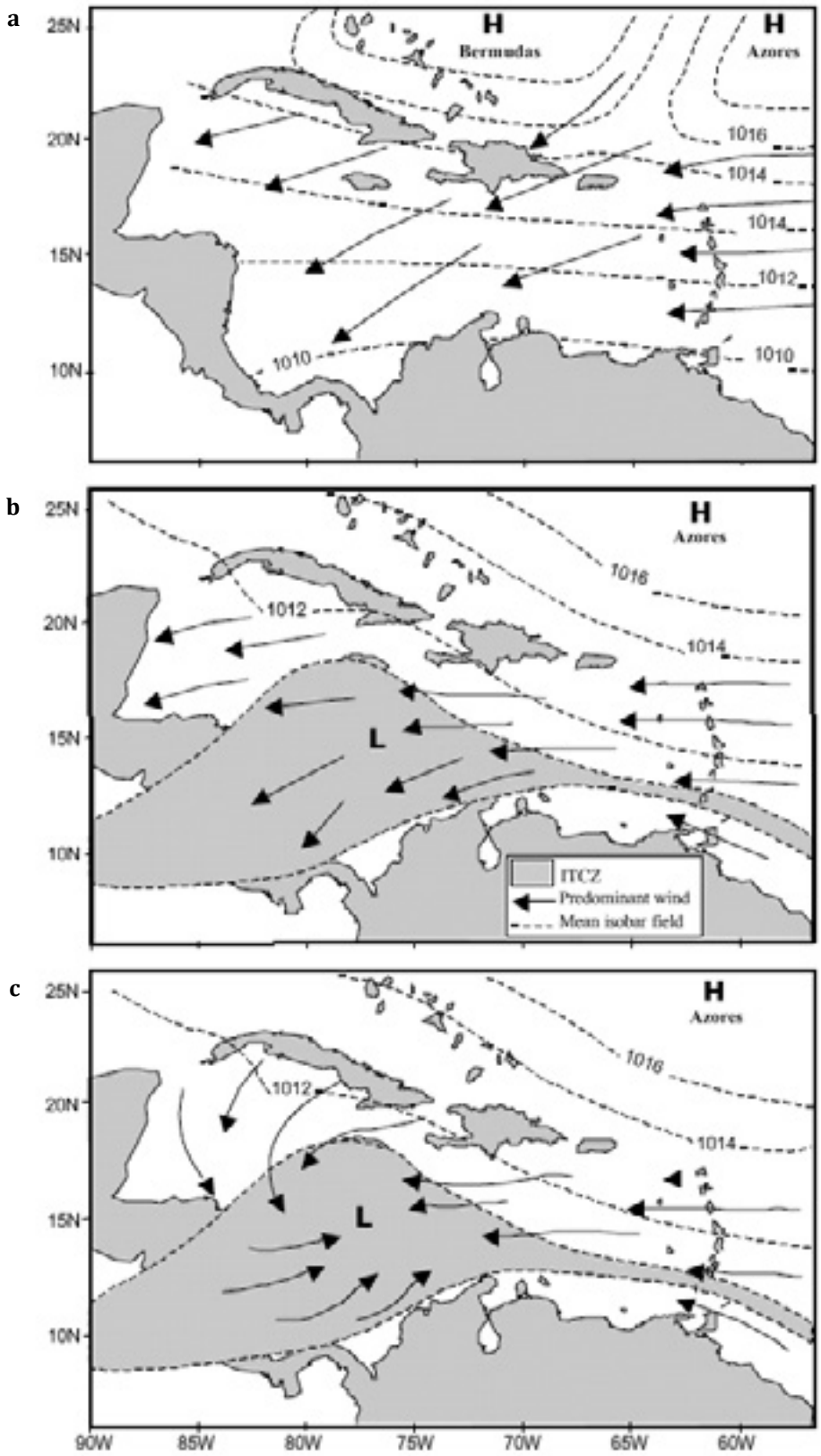

Figura 1.3 La Zona de Convergencia Intertropical. Su posición durante (a) la estación de vientos, (b) la estación de transición y (c) la estación de lluvias (adaptado de *Pujos et al., 1986*).

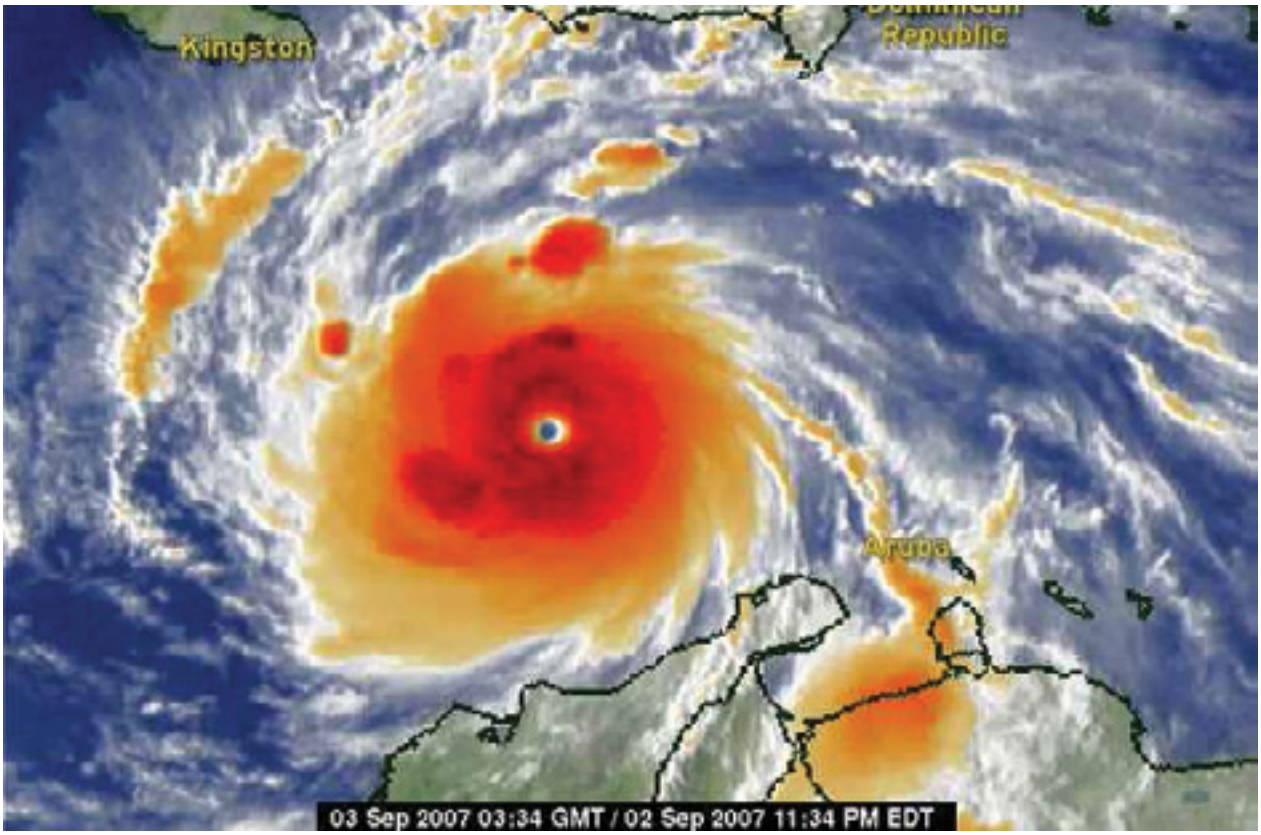

Figura 1.4 Imagen del satélite NOAA/AVHRR del huracán Felix (del Centro Nacional de Huracanes de los Estados Unidos).

producir inestabilidad atmosférica. Consecuentemente, es frecuente el desarrollo de cumulonimbus explosivos con sus correspondientes tormentas. Algunas veces estas condiciones favorecen la formación de huracanes dentro del Caribe occidental (Figura 1.4) .

Durante esta época ocurren diferentes regímenes a cada lado de 10°*N*. Los vientos Alisios del Sur están presentes al sur de 10°*N* mientras que los Alisios del Norte permanecen fuertes sobre el Caribe central. Entonces ocurre un fuerte gradiente en el viento que inhiben las lluvias en la parte norte. Como resultado de esto, la precipitación causada por el régimen climático producido por la Zona de Convergencia Intertropical solo afecta la Cuenca Colombia al sur de 10°*N* y la presencia de los Alisios del Norte ocurren permanentemente afuera de la península Guajira y más al Este de forma casi permanente.

Las oscilaciones intra-estacionales también son factores importantes en el clima de la región. El modo más dominante del campo de presión en el Caribe son las ondas del Este de 7 días. Estos pulsos modulan los casi meridionales vientos del Este dándoles una componente variable más al norte o más al sur. También los frentes fríos que viajan hacia el Este originados en Norteamérica invaden el Caribe con periodos de 10-14 días. Estos son especialmente fuertes durante el invierno boreal (*DiMego et al., 1976)*. La interacción entre estas dos oscilaciones afecta el campo de velocidad y subsecuentemente produce efectos en la precipitación y el estrés del viento en el área *(Andrade, 1993; Álvarez et al., 1995).*

Otras oscilaciones como las de 40-50 días de periodo (de *Madden* y *Julian*) se han detectado en los datos de temperatura superficial del mar y de precipitación de Santa Marta, Colombia en 11°*N (Rivera y Molares, 1997)* Más recientemente se encontró una oscilación en el régimen de precipitación de 80-100 días en los datos de precipitación en Panamá (*Leaman y Donoso, 1998*). Esta onda no ha sido puesta en contexto climático todavía pero es importante en el régimen termohalino de esta región en particular.

La variabilidad asociada al Fenómeno de Niño–Oscilación del Sur (ENOS), el calentamiento de la superficie del mar en el Océano Pacifico tropical en el Este asociado a la inversión de la dirección del viento en la circulación Walker en el hemisferio Sur- tiene influencia significativa en el clima del Caribe (*Maul, 1993*). Los periodos cálidos del ENOS se correlacionan con sequías en el norte del caribe colombiano (*Montealegre y Pabon, 1992; Poveda et al., 2001)* y Venezuela mientras que los eventos de La Niña (la fase inversa del ENOS) coinciden con anomalías positivas de precipitación (*Álvarez et al., 1995*). La variabilidad en la temperatura superficial del mar relacionado con el ENOS también ha sido detectada (*Tourre y White, 1996*); el calentamiento del Caribe ocurre de 4 a 5 meses después del clímax cálido en el Pacífico oriental (*Enfield y Mayer, 1996*).

Es bien conocido que la variabilidad atmosférica en el Caribe tiene una enorme influencia en la circulación oceánica y en este trabajo se presentan resultados de las investigaciones hechas sobre su relación con la fuerte variación estacional y geográfica de los regímenes de estrés del viento y precipitación con los diferentes aspectos de la circulación oceánica especialmente en el Mar caribe suroccidental (ver capítulo 2) especialmente por su importante papel en la evolución del sistema de corrientes en esta esquina semicerrada del Caribe.

1.4 Masas de agua

Las masas de agua en el Caribe son fruto de la mezcla de Agua Superficial del Caribe, caracterizada por bajas salinidades debidas a la descargas de los ríos y la precipitación en la región; Agua Subsuperficial Subtropical que viene del Océano Atlántico Norte *(Defant, 1961)*, Agua Intermedia Antártica introducida a lo largo de la Corriente del Caribe; Agua Profunda del Atlántico Norte que pasa sobre las sillas entre las islas y Agua del Fondo del Caribe *(Wust, 1963).* También se ha dicho que Agua del mar de los Sargazos de 18o entra a la Cuenca de Venezuela a través del Paso de la Mona *(Kinard et al., 1974; Morrison y Nowlin Jr., 1982).*

Las aguas del Atlántico Norte tropical y el Agua Intermedia Antártica pasan dentro de la Cuenca a través de las Antillas Menores *(Morrison y Nowlin Jr.,1982; Wust, 1963).* En el Caribe oriental, el Agua Intermedia Antártica reduce su espesor relativo a la situación encontrada en el Océano Atlántico adyacente *(Febres-Ortega y Herrera, 1976).* El Agua Subtropical entra a través del paso entre Jamaica y Española *(Febres-Ortega, 1972)* y las aguas superficiales fluyen hacia la cuenca a través de los pasos de Anegada, Mona y Del Viento.

Al norte de 10° N las corrientes en la superficie fluyen hacia el oeste con una velocidad promedio de 40 $cm\ s^{-1}$, el Agua Intermedia Antártica fluye hacia el oeste entre 700 *m* y 850 *m* con una velocidad menor de 10 $cm\ s^{-1}$. Cerca de 28 *Sv* cruzan a través de 74°*W* y 34 *Sv* a través de 79°*W (Gordon, 1967).* En resumen, de los 30 *Sv* que fluyen a lo largo del Caribe, cerca de la

mitad del flujo entra a través de las Antillas Menores y un tercio de este a través del Paso del Viento *(Roemmich, 1981; Kinder et al., 1985; Townsend y Hulburt, 1995*). Sin embargo el mar Caribe tiene efectos a-geostróficos significativos cuando se comparan medidas de corriente y cálculos geostróficos (*Smith y Morrison, 1989*) y se conoce que el estrés del viento es muy dominante en la parte sur de la región (*Muller-Karger y Aparicio, 1994*). La variación estacional no se conoce bien por ser componentes de la corriente manejada por el viento.

Como se puede ver, la determinación de las masas de agua es aparentemente un asunto ya bien estudiado, sin embargo, el tema ha sido objeto de análisis posterior mediante la comparación de las aguas que ocuparon el Caribe suroccidental con las masas de agua que han sido reconocidas afuera de las islas Antillas. Al estar localizado cerca del Giro Subtropical del Norte y el frente ecuatorial, el Mar Caribe debería, al menos en las capas superiores, ser ocupados por masas de agua que varían temporalmente, lo que se discute en el Capítulo 5.

1.5 El impacto de los ríos en las condiciones superficiales

La variación estacional del viento tiene una relación directa con la descarga de los ríos en la Cuenca. Tres enormes ríos influencian el Caribe a saber, el Amazonas, el Orinoco y el Magdalena, dominando los patrones de salinidad superficial en la región. Estos tres ríos juntos contribuyen con alrededor del 20% del total de la descarga de agua dulce a los océanos del mundo. El Magdalena es el único que descarga en el Caribe suroccidental. Los otros dos descargan justo afuera del Caribe sur oriental exponiendo sus deltas a la influencia de la corriente de Guyana.

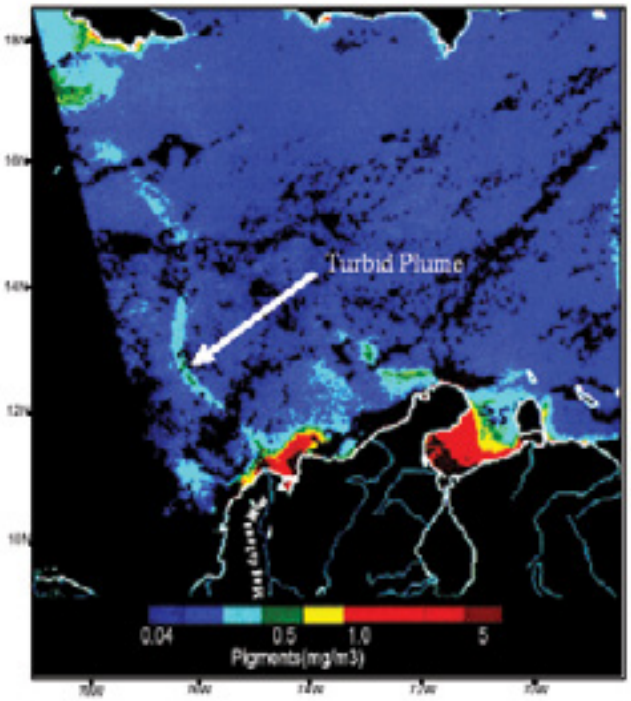

Figura 1.5 Imagen del sensor CZCS del 11 de octubre 1982 sobre el Mar Caribe occidental que muestra un caso extremo de dispersión del río Magdalena donde la pluma se extiende a través del Caribe hacia el noroeste y casi llega a Jamaica (*de Muller-Karger,1993).*

Se pensó que la influencia del Amazonas era la fuente primaria de la concentración de silicatos del Caribe (*Ryther et al., 1967; Froelich Jr. et al., 1978*), pero se sabe que es limitada principalmente a la estación de lluvias de agosto a noviembre y más intensa durante el invierno boreal *(Muller-Karger et al., 1988 y Muller-Karger, 1993).* Durante esta estación la pluma del río Orinoco se extiende desde Venezuela hasta Puerto Rico justo antes de su máxima descarga (*Hochman et al., 1994*), transportando nutrientes, contaminantes y aguas dulces sobre grandes distancias (*Armstrong et al., 1996*; *Corredor et al., 1996; Morrel et al., 1996).* El asunto sobre si la influencia de la pluma del Orinoco afecta la foto-química a medida que entra en el Caribe oriental a escala de la cuenca ha sido investigada y reportada en un volumen especial de JGR; este esfuerzo es explicado en *Zika et al. (1993).*

El efecto del río Magdalena es de gran importancia en la Cuenca Colombia (*Muller-Karger, 1993; Andrade, 1995*). Su pluma puede alcanzar los bancos costa afuera de Jamaica (*Figura 1.5*), pero se tiene muy poca influencia en las cuencas al Este debido a la gran influencia de la corriente del Caribe hacia oeste (*Muller-Karger y Aparicio, 1994; Zika et al., 1993)*. Sin embargo, la gran precipitación de los Andes del norte y el sistema de monzón americano entrega suficiente agua dulce al Caribe sur (el lago de Maracaibo) y la gran descarga estacional en Centroamérica tiene un gran efecto local que lo que influyen los grandes ríos *(Etter et al., 1987)* pero la importancia de esta influencia es desconocida aun. Estos factores no han sido estudiado antes en el contexto de la circulación de las aguas superficiales, sin embargo ha sido hipotetizado que la influencia del agua dulce puede ser un factor en la formación de anticiclones en el Caribe suroccidental *(Leaman et al., 1998).*

1.6 Variabilidad en el nivel mar

El mar Caribe posee un régimen micro-mareal, para la mayor parte de entre 0.1 y 0.2 *m*. La marea es generalmente o mixta semi-diurna o mixta diurna. La parte oriental experimenta mareas diurnas. Cada una de las componentes de la marea está caracterizada por puntos anfidrómicos sobre los que rota anti-ciclonicamente, que están centrados en el Caribe oriental y además, hay evidencia de un fuerte forzamiento radiacional de la componente S2 en el Caribe suroccidental (*Kjerfve, 1981).* Las corrientes de marea han sido medidas en las Antillas Menores y son menores que 0.1 $m\ s^{-1}$ *(Stalcup y Metcalf, 1972; Brooks, 1978; Mazeika et al., 1980; Giese et al., 1982*), pero no han sido medidas dentro de la Cuenca Colombia.

El nivel del mar experimenta una fluctuación de 4 a 5 días (el periodo inercial local) coherente y en fase con las ondas atmosféricas de los vientos Alisios (*Mofjeld y Wimbush, 1977*). Esta fluctuación algunas veces tienen mayores amplitudes (<1 *m*) que las mareas astronómicas. Disturbios dramáticos en el nivel del mar también son causados por oleajes de tormenta y tsunamis que ocurren esporádicamente con efectos devastadores pero afortunadamente solo dos eventos mayores de esta naturaleza han ocurrido en el siglo pasado en 1918 y en 1943 *(Maul, 1993).*

Uno de los principales esfuerzos realizados en este trabajo fue dirigido hacia conocer los efectos de la circulación costera y oceánica en el nivel del mar Caribe y cómo el nivel es influenciado por la variabilidad de media escala como aparece en el Capítulo 4. Anticiclones (remolinos que giran en el sentido de las manecillas del reloj en el hemisferio norte), que viajan cerca de la costa *(Nystuen y Andrade, 1993)* pueden de hecho disminuir el nivel del mar costero en la medida que el agua superficial converge en el centro de rotación y análogamente, un remolino ciclónico puede elevar el nivel del mar debido a la divergencia del agua superficial desde el centro de rotación.

1.7 Aspectos biológicos

Se conoce que en el mar Caribe la productividad biológica es más alta en las cuencas orientales durante el verano boreal y que las especies comerciales de peces se concentran en el Caribe suroccidental durante el invierno del norte (*Bogdanov et al., 1968*). Sin embargo hay una pesca intensiva de atunes, dorados y marlines en todo el Caribe *(Taquet et al., 1998; Luckhurst y Trott, 1998).* También se sabe de altas concentraciones de camarones a lo largo de la costa

Guajira que sostienen una pesquería todo el año, sin embargo, el impacto antropogénico en las pesquerías ha tomado mayor importancia porque se ha disminuido aparentemente debido a que la calidad del agua se ha venido degradando debido al efecto de grandes derrames de hidrocarburos especialmente en los hábitats costeros *(Keller, 1998).*

Altas concentraciones de sedimentos suspendidos limitan la producción fotosintética en el Caribe suroccidental (*Curl Jr., 1960*), pero la productividad primaria es más alta cerca de las Antillas Menores en el Caribe noreste (*Beers et al., 1968*) como dicen los promedios de fotosíntesis en el Caribe oriental de 633 $mg\ ^{o}C\ dia^{-1}$ y una población creciendo activamente (*Taguchi et al., 1988)*. Sin embargo, las cantidades de plancton en el Caribe oriental están relacionadas con la intensidad del afloramiento (*Hulburt, 1966; Muller-Karger y Aparicio, 1994)* y altas concentraciones de clorofila también han sido observadas en el sur del Caribe *(Muller-Karger y Aparicio, 1994).* Su relación con la circulación costera, particularmente en el centro del Caribe donde ocurre el afloramiento es presentada en el Capítulo 6.

Pero estas concentraciones altas de sedimentos parecen estar limitadas al Este y el Sur del mar Caribe porque las aguas del Caribe noroeste son muy claras. La penetración de la luz en el Mar Caribe ha sido medida entre 20 y 130 *m* y una de las penetraciones de luz más profunda jamás medida (95-185 *m*) fue encontrada al norte de Banco Pedro en el Mar Caimán justo al oeste de Jamaica (*Clarke, 1937*).

1.8 Circulación de media escala

La corriente de Guyana ha sido motivo de discusión recientemente ya que esta corriente parece aproximarse a las Antillas menores con significativa actividad de media escala (*Hulburt y Corwing, 1969 y Mazeika et al., 1980*) pero aparentemente solo se trata de remolinos anticiclónicos que transportan aguas del Atlántico Sur hacia el oeste (*Johns et al., 1990*) y efectivamente se han detectado giros ciclónicos alargados dirigiendo la mayoría del flujo hacia el Paso de Granada.

Se conoce que el flujo entra al mar Caribe a través de varios pasos de profundidad de silla variable *(Kinder et al., 1985)* y que es complejo, con corrientes que varían y contracorrientes en diferentes escalas de tiempo desde meses hasta años (*Wilson y Johns, 1997).* Pero las corrientes oceánicas profundas y los vientos muestran coherencia a lo largo de la columna de agua donde la corriente de Guyana fluye dentro del Caribe. El transporte hacia el oeste neto dentro del entre Tobago y Barbados fue de 15 *Sv*, cerca de la mitad del flujo total dentro del Caribe (*Koblinsky y Niiler, 1982*). y el transporte a través del Paso de Anegada-Jungfern fue de 14 *Sv (Metcalf, 1976).*

En lugar de consistir simplemente en un movimiento general hacia el oeste, la Corriente del Caribe describe un gran giro en el Caribe suroccidental reconocido desde el siglo dieciocho por ejemplo en los mapas de la época (*Berghaus 1845 o Krummel 1886*) (no mostrados). La deriva de los barcos indicaba que la circulación ciclónica era casi permanente en el Golfo de Mosquitos y en el golfo del Darién con cambios mensuales en su intensidad. Pero la naturaleza ciclónica de las corrientes en superficie en la Cuenca Colombia inicialmente fue descrita

por *Parr (1937)* y en la esfera de agua fría (debajo de la termoclina) por *Wust* (1963). Más recientemente la circulación en el Golfo de Mosquitos fue descrita como ciclónica utilizando botellas de deriva (*Brucks, 1971*) y a través de análisis isanostéricos (*Febres-Ortega, 1972*).

Sin embargo, un patrón de circulación diferente fue seguido por la trayectoria de boyas seguidas por satélite en el área (*Molinari et al., 1992*). Una de ellas se movió anticiclonicamente mostrando que la circulación ciclónica no era siempre dominante. Sin embargo, la celda ciclónica en el Golfo de Mosquitos apareció intermitentemente en la señal de anomalía del nivel del mar en un año de datos del satélite Geosat mostrando una variabilidad de media escala significativa en la región (*Nystuen y Andrade, 1993)*.

Los primeros modelos numéricos globales que resolvían remolinos infirieron una celda ciclónica casi permanente en el Golfo de Mosquitos e.g. *Semtner y Chervin (1992*) y desde entonces la simulación numérica del Mar Intra-americano ha ofrecido grandes mejoras en el entendimiento de la dinámica oceánica de la región. Dos modelos relevantes del Caribe son el de la Oficina de Investigaciones Navales (OIN) de los Estados unidos y el Modelo Oceánico de Princeton (POM) en la U. de Miami. Utilizados en diferentes versiones y con diferentes resoluciones horizontales, los modelos han mostrado resultados comparables con observaciones históricas, tanto en fase como en amplitud e.g. (*Townsend y Hurlburt, 1995*).

Utilizando una versión del modelo OIN en la cuenca del Atlántico con seis capas, el flujo de entrada a través de los pasos del Caribe oriental muestra un transporte solamente debido al esfuerzo del viento de 17 *Sv* (*Johns et al., 1995).* Numerosos remolinos anticiclónicos se simulan transitando el Caribe con movimientos fluctuantes de periodos de dos meses que penetran las Antillas Menores y se propagan a través del Caribe. La traslación de remolinos parece decrecer cuando se acercan a la Elevación Centroamericana y los remolinos se intensifican en el Mar Caimán. Alrededor de tres remolinos por año se forman al occidente de las Antillas Menores y hay variabilidad interanual significativa tanto en número como en intensidad de estos rasgos (*Murphy et al., 1999*).

En una aplicación del modelo de Princeton (*Mooers y Gao, 1996*) la circulación oceánica de la superficie en la Cuenca Colombia mostró un gran giro ciclónico que se denominó como Giro Panamá-Colombia. Este giro consiste de un intenso ciclón que junto con un anticiclón vecino y otro ciclón están inmersos en un giro ciclónico más grande pero más débil. Esta triada de giros de media escala interactúa con las aguas de la plataforma de Panamá, Colombia y Venezuela (*Mooers y Maul, 1998*).

La estructura interna de los remolinos detectados por satélite y los rasgos descritos en los modelos observados en el Caribe suroccidental son presentados en los Capítulos 3, 4 y 5 de este libro. Así mismo, las medidas oceanográficas recientes hechas en este sector del Caribe mostradas aquí demostrarán la naturaleza persistente de los rasgos descritos y da detalles de la circulación subsuperficial.

1.9 El sistema de afloramiento de la Guajira

La costa continental del Caribe colombiano se localiza en la esquina más boreal de Suramérica. Esta va desde el Golfo de Venezuela en la parte oriental hasta el Golfo del Darién en la conexión con las tierras centroamericanas en Panamá (ver Figura 1.1 b). Esta es una costa irregular que tiene una dirección general noreste-suroeste, paralela a los vientos Alisios, favoreciendo las condiciones para que ocurran surgencias.

En la parte sur del Caribe, el afloramiento costero (las surgencias) inducido por la fuerte divergencia del transporte de Ekman ocurre en dos áreas, a lo largo de la costa de Venezuela y en este de la costa colombiana en la península Guajira. Este afloramiento ha sido documentado extensamente en términos de la distribución de salinidad durante el invierno de 1958, *Gordon (1967);* datos históricos, *Pelroth (1971)*; análisis isanosterico, *Febres-Ortega (1972*) y en el modelo de corrientes manejadas por el viento en 1972 *(Fajardo, 1979).*

El afloramiento de la Guajira es modulado estacionalmente, mostrando una fuerte señal en la salinidad de superficie *(Dessier y Donguy, 1994*). Este tiene un transporte de Ekman de alrededor de $5*10^{3}$ *kg* m^{-1} s^{-1} afuera de la costa *(Muller-Karger y Aparicio, 1994).* A 180 *km* costa afuera de la Guajira *Gordon (1967*) estimó un afloramiento con intensidades máximas de $6*10^{-4}$ *cm* s^{-1} en la base de la capa de Ekman pero un flujo vertical de solo $4.4*10^{-3}$ *cm* s^{-1} (114 *m* mes^{-1}) fue calculado para septiembre de 1972 *(Fajardo, 1979).* Este afloramiento estimula el crecimiento de fitoplancton pero el agua es relativamente empobrecida en nutrientes en comparación con otros afloramientos *(Corredor, 1979).*

La circulación en superficie a lo largo de la costa Guajira se encuentra dominada por la Corriente del Caribe pero también está influenciada por el flujo orientado hacia el Este de la Contracorriente del Darién. Esta contracorriente tiene una influencia estacional en las aguas superficiales sobre la plataforma continental colombiana, llegando a la Península Guajira durante la estación de lluvias y es casi imperceptible durante la estación de vientos (*Pujos et al., 1986; Corredor, 1981*).

En la otra área de surgencia, costa afuera de Venezuela (el Caribe oriental), las condiciones de circulación en la superficie muestran un afloramiento dominante a lo largo del año (e.g. *Griffith y Simpson, 1972; Herrera y Febres-Ortega, 1975a y b; Febres-Ortega y Herrera, 1976; Aparicio 1993),* excepto en octubre *(Hastenrath y Lamb, 1977*), pero es particularmente intensa durante el invierno del norte *(Febres-Ortega, 1978*). Las velocidades de la corriente se midieron alrededor de 0.8 *m* s^{-1} en la corriente del Caribe en esa área *(Wilson y Johns, 1997).*

Se sabe que hay correlación entre las ocurrencias del Fenómeno El Niño y eventos de extrema baja precipitación a lo largo de la costa norte suramericana (*Hastenrath et al.,1987; Alvarez et al., 1995*), junto con evento de La Niña y anomalías positivas de precipitación (*Montealegre y Pavón, 1992, Poveda et al., 2001).*

La estructura interna (baroclínica) del afloramiento en estas áreas así como la existencia de muchos rasgos (como chorros y filamentos) encontrados en otros sistemas de afloramientos se encuentran en el Capítulo 6.

1.10 Perspectiva del trabajo

Dado que la Cuenca Colombia es un dominio restringido con una fuerte modulación continental de la circulación oceánica tropical y sus efectos correspondientes en la variabilidad atmosférica en diferentes escalas temporales y espaciales. El estudio abarcado en este libro consistió del análisis y la síntesis de observaciones meteorológicas y de climatología, cruceros oceanográficos con CTD, boyas de deriva, altimetría por satélite, temperatura superficial del mar y observaciones de nivel del mar a lo largo de la costa colombiana.

El estudio se enfocó en el examen de los patrones del clima y la circulación de media escala en la Cuenca Colombia, especialmente en relación con la variabilidad de los patrones del estrés del viento y los regímenes de precipitación y como estos comportamientos se relacionan con la circulación de todo el Caribe. Periodos de fuerte forzamiento por el viento intercalados con periodos de grandes lluvias y vientos débiles son examinados para establecer la contribución del estrés del viento en la circulación superficial a través de observaciones meteorológicas adquiridas durante cruceros y climatología sinóptica.

La persistencia e intensidad de los flujos reconocidos e.g. la Corriente del Caribe, la Contracorriente Panamá-Colombia y el Giro de Panamá-Colombia sugerido en los modelos, fueron probadas mediante mediciones *in-situ* y datos de sensores remotos. Una serie de cruceros oceanográficos (CTD) hechos en 1994, 1997 y 1998 permitieron examinar la estructura de la circulación oceánica en más detalle y se compararon con datos históricos y datos de modelos recientes.

El afloramiento de la Península de la Guajira fue examinado mediante una serie de perfiles de CTD para observar sus características y estimar su intensidad en diferentes años y épocas. También se utilizaron una serie de imágenes de temperatura superficial del mar desde satélites y mapas de altimetría satelital para inferir el efecto de este sistema de afloramiento en las áreas vecinas.

La intención del estudio fue el de analizar metódicamente los datos recientes y los históricos para dar respuesta a preguntas sobre la oceanografía física del mar Caribe por medio de datos *in situ*, o remotamente adquiridos de la atmósfera y el océano. En particular, este estudio se dirigió a establecer cuales procesos son afectados por los vientos en superficie y a qué grado la variabilidad del viento afecta la circulación superficial del Caribe. El estudio también intentó entender la variabilidad de media escala (Eddie) y el movimiento del Caribe entre estaciones climáticas y entre cuencas: para obtener una idea comprehensiva de las condiciones hidrodinámicas de las capas, superficiales e intermedias de la Cuenca Colombia, cómo funciona el mecanismo de afloramiento en la región Guajira y finalmente la presentación de una nueva evidencia de un flujo continuo hacia el Este a lo largo de la costa sur del Mar Caribe terminando con una serie de pensamientos que sugieren ideas hacia las futuras investigaciones en el mar Caribe.

Capítulo 2

El régimen climático en el Mar Caribe*

2.1 Introducción

La variabilidad y la velocidad de los vientos alisios, modulados por la migración de la Zona de Convergencia Inter-tropical y relacionada con las estaciones de lluvias fueron presentadas en la Sección 1.2. Sin embargo, se requiere una descripción más detallada del régimen del viento y de los patrones de precipitación para entender el comportamiento de las corrientes forzadas por el viento y las forzadas por efectos termohalinos en la Cuenca de Colombia.

El campo de vientos en superficie sobre el Mar Caribe está caracterizado por la aceleración de los Vientos Alisios en un flujo de viento hacia el Oeste con mayor velocidad en un núcleo que forma un viento de chorro, un "chorro de viento en superficie" (un "Low-level Jet" en inglés) permanente, localizado en el centro de la cuenca (*Amador y Magaña, 1998*); El núcleo del "chorro de superficie" tiene cambios estacionales tanto en intensidad como en posición geográfica, que tiene implicaciones en variaciones importantes en las corrientes de superficie.

El ciclo estacional del viento y la lluvia es razonablemente conocido y presentado en la Sección 1 (*Figura 2.1*). Sin embargo es necesario hacer un análisis de la relación entre el "viento de chorro en superficie", los patrones de viento a niveles más altos y el régimen de precipitación, para entender los mecanismos que actúan entre ellos y explicar la variabilidad de la interacción océano-atmósfera.

2.2 Metodología

El análisis hecho se realizó mediante el uso de los datos del Atlas que recoge el re-análisis hecho por las oficinas de NCEP-NCAR (NOAA-CIRES, *Climate Diagnostic Centre,* 1998). Este Atlas contiene las medias mensuales multianuales de largo plazo (1965-1994) de la velocidad y dirección del viento a diferentes alturas en la atmósfera, la rata de precipitación la divergencia en superficie y la vorticidad en una grilla de 2.5°.

---

* Andrade, C.A. y E.D. Barton, Sobre la existencia de una celda de circulación atmosférica sobre el Caribe y su efecto en las corrientes de Ekman en el mar Caribe suroccidental, *Bol. Cient. CIOH,* 31, 73-94, 2013.

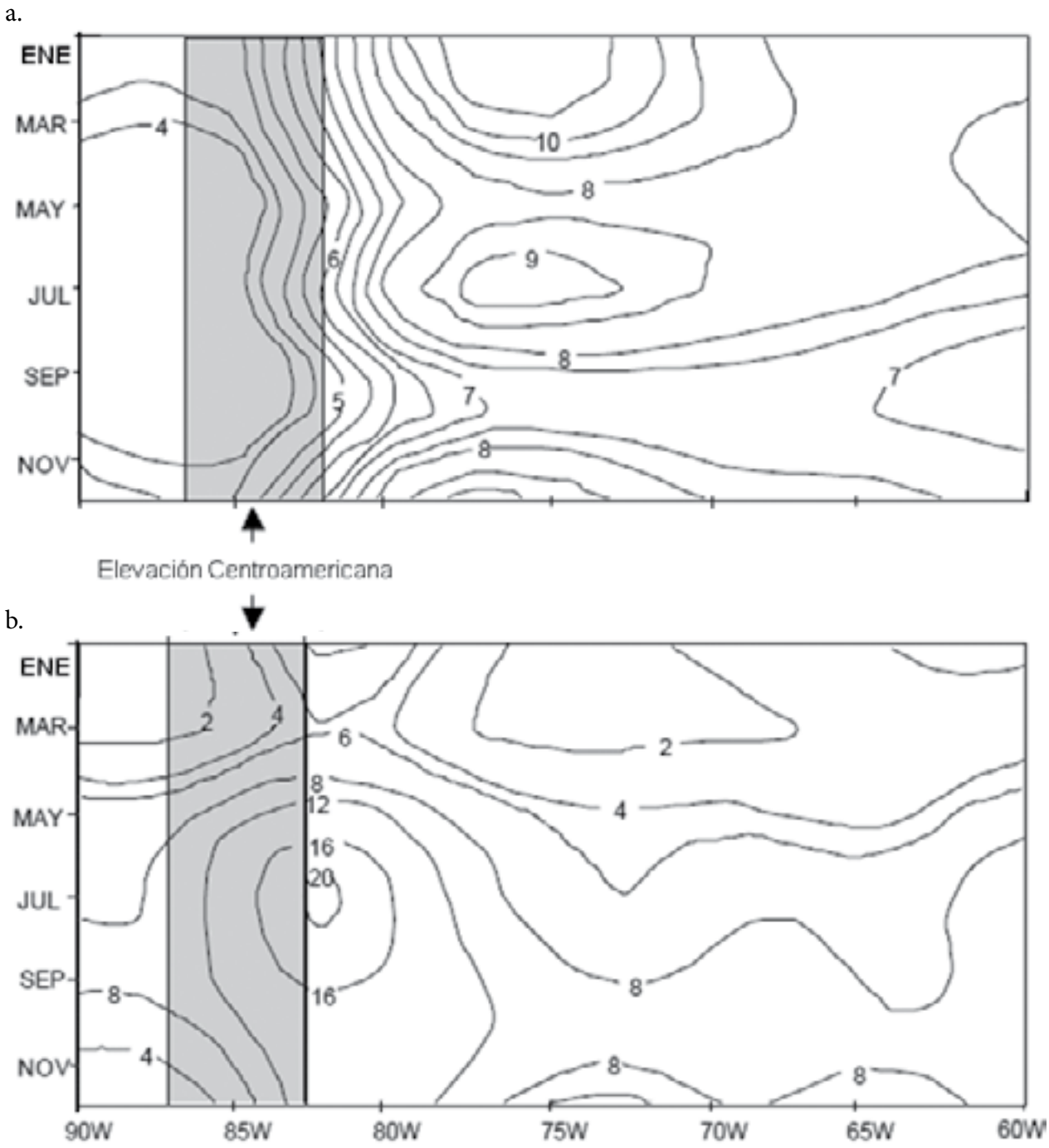

Figura 2.1 La media mensual climatológica (1958-1998) de (a) la velocidad del viento ($m.s^{-1}$) y (b) la rata de precipitación (10^5 $kg\ m^2\ s^{-1}$) en latitud 14º N, diagramadas en función del tiempo y longitud. Se advierte un periodo de vientos más fuertes entre diciembre y abril alternando con las más altas ratas de precipitación a largo del Caribe. Las máximas precipitaciones y vientos más débiles ocurren sobre la costa Caribe de Centroamérica a lo largo del año. La intensificación del viento en Julio está asociada al llamado "Veranillo" o también "sequía de mitad del verano" (mid-summer drought).

El conjunto de datos de viento fue comparado con datos sinópticos in situ, perfiles verticales de globos tomados del experimento PACS-SONET (*Douglas, 1999*) en Cartagena y los datos del Sensor especial para Representación de Microondas (SSMI) tomados en 1997. El SSMI es un detector multi-espectral diseñado para inferir la velocidad del viento en la superficie, mediante la medición de la rugosidad de la superficie del mar, la precipitación y la rata de precipitación (a través de algoritmos que dan un error medio cuadrático (*rms*) de 1 $m\ s^{-1}$, 1 *mm* y 1 $mm\ h^{-1}$ respectivamente) e información sobre la cantidad de agua líquida en las nubes así como de vapor de agua (*Wentz, 1997*). Los mosaicos compuestos para el año y para cada mes fueron realizados a través del sistema interactivo del buscador de NASA en la red de Internet (*www.ssmi.com*) de donde los datos sobre el Mar Caribe fueron extraídos y examinados.

Los datos fueron comparados para validar la media climatológica del Atlas de NCEP-NCAR y los datos de precipitación fueron comparados espacialmente con el índice de vegetación obtenida por sensores remotos para el área del Caribe. Los datos de viento aquí utilizados fueron obtenidos en el Atlas de Parámetros Individuales de NCEP-NCAR, en una grilla de 2° x 2° mensualmente desde julio a diciembre de 1997. Se calcularon valores mensuales de estrés del viento $\tau = \rho_0 C_D |w| \vec{w}$ fue calculado asumiendo un coeficiente de fricción constante C_D de $1.4*10^{-3}$, una densidad del aire (ρ_α) de 1.225 kg m^{-3} donde $\vec{w}$ es el viento en superficie. El estrés del viento es aplicado en la misma dirección del vector del viento. La vorticidad (*curl*) y por consiguiente el transporte de Sverdrup, fueron calculados usando un esquema de diferencias finitas de primer orden.

Asumiendo balance geostrófico y de Ekman en las ecuaciones de movimiento

$$-\rho f v = -\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z}\left(N_u \frac{\partial u}{\partial z}\right) \tag{1}$$

$$\rho_o f u = -\frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}\left(N_v \frac{\partial v}{\partial z}\right) \tag{2}$$

y asumiendo continuidad,

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{3}$$

e integrando verticalmente (1), (2) y (3) entre la superficie del agua y el nivel de no movimiento (-*D*) tenemos,

$$-fM^{(y)} = \frac{-\partial p}{\partial x} + \tau_w^{(x)} - \tau_B^{(x)} \tag{4}$$

$$-fM^{(x)} = \frac{-\partial p}{\partial y} + \tau_w^{(y)} - \tau_b^{(y)} \tag{5}$$

$$\frac{\partial M^{(x)}}{\partial v^2} + \frac{\partial M^{(y)}}{\partial y} = 0 \tag{6}$$

donde M es el transporte de Sverdrup, τ_w es el estrés del viento sobre la superficie del mar y τ_b es el estrés en el fondo de la capa de fricción en las direcciones (x) y (y) respectivamente;

$$\int_{-D}^{\eta} \frac{\partial p}{\partial x}\, \partial z = \frac{\partial}{\partial x} P \quad \text{y} \quad \int_{-D}^{\eta} \frac{\partial p}{\partial y}\, \partial z = \frac{\partial}{\partial y} P$$

Desde la ecuación de continuidad integrada en profundidad, es posible de utilizar una función escalar conocida como función de Corriente (Ψ) tal que,

$$M^{(x)} = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad \text{y} \quad M^{(y)} = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \tag{7}$$

desde la cual se puede derivar la velocidad (*Pond y Pickard, 1989*).

Reemplazando (7) en (4) y (5),

$$-f\frac{\partial \psi}{\partial x} = -\frac{\partial}{\partial x} P + \tau_w^{(x)} - \tau_b^{(x)} \tag{8}$$

$$-f\frac{\partial \psi}{\partial y} = -\frac{\partial}{\partial y} P + \tau_w^{(y)} - \tau_b^{(y)} \tag{9}$$

y diferenciando en forma cruzada y sumando (8) y (9) obtenemos,

$$\beta\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\tau_w^{(y)} - \tau_b^{(y)}\right) - \frac{\partial}{\partial y}\left(\tau_w^{(x)} - \tau_b^{(x)}\right) \tag{10}$$

donde $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ es la variación meridional de la aceleración de Coriolis. Ahora, asumiendo que el estrés en el fondo es despreciable comparado con el estrés del viento en superficie $|\tau_b| << |\tau_w|$, entonces,

$$\beta M^{(y)} = \left(\vec{\nabla} \times \vec{\tau}_w\right)_z \text{ y entonces,}$$

$$\psi(L,y) - \Psi(x,y) = \beta^{-1}\int_{x}^{L}\left(\vec{\nabla} \times \vec{\tau}_w\right)_z dx$$

donde $x=L$ es el límite en el Este donde $\Psi_{(L,y)} = 0$, por consiguiente,

$$\Psi_{(x,y)} = \beta^{-1}\int_{L}^{x}\left(\vec{\nabla} \times \tau_w\right) dx \qquad (11)$$

Esta relación de Sverdrup representa la cantidad de vorticidad en el mar abierto. Vorticidad potencial es la proporción de la vorticidad relativa más la vorticidad planetaria con respecto del espesor de una capa de agua y es constante en ausencia de fricción. Para conservar su vorticidad potencial, una columna de agua comprimida (estrechada) por hundimiento (surgencia) forzada por la vorticidad del viento, se tiene que mover hacia el ecuador (hacia el polo) si la vorticidad relativa es razonablemente constante. Aquí se asume que la vorticidad relativa es pequeña en el mar abierto. Este movimiento horizontal, forzado por el "bombeo" de Ekman en la base de la capa de fricción es llamado Transporte de Sverdrup (por *Sverdrup, 1947*).

La interpretación física es que la columna de agua se mueve a una nueva latitud (un valor nuevo de vorticidad potencial) con velocidades que compensan la rata a la cual el estrés del viento imparte vorticidad (para más explicación ver *Wunch y Roemmich, 1985*).

Conociendo M en cada punto de la grilla del campo de viento, es posible calcular M_x por diferenciación centrada. En ese sentido, la función de Corriente fue calculada en una grilla de 2x2 grados utilizando un esquema de diferencias centradas, para expresar la variación mensual del transporte de Sverdrup a través del Mar Caribe. Se asume que el transporte de Sverdrup anual entrando por las Antillas Menores es razonablemente constante como se muestra en *Wilson y Johns (1997)* y que los cambios estacionales persisten suficientemente para que el sistema adquiera un estado estable.

El transporte de Ekman, $M_E=\vec{\tau}/\rho_a f$ y las corrientes de Ekman, $V_o=\sqrt{2\Lambda\tau/D_E\rho_W|f|}$ fueron calculados en cada punto de la grilla y representados gráficamente como flechas sobre el transporte de Sverdrup mensual. DE es la profundidad hasta donde alcanza la influencia de la fricción y $\rho_w \sim 1020$ $kg\ m^{-3}$ la densidad de agua).

2.3 Régimen de Viento

2.3.1 Estructura horizontal

El Mar Caribe se encuentra justo al norte del ecuador terrestre presentando una costa orientada más o menos Este-Oeste a lo largo de su límite sur, alrededor de 9°N que va desde 60°W a 90°W, es decir, una distancia de alrededor de 2500 km. Gobiernan la región los vientos alisios que son casi zonales y soplan paralelos a este límite (*Hastenrath, 1968 a; Pujos et al., 1986*). Un viento de chorro de nivel bajo es el rasgo dominante. Este patrón de viento sopla hacia la masa de tierra Centroamericana que se orienta norte-sur, extendiéndose por más de 1000 km a lo largo de 90°W.

Las razones por la presencia de este viento de chorro bajo no son completamente entendidos, pero posibles explicaciones para el chorro en términos de gradientes de temperatura superficial entre la tierra y el mar serán explicadas en el Capítulo 6 donde se trata el sistema de afloramiento de la Guajira. Las medias mensuales multianuales del vector de velocidad extraída del re-análisis de NCEP-NCAR, en la superficie de 200 *mb* permiten describir el viento de chorro en términos de cambios espaciales y temporales.

Durante la estación de vientos (diciembre-marzo) el viento de chorro está restringido a la cuenca de Colombia con velocidades hasta de 12 $m\ s^{-1}$ y tiene una componente sur importante (*Figura 2.2a*). Al nivel de 200 *mb* (~10 km de altura) el viento tiene una dirección hacia el noreste opuesta a la dirección del viento de chorro en superficie y más o menos a la misma velocidad (*Figura 2.2b*).

El monzón centroamericano llega a la Cuenca Colombia con el desplazamiento del núcleo del viento de chorro superficial hacia el centro del Caribe en abril y junio. Al mismo tiempo la componente meridional desaparece y los vientos Alisios se debilitan (*Figura 2.3a*). El campo de viento a 200 mb de altura cambia de Suroeste a Oeste y la velocidad baja también (*Figura 2.3b*). Ocurre una cantidad importante de precipitación la parte suroccidental junto con una disminución de los vientos del suroeste.

Durante julio-agosto "la sequía de mitad del verano" o "veranillo" el núcleo del viento de chorro bajo regresa a la cuenca occidental. Esta condición es muy parecida a la que ocurre en la estación de vientos cuando se inhibe la precipitación pero tiene solo cuatro o cinco semanas de duración luego de los cuales el núcleo del viento de chorro regresa hacia el Este (*Figura 2.4a*). Al mismo tiempo el viento en altura se debilita y permanece hacia el sureste (*Figura 2.4b*).

Durante la época de lluvias (septiembre – noviembre) ocurre un máximo de precipitación en el Caribe suroccidental y las velocidades más altas del viento de chorro ocurren en el Caribe central hasta octubre (*Figura 2.5a*). Los vientos en 200 mb sobre el Caribe responden al movimiento de un centro de alta presión sobre Yucatán en octubre, Panamá en noviembre y Ecuador en diciembre, mientras rota anticiclónicamente del noroeste al oeste (*Figura 2.5b*).

Las velocidades del viento en superficie estimadas por el sensor SSMI están de acuerdo con los datos climatológicos en términos de la posición geográfica y la variación de intensidad del núcleo del chorro de viento de baja altura y también muestra como el viento de chorro alcanza Centroamérica y cruza a través de dos aberturas orográficas del relieve hacia el Océano Pacifico. Estos son la abertura de Managua sobre el Lago Managua (Papagayo) y la abertura del Darién sobre la selva del Darién entre las montañas de San Blas y las montañas del Baudó (*Figura 2.6*). El resto de este fuerte régimen de viento es levantado al alcanzar las altas montañas, entregando calor latente y produciendo extensas nubes convectivas. El comportamiento del viento sobre el Océano Pacifico del otro costado de la masa de tierra es débil y variable. La presencia de estas dos aberturas orográficas permitiendo el paso a través de Centroamérica tiene consecuencias dramáticas en el océano al producir sistemas de afloramiento productivos inducidos en la costa Pacífica, que no están dentro del alcance de este estudio. Estos efectos son similares a los que se producen en el Golfo de Tehuantepec (*Barton et al., 1993*).

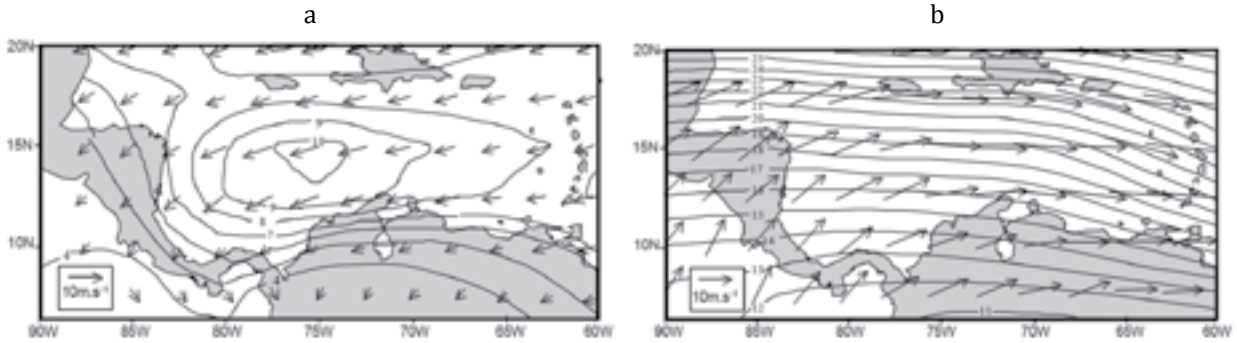

Figura 2.2 Los valores medios de largo periodo (1968-1996) del vector de viento extraídos del Atlas de NCEP-NCAR durante la época de vientos (diciembre-marzo) para (a) la superficie y (b) 200 *mb* de altura. Obsérvese el núcleo del chorro bajo en el Caribe suroccidental afuera de la costa colombiana. Los vientos altos son más fuertes y opuestos a los vientos de superficie.

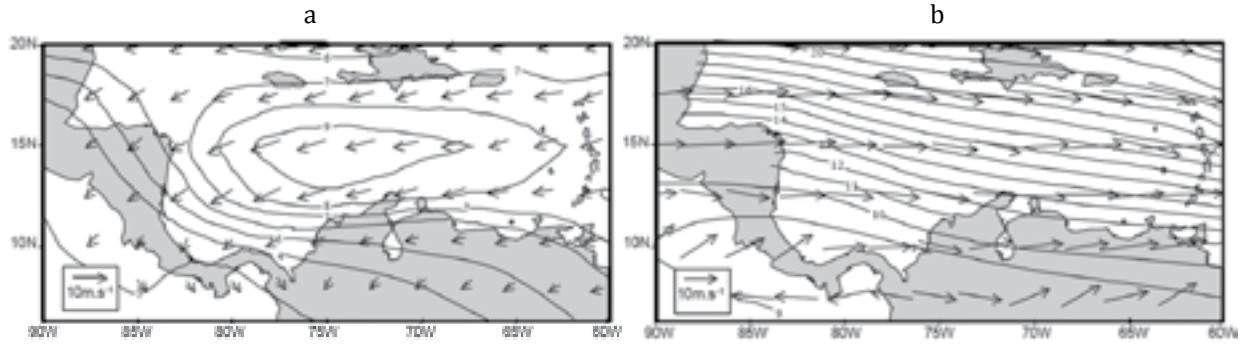

Figura 2.3 Los valores medios de largo periodo (1968-1996) del vector de viento extraídos del Atlas de NCEP-NCAR durante la época de transición (abril-junio) para (a) la superficie y (b) 200 *mb* de altura. El núcleo del chorro bajo se debilita en el Caribe suroccidental. Los vientos altos son opuestos a los vientos de superficie mientras giran anticiclonicamente.

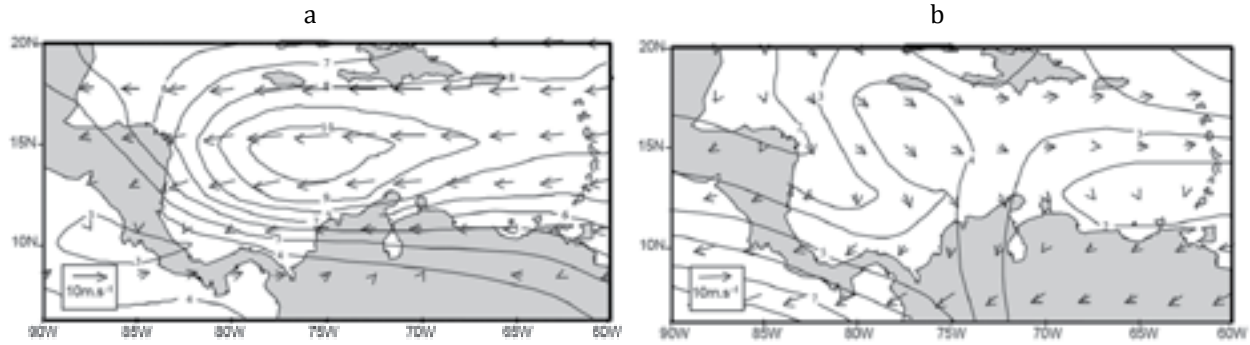

Figura 2.4 Los valores medios de largo periodo (1968-1996) del vector de viento extraídos del Atlas de NCEP-NCAR durante el Veranillo (julio-agosto) para (a) la superficie y (b) 200 *mb* de altura. El núcleo del viento de chorro superficial regresa al Caribe suroccidental afuera de la costa colombiana con máxima velocidad. Los vientos altos son hacia el suroeste.

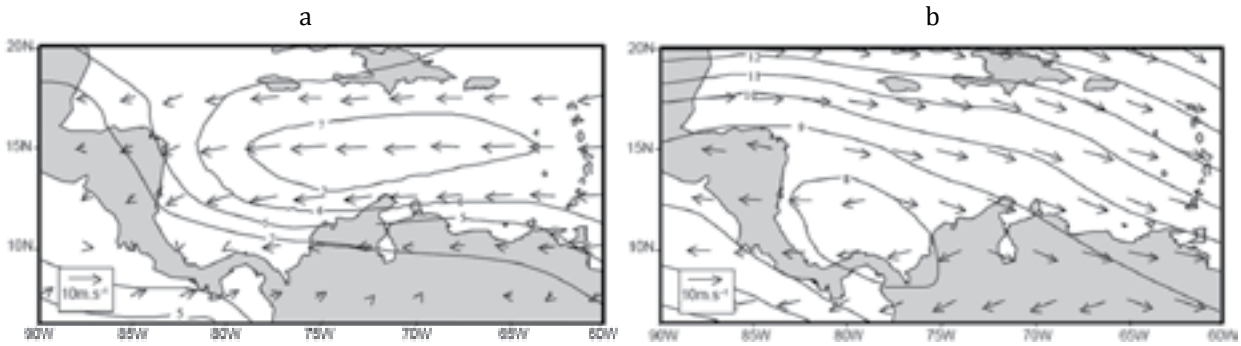

Figura 2.5 Los valores medios de largo periodo (1968-1996) del vector de viento extraídos del Atlas de NCEP-NCAR durante la época de lluvias (septiembre-noviembre) para a la superficie y b 200 *mb* de altura. Obsérvese el núcleo del viento chorro en superficie en el Caribe suroccidental afuera de la costa colombiana con velocidades débiles. Los vientos altos sobre el Caribe suroccidental todavía son del suroeste pero más débiles.

La posición e intensidad del chorro de viento en el centro de la Cuenca principalmente modula la vorticidad del viento en superficie del Caribe (*Figura 2.7*). Este produce vorticidad anticiclónica al norte de 14º N con valores que alcanzan $-1.9*10^{-5}$ s^{-1} durante la época de lluvias y nunca fue menor de $-9.6*10^{-6}$ s^{-1} y produce vorticidad ciclónica al sur de 14° N con valores que alcanzan hasta $3*10^{-5}$ s^{-1} costa afuera de Colombia durante la época de lluvias (*Figura 2.7 b*) y que nunca está debajo de $1.94*10^{-5}$ s^{-1} a lo largo del año. Estos patrones muestran muy pocos cambios estacionales.

2.3.2 Estructura vertical

Se ha establecido bien que mientras los vientos Alisios soplan sobre la superficie del Caribe, son predominantemente del Este, mientras que la capa superior en 200 *mb* el patrón del viento cambia direcciones a lo largo del año. La estructura vertical observada mediante el lanzamiento semanal de globos en Cartagena durante 1997 y 1998 (*Figura 2.8*) fue utilizado para localizar la altura de la capa límite atmosférica y compararla con la obtenida en la base de datos del re-análisis de NCEP-NCAR (*Figura 2.9*). La altura de la capa estuvo alrededor de 550 *mb* en abril en su más baja altura y permaneció bajo 400 *mb* durante la época de vientos. Estuvo sobre 300 *mb* durante la estación de lluvias significativamente más alta, alcanzando una altura cercana a los 80 *mb* en octubre. Las mayores alturas aumentaron la posibilidad de actividad convectiva y la precipitación resultante en el área. Las bajas alturas durante la estación de vientos correlacionan con la falta de precipitación.

La fuerte convergencia (el levantamiento de aire húmedo) contra la masa de tierra centroamericana produce intensas lluvias (>8 $m\ año^{-1}$) lo que significa una entrada masiva de agua fresca a la cuenca Colombia. La rata de precipitación durante la época de vientos es alrededor de la mitad de la que ocurre durante la estación de lluvias, lo que significa de todas maneras la rata de precipitación es alta a lo largo del año en ese sector. Contrastante con esta situación, la mayoría del Caribe recibe muy poca precipitación (<50 $m\ año^{-1}$) a lo largo del año (*Figura 2.10*).

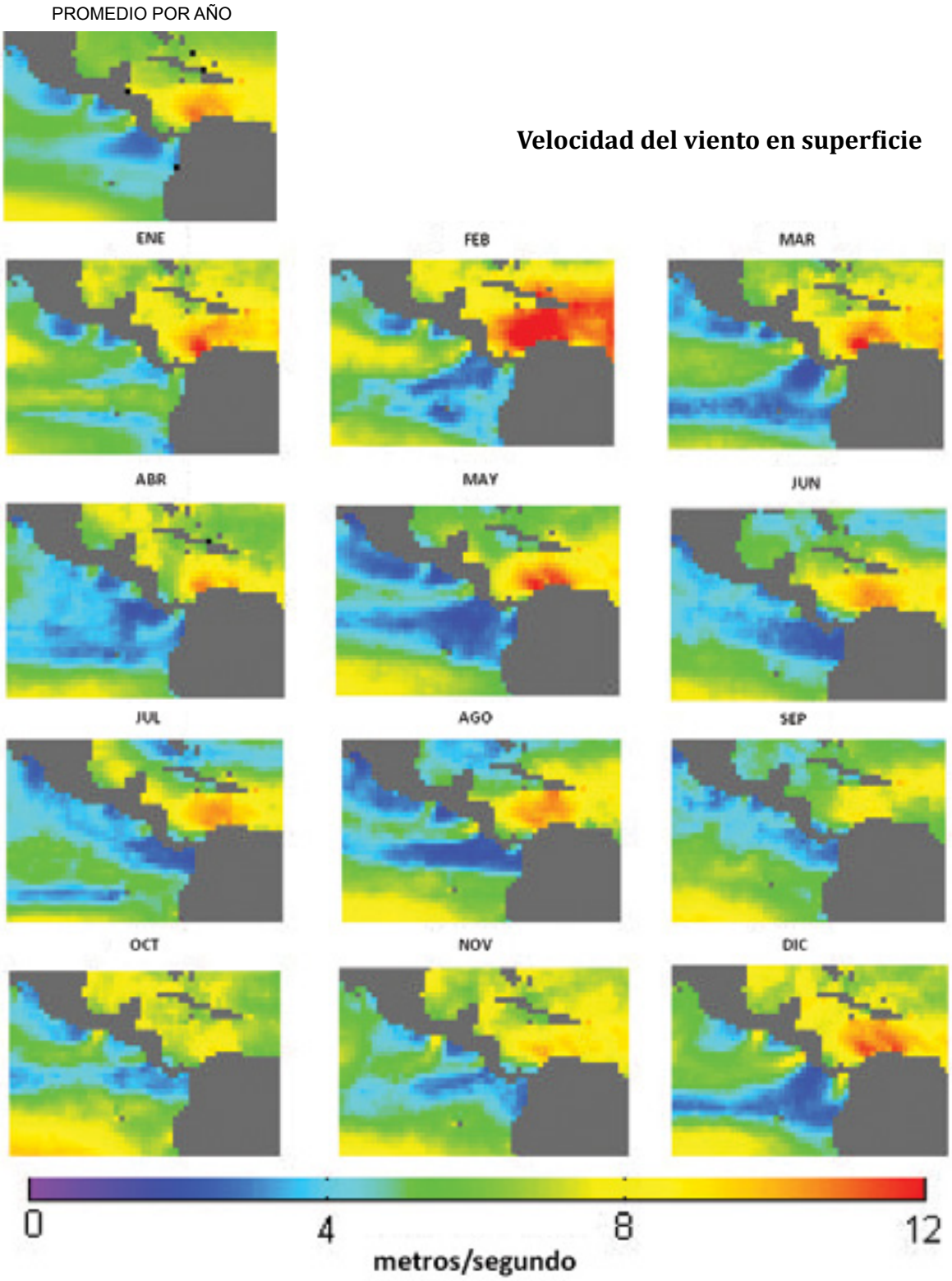

Figura 2.6 Mosaico de valores promedio mensuales de la velocidad del viento en superficie sobre el Caribe tomado del sensor SSMI durante 1997. Obsérvese la variación de la velocidad del viento en el núcleo del viento de chorro en superficie afuera de costa colombiana. Solo dos aberturas, una sobre el lago Managua y otra sobre la jungla del Darién permiten el paso del viento en superficie al Pacifico.

El patrón de divergencia resume el comportamiento cíclico del sistema atmosférico regional (*Figura 2.11*). La máxima convergencia (el movimiento ascendente) de $-1.2*10^{-5}$ s^{-1} ocurre durante la estación de vientos y de $-1.6*10^{-5}$ s^{-1} durante el monzón en el Caribe suroccidental. Esto es opuesto a lo que ocurre en el resto del área donde la divergencia (el movimiento descendente) de hasta $4*10^{-6}$ s^{-1} ocurre durante ambas estaciones.

La circulación ciclónica resultante es un rasgo permanente y exhibe pequeños cambios estacionales. El movimiento convectivo ascendente sobre las masas terrestres de Centroamérica y la subsiguiente precipitación explica la exuberancia de la selva tropical en el área. Al mismo tiempo, la divergencia generalizada (los valores positivos) es el resultado del descenso del aire seco sobre el Caribe central. Esta subsidencia es la causa de la aridez de las islas de Aruba, Bonaire y Curazao y de los desiertos de Falcón y la Guajira donde ocurre muy poca precipitación. La comparación del índice de vegetación y la rata de precipitación anual extraída del Atlas del re-análisis de NCEP-NCAR permite una imagen clara de este comportamiento (*Figura 2.12*).

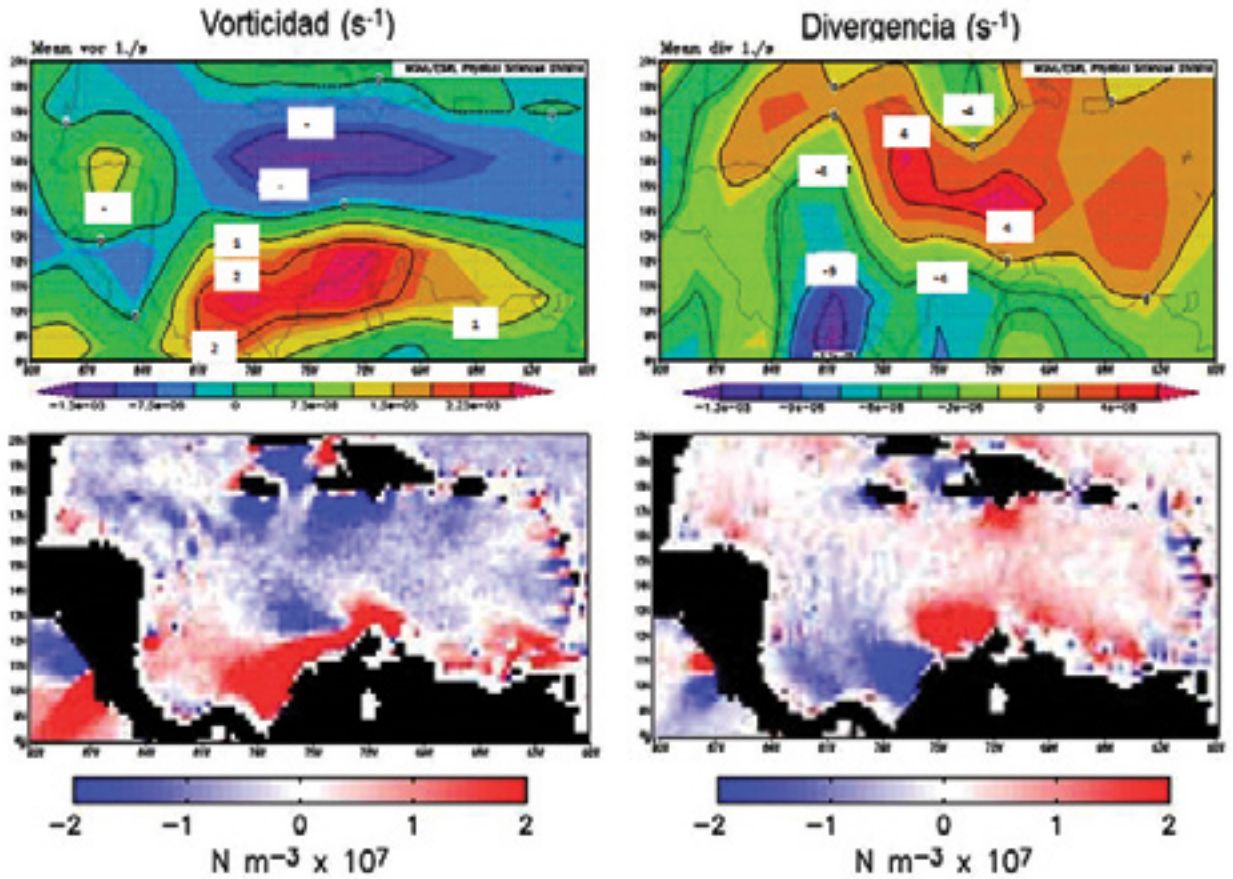

Figura 2.7 La vorticidad del viento en superficie extraída de la base de datos de largo plazo del NCEP-NCAR (1968-1996) arriba y abajo con datos de *QuickScat sobre el mar modificada de (Chelton et al., 2004)* durante (a) la estación de vientos (diciembre-marzo) y (b) la estación de lluvias (septiembre-noviembre). No aparecen diferencias importantes en los patrones de vorticidad pero la intensidad varia en el Caribe suroccidental.

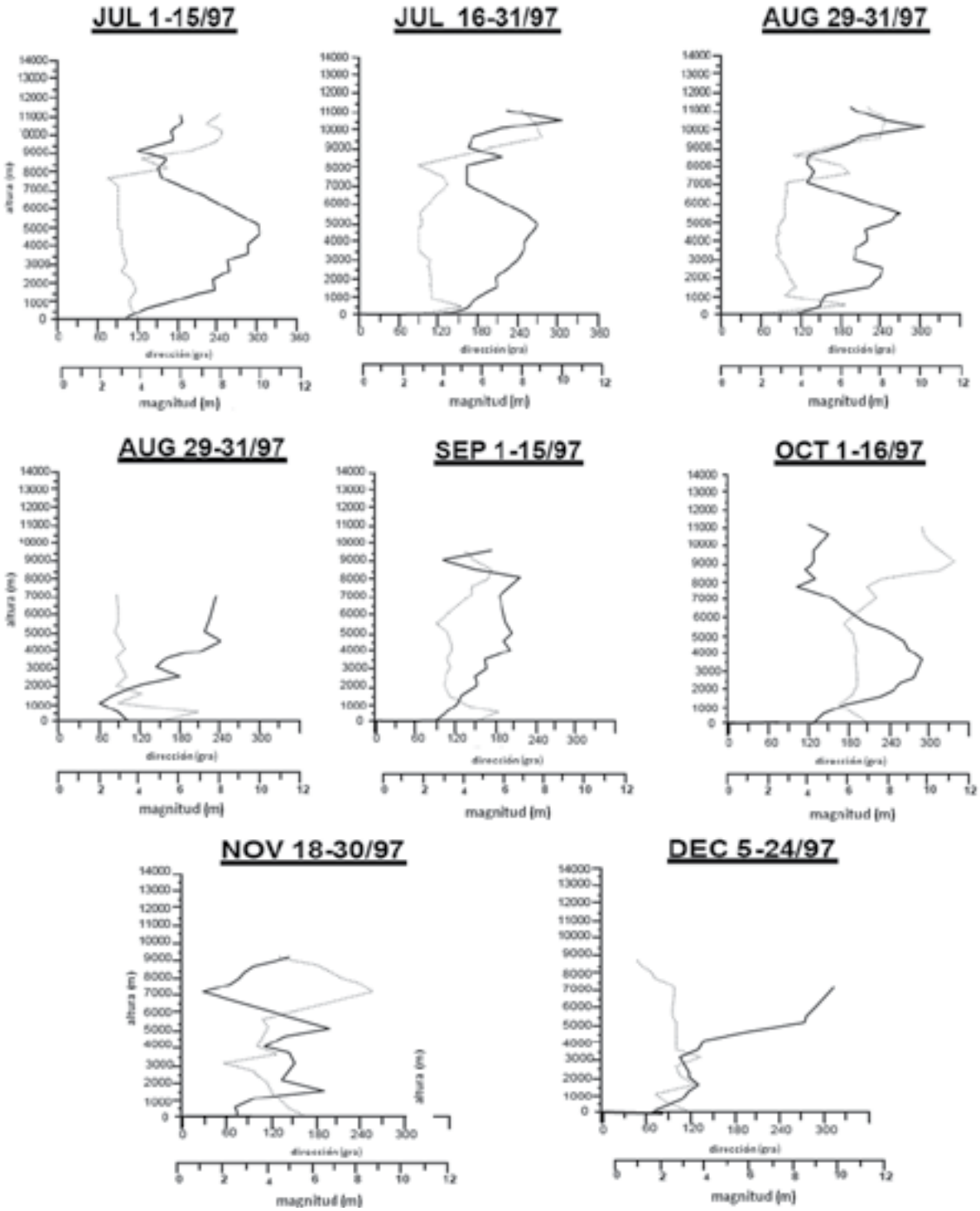

Figura 2.8 Perfiles verticales de la velocidad del viento medido mediante la observación de globos en Cartagena. El nivel de la inversión atmosférica se encuentra marcado por el gran cambio en dirección e intensidad del viento. La capa limite atmosférica fue delgada (~4 km) durante la estación de vientos y durante la época de lluvias (el monzón americano) fue de alrededor de 10 km.

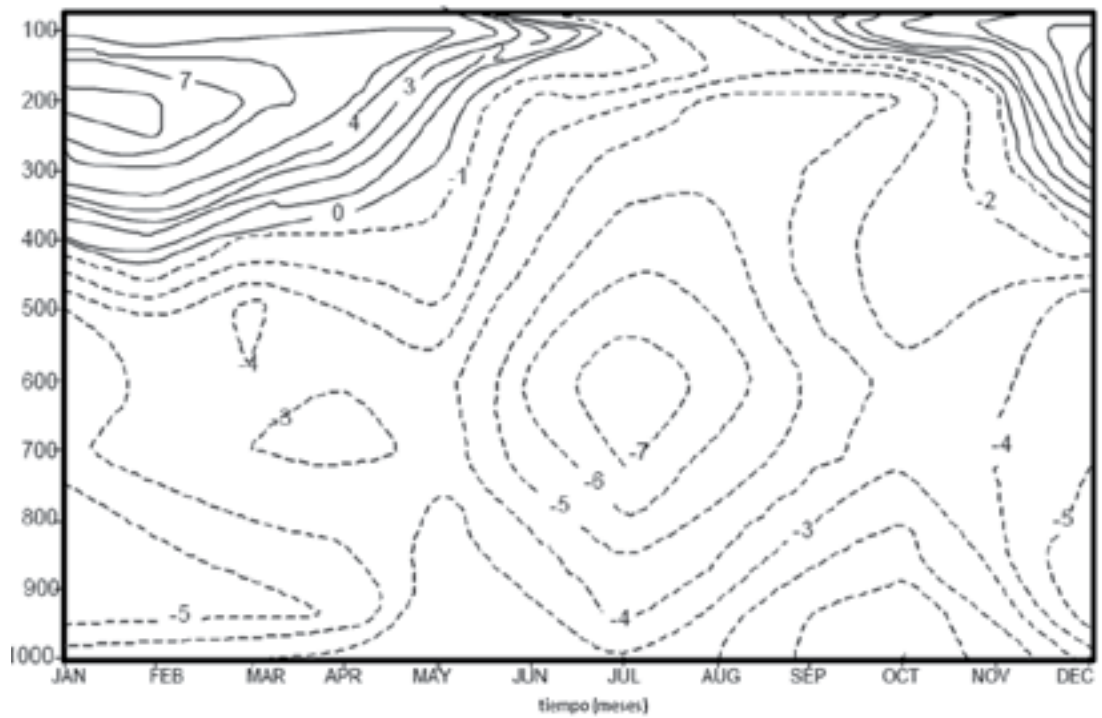

Figura 2.9 Variación anual de la capa limite atmosférica observada desde los datos de NCEP-NCAR, que se puede detectar en la inversión del viento zonal ($m\ s^{-1}$) en el Caribe. Está localizada alrededor de los 500 *mb* durante la estación de viento y sobre 80 mb durante el monzón americano.

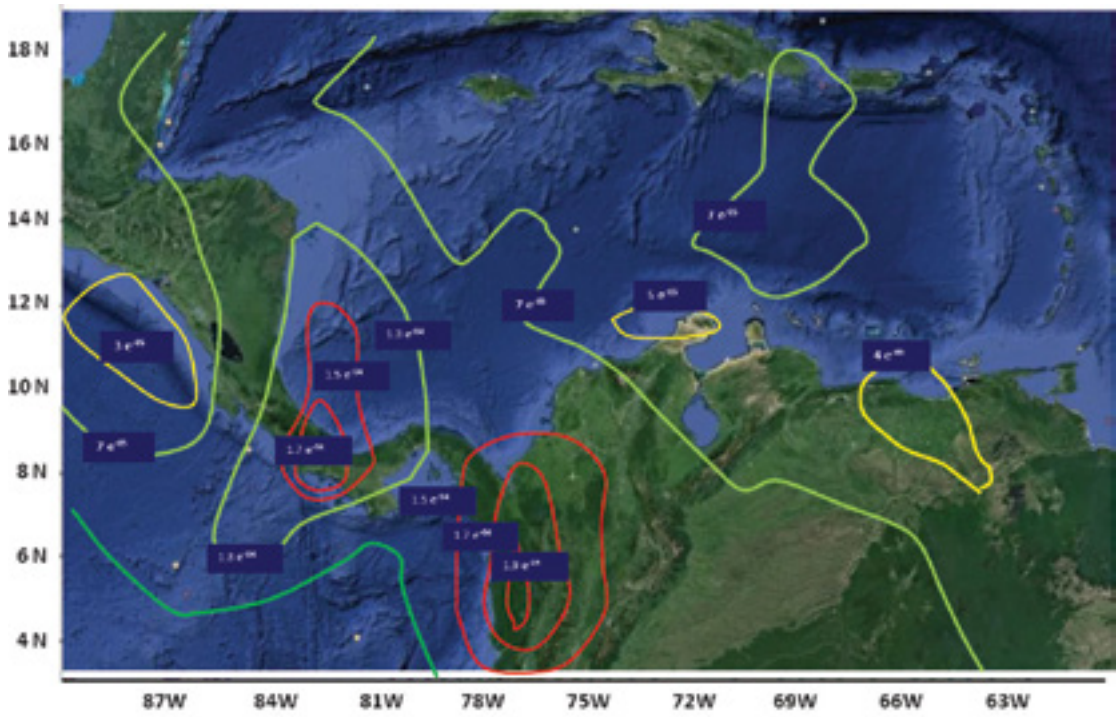

Figura 2.10 La rata de precipitación anual extraída de la base de NCEP-NCAR sobre el Caribe sobrepuesta al mapa de índice de vegetación. Los dos picos de valores máximos, en las selvas del Chocó y las de Centroamérica son marcas mundiales en los trópicos. Nótese el fuerte gradiente horizontal y los bajos valores en el Caribe central.

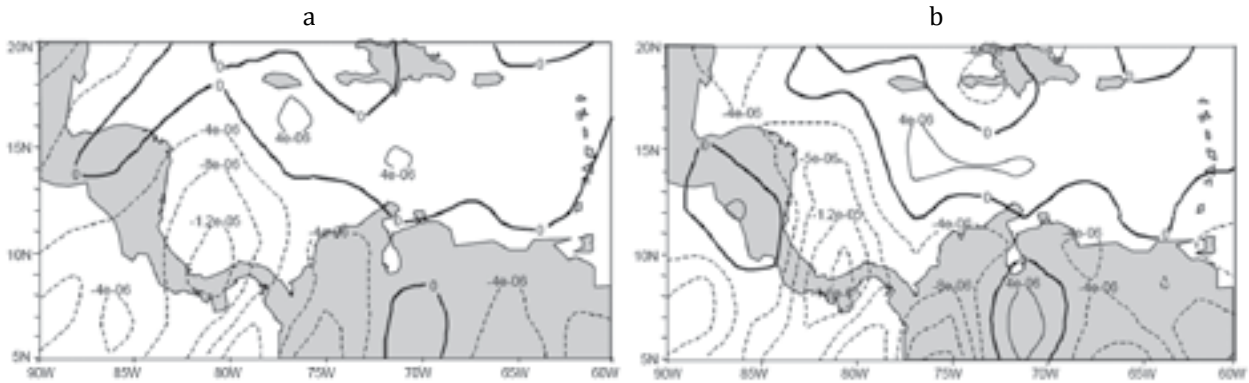

Figura 2.11 La divergencia del viento en superficie (s^{-1}) extraída del Atlas de re-análisis de NCEP-NCAR durante (a) la estación de vientos y (b) la estación de lluvias. Obsérvese el comportamiento dicotómico sobre la masa terrestre centroamericana y el resto del Caribe.

2.4 El sistema del monzón americano

El régimen de precipitación ha sido continentalmente tratado como una entidad continua llamada el sistema de monzón Americano. Este sistema puede ser entendido como la respuesta convectiva de la atmósfera a la variabilidad anual del calentamiento de la superficie por insolación. El Monzón suramericano ocurre durante diciembre-febrero, es decir durante el verano austral, mientras que el monzón norteamericano ocurre durante junio-agosto, el verano boreal (*Figura 2.13*). Entonces, el monzón centroamericano ocurre entre los monzones hemisféricos, dividido en dos fases. La fase de calentamiento "de transición" durante marzo-junio y la fase de enfriamiento durante septiembre-noviembre. Julio y agosto son los dos meses cuando el monzón norteamericano es mayor y al mismo tiempo, el Caribe sufre "la sequía de mitad del verano", el "Veranillo de San Juan" de los antiguos documentos o simplemente Veranillo.

La precipitación en la Cuenca de Colombia es una de las más extremas del mundo. Los máximos valores localizados sobre la selva del Choco (>11 $m\ año^{-1}$), al sur del Golfo del Darién y sobre la costa Caribe centroamericana (>8 $m\ año^{-1}$) están entre las mayores del mundo, comparables con los valores del Amazonas y de Indonesia durante el mozón respectivo (*Figura 2.14*).

Los valores de cantidad de agua líquida y la rata de precipitación observados con el SSMI durante 1997 (*Figura 2.15*) ilustra el comportamiento dicotómico de la atmósfera a ambos lados de Centroamérica. Los más altos valores se encuentran siempre sobre el Pacifico mientras que el Caribe tiene características áridas. El límite sur de la zona de Convergencia Intertropical está bien delineado en el Pacifico por la presencia continua de nubes convectivas con muy poco desplazamiento meridional entre 1° N y 5° N. Sin embargo, el borde norte de la Zona de Convergencia Intertropical es el que impacta el régimen de lluvias en el Caribe y varía ampliamente a lo largo del año. Este se extiende desde 3° N durante la época de vientos hasta alrededor de 20° N en septiembre sobre el Pacifico durante la estación de lluvias. La masa de tierra centroamericana inhibe que nubes precipitables transportadas por los Alisios del Sur entren al Caribe, aumentando el vapor de agua en el lado del Pacífico (*Figura 2.16*). Ratas de precipitación significativas (>1 $mm\ h^{-1}$) en el Caribe ocurren solamente en la costa del Golfo de Mosquitos. Las tormentas dispersas sobre el Caribe en son muy significativas en octubre (*Figura 2.17*).

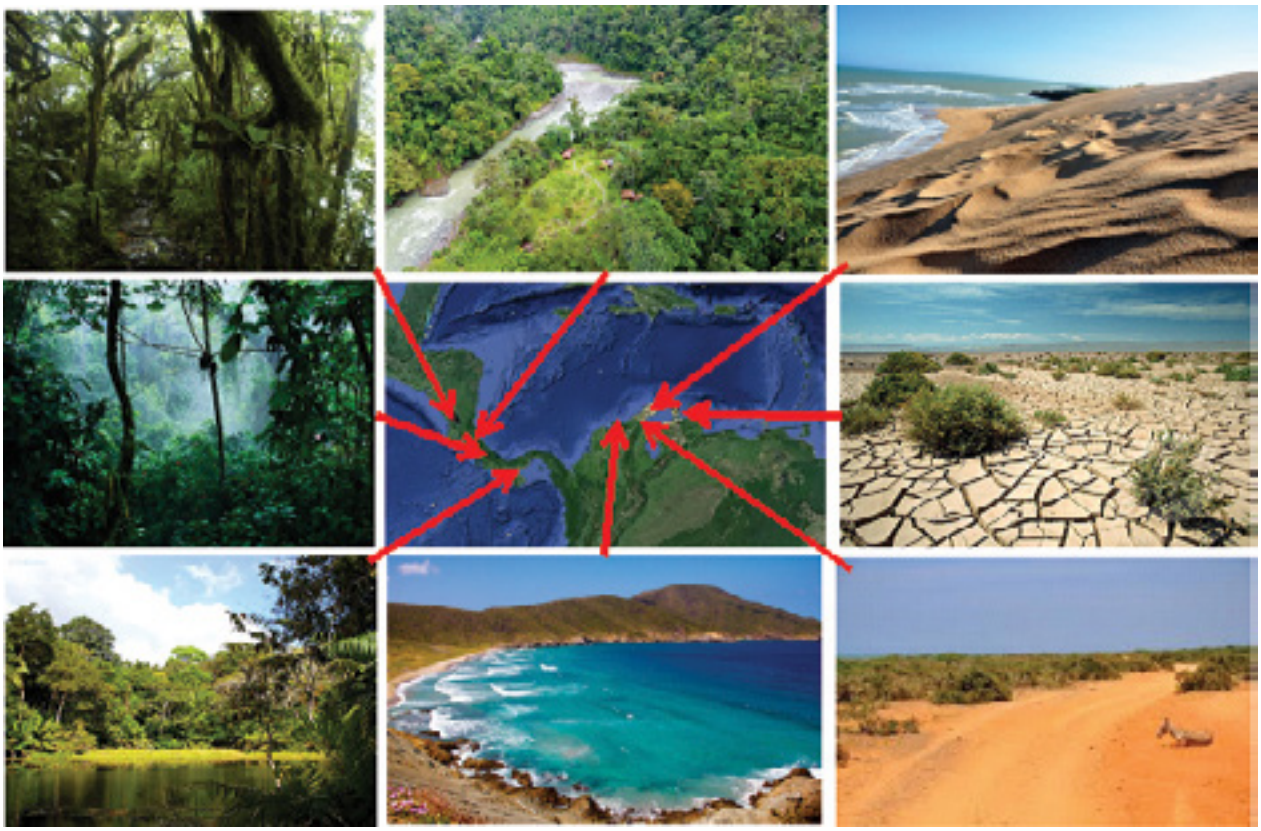

Figura 2.12 El índice de vegetación de la masa terrestre alrededor del Mar Caribe. Los niveles de verde corresponden a más vegetación en las selvas, degradándose hacia las áreas desérticas señaladas en colores amarillos. Las fotografías corresponden a las diferentes áreas. Nótese la densa selva centroamericana y los secos desiertos de la Guajira y las islas vecinas en la misma latitud, debido a la celda zonal (tipo Walker) de circulación atmosférica que se presenta en la zona.

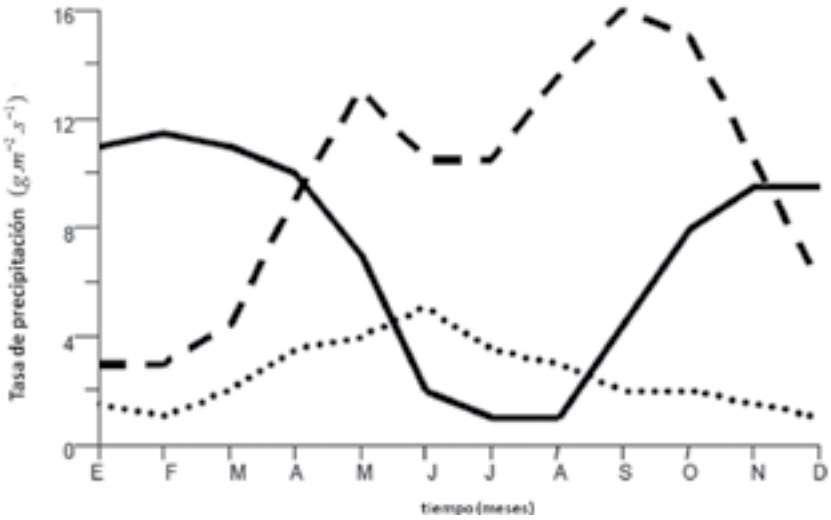

Figura 2.13 Los regímenes de precipitación a lo largo del año en los hemisferios Norte (punteado) Sur (gruesa) y el comportamiento del monzón centroamericano (lineado) observados con datos del Atlas de NCEP-NCAR y el Instituto Colombiano de investigaciones Ambientales IDEAM. Las fases intermedias cuando el monzón cambia de hemisferio son de diferente intensidad y son más fuertes durante el otoño boreal.

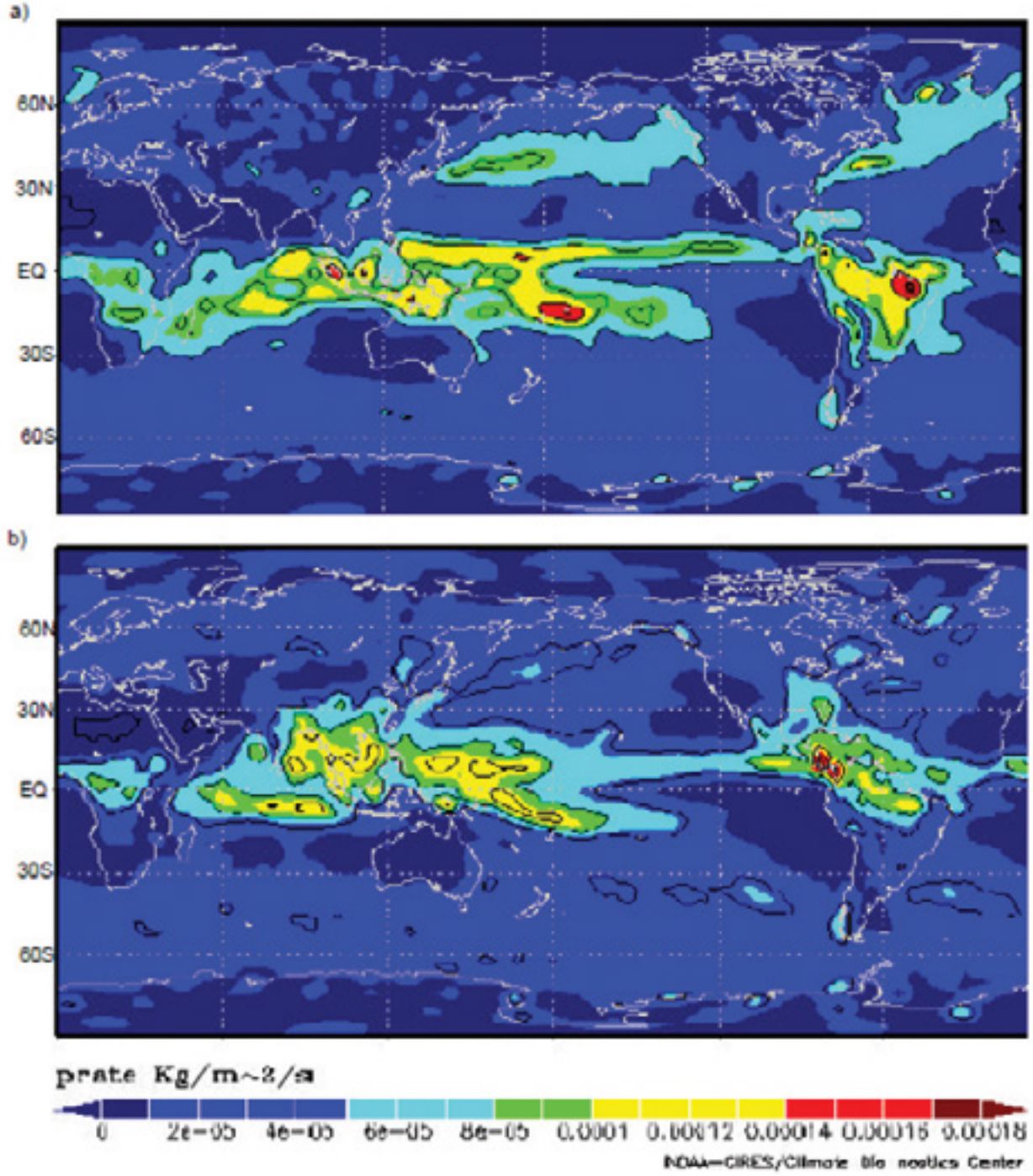

Figura 2.14 La rata de precipitación global durante (a) diciembre 92- abril 93 (la estación de vientos del Caribe) y (b) durante junio-noviembre de 1993 (la estación de lluvias del Caribe) observada con los valores medios individuales del Atlas de NCEP NCAR. El Mar Caribe suroccidental tuvo la máxima rata de precipitación alrededor del globo (sobre 9 m de lluvia en la estación). En la época de vientos, la cuenca estuvo comparativamente seca comparada con el resto de los trópicos. Otros valores máximos están sobre Sumatra, Melanesia y el Este del Brasil.

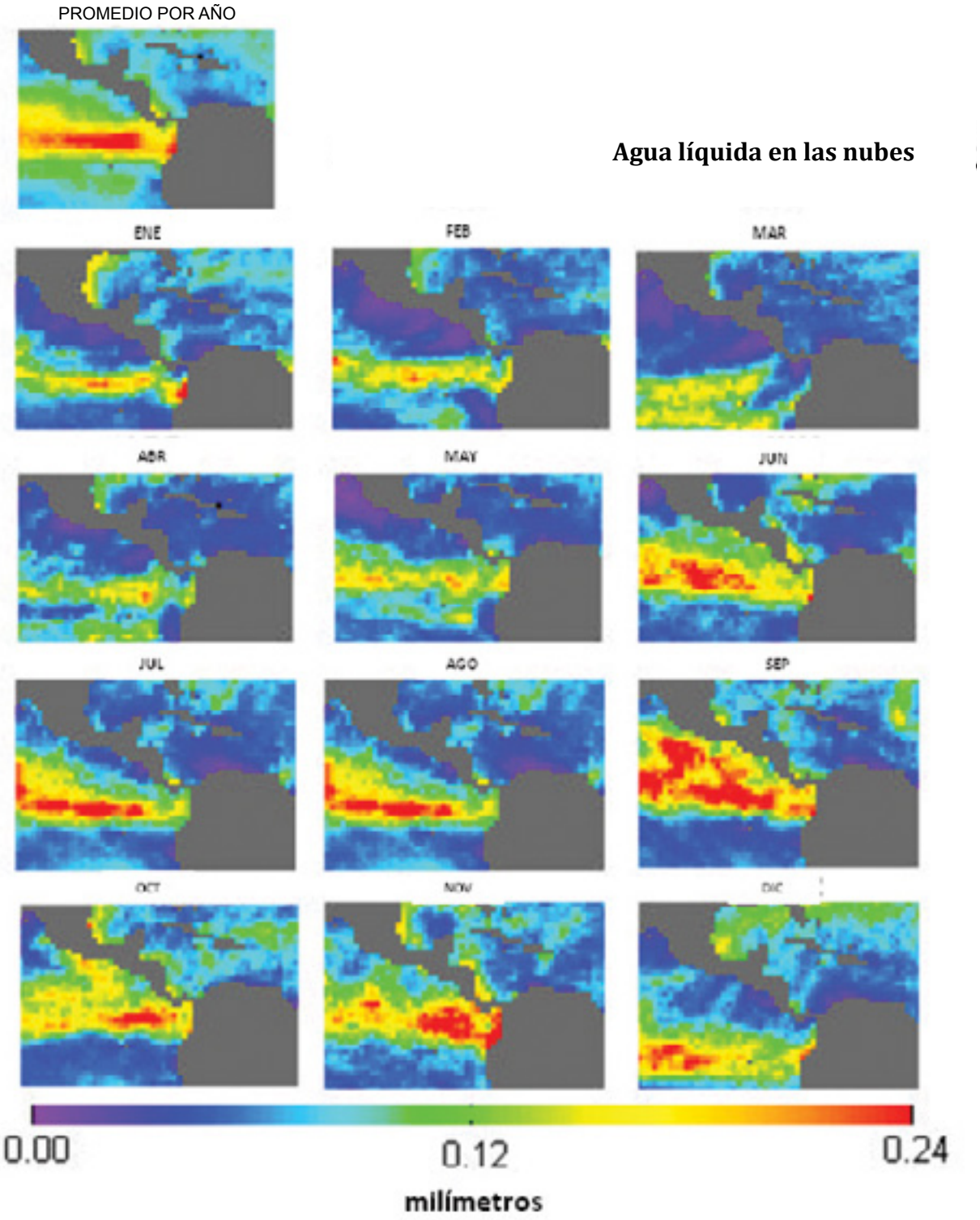

Figura 2.15 Mosaico de los valores promedio mensuales de agua líquida en las nubes en 1997 observados desde el sensor SSMI. La distribución zonal corresponde a la variabilidad estacional de la Zona de Convergencia Intertropical. La masa terrestre en el oeste del Caribe tiene mayores valores que en cualquier otro lugar del Caribe a lo largo del año.

2.5 Análisis climático

Los regímenes de viento analizados con diferentes conjuntos de datos complementan lo que se ha dicho sobre la estacionalidad de la región y establece detalles locales que explican la climatología de la Cuenca Colombia. Algunos cambios en Abril, sobre el Caribe están directamente relacionados con el inicio del sistema del monzón Americano en los trópicos, interrumpido por el Veranillo en julio-agosto. La máxima rata de precipitación ocurre en octubre y termina abruptamente a la llegada de los vientos Alisios del Norte en diciembre.

El contraste estacional en los campos de precipitación y de vientos en el Caribe son parte integral del ciclo anual del planeta, que está modulado por disturbios producidos por ondas del este, la variabilidad de la posición de la ZCIT, invasiones de frentes boreales, oscilaciones intra-estacionales (por ejemplo de 80-100 días de periodo) y la aperiodicidad del fenómeno El Niño Oscilación del Sur ENOS.

Pareciera que la península Guajira entorpece el flujo zonal y entonces incrementa la componente meridional del viento (el viento de chorro) hacia sotavento. La diferencia de temperatura entre la tierra y el Mar en esta área puede ser un factor importante en la intensidad del viento en superficie. En el desierto ocurren temperaturas hasta de 40°C a medio día mientras que al mismo tiempo, la temperatura superficial del mar puede ser tan baja como de 20°C debido al afloramiento costero. Entonces, cambios en la temperatura estacional incrementa el gradiente termal mar-tierra que puede ser en parte responsable por la persistencia del viento de chorro bajo.

El viento de chorro viajando hacia el oeste en la superficie, la convergencia (el ascenso) sobre la masa terrestre centroamericana, el viento hacia el este en la alta atmósfera y la subsidencia (el descenso) en el centro del Caribe, forman una celda atmosférica con una extensión este-oeste de 2000 km (*Figura 2.18*). Esta celda se rompe por la llegada del monzón cada año produciendo un fuerte gradiente en los regímenes de viento y precipitación entre la cuenca Colombia y el resto del Mar Caribe. La posición geográfica de esta celda produce vegetación exuberante y regiones áridas, que contrastan sobre una distancia relativamente corta. La mayoría de la Cuenca de Colombia cerca de la masa terrestre de Centroamérica muestra pocos cambios estacionales en cuanto a los regímenes de velocidad del viento, vorticidad, divergencia y precipitación, propiciando uno de los sistemas más regulares en el planeta, apoyando así a la presencia de una gran diversidad de vida.

Contrariamente a lo dicho anteriormente, la parte Este de la Cuenca Colombia tiene cambios estacionales significativos con fuertes vientos Alisios y afloramiento de aguas durante la época de vientos, reemplazados por precipitaciones importantes y llegada de caudales importantes de los ríos durante el monzón. Este patrón de circulación atmosférica (una celda zonal) es el responsable de contrastar el flujo de calor sobre el Caribe (*Figura 2.19*). El valor máximo del flujo de calor en superficie fue de 200 $W\ m^{-2}$ durante la estación seca, reducido a 180 $W\ m^{-2}$ en el Caribe Central (alrededor de la mitad de este valor ocurre en la esquina suroccidental de la Cuenca Colombia) en la estación de lluvias, teniendo implicaciones importantes en la interacción océano-atmósfera.

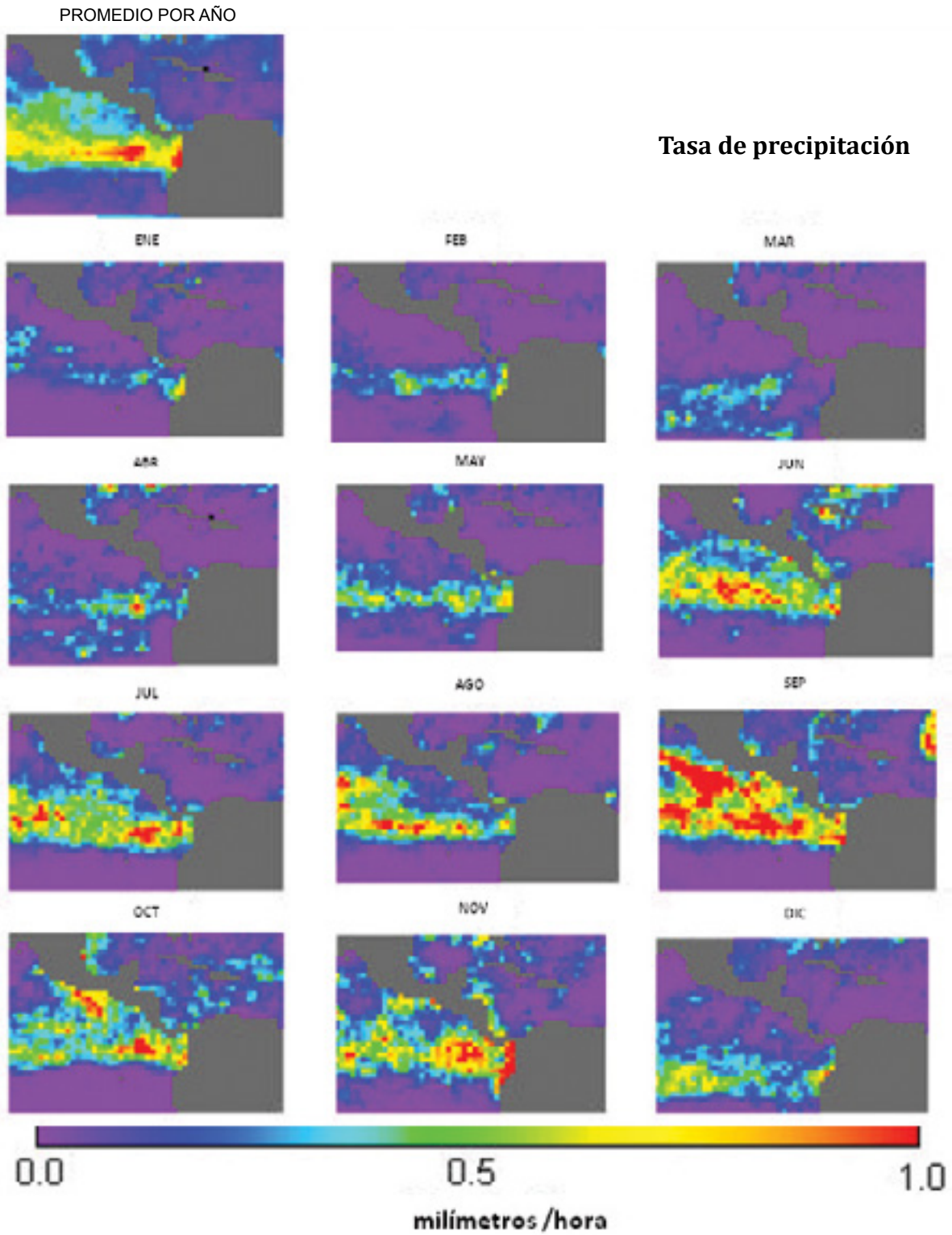

Figura 2.16 Mosaico de valores promedio mensuales de la rata de precipitación observada desde el sensor SSMI durante 1997. Los patrones reflejan el movimiento meridional de la Zona de Convergencia Intertropical y su comportamiento dicotómico entre un Caribe más seco y una costa Pacífica centroamericana más húmeda. Los "túneles" de viento (sobre el Lago Managua y sobre la selva del Darién) se advierten en el lado del Pacifico como una falta de precipitación.

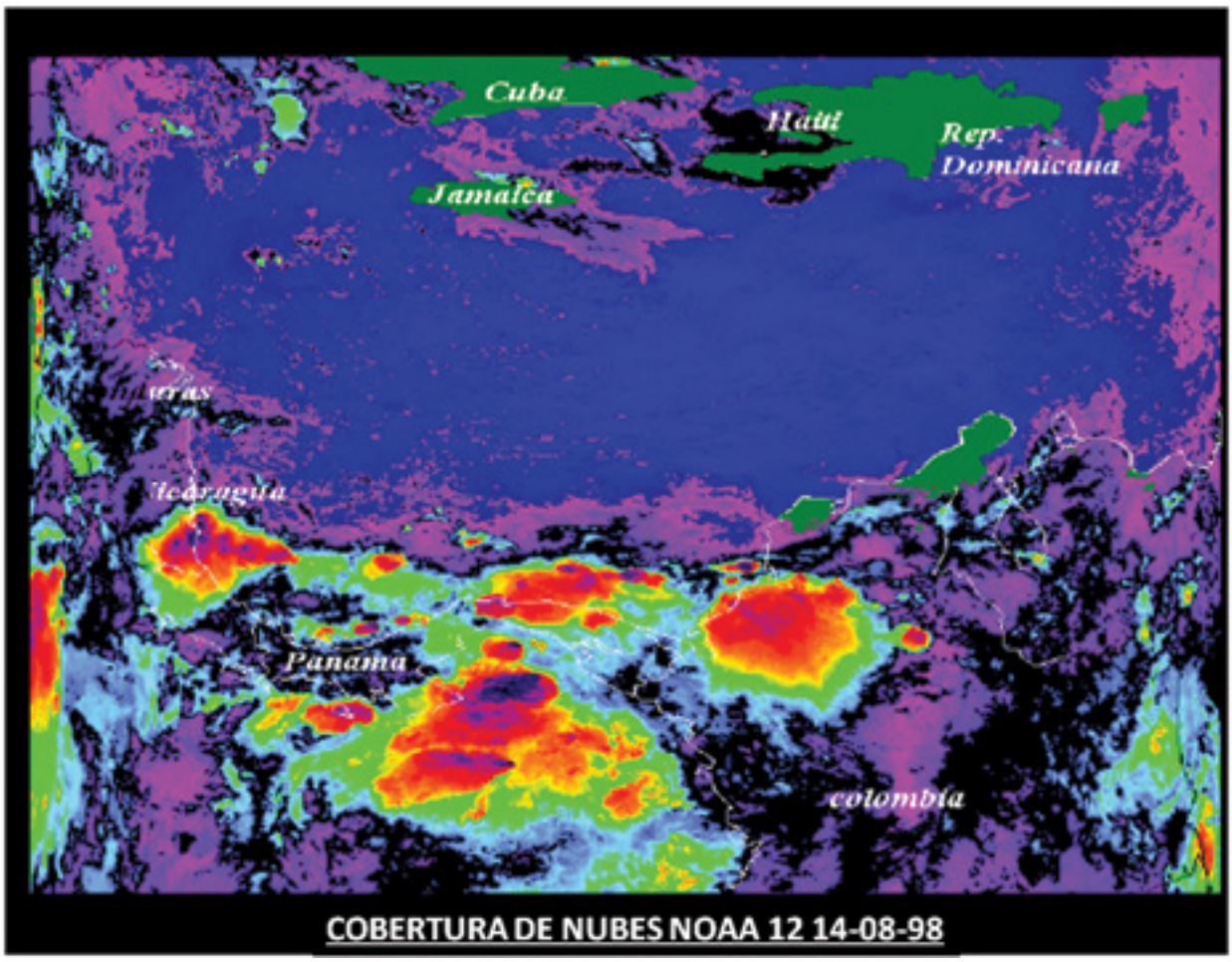

Figura 2.17 Nubes de cúmulos sobre la esquina suroccidental de la Cuenca Colombia durante 14 de agosto de 1998. Este avance de la nubosidad sobre esta zona es un rasgo muy persistente de la climatología de esa región.

2.6 Estrés del viento y transporte

El estrés del viento producido los vientos Alisios del Norte es la fuente primaria de momentum para las corrientes en superficie en el Mar Caribe. Desde los estudios más tempranos, su importancia ha sido reconocida porque el estrés del viento aquí es el más intenso que en cualquier otro sitio del Atlántico tropical (*Sadler, 1975; Lamb y Bunker, 1982*).

Hellerman y Rosenstein (1983) calcularon el estrés en la superficie y el transporte de Sverdrup para todo el mundo. Sus resultados mostraron un gran gradiente del estrés del viento que corresponde al viento de chorro que viene del Este sobre el Mar Caribe con máximos valores medios mensuales durante el verano boreal mayores que 1.5 $N\ m^{-2}$. Los valores en invierno fueron menores a la mitad que los del verano. La vorticidad del estrés del viento fue de $4*10^{-7N}\ m^{-3}$ en julio y se dobló esa cantidad durante enero. La función de corriente del transporte total mostró una línea "cero" vorticidad en el centro del Caribe (*Boning et al., 1991*) que corresponde a la presencia del viento de chorro en superficie alrededor de 15°N (*Figura 2.20*). Durante la estación de vientos,

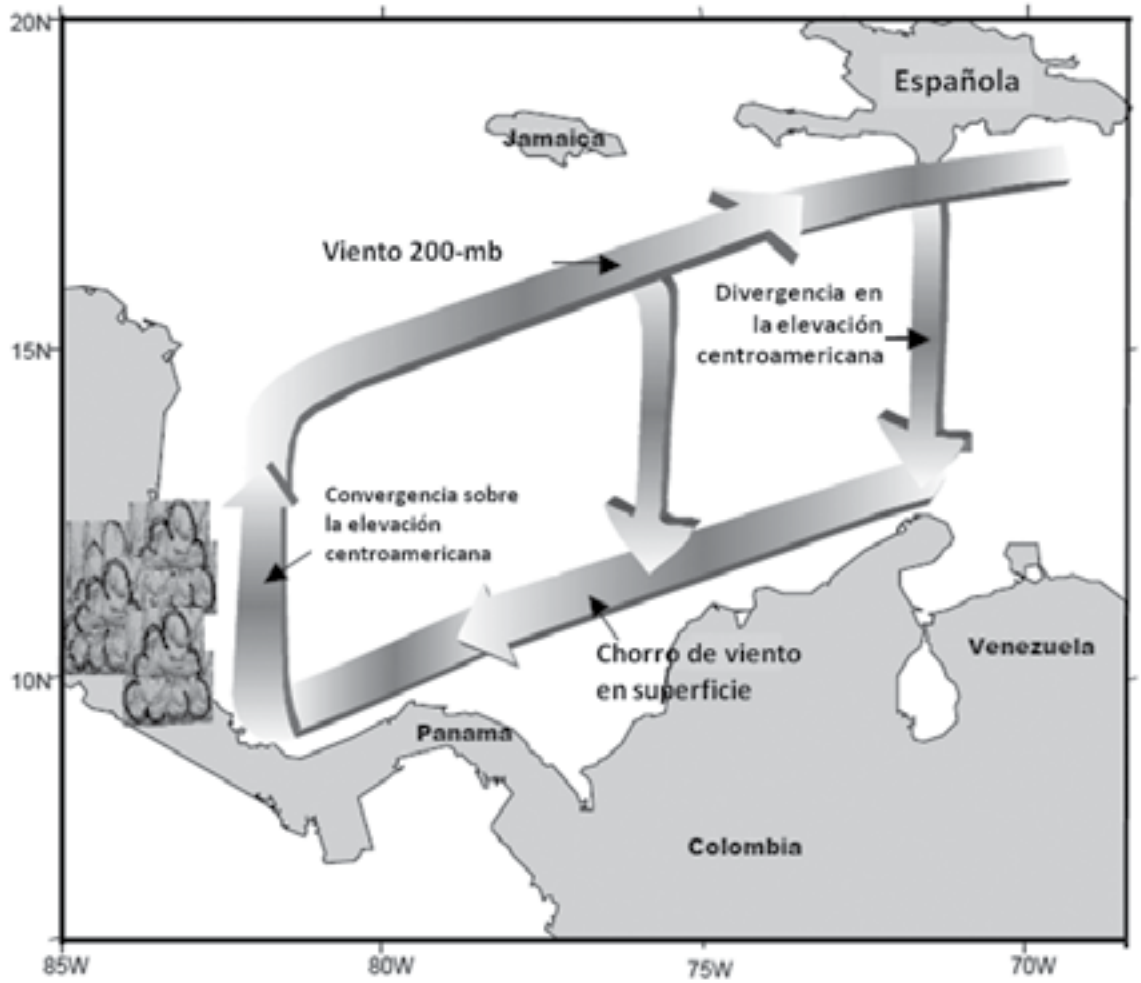

Figura 2.18 Esquema que muestra la celda de circulación zonal del tipo Walker sobre el Mar Caribe. Está compuesta por el viento de chorro en superficie, fuerte convección sobre las montañas de Centroamérica, vientos opuestos a 200 *mb* de altura y subsidencia en el Caribe Central.

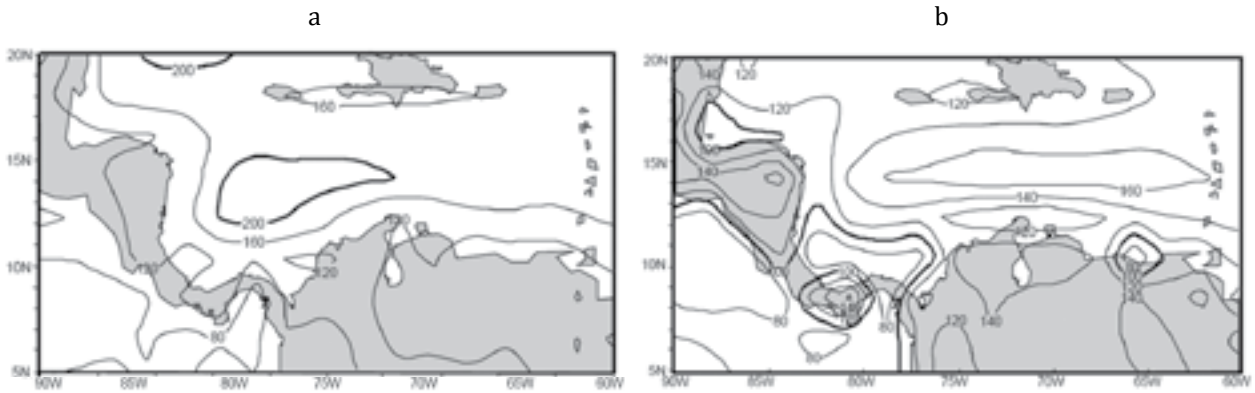

Figura 2.19 El flujo de calor sobre el Mar Caribe extraído del Atlas de NCEP-NCAR durante a la estación de vientos y b la estación de lluvias. Los patrones atmosféricos producen máximos valores de 200 $W\,m^{-2}$ durante la estación de vientos y de 181 $W\,m^{-2}$ en la época de lluvias siempre en el Caribe central. Nótese que solo la mitad de este valor se encuentra en la esquina suroccidental de la Cuenca Colombia.

el estrés del viento tiene sus mayores valores cerca de la costa colombiana mientras que durante la estación de lluvias los mayores valores de estrés ocurren afuera de la Cuenca Colombia en el Caribe central. Esta variación es casi indetectable en el Golfo de Mosquitos y a lo largo de las costas de Costa Rica y Panamá donde ocurren pequeñas diferencias del estrés del viento durante el año.

Con un campo de viento hacia el oeste tan constante como el descrito hasta aquí, el transporte de Ekman es hacia el norte, produciendo divergencia en la costa (afloramiento costero) en la costa colombiana y convergencia (sumergimiento) en las costas de las Antillas Mayores (*Gordon, 1967*). La península Guajira en la costa colombiana, se "introduce" más cerca del núcleo del viento de chorro y por consiguiente el mayor afloramiento ocurre allí. Durante

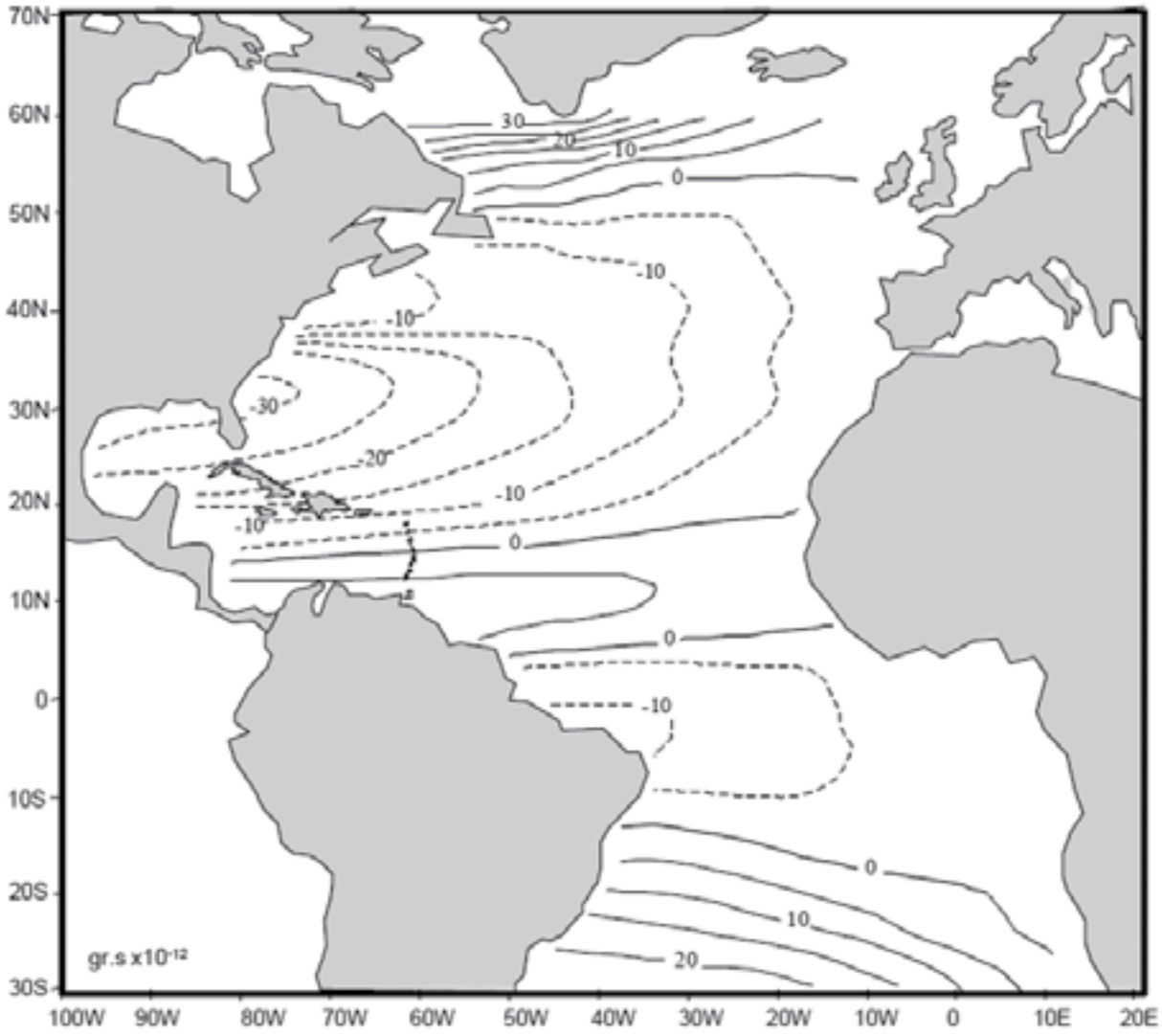

Figura 2.20 El promedio anual del campo de función de corriente para el transporte total basado en datos de COADS (Conjunto de datos comprehensivos del océano y la atmósfera) desde 1947 hasta 1988. Reproducido de *Wilson y Johns (1997).* La línea de valor cero divide al Mar Caribe por la mitad.

la estación de vientos cuando el viento de chorro de superficie es aumentado en el oeste un mayor componente meridional (una inclinación hacia el sur) ocurre en la Cuenca de Colombia. En ese momento el estrés es casi paralelo a la costa Guajira mejorando las condiciones para el afloramiento. Esta surgencia es un rasgo muy importante en el régimen de circulación y será tratado separadamente en el Capítulo 6. La variación estacional del estrés del viento ha sido estudiada en el Caribe Este y Central basados en datos climatológicos (*Muller-Karger y Aparcio, 1994*).

Estos muestran pocas diferencias debido a la persistencia del viento allí a lo largo del año, pero los mayores cambios ocurren en el caribe suroccidental donde los gradientes atmosféricos son mayores y por consiguiente la circulación forzada por el viento debe ser afectada por estos cambios. Como varia en el Caribe suroccidental todavía es desconocido en suficiente detalle.

Los cambios en dirección y velocidad del viento en superficie, desde el Veranillo de julio de 1997 (cuando ocurrió el máximo de intensidad del viento de chorro superficial) a noviembre de 1997 (cuando los vientos aumentan de nuevo después de una casi completa calma durante octubre) serán utilizados para calcular los transportes de Sverdrup y de Ekman en la Cuenca de Colombia.

2.6.1 Transporte de Sverdrup

La presencia de los vientos del Este es suficiente para producir divergencia de Ekman y por consiguiente una surgencia costera contra la costa hacia el sur. Los gradientes de viento asociados al viento de chorro bajo producen divergencia en el mar abierto, los cuales son persistentes y el núcleo del viento de chorro es persistente en el Caribe central. El transporte de Ekman es convergente (divergente) al norte (sur) de 15ºN induciendo sumergimiento (afloramiento) debajo de la capa de influencia del estrés del viento.

Se han realizado varias estimaciones del transporte de Sverdrup en el Océano Atlántico, por ejemplo, *Reid (1948), Welander (1959), Stommel (1964), Evenson y Veronis (1975), Leetmaa et al. (1977), Leetmaa y Bunker (1978), Hellerman y Rosenstein (1983), Landsteiner et al. (1990), Boning et al. (1991) y Mayer y Weisberg (1993).* Muchas de ellas incluyen el Caribe pero la escala de trabajo no permitió un estudio detallado de esta área.

Como el transporte de Sverdrup calculado en estudios anteriores en gran escala indica un flujo neto opuesto a lado y lado de 15ºN en el Caribe, es razonable suponer que este es un rasgo importante en la circulación del Caribe. Un examen detallado de la relación de Sverdrup en una escala más pequeña posible, se realizó para investigar su papel en la producción de la Contracorriente Panamá- Colombia y otros rasgos regionales.

Se ha dicho que el balance de Sverdrup se aplica a las grandes cuencas marinas pero no a las cuencas pequeñas como el Caribe (*Kinder et al., 1982*). También no es probable que la advección de vorticidad planetaria norte-sur (beta) juegue un papel importante en el Caribe suroccidental ya que su extensión norte-sur es de alrededor de cuatro grados en latitud solamente (*Leaman et al., 1998*). Sin embargo, los cambios estacionales de vorticidad

relativa deben ser importantes en la circulación y la variabilidad de media escala en el Caribe suroccidental. Por esta razón se consideró y calculó el transporte de Sverdrup.

2.6.2 Análisis de los cálculos de Sverdrup y de Ekman

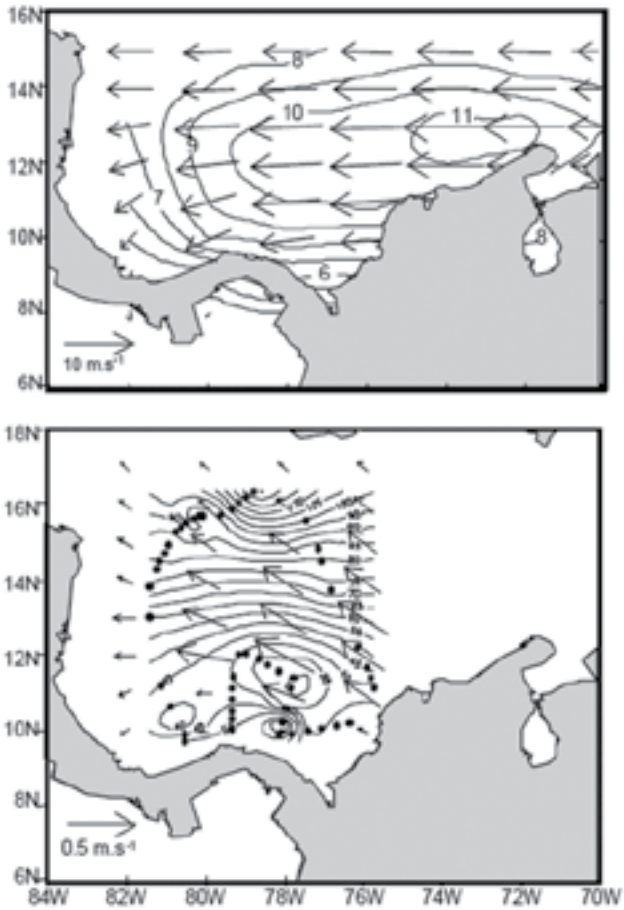

Figura 2.21 (a) Los vectores de viento en superficie (10 m) y los contornos de la velocidad del viento ($m\ s^{-1}$) sobre el Mar Caribe durante junio-julio de 1997, tomados del Atlas NCAR-NCEP. El núcleo del viento de chorro bajo estuvo localizado justo al norte de la península Guajira y el eje apunto al oeste. (b) Los contornos de la profundidad de capa de mezcla calculados con los datos del crucero oceanográfico realizado en junio-julio de 1997. Los puntos representan la posición de las estaciones La capa de mezcla se profundiza con persistencia hacia el norte, excepto en el sur donde una zona con profundidad de capa de mezcla más somera está relacionada con la presencia de dos remolinos ciclónicos y una anomalía más profunda afuera de la costa de Panamá está relacionada con un remolino anticiclónico. Superpuestos están los vectores de las corrientes de Ekman que fueron calculados utilizando D_E (la profundidad de capa observada) del crucero de junio-julio 1997. Los cálculos produjeron corrientes superficiales hasta de 0.5 $m\ s^{-1}$ dirigiéndose al Mar Caimán. El efecto fue despreciable cerca de la costa centroamericana.

En julio de 1997 el campo de viento fue zonal con velocidades en el núcleo de hasta 11 $m\ s^{-1}$ en el viento de chorro centrado en 15°N- 74°W. Los vientos fueron más débiles y se incrementaron hacia el Caribe suroccidental (*Figura 2.21a*). Sin embargo, el gradiente meridional del campo de viento zonal entre el núcleo del viento de chorro y la costa suramericana era fuerte porque en ese momento los vientos en la costa eran débiles (~2.5 $m\ s^{-1}$).

El estrés del viento observado vario desde 0.22 $N\ m^{-2}$ en el Caribe central hasta valores despreciables (<0.01 $N\ m^{-2}$) en la esquina suroccidental disminuyendo desde el núcleo del viento de chorro hacia fuera. Durante el crucero en Junio-Julio 1997 hecho en el Caribe suroccidental (ver sección 1.10), la profundidad de la capa de mezcla afuera de la costa de Colombia era menor de 30 m mientras que cerca de la costa de Jamaica era 100 m más profunda (*Figura 2.21b*). El área de menor profundidad de capa (~25 m) estuvo relacionada con la presencia de remolinos ciclónicos en la parte sur del Golfo del Darién. Al mismo tiempo una anomalía anticiclónica estaba profundizando la profundidad de capa de mezcla costa afuera de Panamá.

Debido a la intensidad y la persistencia del viento sobre el norte del Caribe, la profundidad de la capa de mezcla es una función casi exclusiva del estrés del viento que allí ocurre. Al norte de 12°N las velocidades del viento fueron superiores a 6 $m\ s^{-1}$ todo el año con raras excepciones. En lugar de asumir un A_z arbitrario para el cálculo de las corrientes de Ekman en superficie resultó razonable proponer la profundidad de capa como la profundidad

de Ekman debido a la persistencia del viento de chorro bajo sobre el Caribe. Hay que tener en cuenta sin embargo, que al sur de 12°N en el suroeste, la baja salinidad superficial causada por la tremenda precipitación puede producir estratificación cerca de la superficie y reducir la profundidad de la capa de mezcla.

De esa forma se calcularon las corrientes superficiales de Ekman así como la corriente media de Ekman sobre la profundidad de la capa de mezcla durante junio-julio de 1997, con base en los datos del campo de viento del NCEP-NCAR, utilizando la profundidad de capa observada como la profundidad de influencia de la fricción D_E. La corriente superficial fue hacia el norte (en la superficie 45° a la derecha del vector de viento). La distribución del viento produjo una zona de corrientes hacia el noroeste más intensas que llevan aguas superficiales desde la costa de Colombia hasta la Elevación centroamericana con velocidades hasta de 0.5 $m\ s^{-1}$ (*Figura 2.21 b*). Los vientos más débiles al oeste y al sur del núcleo del viento de chorro bajo manejan corrientes muy débiles producidas por el viento hacia las costas de Costa Rica y Panamá.

El periodo de observación cubierto por el presente estudio del Caribe suroccidental fue desde junio-julio 1997 durante el Veranillo hasta diciembre 1997, al término de la temporada de lluvias y el inicio de la estación de vientos. El transporte de Sverdrup tiene, por supuesto, una línea "cero" a lo largo del núcleo del viento de chorro superficial que divide la Cuenca de Colombia en dos partes alrededor de 15°N y esta línea cero tiene variaciones importantes (*Figura 2.22a-f*). La función de corriente de masa indica la circulación hacia el oeste. Entre dos líneas de contorno cualquiera, el transporte total es de 0.5 *Sv*. El espaciamiento entre las líneas de contorno es inversamente proporcional a la velocidad de la corriente. Los vectores de viento superpuestos representan el transporte de Ekman el cual es perpendicular y proporcional al estrés del viento.

El transporte de Ekman fue siempre más pronunciado sobre el Caribe Central debido a la posición del viento de chorro superficial. El máximo transporte de Ekman (>1.9 *Sv*) ocurrió cerca de la costa de la península Guajira y estuvo dirigido desde la costa hacia el mar. Los resultados fueron consistentes con cálculos anteriores (*Muller-Karger y Aparicio, 1994*) utilizando datos climáticos en el área. Hubo un débil transporte (<0.13 *Sv*) en la esquina suroccidental pero valores más altos (>1.1 *Sv*) ocurrieron al norte de 12°N entre la costa centroamericana y Jamaica.

El valor de transporte de Sverdrup más alto (>35 *Sv*) en julio (*Figura2.22a*) está relacionado con la intensificación del viento de chorro superficial durante el Veranillo y decreció en agosto (*Figura 2.22b*) y fue de la mitad de esa magnitud (<20 *Sv*) en septiembre (*Figura 2.22c*). En octubre de 1997, en el pico de la estación de lluvias, las condiciones fueron diferentes con un comportamiento promedio con valores mínimos (<10 *Sv*) de transporte de Sverdrup (*Figura 2.22d*). El transporte de Ekman también fue casi despreciable durante el monzón. Los transportes de Ekman y Sverdrup se incrementaron nuevamente con valores medios en noviembre (*Figura 22.2e*) y un poco más en diciembre (*Figura 22.2f*) al comienzo de la estación de vientos.

El transporte de Sverdrup tiene en cuenta el transporte total (componentes geostróficos + ageostróficos) hasta el nivel de movimiento nulo asumido. Desde los cálculos independientes de los transportes de Ekman y de Sverdrup se puede observar que el transporte de Ekman en el área del viento de chorro superficial es de alrededor de 1 *Sv*, menos del 10% del total.

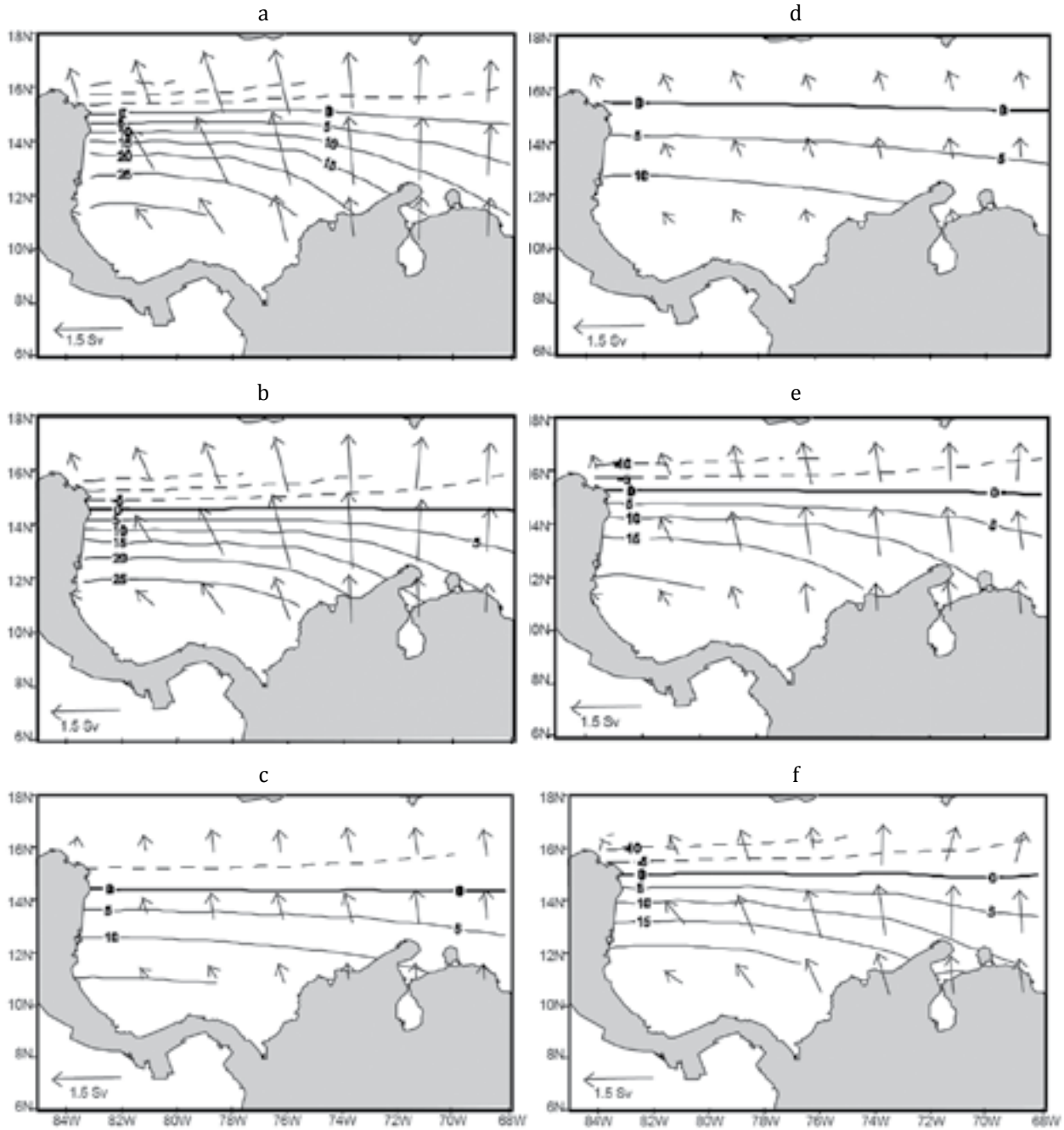

Figura 2.22 Líneas de corriente de transporte de masa y superpuestos los vectores representando las corrientes de Ekman, calculadas con los datos del campo de viento medio individual del Atlas de NCEP-NCAR para (a) julio, (b) agosto y (c) septiembre de 1997. La intensidad del transporte disminuye en la medida que la estación de lluvias llega. La línea de cero permanece localizada alrededor de 16ºN. Las líneas de corriente de transporte de masa y superpuestos los vectores representando las corrientes de Ekman, calculadas con los datos del campo de viento medio individual del Atlas de NCEP-NCAR para (d) octubre, (e) noviembre y (f)diciembre de 1997. Los vientos mínimos en octubre hicieron que el transporte se comportara de diferente forma con respecto del resto del periodo observado. El sistema se intensifica cuando la estación de viento comienza de nuevo.

La presencia de la costa centroamericana implica que el transporte de Sverdrup calculado debe girar hacia el sur y eventualmente en dirección Este siguiendo la costa con cerca de 25 *Sv* en julio y menos de 15 *Sv* en octubre (el transporte de Sverdrup al sur de 15ºN). Este resultado desde la teoría del transporte de Sverdrup explica de alguna manera la existencia y la variación estacional de la contracorriente Panamá-Colombia.

2.7 Conclusiones

El régimen estacional sobre el Mar Caribe suroccidental no depende solamente de la posición de la Zona de Convergencia Intertropical sino también de la celda atmosférica zonal. Un viento de chorro superficial en el Caribe Central, convección (movimiento ascendente) sobre la masa de tierra centroamericana, vientos hacia el este en 200 *mb* de altura y subsidencia (descenso) del viento en el Caribe Central comprende la celda. Es muy bien definida durante la estación de vientos y desaparece durante los Veranillos cuando el viento de chorro superficial se une a vientos altos en 200 *mb* en la misma dirección y es más intenso.

La vorticidad del estrés de viento en superficie mostró tres estadios diferentes en el Caribe suroccidental como lo describe la línea cero en el cálculo del transporte de Sverdrup. La posición e intensidad del viento de chorro superficial modula esta vorticidad. Durante la época de vientos, la línea de cero vorticidad tiene una orientación ENE-WSW aumentando el forzamiento anticiclónico hacia el norte de la Cuenca de Colombia (*Figura 2.23a*). Durante el Veranillo, la línea de vorticidad cero está orientada E-W a lo largo de ~ 14ºN permitiendo el aumento del forzamiento ciclónico en el Golfo del Darién (*Figura 2.23b*). Durante la estación de lluvias la línea de cero vorticidad en la Cuenca de Colombia está centrada NW-SE, mejorando las condiciones para una circulación ciclónica más fuerte en el Golfo del Darién (*Figura 2.23 c*).

Las corrientes de Ekman superficiales en la Cuenca de Colombia fueron calculadas hacia el noroeste con velocidades máximas de 0.5 $m\ s^{-1}$ cerca del núcleo del viento de chorro superficial. Las corrientes se debilitan hacia la costa centroamericana especialmente en la parte suroccidental costa afuera de Panamá. Ocurre divergencia y convergencia del flujo de Ekman en la parte costera y en aguas abiertas al norte y sur del núcleo de viento de chorro superficial. Este flujo divergente/convergente impacta la Corriente del Caribe en su viaje hacia el oeste y los flujos costeros hacia el este al norte y sur del Caribe Central y al intenso afloramiento que ocurre a lo largo de la costa suramericana.

El transporte del Sverdrup hacia el oeste a lo largo del Caribe fue de alrededor de 30 *Sv* ± 15 *Sv* durante julio-diciembre de 1997. El transporte de Ekman fue hacia el norte (>1 *Sv*) en el Caribe Central causando afloramiento y controlando la intensidad de la contracorriente Panamá-Colombia cerca de la superficie.

La vorticidad del estrés del viento induce variabilidad en la vorticidad relativa, particularmente durante la estación de lluvias, para desarrollar circulación de media escala en la región en la forma de remolinos ciclónicos en el sur y anticiclónicos en el norte del eje zonal del viento de chorro superficial. La orientación estacional de este eje apoya la evolución de los remolinos ciclónicos en el área sur durante la estación de lluvias mientras que inhibe la de los remolinos anticiclónicos y viceversa.

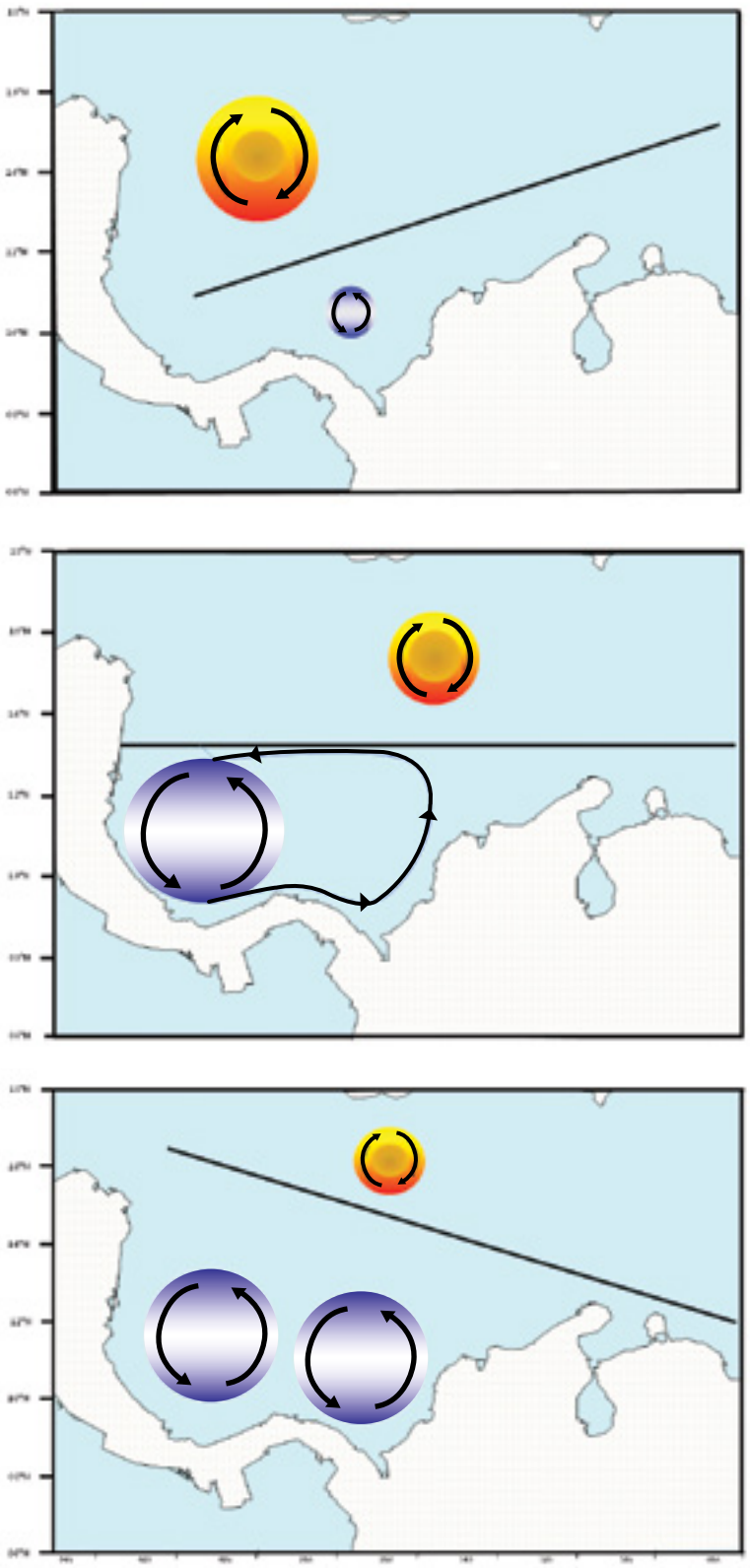

Figura 2.23 La variación estacional del eje del viento de chorro superficial durante (a) la estación de vientos, (b) el Veranillo y (c) la estación de lluvias. La intensificación de anticiclones (ciclones) hacia el norte (sur) del eje de no vorticidad ocurre alternativamente.

Capítulo 3

Las corrientes superficiales observadas con boyas de deriva*

3.1 Introducción

Las corrientes superficiales en la Cuenca de Colombia están dominadas por la corriente del Caribe fluyendo al noroeste, llevando remolinos de media escala muy llenos de energía (*Nystuen y Andrade, 1993*) hacia el mar Caimán. Pero el Caribe suroccidental es una cuenca semicerrada y la circulación superficial posee más complejidad (ver sección 1.7) aparentemente dominada por la circulación ciclónica del llamado Giro Panamá-Colombia (*Mooers y Gao, 1996).*

Hasta 1997, las boyas de deriva localizadas desde satélites fueron utilizadas en números modestos en el Caribe Suroccidental (e.g. *Molinari et al., 1992*). En tiempos más recientes, el interés por conocer la circulación de esta zona ha ido aumentando y se han implementado otros experimentos como el Programa norteamericano de asociados para estudiar el océano (US National Ocean Partnership Program), en celebración del Año Mundial del Océano (YOTO, por sus siglas en inglés). Para ese experimento, utilizado en parte en este análisis, tres grupos de ocho boyas cada uno se lanzaron al mar en enero, junio y diciembre de 1998, entre Cartagena y la isla de San Andrés, por parte de la Armada de Colombia (*Leaman y Wilson, 1999*).

Otro grupo de boyas utilizado en este análisis fue lanzado en la Boca de la Ciénaga Grande de Santa Marta, la laguna costera más grande del Caribe, como parte de un proyecto conjunto entre la Universidad de Miami y el Instituto de Investigaciones Marinas (INVEMAR), con el fin de entender la dispersión de larvas y huevos de peces y la interconexión con otros sitios de desove (*Críales et al., 1999*). En este capítulo se intenta una descripción general de la circulación superficial de la Cuenca de Colombia desde los datos de la deriva de boyas seguidas por satélites, en particular para determinar si la circulación ciclónica en el Caribe suroccidental realmente existe y si es así, investigar sus características espaciales y temporales.

---

* Andrade, C.A. Las corrientes superficiales en la Cuenca de Colombia observadas con boyas de deriva. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Vol. 25, No.96, pp. 321-335, Septiembre, 2001.*

3.2 Metodología

Los datos oceanográficos utilizados en el presente estudio fueron datos de posición tomados de boyas seguidas desde satélites en órbita. Los patrones de circulación en la superficie del mar fueron inferidos por el desplazamiento secuencial de las boyas llevadas por la corriente superficial cuya posición fue determinada utilizando el sistema Argos. Tres boyas superficiales B2560, B2561 y B2562 fueron lanzadas específicamente para este estudio, dos de ellas más cerca de la costa colombiana en agosto y una en la parte occidental de la Cuenca de Colombia al Sur de la isla de San Andrés en noviembre de 1997 (*Figura 3.1*).

Otras dos boyas de deriva M14532 y M14535 del programa del INVEMAR - Universidad de Miami, fueron lanzadas en julio y agosto de 1998 respectivamente en la Boca de la Ciénaga Grande de Santa Marta. Estos datos fueron complementados con la información de la Boya 13 del programa YOTO, tomados de la Internet en *www.globe.gsfc.nasa.gov.*

Los datos de posición en intervalos irregulares como se reciben del sistema Argos fueron interpolados a intervalos uniformes de seis horas utilizando el algoritmo 'Cubic Spline' y sus velocidades y energía cinética fueron estimadas en esos intervalos. El seguimiento del recorrido de las boyas fue utilizado para observar el comportamiento de la circulación superficial y relacionarlo con los patrones de corrientes conocidos. La temperatura superficial fue registrada cuando estuvo disponible y correlacionada con los datos de posición para examinar si la temperatura superficial respondía a características dinámicas de la corriente o a la estacionalidad climática.

Se calcularon campos 'eurelianos' de la corriente superficial, interpolando todas las velocidades de las boyas disponibles durante lapsos de tiempo en una grilla de un grado de longitud por un grado de latitud, para lo cual se utilizó el método de interpolación 'Inverso a la Distancia' a cada centro del cuadrado de la grilla más cercano. Dicha interpolación se hizo para cada una de las tres estaciones tropicales entre agosto de 1997 y junio de 1999, mediante un programa escrito en MATLAB. Los resultados fueron graficados usando el programa SURFER para WINDOWS (*Smith et al., 1997*). Se utilizó el análisis espectral para examinar las aparentemente regulares oscilaciones de las deriva de la boya B2562.

3.3 Seguimiento de las boyas

Una vez lanzada en agosto de 1997, la boya B2562 derivó hacia el Noreste con velocidades de 0.25 $m.s^{-1}$ en el primer día (*Figura 3.1*). La boya luego giró hacia el norte y al noroeste con velocidades de 0.45 $m.s^{-1}$. En la medida que la boya se aproximó a la Elevación Centroamericana, giró al oeste y aceleró a velocidades de 1.55 $m.s^{-1}$. Posteriormente la boya derivó hacia afuera del Caribe a través del Canal Chibcha, justo al Sur del Banco Serranilla (*Figura 3.2a*). Una vez en el mar Caimán, la boya disminuyó su velocidad y lentamente invirtió su dirección hasta el final de su transmisión afuera de la plataforma de Honduras luego de un seguimiento de 14 días de duración. Durante los últimos diez días, esta derivó a través de un giro ciclónico con oscilaciones diurnas superpuestas (*Figura 3.2b*).

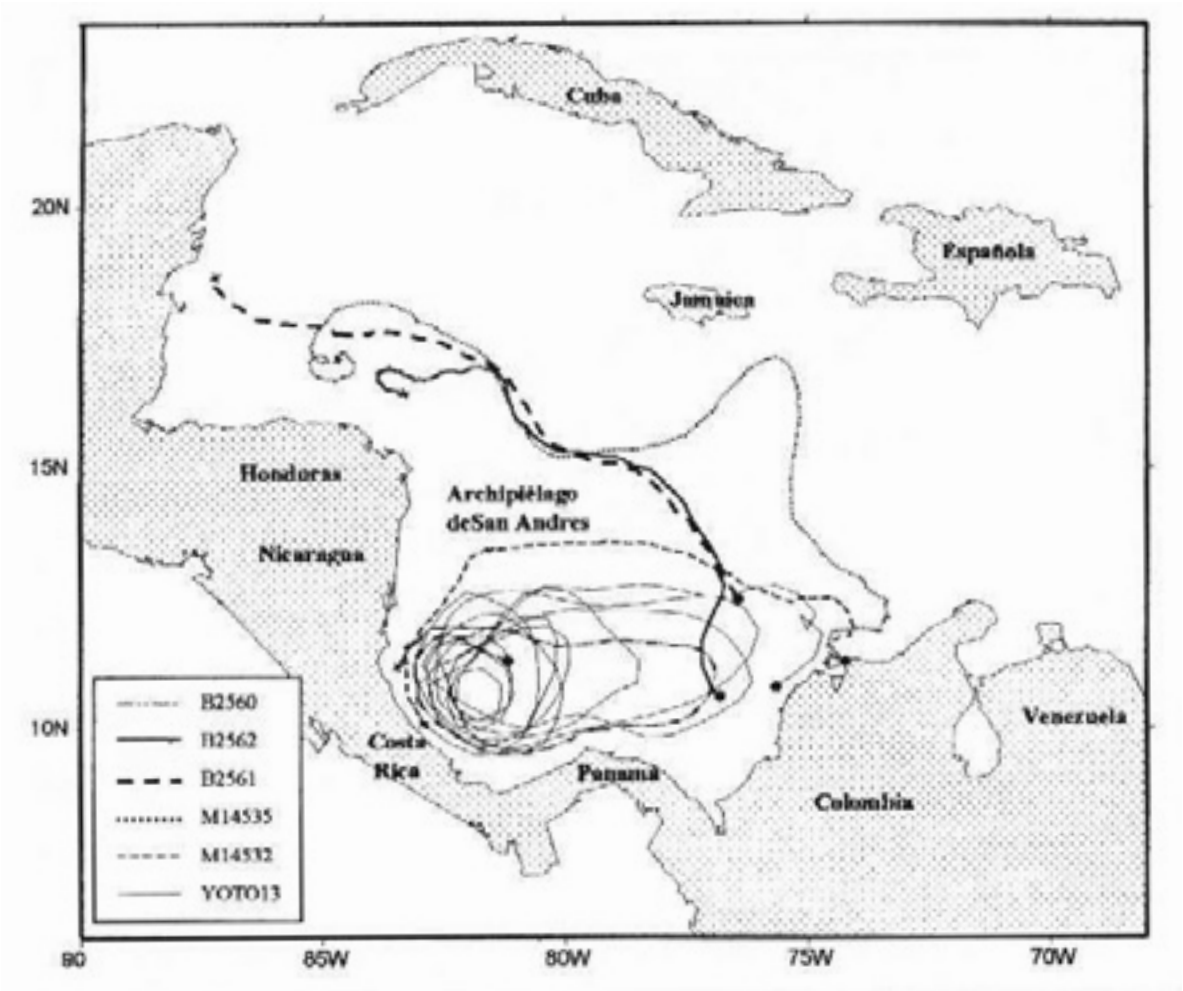

Figura 3.1 Trayectorias de las boyas utilizadas en el presente estudio. Tres fueron lanzadas en el Caribe Suroccidental en agosto de 1997, otras dos fueron lanzadas frente a Santa Marta (Colombia) en octubre de 1998 y un año de la deriva de la boya YOTO13 (Junio 1998 a junio 1999) que fue lanzada frente a Cartagena para el experimento del Año de los Océanos.

La Boya B2561 fue lanzada dos días después, 200 *km* más al Norte. La trayectoria de esta boya fue muy similar a la de B2562, derivando casi sobre la misma ruta a 0.3 $m\ s^{-1}$, pasando también a través del Canal Chibcha con velocidad máxima de 2.15 $m\ s^{-1}$ (*Figura 3.2a)*. En el mar Caimán viajó a una velocidad promedio de 0.4 $m\ s^{-1}$ hacia la costa de Yucatán, donde las corrientes se intensificaron a 0.8 $m\ s^{-1}$ y se encalló cerca de Cozumel, dos semanas después de su lanzamiento.

La circulación superficial cambió drásticamente a la llegada de la estación de vientos como se pudo observar en la trayectoria de la boya B2560 que fue lanzada al sur del Archipiélago de San Andrés el 16 de noviembre de 1997. Esta derivó al Noroeste con una velocidad diaria promedio de 0.98 $m\ s^{-1}$ (*Figura3.3*). Un día después giró hacia el Sur siguiendo una trayectoria paralela a la costa de Costa Rica con una velocidad media de 0.92 $m\ s^{-1}$ en el Golfo de Mosquitos, siguiendo

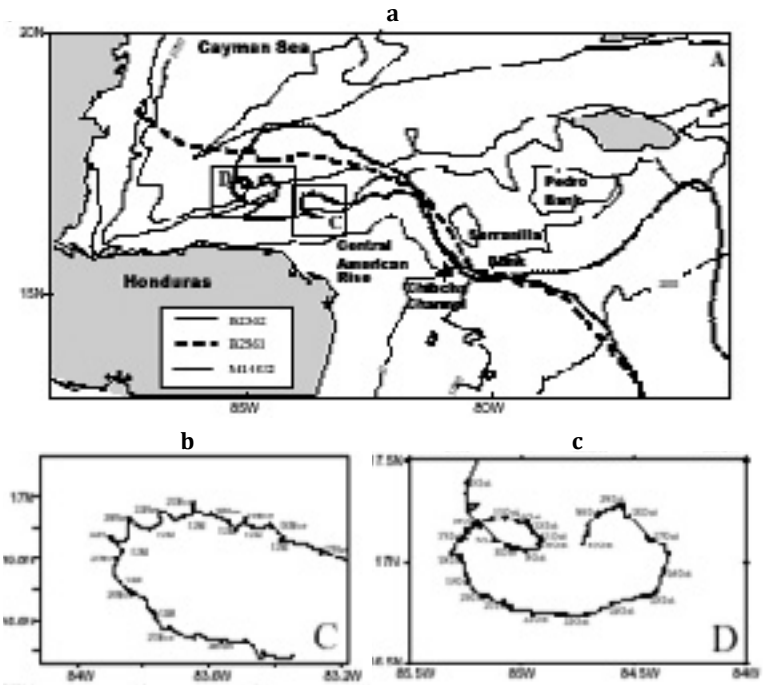

Figura 3.2

la llamada Contracorriente de Panamá-Colombia mientras viajó a 60 *km* de la costa. En noviembre 26 la trayectoria se mantuvo hacia el Este atravesando el Golfo del Darién a 1.2 $m\ s^{-1}$.

La llegada de la estación de vientos (>15 $m\ s^{-1}$) encontró a B2560 mucho antes de llegar a la costa colombiana. Ella giró abruptamente hacia el Oeste en noviembre 30 y derivó a lo largo de Lat. 11°N por dos días a 1.1 $m\ s^{-1}$ cerrando un giro ciclónico en 19 días. La boya giró hacia el Sur de nuevo en una trayectoria cercana a la costa de Nicaragua con una velocidad alrededor de 0.7 $m\ s^{-1}$. Finalmente, se encalló luego de tres semanas de operación en la costa de Costa Rica el 12 de diciembre de 1997.

La deriva de M14535 empezó seis meses más tarde en la costa de Santa Marta (Colombia) el 2 de julio de 1998 (*Figura 3.3*). Siguió una trayectoria Norte hacía fuera de la costa colombiana y dos días después giró al Oeste. Luego de dejar la influencia de la Contracorriente de Panamá-Colombia, aceleró a unos 0.4 $m\ s^{-1}$ en un patrón similar al seguido por B2560 pero más lento hasta su llegada a la costa centroamericana donde encalló el 25 de octubre de 1998. Esta boya tomó un mes en recorrer el brazo norte del Giro Panamá-Colombia.

La boya M14532 fue lanzada el 10 de agosto de 1998 (*ver Figura 3.2*). Esta boya estuvo 10 días interactuando con el lado norte de la circulación ciclónica que ocurre en el Golfo de Salamanca (*Andrade y Duarte, 1992*) hasta que fue aparentemente "empujada" costa afuera por los chorros de viento katabático producidos en la Sierra Nevada *(Blanco, 1988*). La Contracorriente de Panamá-Colombia capturó su deriva hacia el Este a 0.35 $m\ s^{-1}$ cerca de la costa colombiana por una semana más. La boya luego giró hacia el Noroeste con una velocidad de alrededor de 0.45 $m\ s^{-1}$ con la Corriente del Caribe. Luego cambió a una dirección Norte a 0.60 $m\ s^{-1}$ hasta el 7 de septiembre cuando giró al Oeste alrededor de un giro anticiclónico (en el sentido de las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte) como los registrados en *Nystuen y Andrade (1993*) viajando con la Corriente del Caribe al norte de 14°*N*. M14532 derivó luego hacia el Canal Chibcha, como lo hicieron las otras boyas para llegar allí el 21 de septiembre. Ingresó al mar Caimán a alrededor de 0.5 $m\ s^{-1}$ y el 6 de octubre la capturó un remolino ciclónico afuera de las costas de Honduras, describiendo una trayectoria similar a la que tuvo B2562. Este ciclón continuó moviéndola hacia el Este hasta el final de su transmisión el 31 de octubre.

La boya YOTO13 fue lanzada en junio 1° de 1998 afuera de la costa colombiana cerca de Cartagena, como parte del primer conjunto de boyas del programa YOTO en Caribe suroccidental (*Figura 3.3*). Esta boya también proveía lecturas continuas de temperatura superficial del mar. Ella derivó lentamente hacia el Norte (~0.2$m.s^{-1}$) en aguas cálidas (>29°*C*)

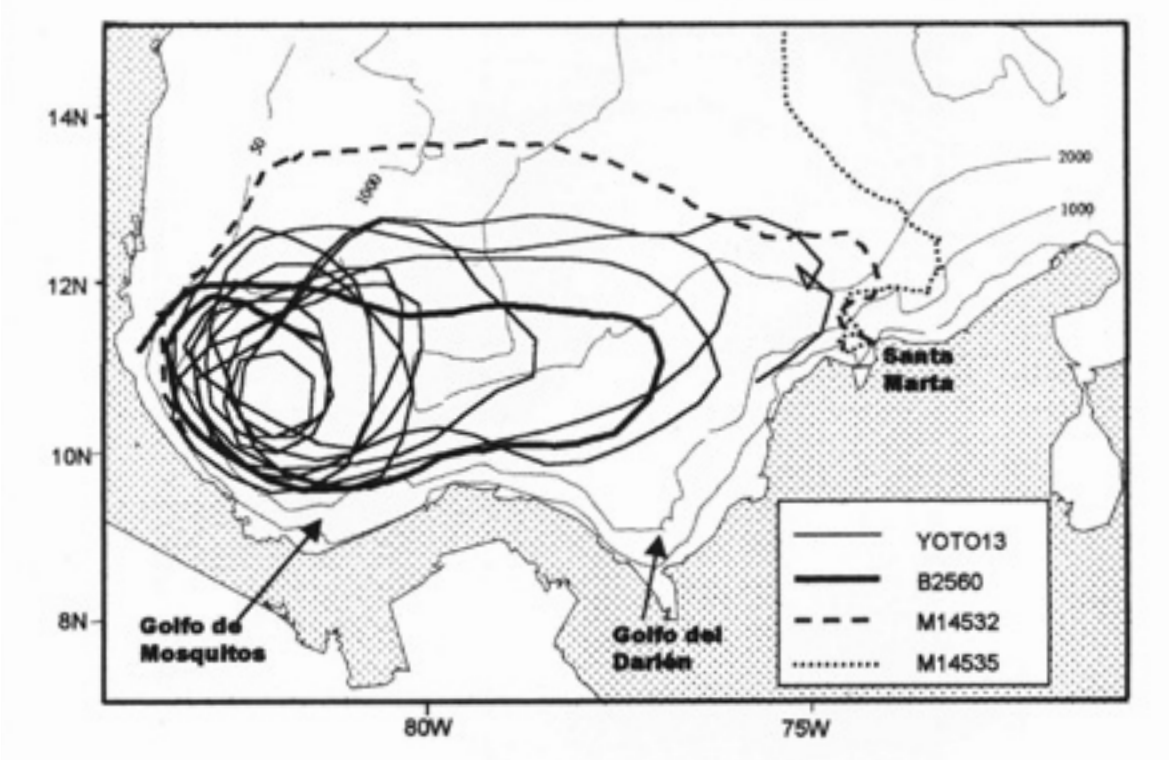

Figura 3.3 Las trayectorias de las boyas en el Caribe Suroccidental describieron dos patrones de circulación, un ciclón en el Golfo de Mosquitos y un ciclón más grande conocido como el Giro de Panamá-Colombia. En el extremo oriental del Giro Panamá-Colombia varía ampliamente como puede ser observado por el punto de giro hacia el Oeste.

a lo largo de la Contracorriente de Panamá-Colombia y cuando llegó al dominio de los vientos fuertes del Caribe Central cerca de 13°*N* giró hacia el Oeste con aguas más frías (<28°*C*) del afloramiento de la Guajira dirigiéndose hacia el Caribe Suroccidental al finalizar junio. YOTO13 tomó todo el mes de julio 1998 viajando de la costa colombiana al Golfo de Mosquitos en la costa Costarricense (*Figura 3.4a*).

Esta boya aceleró a velocidades mayores de 11.1 $m\ s^{-1}$ mientras viajó hacia el Este con la Contracorriente de Panamá-Colombia, regresando de nuevo a lo largo de 13°*N* y completando un giro completo en cerca de un mes durante agosto 1998. En lugar de dar la vuelta completa de nuevo, YOTO13 hizo un giro ciclónico completo en el Golfo de Mosquitos por primera vez en septiembre 1998 describiendo una espiral hacia el centro de este ciclón, haciendo dos vueltas durante octubre 1998 (*Figura 3.4b*). Esta boya dejó el ciclón para seguir una trayectoria más amplia durante noviembre 1998 (*Figura 3.4c*), sin embargo un poco más corto que los giros previos, durante un mes.

Durante diciembre 1998 y enero de 1999, YOTO13 giró alrededor del Golfo de Mosquitos dos veces (*Figura 3.4d*), mientras la temperatura superficial disminuyó debido a la estación climática. En febrero 1999, YOTO13 viajó al Sur y dejó el Golfo de Mosquitos con la Contracorriente a velocidades cercanas a 1 $m\ s^{-1}$ y mientras giró de nuevo hacia el Oeste a lo largo de 12°*N*, bajó su velocidad tomando todo marzo 1999 para llegar de nuevo al Golfo de Mosquitos (*Figura 3.4e*).

YOTO13 rotó de nuevo alrededor del ciclón en el Golfo de Mosquitos durante abril y mayo 1999 (*Figura 3.4f*) haciendo una espiral hacia el centro, a razón de una vuelta por mes.

La temperatura superficial del mar en el Caribe suroccidental mostró una señal estacional bien definida de alrededor de 4°*C* (*Figura 3.5*). Las aguas superficiales fueron de 26.5°*C* al final de la estación de vientos (el invierno boreal) y cerca de 30°*C* en la estación de lluvias, en el verano boreal. Durante el monzón, la temperatura superficial aumenta en el área debido a la disminución de la velocidad de los vientos. Sin embargo las temperaturas superficiales de las boyas también mostraron fuentes de aguas más frías en el Norte de la costa colombiana y en el Sur del Golfo de Mosquitos, a pesar de la señal estacional, debido a que las aguas afloradas en la costa de la Guajira son arrastradas al Oeste en el ramal norte del Giro Panamá-Colombia y aguas más frías (al menos un grado) fueron detectadas en el centro del ciclón en el Golfo de Mosquitos.

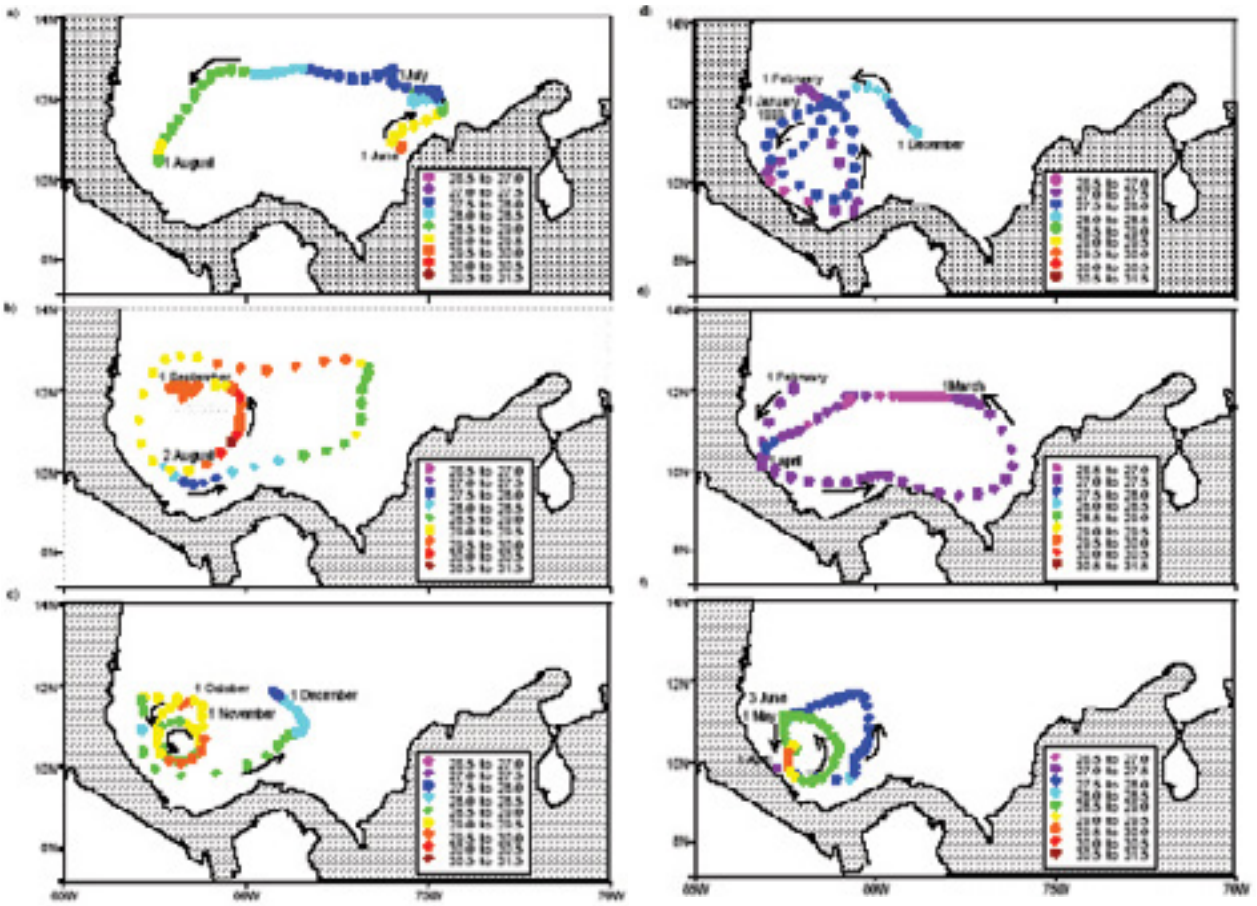

Figura 3.4 Trayectoria de la boya YOTO13 del programa del año de los océanos (a) junio y julio, (b) agosto-septiembre y (c) octubre-noviembre de 1998. Los puntos son posiciones diarias y el color representa la temperatura superficial media del mar. La trayectoria muestra dos celdas ciclónicas en la región; un giro grande en todo el Caribe Suroccidental y otro más pequeño en el Golfo de Mosquitos.

Trayectoria de la boya YOTO13 para (a) diciembre 1998 - enero 1999. (b) febrero-marzo y (c) abril y mayo 1999, La circulación muestra los mismos rasgos que los meses previos pero toma distintos lapsos de tiempo para cubrir las mismas distancias. Esta boya muestra la persistencia de los dos ciclones a lo largo del año. Los cambios de temperatura parecen más estacionales; sin embargo, la temperatura en el centro del ciclón en el Golfo de Mosquitos es siempre menor.

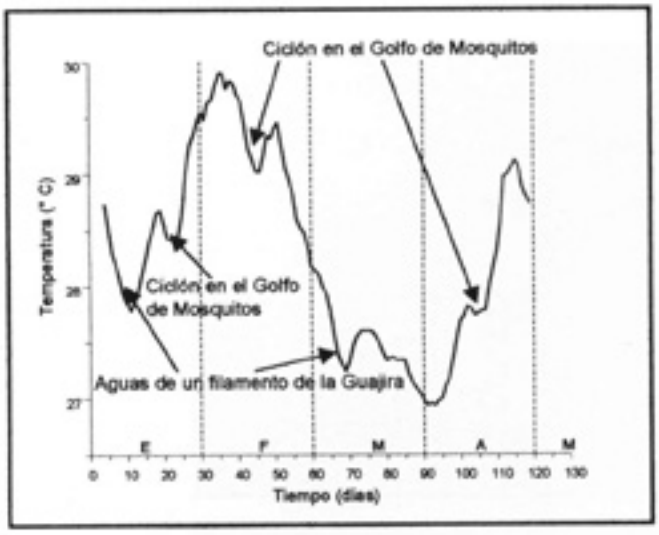

Figura 3.5 Temperatura superficial del mar de YOTO13 durante cuatro meses de viaje en el Caribe suroccidental. La variación estacional es interrumpida por decrecimientos de alrededor de 0.5°*C* cuando la boya estuvo cruzando el Golfo de Mosquitos.

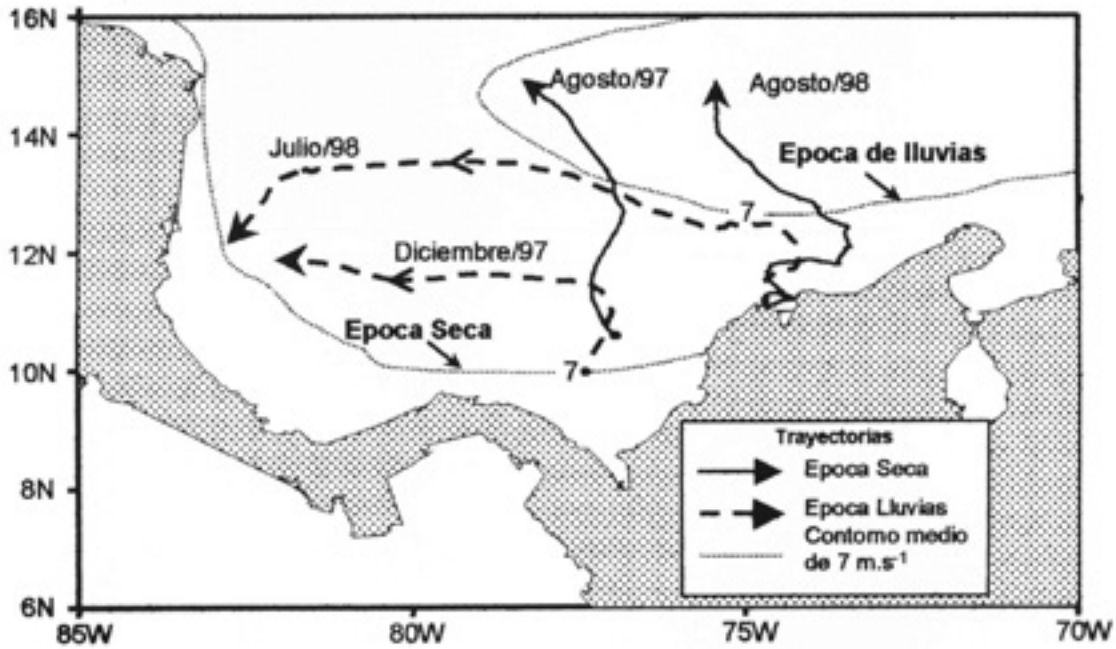

Figura 3.6 La circulación superficial en el Caribe suroccidental tiene una dependencia importante en los cambios de la velocidad del viento que ocurren en el centro del Caribe como puede observarse en la deriva de las boyas. Dos ejemplos de pares de trayectorias empezando en el mismo lugar, tomaron diferentes rutas, relacionadas con la velocidad del viento. El contorno de 7 $m.s^{-1}$ de velocidad del viento (líneas punteadas) está señalado para las estaciones seca y de lluvias. Cuando los Alisios del norte se intensifican en la estación seca (diciembre) o en el Veranillo (julio) a la circulación superficial cierra el brazo norte del Giro Panamá-Colombia (trayectorias punteadas). Cuando el viento se relaja a menos de 7$m.s^{-1}$ en la estación de lluvias, el giro ciclónico se retira de la parte Este y las aguas superficiales se mueven hacia el Norte y Noroeste (trayectorias continuas).

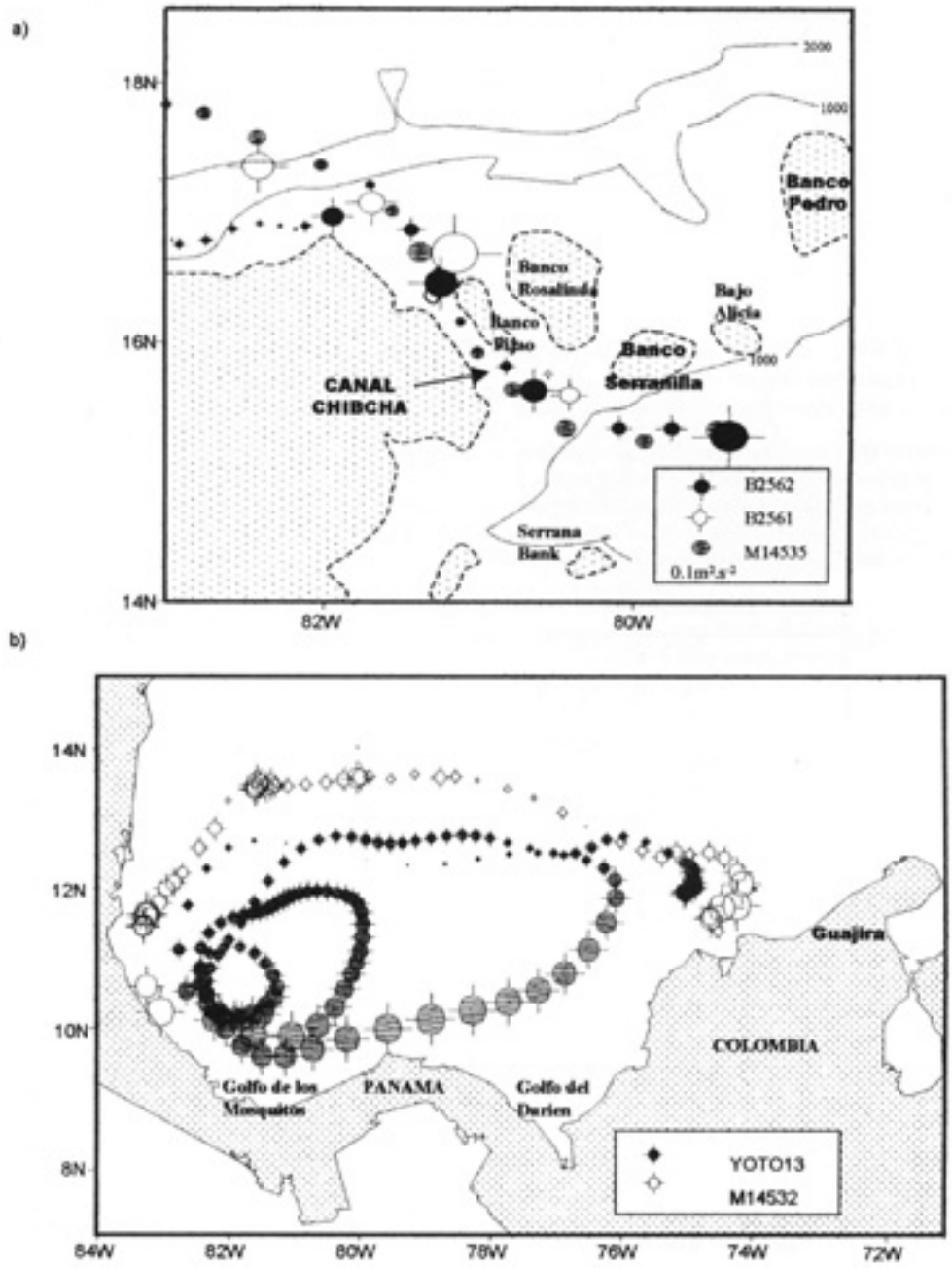

Figura 3.7 Posición diaria de las boyas en (a) la salida al Mar Caimán y (b) en el Caribe Suroccidental. El tamaño de los círculos es proporcional al promedio diario de la energía cinética. Las boyas aceleraron justo después de entrar al Canal Chibcha. El brazo Sur -La Contracorriente Panamá-Colombia- fue siempre más intensa que en cualquier otra parte.

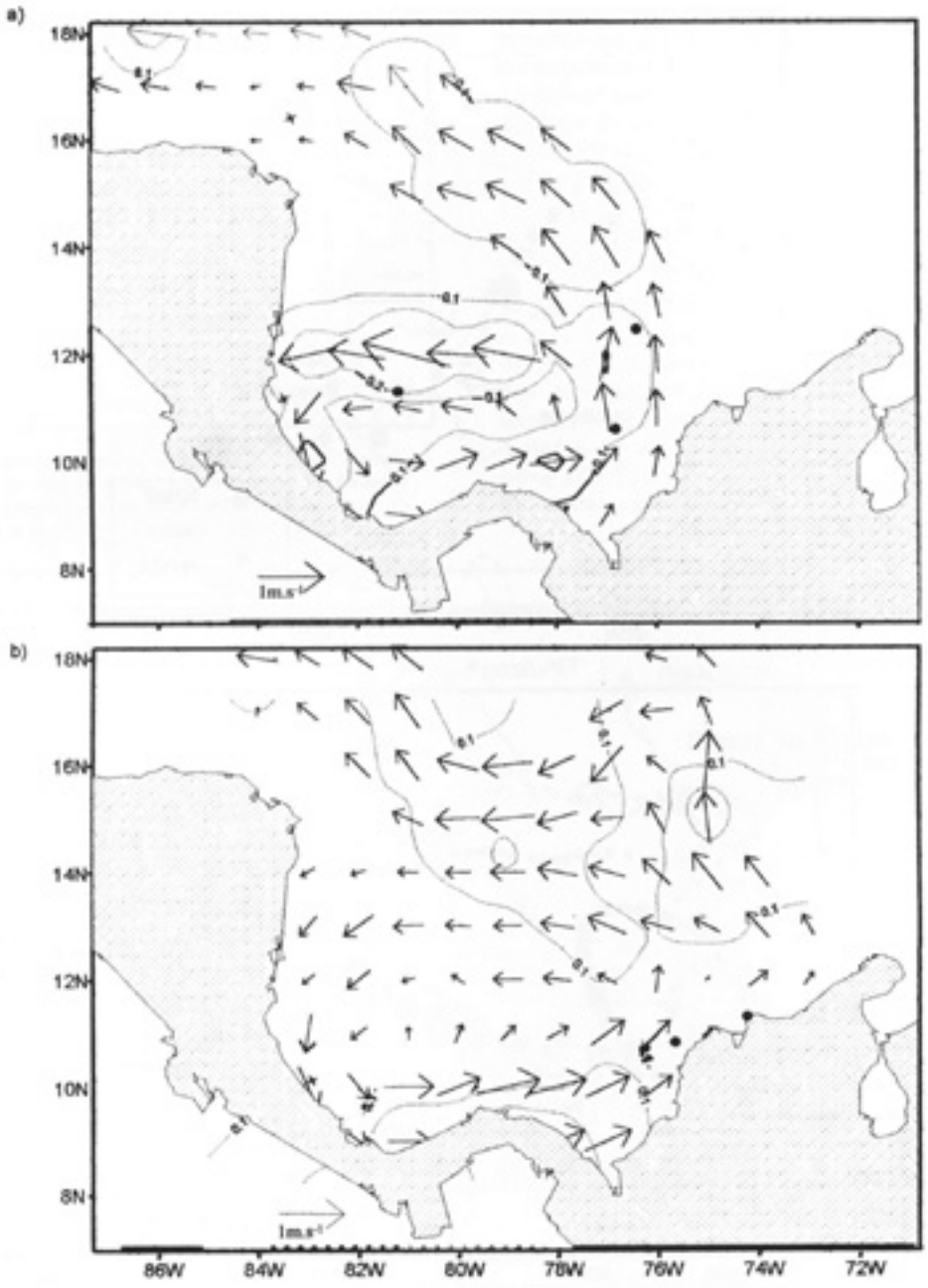

Figura 3.8 Las corrientes superficiales en el Caribe Suroccidental deducidas de las trayectorias de las boyas durante (a) agosto-diciembre 1997 y (b) julio-noviembre 1998. Ambos grupos cubren las respectivas estaciones de lluvias. En 1997 las mayores velocidades en el brazo norte del Giro Panamá-Colombia son debidas al comienzo en la estación de vientos en diciembre. La velocidad del Giro nunca fue menor de 0.5 $m\ s^{-1}$. Los campos de velocidad en superficie muestran el Giro entregando aguas hacia el Norte y Noroeste. Los contornos son energía cinética en m^2s^2.

3.4 La deriva alrededor del Giro Panamá-Colombia

Las boyas B2560, MI4535 y YOTO13 mostraron, en forma evidente, que la circulación alrededor del Caribe Suroccidental es ciclónica y que existe un ciclón en el Golfo de Mosquitos. Sin embargo, tomaron diferentes lapsos de tiempo para hacer una rotación completa. B2560 hizo una vuelta completa en 19 días mientras que YOTO13 tomó casi dos meses para hacerlo en febrero-marzo 1998. La deriva de YOTO13 fue la más impresionante ya que giró, alrededor del Golfo de Mosquitos seis veces y del Giro Panamá-Colombia en cuatro ocasiones.

Hay varios aspectos comunes en el comportamiento del conjunto de boyas, en términos de su rotación alrededor del Caribe Suroccidental, y de su forma de dejarlo. Debido a la amplia variabilidad de la escala de tiempo en la rotación alrededor del Giro Panamá-Colombia y a su 'preferencia' espacial para girar alrededor, ya sea de ciclones más o menos grandes, el tiempo de residencia del agua superficial en el Caribe Suroccidental puede variar entre un mes y un año.

Las boyas de deriva viajaron muy cerca de la costa de Panamá y giraron al Sureste cerca de San Blas, pero viajaron lejos de la costa colombiana. Esta característica muestra que la Contracorriente es un flujo muy estrecho cerca de las costas centroamericanas y más ancho afuera de la costa colombiana. El punto de giro hacia el Oeste frente a las costas colombianas varió muy ampliamente (*ver Figura 3.2*). Las boyas derivaron dentro del Golfo del Darién con el flujo Este y giraron ciclónicamente antes de 76°*W* (solo una alcanzó a llegar más allá de 74°*W*) viajando al Oeste entre 14°*N* y 12°*N*, ya fuese cerrando la celda o girando al Noroeste hacia su salida en la Elevación Centroamericana.

Cuando B2561 y B2562 viajaron al Norte dejando la influencia del Giro de Panamá-Colombia, el viento era del Este-Sureste y tenía velocidades cercanas a 5 $m\ s^{-1}$. Cuando B2560 llegó a la misma área, el viento era del Este pero con velocidades alrededor de 10 $m.s^{-1}$. Entonces, existe un umbral entre esas dos velocidades del viento que parece modular la corriente superficial cerrando el Giro. En una primera aproximación, el umbral es de alrededor de 7 $m\ s^{-1}$ en los Vientos Alisios del Norte, ya sea para cerrar el Giro o para dejar escapar, al sistema de la Corriente del Caribe, las aguas superficiales (*Figura 3.6*). El análisis diario de la energía cinética promedio muestra que la Corriente del Caribe siempre acelera al cruzar el Canal Chibcha (*Figura 3.7a*) y en el brazo sur del Giro, la Contracorriente de Panamá-Colombia. (*Figura 3.7b*).

3.5 El comportamiento de las boyas de deriva en el que cruzaron la Elevación Centroamericana

Las trayectorias de las boyas B2561 y B2562 tuvieron comportamientos diferentes mientras salían del mar Caribe. En noviembre 2 de 1997 se aproximaron a la Elevación Centroamericana derivando hacia el noroeste separadas por 120 *km* solamente (*Figura 3.7a*). La boya B2561 aceleró desde 0.4 $m\ s^{-1}$ a cerca de 1.4 $m\ s^{-1}$, pasando por el estrecho en solo un día y manteniendo velocidades superiores a 0.8 $m\ s^{-1}$ mientras viajaba por el mar Caimán. En contraste, B2562 tenía un promedio de velocidad de 0.6 $m\ s^{-1}$ a lo largo de una trayectoria a unos kilómetros de la que tuvo B2561 al sur del Banco Serranilla y le tomó cuatro días cubrir la misma distancia que la anterior hizo en un día.

Las boyas de deriva que fueron capaces de escapar de la circulación del Giro Panamá-Colombia en el Caribe Suroccidental cruzaron hacia el mar Caimán a través del Canal Chibcha a velocidades mayores de 0.6 $m\ s^{-1}$. Esta característica particular indica que el eje de la Corriente del Caribe estuvo restringido a este Paso y que no tiene preferencia por el paso más profundo que se encuentra al norte.

Una vez en el mar Caimán, las boyas encontraron destinos diferentes, a pesar de la similaridad de sus trayectorias previas. La boya B2561 desaceleró por una semana, derivando hacia el oeste antes de encallar en la península de Yucatán. La boya B2562 también desaceleró pero derivó hacia el oeste y fue capturada por un remolino ciclónico costa afuera de Honduras. El mismo comportamiento le ocurrió con M14532 un año más tarde.

El análisis espectral de los últimos diez días de la trayectoria de B2562 fue hecho para examinar la periodicidad de las oscilaciones de la trayectoria de la boya. Para ese periodo en particular los datos fueron reorganizados. Se extrajeron velocidades horarias desde los datos que están separados desigualmente en el sistema Argo y se calculó su espectro de poder (*Figura 3.8a*). Las oscilaciones más significativas fueron encontradas en periodos de 24, 36 y 72 horas, de los cuales el periodo de oscilación de 24 horas fue el más evidente en la trayectoria de esta boya (*ver Figura 3.2*).

Mientras que la variabilidad en los periodos de 36 y 72 horas puede ser explicadas por el giro ciclónico más amplio, los "picos" de 24 horas que describió la boya pueden ser explicados en términos de la oscilación diurna de la marea, movimiento de remolinos de media escala o por el efecto de brisa tierra-mar. El forzamiento de la marea diurna es la causa menos probable porque M14532 debió tener el mismo comportamiento ya que ambas fueron atrapadas por remolinos ciclónicos en la misma área durante la misma estación climática con un año de diferencia. Más aun, la marea en el mar Caimán es principalmente semidiurna sin anfidromos en él (*Kjerfve, 1981*). La magnitud de la oscilación de marea puede depender del estado del ciclo de sicigia-cuadratura, sin embargo la marea diurna parece poco probable.

Otra posibilidad es que la boya fue atrapada por un pequeño remolino (menor de 10 *km*) anticiclónico, que se movía hacia el oeste tal como lo describe su trayectoria curva cicloidal. La posible interacción entre el remolino y la boya es ilustrada en la (*Figura 3.8b*) pero la marcada periodicidad de 24 horas en la rotación es curiosamente coincidente con el ciclo diurno.

El forzamiento diurno en la forma de brisa tierra-mar parece ser la causa más probable de la oscilación, a pesar que la boya estaba a 100 *km* de la costa. La brisa de mar puede alcanzar los 100 *km*, por ejemplo *Halpern (1977*) encontró amplitudes de 2.5 $m\ s^{-1}$ de brisa de mar a 125 *km* en África noroccidental. Como 1997 fue un año del Niño (*WCRP No. 103, 1998*) los vientos zonales en la América Tropical se redujeron significativamente, permitiendo eventos cíclicos diarios en la atmosfera como grandes precipitaciones sobre tierra y aumento de la brisa tierra-mar cerca de las costas, producidas por calentamiento solar directo (*Figura 3.8c*). Este pulso de viento puede alcanzar más distancia desde la costa durante un año del Niño causando la oscilación diurna de B2562. Esta oscilación diurna no fue el caso en el año siguiente cuando la boya M14532 derivó suavemente en la misma área.

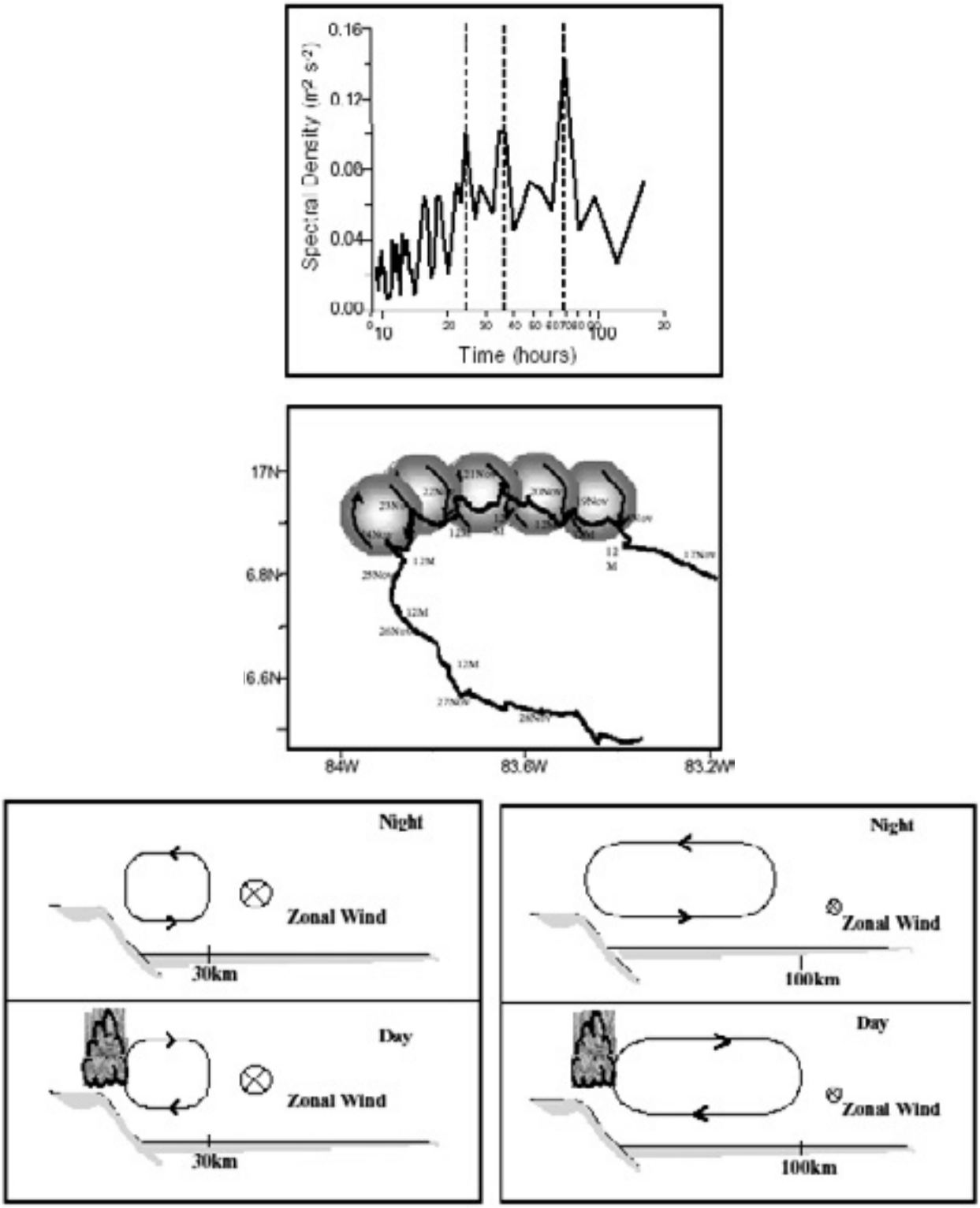

Figura 3.9 (a) Densidad espectral de los últimos diez días de la trayectoria de la deriva de la boya B2562 (*en la Figura 3.2b*). Aparecen en el espectro picos significativos de 24 horas, 36 horas y 72 horas. La pulsación de 24 horas es debida aparentemente a un pequeño remolino anticiclónico llevado por la corriente (b), o por el forzamiento diurno en la forma de brisa tierra-mar, producto del calentamiento solar diario en la ausencia de un fuerte viento zonal durante un año del Niño (en c)), que no es el caso durante un año sin el Niño (en d)).

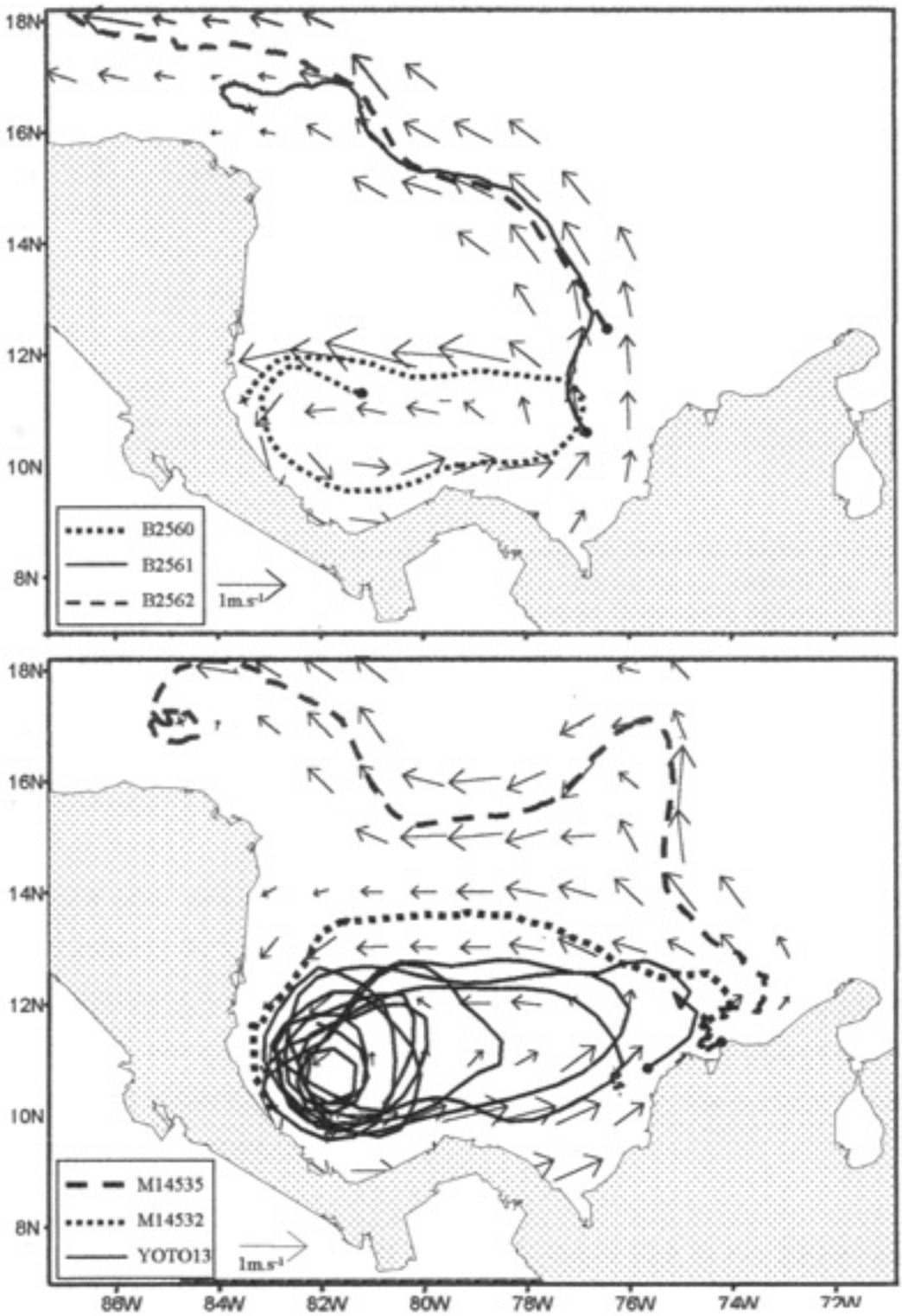

Figura 3.10 Las corrientes superficiales en el Caribe suroccidental deducidas de la trayectoria de las boyas que derivaron durante (a) Agosto-diciembre de 1997 y (b) Julio-Noviembre de 1998. Los contornos son energía cinética ($m^2\ s^2$). Ambas series cubren las respectivas estaciones de lluvias. En 1997 las altas velocidades en el brazo superior del Giro Panamá-Colombia son debidas al comienzo de la estación de vientos en diciembre. La velocidad de la Contracorriente Panamá nunca fue menor de 0.5 $m\ s^{-1}$. Los campos de corriente en superficie muestran el Giro de Panamá Colombia expeliendo agua hacia el norte y el noroeste.

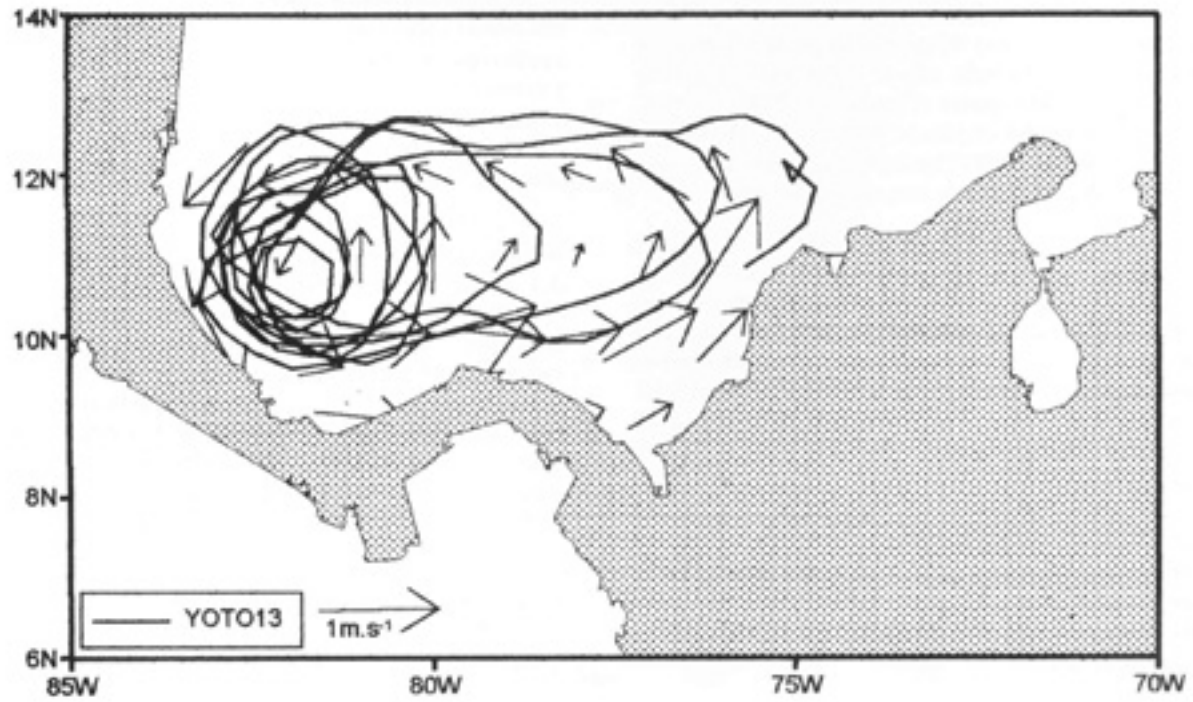

Figura 3.11 Las comentes superficiales durante la estación de vientos de 1998/1999 (diciembre-marzo) como fueron deducidas de la trayectoria de la boya YOTO13. Las velocidades máximas en el Giro Panamá-Colombia fueron alrededor de 1m.s^{-1} en el brazo Sur - La Contracorriente Panamá-Colombia.

3.6 Campos Estacionales Eurelianos

La interpolación estacional de las trayectorias de las derivas de las boyas fue hecha mediante el promedio de todas las velocidades de las boyas dentro de una grilla, de un grado de latitud por un grado de longitud, durante la estación de lluvias de 1997 y durante las estaciones de vientos y de lluvias de 1998, para obtener una visión 'eureliana' de los mismos mecanismos atrás descritos.

Durante la estación de lluvias de 1997 (*Figura 3.9a*) el Giro de Panamá-Colombia fue aumentado debido a la intensificación del viento pero también aparece 'abierto' en su extremo Este, 'despidiendo' agua superficial del Giro hacia el Norte. La máxima energía cinética ocurrió a lo largo de 13°*N* cuando el viento en el Caribe Central se intensifica. Durante la estación de lluvias de 1998 (*Figura 3.9b*) el Giro estuvo 'abierto' en su parte Este, permitiendo que la circulación hacia el Norte evacuara agua del Giro. Las máximas velocidades se presentaron frente a las costas de Panamá, donde la Contracorriente tuvo siempre máxima intensidad.

Durante la estación de vientos de 1998-1999 (*Figura 3.10*) el Giro de Panamá-Colombia estuvo 'cerrado' por la intensificación de los Vientos Alisios que van al Oeste. La energía cinética máxima en la superficie del mar estuvo relacionada con el estrés ejercido por aquellos vientos en la parle Norte del Giro. El Giro se apartó de la costa colombiana y se restringió al Golfo de Mosquitos hasta el norte de Panamá.

3.7 Conclusiones

Las observaciones lagranianas, hechas con boyas de deriva entre 1997 y 1999, mostraron la persistencia del llamado Giro Panamá-Colombia a lo largo del periodo de observación. Las velocidades medias de la Contracorriente de Panamá-Colombia estuvieron próximas a 1 $m\ s^{-1}$ notablemente intensas si se comparan con la circulación general del Caribe, que normalmente es de la mitad.

También se encontró un remolino que domina el Golfo de Mosquitos de manera persistente a través de los dos años de observación. Esta celda ciclónica fue una característica permanente, independiente de la estación climática. Las aguas dejaron el ciclón siguiendo la Contracorriente a lo largo de la costa centroamericana y recircularon o dejaron el Giro de Panamá-Colombia derivando hacia el Norte de acuerdo con el estrés del viento en superficie frente a las costas colombianas.

Los fuertes vientos del Caribe Central juegan un papel importante en el comportamiento de la circulación superficial en Caribe Suroccidental, como lo describieron las derivas de los grupos de boyas estudiados. Hay un umbral en la velocidad del viento superficial de cerca de 7 $m.s^{-1}$ en el centro del Caribe (cerca de 14°*N*), necesario para obtener suficiente estrés en la circulación superficial y construir el brazo norte del Giro Panamá-Colombia. Las aguas dejaron el Giro y 'escaparon' hacia el Norte o el Noroeste frente a las costas de Colombia cuando bajó la velocidad del viento.

Todas las boyas lanzadas en la Cuenca de Colombia que no encallaron, aceleraron hacia el Noroeste y salieron hacia el Mar Caimán confirmando estimaciones previas sobre la circulación superficial en esa área (*Parr, 1936*). El eje de la Corriente del Caribe cruza el Canal Chibcha a pesar de que existen pasos más profundos en la Elevación Centroamericana.

En la plataforma continental de Honduras se observaron remolinos ciclónicos en ambos años viajando hacia el Oeste. Estos fueron encontrados entre la Corriente del Caribe que va al Oeste y la circulación hacia el Este frente a la costa de Honduras, la cual puede ser un rasgo permanente del mar Caimán. Las aparentes oscilaciones diurnas en noviembre de 1997 sugieren que la brisa tierra-mar puede alcanzar hasta 100 *km* costa afuera, en ausencia de los fuertes vientos zonales durante un año del Niño.

Capítulo 4

Desarrollo y movimiento de remolinos en el Mar Caribe*

4.1 Introducción

Como se ha expresado en los capítulos anteriores, la circulación superficial en la región consiste de un flujo generalizado hacia el oeste conocido como la Corriente del Caribe. Esta circulación exhibe mucha variabilidad temporal y espacial, tales como remolinos sinópticos de media escala (*Kinder et al., 1985*). La variabilidad de media escala del Caribe ha sido relacionada con "ondas eddy" (*Johns et al., 1990*). Estas son generadas por rasgos de media escala originados desde la Corriente de Retroflexión del Norte del Brasil en la forma de anticiclones que se introducen por los canales de las Antillas Menores (*Fratatoni et al., 1995*). Estos remolinos y meandros medianos viajan en el eje de la Corriente del Caribe con tamaños de 100-500 km (*Fu y Holt, 1983*). Más aun, en el Caribe nororiental, las fluctuaciones han sido notoriamente más fuertes que las corrientes medias (*Molinari et al., 1981*). Remolinos anticiclónicos de ~200 km de diámetro viajando hacia el oeste a 30 cm s^{-1} en el norte del Caribe fueron reportados por Nystuen y Andrade (1993), que también detectaron una persistente circulación ciclónica en la parte Suroccidental de la cuenca en distintas ocasiones.

Las simulaciones hechas utilizando el Modelo Oceánico de Capas de la Marina de Estados Unidos de América (*Wallcraft, 1991*) (un modelo de 1/4º de resolución con 5.5 capas de gravedad reducida y un modelo de seis capas con topografía submarina razonablemente real, que tiene un esquema numérico explícito para la gravedad reducida, formulado utilizando una grilla Arakawa "C") por *Murphy et al., (1999)* indicó que los movimientos arremolinados penetraban las Antillas Menores y se propagaban por el Caribe en ~2 meses. Remolinos parecidos pueden formarse por la inestabilidad horizontal del cizallamiento en modelos de dos capas de gravedad reducida (*Heburn et al., 1982*) y también pueden ser producidos cuando remolinos del Atlántico Norte penetran en las Antillas Menores como en el modelo de *Capella (1994).*

---

* Andrade, C.A. y E.D. Barton, Eddy development and motion in the Caribbean Sea, *Journal of Geophysical Research, Vol. 105, (C11.), 26,191-26,201, November, 2000.*

En recientes simulaciones numéricas, el flujo de superficie del Mar Caribe Suroccidental muestran una amplia circulación ciclónica que ha sido llamada el Giro Panamá-Colombia (*Mooers y Maul, 1998*). Esta es una estructura compleja compuesta por un intenso ciclón, más un anticiclón y otro ciclón, todos envueltos en una circulación ciclónica más grande pero más lenta. Se piensa que este "trío" de giros medianos (de media escala) interactúa con las aguas de las plataformas de Panamá, Colombia y Venezuela. La porción del movimiento ciclónico a lo largo de las costas de Panamá y Colombia también se conoce como la Contracorriente del Darién.

Este manuscrito se enfoca en describir la circulación oceánica de media escala desde los archivos de datos combinados de los satélites ERS-1 y TOPEX Poseidón para el periodo en que estuvieron volando simultáneamente, es decir, octubre 1992 a diciembre 1993, en una misión de repetición exacta con ciclos de 35 y 10 días respectivamente. Ha sido posible por primera vez, seguir remolinos ciclónicos y anticiclónicos durante tu tiempo de vida total dentro de la región; observar remolinos que entran a través de los distintos canales al Caribe y demostrar la combinación de remolinos de diferente origen.

4.2 Metodología

El grupo de datos combinado que se utilizó en el presente estudio fue producido en la Agencia Espacial Europea, el cual provee la Anomalía del Nivel del Mar (ANM) calculada relativa a una media. Los datos del ERS-1 han sido ajustados a través de los más precisos datos de TOPEX/Poseidón utilizando una minimización global entre los cruces de las órbitas. Esta combinación permitió el mapeo de la variabilidad de la superficie oceánica con alta precisión y un cubrimiento espacial y temporal mejorado (*Le Traon et al., 1995*). Los coeficientes de correlación para los mapas combinados de ERS 1 y TOPEX/Poseidón y datos oceanográficos fueron mayores de 0.85 en el peor de los casos (*Hernández et al., 1995*).

El archivo de ANM fue generado utilizando el método de análisis de pasos de órbita repetidos. Los datos fueron primero validados, y todas las correcciones altimétricas fueron aplicadas (incluyendo corrección de barómetro invertido y corrección de órbita) para calcular la altura de la superficie del mar correcta. Para cada paso de órbita dado y por cada ciclo, los datos fueron re-muestreados cada 7 km usando una interpolación de spline-cúbico, y se calcularon las anomalías relativas a la media sobre todos los ciclos disponibles (*Le Traon et al., 1995*).

La forma como el ERS 1 cubre el área permite la generación de dos mapas correspondientes a la primera y segunda mitad de un ciclo. El área es barrida en los primeros 17.5 días con una separación entre órbitas de 160 km. El muestreo es repetido en la segunda mitad del ciclo a la misma resolución en el terreno pero desfasada por la mitad de la separación entre órbitas. Esto reduce a la mitad la resolución espacial entre órbitas pero puede detectar rasgos que se mueven sustancialmente en medio ciclo. Mediante la generación de dos mapas de contornos cada ciclo de 35 días, se obtiene mejor resolución temporal y mejor seguimiento de objetos, en detrimento de la resolución espacial. Los datos sobre el Caribe fueron interpolados en una grilla de medio grado de latitud por medio grado de longitud por cada 17.5 días utilizando el método curvatura mínima (*Smith et al., 1997*) para efectuar una interpolación suave a estos datos irregularmente espaciados.

Una comparación de mapas de contornos para ciclos completos, para medios ciclos y para ciclos de TOPEX/Poseidón demostró que los rasgos de media escala de interés aquí eran definidos adecuadamente por los datos de medio ciclo. Nuestros resultados se presentan entonces, como mapas de contornos cada medio ciclo (~18 días) durante la Misión de Repetición Exacta para mejorar la secuencia de tiempo y describir la evolución de la actividad de media escala en mayor detalle. La densidad de pasos de órbita durante medio ciclo del ERS-1 sobre el Caribe es suficiente para asegurar un cubrimiento detallado de la cuenca (*Figura 4.1*). Los mapas de contornos, utilizados para definir la trayectoria de los remolinos y para calcular su momentum y energía asumiendo sinopticidad (todos los datos al mismo tiempo) en cada mapa de contornos.

La velocidad geostrófica fue calculada desde la ANM en cada punto de la grilla de tal forma que:

$$u = -\frac{g}{f}\frac{\partial n}{\partial y} \qquad v = \frac{g}{f}\frac{\partial n}{\partial x}$$

utilizando diferencias centradas, donde (h) es el nivel del mar, u y v son las componentes de la velocidad, f es la aceleración de Coriolis, y g es la aceleración gravitacional, K energía cinética turbulenta (eddy)

$$K = \frac{u^2 + v^2}{2}$$

enstrofía,

$$< k > = \frac{1}{2}\left(\nabla \mathrm{x}\, V\right)^2$$

y módulo de numero de onda,

$$< w > = \left(\frac{< k >}{\mathrm{K}}\right)^{1/2}$$

fueron calculados en cada punto de la grilla y promediados para las dos estaciones del Caribe.

La señal del nivel medio del mar en el Caribe se perdió en el procedimiento para obtener la ANM de los datos de altimetría del ERS-1. En un intento por recuperarla, se calculó la altura dinámica para cada mes utilizando los datos históricos del *Ocean Climate Laboratory (1994)* a cada grado de latitud y longitud y luego subdividida a una grilla de 0.5° para añadir el dato correspondiente del satélite.

La raíz media cuadrada RMS *(root mean square)* del nivel del mar, la energía cinética turbulenta, enstrofía y módulo de numero de onda sobre el Mar Caimán y las cuencas de Venezuela y Colombia fueron calculados y normalizados sobre cada área. Altos valores de enstrofía mostrarán donde la vorticidad es más alta en promedio, independiente del sentido de rotación.

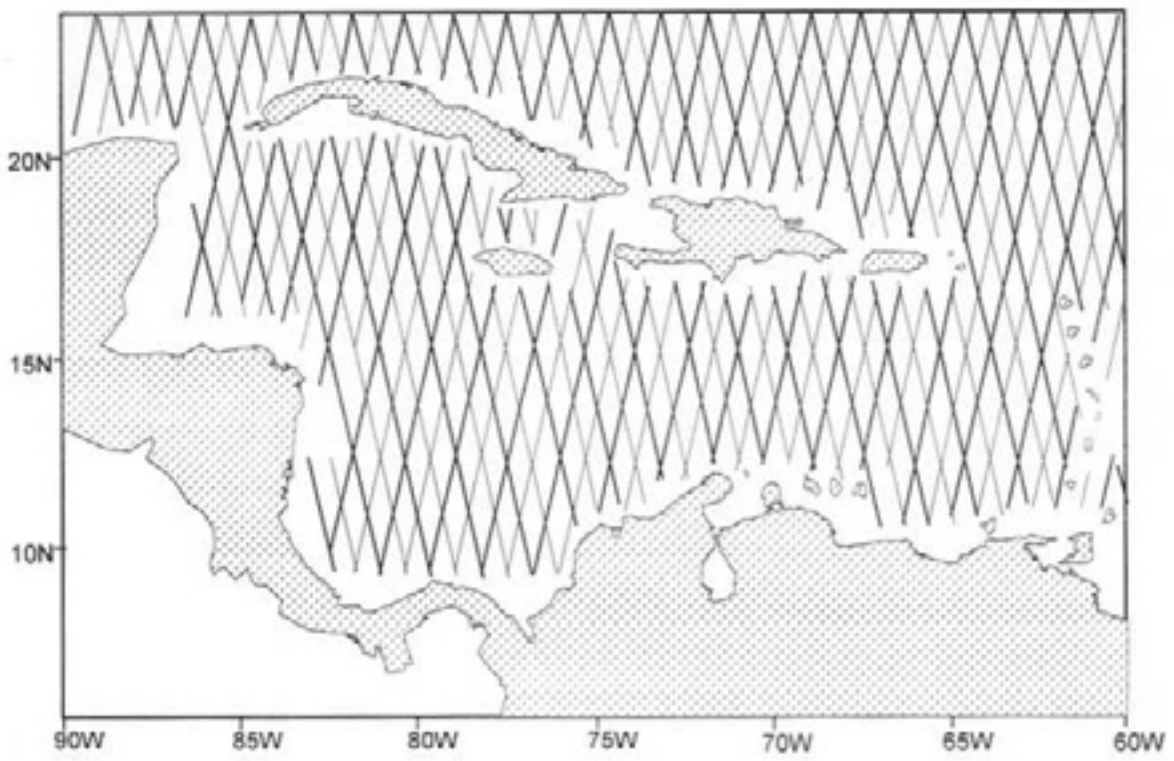

Figura 4.1 Los pasos de las órbitas del satélite ERS-1 sobre el Caribe para la primera (líneas delgadas) y la segunda; mitades del ciclo e 35 días durante la Misión de Repetición Exacta.

Los datos utilizados en el presente trabajo permitieron el análisis de estas variables en el mar Caribe sobre un periodo continuo de 15 meses. Antes de este estudio, rasgos de media escala se habían seguido durante cortos periodos de tiempo *(Nystuen y Andrade, 1993)* por las dificultades de navegación que registró datos interrumpido del satélite Geosat.

4.3 Variabilidad del nivel del mar

Mucha variabilidad del nivel del mar se puede seguir desde los mapas de contorno de ANM por cada ciclo (17.5 días). Los mapas de contorno se nombran por la fecha central de cada medio. Los contornos de anomalías turbulentas fueron identificados por inspección visual y seguidos secuencialmente para observar su movimiento y fuerza en función del tiempo (las secuencias animadas de ANM fueron muy útiles en este aspecto). Sin embargo, hay que tener en mente que las órbitas del altímetro no siempre hacen un muestreo el centro del objeto, por esa razón los cambios aparentes en la intensidad solo son probablemente reales cuando se observan en mapas en secuencia. A continuación se describen los remolinos de media escala más prominentes y de más larga vida, tres remolinos ciclónicos y dos anticiclónicos, aunque muchas otras estructuras aparecieron en secuencias cortas en los mapas. El diámetro de los remolinos fue aproximadamente definido por el diámetro del contorno más grande reconocido que encerraba el objeto. En las *Figuras 4.2 - 4.7,* solamente se muestran contornos seleccionados por razones de claridad.

Una anomalía negativa (un remolino ciclónico) fue detectada dentro del Caribe cerca de Puerto Rico en noviembre de 1992, que probablemente había entrado por el Paso de Anegada *(Figura 4.2).* En la medida que avanzó a lo largo del Caribe, parece que tuvo intensificaciones en dos sitios. El primer incremento fue evidente el 6 de diciembre de 1992, cuando el remolino pasó sobre la Cordillera Beata (70º W) alcanzando una anomalía que excedió de 30 cm en su centro. La segunda fue en Enero 27 de 1993, cuando estuvo al sur de Jamaica (78° W). En este último sitio ocurrió interacción con las corrientes y las ANM que emergen del Canal entre Jamaica y Española, un sitio donde aumenta la velocidad del viento. Sin embargo, como el segundo reforzamiento apareció solo en un mapa, puede solamente reflejar ruido en el muestreo más que un incremento real.

El 14 de febrero de 1993, la anomalía se debilitó y deformó mientras el remolino cruzó la silla de la Elevación Centroamericana (el Paso Chibcha entre el Banco Pedro y Banco Serranilla, en *Figura 4.2b*). Se detectó una vez más, el 3 de marzo de 1993 en el Mar Caimán, como una débil anomalía ciclónica.

Un remolino anticiclónico (anomalía positiva) fue detectada afuera de las Antillas Menores alrededor del 7 de abril de 1993 (*Figura 4.3*). Un mes después, una anomalía relativamente débil (~10 cm) fue detectada entre la cuenca, haciéndose más fuerte en la medida que viajó a lo largo de la parte norte del Caribe central. Cuando alcanzó los bajos fondos de la Elevación Centroamericana, giró hacia el sur y pareció debilitarse por la interacción con la topografía al final del periodo de observación temprano en diciembre.

Otro ciclón fue detectado el 12 de septiembre de 1993, en Caribe suroriental (*Figura 4.4*). Este viajó hacia el oeste, aumentando su diámetro de ~200 km iniciales hasta 500 km en la fecha que llegaba al centro de la cuenca. Este fue seguido hasta el final de paquete de datos en diciembre 1993, cuando aún no mostraba signos de decaimiento.

Un tercer remolino ciclónico se detectó el 10 de enero de 1993, como una fuerte anomalía negativa viajando hacia el norte afuera de las Antillas Menores (*Figura 4.5*). Entró al Caribe por el canal de St. Lucia el 14 de febrero de 1993 y comenzó su viaje a través de la cuenca como los otros objetos descritos anteriormente. Este fue seguido hasta el 25 de abril de 1993, cuando desapareció al sur de Puerto Rico. La aparente causa de su desaparición fue su interacción con el remolino anticiclónico de la *Figura 4.5*, que lo absorbió durante ese periodo.

Un anticiclón fue detectado en el Paso del Viento (Windward) el 25 de mayo de 1993 (*Figura 4.6*). Este no fue observado anteriormente afuera del Caribe, entonces pudo formarse por interacción con la topografía del Paso. Sin embargo, su señal relativamente débil puede simplemente permanecer sin detectarse hasta que se fortaleció al entrar al Caribe. Esta cruzó el mar Caimán entre Jamaica y Cuba a y viajó lentamente al oeste por la cuenca de Yucatán para pasar intacto a través del Canal de Yucatán dentro del Golfo de México seis meses más tarde, en noviembre de 1993. Este es el único remolino de los cinco discutidos anteriormente que se vio entrar al Golfo, pero muchas otras estructuras más pequeñas y de corta vida también parecieron hacerlo.

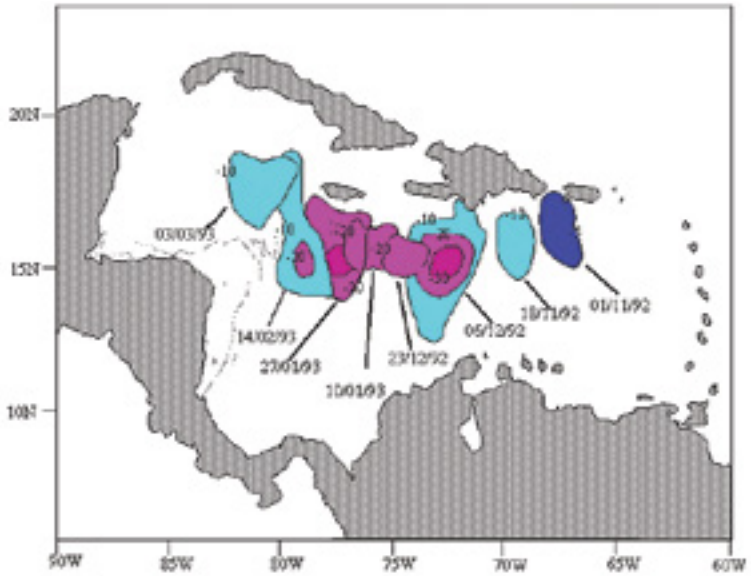

Figura 4.2 Contornos de nivel del mar en centímetros (las líneas punteadas son <-30 cm) en diferentes fechas. La secuencia muestra la evolución de un remolino ciclónico que entró al Caribe por el Paso de Anegada o se formó al sur de Puerto Rico en noviembre de 1992. Desarrolló máxima intensidad (una anomalía < -30 cm) sobre la cordillera Beata en el centro del Caribe y de nuevo al sur de Jamaica, luego se deformó y debilitó, pasando al Mar Caimán en marzo de 1993.

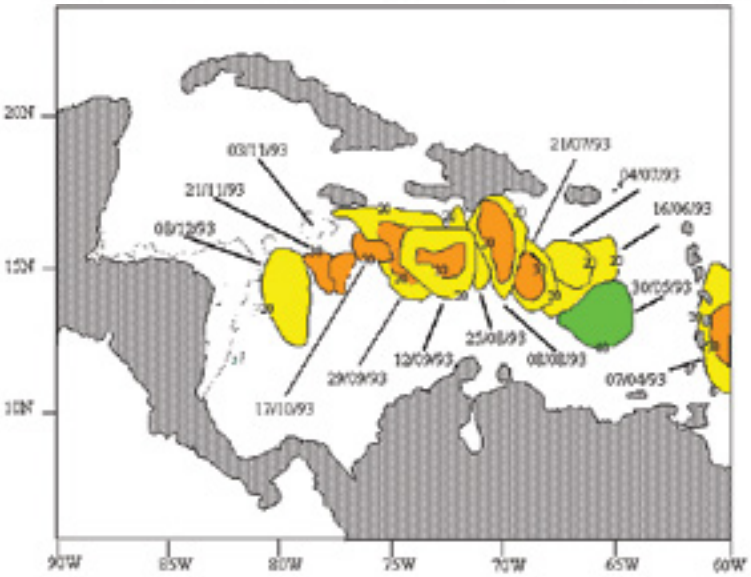

Figura 4.3 Contornos del nivel del mar en centímetros (las líneas punteadas son > 30 cm) en diferentes fechas. La secuencia muestra la evolución de un remolino anticiclónico que fue observado afuera de las Antillas Menores en abril de 1993, entró al Caribe y se fortaleció en la medida que viajó cruzando la parte norte del Caribe hasta diciembre 1993 cuando desapareció por la interacción con los bajos fondos de la Elevación Centroamericana.

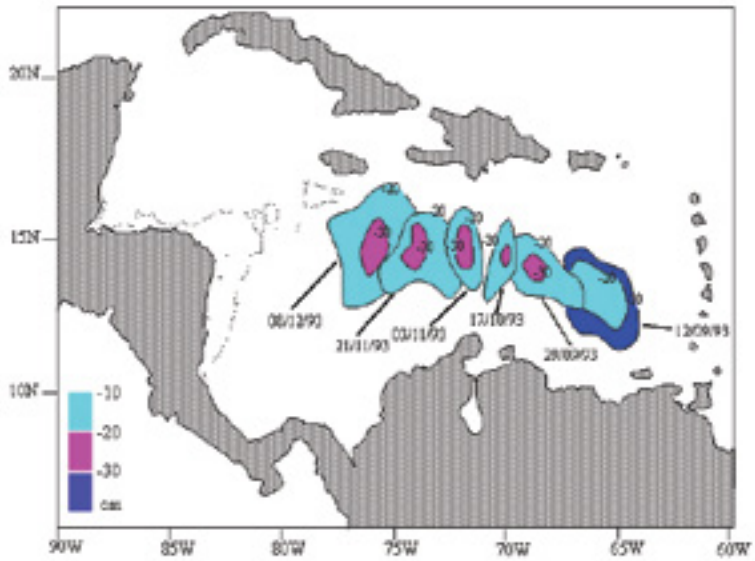

Figura 4.4 Contornos del nivel del mar en centímetros (las líneas punteadas son < -30 cm) en diferentes fechas. La huella de un remolino ciclónico que se formó frente a las costas de Venezuela o entró al Caribe desde las Antillas Menores en septiembre de 1993 y se intensificó en la medida que viajó a través del mar. Este se siguió hasta el final del archivo de datos en diciembre de 1993.

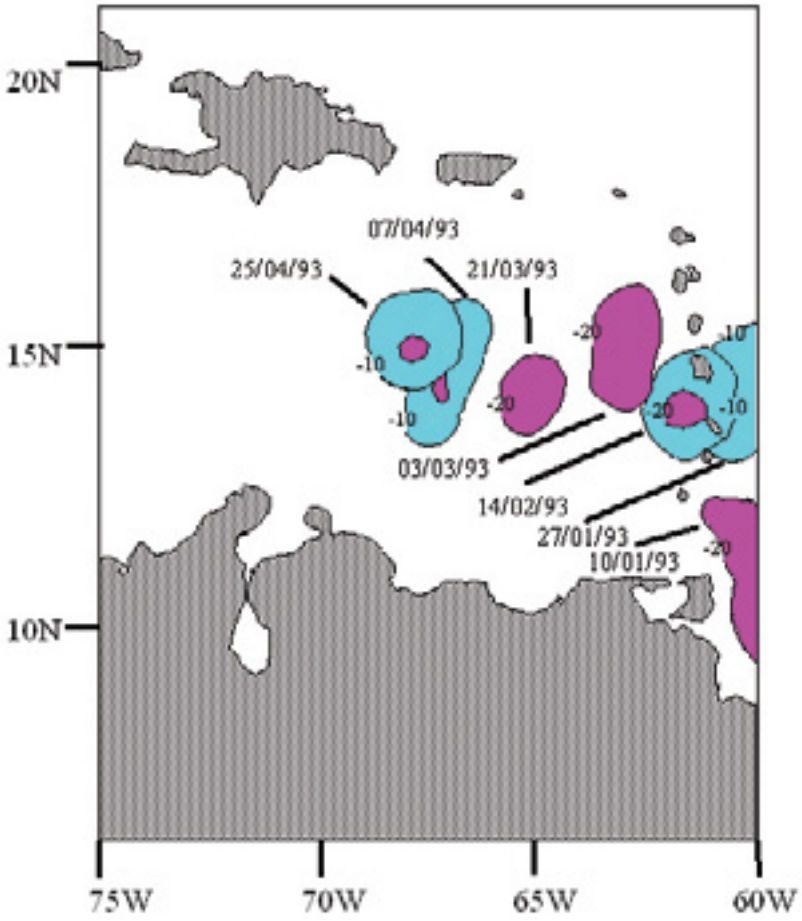

Figura 4.5 Evolución de un remolino ciclónico observado inicialmente viajando hacia el norte afuera de las Antillas Menores. Entro al Caribe por el Canal de St. Lucia y viajó a través del Caribe oriental.

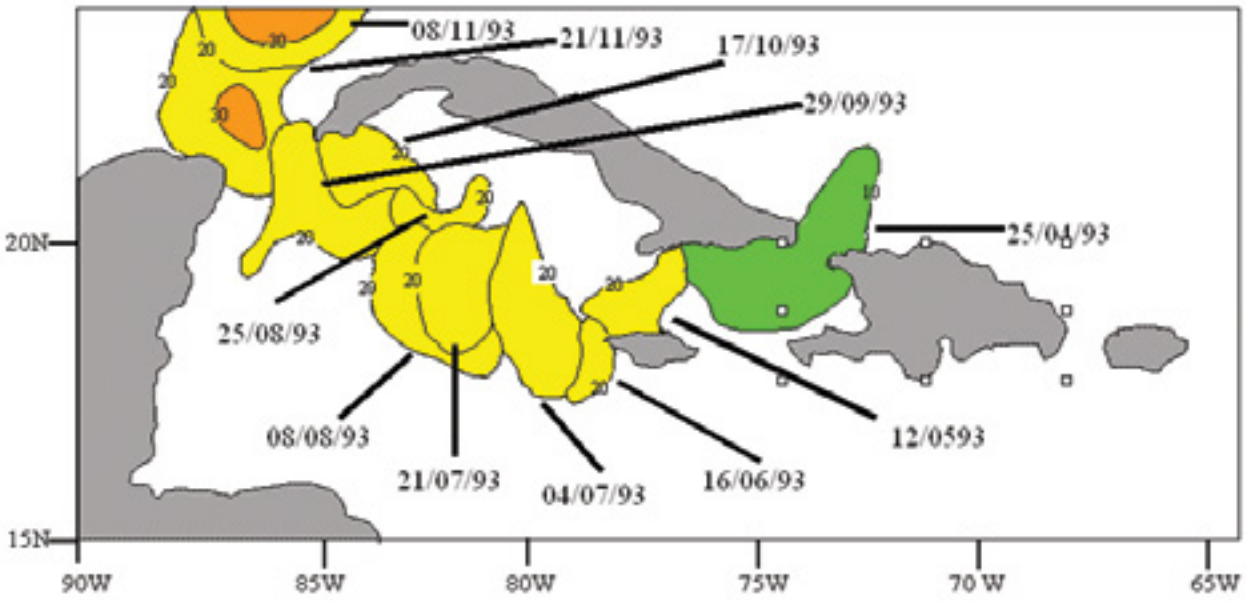

Figura 4.6 Contornos de nivel del mar en centímetros (las áreas punteadas son > 30 cm) en diferentes fechas. La secuencia muestra un remolino anticiclónico que entró al mar Caribe por el Paso del Viento en abril de 1993 y creció en intensidad en la medida que cruzó el mar Caimán lentamente para salir por el Estrecho de Yucatán hacia el Golfo de México en noviembre.

Desde julio a diciembre de 1993, los mapas de nivel del mar mostraron la espectacular formación, evolución y disipación de un gran remolino de media escala y su interacción con un compañero más pequeño en el suroeste del mar Caribe (*Figura 4.7*). En agosto 8 de 1993, un movimiento ciclónico fue observado el Caribe Suroccidental y al mismo tiempo una pequeña anomalía ciclónica en la corriente del Caribe apareció al norte de Colombia. Para agosto 25 el remolino más grande se había intensificado y movido hacia el este aproximándose al ciclón más pequeño moviéndose al oeste (*Figura 4.7a*). Para septiembre 12 de 1993, las dos anomalías negativas que viajaban en direcciones opuestas, se empezaron a unir afuera de la costa colombiana (*Figura 4.7b*).

Para el 29 de septiembre de 1993 (*Figura 4.7c*), formaron un solo ciclón con una señal relativamente fuerte de –30 cm de anomalía de altura y 500 km de diámetro cerca de la plataforma continental colombiana. El 17 de octubre de 1993, cuando alcanzó ~15º N (*Figura 4.7d*) el remolino giro hacia el oeste y llevado hacia el oeste por siete semanas hasta alcanzar la plataforma y bancos en Centroamérica. En ese momento el proceso de formación fue evidentemente repetido por otro remolino ciclónico que apareció en la esquina más suroeste del área, cerca del pico de máxima precipitación. El primer remolino unido desapareció rápidamente luego de alcanzar la plataforma somera el 3 de noviembre de 1993 (*Figura 4.7e*). En general el movimiento arremolinado en el Caribe Suroccidental parece seguir una circulación ciclónica más grande. Este régimen pareciera estar relacionado con las condiciones del esfuerzo del viento y la intensa precipitación en el área.

El cambio de la dirección del viento a través de la ZCIT y el gradiente de salinidad resultante de la dilución en el sur-occidente puede jugar un papel en la formación de tanto la circulación ciclónica general y de los remolinos individuales incorporados a ella. En la medida que los remolinos se mueven hacia el este y el norte con la Contracorriente del Darién, entran a una región de vientos más fuertes hacia el oeste donde son entonces llevados hacia el oeste por la Corriente del Caribe hacia la Elevación centroamericana (*Figura 4.7f*).

Con base en los remolinos descritos aquí, y numerosos otros no descritos explícitamente, emergen algunos resultados. Los remolinos que no se forman en el suroeste parece que entran al Caribe por el Paso de Anegada, el Canal de St. Lucia y el Paso del Viento y salen de la cuenca por el Canal Chibcha al Mar Caimán y por el Estrecho de Yucatán al Golfo de México. Algunos remolinos nunca dejan el Caribe pero se rompen y desaparecen al encontrar la Elevación de Centroamérica. Los ciclones y anticiclones más grandes, aparte de los formados en la cuenca Suroccidental, viajan sobre trayectorias al norte de 14º N. La actividad al sur de 14° N parece estar limitada a ser más pequeña que de media escala generalmente.

4.4 Variabilidad entre Cuencas

Durante la estación tropical de vientos (la estación fría boreal de noviembre a abril) la raíz media cuadrada (*rms*) del nivel del mar mostró máxima variabilidad en el centro del Caribe, en la parte norte de la Cuenca de Colombia (*Figura 4.8a*). La variabilidad fue alta en el oriente de la Cuenca de Venezuela y en una pequeña área del Caribe Suroccidental. Durante la estación de lluvias (la estación cálida boreal de junio-octubre), el rms del nivel del mar fue más alto en general (*Figura 4.8b*). La máxima variabilidad fue localizada en una amplia porción del Caribe

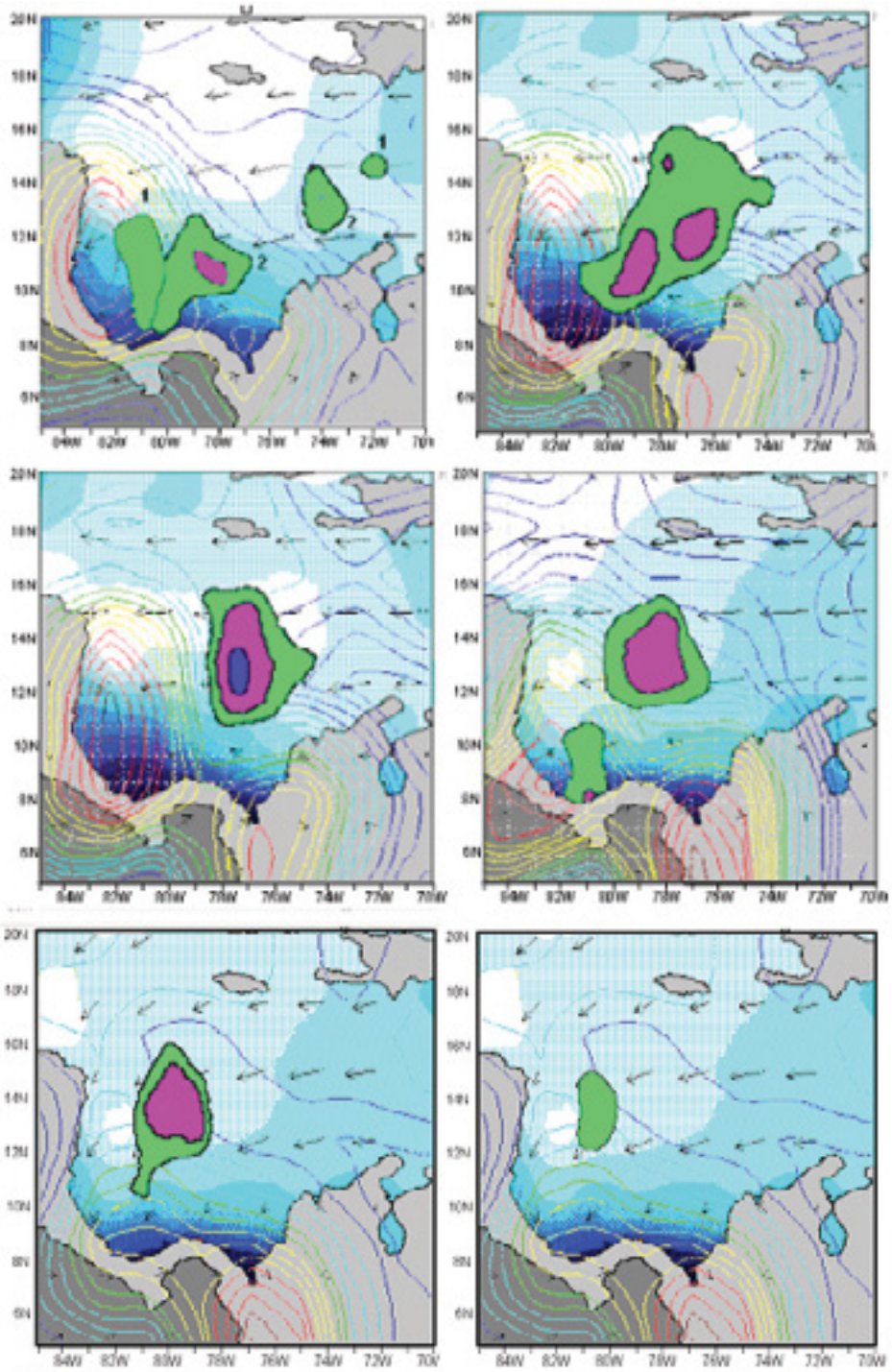

Figura 4.7 Anomalías del nivel del mar de objetos observados en (a) agosto 8 y agosto 25, (b) septiembre 12, (c) septiembre 29, (d) octubre 17, (e) noviembre 3 y (f) noviembre 21 de 1993, superpuesta a datos del Laboratorio de Clima Oceánico (1994) correspondientes a las medias mensuales de la salinidad superficial del mar de 36.5 (*psu*) y los datos de Centro de Diagnóstico del Clima (1998) de los vectores medios del viento y contornos de máxima rata de precipitación. La secuencia muestra la formación y evolución de un remolino ciclónico en el mar Caribe Suroccidental. Este emergió de dos remolinos ciclónicos (*Figura 4.9a*), el cual se profundizó en la medida que se acercaron uno al otro hasta formar un solo remolino más fuerte en octubre. El remolino se movió hacia el oeste mientras se debilitaba y disipaba contra los bajos fondos de la Elevación centroamericana. Nótese el fuerte gradiente meridional del viento en el suroeste y la posición de la máxima precipitación relativa al origen de los remolinos ciclónicos.

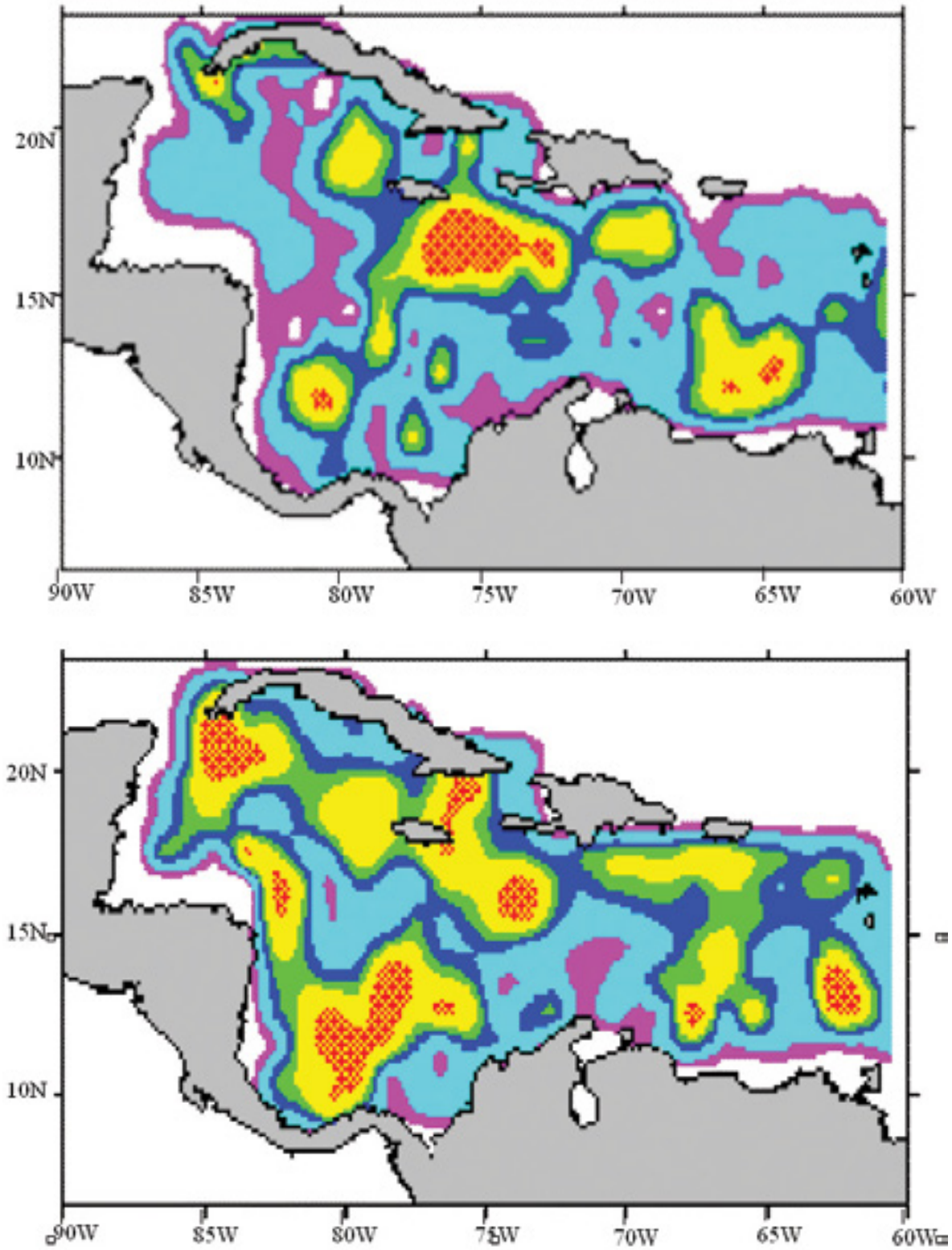

Figura 4.8 RMS en milímetros de las anomalías de Nivel del Mar del ERS-1 en el mar Caribe para (a) la estación de vientos y (b) la estación de lluvias. La variabilidad fue más alta en las cuencas y parece reducirse sobre las cordilleras. Fue más alta en la estación de lluvias especialmente al occidente de St. Lucia, occidente de la cordillera Beata y el oriente del Canal Chibcha.

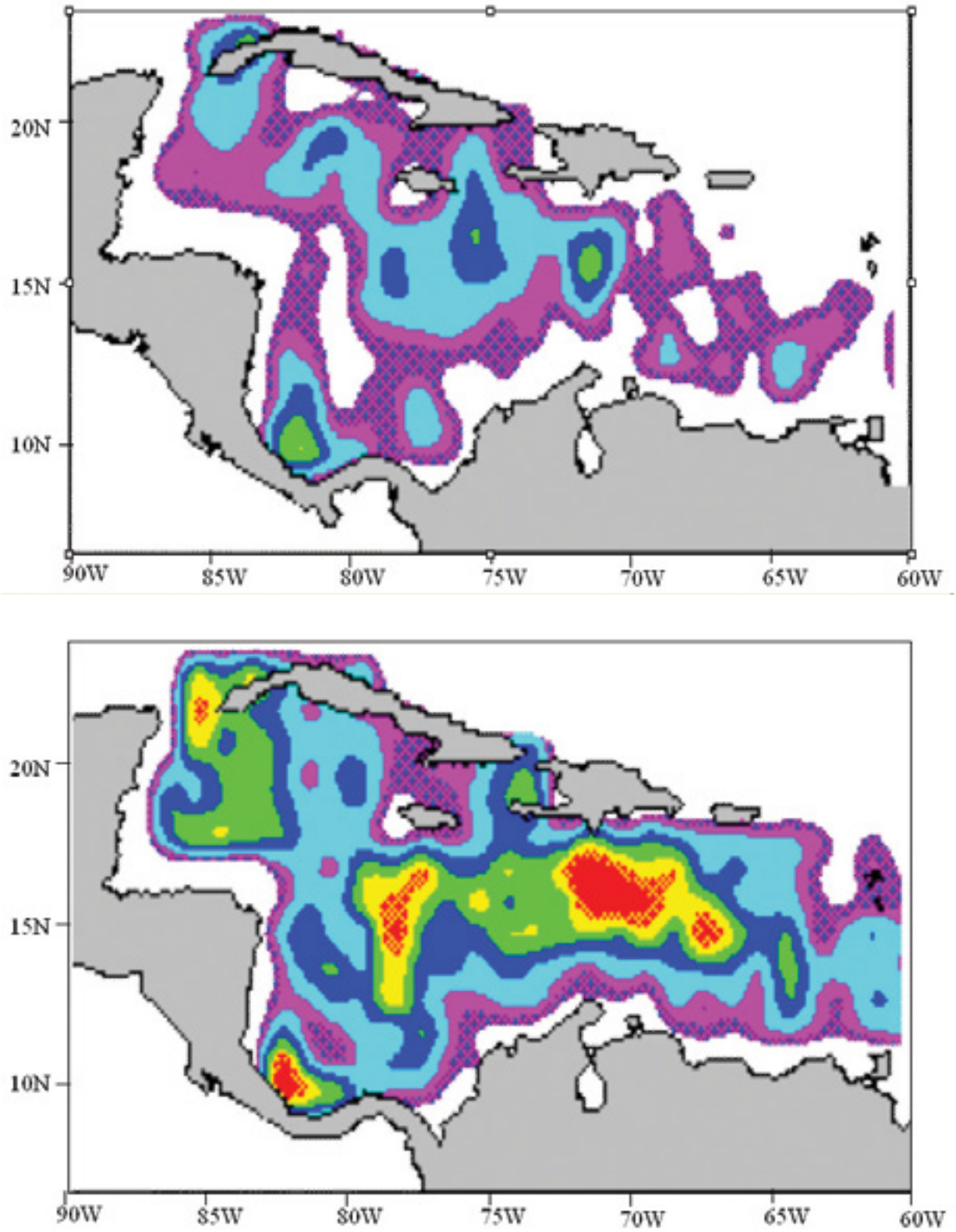

Figura 4.9 Energía cinética (*10 m^2s^2) en el mar Caribe durante las estaciones de viento (a) y de lluvias (b). Los valores más altos están distribuidos zonalmente a lo largo de las altas latitudes, ~15°N, sobre las cordilleras submarinas y especialmente al sur de Española, el sur de Jamaica, el Estrecho de Yucatán y el Golfo de Mosquitos.

Suroccidental, la cuenca de Yucatán y el Caribe central así como en el sureste. La variabilidad parecería estar relacionada con rasgos topográficos, siendo generalmente más alta en las cuencas y más baja sobre las cordilleras, aunque el remolino en la *Figura 4.2* se fortaleció sobre la Cordillera Beata.

La energía cinética fue calculada en cada punto de la grilla, asumiendo geostrofía y estacionariedad espacial (asumiendo como si todos los datos fueran tomados al mismo tiempo en cada periodo) (*Figura 4.9a y 4.9b*). La energía cinética fue significativamente mayor durante la estación de lluvias, lo cual sugiere que la energía cinética en el Caribe se encuentra más relacionada al movimiento de remolinos que a las corrientes principales generadas por el viento. Los mayores valores en ambas estaciones ocurrieron al norte de 14°N, sobre la trayectoria de los remolinos y también en el Caribe Suroccidental. Los "caminos" preferidos de los remolinos para viajar fueron notorios como máximos locales empezando desde St. Lucia y el Canal Chibcha.

El afloramiento suramericano, que ocurre a lo largo de las costas colombianas y venezolanas en el Caribe central, mostró solo relativa baja variabilidad y bajas cantidades de energía cinética arremolinada (eddy), indicando posiblemente que el afloramiento está limitado bien cerca de la costa. La energía cinética en el Caribe Suroccidental mostró altos valores a lo largo de todo el año pero especialmente durante la estación de lluvias cuando se formaron allí los remolinos.

4.5 Variabilidad Temporal

La *rms* de la energía cinética, y enstrofía promediada sobre las cuencas de Venezuela, Colombia y Caimán fueron calculadas por cada medio ciclo. En la escala estacional la variabilidad de ANM a lo largo del periodo de observación estuvo directamente relacionada con la rata de precipitación en cada cuenca del Caribe e inversamente con la velocidad del viento (*Figura 4.10*) excepto durante el Veranillo en julio, el cual es un patrón bien reconocido del viento, pero no bien entendido.

La energía cinética generalmente fue más alta en la Cuenca de Colombia (*Figura 4.11*), alcanzando 0.42 $m^2\ s^{-2}$, versus 0.38 $m^2\ s^{-2}$ en la Cuenca Caimán y 0.28 $m^2\ s^{-2}$ en la Cuenca de Venezuela. El máximo anual ocurrió allí en octubre en ambos años y el mínimo ocurrió en Mayo. Los valores extremos ocurrieron más temprano en la Cuenca de Venezuela en agosto y diciembre-enero, respectivamente. En el mar Caimán en ciclo anual es menos claro con varios picos y valles, indicativos de efectos más localizados pero también mostró sus máximos en octubre de 1992 y ligeramente más temprano en Junio 1993, con un máximo en abril. Sin embargo el panorama general fue consistente con el desplazamiento de rasgos hacia el occidente desde le cuenca de Venezuela a la de Colombia y con menos comunicación persistente al mar Caimán. La propagación de estos rasgos ocurrió a una rata media de ~15 $km\ d^{-1}$, asumiendo 10° de longitud entre los centros de las cuencas y 3-5 meses de retardo. Los niveles de energía cinética fueron mucho menores todo el año en la cuenca de Venezuela, con niveles pico de cerca de la mitad del valor promedio en las otras dos cuencas, indicando un incremento de la actividad arremolinada (eddy) hacia el occidente.

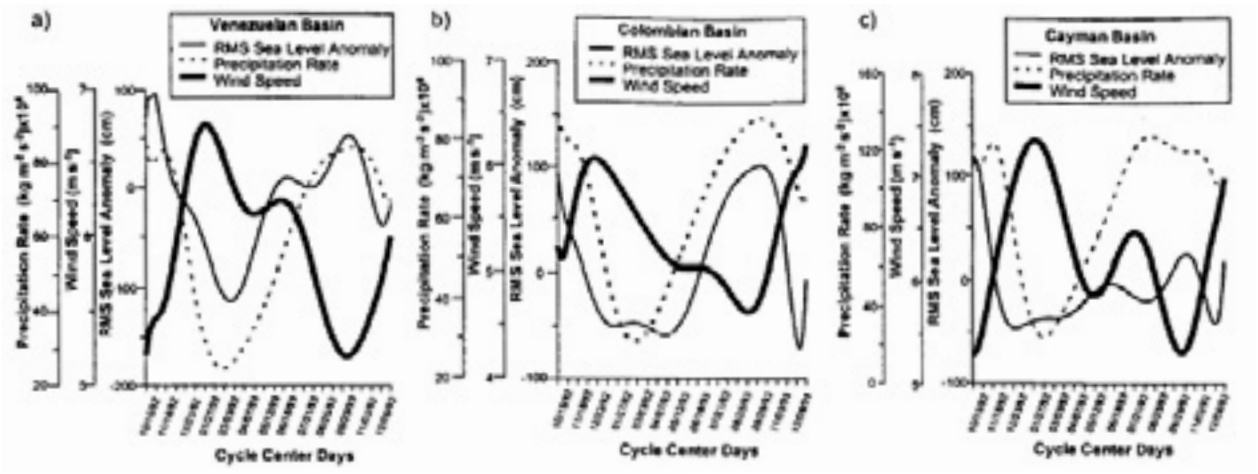

Figura 4.10 Comparación entre los valores medios mensuales de la velocidad del viento y la rata de precipitación tomadas del Centro de Diagnóstico del Clima (1998) y del nivel del mar del ERS-1 sobre las cuencas de Venezuela (a) Colombia (b) y Caimán (c). Las anomalías en el nivel del mar fueron mayores cuando el viento decreció y viceversa en todas las cuencas excepto durante el Veranillo (julio) cuando la velocidad del viento se incrementa por un mes. Las Anos se comportan similarmente a la rata de precipitación.

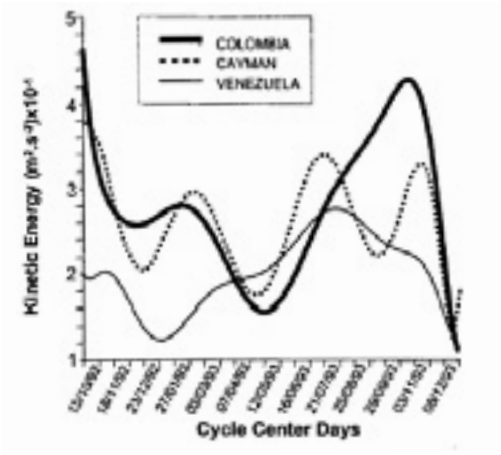

Figura 4.11 Energía cinética en el mar Caribe calculada desde los datos del ERS-1 desde octubre de 1992 a diciembre de 1993. Las tres cuencas se comportan diferentemente. La cuenca de Colombia fue la más energética. Los máximos y mínimos de energía ocurrieron más temprano en la Cuenca de Venezuela lo que implica desplazamiento (advección) hacia el occidente. La falta de una señal clara en la Cuenca Caimán puede estar relacionada con el bloqueo de remolinos por la Elevación centroamericana.

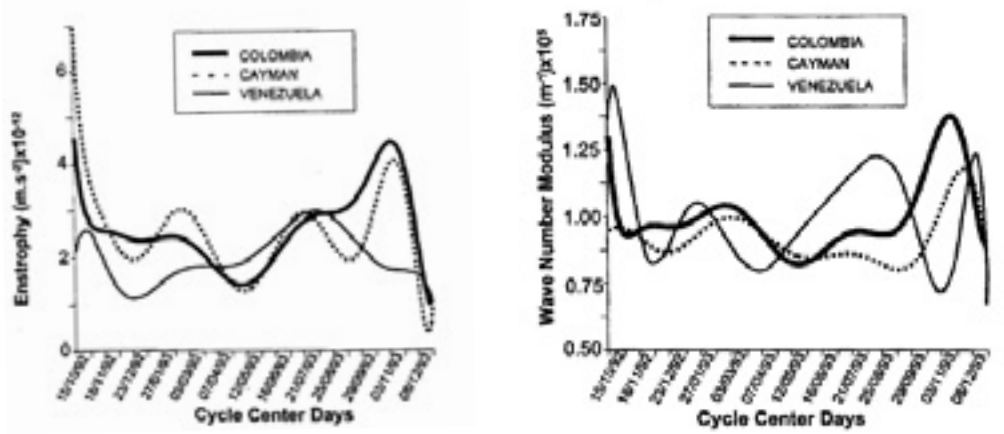

Figura 4.12 (a) enstrofía integral en el mar Caribe calculada desde las ANM del ERS-1 desde octubre de 1992 hasta diciembre de 1993. Los picos de enstrofía ocurrieron en octubre-noviembre. Se vio una variación irregular en el resto del registro. (b) Módulo integral del número de onda para las tres cuencas del Caribe calculadas desde las ANM del ERS-1. La cuenca de Venezuela mostró máxima variabilidad mientras que las cuencas de Caimán y Colombia mostraron un comportamiento similar con diferentes amplitudes.

En general, la enstrofía mostró un comportamiento similar a la energía cinética (*Figura 4.12a*). La enstrofía del mar Caimán fue la más alta durante los últimos meses de 1992 y luego decreció hasta abril, seguido por otro máximo en octubre, como fue el caso con la energía cinética. La cuenca de Colombia exhibió más o menos el mismo comportamiento, mientras que los menores niveles de enstrofía en la cuenca de Venezuela reflejaron menos actividad de media escala en esa área.

El módulo integral del número de onda, calculado como la proporción entre la enstrofía y la energía cinética, da una idea de los tamaños de los remolinos formados en cada cuenca. En el mar Caribe el modulo del número de onda (*Figura 4.12b*) mostró la propagación hacia el occidente de los remolinos ya que los valores extremos ocurrieron primero en la cuenca de Venezuela seguidos por picos en la Cuenca de Colombia 1-2 meses después y en la Cuenca Caimán en las siguientes pocas semanas. El efecto más pronunciado ocurrió durante septiembre-octubre cuando el modulo alcanza sus valores más altos. En este momento las cuencas de Colombia y Venezuela tienen comportamientos opuestos, lo que significa que el tamaño de los remolinos aumentaron en la cuenca de Venezuela mientras que la actividad arremolinada en la cuenca de Colombia se debilitó La energía cinética generalmente fue más alta en la Cuenca de Colombia (*Figura 4.11*), alcanzando 0.42 $m^2\ s^{-2}$, versus 0.38 $m^2\ s^{-2}$ en la Cuenca Caimán y 0.28 $m^2\ s^{-2}$ en la Cuenca de Venezuela. El máximo anual ocurrió allí en octubre. La energía cinética generalmente fue más alta en la Cuenca de Colombia (*Figura 4.11*), alcanzando 0.42 $m^2\ s^{-2}$, versus 0.38 $m^2\ s^{-2}$ en la Cuenca Caimán y 0.28 $m^2\ s^{-2}$ en la Cuenca de Venezuela. El máximo anual ocurrió allí en octubre se volvió de escala más corta.

4.6 Conclusiones

Los resultados describen oceanografía física básica del mar Caribe de alguna importancia y llama la atención sobre los elementos dinámicos fundamentales sobre cómo estos remolinos se forman, se propagan y se disipan en el Caribe. El análisis reveló la presencia de remolinos importantes que atravesaron el Caribe con una dirección general hacia el occidente durante un periodo de 14 meses de observación.

Por primera vez, los resultados indican que no solo anticiclones pero también ciclones viajan a lo largo del mar Caribe al norte de 15ºN. Un remolino parece que entró al Caribe por el Paso de Anegada (*Figura 4.2*) y otro entró cruzando el Canal de St. Lucia. Un tercero se formó o entró por el norte de Trinidad. A medida que viajaron al noroccidente cruzando el Caribe central al llegar a 14ºN ellos aumentaron su tamaño. Un remolino entró por el Paso del Viento y viajo a través del mar Caimán saliendo vía el Estrecho de Yucatán seis meses después. Algunos patrones de las ANM fueron conservados pasando de la Cuenca del Caribe al mar Caimán pero fue muy clara en un caso.

Estos remolinos aparentemente fueron llevados por el flujo medio en el cual estaban rodeados. Ellos entraron cruzando el arco Antillano o se formaron de los meandros inestables del flujo zonal que atraviesa el Mar Caribe. Las velocidades horizontales estuvieron en el rango de los 20 $cm\ s^{-1}$ para los remolinos que viajaban en el Caribe oriental a algunos centímetros por segundo cuando frenaron y se intensificaron en el Caribe central. Valores altos de *rms* del nivel del mar y energía cinética arremolinada (de remolinos) en el centro de la cuenca

durante julio-octubre, sugieren que el agrandamiento de movimiento de remolinos en la zona tiene relación con la máxima vorticidad de los vientos Alisios del Noreste en el núcleo del jet de baja altura.

La escala de tiempo típica de los remolinos sinópticos que cruzaron el Caribe fue de ~100-130 días. Su tamaño en máxima expansión en el centro de la cuenca fue típicamente hasta de ~500 km. Esto es significativamente más grande que lo indicado por el número de onda integral ya que este último representa promedios sobre el área completa de una cuenca. Estos grandes remolinos decaen por efectos topográficos más que por otros mecanismos. Casi todos los remolinos llegaron a la elevación centroamericana y se disiparon allí, solo algunos pasaron a través del Canal Chibcha al mar Caimán. La interacción catastrófica con la topografía cuando los remolinos colisionan contra los bajos y bancos del área tiene gran importancia como mecanismo de retención/expulsión de larvas y huevos *(Andrade et al., 1996).*

Un remolino ciclónico se formó en el caribe Suroccidental en agosto de 1993, se movió al noreste para sumarse con una anomalía ciclónica que llegaba del oriente, expandiéndose en diámetro hasta ~700 km, y se movió al occidente hasta disiparse cuatro meses más tarde. La trayectoria de este remolino en términos generales apoya la idea de *Mooers y Maul (1998)* que el Giro Panamá-Colombia es una gran circulación ciclónica que lleva remolinos alrededor de la región Suroccidental, aunque no se encontró una tríada de remolinos.

Los remolinos en el Caribe Suroccidental se han notado anteriormente *(e.g. Wust, 1963; Gordon, 1967; Kinder, 1983; Nystuen y Andrade, 1993)* pero nunca se observaron a lo largo de su tiempo de vida hasta este estudio. Estos remolinos que se originaron en el Caribe Suroccidental, son los únicos que no traídos del Caribe oriental o directamente relacionados con la inestabilidad y movimiento de la corriente del Caribe. Ellos permanecen largo tiempo en el Caribe Suroccidental donde forman anomalías distinguibles con velocidades de giro promedio de ~40 $cm\ s^{-1}$.

La posición de la ZCIT sobre el Caribe Suroccidental durante parte del año produce una intensa máxima precipitación y máxima vorticidad (curl) del campo de viento. Probablemente los remolinos formados allí son manejados por el gradiente meridional de salinidad que resulta como consecuencia y por la acción directa del viento tanto de la vorticidad del viento y su estrés. Observaciones directas hechas por el Servicio Hidrográfico Nacional de Colombia en el Caribe Suroccidental durante 1997 y 1998 permitirán la investigación de la estructura subsuperficial de la circulación ciclónica, su variabilidad y su relación con el esfuerzo del viento.

Capítulo 5

Circulación en la Cuenca de Colombia*

5.1 Introducción

La Cuenca de Colombia se encuentra limitada en el Este por la cordillera Beata en el Caribe central e incorpora el sector profundo del océano (>4000 m) entre las masas de tierra de sur y Centroamérica. La elevación centroamericana está fracturada por algunos pasajes profundos y van desde 1800 m entre Banco Pedro y Banco Serranilla a algunos pocos metros sobre la plataforma continental de Honduras (*Figura 5.1a*). Esta incluye las plataformas continentales de Colombia, Panamá, Nicaragua y el Este de Honduras. El límite norte está definido por la presencia de Española y Jamaica. Los bajos y cayos del Archipiélago de San Andrés y la Elevación centroamericana cierran esta cuenca, separándola del mar Caimán (*Figura 5.1b*).

En la cuenca de Colombia la intensa interacción océano-atmosfera a través del estrés del viento y forzamiento termohalino (que debía llamarse realmente "halino" debido a la extraordinariamente alta precipitación y descarga fluvial), maneja flujos enérgicos y cambiantes en el tiempo, la Corriente del Caribe, la recirculación en el Caribe suroccidental llamada el Giro de Panamá-Colombia y su brazo costero, la Contracorriente Panamá-Colombia. Estos rasgos han sido analizados con base en las trayectorias de boyas de deriva (ver capítulo 3) y altimetría (ver capítulo 4) en este libro. Sin embargo, la estructura subsuperficial de los remolinos desplazados y formados en la Cuenca de Colombia descritos anteriormente no han sido descritos antes, excepto por apariciones esporádicas en secciones en toda la cuenca (*e.g. Gordon, 1967; Febres-Ortega, 1972*). Este capítulo es un intento de descripción la estructura baroclínica y el transporte de estos patrones de corriente, basado en datos in-situ y de sensores remotos.

Estudios anteriores en el Caribe central serán considerados como referencias en el límite oriental de la Cuenca de Colombia y serán comparados con los hechos para este estudio

---

* Andrade, C.A., Variaciones temporales termo-halinas en la Cuenca de Colombia, *Boletín Científico CIOH No.27,* 8-21, 2009.

en 1997. Las observaciones hechas dentro de la Cuenca nos dieron nuevas perspectivas de características poco documentadas de la oceanografía física del Caribe suroccidental. Finalmente, estudios y observaciones acerca de la comunicación con el mar Caimán serán utilizados para comparar los flujos en los límites oriental y occidental de la Cuenca.

En esta cuenca, la temperatura superficial del agua varía entre 26ºC en la estación de vientos (al final del invierno boreal) hasta 29ºC durante la época de lluvias (al final del otoño boreal). Las aguas superficiales tienen salinidades típicas de 36 *psu* con variaciones estacionales (*Hastenrath y Lamb, 1977*).

Las aguas costeras están fuertemente afectadas por la descarga fluvial del río Magdalena, el mayor contribuyente de aguas continentales al Caribe, localizado en la costa sur. Los ríos Atrato y Sinú afectan significativamente la región costera durante la estación de lluvias (*ver Figura 5.1*) y una gran precipitación ocurre a lo largo de la costa centroamericana (ver Capítulo 2). La relación T-S en la Cuenca de Colombia parecer afectarse por estos forzamientos así como por la variabilidad climática que no ha sido estudiada anteriormente y será estimada utilizando datos históricos.

En el límite noroccidental, la Elevación Centroamericana restringe y acelera la Corriente del Caribe que va hacia el noroeste más de 100 km corriente abajo. El flujo al noroeste tiene velocidades medias de hasta 0.15 – 0.30 $m\ s^{-1}$ al oeste de Banco Pedro pero en algunas ocasiones exceden los 2 $m\ s^{-1}$ en el Canal Bawihka y sobre los bancos vecinos han sido observados induciendo afloramiento topográfico (*Triffelman et al., 1992*). También se detectó una reversión de la corriente cada dos semanas en las corrientes superficiales a finales del otoño y el invierno y las tormentas tempranas de principios de primavera promueven un flujo de nutrientes en los Bancos (*Hallock y Elrod, 1988, Hallock et al., 1988*). Sin embargo hasta ahora no se había intentado estimar el transporte neto que cruza al mar Caimán a través de estos pasajes para comparar con la recirculación en la Cuenca de Colombia.

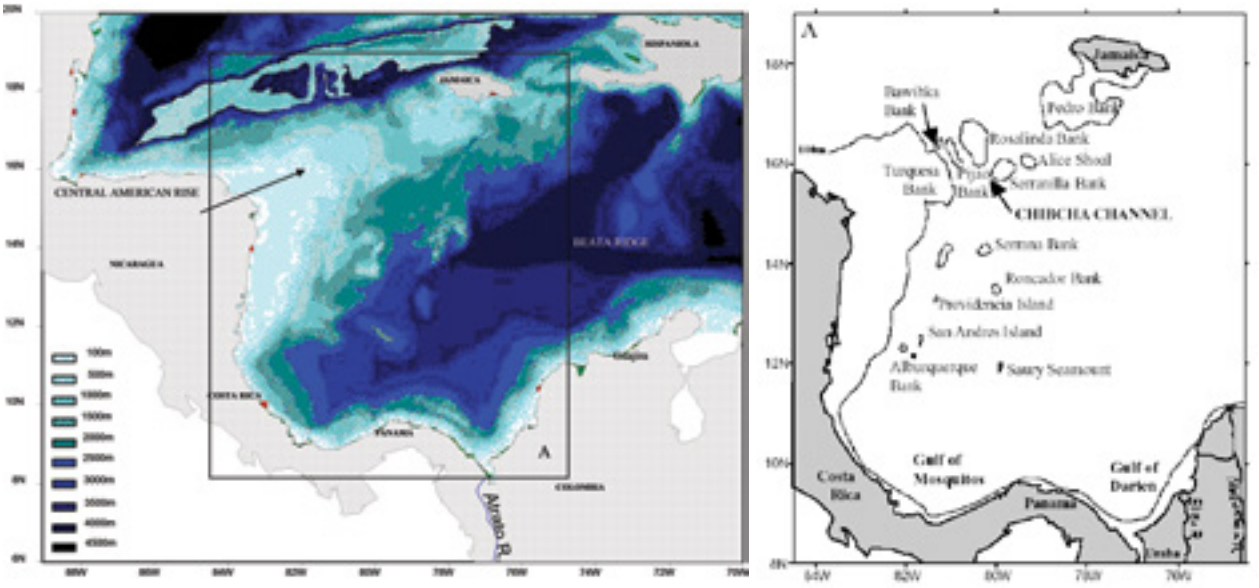

Figura 5.1 (a) la topografía submarina (adaptada de GEBCO (1994) y (b) detalles geográficos del mar Caribe suroccidental.

5.2 Metodología

Para explorar las características oceánicas de la Cuenca de Colombia se organizaron una serie de observaciones oceanográficas y se tomó ventaja de la navegación rutinaria de los buques oceanográficos colombianos para efectuar siete secciones de CTD en junio-julio de 1997 durante el "Veranillo", cubriendo la totalidad de la cuenca (*Figura 5.2a*). Cuatro transeptos fueron hechos en septiembre-octubre de 1997 durante la estación de lluvias (*Figura 5.2b*) y una Sección más en noviembre de 1997 al inicio de la estación de vientos (*Figura 5.2c*). Los datos históricos comprenden los tomados por el R/V 'Atlantis' en 1933 (*Parr, 1936*) y durante 1958 por el R/V *'Crawford' (Fuglister, 1960)* y se utilizaron para analizar y examinar tendencias de largo plazo (*Figura 5.2d*).

Las secciones 1-3 y 6 fueron realizadas a lo largo de las trayectorias de las orbitas del satélite TOPEX-Poseidón con propósitos comparativos Las estaciones de la Sección 2 fueron hechas entre los bancos y bajos a través de la Elevación Centroamericana, perpendicular a la corriente dominante. En las secciones 4 y 7, las estaciones fueron hechas perpendiculares a la plataforma continental centroamericana. Las secciones 5, 8, 9 y 12 fueron realizadas a lo largo de la ruta entre Cartagena y San Andrés, la Sección 10 a lo largo de un segmento de la Elevación centroamericana y la Sección 11 entre Colón (Panamá) y Cartagena. Las estaciones fueron hechas hasta la máxima profundidad posible con el cable disponible.

Las variables oceánicas in-situ fueron observadas con un perfilador CTD SeaBird, calibrado en la fábrica justo antes del crucero de julio de 1997. Las mediciones del CTD fueron probadas contra los valores obtenidos en una estación oceanográfica de control hecha con doce botellas Nansen en profundidades estándar afuera de la Bahía de Cartagena cada vez que el buque zarpaba. Los índices de error fueron tomados por la comparación de los datos del CTD con los termómetros de inversión y salinómetros de inducción Beckman con un error medio de 0.03 ^{o}C y 0.005 *psu* respectivamente. En ambos casos, la media fue considerada suficientemente pequeña que no se consideró necesario hacer ninguna corrección adicional a los datos del CTD. Los datos fueron tratados mediante el programa SEASOFT y los modos gráficos fueron hechos por los programas de Golden Software Inc. ® SURFER y GRAPHER para Windows.

Una imagen de temperatura superficial del mar del AVHRR en baja resolución del mar Caribe para julio 1997 fue obtenida del sitio web de NASA-JPL. Para obtener una mejor resolución en el Caribe suroccidental, se obtuvieron imágenes con datos en HRPT del sensor AVHRR de los satélites NOAA. Los datos fueron capturados en la antena del CIOH y del programa CARIACO en Venezuela cuando las condiciones de recepción fueron mejor allá. Se utilizaron el algoritmo triple-multicanal-noche para las imágenes nocturnas y el multicanal para las imágenes de día (*McClain, 1982*). La temperatura superficial del mar fue calculada con una precisión de cerca de 0.5^{o}C. Las imágenes fueron graficadas en una proyección Mercator con una resolución de 1km por píxel. La información sobre la anomalía del nivel del mar fue obtenida del sitio web del Departamento de Astrofísica de la Universidad de Colorado (CCAR). Estas son composiciones de imágenes de datos de altimetría de los satélites TOPEX-Poseidón y ERS-2 actualizando los contornos con los pasos de ambos altímetros cada tres días, permitiendo el seguimiento de anomalías de media escala en tiempo casi-real.

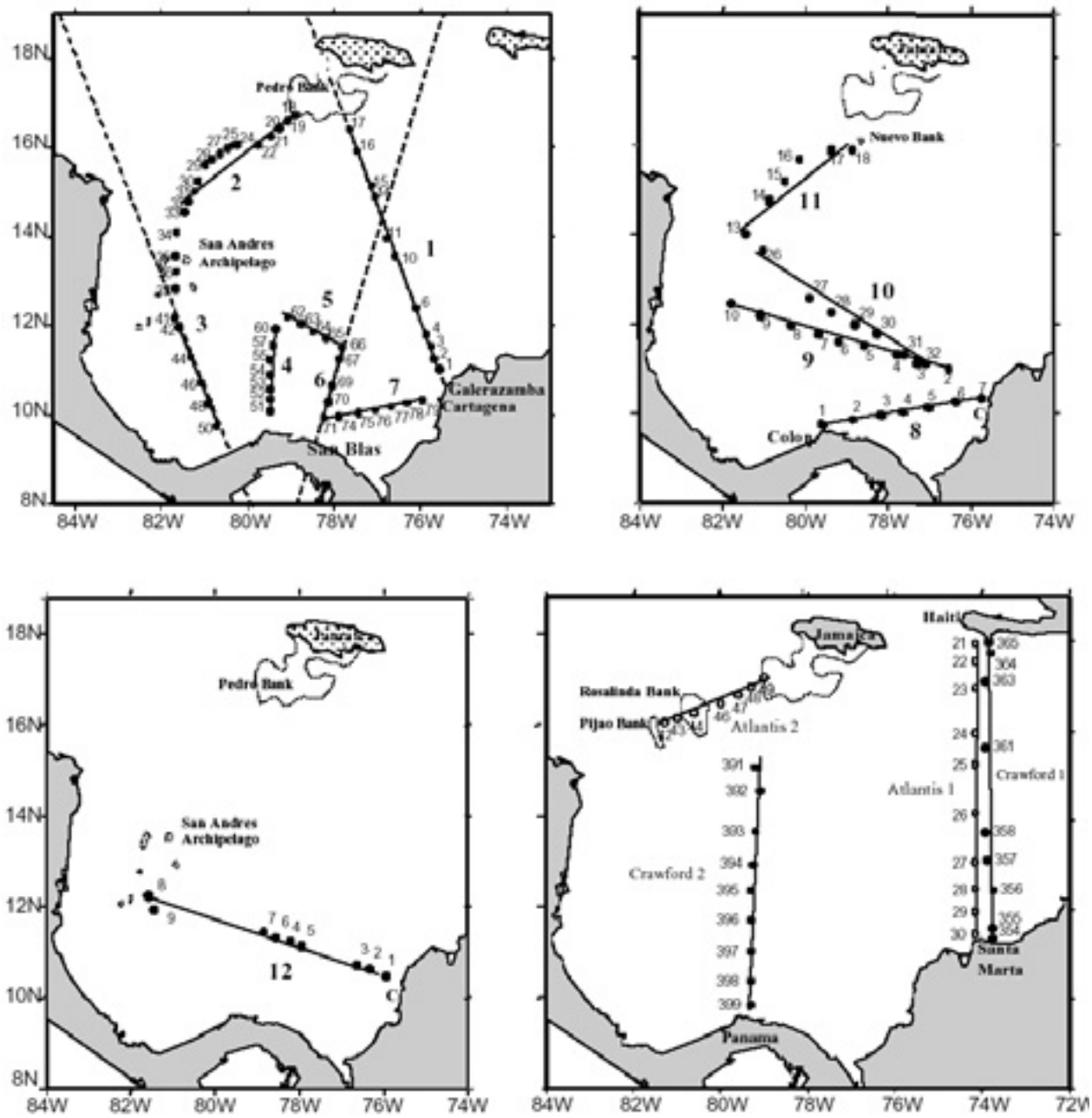

Figura 5.2 La posición geográfica de las estaciones utilizadas en el análisis. Un total de 130 estaciones de CTD fueron realizadas en 1997 como sigue: (a) 79 estaciones hechas en junio-julio en 7 secciones en la totalidad de la Cuenca, (b) 42 estaciones hechas en septiembre-octubre entre Cartagena y la isla de San Andrés y entre Colón y Cartagena y (c) 9 estaciones hechas en noviembre, (d) los datos tomados fueron comparados con dos secciones hechas por el R/V 'Atlantis' en 1933 (círculos abiertos) y otras dos secciones hechas por el R/V 'Crawford' en 1958 (círculos cerrados).

El método geostrófico para calcular corrientes relativas a un nivel sin movimiento requiere información de la distribución de la densidad tal que,

$$(V_1 - V_2) = \frac{10}{Lf}\left[\Delta D_B - \Delta D_A\right]$$

donde V_1 y V_2 son velocidades relativas sobre superficies de presión p_1 y p_2, L es la distancia entre el par de estaciones A y B, f es el parámetro de Coriolis y

$$\Delta D = \int_{p1}^{p2} \delta \, dp$$

el cuál es la integral de la anomalía de volumen específico entre el nivel de movimiento nulo en p_1 y cualquier otro nivel p_2.

La velocidad geostrófica fue calculada entre pares de estaciones utilizando el programa SEAWATER de MATLAB. La profundidad de la capa de movimiento nulo de referencia fue calculada mediante el método de Defant (*Defant, 1961*) teniendo una media de 1200 m en la Cuenca de Colombia. Estudios anteriores mostraron pequeñas diferencias (<0.05 $m\ s^{-1}$) entre los cálculos hechos con 1200 m de referencia y otros más profundos (*Gordon, 1967, Roemmich, 1981*). Para los cruceros históricos, o en aguas más someras, la profundidad de movimiento nulo se escogió como la máxima profundidad común a lo largo de las secciones. Este vario desde 350 m a 800 m o la máxima profundidad común en ambas estaciones cuando estuvieron cerca del fondo.

5.3 Distribuciones horizontales

La temperatura superficial del mar desde el AVHRR para la época del crucero de junio-julio de 1997 (*Figura 5.3a-b*) mostró una lengua fría (<27°C) extendiéndose hacia el oeste desde la zona de afloramiento en el Caribe Central y dos áreas de aguas más cálidas (>28°C) en la parte sur, una estaba en el Golfo del Darién, una piscina cálida que incorpora las plumas de los ríos Magdalena, Atrato y Sinú, y la otra en el Golfo de Mosquitos. Las observaciones de la temperatura superficial del mar *in-situ (Figura 5.3c)* corroboraron estos campos y añadieron rasgos más detallados, que fueron anomalías tanto más frías como más calientes. El campo de temperatura superficial fue similar a los valores climáticos en el Atlas (*NOAA World Ocean Data, 1994*) para esta época (*Figura 5.3d*).

En cuanto a la salinidad, lo valores en el Atlas mencionado se encuentran entre 32.0 *psu* a 36.5 *psu* con un fuerte gradiente meridional desde 35.0 *psu*, hacia la costa sur (*Figura 5.4a*). Las salinidades en superficie son similares al promedio en la mayor parte del área excepto en el suroeste. Los valores máximos de salinidad (36.4 psu) se encontraron cerca de 12°N, 78°W, en el Golfo del Darién. Las salinidades mínimas de cerca de 35.4 *psu* se encontraron en las estaciones próximas a las costas de Colombia y Panamá (*Figura 5.4b*). Las observaciones mostraron un gradiente meridional generalizado así como un fuerte frente zonal en el Caribe Central.

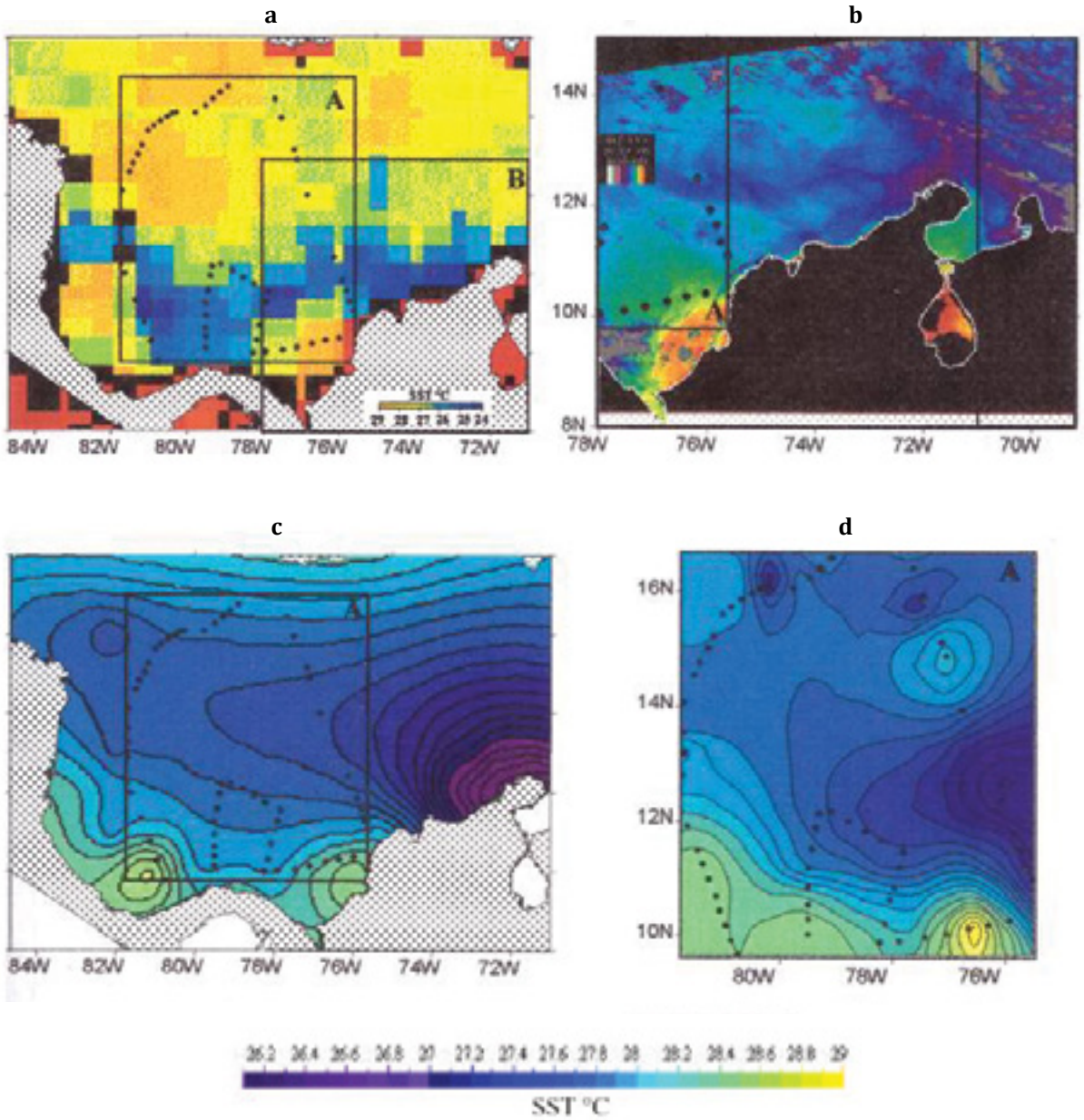

Figura 5.3 La temperatura superficial del mar en el Caribe Suroccidental desde (a) imagen de baja resolución del AVHRR del 8 de julio de 1997, (b) imagen del AVHRR de alta resolución del 5 de julio de 1997, (c) valores climáticos de superficie del Atlas del Océano *NOAA World Ocean Data (1994),* y (d) los contornos de los datos in-situ para junio-julio 1997.

Típicamente la salinidad mostró un máximo subsuperficial. Para la profundidad de máxima salinidad de cada perfil (*Figura 5.4c*) la tendencia meridional es evidente con valores más profundos en la parte norte alcanzando los 150 m. Las mínimas profundidades de 50 m ocurrieron en la misma área donde la capa de mezcla fue más somera y hubo máxima salinidad en la superficie en el Golfo del Darién.

Un mínimo de salinidad se encontró entre 650 y 820 m, el núcleo del Agua Intermedia Antártica en el área (*Wust, 1963*). Las isobatas en el Caribe Central se asomeran hacia la Elevación centroamericana (*Figura 5.4d*). Los contornos muestran la profundidad de máxima salinidad sugiriendo que la actividad de media escala en el área sur puede causar esta distribución.

Conocimiento de la circulación subsuperficial puede también ser obtenida mediante la aplicación del método de núcleo (*Wust, 1963*) – contorneando las más altas concentraciones de una variable en una capa especifica- con las salinidades máximas y mínimas en el área. Los máximos valores se encontraron en el área noreste con una extensión hacia el suroeste. Cerca de las costas, los máximos valores nunca llegaron a 37.0 *psu*. Los mínimos valores se encontraron en la parte norte mostrando como la Elevación Centroamericana limita la circulación del Agua Subtropical Subsuperficial hacia el Mar Caimán (*Figura 5.4e*) a través de los angostos pasos de dicha Elevación.

Siguiendo el núcleo de mínima salinidad, se puede seguir la influencia del Agua Intermedia Antártica en la Cuenca de Colombia. Los valores más bajos se encontraron en la parte sur y el agua se dispersa hacia el norte con salinidades más bajas de 34.8 *psu* pasando al Mar Caimán como una delgada lengua que cruza el Canal Chibcha en la Elevación de Centroamérica. Estudios anteriores encontraron que las salinidades más altas de 34.75 psu estaban restringidas al Este de 75oN (*Wust, 1963*) pero estos valores se encontraron llenando la totalidad de la Cuenca de Colombia en 1997 (*Figura 5.4f*).

La topografía dinámica media de superficie calculada desde los valores climáticos del Atlas *(NOAA World Ocean Data, 1994)*, muestran rasgos conocidos de la circulación en superficie, como es el constante flujo hacia el oeste en la parte norte, una circulación ciclónica en el Golfo en el suroeste con un flujo hacia el Este y una contracorriente a lo largo de la costa colombiana (*Figura 5.5a*).

La topografía dinámica de superficie (*Figura 5.5b*) fue calculada relativa a 1200 *dbar,* teniendo en cuenta que no se debe esperar un flujo puramente geostrófico debido al esfuerzo adicional del estrés del viento en la capa de Ekman. El relieve total fue de unos 50 centímetros dinámicos. El flujo en la parte norte fue generalmente al oeste pero contenido a seguir los rasgos topográficos del fondo: por ejemplo en Banco Pedro y girando hacia el noroeste hacia el mar Caimán. En la parte sur, aparecen dos remolinos ciclónicos, uno en el Golfo de Mosquitos y otro, del doble de tamaño, en el Golfo del Darién. El flujo hacia el oeste interactúa con estos remolinos con meandros. En el sureste. El flujo ciclónico forma parte de la Contracorriente Panamá-Colombia a lo largo de la costa colombiana. Un rasgo anticiclónico más pequeño se observó cerca de Panamá.

La profundidad de la capa de mezcla (*Figura 5.5c*) varió entre 10-20 m en el centro del Golfo del Darién hasta 160 m al sur de Jamaica. Esto muestra el flujo al oeste de la Corriente del

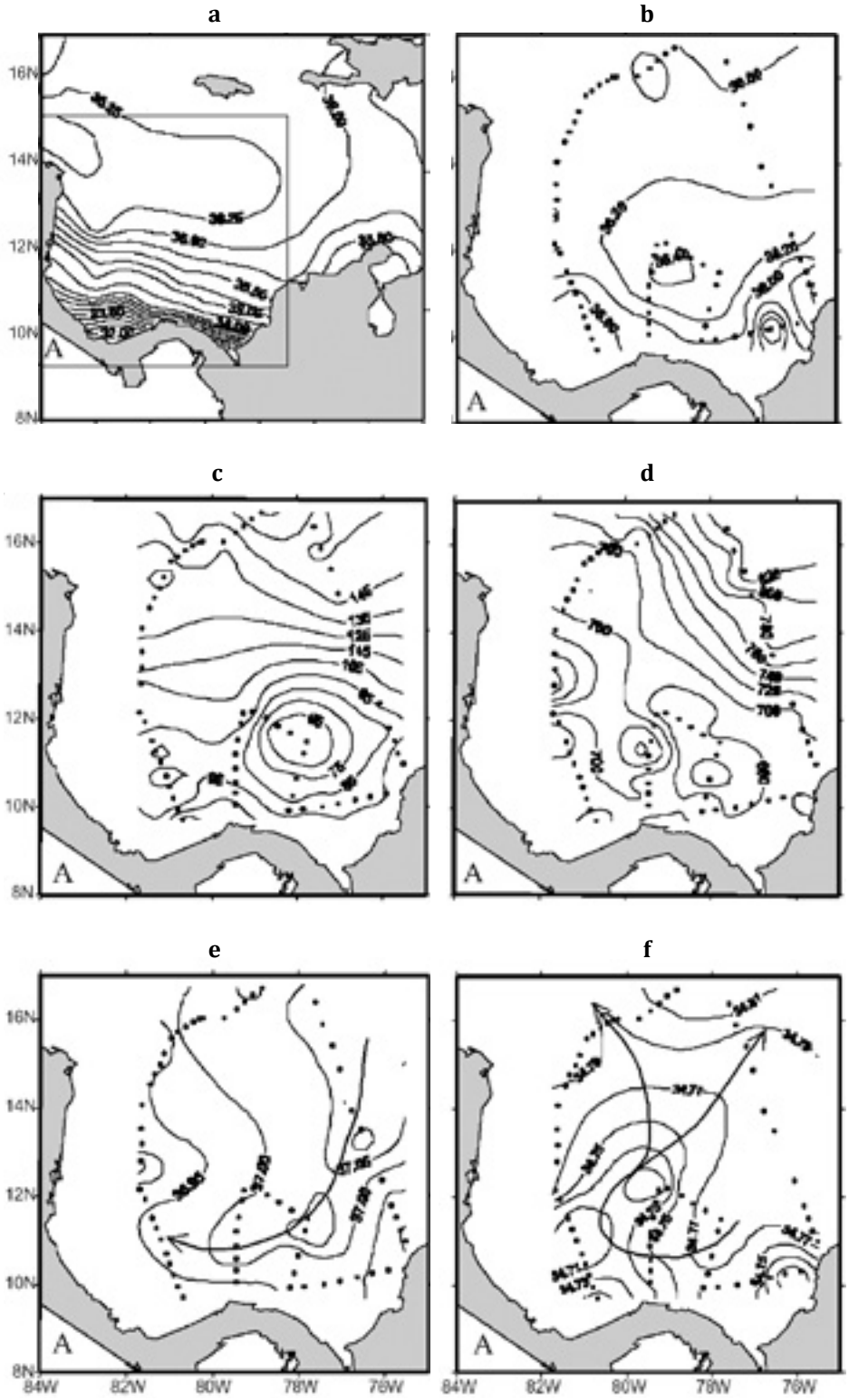

Figura 5.4 Características de la salinidad en el Caribe suroccidental durante junio-julio de 1997 (a) contornos de la salinidad de los valores climáticos en el Atlas del Océano *(NOAA World Ocean Data, 1994),* (b) la salinidad superficial medida *in-situ,* (c) la profundidad de máxima salinidad, (d) la profundidad de mínima salinidad, (e) el núcleo de máxima salinidad y (f) el núcleo de mínima salinidad. Las flechas indican la evolución de los núcleos.

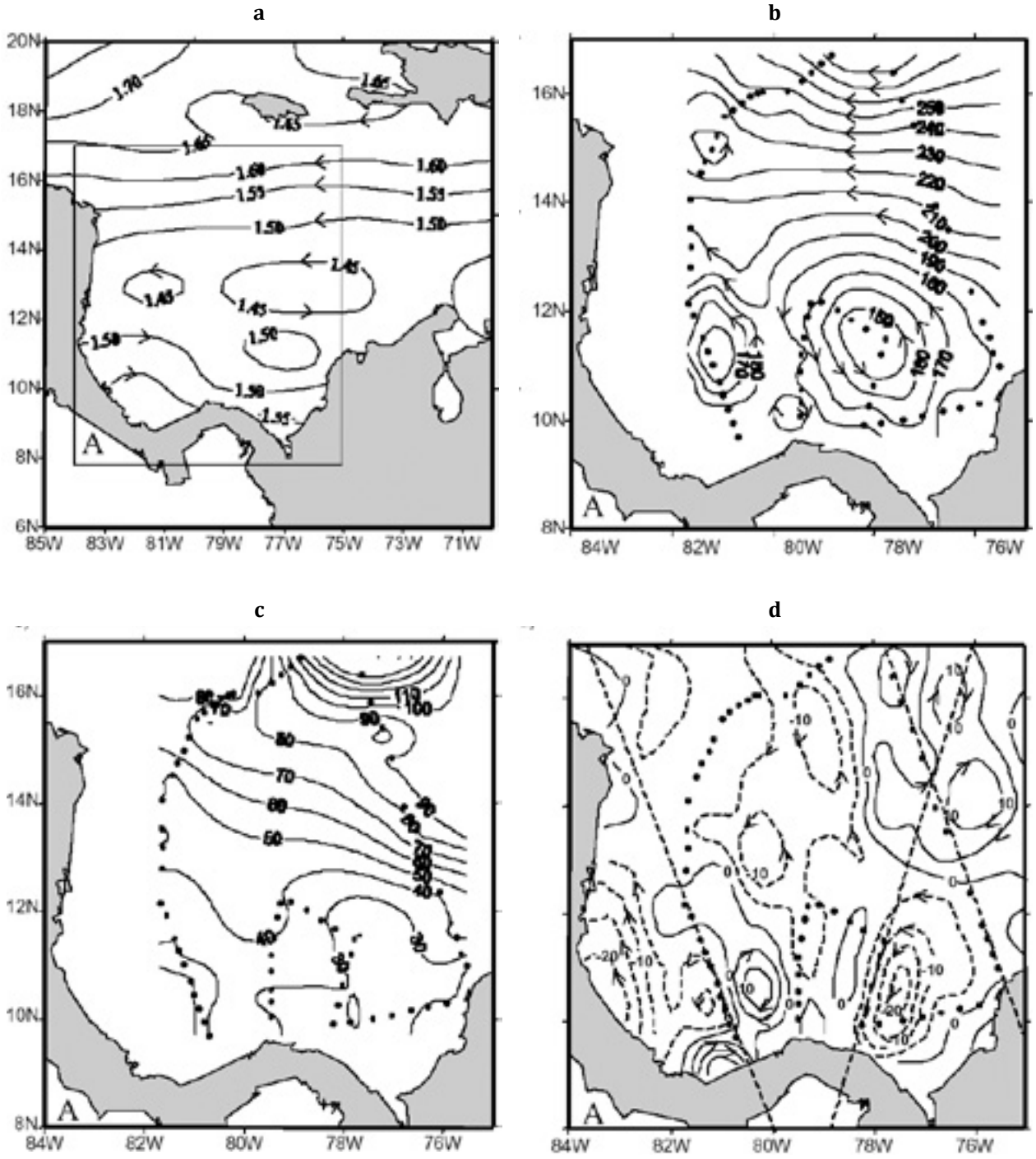

Figura 5.5 (a) topografía dinámica junio-julio calculada desde los datos climáticos (1900-1993) de la región, basada en los datos del Atlas de NOAA (1994), (b) topografía dinámica de la superficie referenciada a 1200dbar calculada con los datos el crucero de junio-julio de 1997, (c) La profundidad de la capa de mezcla del mismo crucero y (d) contornos de la anomalía del nivel del mar desde los datos del TOPEX-Poseidón y ERS-2 adaptado del CCAR para el 3 de julio de 1997.

Caribe en la presencia del movimiento ciclónico en el Darién como los demás patrones han mostrado. Por otro lado, la anomalía del nivel del mar calculado desde los datos de la altimetría de los satélites TOPEX-Poseidón y ERS-2 (*Figura 5.5.d*) contienen rasgos encontrados en la topografía dinámica como el meandro anticiclónico que produce un flujo hacia el norte saliendo de la Cuenca de Colombia y el ciclón en el Golfo del Darién. También tiene otros rasgos como el remolino ciclónico que abandona el Caribe por la Elevación Centroamericana hacia el mar Caimán y una señal ciclónica hacia la costa de Costa Rica. Las similitudes entre los campos observados y las anomalías altimétricas significan que antes que los patrones medios de la corriente, los rasgos de media escala dominan el comportamiento de la corriente en el Giro Panamá-Colombia.

5.4 Estructura de los perfiles verticales

Perfiles característicos de estaciones en diferentes regiones fueron graficados para contrastar sus comportamientos - estación 3, costa afuera de Colombia; estación 16 en la parte norte, estación 21 sobre la Elevación Centroamericana; estación 50 en el Golfo de Mosquitos y estación 63 en el Golfo del Darién.

Los perfiles de temperatura de las estaciones en el área de estudio mostraron valores típicos (>27.3°C) en la capa de mezcla (*Figura 5.6a*). La gran variación de la profundidad de la capa de mezcla en el área es causada por el fuerte gradiente meridional del estrés del viento. La menor profundidad de la capa de mezcla (<30 m) ocurre cerca de las costa de Sur y Centroamérica mientras que las estaciones del norte tienen la profundidad de capa más profundas (<120 m). Los perfiles típicos tienen una termoclina de cerca de doce grados desde alrededor de 27.5°C hasta cerca de 15°C en un intervalo de profundidad de 200 m. Debajo de 600 metros de profundidad se detectó muy poca variación de entre las estaciones.

La salinidad en la capa de mezcla vario desde 35.6 a 36.4 *psu*. Las aguas se encontraron más 'saladas' que en los valores climatológicos en la parte sur del área (*Figura 5.6b*). El incremento que ocurre en la haloclina es mayor de 0.5 psu. La máxima salinidad de 37.1 *psu* ocurrió a 170 m en la estación 16 (17°N, 75°W), en el centro del Caribe. Valores ligeramente menores de 37.0 *psu* se encontraron en la misma profundidad en otras estaciones. Debajo de 600 m la estructura vertical de la salinidad no mostró variaciones significativas.

La densidad, como *sigma-t,* mostró un rango considerable en los valores de superficie directamente relacionados con la salinidad superficial, pero la picnoclina fue claramente controlada por los perfiles de temperatura (entre 30 y 120 m). Un amplio rango de temperatura y salinidad ocurrió en la capa de mezcla pero hubo pocos cambios debajo de 600 m (*Figura 5.6c*).

La relación de temperatura-salinidad demuestra que el área estaba ocupada por Agua Superficial del Caribe (ASC) debajo de la cual se encontró Agua Subtropical Subsuperficial del Atlántico (*Worthington, 1976*), marcada por las máximas salinidades entre el fondo de la capa de mezcla y 300 m. Agua Intermedia Subantártica (AAIW) se encontró entre 300 y 800 m con mínimos valores de salinidad de 34.73 *psu* en la parte Este. El Agua Profunda del Atlántico Norte se encontró debajo de esa profundidad (*Figura 5.6d*) hasta la profundidad máxima de los perfiles que fue menor de 2000 m.

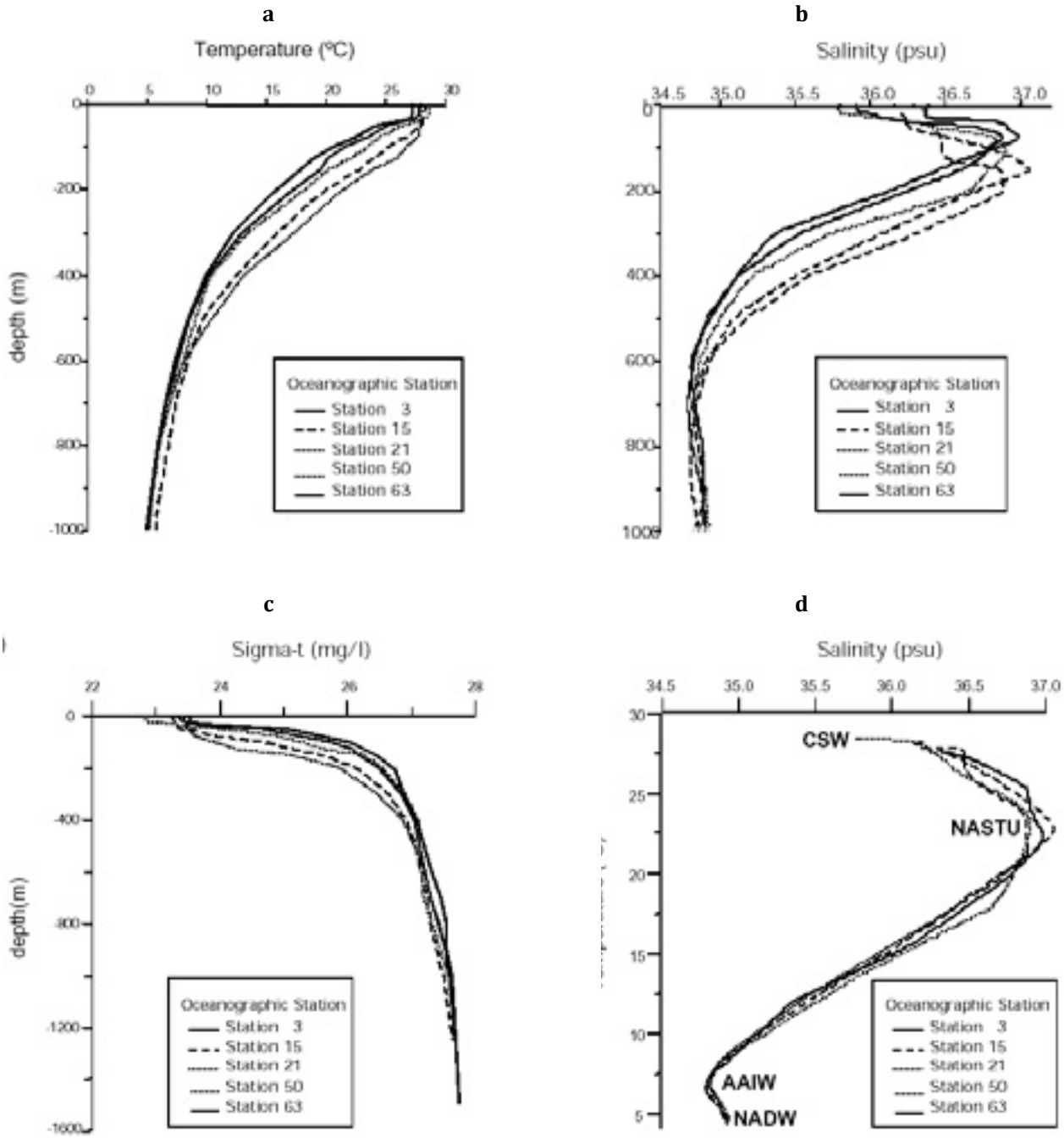

Figura 5.6 Perfiles característicos de los diferentes sectores de la región. La costa colombiana –estación 3-, el norte del Caribe –estación 15-, la elevación de Centro América –estación 21-, el Golfo de Mosquitos –estación 50 y el Golfo del Darién –estación 63-, de (a) temperatura, (b) salinidad, (c) densidad (sigma-t) y (d) la relación T-S mostrando la presencia de Agua Superficial del Caribe (CSW), Agua Subtropical Subsuperficial del Atlántico Norte (NASTU), Agua Intermedia Antártica (AAIW) y Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW).

5.5 Variabilidad de las masas de agua centrales

Las relaciones T-S muestran cambios significativos en las capas superiores de las masas de agua del Caribe. Observaciones hechas por el B.O. *'Atlantis'* en marzo de 1933 muestra salinidades más bajas en los primeros 300 m cuando se comparan con las medidas hechas en el B.O. *'Crawford'* en febrero-marzo de 1958 las cuales a su vez mostraron más bajas salinidades a las medidas en junio-julio de 1997 (*Figura 5.7*). Por esa razón, los datos históricos de otras fuentes fueron examinados para inferir posibles tendencias de esa variación.

Los perfiles T-S de 1997-1998 en la Cuenca de Colombia exhibieron un máximo de salinidad subsuperficial consistente con un alto porcentaje de NASTU, más altos que los observados anteriormente en la región, *(e.g. Parr, 1937; Wust, 1964; Herrera y Febres-Ortega, 1976; Morrison y Nowlin Jr., 1982; Gonzáles, 1987*). Las máximas salinidades próximas a 37.0 *psu* fueron medidas en la totalidad de la cuenca alrededor de 100 m, justo debajo de la termoclina y nunca se habían medido salinidades mayores a 36.85 *psu* antes de esta década.

En un intento por identificar la fuente y la variabilidad de la masa de agua central en la Cuenca de Colombia, se añadieron a los datos utilizados en el presente estudio los datos hidrográficos tomados en octubre de 1969, marzo de 1975, agosto de 1981 y abril de 1993, del Centro Colombiano de Datos Oceanográficos. Los datos fueron analizados y comparados con los del Centro Nacional de Datos Oceanográficos de los Estados Unidos NODC) en la cuadricula Mardsen de 10º mostrada en la *Figura 5.7a.* Los cuadros Mardsen 1 y 2 cubren la región afuera del mar Caribe oriental desde 10º- 20º N donde las principales corrientes alimentan la Cuenca y el área influenciada por la descarga del río Amazonas y la Corriente del Norte del Brasil desde el ecuador hasta 10ºN.

Basado en los primeros 500 m de los perfiles T-S medios de cada crucero examinado (*Figura 5.7b*), sobrepuesto a los perfiles T-S medios climáticos obtenidos de los datos del NODC en los cuadros Mardsen mencionados, calculados con los datos de CTD de 1969-1988 solamente (*Standfield et al., 1995*), las salinidades máximas del Atlántico Norte en la vecindad del mar Caribe están próximas a 37.1 *psu* mientras que las máximas salinidades de las aguas venidas del sur fueron de alrededor de 36.5 *psu.*

Todos los perfiles T-S de la Cuenca de Colombia están limitados por los perfiles medios T-S del cuadro Mardsen 1, con la más alta salinidad máxima correspondiendo a NATSU (el perfil en negrilla de la derecha) y por el correspondiente al cuadro Mardsen 2 para las aguas traídas por la corriente de Guyana hacia las Antillas Menores con la mínima salinidad máxima (el perfil en negrilla de la izquierda). Este comportamiento limitado significa que la Cuenca de Colombia se encuentra ocupada por la mezcla de estas dos masas de agua distintas y que la proporción de la mezcla varía con el tiempo.

La temperatura correspondiente al máximo de salinidad varía unos 5ºC afectada por las señales estacionales e interanuales. El análisis de la variación de la temperatura superficial en el Caribe entre 1964 y 1982 también tuvieron valores mínimos a mediados de la década de 1970, *Winter et al., (1991).*

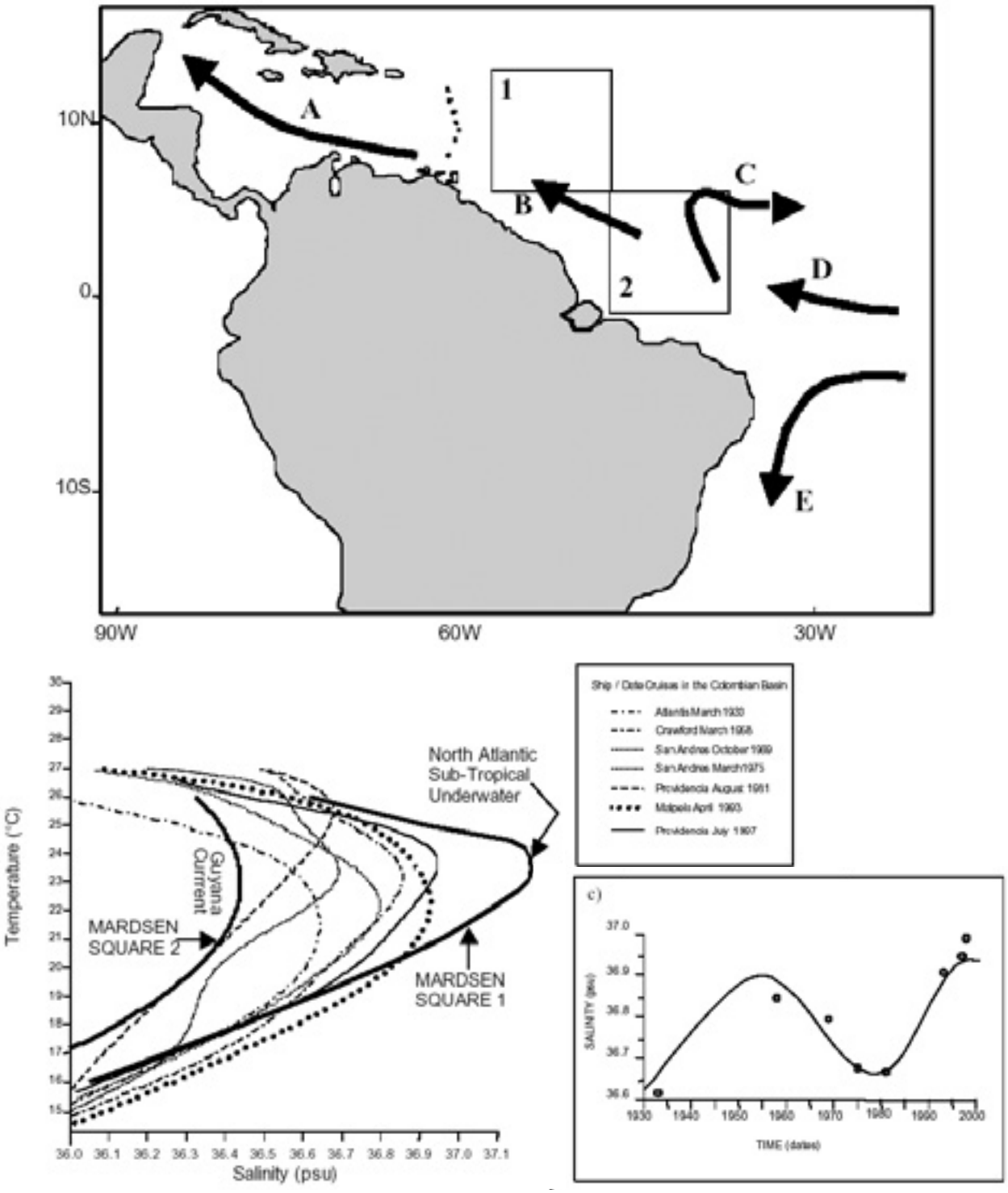

Figura 5.7 (a) mapa esquemático que muestra la Corriente del Caribe (A), la Corriente de Guyana (B), la región de la Retroflexión de la Corriente Norte del Brasil (C) *(según Richardson y Walsh, 1986),* la corriente Norte del Brasil (D) y la Corriente Sur del Brasil (E). Los números 1 y 2 en el mapa denotan las cuadricula de Mardsen desde la cual se tomaron cada uno de los perfiles medios T-S). b) las líneas gruesas muestran los perfiles T-S medios para las dos masas de agua que producen la mezcla que ocupa la Cuenca de Colombia – las líneas punteadas son perfiles medios T-S por cada crucero-. (c) La serie de tiempo de máxima salinidad mostrando un ciclo de 50 años en la cual la máxima ocupación del Agua Subsuperficial Subtropical del Atlántico Norte está ocurriendo ahora.

Una serie de tiempo del máximo de salinidad cercano a la superficie en la Cuenca de Colombia (*Figura 5.7c*) muestra un patrón de oscilación. Los cruceros realizados en 1969, 1975 y 1981 muestran consistentemente máximos de salinidad relativamente bajos como también ocurrió en 1933. Los cruceros hechos después de 1991 muestran cada vez mayores salinidades máximas que en 1958. Los cruceros hechos en 1994, 1997 y 1998 mostraron valores máximos sin precedentes en la cuenca cercanos a los 37.0 *psu.* Una curva polinomial ajustada a estos valores indica vagamente un ciclo de 50 años con una mínima en los 1930s y 1970s y máximas en los 1950s y 1990s.

Los modelos tempranos sugieren que la Corriente de Guyana recibe aguas transportadas por la Corriente Norte del Brasil desde el hemisferio sur y la introduce en el mar Caribe (*Wust, 1963*). Recientemente, ha sido notado que el Agua Central del Atlántico Sur (SACW) llega a las Antillas Menores por la separación de anillos de la Retroflexión de la Corriente Norte del Brasil (*Richardson y Walsh, 1986; Didden y Schott, 1993; Stansfield et al., 1995; Limeburner et al., 1995*) pero se ha percibido muy poco flujo entrando al Caribe (*Wilson et al., 1994*). Esto es consistente con las altas salinidades máximas que ocupan la Cuenca de Colombia en los años 90s.

Este análisis sugiere la ocurrencia de cambios climáticos de corto plazo en las máximas salinidades traídas por la variabilidad interanual de la circulación del Atlántico Norte y el Atlántico Sur y su interacción. Esto también sugiere que los cambios en la circulación del Atlántico Ecuatorial (la interfase entre las dos circulaciones hemisféricas) influencian el Caribe, exponiendo la cuenca a la ocupación alternada de aguas de origen totalmente diferente. Es posible que la naturaleza del muestreo pueda ocultar algunos otros ciclos pero pareciera improbable que las masas de agua centrales del Caribe puedan ser 'reemplazadas' con aguas de una mezcla significativamente diferente a una rata más rápida. El análisis de la anomalía de la temperatura superficial del mar para todo el Océano Atlántico mostró una periodicidad similar (*Landsea et al., 1999*). Sin embargo, se reconoce que la información es muy dispersa en el tiempo y que se debe hacer más análisis al respecto.

5.6 El límite oriental de la Cuenca de Colombia

Para estimar las características y la intensidad de la Corriente del Caribe a la entrada de la Cuenca de Colombia, se realizaron contornos de temperatura, salinidad y densidad a lo largo de la Sección 1 del crucero de junio-julio 1997 y se compararon con las observaciones de marzo de 1933 y de febrero-marzo de 1958 en secciones a través de centro del mar Caribe (*ver Figura 5.2d*).

La Sección 1 se compone de las estaciones 1 a 17 entre Galerazamba en Colombia hasta Banco Pedro en Jamaica tomadas entre 27 y el 30 de junio de 1997. Las isotermas muestran una inclinación permanente, profundizándose hacia el norte, excepto desde la estación 3 y la costa colombiana donde se profundizaron hacia el sur. Desde la estación 3 a la 17 la isoterma de 20 ^{o}C se profundizó de 100 a 250 m. En la parte norte, las isotermas en profundidades debajo de 700 m cambian ligeramente de inclinación, por ejemplo la isoterma de 6°C estuvo en 870 m de profundidad y en la estación 17 se encontró justo debajo de los 800 m (*Figura 5.8a*).

La salinidad superficial mostró tres núcleos con pequeñas características diferentes: lentes de baja salinidad (estaciones 1-3) en el sur, un núcleo de altas salinidades (estaciones 4-6) que se origina cerca de la costa colombiana en la Guajira y una piscina de bajas salinidades

(estaciones 15-17) más al Este. Las isohalinas mostraron un comportamiento similar al de las isotermas (*Figura 5.8b*). Fueron más someras en la estación 3 inclinándose hacia el fondo a ambos costados. La haloclina y la termoclina estuvieron a la misma profundidad. Los valores mínimos debajo de 700 m en el centro del Caribe corresponden al núcleo del Agua Intermedia Subantártica.

La distribución de la densidad (*Figura 5.8c*) reflejó el comportamiento termohalino descrito anteriormente mostrando una zona con una capa más densa entre las estaciones 6 y 11 relacionadas con agua aflorada. La picnoclina estuvo en la misma profundidad de la termoclina y la haloclina. La estructura baroclínica se relaciona con el patrón de la corriente geostrófica normal a la Sección de tal forma que los cambios en las inclinaciones de las isopícneas corresponden a cambios en las corrientes relativas (i.e el esfuerzo de corte vertical. Las regiones con inclinaciones opuestas de las isopícneas por encima de 200 m indican la Corriente del Caribe hacia el oeste y el flujo costero hacia el Este cerca de la costa colombiana.

Las velocidades fueron cuantificadas por medio de cálculos geostróficos relativos a 1200 *dbar* a lo largo de la Sección 1 (*Figura 5.8d*) las cuales mostraron un movimiento generalizado hacia el oeste, la corriente del Caribe, descrita por los valores negativos. En la superficie aparecen dos núcleos principales con velocidades cercanas a 0.30 $m\ s^{-1}$. Cuando se compara con el mapa de la topografía dinámica de todo el crucero (*Figura 5.5b*) se muestran cómo un meandro de la Corriente del Caribe fluyendo hacia el noroeste a lo largo de la Sección. Las velocidades hasta el oeste mayor de 0.05 $m\ s^{-1}$. se extendieron hasta profundidades cercanas a 700 m en el centro de la Sección.

La corriente con dirección al Este a lo largo de la costa colombiana – la Contracorriente de Panamá-Colombia (a veces llamada contracorriente del Darién), tiene máximas velocidades de 0.25 $m\ s^{-1}$. Este contra flujo se encontró desde la superficie hasta 200 m y desde la costa hasta cerca de 120 km afuera. Hay un flujo lento (<0.05 $m\ s^{-1}$) hacia el este, debajo de la picnoclina y los 400 km más al norte de la Sección.

El transepto hecho en marzo de 1933 a lo largo de 74o W por el B.O. *'Atlantis'* hasta 800 m de profundidad (*Figura 5.9a*) tuvo una estructura térmica similar a la encontrada en 1997 pero la inclinación hacia debajo de las isotermas hacia el norte estuvo concentrada en el centro de la Sección entre las estaciones 24-26. EL agua más fría (así como de mayor salinidad superficial) ocurrió en la parte sur (*Figuras 5.9b,c*). No aparecieron núcleos en los datos. La velocidad geostrófica no mostró la presencia de la contracorriente Panamá-Colombia en la Sección contra la costa pero en cambio, mostró un cambio de dirección que sugiere un movimiento ciclónico hasta 180 m de profundidad con velocidades máximas de 0.25 $m\ s^{-1}$. y cerca de 150 km de ancho. El centro de la cuenca estuvo dominado por solo un núcleo de corriente generalizado e intenso (>0.50 $m\ s^{-1}$) hacia el oeste, de la corriente del Caribe y se evidenció un flujo hacia el oeste amplio (~180 km), somero (<200 m) pero lento (> 0.15 $m\ s^{-1}$.) afuera de las costas de Haití en la parte norte de la Sección (*Figura 5.9d*).

La Sección realizada por la B.O. *'Crawford'* en marzo de 1958 a lo largo de 73°W mostró aguas más frías y saladas en la superficie en su parte sur, cerca de la costa colombiana con inclinaciones similares en la termoclina y la haloclina (*Figuras 5.10a,b*). La zona de afloramiento

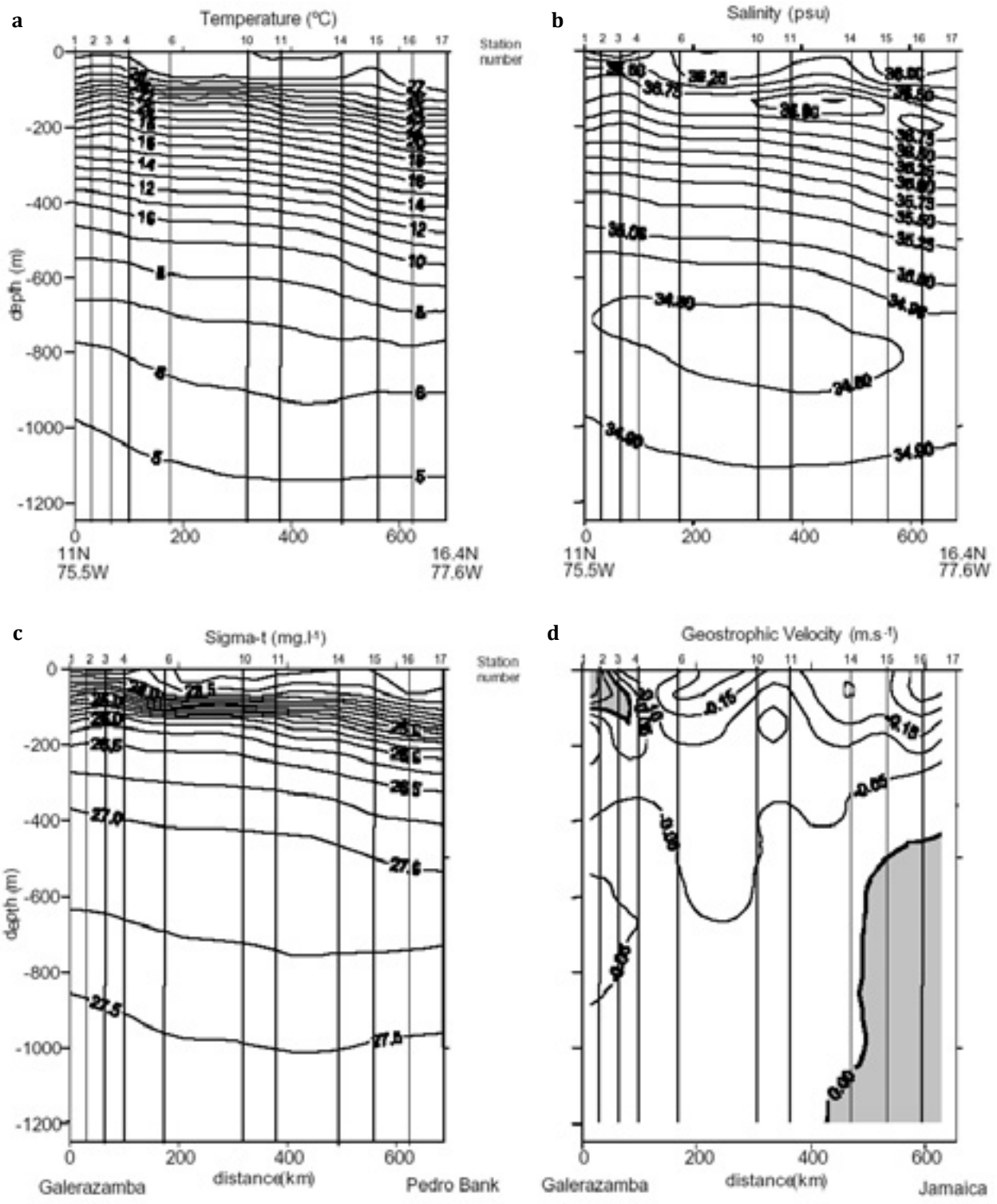

Figura 5.8 La Sección 1 desde Galerazamba (Colombia) hasta Banco Pedro (Jamaica). (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t y* (d) velocidad geostrófica. Once estaciones de CTD tomadas entre el 26 y el 28 de junio de 1997 por el ARC. 'Providencia'. Las líneas finas en los perfiles de contornos solo son indicadores de la posición de los sondeos de CTD. La velocidad geostrófica fue calculada desde 1200 *dbar.* Las áreas sombreadas indican el flujo hacia el Este. La Corriente del Caribe aparece como un flujo generalizado hacia el Oeste. Los diferentes núcleos son los meandros de esta corriente. La contracorriente de Panamá-Colombia es el flujo hacia el Este en la costa Colombiana. Nótese el lento flujo (<0.05 $m\ s^{-1}$) debajo de la picnoclina en la parte norte.

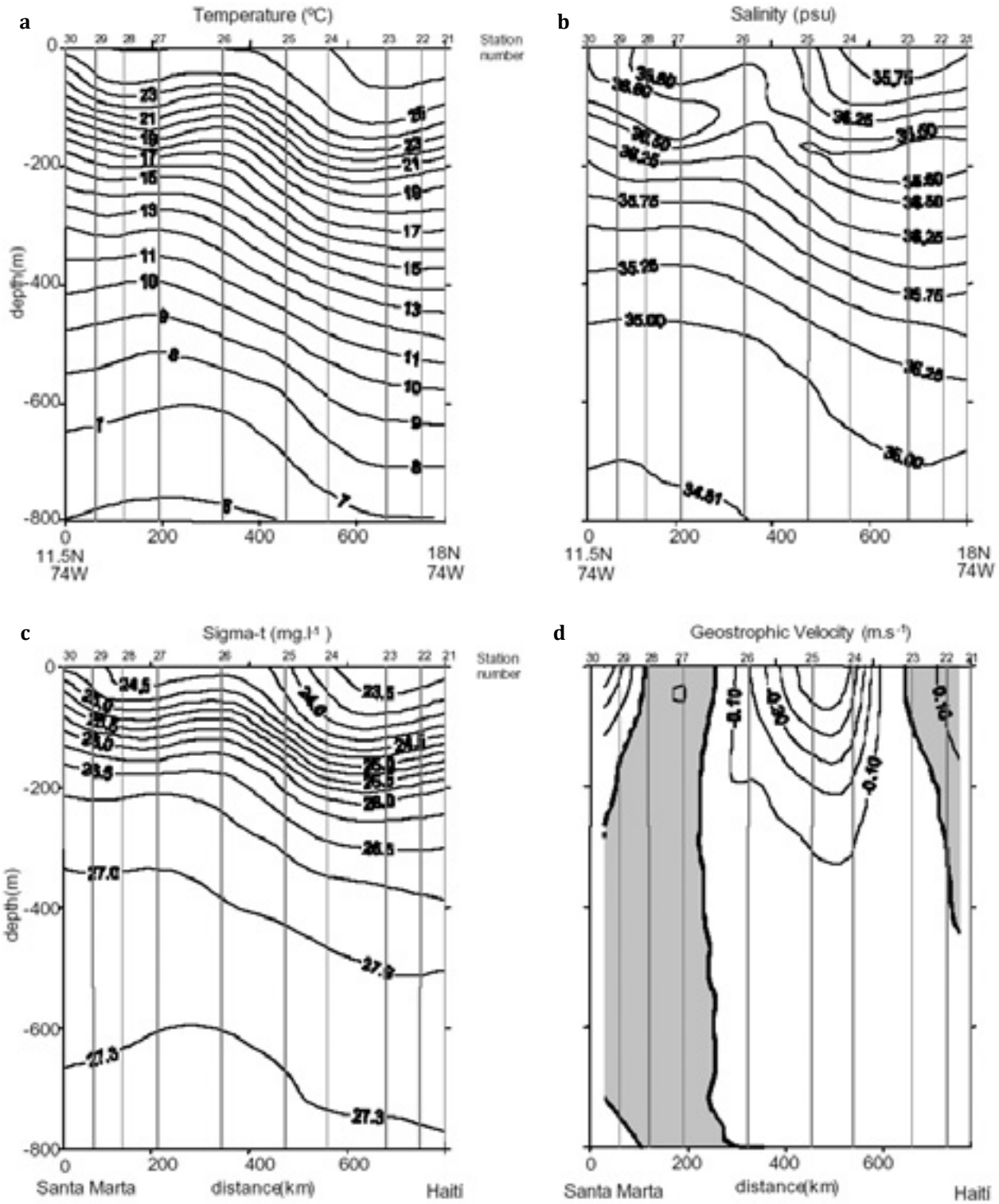

Figura 5.9 Sección Atlantis 1 desde Santa Marta (Colombia) hasta Haití (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. Diez estaciones con botellas Nansen tomadas en marzo de 1933 por el B.O. *'Atlantis'* a lo largo de 74°W. La velocidad geostrófica fue calculada desde la máxima profundidad común entre pares de estaciones. El movimiento hacia el oeste de la Corriente del Caribe aparece en el centro de la cuenca y el flujo hacia el Este ocurre cerca de Haití y se sugiere un patrón ciclónico cerca de la costa colombiana. Las líneas que se sobreponen a los contornos son indicativas de la posición de las estaciones. Las áreas sombreadas muestran el flujo hacia el Este.

de la Guajira es evidente en forma clara en la señal termohalina cercana de la superficie (*Figura 5.10c*). Las observaciones hechas a lo largo de la Sección 1 de 1997 y la realizada a lo largo de 72ºW en 1933 muestrearon la costa de Galerazamba donde el flujo hacia el oeste es dominante y no hay afloramiento. Los cálculos geostróficos más al norte mostraron un patrón similar al de 1997, con dos núcleos de la corriente del Caribe de intensidad similar (0.30 $m\ s^{-1}$) que alcanzó hasta 900 m. El flujo opuesto (hacia el Este) contra la costa de Haití también estuvo presente como ocurrió en marzo de 1933 (*Figura 5.10d*).

En cada Sección, la Corriente del Caribe estuvo en el centro de la cuenca con uno o dos núcleos haciendo meandros a lo largo del transepto. La contracorriente Panamá-Colombia estuvo presente en las dos secciones hechas más al oeste pero no fue detectada en el área de afloramiento de la Guajira y además también se encontraron corrientes profundas en la parte norte del Caribe debajo de las corrientes superficiales de esa región.

Las medidas de transporte en el límite oriental de la Cuenca de Colombia (el centro del Caribe) han sido reportadas de ser alrededor de -30 *Sv (Gordon, 1967; Roemmich, 1981; Morrison y Nowlin Jr., 1982; Kinder et al., 1985)*. Los cálculos hechos a lo largo de la Sección 1 dio -34.3 *Sv* comparado con -27.4 *Sv* de la Sección Crawford 1 referenciada a 1200 *dbar.* Estas estimaciones corroboran los cálculos previos dando valores un poco (~5 *Sv*) más elevados en 1997.

5.7 El límite occidental de la Cuenca de Colombia

Las secciones oceanográficas fueron hechas en 1997 a lo largo de la Elevación Centroamericana entre Banco Pedro y la plataforma continental de Honduras, cerca de las secciones muestreadas en 1933 y 1958. Estas secciones están entre varios bancos y bajos que están separados por tres canales principalmente, uno entre banco Serranilla y Banco Pedro que es el más profundo (~1300 m) también es el más ancho y queda en la parte norte. El Canal Chibcha (~900 m) queda entre los Bancos Serranilla y Turquesa, es más pequeño y el canal Bawihka Channel entre Banco Turquesa y la plataforma continental de Honduras que es el más somero (*ver Figuras 5.1a,b*). Las estaciones fueron hechas hasta la mayor profundidad posible teniendo en cuenta las fuertes corrientes y las grandes inclinaciones de los taludes que podían dañar el perfilador.

Basados en la distribución de la estructura temperatura en 1997, la termoclina se inclinó hacia el norte (*Figura 5.11a*). La isoterma de 18ºC estuvo 100 m más somera en el centro de la Sección que en el borde norte. La estructura de la salinidad tuvo la misma tendencia de inclinarse hacia abajo desde la estación 29 hacia el norte.

Al sur de Banco Serranilla en el momento de las observaciones a la altura de estación 24 estaba pasando a través del canal una capa superior con alta temperatura y baja salinidad (*Figura 5.11 a,b*). La estructura de sigma-t mostró una agua superficial más densa hacia el sur y un cambio de inclinación alrededor de Banco Turquesa (*Figura 5.11c*).

Las velocidades geostróficas en la Sección 2 indican un núcleo de alta velocidad de la corriente hacia noroeste, saliendo del Caribe hacia el mar Caimán a través del Canal Chibcha en el centro de la Sección. Las máximas velocidades fueron de alrededor de 0.7 $m\ s^{-1}$ justo al norte de

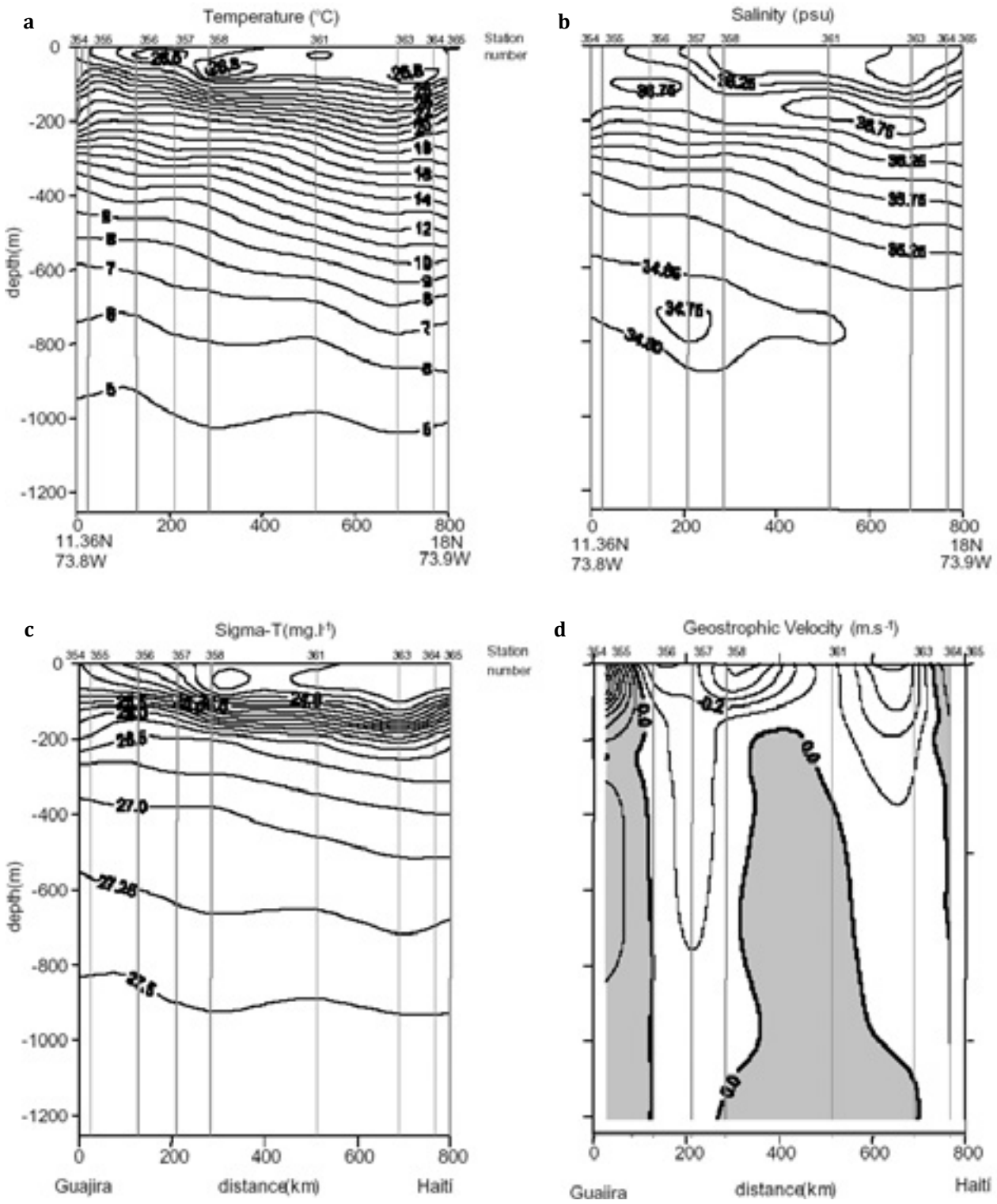

Figura 5.10 Sección Crawford 1 desde Santa Marta (Colombia) hasta Haití (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. Diez estaciones con botellas Nansen tomadas en abril de 1956 por el B.O. *'Crawford'* a lo largo de 73° 50' W. La velocidad geostrófica fue calculada desde 1200 *dbar.* Las líneas que se sobreponen a los contornos son indicativas de la posición de las estaciones. Las áreas sombreadas muestran el flujo hacia el Este. El afloramiento de la Guajira es evidente. La Corriente del Caribe estuvo divida en dos núcleos en el centro de la cuenca y hay flujos opuestos en los dos extremos de la Sección.

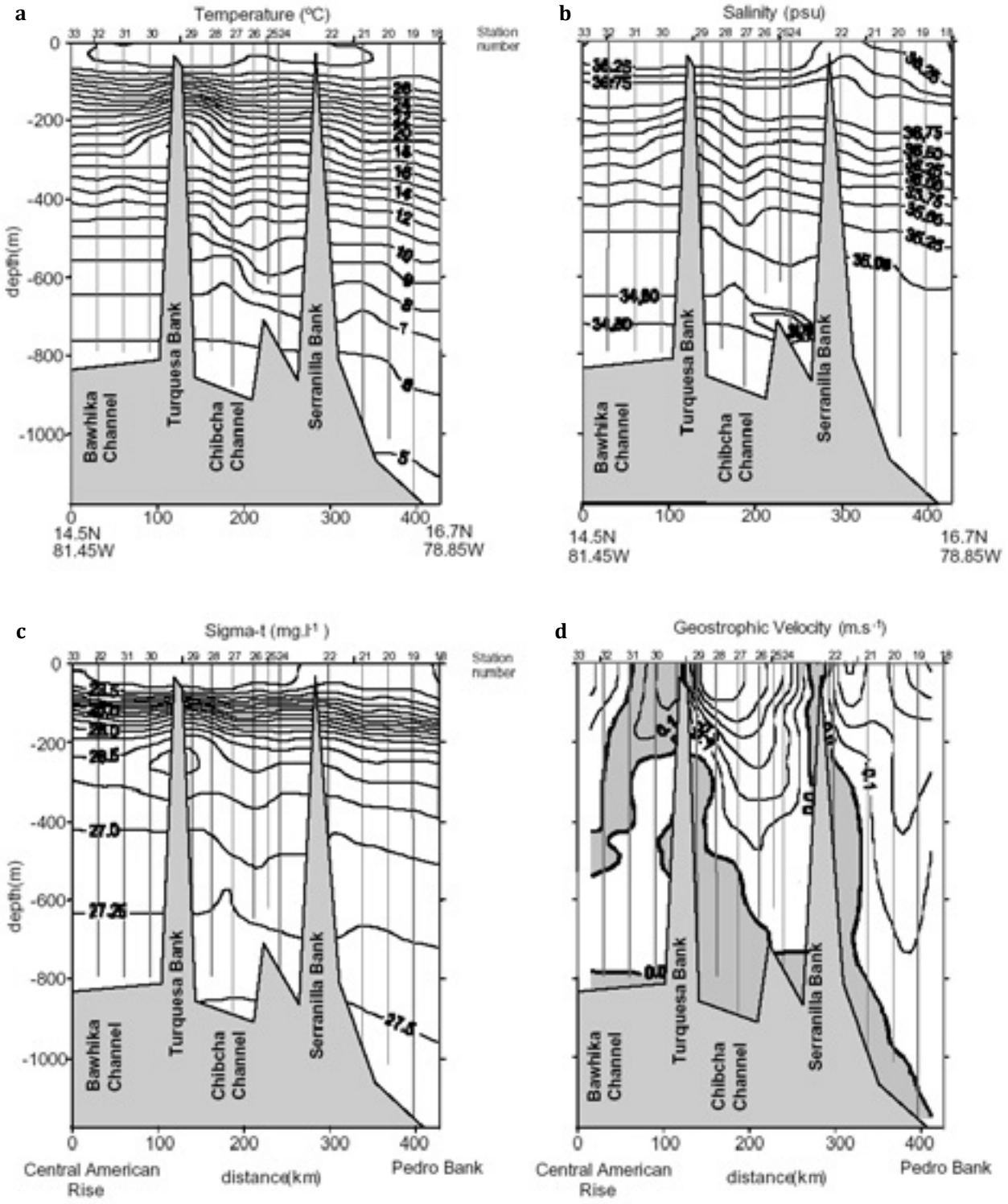

Figura 5.11 Sección 2 desde Banco Pedro (Jamaica) a la Elevación Centroamericana (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. Quince estaciones de CTD tomadas el 28 y 28 de junio de 1997 por el B.O. 'Providencia'. La velocidad geostrófica fue calculada desde la mayor profundidad común entre estaciones. Las líneas que se sobreponen a los contornos son indicativas de la posición de las estaciones. Las áreas sombreadas muestran el flujo hacia el Este. El máximo flujo hacia el Oeste ocurre en al Canal Chibcha entre los Bancos Serranilla y Turquesa. El flujo en el Canal Bawihka sugiere el paso de un remolino ciclónico hacia el mar Caimán.

Banco Turquesa y el flujo se debilitó hasta los 500 m donde ya no hubo movimiento o mostró un contra flujo muy débil sobre la silla de los canales (*Figura 5.11d*).

Se encontró una contracorriente cerca de los bajos en los bordes de los canales. En la superficie del Canal Bawihka, hubo un flujo lento (0.25 $m\ s^{-1}$) hacia el Este. Este flujo se correlaciona con las corrientes geostróficas de superficie deducida de los contornos de la anomalía del nivel del mar deducida de los satélites TOPEX-Poseidón y ERS-2 (*Figura 5.5d*) la cual muestra un pequeño remolino ciclónico pasando a través de esa región en el momento de las mediciones del buque. Las corrientes en superficie en el canal del norte alcanzan -0.5 $m\ s^{-1}$ cerca de Banco Pedro que fueron menores que en el centro del Canal Chibcha. El movimiento hacia el oeste se extendió hasta mayores profundidades (hasta 800 m) y muy poco movimiento (<0.05 $m\ s^{-1}$) fue detectado hasta el fondo.

Durante el 17-18 de octubre de 1997 se hicieron seis estaciones oceanográficas hasta 300 m en forma paralela a la Sección anterior entre Isla Providencia y Bajo Nuevo (*ver Figura 5.2*) por el B.O. ARC "Quindío". Esta Sección estuvo cerca de 100 km al Este de la anteriormente descrita, entre la Cuenca de Colombia. Cubrió solo el 70% del paso hasta el mar Caimán que si cruzó el flujo principal al sur del Banco Serranilla. Las secciones de temperatura, salinidad y densidad (*Figura 5.12 a.b.c.*) mostraron una profundización de las isolineas que se nivelan con las demás a la altura de las estaciones 16-18. Basados en la velocidad geostrófica (*Figura 5.12d*) calculada desde las profundidades comunes más profundas entre estaciones, el flujo estuvo organizado en un solo torrente de hasta 0.4 $m\ s^{-1}$ en el centro de la Sección, debilitándose hasta ser casi cero en cada lado de la Sección.

Una comparación puede hacerse con los transeptos históricos tomados durante marzo de 1933 afuera de los Bancos Rosalinda, 60 km al noroeste y paralelo al transepto hecho en 1997 (*Figura 5.13a*). La estructura termina y salina es similar con una profundización significativa de las isolineas en el centro de la Sección. La isoterma de 18°C estuvo ~300 m de profundidad en estación 48 y sobre 200 m en la estación 42 (*Figura 5.13a*). La estructura de la densidad fue por supuesto similar a la de temperatura y salinidad implicando movimiento baroclínico. La velocidad geostrófica (*Figura 5.13d*) muestra un movimiento hacia el oeste de -0.3 $m\ s^{-1}$ en el centro de la Sección y también un flujo más fuerte también hacia el oeste en el límite sur. La parte norte de la Sección (estaciones 48-49) estuvo ocupada por aguas fluyendo hacia el Este desde el mar Caimán hacia el mar Caribe con velocidades de 0.5 $m\ s^{-1}$ a lo largo de la columna de agua. Este comportamiento de la corriente es explicable con un remolino anticiclónico que está pasando a través del Canal Chibcha. Este patrón es diferente a la Sección 2 (*Figura 5.11*) en 1997 porque el movimiento hacia el Este en esta área fue espacialmente limitado y lento.

Otra evidencia de la actividad de remolinos se encontró durante marzo de 1958 en el extremo norte de la Sección hecha a lo largo de 79°W por el B.O. 'Crawford' desde Panamá hasta Banco Pedro (*Figura 5.14*). El núcleo de la corriente del Caribe es evidente entre las estaciones 397 y 393 en la superficie con velocidades hasta de 0.60 $m\ s^{-1}$. Esta Sección muestra la termoclina, la haloclina y la picnoclina asombrando en la parte norte en la estación 392 (*Figuras 5.14 a,b,c*). Se estimó un flujo geostrófico hacia el Este de más o menos la misma intensidad (0.25 $m\ s^{-1}$). En este caso, es atribuible al tránsito de un remolino ciclónico a través de la Sección (*Figura 5.14d*).

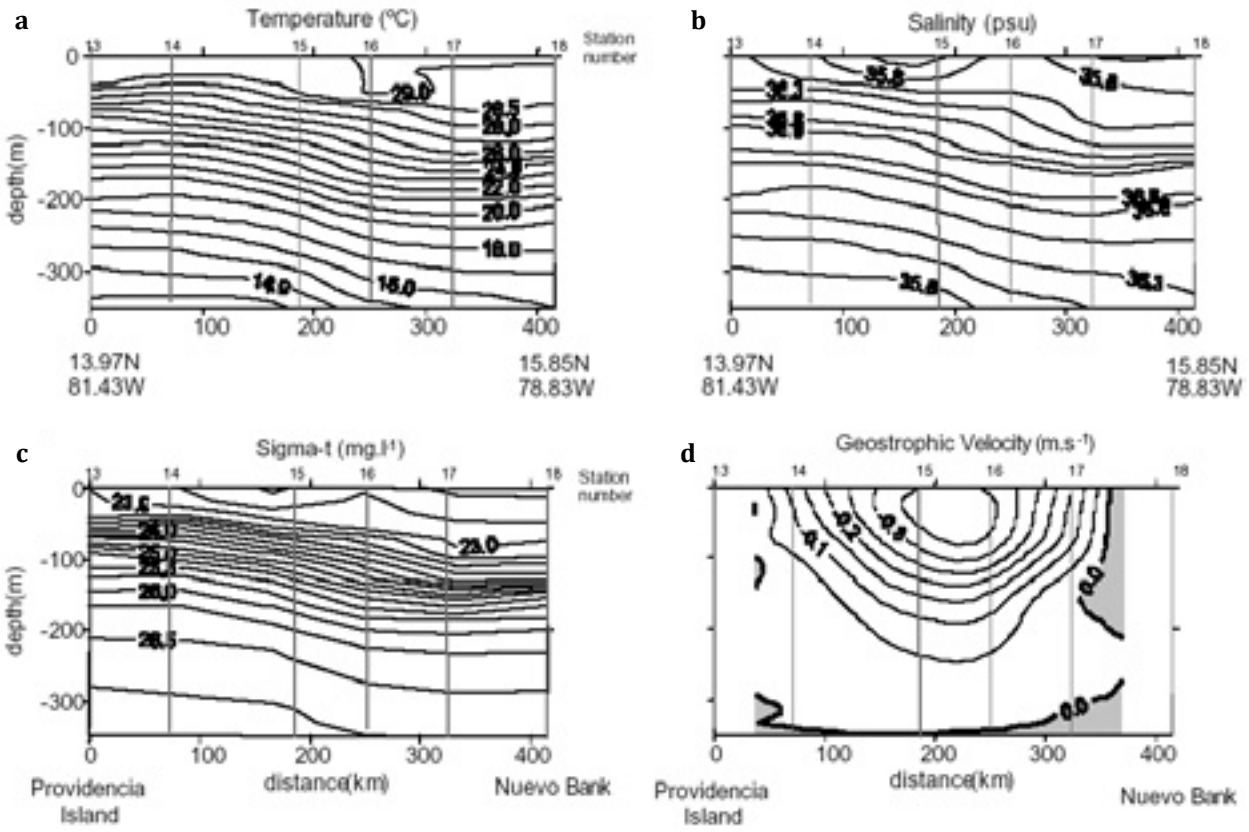

Figura 5.12 Sección 11 desde Isla Providencia hasta Bajo Nuevo durante 17-18 de octubre de 1997 por el ARC *"Quindío"* (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. La velocidad geostrófica fue calculada desde las mayores profundidades comunes entre estaciones. Las líneas que se sobreponen a los contornos son indicativas de la posición de las estaciones. Las áreas sombreadas muestran el flujo hacia el Este. El flujo está organizado en un solo torrente con velocidades hasta de 0.4 $m\ s^{-1}$ en el centro de la Sección. Este se disminuyó al Este tal vez por la presencia del Banco.

El campo baroclínico en las diferentes secciones a través de la Elevación Centroamericana indican que ciclones y anticiclones entran al mar Caimán en el momento de las mediciones. Este fenómeno hace difícil inferir cuánta agua transporta la Corriente del Caribe en la medida que cruza la Elevación, sin embargo son posibles las estimaciones si se asume que la corriente es un flujo organizado.

El transporte neto cruzando la Elevación Centroamericana se estimó en -19.6 *Sv* sobre la Sección 2, comparada con -22.0 *Sv* (*Roemmich, 1981*) basado en los datos del B.O *"Crawford"* de 1958. Comparado con los -34.3 *Sv* estimados en el límite Este, solo el 60% de este transporte cruza al Mar Caimán y el resto recircula en el Caribe Suroccidental. Sin embargo este número puede variar significativamente porque los transporte estimado en los bajos de la elevación centroamericana es tan pequeño como -4.6 *Sv* en 1933 debido a los remolinos de media escala entrando al mar Caimán.

La comparación entre las medidas de transporte particularmente en el límite oeste del área es difícil debido a la actividad de media escala es tan importante (o mayor) que la media. El

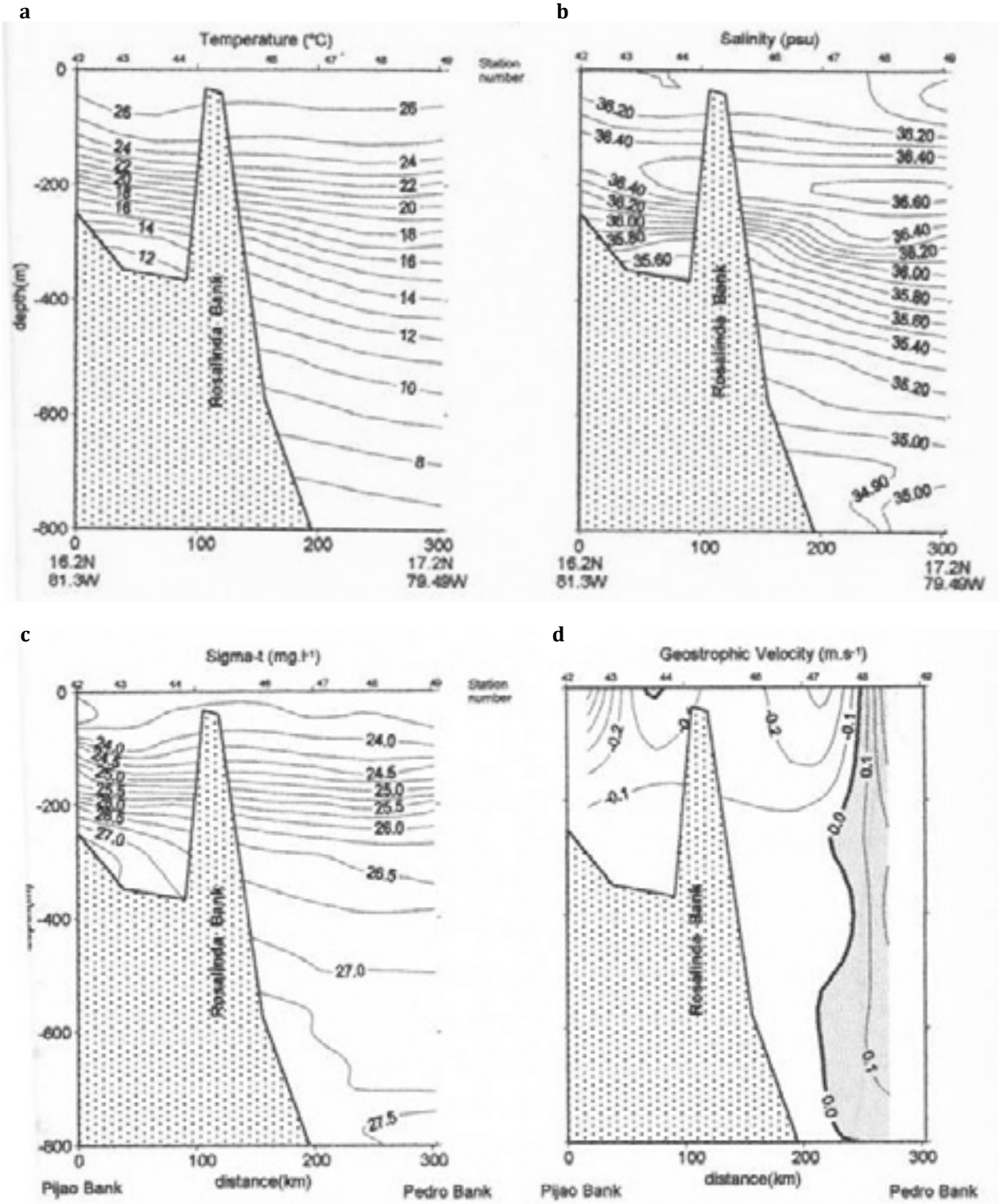

Figura 5.13 Sección Atlantis 2 desde Banco Pedro a Banco Pijao (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. Siete estaciones con botellas Nansen tomadas en marzo de 1933 por el B.O. 'Atlantis' a través del estrecho de la Elevación Centroamericana. La velocidad geostrófica fue calculada desde la mayor profundidad común entre estaciones. Las líneas que se sobreponen a los contornos son indicativas de la posición de las estaciones. Las áreas sombreadas muestran el flujo hacia el Este. La Sección muestra un flujo general al Oeste y un intenso flujo hacia el Este en la parte norte.

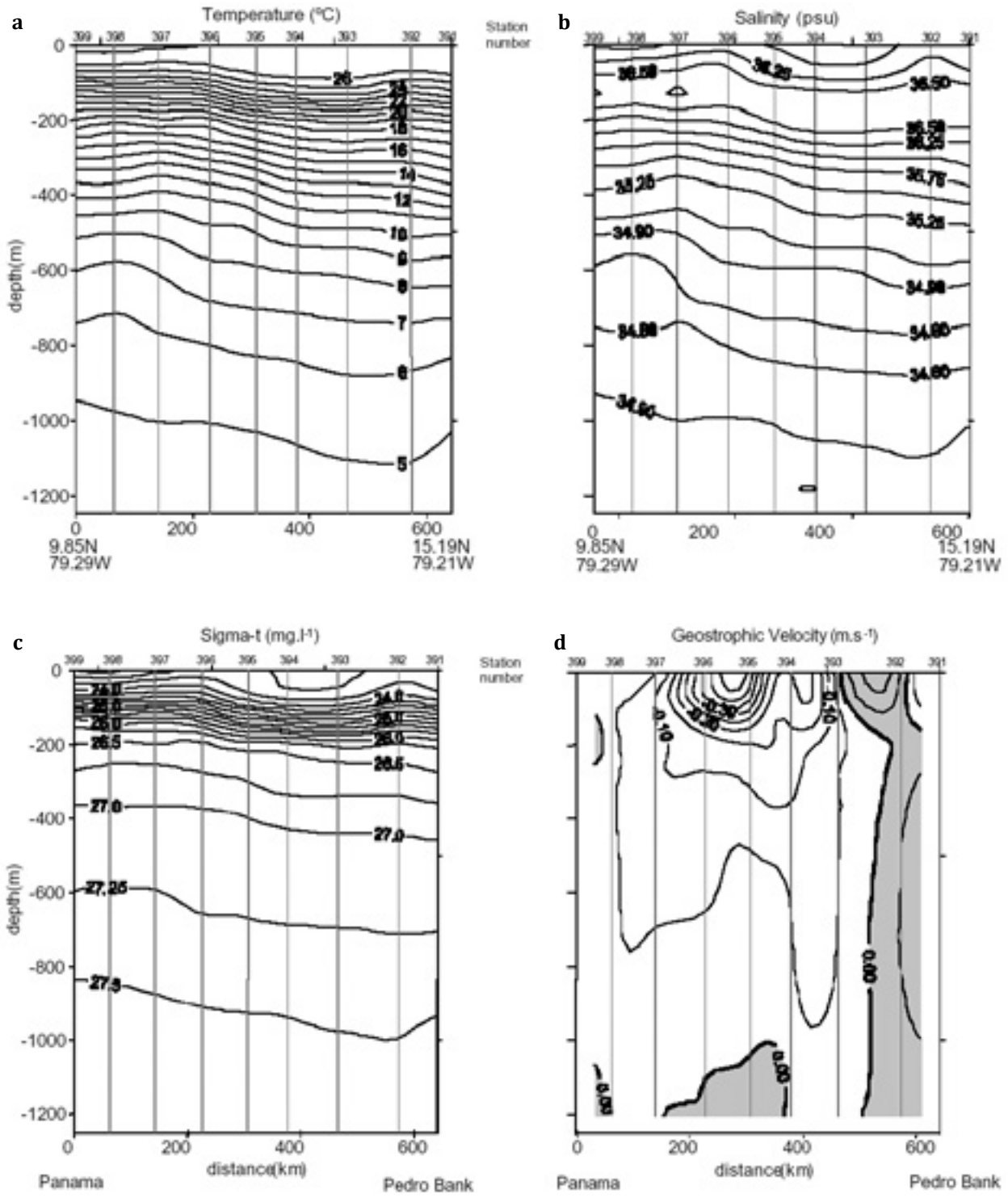

Figura 5.14 Sección hecha por el B.O. 'Crawford' a lo largo de 79oW en abril de 1958 (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. Nueve estaciones con botellas Nansen tomadas en abril de 1956 por el B.O. *'Crawford'* a lo largo de 73° 50' W. La velocidad geostrófica fue calculada desde 1200 *dbar*. Las líneas que se sobreponen a los contornos son indicativas de la posición de las estaciones. Las áreas sombreadas muestran el flujo hacia el Este. La corriente del Caribe (el movimiento hacia el oeste) se suma y aparece también un flujo opuesto aparentemente producido por un remolino ciclónico en la parte norte de la Sección cerca de Banco Pedro.

transporte neto de alrededor de 30.0 *Sv* que se ha establecido como el transportado por la Corriente del Caribe en anteriores estudios están de acuerdo con las observaciones de las Secciones 1 y 2 de este set de datos. Sin embargo, los flujos de la misma intensidad y dirección opuesta se encontraron en cada Sección analizada indicando la importancia y la cantidad de remolinos que cruzan esta región. La actividad de media escala en los estrechos bien pueden mal representar el flujo de la Corriente del Caribe ya que el flujo que pasa al mar Caimán varía considerablemente dependiendo del sentido de rotación de los remolinos que cruzan.

5.8 El mar Caribe Suroccidental

El área encerrada por la masa de tierra de Centro y Suramérica dentro de la Cuenca de Colombia compone el Caribe Suroccidental. Dos rasgos principales dominan la circulación del área, la Contracorriente Panamá-Colombia y el Giro Panamá-Colombia. El flujo hacia el Este a lo largo de la costa de Panamá y Colombia ha sido reportado desde los primeros estudios. *Wust (1963)* infirió que la Corriente hacia el Este formando el límite sur de un giro ciclónico grande que domina la Cuenca de Colombia, y se extiende desde la costa de Costa Rica hasta el norte de Colombia antes de regresar al Oeste. *Gordon (1967)* estimo el flujo hacia el Este en la costa de Panamá cerca de 79°W tiene una velocidad superficial de 0.4 $m\ s^{-1}$. Este flujo ha sido examinado con boyas de deriva seguida desde satélite (ver Capítulo 3). Esta contracorriente ha sido encontrada en diferentes ocasiones y por diferentes métodos. Por ejemplo *Pujos et al., (1986),* basados en información de las Cartas de Navegación y de imágenes Landsat, estableció que la contracorriente tiene una variabilidad estacional, que apenas influencia el Golfo de Urabá (77°W) durante la época de vientos y domina la costa colombiana hasta la Península de la Guajira (72°W) durante la estación de lluvias.

Cerca de la costa del Golfo del Darién el flujo hacia el Este se calculó geostroficamente como de 0.25 $m\ s^{-1}$ (*Barbosa y Cabrales, 1988*) y las medidas de corriente que fueron hechas sobre la plataforma continental entre el Golfo de Urabá y Cartagena durante septiembre de 1983 (*Andrade y Cabrales, 1986*), encontraron velocidades cercanas a la costa de un poco más de 0.1 $m\ s^{-1}$ hasta 1.0 $m\ s^{-1}$, 20 km al norte de Cartagena, aumentando su fuerza hacia el borde de la plataforma (*Figura 5.15*). Este flujo también fue detectado desde la distribución horizontal de la salinidad (*Cabrera y Donoso, 1993*). Durante el crucero de julio de 1997, se efectuaron estaciones de CTD, perpendiculares a la plataforma continental (*Figura 5.2*) de tal manera que pudieran mostrar la estructura de estos flujos.

5.8.1 El Golfo de Mosquitos

La Sección 3 desde San Andrés hasta Panamá (*ver Figura 5.2*) fue la única Sección que cruzo el Golfo de Mosquitos. La distribución de la temperatura muestra una elevación de las isotermas en el centro de la Sección (*Figura 5.16a*) que, por ejemplo, la isoterma de 10°C es levantada 100 m en 100 km de distancia entre estaciones 42 y 43. Las isotermas sobre los 200 m se inclinaron bajando hacia la costa de Panamá. La salinidad de la capa superficial se mostró ocupada por lentes de agua más dulce (Figura 5.16b). La isolínea de 36 *psu* estuvo en la superficie del mar en la estación 41 y se inclinó permanentemente hacia abajo hasta los 40 m de profundidad cerca de la costa panameña en la estación 50.

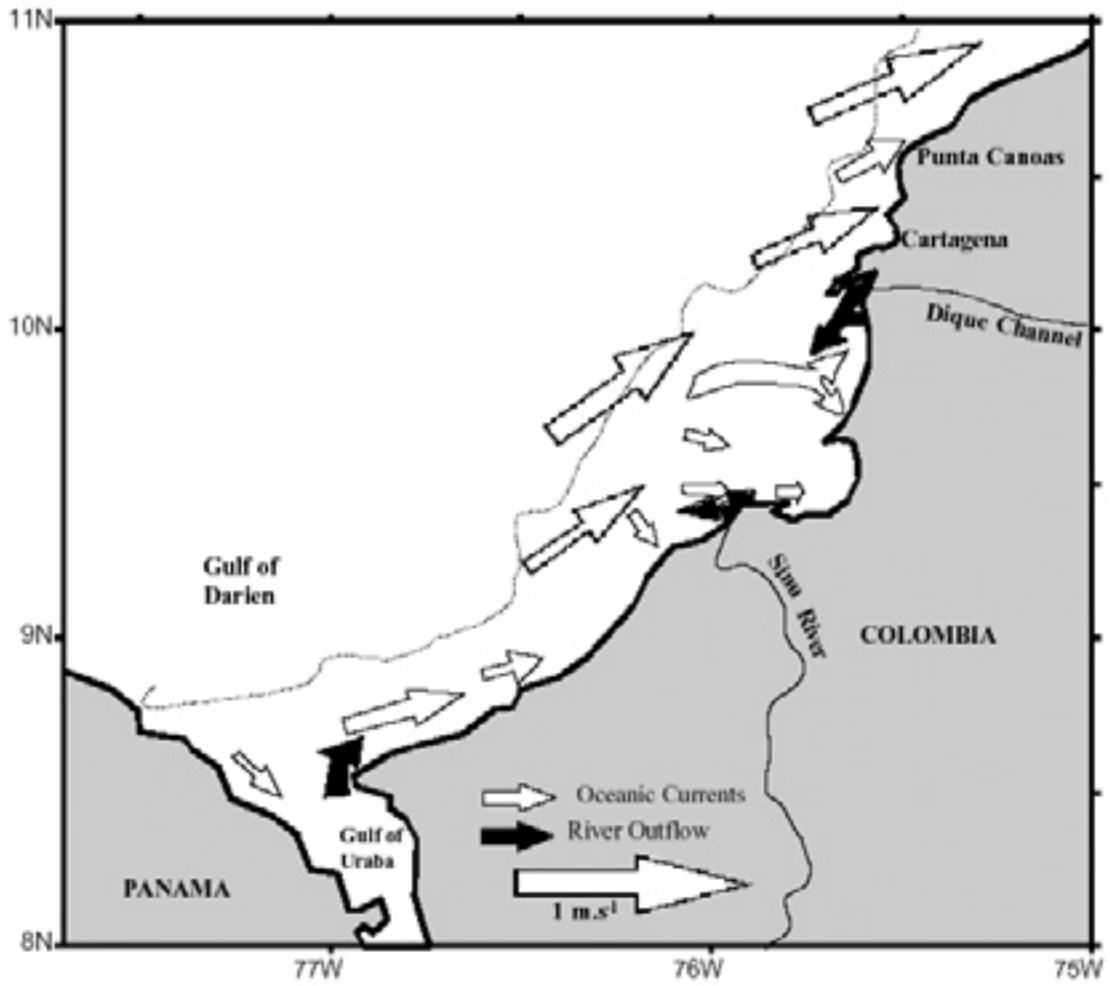

Figura 5.15 Diagrama esquemático de las corrientes en superficie basada en *Andrade y Cabrales (1986)* mostrando la Contracorriente Panamá-Colombia a lo largo de la costa colombiana así como las descargas de los ríos (tomado de *Javelaud, 1981*). Las mayores intensidades de la corriente se encontraron a lo largo del borde de la plataforma continental (línea punteada).

La Sección de densidad (*Figura 5.16c*) indica un pequeño abombamiento de la picnoclina en el centro de la Sección con pequeñas ondulaciones superpuestas, por ejemplo al sur de la isla de San Andrés. La estructura debajo de los 500 m parece relativamente plana. La Sección de velocidad geostrófica sugiere la presencia de un remolino ciclónico en la parte central (*Figura 5.16d*). El cambio de velocidad que había un remolino con velocidades máximas de 0.55 $m\ s^{-1}$ en 100 m de profundidad, centrado en estación 45. El ciclón es más intenso en la superficie pero afecta la circulación de cerca de 800 m y está distribuido sobre 200 km en la superficie. Este ciclón detectado en la parte central de la Sección confirman observaciones previas (*e.g. Brucks, 1971; Nystuen y Andrade, 1993*) y aparece frecuentemente en la actividad de media escala (ver Capítulo 4). Debajo de los 800 m hay muy poco movimiento en el Golfo. Atrapado contra la costa de Panamá se encontró un movimiento hacia el oeste con flujo máximo (<0.4 $m\ s^{-1}$) a 200 m. En la otra esquina de la Sección el flujo fue hacia el Este cerca del Archipiélago de San Andrés.

El flujo hacia el oeste contra la costa de Panamá no corresponde a la esperada Contracorriente de Panamá-Colombia y sugiere que hubo un flujo subsuperficial costero en el Golfo de Mosquitos es opuesta a la circulación ciclónica general detectada allí. En el momento de las observaciones, se detectó una débil Contracorriente de Panamá con las observaciones de CTD y de la inclinación de la superficie del mar de Topex-Poseidón (*ver Figura 5.5d*). El ancho de este flujo hacia el Este fue menor de 120 km atrapado contra la costa, y alcanzo máximas velocidades de 0.4 $m\ s^{-1}$ alrededor de 200 m.

5.8.2 La Sección entre Panamá y el Monte Saury

Esta Sección estuvo compuesta de las estaciones de la 51 a la 60 del crucero y se corrió hacia el norte desde la costa de Panamá hasta 300 km costa afuera a lo largo de 79ºW. Su límite norte fue 12ºN cerca de la montaña submarina Saury. Las isolineas de temperatura, salinidad y densidad en las capas superiores a 400 m se inclinaron hacia abajo hacia la costa desde 120 km afuera (*Figuras 5.17a,b,c*) donde las isolineas se nivelan. La "piscina de agua dulce y cálida" frente a Panamá ocurre en las cuatro estaciones más al sur. La isolinea de 36 psu estuvo a 60 m de profundidad frente a la costa de Panamá y rompe en la superficie 160 km más al norte.

Las corrientes geostróficas que cruzaron la Sección (*Figuras 5.17d*) muestra un flujo superficial hacia el Este contra la costa de Panamá con una velocidad máxima cercana a 0.6 $m\ s^{-1}$. Hacia el norte un débil flujo hacia el oeste se extiende por 100 km con un núcleo alrededor de 80 m de 0.6 $m\ s^{-1}$ y se sintió hasta 600 m de profundidad. Esto corresponde a los meandros del flujo hacia el sur del ciclón centrado en el Golfo del Darién que gira de nuevo hacia el Este en la parte sur contra la costa de Panamá.

La Sección descrita anteriormente fue realizada sobre la misma posición de la Sección muestreada por el B.O. "Crawford" en 1958 mostrada en la *Figura 5.14*. La temperatura y la salinidad revelaron una suave pendiente hacia el norte en el centro de la Sección con inclinaciones opuestas cerca de la costa de Panamá. Este Sección no mostró mucha actividad de media escala como la descrita anteriormente talvez debido a la gran distancia entre estaciones pero muestra el flujo a lo largo de la costa panameña transportando alrededor de 0.5 *Sv* hacia el Este. La corriente del Caribe tiene un núcleo entre 100-200 m con dirección oeste entre estaciones 53-54. En los alrededores de estación 55 está presente un flujo superficial al Este y más hacia el norte ocurren bandas de flujos a ambos costados.

5.8.3 Sección Cartagena – San Andrés

Esta Sección fue visitada cuatro veces (secciones 5.9,10 y 12) durante el periodo de observación, porque esta queda a lo largo de esta ruta que es bien frecuentada. La Sección 5 estuvo compuesta por las estaciones 61-66 que muestreo la ruta cruzando el centro del Golfo del Darién en julio de 1997. Las distribuciones termohalinas (*Figuras 5.18 a,b,c*) muestran una inclinación permanente hacia arriba hacia el Este en los primeros 200 m tan lejos como hasta la última estación. Esta distribución produce un flujo geostrófico de superficie generalizado hacia el sur (*Figura 5.18d*) correspondiente al remolino ciclónico descrito en la topografía dinámica. La circulación es también evidente en los contornos de anomalía del nivel del mar (*ver Figura 5.5 d*) y fue significativo hasta los 400 m de profundidad.

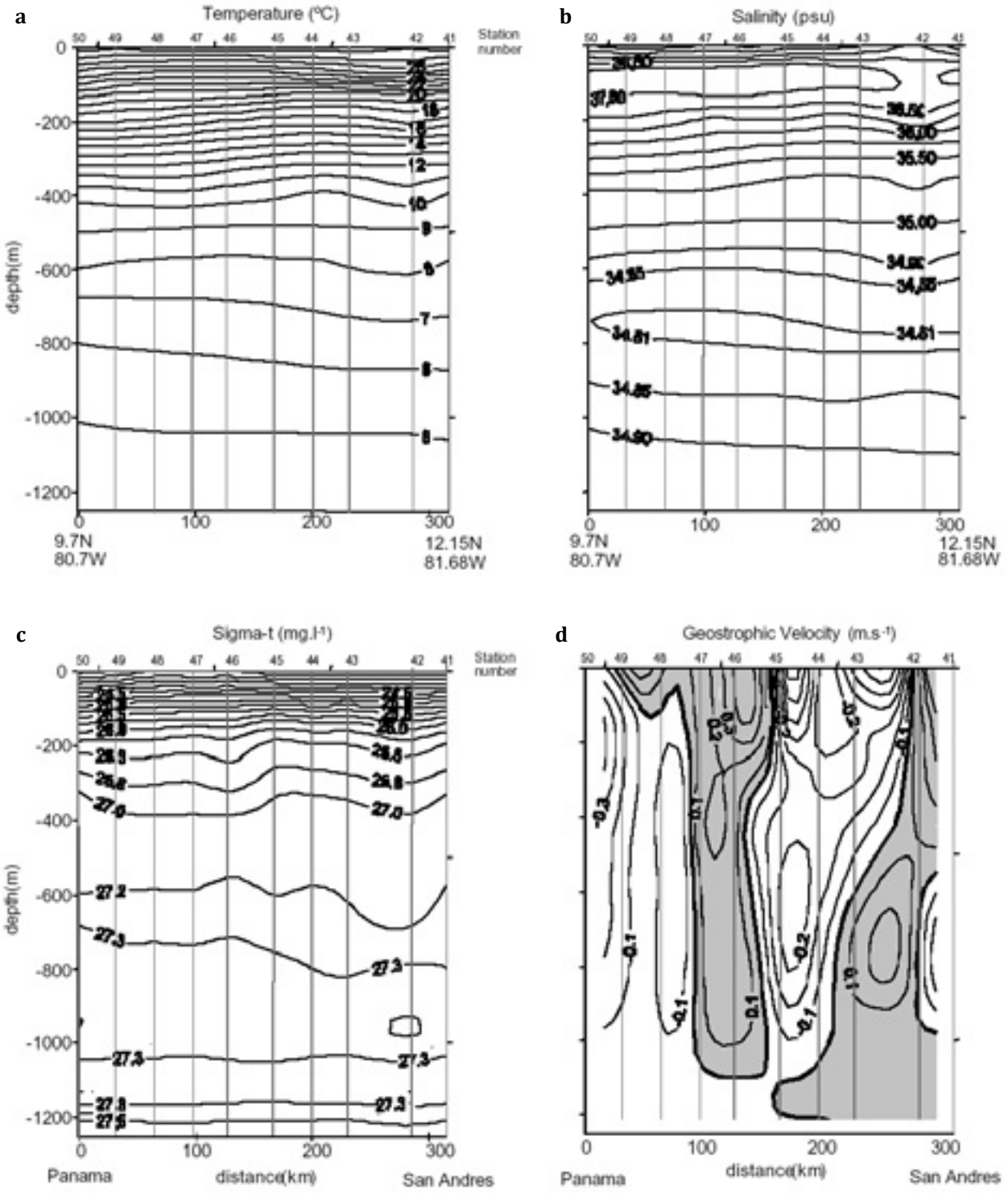

Figura 5.16 Sección 3 desde Isla San Andrés hasta Panamá. Nueve estaciones de CTD durante 3 y 4 de julio de 1997 por el ARC *'Providencia'* (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. La velocidad geostrófica fue calculada desde 1200 *dbar.* Las líneas que se sobreponen a los contornos son indicativas de la posición de las estaciones. Las áreas sombreadas muestran el flujo hacia el Este. Los flujos opuestos en el centro de la Sección están relacionados con un remolino ciclónico en el Golfo de Mosquitos. La corriente subsuperficial costera hacia el oeste de cerca de 0.4 $m\ s^{-1}$ a 200 m debajo de la Contracorriente de Panamá-Colombia no había sido reportado anteriormente.

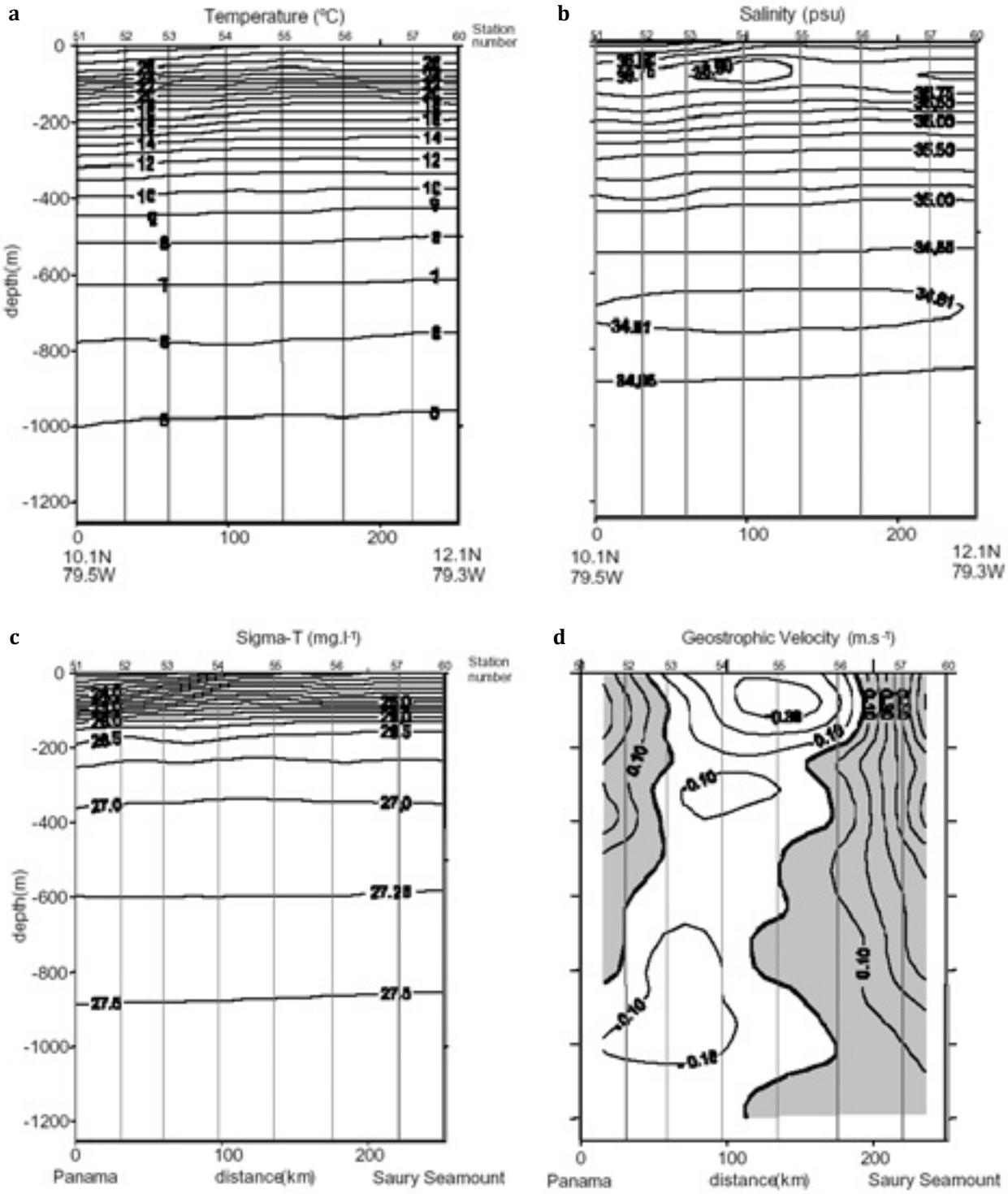

Figura 5.17 Sección 4 desde Panamá hasta el monte submarino Saury. Ocho estaciones de CTD tomadas el 4-5 de julio de 1997 (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. Las líneas sobrepuestas indican la posición de las estaciones de CTD. La velocidad geostrófica fue calculada desde 1200 *dbar.* Las áreas sombreadas indican flujo hacia el Este. El movimiento ciclónico centrado en el Golfo del Darién hace meandros a lo largo de la Sección formando la Contracorriente Panamá-Colombia cuyo núcleo de 0.4 $m\ s^{-1}$ estuvo centrado en alrededor de 100 m de profundidad.

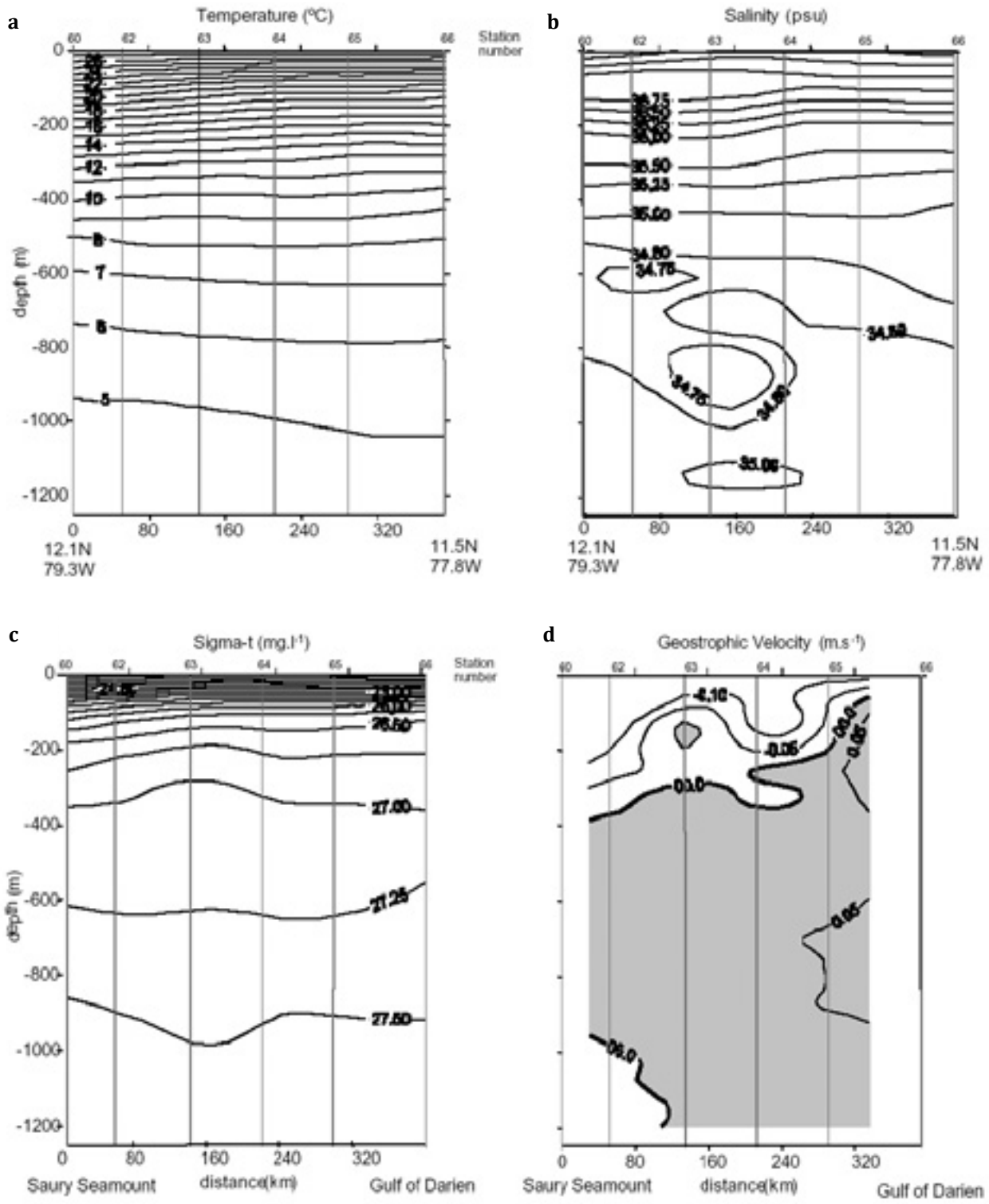

Figura 5.18 Sección 5 desde el monte submarino Saury hasta el Golfo del Darién. Seis estaciones de CTD tomadas el 5 de julio de 1997 (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. Las líneas sobrepuestas indican la posición de las estaciones de CTD. La velocidad geostrófica fue calculada desde 1200 *dbar.* Las áreas sombreadas indican flujo hacia el Este. El flujo hacia el sur corresponde al movimiento ciclónico en el centro del Golfo del Darién.

Esta Sección fue localizada convenientemente para compararla con tres Secciones hechas por el ARC. "Quindío" entre Cartagena y el Archipiélago de San Andrés, cruzando el Golfo del Darién. La Sección 9 hecha el 10 de octubre de 1997 y la Sección 10 hecha el 28-29 de octubre, al final de la estación de lluvias y la Sección 12 hecha el 27 de noviembre de 1997, un mes después, al principio de la estación de vientos. El muestreo fue intermitente y de espaciamiento irregular porque el ARC "Quindío" se encontraba realizando tareas adicionales además de investigación oceanográfica, lo que fue más de oportunidad. Los transeptos, termal (*Figura 5.19*), halina (*Figura 5.20*) y de densidad (*Figura 5.21*) manifiestan un cambio en la inclinación de las isolíneas cerca de la estación 4 en la Sección 9. La estructura fue desplazada hacia el oeste en la Sección 10 pero fue similar a la anterior ya que fue realizada dos semanas después, pero en esta ocasión hay un levantamiento significativo de las isolíneas cerca de la costa colombiana. Durante la Sección 12, las condiciones oceánicas fueron diferentes con inclinaciones más suaves en el campo termohalino.

Las velocidades geostróficas (*Figura 5.22*) se calcularon relativas a 350 *dbar,* muy somero pero depende la poca profundidad de las observaciones, lo cual las hacen significativa solo para efectos cualitativos. Estas medidas sugieren que el remolino que ocurrió en las Secciones previas en julio de 1997, estuvo presente en el golfo del Darién durante la totalidad de la estación de lluvias. En la Sección 9 se movió hacia el Este más cercano a la costa colombiana y se fundió con el flujo Este (La Contracorriente Panamá-Colombia) definida por los flujos opuestos entre las estaciones 3 y 6. Su diámetro fue de alrededor de 50 km con máximas velocidades de 0.60 $m\ s^{-1}$ hacia el norte cerca de la costa y de 0.30 $m\ s^{-1}$ hacia el sur en el resto del área. Se movió 150 km al oeste al final de octubre (Sección 10) mientras el flujo en la costa colombiana cambio hacia el sur y la parte este del ciclón se debilitó. Hubo muy poco flujo baroclínico (geostrófico) en la región durante mediados de noviembre (Sección 12) en la medida que las condiciones atmosféricas cambiaron con la llegada de los vientos fuertes del noroeste. El flujo que cruzo la Sección fue generalmente hacia el sur en la medida que la señal del remolino fue desapareciendo de esta Sección y fue más intenso cerca de la costa colombiana y al sur del Archipiélago de San Andrés.

5.8.4 Golfo del Darién – Archipiélago de San Blas

Esta Sección fue hecha en forma perpendicular a la plataforma continental en esa área. Los perfiles de temperatura y salinidad (*Figuras 5.23a,b*) descienden hacia la costa, mostrando la presencia de aguas superficiales más cálidas y frescas allí y es consistente con el remolino ciclónico encontrado en el centro del Golfo del Darién. Más profundo de 600 m las isolíneas se inclinan hacia el mar afuera en forma opuesta al comportamiento en superficie (*Figura 5.23c*).

Los cálculos geostróficos (*Figura 5.23d*) muestran la Contracorriente Panamá-Colombia (el flujo hacia el Este) fue superficial (<100 m) con una velocidad máxima de 0.50 $m\ s^{-1}$ costa afuera de Panamá. Hay un flujo hacia el oeste en profundidad con velocidades hasta de 0.10 $m\ s^{-1}$ afuera de la costa y fue más somera en las estaciones 67 y 69.

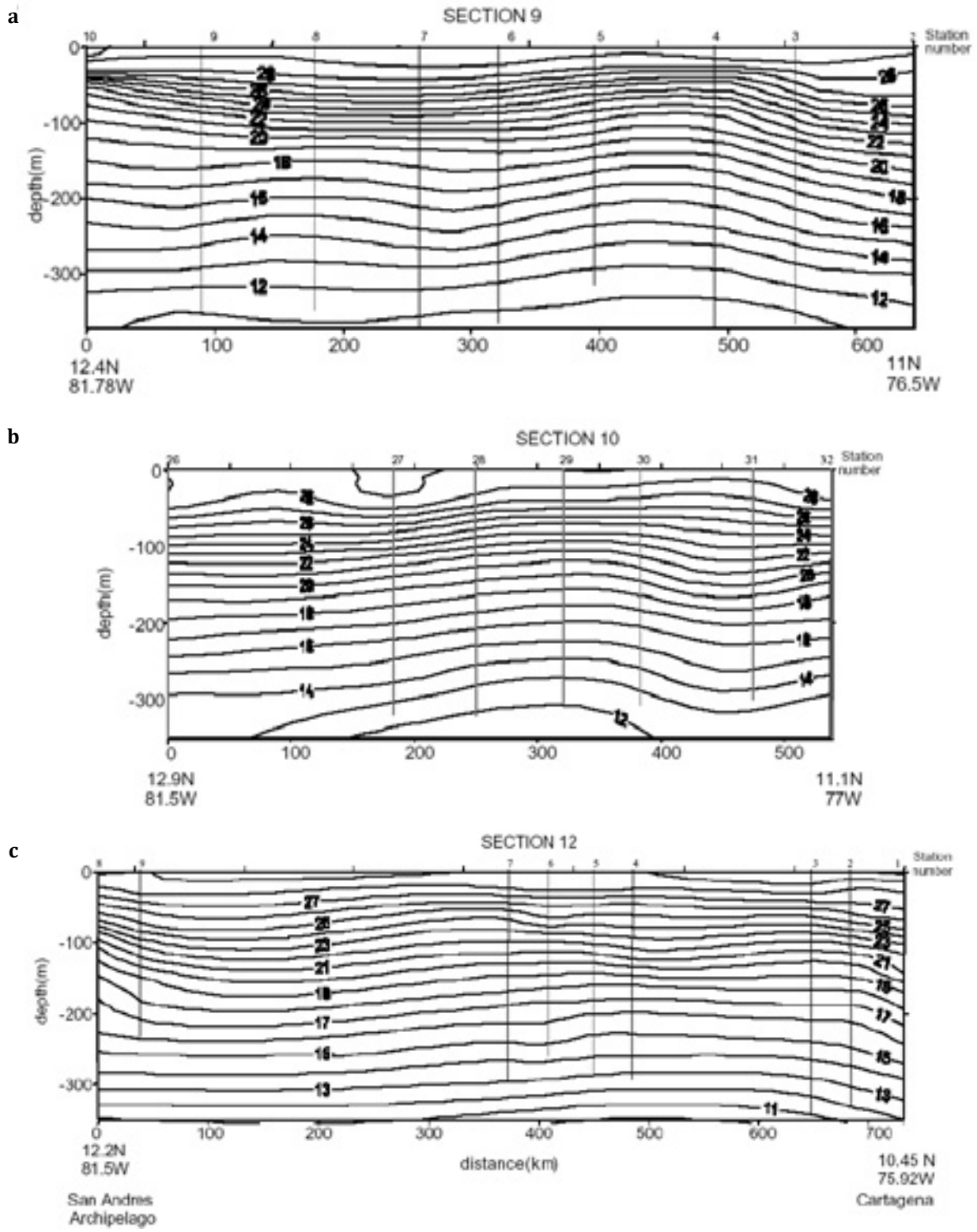

Figura 5.19 Secciones de Temperatura (°C) entre el Archipiélago de San Andrés y Cartagena hechas en (a) 12-13 de octubre (b) 28-29 octubre y (c) 17 noviembre de 1997 por el ARC *"Quindío".* Las líneas que se sobreponen a los contornos indican la posición de las estaciones de CTD. La Sección cruzó el Golfo del Darién en la parte Este. El levantamiento de las isolíneas está asociado con el remolino ciclónico centrado en la estación 4 en (a) en la estación 29 en (b) y no fue tan evidente en (c).

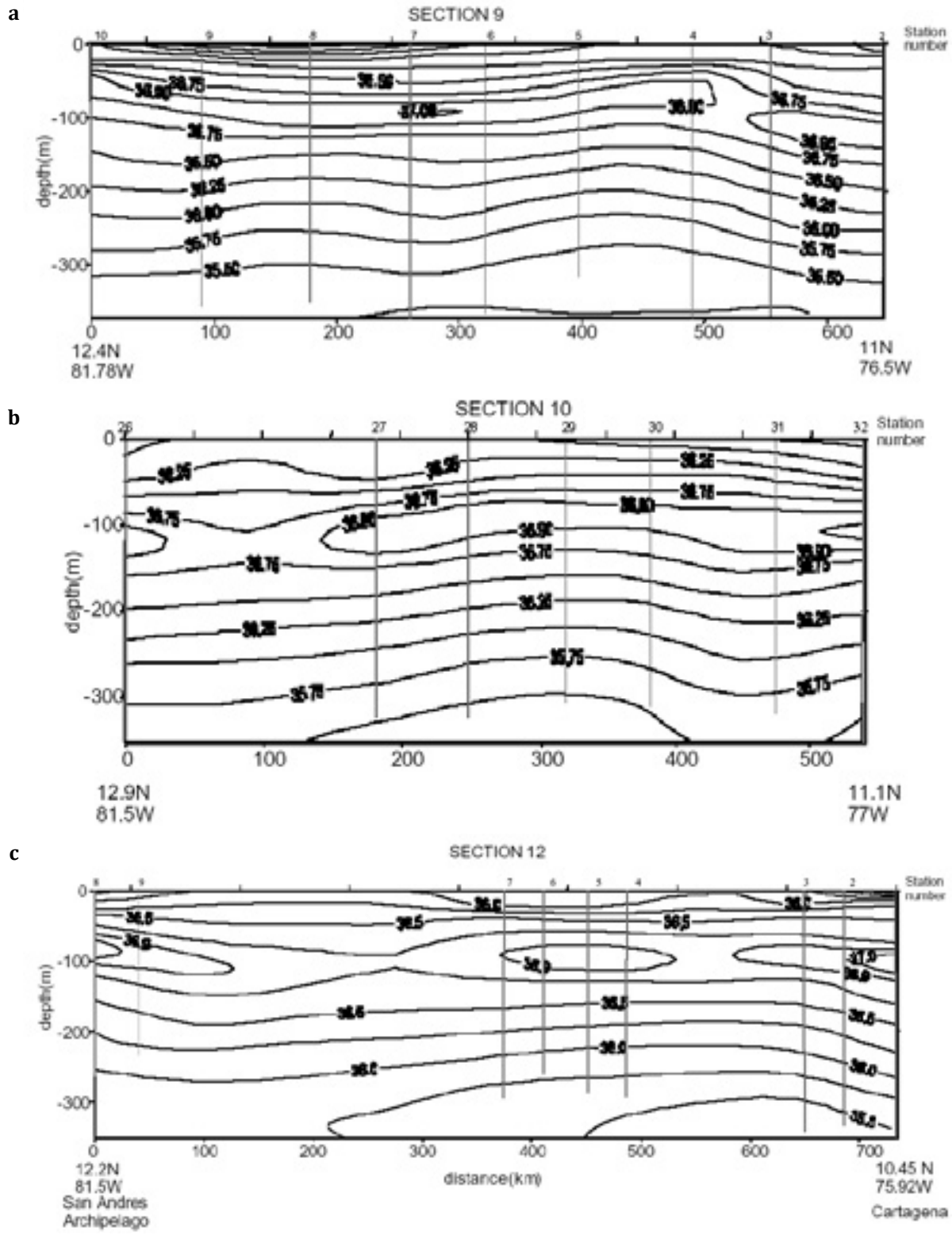

Figura 5.20 Secciones de Salinidad (*psu*) entre el Archipiélago de San Andrés y Cartagena hechas en (a) 12-13 de octubre (b) 28-29 octubre y (c) 17 noviembre de 1997 por el ARC *"Quindío".* Las líneas que se sobreponen a los contornos indican la posición de las estaciones de CTD. La Sección cruzó el Golfo del Darién en la parte Este. El levantamiento de los contornos en la Sección 9 alrededor de estación 4 y en la estación 29 de la Sección 10 se correlaciona con la traslación de un remolino ciclónico en el Golfo del Darién.

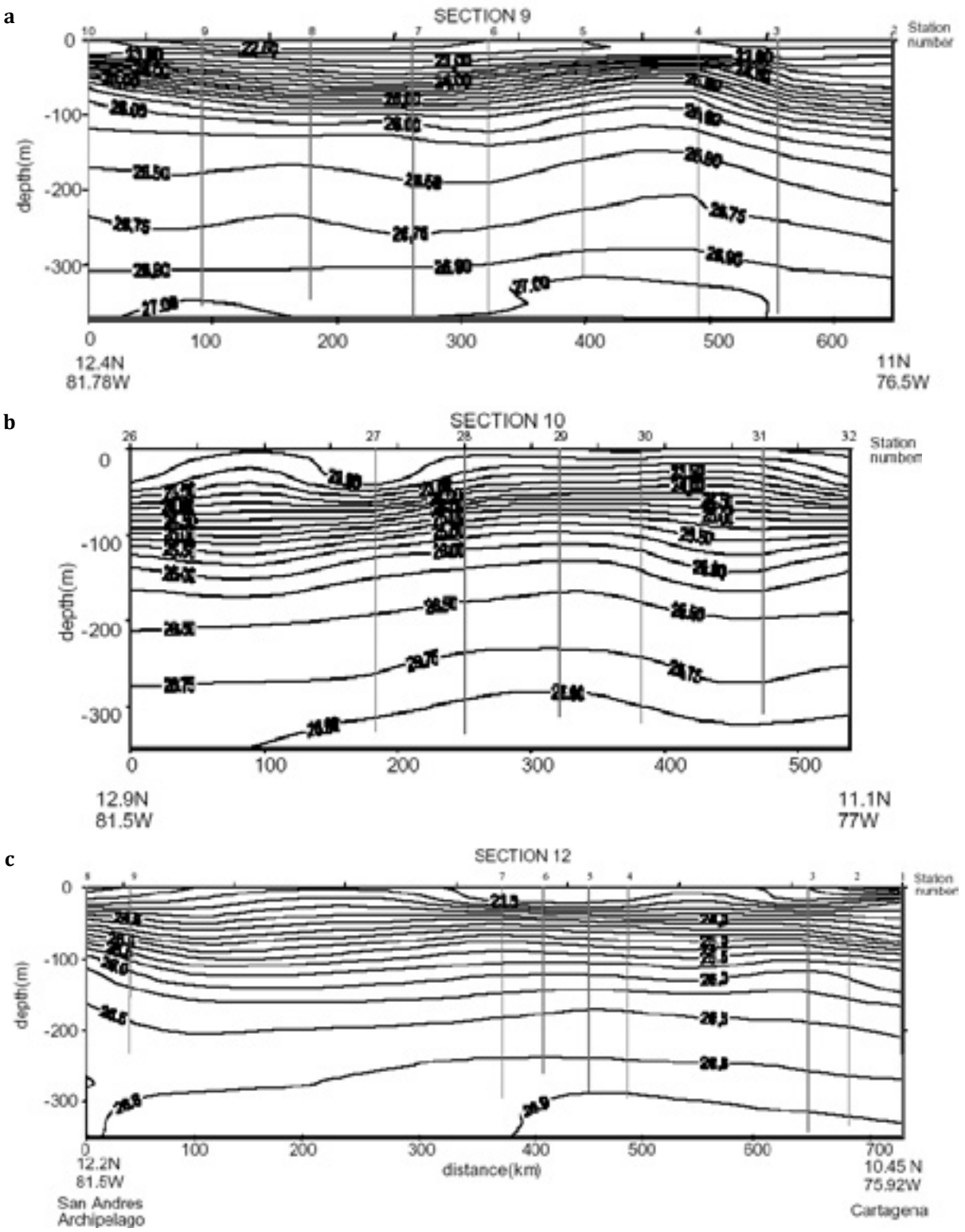

Figura 5.21 Secciones de densidad (*sigma-t*) entre el Archipiélago de San Andrés y Cartagena hechas en (a) 12-13 de octubre (b) 28-29 octubre y (c) 17 noviembre de 1997 por el ARC *"Quindío".* Las líneas que se sobreponen a los contornos indican la posición de las estaciones de CTD. La Sección cruzó el Golfo del Darién en la parte Este. La parte más somera de la picnoclina en 40 m en estación 4 en la Sección 9 se movió hacia el Oeste y se disipo en la medida que paso el tiempo en las Secciones 10 y 12.

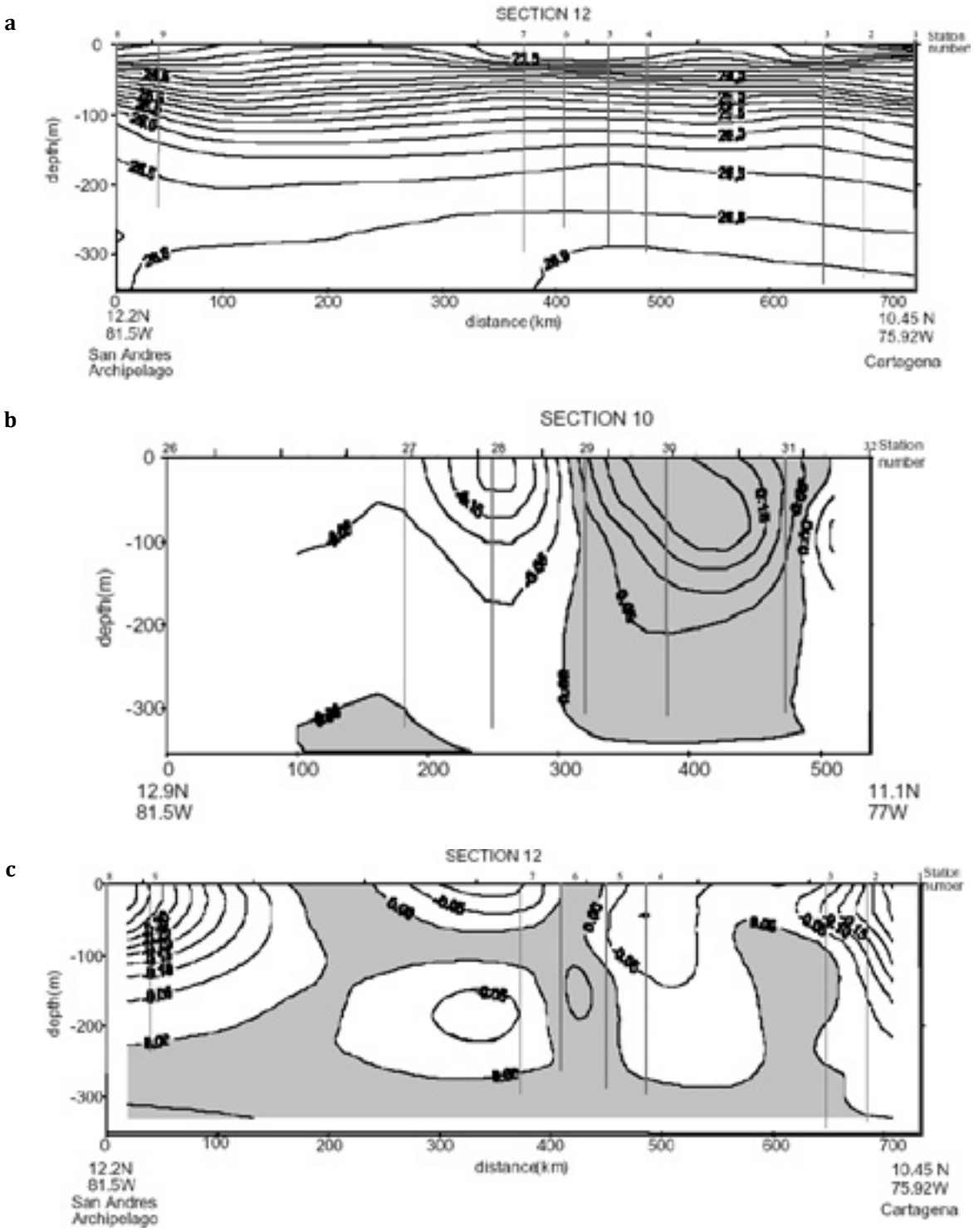

Figura 5.22 Secciones de velocidad geostrófica ($m\ s^{-1}$) entre el Archipiélago de San Andrés y Cartagena hechas en (a) 12-13 de octubre (b) 28-29 octubre y (c) 17 noviembre de 1997 por el ARC *"Quindío".* Las líneas que se sobreponen a los contornos indican la posición de las estaciones de CTD. La velocidad geostrófica fue calculado desde la mayor profundidad común entre estaciones. Las áreas sombreadas indican flujo hacia el norte. Los flujos opuestos alrededor de estación 4 en la Sección 9 muestran un remolino ciclónico en el Golfo del Darién. El ciclón se movió hacia el oeste en la Sección 10 y desapareció en la Sección 12 en la medida que el flujo en la costa colombiana cambió y se convirtió hacia el sur.

5.8.5 Perfil Panamá – Cartagena

Esta Sección fue muestreada dos veces en Julio y septiembre de 1997. La Sección 7 cruza el Golfo del Darién desde el Archipiélago de San Blas hasta Cartagena el 6-7 julio 1997 con 7 estaciones de CTD. Las isopletas de temperatura y salinidad (*Figura 5.24 a,b,c*) se inclinan hacia la costa panameña por 80 km y muestran una piscina superficial cálida y fresca frente a la costa colombiana. La velocidad geostrófica (*Figura 5.24 d*) muestra un flujo profundo (>600 m) y lento (>0.20 $m\ s^{-1}$), un brazo de la contracorriente Panamá-Colombia que fluye hacia el sur, entrando al Golfo de Urabá por su costado oeste. También un flujo más fuerte (>0.60 $m\ s^{-1}$) de la Contracorriente saliendo del Golfo en el Este. El flujo geostrófico fue débil justo afuera de Cartagena.

La Sección 8 hecha entre Colon (Panamá) y Cartagena el 27-28 de septiembre de 1997 (*Figura 5.25*) fue similar a la Sección anterior al detectar la presencia de la Contracorriente fluyendo a lo largo de la costa. El agua superficial caliente y fresca se encontró frente a Panamá así como la fuerte inclinación del campo termohalino. Los valores máximos de las corrientes geostróficas fueron estimadas en 0.25 $m\ s^{-1}$ fuera de la costa de Panamá entrando al Golfo del Darién. Un flujo hacia el norte afuera de la costa de Colombia saliendo del Golfo fue menos intenso (<0.10 $m\ s^{-1}$) en comparación con el flujo de entrada.

5.9 Análisis y discusión

En este ejercicio se examinó en detalle aspectos pocos conocidos de la circulación general en el Caribe suroccidental. Las relaciones termohalinas y los cálculos geostróficos permitió el análisis de los rasgos reconocidos en la Cuenca de Colombia tales como: la intensidad y el comportamiento de la Corriente del Caribe, la naturaleza de la Contracorriente Panamá-Colombia y los movimientos de remolinos y su evolución observados con perfiles de CTD.

5.9.1 La Corriente del Caribe

Los perfiles hechos a través del límite Este de la Cuenca de Colombia mostraron la Corriente del Caribe como un movimiento general hacia el Oeste con áreas de mayores velocidades, un núcleo en particular cerca de la costa colombiana apareció en cada Sección. Este chorro pudo ser causado por el proceso de afloramiento que tiene lugar en las costas de la Península Guajira, que será analizado en el capítulo siguiente.

Sin embargo, un flujo superficial hacia el Este parece ser una característica casi constante. Este flujo hacia el Este ocurrió entre las dos principales corrientes, la Corriente de las Antillas que va hacia el Oeste justo afuera de las Antillas Mayores y la Corriente del Caribe dentro de la Cuenca del Caribe. Una explicación para este movimiento hacia el Este es la actividad de remolinos en la región que es caracterizada por la presencia repetida de meandros y de remolinos ciclónicos y anticiclónicos, (ver capítulo anterior). Este rasgo también aparece en la salida de algunos modelos (*e.g. Sou et al., 1996*).

Pasando la mar Caimán, la corriente del Caribe forma un núcleo intenso (>0.70 $m\ s^{-1}$) centrado al sur del Banco Serranilla a través del Canal Chibcha. Estas estimaciones se correlacionan

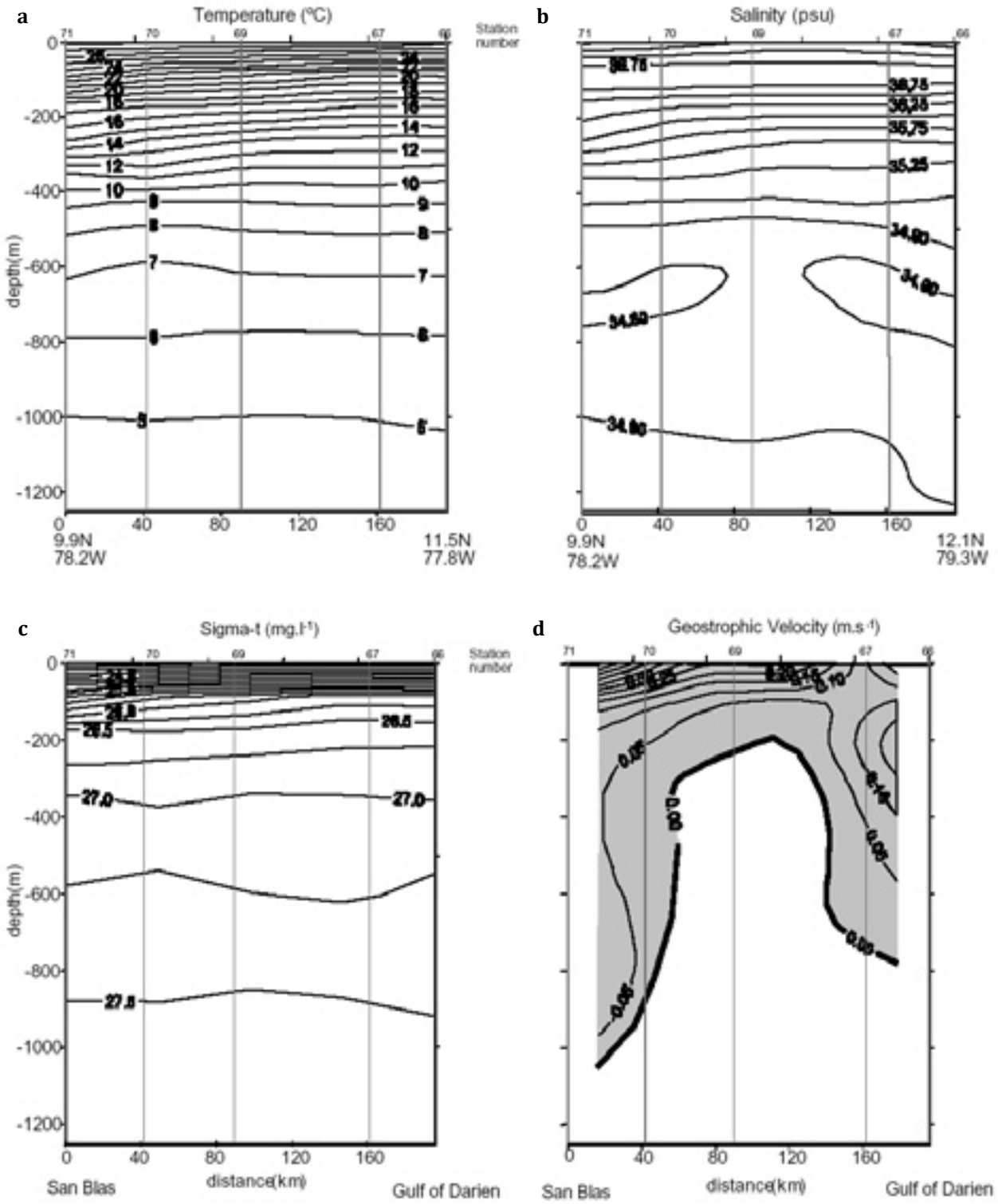

Figura 5.23 La Sección 6 desde el Golfo del Darién hasta San Blas. Cinco estaciones con CTD tomadas entre el 5 y el 6 de julio de 1997 (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. La velocidad geostrófica fue calculada desde 1200 *dbar.* Las líneas que se sobreponen a los contornos indican la posición de las estaciones de CTD. La contracorriente Panamá-Colombia estuvo asociada al remolino ciclónico que tiene un movimiento en superficie al Este en general.

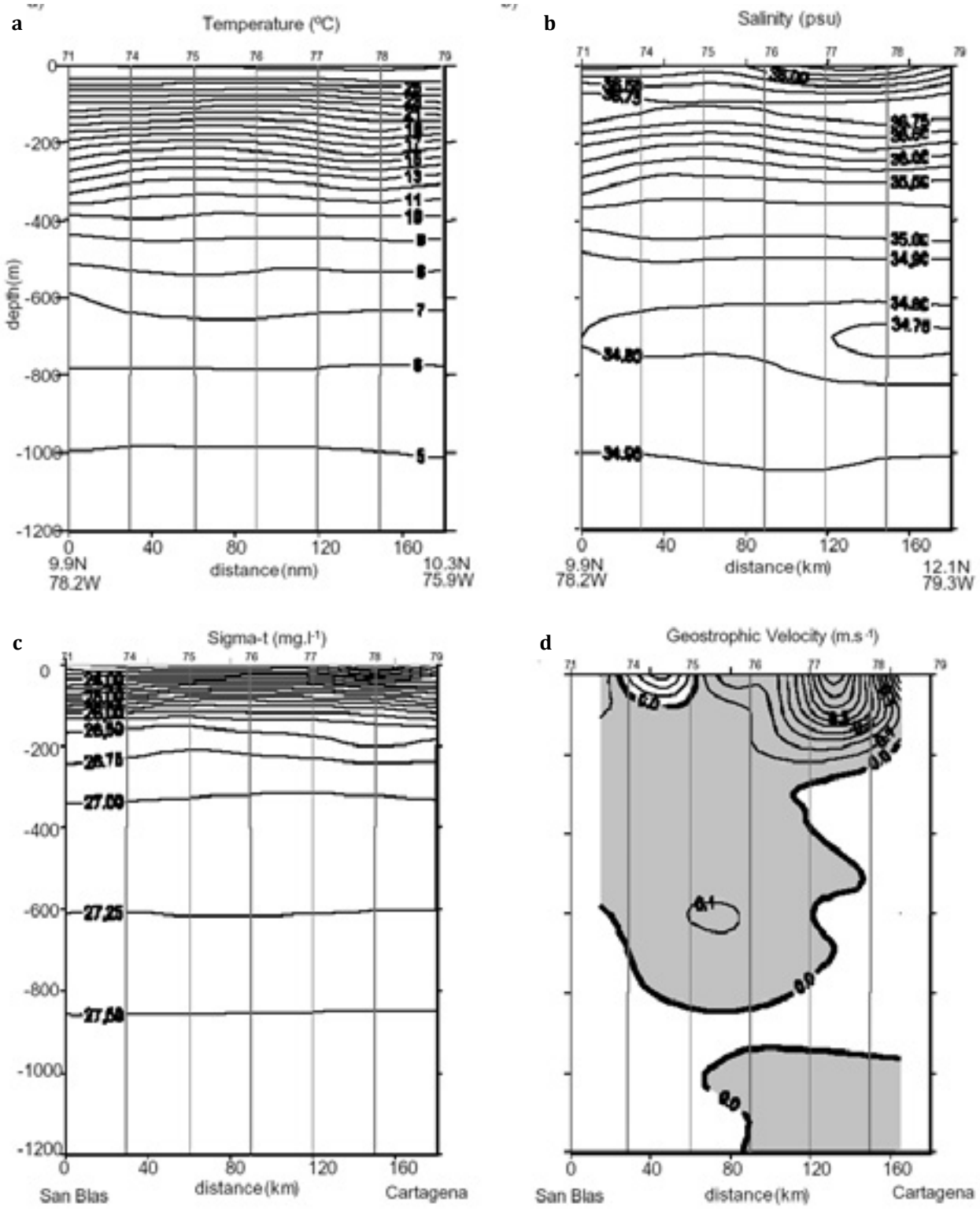

Figura 5.24 La Sección 7 desde San Blas hasta Cartagena. Siete estaciones con CTD tomadas entre el 6 y el 7 de julio de 1997 (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica calculada desde 1200 *dbar*. Las líneas que se sobreponen a los contornos indican la posición de las estaciones de CTD. La Sección sugiere un flujo generalizado hacia el norte intensificado en la costa colombiana con un flujo superficial al sur cerca de San Blas.

bien con el comportamiento de las boyas de deriva (ver capítulo 3). Todas las boyas que abandonaron el Caribe escogieron el mismo canal. Flujos opuestos en ambos lados del núcleo fueron encontrados cerca de los bancos y las alturas de la Elevación Centroamericana. Otro resultado muy particular se derivó de la campaña de 1997: Un flujo Subsuperficial hacia el Este al sur de Jamaica que se estimó por la geostrófica, el cual es opuesto a lo que ha sido documentado hasta la fecha. Este flujo hacia el Este también se encuentra fluyendo en el sentido del núcleo del Agua Intermedia Antártica (*Figura 5.4 f*) que apenas pasa sobre la silla del Canal Chibcha al mar Caimán y en cambio se dispersa hacia el norte.

5.9.2 La contracorriente Panamá-Colombia

La Contracorriente Panamá-Colombia se encontró como un flujo superficial hacia el Este contra la costa en todas las secciones del litoral de Panamá y de Colombia. Durante julio de 1997 fue muy débil, casi imperceptible en el Golfo de Mosquitos, encima de un flujo importante hacia el oeste. Estuvo muy intensa en la costa de Panamá y gradualmente se debilitó a lo largo de la costa colombiana.

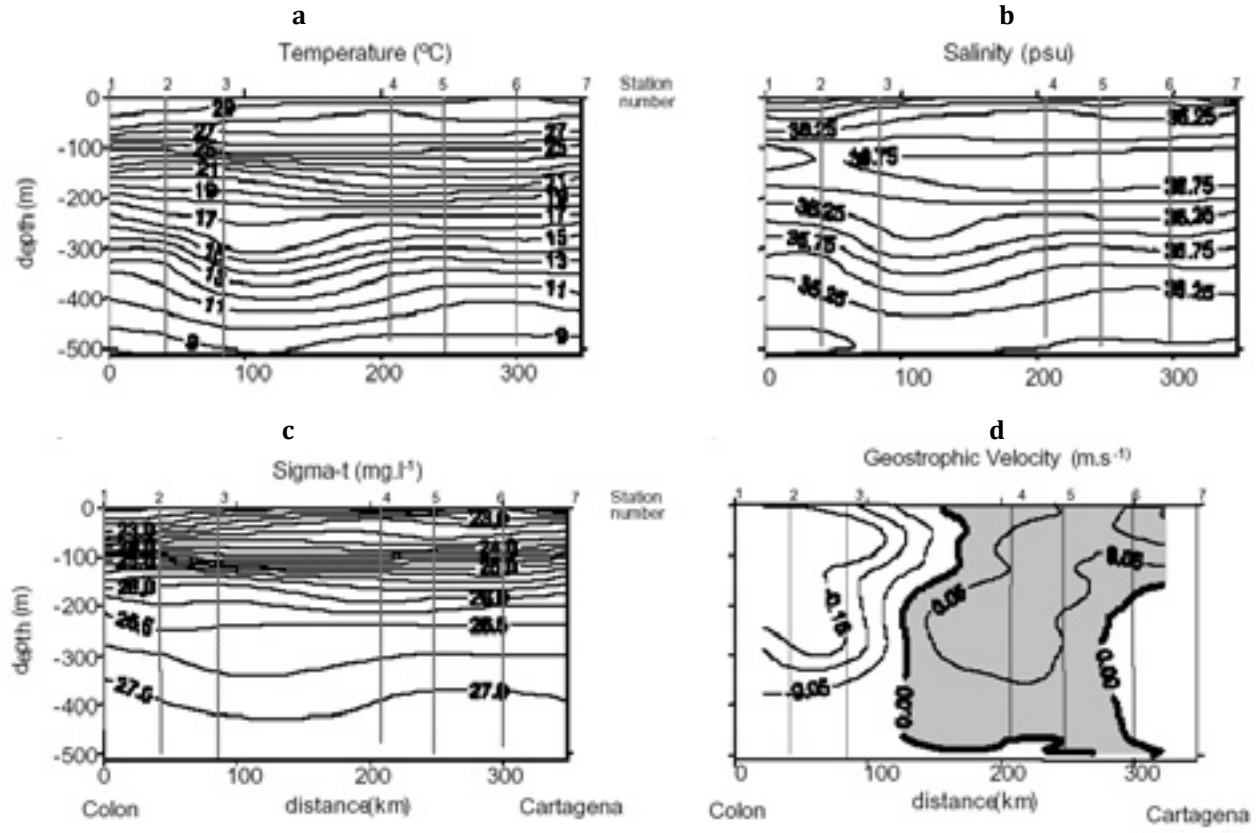

Figura 5.25 La Sección 8 desde Colón hasta Cartagena. Cinco estaciones con CTD tomadas entre el 5 y el 6 de julio de 1997 (a) temperatura (b) salinidad (c) *sigma-t* y (d) velocidad geostrófica. La velocidad geostrófica fue calculada desde la mayor profundidad común entre estaciones. Las líneas que se sobreponen a los contornos indican la posición de las estaciones de CTD. La contracorriente Panamá-Colombia se observa como un fuerte (>0.25 $m\ s^{-1}$) y amplio (~150 km) flujo hacia el sur por la costa de Panamá. También aparece como un flujo débil (>0.1 $m\ s^{-1}$) hacia el norte afuera de Cartagena.

La contracorriente fue muy intensa cerca de San Blas donde fluyó junto con el ciclón centrado en el Golfo del Darién y también estuvo identificada fluyendo hacia el sur hacia el Golfo de Urabá. Afuera de Cartagena, la contracorriente transportó ~0.5 *Sv* en julio. Fue muy intensa en octubre como un ciclón aproximando la costa colombiana pero cesó con el comienzo de la estación de vientos con la circulación costera se invierte. Los transportes estimados en septiembre, octubre y noviembre fueron imprácticos debido a que las profundidades a las que se llegó con el CTD fueron diferentes y ninguna alcanzó los 1200 m para hacer comparaciones coherentes.

Cuando la contracorriente no estuvo acompañada por un ciclón, fue un flujo estrecho (~70 km) de ancho que transportó menos de 1 *Sv.* Su intensidad varió con la advección de remolinos en la vecindad. Sin embargo, el flujo general hacia el oeste en julio de 1997 decreció de 16.5 *Sv* a través de 79ºW, 14.0 *Sv* dejando el Golfo del Darién y solo 0.5 *Sv* que viajó al norte sobre la costa colombiana hacia la Guajira. Más aguas oceánicas recircularon hacia el Oeste con el movimiento ciclónico en el Golfo y finalmente se unieron a la Corriente del Caribe.

El transporte decreciente en el flujo costero hacia el Este indica que el agua es perdida desde el régimen costero al norte de Panamá. La mayoría del agua es transportada afuera de la costa panameña hacia el nor-noreste, y solo una pequeña parte del flujo permanece cerca de la costa mientras pasa el Golfo del Darién. Sin embargo, las estimaciones de transporte no incluyen datos más cercanos a la costa que 24 km, donde las corrientes son muy intensas, las cuales podrían incrementar las estimaciones aquí reportadas.

5.9.3 El movimiento de remolinos

Los datos oceánicos tomados en 1997 proveen evidencia de un remolino ciclónico en el Golfo de Mosquitos y de otro en el Golfo del Darién. El movimiento ciclónico en el Golfo de Mosquitos ha sido documentado antes (*e.g. Brucks, 1971; Nystuen y Andrade, 1993*) y ha aparecido en modelos (*Semtner y Chervin, 1992*). Estos influencian la circulación hasta 900 m y fue acompañado por un flujo Subsuperficial costero hacia el Este en la parte sur. Esta subcorriente no ha sido reportada antes, puede ser un estado temporal debido a la intensa circulación de media escala en el área pero también puede ser parte de la circulación permanente del Golfo de Mosquitos por lo que se deben hacer más mediciones para establecer la naturaleza de este rasgo.

El ciclón en el Golfo del Darién no fue tan intenso como el del Golfo de Mosquito alcanzando hasta 500 m de profundidad. En julio tuvo un diámetro de alrededor de 500 km, con máximas velocidades de giro de ~0.4 $m\ s^{-1}$ y transportando cerca de 6 *Sv*. Tres meses más tarde fue localizado más cerca de la costa colombiana con un tamaño y velocidad similares. Fue seguido mientras se desplazó sobre la Sección San Andrés- Cartagena hasta noviembre de 1997.

La topografía dinámica sugiere un anticiclón pequeño cruzando 79ºW, localizado en una posición donde existía un mínimo de salinidad y pudo haber sido el causante de la inestabilidad ahí. Esta inestabilidad fue sugerida por Gordon *(1967)* y es materia de interés en el experimento PRECURSOR propuesto en *Leaman et al., (1998).* Estos datos proveen al menos evidencia que estos pequeños rasgos existen en el área.

Se encontraron flujos opuestos a las corrientes principales cerca de los bajos y bancos de la Elevación Centroamericana y son consistentes con la presencia de remolinos pasando por los canales o remolinos arrancados por los bancos en la medida que la corriente interactúa con ellos.

5.10 Conclusiones

La cuenca de Colombia fue examinada a través de la estación de lluvias desde el 'veranillo' en julio hasta el principio de la estación de vientos en noviembre de 1978, mostrando una fuerte variabilidad dinámica. Se encontró una concentración significativa de Agua Subsuperficial Subtropical que se despliega hacia el sur y ocupa la totalidad de la cuenca debajo de la picnoclina hasta 300 m. Esta concentración fue más alta que las reportadas anteriormente.

Análisis de datos históricos sugieren una escala de reemplazo de 50 años con Aguas Centrales del Atlántico Sur en el mar Caribe suroccidental. Esta escala de tiempo se correlaciona con escalas de tiempo similares encontradas en las anomalías de temperatura superficial en el Atlántico Norte (*Landsea et al., 1999*). El impacto climático de esta variabilidad debe ser materia de investigación posterior.

El Agua Intermedia Antártica entra por la cuenca de Venezuela y se disemina hacia el norte y pasa al Mar Caimán solamente a través del Canal Chibcha. En el norte de la Cuenca de Colombia existe un flujo Subsuperficial hacia el Este en el agua intermedia (>600 m) mostrando un despliegue hacia el noreste del Agua Intermedia Antártica. Este rasgo no ha sido reportado antes.

La corriente del Caribe es el rasgo dominante de la circulación superficial de la cuenca de Colombia. Cerca del 60% del agua que es transportada por esta corriente en las capas superiores pasa al mar Caimán y el otro 40% recircula en el Caribe Suroccidental. El núcleo de la corriente del Caribe cruza el Caribe central a 100 km al norte de la Península Guajira y continúa a través del Canal Chibcha en el límite oeste de la Cuenca Colombia.

La contracorriente Panamá-Colombia fue evidente al oeste de 79ºW. La mayor intensidad es midió frente a la costa de Panamá (~16 *Sv*) y decreció drásticamente en su intensidad en la medida que fluyó hacia el Este. La mayoría del transporte fue perdido debido al remolino ciclónico en el Golfo de Darién en lugar de seguir a lo largo de la costa colombiana donde el transporte se redujo a menos de 1 *Sv.*

Los cálculos geostróficos mostraron la presencia de un remolino muy intenso que se extendió hasta 800 m en el Golfo de Mosquitos y otro, no tan fuerte, influenciando los primeros 300 m del Golfo del Darién. Este último fue observado hasta el final de la estación de lluvias. Este se movió del Golfo del Darién hacia la costa colombiana en octubre y desapareció en noviembre a la llegada de la estación de vientos. También se encontró una inesperada corriente costera hacia el oeste en el Golfo de Mosquitos opuesta a la intensa circulación ciclónica que allí ocurre.

Capítulo 6

El sistema de afloramiento de la Guajira*

6.1Introducción

La región Guajira, la punta más boreal de Suramérica, comprende el área entre las penínsulas de Guajira y de Paraguaná, que penetran en el mar Caribe más al norte de 12°*N*. Esta región desértica y plana, de solo unos pocos cientos de metros de elevación se extienden por más de 600 *km* desde Puerto Cumarebo, en 69°*N* en Venezuela, hasta la Sierra Nevada de Santa Marta, en 74°*W*, en Colombia (*Figura 6.1a*). Las penínsulas de la Guajira y de Paraguaná encierran el Golfo de Venezuela, en la boca del Lago de Maracaibo, lugar de una importante explotación de petróleo.

El intenso persistente viento de chorro de bajo nivel *(low-level jet*) de los vientos Alisios del Norte sopla casi paralelos a la costa Guajira y producen un afloramiento costero reconocido en numerosos estudios (e.g. *Wust, 1963, Gordon, 1967; Fajardo, 1979; Andrade, 2000*). Recientemente, observaciones del color del océano desde satélites (*Muller-Karguer et al., 1989*; *Andrade, 1995*) han revelado una interacción muy variable entre el régimen de afloramiento sobre la plataforma continental y el régimen de la cuenca del Caribe costa afuera. El límite entre las aguas afloradas frías y ricas en nutrientes y las aguas más oceánicas, cálidas y pobres en nutrientes, es irregular y a menudo se disponen en largos y angostos chorros que fluyen hacia fuera de la costa o filamentos de agua aflorada los cuales pueden llegar lejos costa afuera (Figura 6.2). Estructuras similares se han documentado en otras partes del globo (por ejemplo *Flament et al., 1985; Brink y Cowles, 1991; Barton et al., 1998*), donde se ha encontrado que son responsables de una significativa exportación desde la plataforma continental hacia el mar abierto. Las aguas de los filamentos son típicamente ricas en nutrientes y altas en clorofila debido a su origen en los afloramientos costeros (*Navarro-Pérez y Barton, 1998*).

El afloramiento de la Guajira y sus estructuras asociadas no han sido estudiadas en detalle previamente y las observaciones in-situ son escasas allí. En este capítulo se estudiaron una serie de datos históricos y medidas in-situ más recientes, imágenes de satélite y de altimetría satelital

---

* Andrade, C.A. and E.D. Barton, The Guajira Upwelling System, *Continental Shelf Research, Vol. 25,* 1003-1022, 2005.

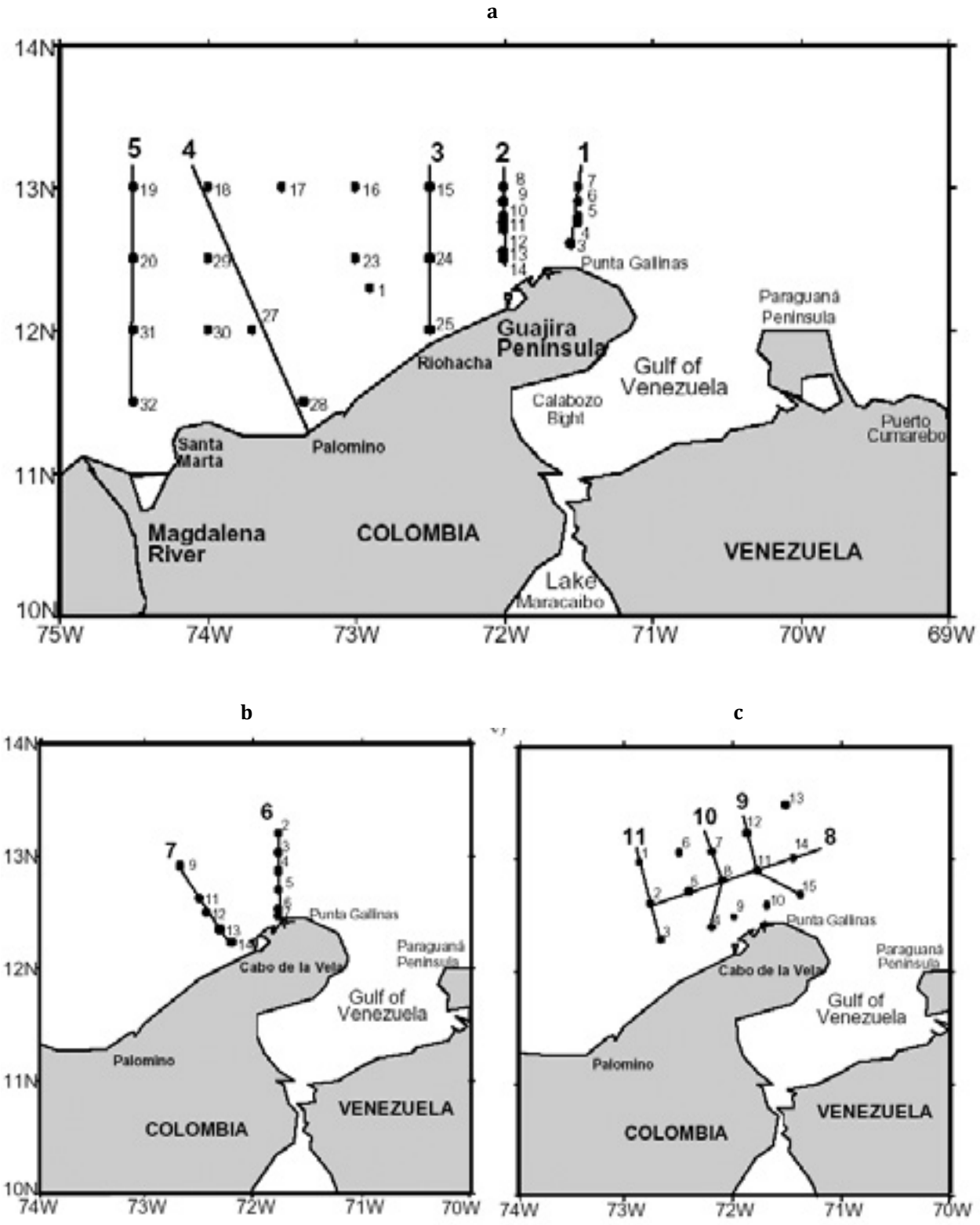

Figura 6.1 Localización geográfica de las estaciones de CTD hechas durante (a) abril 1994, (b) febrero 1998 y (c) noviembre de 1998.

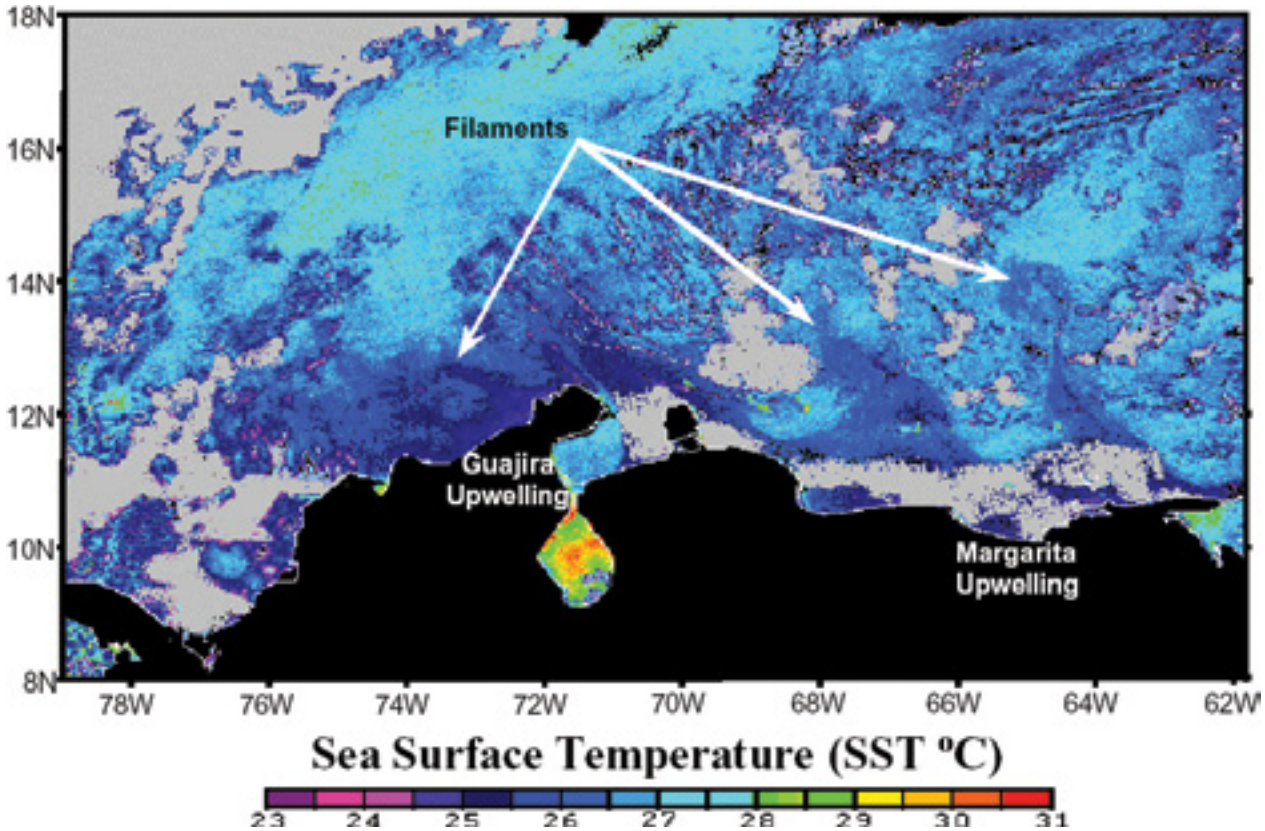

Figura 6.2 Imagen de la Temperatura superficial del mar desde el sensor AVHRR tomada el 12 marzo 1998. Al menos cuatro filamentos se observan en las áreas de surgencia a lo largo de la costa suramericana, incluyendo los de la Guajira y de la Isla Margarita, Las áreas grises indican la presencia de nubes.

en la región Guajira y son discutidas en términos del ciclo anual y de las fuentes de variabilidad. El afloramiento de la Guajira es importante porque sostiene una pesquería a través del aumento de producción primaria. El intenso intercambio entre la plataforma y el océano asociado al afloramiento y los filamentos pueden jugar un papel importante en la mezcla horizontal de las capas superiores del océano y en las distribuciones de huevos y larvas de peces.

6.2 Los datos

Los datos de campo fueron obtenidos durante tres cruceros: (1) en el ARC Malpelo, 14–22 Abril 1994 (*Figura 6.1a*); (2) en el ARC Providencia, 17–19 Febrero 1998 (*Figura 6.1b*); y (3) en el ARC *Malpelo*, 20–25 Agosto 1998 (*Figura 6.1c*). Los muestreos de los cruceros variaron debido a restricciones logísticas. El espaciamiento entre estaciones fue de alrededor de 50 *km* en la región oceánica y de 5 *km* en la punta de la Península Guajira. Los datos fueron adquiridos con una sonda de presión, temperatura y conductividad (CTD) Sea Bird SB-19, hasta los 1200 *m* de profundidad o el fondo donde fue más somero. El sensor fue calibrado por medio de 12 botellas Nansen en profundidades estándar afuera de la bahía de Cartagena el principio de cada crucero. Los datos del CTD fueron comparados con termómetros de inversión y la salinidad en la botella fue medida con un salinómetro de inducción Beckmann.

Los cálculos geostróficos hechos para cada sección oceánica utilizaron una profundidad de referencia de 1200 *m*, la máxima profundidad en la mayoría de las estaciones, la cual ha sido utilizada con anterioridad en mar Caribe (*Gordon, 1967; Roemmich, 1981*). Se concluyó que era un nivel adecuado mediante el examen de los datos del ADCP arriable de *Joyce et al*., (*2001*), que mostró velocidades mínimas a esa profundidad. Donde el fondo fue más somero que la profundidad de nivel, se utilizó el método de *Reid y Mantyla* (1976).

Se obtuvieron imágenes de la temperatura superficial del mar desde el sistema de transmisión de imágenes de alta resolución (HRPT) del Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución (AVHRR) en los satélites de la oficina norteamericana de administración del mar y la atmosfera (NOAA) capturados en la antena del CIOH en Cartagena. Se utilizaron los algoritmos particulares para tratar los distintos canales utilizados durante día o la noche (*McClain, 1982*). La temperatura superficial del mar fue calculada con una precisión de alrededor de 0.5oC. Las imágenes fueron graficadas en proyección Mercator con una resolución de 1 *km* por píxel.

Los datos de clorofila superficial se obtuvieron de dos fuentes, los datos de agosto-septiembre de 1979 fueron obtenidos de las imágenes del Rastreador de color de la Zona Costera (CZCS) compiladas en la División de Aplicaciones oceánicas de NOAA-NESDIS. Las imágenes del Sensor de Ancho campo de visión en el mar (SEAWIFS) se obtuvieron en la página Web de la misión para el periodo de 1998.

Los datos de anomalía de nivel del mar calculados en el Centro de Colorado para la Investigación Astrofísica se obtuvieron en su página Web. Estos mapas son composiciones de los pasos en tiempo casi real de los satélites TOPEX-POSEIDON y ERS-2 sobre el mar Caribe, actualizados cada tres días. La velocidad geostrófica fue calculada desde la anomalía de nivel del mar asumiendo un nivel de movimiento nulo en 1000 *m* de profundidad en el procedimiento automático, ya que fue la profundidad más próxima a los 1200 *dbar* escogidos para los cálculos geostróficos en este estudio.

6.3 Variación estacional

En el mar Caribe, la fuerte componente de los vientos Alisios del Norte a lo largo de la costa produce afloramiento en borde sur, sobre 1200 *km* de costa colombiana y venezolana (*Figura 6.2*). Hay dos zonas principales particularmente favorables para el afloramiento debido a su orientación costera que son alrededor de la Isla Margarita (11°*N*, 64° 15'*W*) en el Caribe oriental (e.g. *Febres-Ortega, 1978; Muller-Karger et al., 1989*) y la región Guajira en el Caribe central. Este afloramiento es reconocible en los campos de datos de las medias mensuales de largo plazo de la temperatura superficial (*NOAA World Ocean Data, 1994*) para los meses de los tres cruceros (*Figura 6.3*). La zona de menores temperaturas se extiende al oeste hasta Santa Marta (11°*N*, 74°*W*). La forma general de los campos de temperatura superficial del mar muestra que la región más fría típicamente está cerca de la costa Guajira y que persiste todo el año. El limite oeste del afloramiento durante la época de vientos es claramente Santa Marta, en el límite con el Giro Panamá-Colombia (*Andrade et al., 2003*). Al oeste de Santa Marta las aguas costeras son consistentemente más cálidas que aguas afuera.

En *Andrade* (*1993*) se mostró que la media mensual de la velocidad del viento sobre las aguas de la región Guajira permanece cerca de los 10 $m\ s^{-1}$ a lo largo del año. Sin embargo, hay una variabilidad anual típica consistente en una estación de vientos, árida de diciembre a febrero, un periodo seco en la mitad del verano boreal en julio-agosto, de nuevo con vientos fuertes y la estación de fuertes lluvias y vientos más débiles de septiembre a noviembre. El transporte de Ekman tiene una componente principal normal a la costa con máximos valores alrededor de 1 *Sv* por 1000 *km* a lo largo de la costa durante la estación de vientos (*Andrade, 2000*). La marcha anual del vector del viento en el Caribe central a lo largo de 72°*W* se muestra en la *Figura 6.4.* En esta área, la dirección del viento medio mensual tiene una componente oeste muy fuerte a lo largo del año. Cuando los vientos son fuertes de diciembre a marzo, la dirección es más suroeste, paralela a la costa Guajira. El viento de chorro de bajo nivel es evidente a lo largo del año con un máximo de velocidad del viento en 15°*N*.

El gradiente de la temperatura meridional entre la costa y 15°*N* (*Figura 6.4b*) se refuerza en diciembre-marzo y en julio como resultado del mayor afloramiento en la costa Guajira durante la estación de vientos y el veranillo. El afloramiento menos intenso ocurre durante la estación de lluvias, indicado por un periodo de un gradiente mínimo de temperatura, cuando los vientos son los más débiles y variables en dirección.

La variación media estacional de la estructura de la temperatura vertical de la región del afloramiento al norte de la Península Guajira se muestra en la Figura 6.4c. Los datos son valores promedio para el área (12–13°*N*; 72–73°*W*) calculados con base en los datos del Atlas de NOAA (*1994*). En esta latitud, la variación media estacional de la temperatura superficial del mar fue de alrededor de 2.5° C. La agitación del viento durante la estación es suficiente para debilitar estratificación estacional desde diciembre hasta mayo. La máxima penetración de la capa de mezcla en superficie no es mayor de ~150 *m*. La termoclina estacional se empieza a desarrollar en abril y su mayor alcance ocurre cuando el forzamiento del viento es mínimo en octubre durante la estación de lluvias.

El "curl" del estrés del viento, calculado en intervalos de 2.5° desde los datos descritos anteriormente proveen una estimación de la velocidad media vertical en la base de la capa de Ekman de 4.4 x 10-5 $m\ s^{-1}$. Este resultado indica una velocidad de ascenso o surgencia en aguas abiertas casi a lo largo del año, entre la costa y el eje del viento de chorro de bajo nivel como se puede esperar. Los máximos valores de velocidad media mensual de afloramiento estuvieron alrededor de 114 $m\ mes^{-1}$, pero la divergencia es subestimada en la costa debido al espaciamiento de 2.5° de la grilla de observación.

6.4 Variabilidad de media escala

Observaciones de campo y satelitales recientes indicaron una fuerte actividad de media escala durante todo el año en la distribución de temperatura y anomalía del nivel del mar en la región Guajira, que esta superpuesta sobre las variaciones estacionales y regionales (*Andrade y Barton, 2000*). Aquí, "media escala" se refiere al rango de fenómenos cuya escala espacial dominante se encuentra entre uno y diez radios de deformación de Rossby y la escala temporal de uno a diez periodos inerciales. En 12°*N*, el periodo inercial es ~114 días en la región Guajira, y el radio de deformación de Rossby baroclínico ($R = NH/f.\ \pi$, donde *N* es la

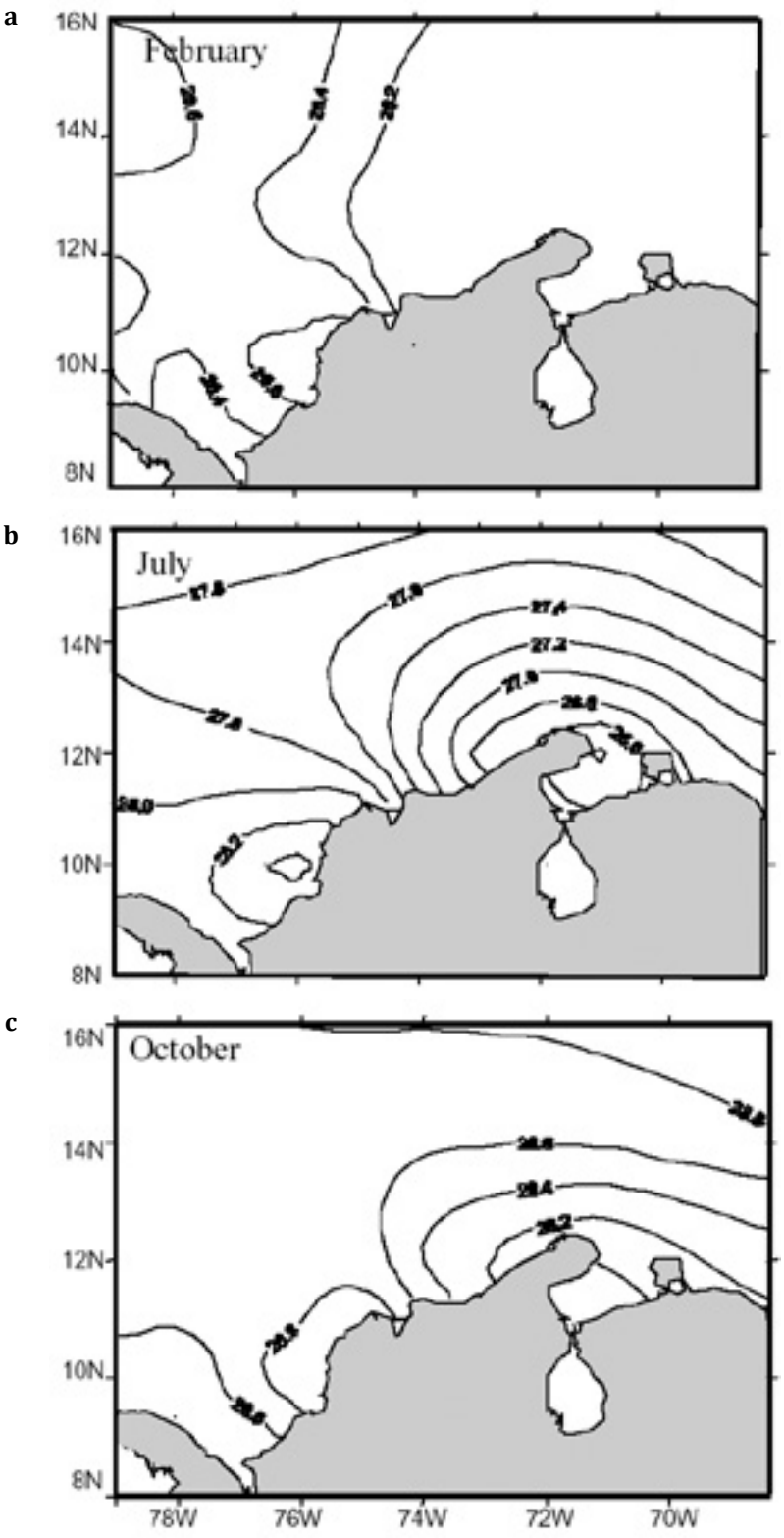

Figura 6.3 Los valores medios de la temperatura superficial del mar vistos en el Atlas de datos oceánicos del mundo de la NOAA (1994) muestran la persistencia del sistema de afloramiento de la Guajira a lo largo del año en (a) febrero, (b) julio y (c) octubre. El contraste más grande ocurre en febrero durante la estación de vientos. La línea punteada marca el transepto en 72° *W* descrito en la Figura 6.4 a y b. El punto en 12.5°*N*, 72°*W* marca la posición de los datos en la *Figura 6.4c.*

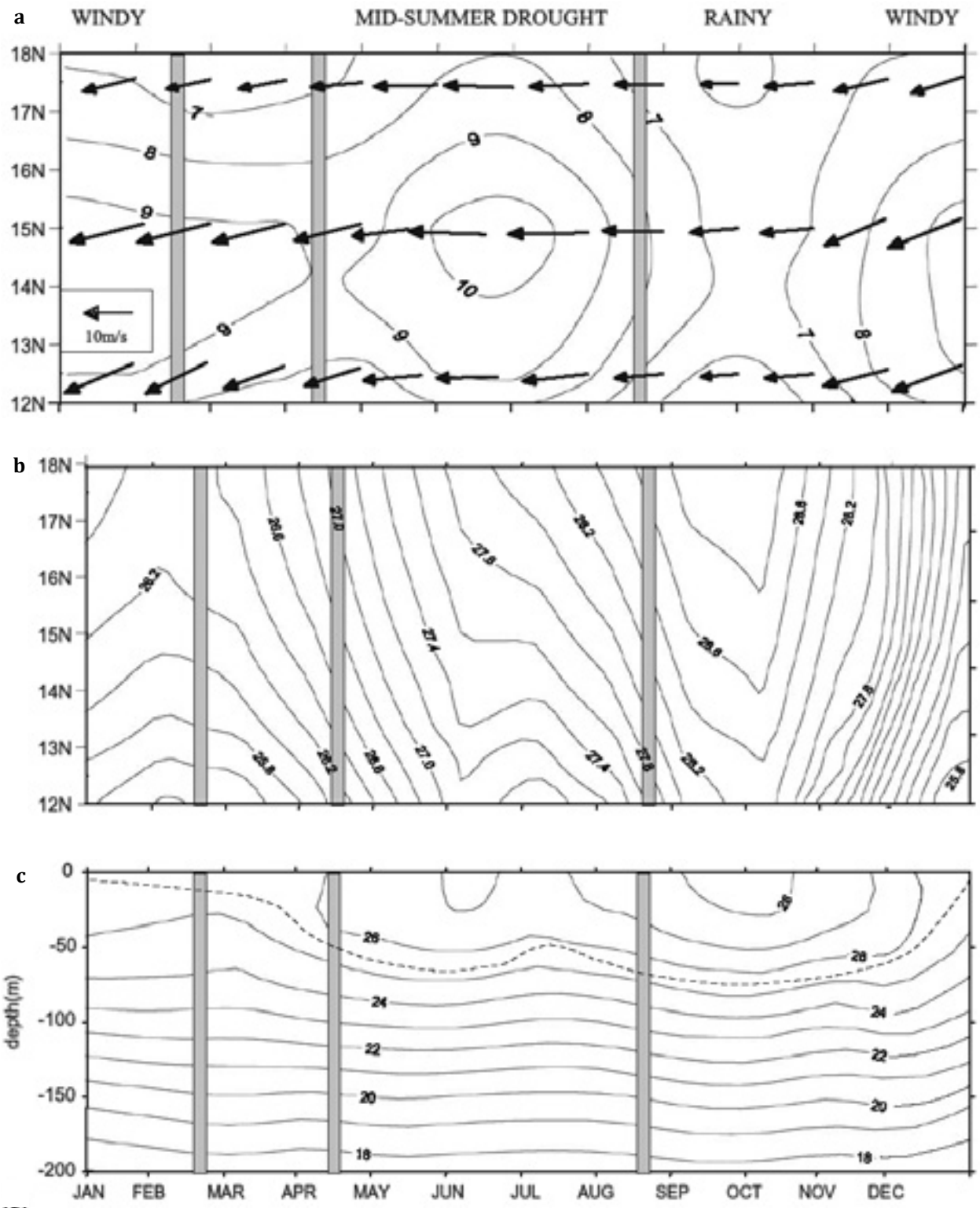

Figura 6.4 Las medias mensuales de largo plazo (1968-1996) de (a) los vientos en la superficie, (b) la temperatura superficial del mar a lo largo de 72°*W* (la línea punteada en la *Figura 2*) tomadas del *Atlas de Datos oceánicos del Mundo de la NOAA* (*1994*). La temperatura superficial del mar mínimas ocurre cuando el viento tiene una componente hacia el sur y mayor velocidad. La máxima estratificación de la temperatura ocurre en Octubre junto con un calentamiento general de la superficie y los vientos más débiles. Los periodos de los cruceros están sombreados en gris.

frecuencia de boyancia de Brunt-Vaisala, H es la profundidad media, *f* es el parámetro de Coriolis) es de ~30 *km*. Entonces, el término "media escala" comprende desde decenas a cientos de kilómetros y periodos desde alrededor de dos semanas hasta algunos meses.

Aquí se ha mostrado desde una combinación de datos de campo y de sensores remotos que la variabilidad de media escala en la región Guajira está caracterizada en general por el fenómeno de afloramiento costero, incluyendo un jet de afloramiento costero y una contracorriente. Como en otras regiones, filamentos de afloramiento conteniendo relativa alta clorofila y baja temperatura extienden su influencia costera hacia el mar. Distinto a la mayoría de las otras áreas de afloramiento, hay claros efectos del flujo de grandes sistemas fluviales separados a lo largo de la costa.

6.4.1 Filamentos del afloramiento

Las imágenes de color tomadas desde el sensor AVHRR revelan que las aguas afloradas en la región Guajira forman filamentos angostos, fríos y ricos en clorofila que se extienden algunos cientos de kilómetros costa afuera. Dos de estos rasgos fueron seguidos durante la estación de vientos de 1998. Cuatro imágenes revelan el desarrollo de un filamento (llamado A en la *Figura 6.5*) a lo largo de 17 días. El 8 de enero de 1998, el filamento tiene su origen en la plataforma continental de la Guajira cerca de 12.5°*N* justo al norte del Cabo de la Vela (*Figura 6.5a*). Se puede distinguir como una lengua angosta de agua más fría de ~25°*C* que se extiende sobre 250 *km* costa afuera hacia el noroeste. Las últimas imágenes muestran que el afloramiento en Paraguaná también alimentó indirectamente el filamento. Las imágenes del 10 y del 21 de enero indican que el filamento fue desplazado hacia el oeste por la Corriente del Caribe mientras permanecía unido al centro de afloramiento (*Figuras 6.5 b* y *c*). La corriente neta calculada del desplazamiento del frente de barlovento del filamento fue de ~0.6 $m\ s^{-1}$ a 200 *km* costa afuera y de ~0.4 $m\ s^{-1}$ en la base del filamento. Este filamento fue más tenue y delgado en las últimas imágenes y aparece más corto al final de la secuencia el 25 de enero (*Figura 6.5d*). El rasgo ciclónico redondo marcado "C" de temperatura superficial un poco más baja, fue seguido en mapas de altimetría como se detalla más tarde.

Otro filamento formado corriente arriba de la Península de Paraguaná durante marzo de 1998, creció más de 350 *km* en 25 días (marcado B en las *Figuras 6.6 a* y *d*). La punta del filamento, aunque parcialmente oculta por nubes, primero se detectó costa afuera de Cabo San Román el 5 de marzo y fue subsecuentemente seguida hacia el noroeste hasta el 30 de marzo cuando alcanzó la parte central del Caribe, cerca de la posición del 5 de enero del filamento descrito anteriormente. La velocidad asociada con el crecimiento de este filamento durante su último desarrollo fue de cerca de 0.15 $m\ s^{-1}$.

Los filamentos que se forman en la parte occidental del afloramiento de la Guajira alargan el centro de afloramiento hacia el oeste creando una gran área (~850 km^2) de agua fría. El filamento resultante puede ser tan largo que alcance aguas de Centroamérica, 1200 *km* hacia el oeste, como ocurrió en julio de 1997 (*Figura 6.7a*).

Más aún, los filamentos que se producen en la parte occidental del sistema de la Guajira se pueden extender 400 *km* hacia el norte y cruzar el Caribe central como ocurrió el 1 de agosto

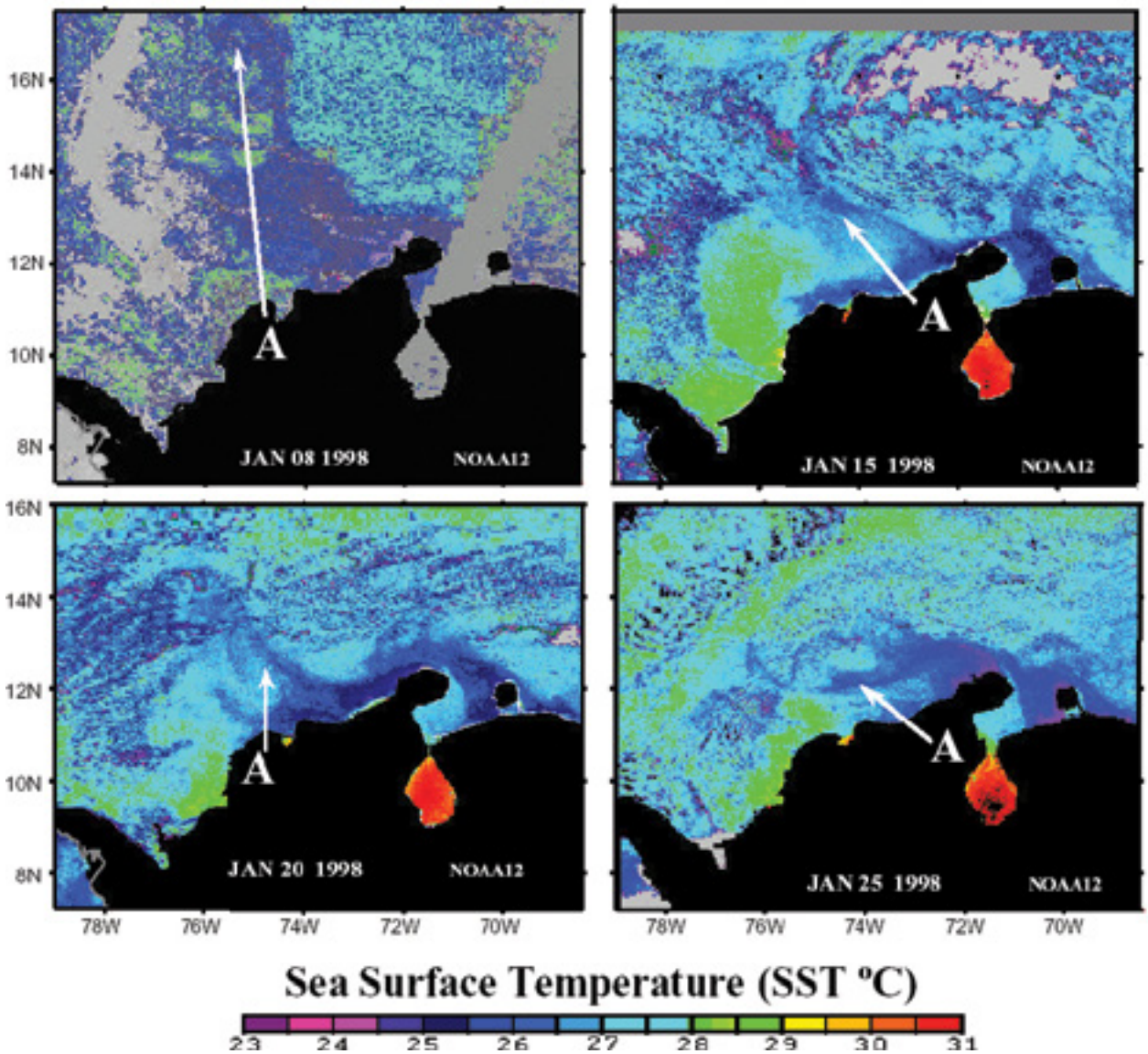

Figura 6.5 La temperatura superficial del mar desde imágenes AVHRR de los días (a) 8, (b) 15, (c) 20, y (d) 25 de enero de 1998. El filamento A fue desplazado hacia el oeste por la Corriente del Caribe. Una pluma de agua más caliente sale del lado occidental del Golfo de Venezuela y se introduce dentro del agua aflorada más fría. El ciclón marcado "C" se separó del filamento. Su temperatura más fría es obscurecida en (b) y (d) por nubes o falta de datos (en gris), pero pudo ser también trazado con altimetría (ver texto y *Figura 6.8*).

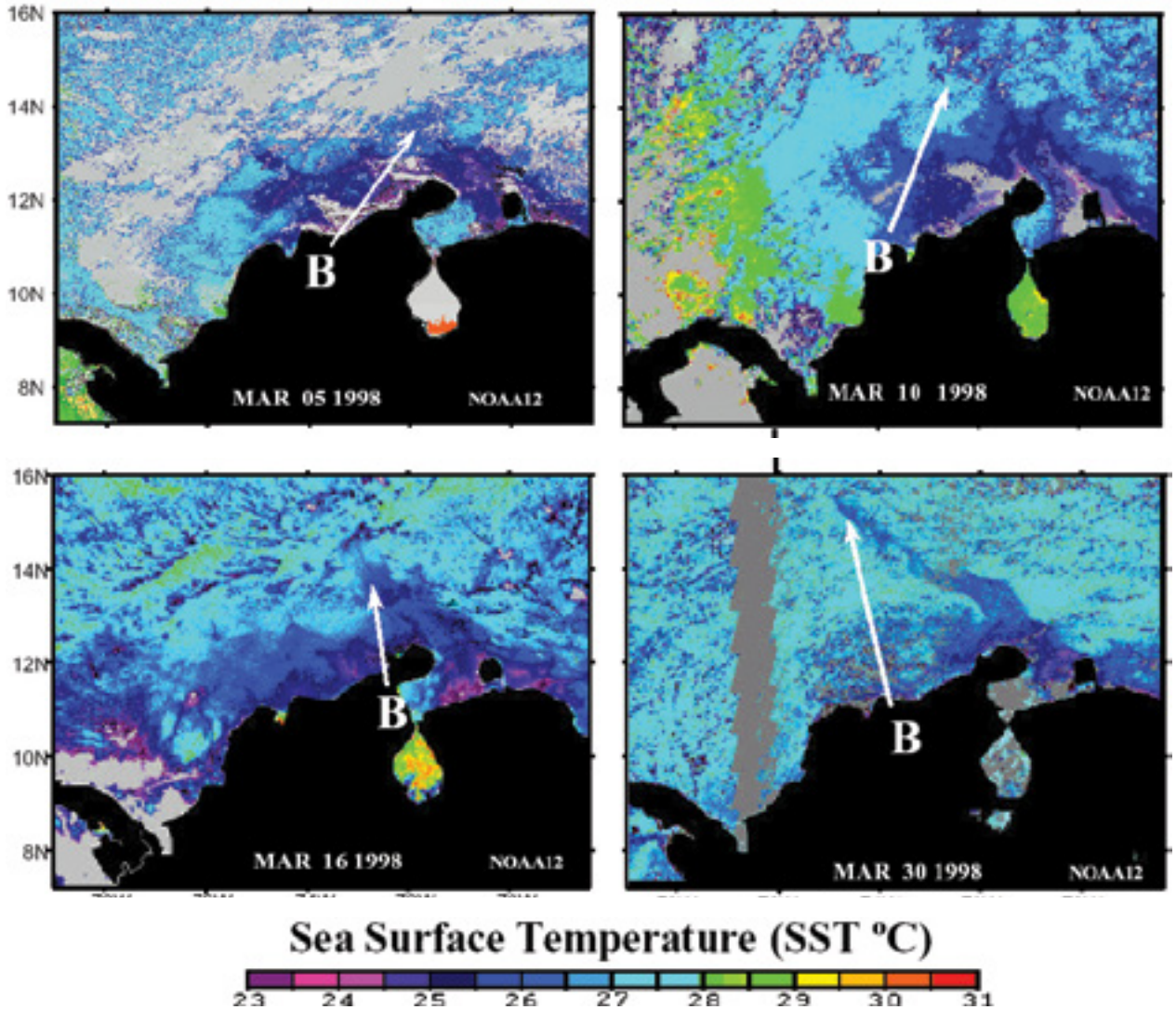

Figura 6.6 La temperatura superficial del mar desde imágenes del AVHRR del (5), (b) 10, (c) 16 y (d) 30 de marzo de 1998. La secuencia muestra el filamento B que se origina frente a la península de Paraguaná. Este se extendió desde el afloramiento hacia el noroeste con una velocidad de cerca de 0.15 $m\ s^{-1}$. La base del filamento migró hacia el oeste lentamente. Las áreas grises son nubes o datos no disponibles.

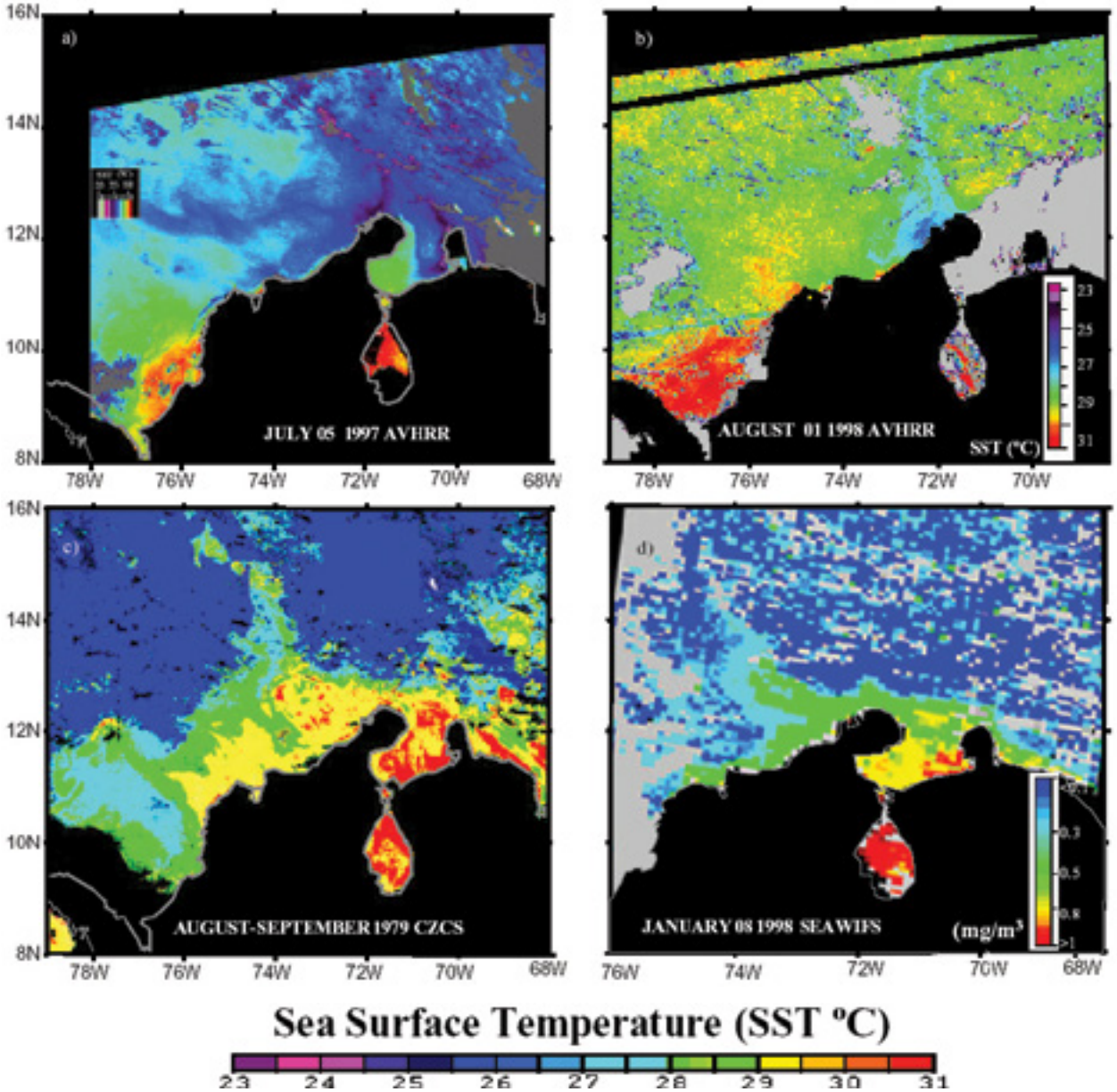

Figura 6.7 La temperatura superficial del mar vista desde el AVHRR de la región Guajira durante (a) el veranillo de 1997, (b) el comienzo de estación de lluvias que muestra un calentamiento generalizado. El 5 de julio de 1997, un filamento se extendió al oeste desde la Guajira hasta el Caribe suroccidental y otro hacia el norte (imagen cortesía de P. Castellano, CARIACO). El 1 de agosto de 1998, el área estaba considerablemente más caliente y un filamento se extendió hacia el norte, (c) mosaico de imágenes del color del océano vistas desde el CZCS (cortesía de P. Clemente-Colón, NASA-GFSC), y (d) la imagen de baja resolución del Sea WIFS que muestran importantes cantidades de clorofila dentro de los filamentos que se desprenden del área de afloramiento.

de 1998 (*Figura 6.7b y c*). El filamento extendido hacia el norte fue de ~170 *km* de ancho y alcanzó desde 14°*N* a 16°*N*. El filamento que se extendió hacia el oeste en la *Figura 6.7a* fue de más de 150 *km* de ancho y alcanzó más de 600 *km* desde su origen. Los límites costeros en el norte y oeste del Caribe están justo más allá de los límites de estas imágenes, por esa razón la variabilidad de este fenómeno de media escala afecta a todo el dominio de las aguas centrales del Caribe occidental.

Las imágenes del CZCS muestran más altos valores de clorofila cerca de la costa Guajira dentro del frente térmico que delinea el borde de costa afuera del centro del afloramiento. Una lengua de mayores valores de clorofila extendiéndose hacia el noroeste indicó el camino de un filamento en agosto de 1979 (*Figura 6.7c*). La clorofila decreció irregularmente a lo largo de los filamentos. Las imágenes de clorofila del CZCS también reflejaron la permanente abundancia de fitoplancton en el Golfo de Venezuela. La gran extensión ocasional de la señal de temperatura del filamento también ocurrió en los patrones de clorofila. Por ejemplo, la Figura 6.7*d* indica que la clorofila generada en el sistema de afloramiento de la Guajira fue regado hacia el Caribe occidental por filamentos que se extendieron hasta 16°*N*, alcanzando probablemente el borde norte del mar Caribe.

En enero de 1998 el filamento mostrado en la *Figura 6.5* fue seguido mediante un análisis de altimetría hasta marzo, mediante el seguimiento del contorno de su anomalía en la superficie del mar utilizando las órbitas de los satélites TOPEX-Poseidón y ERS-2 sobre la región. La secuencia de los mapas de anomalía de nivel del mar en la Figura 6.8 muestra la formación del remolino ciclónico marcado "C" el 13 de enero. Para mayor claridad, en la Figura se retuvieron solo los contornos relacionados con la estructura del remolino. Este remolino se separó del filamento hacia mediados de enero y luego migró lentamente hacia el noroeste a unos 0.04 $m\ s^{-1}$ hasta llegar a Jamaica a finales de marzo, 75 días más tarde.

6.4.2 Descarga Fluvial

Los datos del CZCS sugieren que el origen de los grandes parches de pigmentos al oeste de la Guajira es la descarga del río Magdalena (*Figura 6.7*). Como el agua de estos ríos fluyen sobre una área de tierra con temperatura ambiente media de ~35°*C*, la descarga puedes ser detectada como de parches calientes en las imágenes del AVHRR, por ejemplo (*Muller-Karger et al., 1991*). En las aguas oligotróficas del Caribe occidental los nutrientes del río Magdalena deben ser tomados prontamente por el plancton y las concentraciones decrecen rápidamente con la distancia desde la boca del río. El flujo general hacia el oeste previene a las aguas del Magdalena de introducirse en el sistema de afloramiento, sin embargo las aguas cálidas y dulces del Lago Maracaibo resultan evidentes en las imágenes del AVHRR (*e.g. Figura 6.5*) y puede perturbar las medidas de productividad en el área de la Guajira.

Los pigmentos del delta del río Orinoco, 1000 *km* hacia el este, pueden ser trazados hasta el Caribe central (*Muller-Karger et al., 1989; Corredor et al., 1996*). La entrada de la pluma del Orinoco dentro de un gran remolino ciclónico fue documentado por Corredor et al., (*2004*) con imágenes del color del océano y observaciones in-situ. Carbón orgánico disuelto con color de la pluma del río Orinoco contamina la señal de color detectada con sensores remotos atribuida a la productividad primaria en el Caribe (*Hochman et al., 1994*). Sin embargo, la

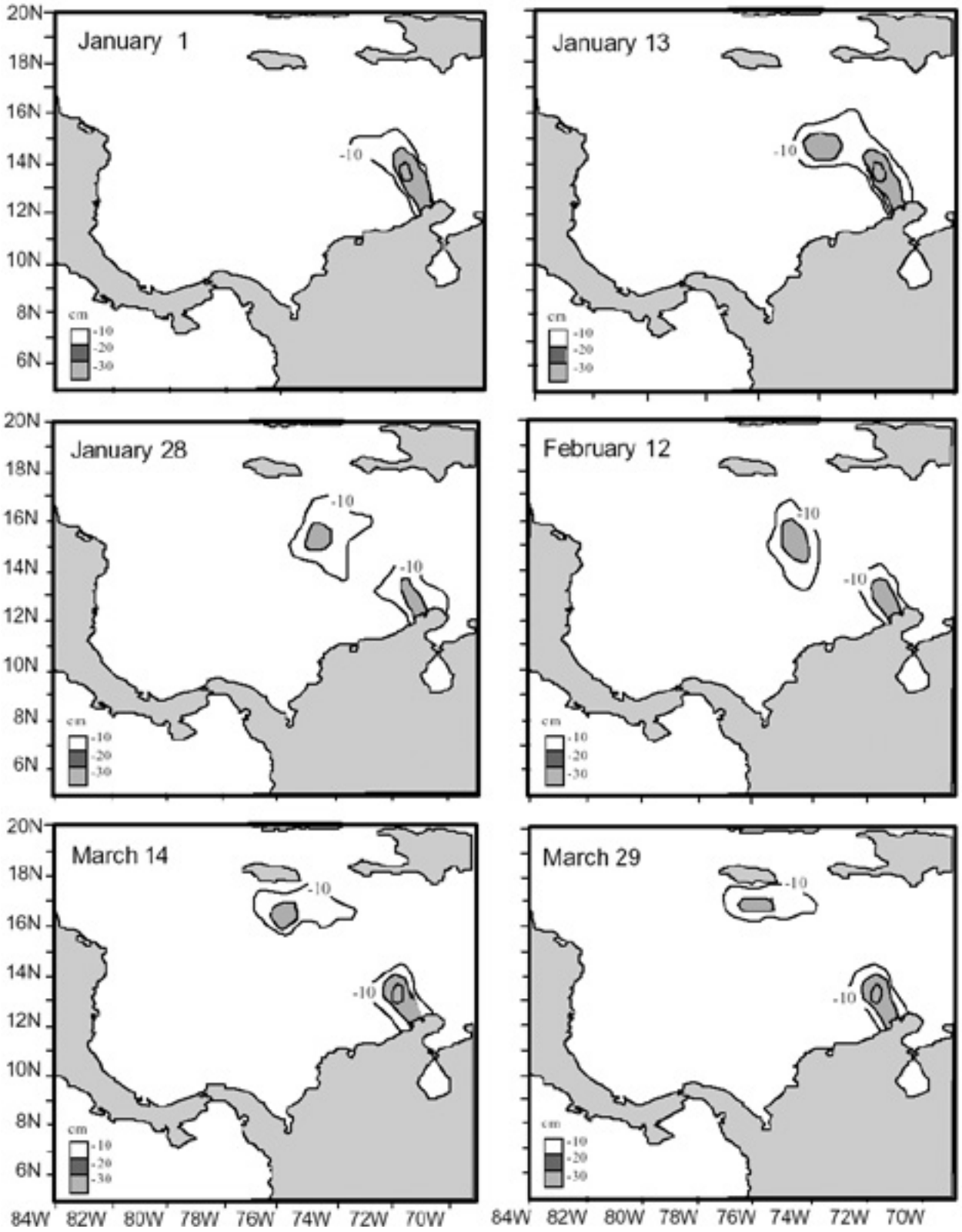

Figura 6.8 anomalía del nivel del mar (en *cm*) extraída del análisis de los datos de los satélites TOPEX-Poseidón y ERS 2, hecho en el CCAR para el lapso de enero 1 al 29 de marzo de 1998. La secuencia muestra la formación y evolución del remolino C, que nació de un filamento producido en la región Guajira. El remolino ciclónico (ver también *Figura 6.5*) viajó hacia el nor-noroeste llegando a Jamaica 100 días más tarde.

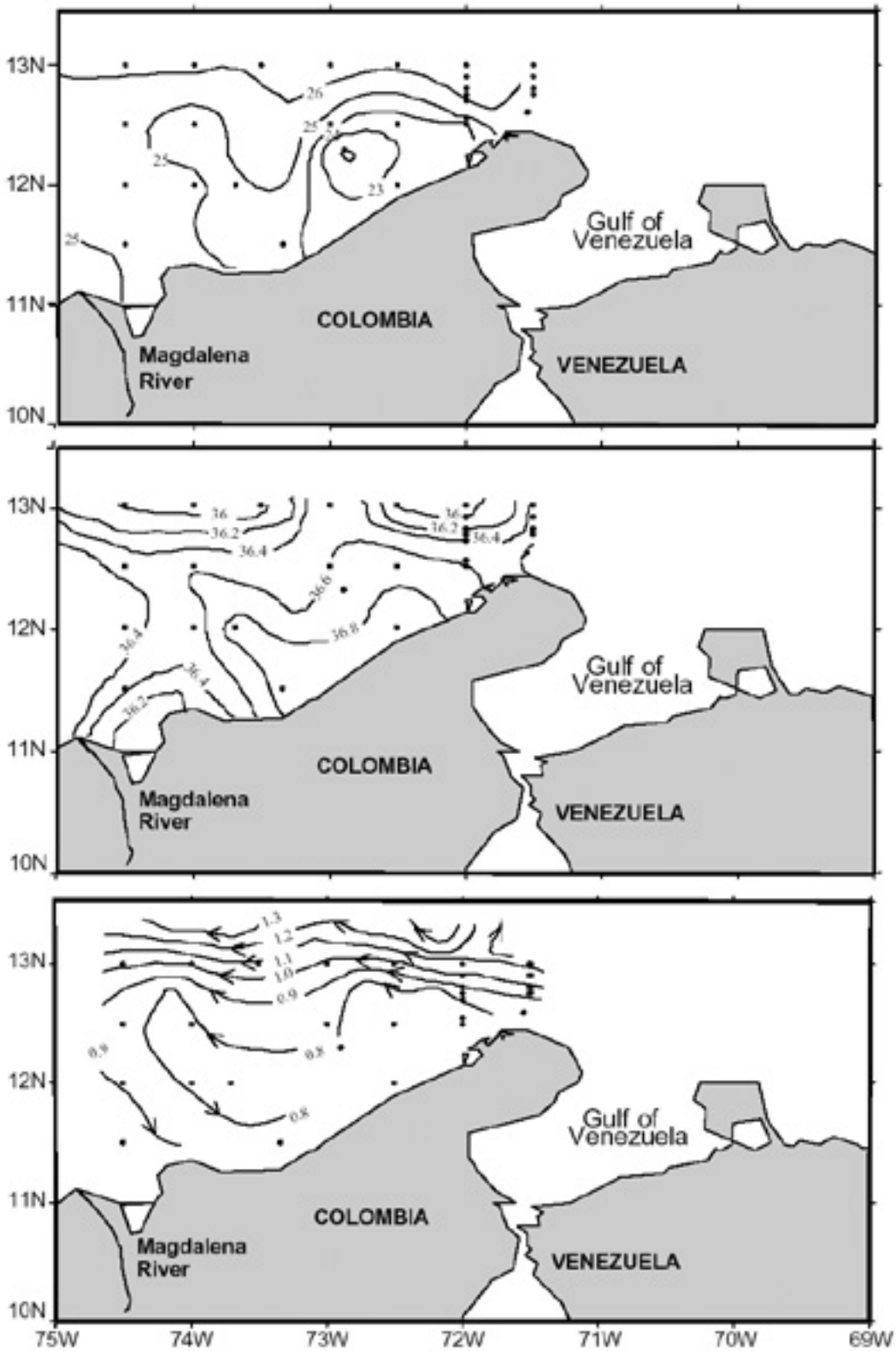

Figura 6.9 Distribución superficial de (a) temperatura, (b) salinidad y (c) topografía dinámica con respecto de 1200 *dbar*, durante abril de 1994. La piscina de agua fría y salada producida por el afloramiento ocupa la plataforma Guajira. El jet costero centrado en 13°*N* se extiende al oeste pero parte es recirculado hacia el Este cerca de la costa.

concentración de pigmentos en la pluma es suficientemente baja para ser distinta de la producida en el afloramiento de la Guajira y los pigmentos son buenos trazadores de la extensión espacial del afloramiento y de las estructuras de los filamentos. De todas formas se debe ser precavido cuando se discute la productividad del afloramiento desde los datos de CZCS o del SeaWIFS en la región.

6.4.3 Observaciones *in-situ*

Los tres cruceros fueron hechos durante diferentes estaciones tropicales. El crucero de abril de 1994 se llevó a cabo durante la transición entre la estación de vientos cuando el afloramiento máximo empieza a debilitarse; el crucero de febrero de 1998 fue realizado durante el pico de la estación de vientos y máximo afloramiento y el crucero de agosto de 1998 muestreo el área durante la estación de lluvias cuando el viento se relaja y el afloramiento es más débil (*Figura 6.4c*).

En abril de 1994, la región Guajira fue muestreada en una grilla de ~150 *km* reducida a 5 *km* en las secciones más orientales. La temperatura superficial del mar exhibió un fuerte frente alrededor de 12.5°*N* (*Figura 6.9a*), dentro de la cual la plataforma de la Guajira estuvo ocupada

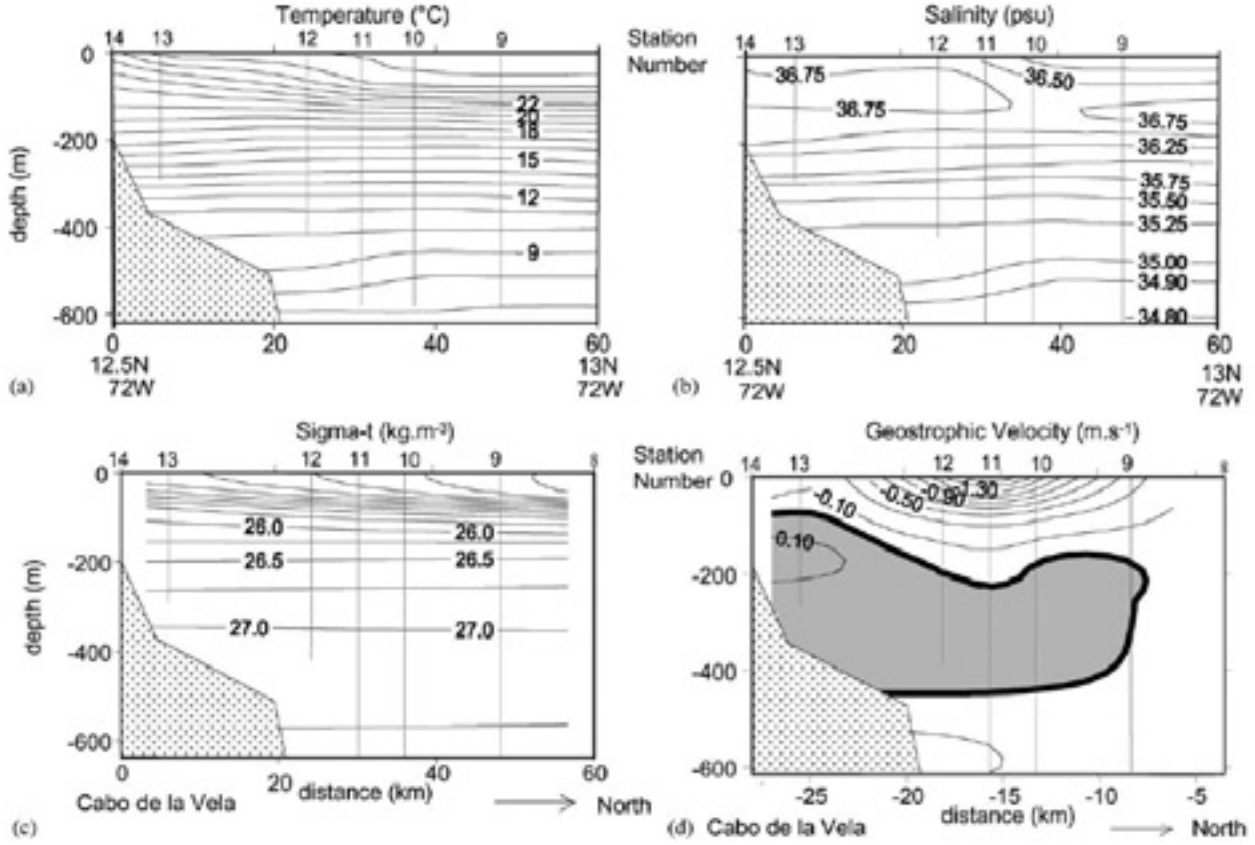

Figura 6.10 Sección 2 (72° *W*) en la región Guajira en abril de 1994: (a) temperatura, (b) salinidad, (c) sigma-*t* y (d) velocidad geostrófica. El afloramiento costero es observado en el levantamiento de las isolíneas en los primeros 100 *m*. Un jet geostrófico superficial hacia el Este con velocidades cercanas a 1.5 $m\ s^{-1}$ y se observa un lento contra flujo subsuperficial centrado en 200 *m*.

por aguas con temperaturas mínimas de 23°*C*. Las máximas salinidades coincidieron con las temperaturas frías en la región del afloramiento en la plataforma (*Figura 6.9b*). Basados en la topografía dinámica calculada con respecto de 1200 *m*, había un 'jet' a lo largo del frente termal, cerca de la costa en el Cabo de la Vela y un flujo de retorno costero más débil en la parte más occidental de la región, formando una circulación ciclónica alrededor de la "piscina" de agua aflorada, es decir, un centro de afloramiento (*Figura 6.9c*).

A lo largo de la Sección 2 (72°*W*), el afloramiento fue indicado por la isoterma de 25°*C* la cual se muestra en la superficie cerca de la costa pero estaba a 100 *m* de profundidad en cerca de 100 *km* de distancia aguas adentro (*Figura 6.10*). Como era de esperarse, el levantamiento más fuerte se encuentra dentro de un radio baroclínico de Rossby desde la costa. Las corrientes geostróficos incluyen un fuerte jet superficial hacia el Oeste con velocidades mayores a 1 $m\ s^{-1}$ y un flujo subsuperficial hacia el Este de alrededor de 0.1 $m\ s^{-1}$.

La corriente de chorro (el 'jet') que se forma en la superficie, se dirigió al oeste fluyendo a velocidades >0.5 $m\ s^{-1}$ y el flujo hacia el Este (la contracorriente) fluyó (>0.3 $m\ s^{-1}$) centrado a 200 *m* de profundidad también fue vista en las distribuciones verticales a lo largo de la Sección 1 en 71.5°*W* (*Figura 6.11a*). El frente del afloramiento y el jet continuó hacia el oeste cruzando las Secciones 3 y 4 (*Figuras 6.11b y c*) más allá de la punta de la Península Guajira a lo largo de 12.8°*N*, separándose de la costa que tiende al suroeste. Aunque el frente y el jet coinciden con el borde de la plataforma en el Este, se separa hasta 170 *km* de la costa en la Sección 5 a lo largo de 74.5°*W*, donde todavía es intenso (*Figura 6.11d*).

El núcleo de la contracorriente estuvo a 200 *m* de profundidad en el Este pero se asomera hacia el oeste en la medida que el jet superficial se separa de la costa. La sub-corriente se asoma a la superficie en la parte más occidental de la Sección 5 como la Contracorriente Panamá-Colombia.

En febrero de 1998, dos Secciones oceanográficas (6 y 7) fueron hechas cerca del Cabo de la Vela, esta vez en el pico de la estación de vientos. La Sección 6 fue hecha entre las posiciones de las Secciones 1 y 2 de abril de 1994 (*Figura 6.12*). El afloramiento fue más fuerte en febrero de 1998. Las isotermas de la capa superficial se inclinaron más fuertemente y la temperatura superficial fue cerca de 23°*C* sobre la plataforma continental. Se observaron salinidades superiores a 36.8 *psu* en la costa y la isohalina de 36.4 *psu* fue levantada de 200 *m* de profundidad a la superficie sobre el borde de la plataforma. Las corrientes geostróficas fueron similares a las vistas previamente. El jet costero superficial hacia el oeste estuvo centrado en 12.8°*N*, a 50 *km* costa afuera con velocidades máximas >0.5 $m\ s^{-1}$. El flujo hacia el Este fue >0.2 $m\ s^{-1}$ a 200 *m*.

La Sección 7 (12°*N*, 72°*W* a 13°*N*, 73°*W*) hecha el 17 de febrero de 1998 cruzó la zona donde la mínima temperatura y máxima salinidad habían sido detectadas durante la campaña de 1994 afuera del Cabo. Las distribuciones verticales reflejaron un comportamiento similar, con un afloramiento más fuerte cerca de la costa y los frentes de temperatura y salinidad muy bien delineados. Como antes, el jet geostrófico superficial hacia el oeste tuvo velocidades <1 $m\ s^{-1}$ y se observó una contracorriente hacia el Este de ~0.1 $m\ s^{-1}$ (*Figura 6.11e*)

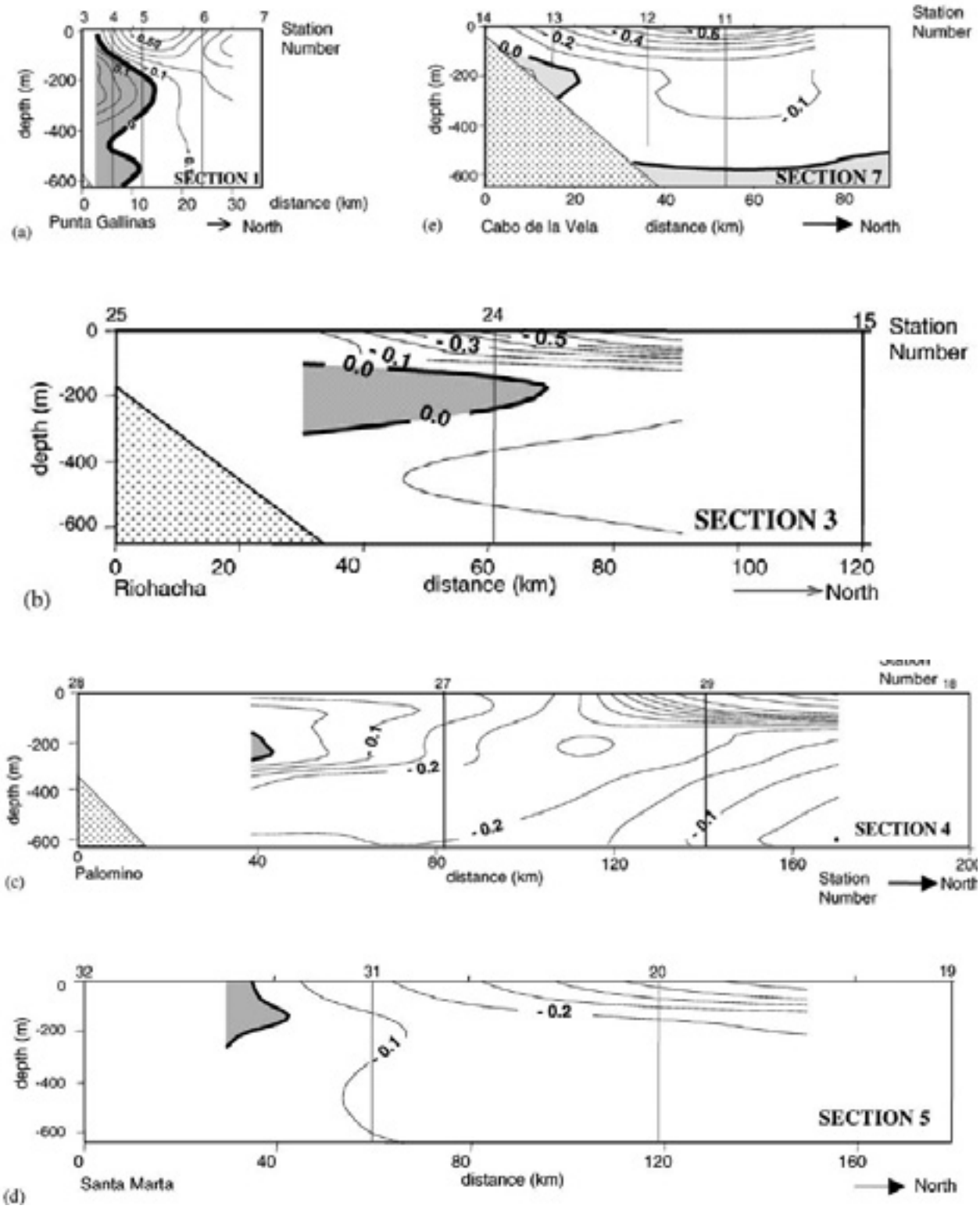

Figura 6.11 Estimaciones geostróficas a lo largo de Secciones meridionales indicadas en la *Figura 6.1*. Todas las secciones muestrearon la presencia de un movimiento superficial hacia el oeste, un jet costero costa afuera y un flujo subsuperficial hacia el Este centrado en 200 *m* con velocidades hasta de 0.3 $m\ s^{-1}$.

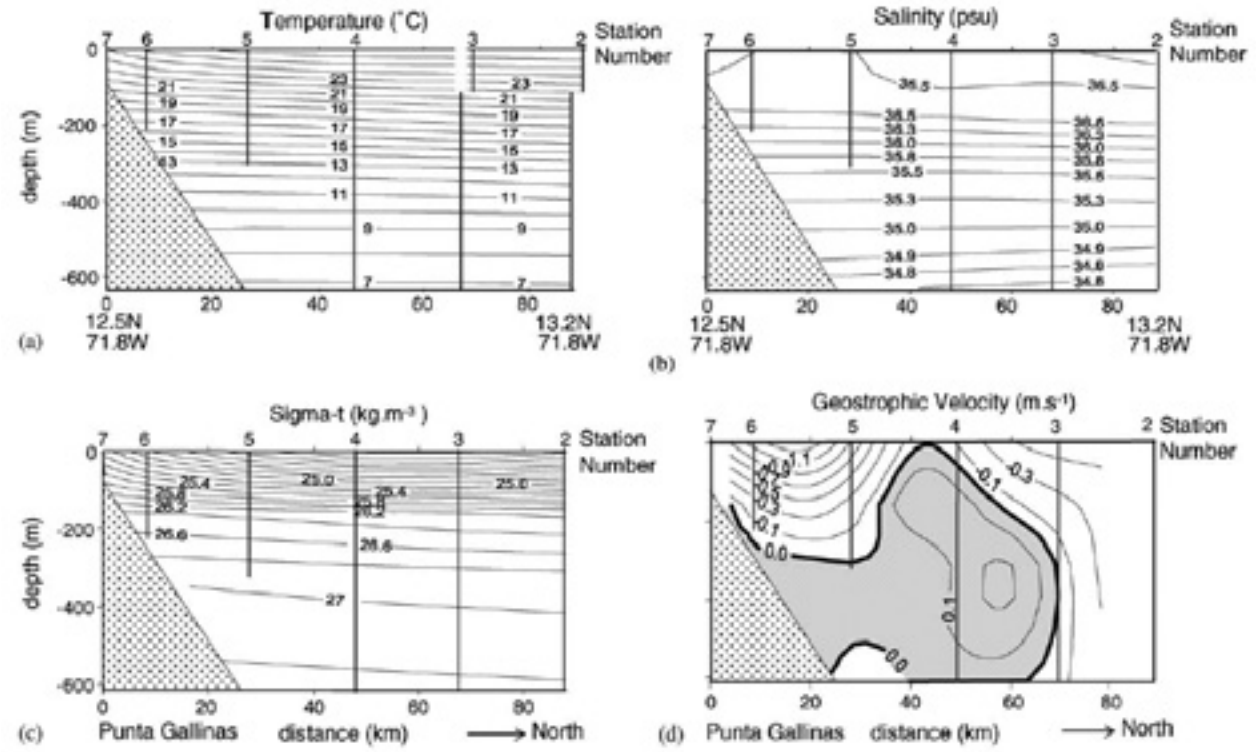

Figura 6.12 Sección 6 (71.8° *W*) en la región Guajira en febrero de 1998: (a) temperatura, (b) salinidad, (c) sigma-t y (d) velocidad geostrófica. Esta Sección es similar a las medidas en 1994, el afloramiento esta restringidas a los primeros 40 *km* desde la costa. El jet costero tiene velocidades superiores a 1 $m\ s^{-1}$ y el flujo subsuperficial estuvo a 70 *km* costa afuera con velocidades hasta de 0.2 $m\ s^{-1}$

En noviembre de 1998, el área fue nuevamente examinada con 15 estaciones de CTD (*Figura 6.1c*) en un tiempo de débiles vientos y afloramiento. El rasgo más significativo fue que el agua aflorada está cubierta por un chorro de agua cálida y dulce bien delineado en las Secciones 8-11 (*Figura 6.13*). Este chorro de agua liviana también fue observado en las imágenes de temperatura superficial del mar (Figuras 6.5c y d). Las corrientes geostróficas mostraron su estructura usual de un jet superficial hacia el oeste (<0.35 $m\ s^{-1}$) y la corriente subsuperficial hacia el Este (<0.05 $m\ s^{-1}$) a 200 *m*.

El transporte geostróficos estimado a lo largo de la costa del afloramiento de la Guajira fue de alrededor de 5 *Sv* promediado sobre las Secciones desde cerca de la costa hasta 120 *km* afuera y sobre 1200 *m* de profundidad. El transporte de Ekman integrado sobre 1000 *km* a lo largo de la costa da un valor del transporte debido al viento de 1 *Sv* en la capa de mezcla. El transporte en los filamentos no es posible estimarlo debido a la falta de observaciones, pero se esperaría que signifique un porción importante del transporte total costa afuera.

6.5 Discusión

La variabilidad de la región de afloramiento de la Guajira está fuertemente influenciada por actividad de media escala en forma de filamentos. Uno de los principales objetos del presente

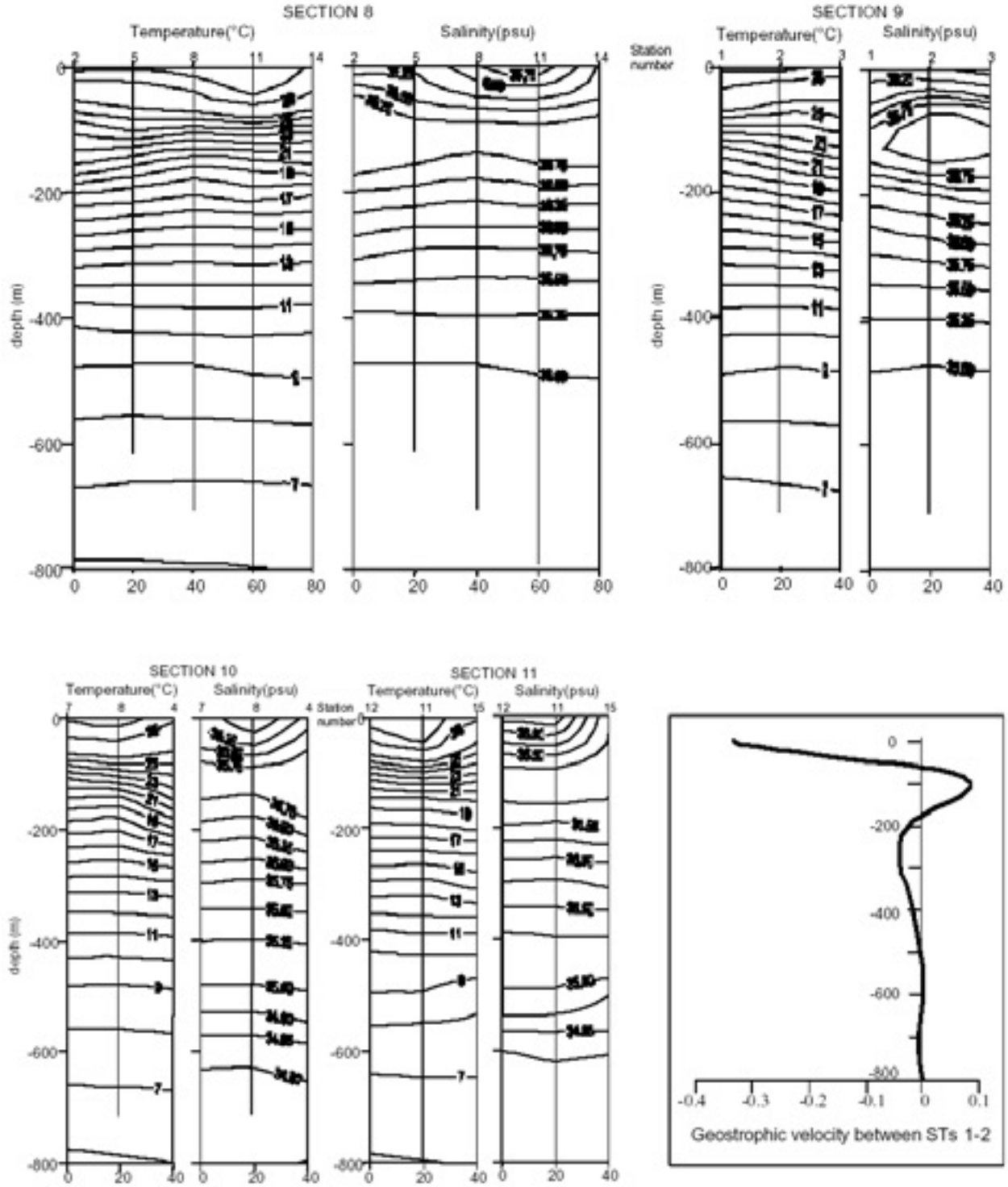

Figura 6.13 Secciones 8-11 de temperatura y salinidad (*ver Figura 6.1c)* en noviembre 1998 revelan una pluma superficial de agua más cálida y dulce que penetra en el sistema de afloramiento. El perfil de velocidad geostrófica entre las estaciones 1 y 2 muestran el flujo subsuperficial hacia el Este, debajo del jet hacia el Oeste.

estudio, el límite costa afuera del centro de afloramiento donde aparecen los filamentos, fue muestreado en diferentes ocasiones bajo distintos forzamientos estacionales. La presencia de filamentos arrancados ya sea de la Península de Paraguaná o de la Península de la Guajira fue detectada en cada imagen del infrarrojo y de color de las 72 examinadas. Por consiguiente, estos parecen ser rasgos recurrentes del afloramiento independientemente de la época del año. La variabilidad de corto plazo está pendiente de ser investigada, ya que las observaciones de los cruceros fueron de corta duración. En el crucero de 1994, el límite norte del afloramiento fue detectado como un fuerte frente que se extendió hacia el oeste. Las imágenes de los sensores remotos han mostrado el frente del afloramiento (tanto en color del océano como en la temperatura superficial del mar) en varias épocas del año mostrando una orientación principalmente zonal, paralela a la costa pero interrumpida por los filamentos.

Las estructuras de los filamentos han sido documentados en los regímenes costeros de California (*Brink y Cowles, 1991*), Portugal (*Haynes et al., 1993*), África suroccidental (*Lutjeharms y Stockton, 1987*), la península arábiga (*Elliott y Savidge, 1990*), Chile (*Thomas, 1998*) y África noroccidental (*Barton et al., 1998*) durante sus respectivas estaciones de afloramiento. Todos ellos vieron aspectos similares a los encontrados en el sistema de la Guajira, aunque su desarrollo ha sido atribuido a una variedad de causas diferentes.

Los filamentos crecen en la Península de Paraguaná y se extienden costa afuera hasta 400 *km*. Al menos ocasionalmente, la punta externa del filamento rota ciclónicamente y algunas veces se separa, en forma de remolino ciclónico que deriva independientemente (*Figura 6.5*). Estos remolinos pueden ser producidos por un filamento o que el filamento penetró dentro de un ciclón que pasaba. Los filamentos son distorsionados por remolinos de media escala y meandros que trae la Corriente del Caribe, como fue mostrado por *Andrade y Barton* (*2000*). Los meandros anticiclónicos también pueden llevar agua recientemente aflorada afuera de la costa, creando filamentos largos y delgados como se han visto en las imágenes de satélite. El jet costero hacia el oeste del afloramiento a lo largo de la costa puede producir inestabilidad de la corriente cerca de los Cabos y entonces expeler agua afuera de la plataforma continental para formar los filamentos. Los datos son insuficientes para favorecer cualquiera de los modelos conceptuales propuestos por *Strub et al*. (*1991*).

Un mecanismo independiente de enriquecimiento de nutrientes es el transporte eólico de arena. El viento que sopla sobre los desiertos de la Guajira puede transportar cantidades importantes de arena y depositarlas sobre la superficie del mar en el área de afloramiento, como se ha observado desde fotografías en el espacio (*Figura 6.14a*). Ejemplos similares ocurren en las corrientes con limite en el Este como en Baja California donde los vientos "Santana" soplan arenas de los cañones hacia fuera sobre las aguas de los afloramientos (*Trasvina et al., 2003*) y el África noroeste (*Holtz et al., 2004*), donde las nubes de polvo del Sahara depositan vastas cantidades de material sobre el océano. Los efectos directos de tales depósitos siguen siendo poco investigados.

Las observaciones y las imágenes hechos a lo largo del borde oceánico de la región del afloramiento en el Cabo de la Vela muestran aguas frías afloradas que fueron molestadas por la presencia de una bien delimitada pluma cerca de la costa de aguas dulces y cálidas, alcanzando los 50 *m* de profundidad (*Figuras 6.14b y c*). Esta pluma está compuesta de aguas descargadas del Lago de

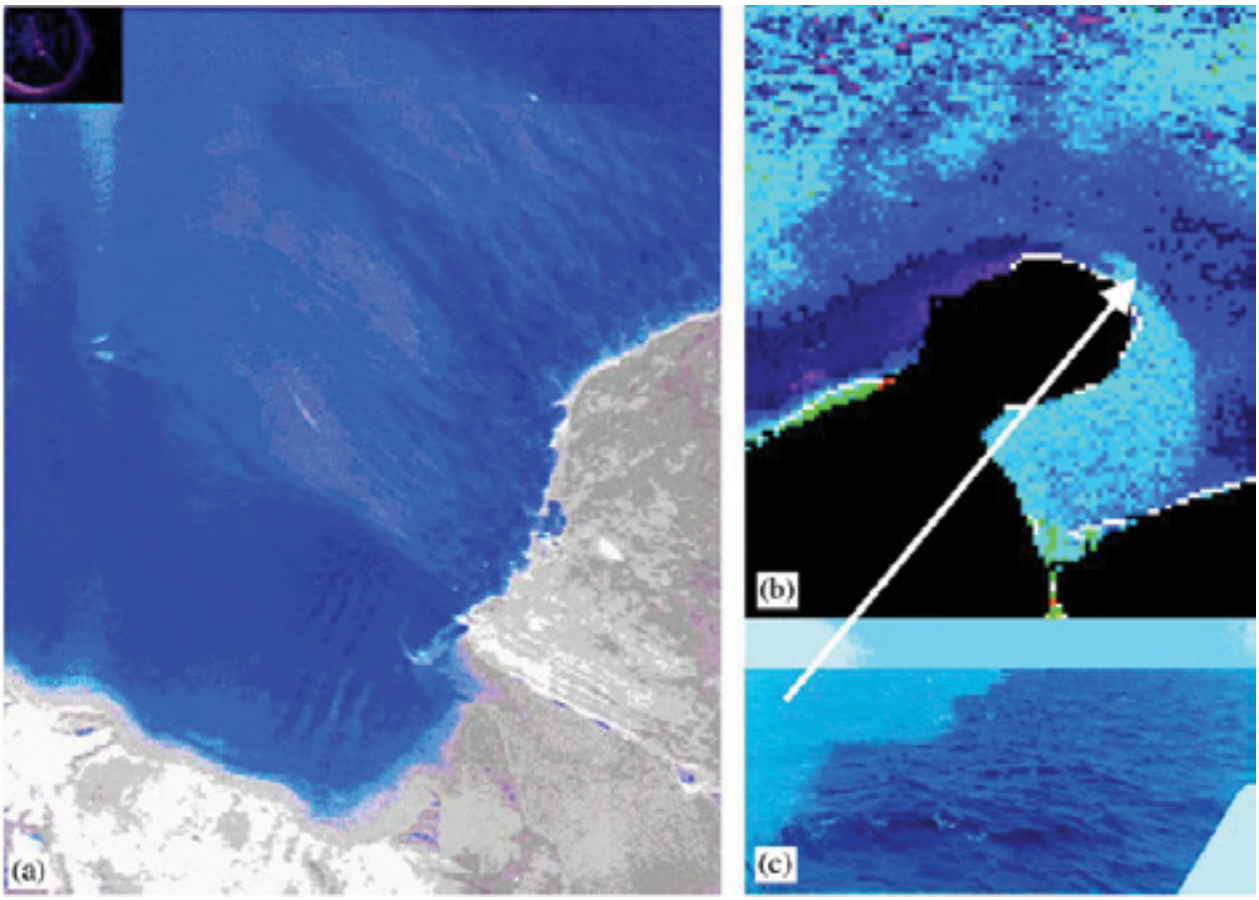

Figura 6.14 (a) Fotografía tomada desde SKYLAB sobre la Península de Paraguaná que muestra la arena volando sobre las aguas afloradas; (b) detalle de la imagen en la Figura 6.5c mostrando las aguas más cálidas fluyendo al norte del Lago Maracaibo entrando en área de afloramiento; (c) fotografía del frente de la pluma de agua fresca en las aguas de la Península Guajira.

Maracaibo en la Ensenada de Calabozo en el Golfo de Venezuela. Las aguas de río en el Golfo de Venezuela giran al oeste y permanecen en la Ensenada de Calabozo hasta que gradualmente se introducen dentro del jet costero cerca de la Península Guajira Este puede ser otro mecanismo de enriquecimiento de las aguas de esta región. Mediante los mismos mecanismos, material peligroso venido de la industria petrolera puede alcanzar el área de afloramiento.

Las imágenes del CZCS sugieren que las aguas costeras justo afuera de la Guajira tienen las concentraciones más altas de biomasa fitoplanctónica a lo largo de todo el año. Las aguas más productivas están limitadas a la "piscina de agua fría" o el centro del afloramiento formado en la Guajira occidental restringiendo la biomasa a las aguas sobre la plataforma continental, excepto cuando fue transportada mar afuera por los filamentos. Los máximos valores encontrados en la superficie son de alrededor de 3 *mg* m^{-3} *Chl-a* y son comparables a los encontrados por *Corredor* (*1979*) en aguas más profundas lo que significa que el afloramiento allí puede tener niveles de productividad más altos que los pensados previamente.

Sin embargo, *Corredor* concluyó que el crecimiento de fitoplancton estimulado por enriquecimiento de nutrientes inorgánicos en la Guajira era significativamente más bajo (por un orden de magnitud) que en los sistemas de afloramiento con limite en el oeste. El atribuyó esto a la naturaleza empobrecida (oligotrófica) del Agua Subtropical subsuperficial que es aflorada.

Este estudio también implica una exportación significativa de aguas ricas en nutrientes desde la plataforma. El papel de los filamentos del afloramiento en el transporte de nutrientes hacia mar abierto puede representar una pérdida significativa. Por ejemplo, las aguas enriquecidas en nutrientes sobre la plataforma continental durante la época de afloramiento intenso están sujetas a ser barridas rápidamente hacia el oeste o hacia el norte formando filamentos de afloramiento costero. Algunas veces los filamentos forman remolinos ciclónicos conectados con el centro del afloramiento como fue observado en la temperatura superficial y el color. Estos pueden separarse y viajar con la Corriente del Caribe llevando aguas afloradas más al oeste.

Semejante dispersión de larvas y huevos producida en el sistema de afloramiento seguramente tiene grandes implicaciones para la distribución de especies dentro del Caribe. La persistente ocurrencia de filamentos provee un mecanismo para algunos organismos fitoplanctónicos para dejar el margen continental de la Guajira y subsecuentemente desarrollarse en la costa centroamericana o en los Bancos de la elevación centroamericana. En contraste, otros localizados en la parte media superior de la columna de agua sobre la plataforma continental central permanecen dentro de la circulación ciclónica en el centro de afloramiento. Esta retención puede proveer una mayor oportunidad para los organismos crecer exitosamente en su lugar.

6.6 Conclusiones

El afloramiento de la Guajira es un área de relativa alta producción porque la tierra se introduce en el núcleo del viento de chorro de bajo nivel donde los flujos atmosférico y oceánico son fuertes, aumentando y enriqueciendo el afloramiento. El sistema muestra rasgos típicos de un afloramiento costero, favorecido por la orientación local de la costa con respecto de los vientos predominantes.

Un intenso flujo superficial (un 'jet') hacia el oeste, alcanza velocidades >1 $m\ s^{-1}$ en la capa más superficial y un contra flujo hacia el Este sobre el talud continental, con velocidades hasta de 0.2 $m\ s^{-1}$ a 200 *m* de profundidad, se encontraron en tres diferentes épocas del año. La contracorriente parece ser parte de un flujo continuo a lo largo de la costa suramericana en el mar Caribe reportado por *Andrade et al*. (*2003*). En el límite occidental del centro de afloramiento de la Guajira, un débil flujo de retorno forma una circulación ciclónica posiblemente permanente localizada entre el eje del 'jet' y la costa Guajira.

Estructuras llamadas filamentos, se originan en el afloramiento costero al Este de Paraguaná, llevando agua fría de alta concentración de clorofila costa afuera desde la región de afloramiento de la Guajira hasta el área del Caribe central. El 'jet' costero afuera de la Guajira occidental también extiende agua aflorada hacia el oeste desde la península en la forma de grandes filamentos.

Los filamentos que se extendieron hacia el norte fueron distorsionados incidentalmente por meandros anticiclónicos o remolinos transportándolos hacia el oeste afuera de la costa Guajira. Los remolinos ciclónicos también se forman de o interactúan con los filamentos. Estos fueron observados separándose de los filamentos y viajando con la Corriente del Caribe transportando aguas afloradas a cientos de kilómetros desde su fuente. No hay indicación de un patrón de retorno hacia la costa para las aguas transportadas mar afuera por los filamentos, distinto de una eventual recirculación a través de remolinos en el Caribe suroccidental y la contracorriente costera.

No se encontró diferencias distintivas en el comportamiento del sistema de afloramiento entre los tres cruceros en términos de la presencia del jet superficial costero hacia el oeste, la subcorriente hacia el Este y el desarrollo de filamentos. Esto sugiere que este fenómeno existe durante la mayor parte del año, aunque el afloramiento varia con los vientos, más fuertes en enero-marzo y más débiles en noviembre-diciembre.

Tanto la presencia de aguas frescas ricas en nutrientes desde el Golfo de Venezuela como el transporte eólico de arenas desde el desierto adyacente de la Guajira pueden afectar las condiciones de la zona de afloramiento potencialmente. Pero aún no hay observaciones directas o evaluación de su interacción con el afloramiento.

Los resultados demostraron la existencia de gran variabilidad espacial en la circulación del afloramiento frente a la costa Guajira. Entender los procesos que manejan y controlan esta variación espacial es crítico para establecer la influencia de la circulación oceánica en la productividad biológica y el transporte de material biogeoquímico y antropogénico desde y hacia la plataforma continental Guajira.

Capítulo 7

Evidencia de una corriente costera hacia el Este a lo largo de las Costas del Caribe en Centro y Sudamérica*

7.1 Introducción

Como se dijo en los capítulos anteriores, las corrientes superficiales dominantes en el área son la Corriente del Caribe fluyendo al Oeste-Noroeste a lo largo del Caribe Norte (e.g. *Wust, 1963; Morrison y Nowlin, 1982*) y la circulación ciclónica del Giro Panamá-Colombia (GPC) en el Mar Caribe Suroccidental (*Mooers y Maul, 1998; Schott y Molinari, 1996).* El lado del Giro que corre por la costa se conoce como la Contracorriente Panamá-Colombia – CPC (*Pujos et al., 1986*). La intensa interacción océano-atmósfera a través del estrés del viento y el forzamiento de flujo de calor en la superficie, el paso de la Corriente con límite en el Oeste, inestabilidad de la Corriente del Caribe y entradas de agua dulce a lo largo de la costa Centro y Suramericana manejan estos muy energéticos y temporales flujos. La circulación superficial en la CPC se ha documentado extensamente con base en boyas de deriva (*Criales et al., 1999; Wilson y Leaman, 2000*), sin embargo, la estructura subsuperficial de la CPC ni de la Contracorriente de Venezuela ha sido descrita, excepto por apariciones esporádicas en estudios hechos a escalas mayores (e.g. *Gordon, 1967; Hernandez-Guerra y Joyce, 2000).*

Existe evidencia teórica sobre la existencia de un flujo hacia el este en el borde sur del mar Caribe en la circulación remota del Atlántico Norte y la circulación local manejada por el viento. La circulación climatológica de Sverdrup tiene una línea zonal de valor cero en el centro del Caribe (*Mayer y Weisberg, 1993)* que corresponde a la presencia del viento de chorro de baja altura (Low Level Jet) de los vientos Alisios alrededor de 14º*N*, que implica la existencia de una celda ciclónica en el Sur del Caribe (*Figura 7.1*). Para "cerrar" la circulación de Sverdrup del Atlántico Nortropical se requiere de un transporte medio de aproximadamente 5 *Sv* provenientes del sur del Caribe, un transporte que posiblemente es enmascarado en un alto grado por el transporte hacia el polo de la parte superior del océano de la circulación termohalina del Atlántico Norte.

---

* Andrade, C.A., E.D. Barton and C.N.K. Mooers, Evidence for an Eastward Flow along the Central and South American Caribbean Coast, *Journal of Geophysical Research, Vol. 108,* C6-3185, June, 2003.

El estrés del viento de los Alisios del Norte es la fuerza primaria de las corrientes superficiales del Caribe. Con un viento casi constante llegando del Este, el Transporte de Ekman es hacia el norte, produciendo divergencia (afloramiento costero) de la costa Suramericana y convergencia (sumergimiento costero) hacia las Antillas Mayores *(Gordon, 1967).* Además, el rotacional del estrés del viento produce afloramiento (sumergimiento) en mar abierto entre las áreas costeras y el centro de la cuenca. Entonces, se debe esperar la ocurrencia de un sistema de corrientes típico de un afloramiento costero que incluye una contracorriente debajo de la termoclina (una sub-corriente costera). El estrés del viento hacia el oeste, así como el afloramiento costero producido, pueden crear un gradiente de presión zonal con una cabeza de presión en la costa Centroamericana que puede contribuir a la conducción de un flujo al Este. La expectativa de un contra flujo producido "localmente" y reforzado por el efecto "remoto" de la celda de circulación de Sverdrup sugiere la existencia hipotética de un flujo hacia el este a lo largo de la costa Caribe Suramericana. Este documento presenta evidencia de un contra flujo sobre el margen continental Suramericano desde Panamá hasta Venezuela. En particular, se describen la estructura y el transporte de las corrientes del Sur del Caribe en diferentes sitios basados en observaciones in situ y resultados de modelos que dan nuevas ideas dentro de la poca documentada circulación de esta región.

7.2 Metodología

Se utilizaron datos oceanográficos junto con medidas de corriente tomadas durante los años 1990s en las cuencas de Colombia, Venezuela y Granada. La cuenca de Colombia fue explorada durante varios cruceros en 1994, 1997 y 1998 (*Figura 7.2*). Dos transeptos hechos por el B/O ARC. "*Providencia*" en julio de 1997 muestrearon la cuenca de Colombia con estaciones separadas alrededor de 25km. Los datos de la región Guajira fueron obtenidos en tres cruceros durante el 14-22 de abril de 1994, el 17-19 de febrero de 1998 y el 20-25 de noviembre de 1998 por el B/O ARC "*Malpelo*" (*Figura 7.3*). Los cruceros en la Guajira se efectuaron durante las diferentes estaciones tropicales: 1) la cima de la estación de vientos y del afloramiento (diciembre-marzo), 2) la transición luego de la estación de vientos (abril-julio) y 3) la estación de lluvias con vientos relajados y afloramiento débil o no existente (agosto-noviembre) para observar posibles cambios estacionales. El espaciamiento máximo entre las estaciones fue de 50 *km* en la parte oceánica y de 5 *km* cerca de la península Guajira. En todas las secciones las estaciones fueron hechas en forma perpendicular a la plataforma continental de tal forma que los cálculos de transporte son buenas estimaciones de las corrientes a lo largo de la costa.

Las variables oceánicas in situ fueron observadas con una sonda CTD SB-19 Sea Bird hasta 1200 *m* o hasta cerca de 10 *m* sobre el fondo del mar en los sitios menos profundos. Los perfiladores fueron calibrados en la casa matriz antes de los cruceros. Las medidas del CTD también fueron comparadas en una estación de control hecha con doce botellas Nansen en profundidades estándar a la salida de la Bahía de Cartagena al principio de los cruceros. Los datos del CTD fueron comparados con termómetros reversibles y la salinidad de las muestras de agua fue medida con un salinómetro de inducción Beckman. Diferencias de 0.03^{o}C y 0.005 *psu* respectivamente, fueron consideradas suficientemente pequeñas y no fue necesario hacer más correcciones a los datos.

Para cada sección se hicieron cálculos geostróficos referenciados a 1200 *dbar*. La superficie de 1200 *dbar* se utilizó como nivel de referencia para los cálculos geostróficos porque fue la máxima profundidad alcanzada por la mayoría de las estaciones y porque ha sido utilizada

previamente en el mar Caribe *(Gordon, 1967; Roemmich, 1981).* Se concluyó que es un nivel de referencia adecuado luego del examen a los datos de ADCP arriable en *Joyce et al., (2001),* los cuales mostraron mínimas velocidades alrededor de ese nivel. Donde la profundidad fue menor que la del nivel de referencia, como en las estaciones cerca de la costa, se utilizó el método propuesto por *Reid y Mantyla (1976)* para determinar la velocidad geostrófica. El espaciamiento entre estaciones fue suficientemente grande para estimar una señal baroclínica significativa para los cálculos.

Los datos tomados en marzo-abril de 1992 con ADCP del *B/O Columbus Iselin* a largo de 75°*W (Rooth, 1993)* proveyeron de mediciones directas del flujo a lo largo de la costa colombiana. Así mismo, los datos del ADCP a bordo del *B/O Knorr* en agosto 1997 sobre el meridiano 66°*W*

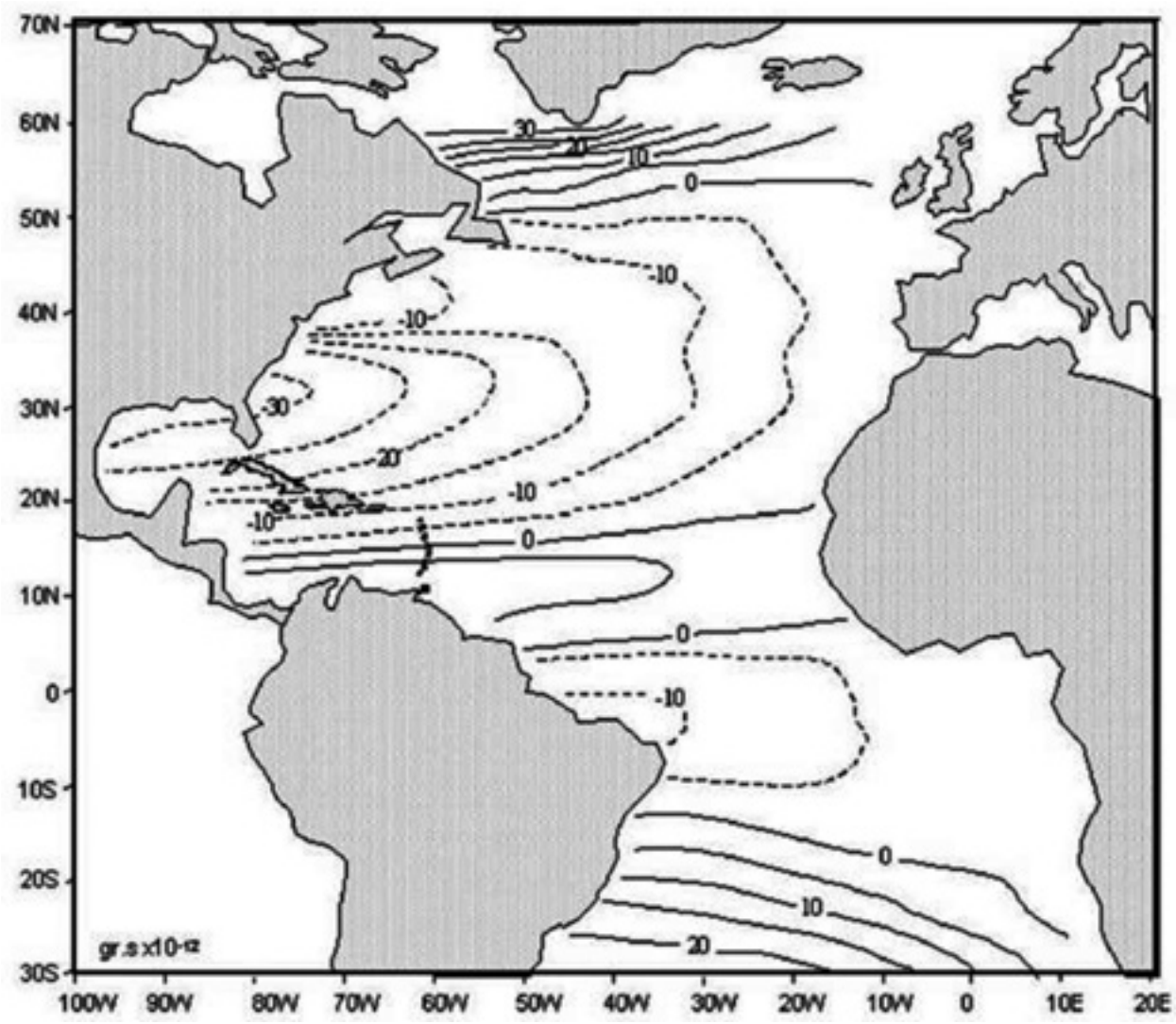

Figura 7.1 Promedio anual de la función del campo de corriente para el total de datos de Sverdrup de transporte basado en el juego de datos de Océano-Atmósfera (COADS) de 1947-1988. La línea cero divide al Caribe en la mitad. La celda ciclónica tropical del Atlántico Norte implica cerca de 5 *Sv* existentes en la costa de América del Sur. La Figura es reproducida de (*Mayer y Weisberg, 1993*). Modificado en (*Wilson and Johns,* 1997).

(Hernández-Guerra y Joyce, 2000) fueron utilizados para observar las corrientes costeras en la Cuenca Venezuela. Finalmente, las mediciones de ADCP hechas a bordo del *HMBS Trident* en mayo de 1992 y en el *B/O Malcolm Baldridge* en abril 1994, sobre un transepto entre Granada y Trinidad *(Wilson y Johns, 1997)* fueron examinados para conocer el destino de la corriente costera en la esquina más Sureste del Mar Caribe donde se comunica con el Océano Atlántico. Los datos de ADCP fueron recogidos cada 10 m desde 30 a 300 *m* de profundidad como corrientes absolutas en la base de datos del NODC.

El volumen transportado (en Sverdrups) fue calculado mediante la integración discreta de las velocidades geostróficas en capas de 10 m entre pares de estaciones hasta alcanzar la máxima profundidad común. De esa manera, no hay estimación del transporte a profundidades por debajo del nivel de referencia escogido o la máxima profundidad común. En la mayoría de las estaciones el CTD no llegó al fondo y en algunas solo representa el 30% de la columna de agua (por ejemplo 1200 *m* en 3500 *m* de profundidad). Sin embargo, como el nivel de referencia asumido corresponde con velocidades despreciables observadas en los datos de ADCP disponibles, estos cálculos proveen una estimación razonable del transporte en las capas superficiales, dentro de la incertidumbre de los métodos utilizados. Generalmente no se hicieron estaciones dentro de los 24 *km* más próximos a la costa y por eso no hay estimaciones del transporte costero que puede ser muy importante. A pesar de estas limitaciones, el método geostrófico provee una valiosa información sobre las velocidades subsuperficiales de las corrientes oceánicas donde no existen medidas directas de correntómetros.

7.3 Resultados

Los cálculos geostróficos y las corrientes medidas a través de las secciones seleccionadas proveyeron la componente zonal de las corrientes costeras a lo largo de la costa Suramericana en el Caribe. Los resultados demuestran la continuidad y la evolución del flujo, desde aguas Centroamericanas en el Oeste hasta el Océano Atlántico en el Este.

7.3.1 Corrientes costeras en el Caribe Suroccidental

La sección A fue muestreada el 3 de julio de 1997 a lo largo de 79°*W* desde la costa de Panamá hasta 250 *km* más afuera, cerca de 12°*N* (*Figura 7.2a*). El flujo geostrófico desde la superficie hasta 800 m fue hacia el este dentro de los 100km de la costa panameña, con una velocidad máxima de cerca de 0.4 $m\ s^{-1}$. En el centro de la sección el flujo fue hacia el oeste en un flujo de 100 *km* de ancho con un núcleo cerca de 80 *m*. Hacia el norte, un flujo hacia el Este de 0.7 $m\ s^{-1}$ se extendió sobre la columna de agua. El flujo hacia el este más costero puede ser identificado como la CPC- el borde costero del GPC. Los flujos opuestos más al norte probablemente reflejan actividad de remolinos anticiclónicos de media escala en la región (*Andrade y Barton, 2000*).

La sección B fue investigada el 5 de julio de 1997 entre el centro del Golfo del Darién y el Archipiélago de San Blas. El flujo geostrófico (*Figura 7.2b*) incluye una CPC poco profunda (<200 m) hacia el este con velocidades hasta de 0.5 $m\ s^{-1}$ afuera de la costa de Panamá. En mayores profundidades, el flujo tiene velocidades hasta de 0.10 $m\ s^{-1}$, que alcanzan su nivel menos profundo (250 *m*) entre estaciones 67 y 69.

La sección C fue estudiada en los primeros 300 m cerca de Cartagena con un ADCP por el *B/O Columbus Iselin* el 8 de abril de 1992 (*Figura 7.2c*). La característica más dominante es la

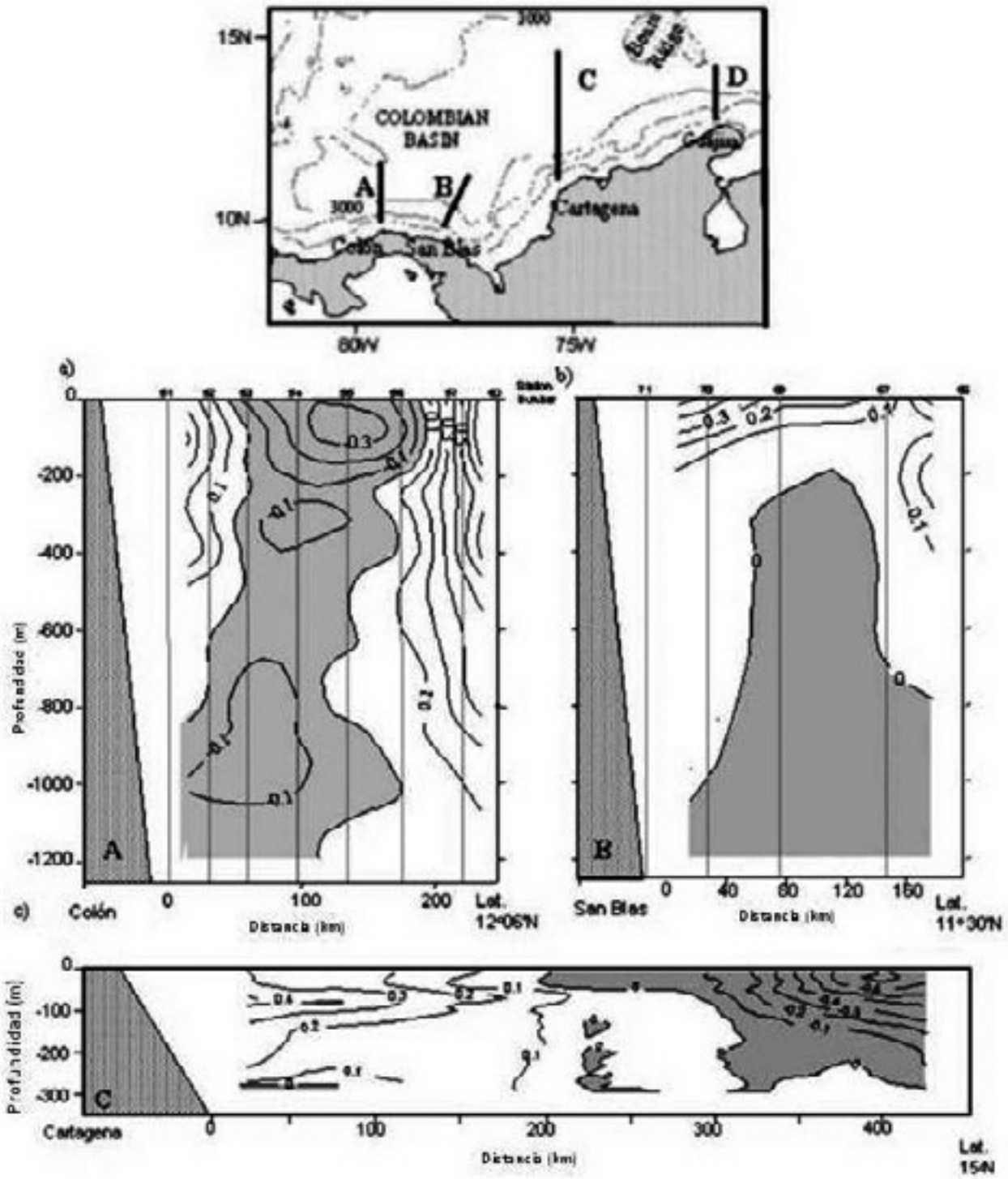

Figura 7.2 Corrientes costeras en el suroeste del mar Caribe. Las secciones A y B hechas en junio de 1997 por R/V *Providencia* muestran velocidades geostróficas referenciadas a 1200 *dbar*. La sección C muestra datos ADCP tomados por R/V *Columbus Iselin* en 1992 a lo largo de 75°*W*, reescrito por *Rooth (1992*). Las áreas sombreadas representan flujo hacia el oeste. El flujo costero este es evidente en muchas secciones con máxima velocidad en la superficie sobre Panamá y un centro cerca de 100 *m* de profundidad de Colombia. La sección D es descrita en la *Figura 7.3.*

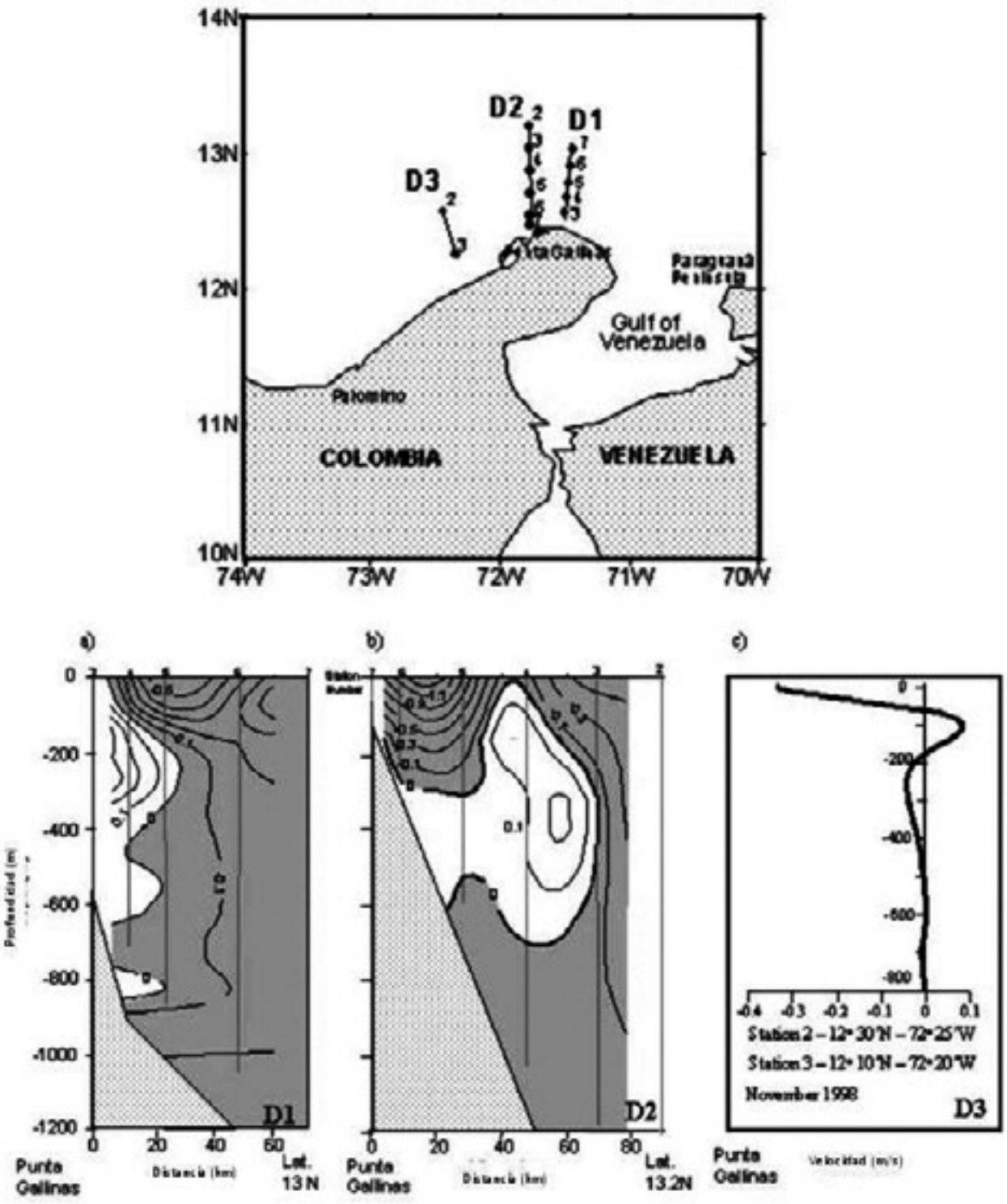

Figura 7.3 Corrientes costeras en la región Guajira. (a) Sección D1, hecha en abril de 1994 (b) sección D2 en Febrero de 1998. (c) Perfil D3 es la velocidad geostrófica entre dos estaciones hechas en Noviembre de 1998 por R/V *Malpelo*. Las áreas sombreadas muestra el flujo hacia el oeste. Cada sección indica la presencia de un flujo subsuperficial centrado cerca de los 200 *m* debajo de un chorro superficial hacia el oeste asociado con un intenso ascenso del área.

Corriente del Caribe que aparece ancha, con su núcleo de máxima velocidad de 0.6 $m\ s^{-1}$ cerca de la superficie a 400 *km* al norte de Cartagena. En la cuenca de Colombia este flujo forma el límite norte del GPC. La CPC se extiende sobre 200 *km* desde la costa, con un núcleo de máxima velocidad de alrededor de 0.4 $m\ s^{-1}$ en unos 90 *m* de profundidad. Esta observación directa de la CPC es consistente con los resultados de las secciones previas a pesar de la diferencia en mes y año en revelar un flujo superficial costero hacia el este y generalmente un flujo hacia el oeste mar adentro. La mayor profundidad y alcance del flujo hacia el este y las mayores velocidades en el ADCP representan posiblemente cambios estacionales (los datos de ADCP fueron tomados en abril al final de la estación de vientos mientras que las estaciones de CTD fueron ocupadas en julio al iniciar la estación de lluvias) y situaciones temporales.

7.3.2 Corrientes costeras en la región Guajira

La península de la Guajira, la extensión más boreal de Sudamérica, está en la mitad del Caribe Suramericano. Su costa desértica se extiende sobre 500 *km* paralela a los continuos vientos Alisios del Noreste. Por eso experimenta un fuerte afloramiento costero (*Gordon, 1967; Corredor, 1979*), aunque con variaciones estacionales importantes *(Andrade y Barton, 2004)*. La Guajira enfrenta el Paso Aruba, que une las cuencas de Colombia y Venezuela.

Características diferentes de la subcorriente existente en el mar Caribe son examinadas. La subcorriente relacionada con el transporte hacia fuera fue alrededor de 0.9 *Sv* en Mayo de 1992 (*Figura 7.5b*) y alrededor de los 0.5 *Sv* en Abril de 1994 (*Figura 7.5c*), esta fue alrededor de 0.5 *Sv* durante el 19-20 de Marzo de 1970 (*Figura 7.5d*), tomada de *Wilson y Johns (1997)*, y reeescrita de *Stalculp y Metcalf (1972)*.

Al Norte de Punta Gallinas (*Figura 7.3*) el fuerte 'jet' superficial (una corriente de chorro muy intensa y angosta) y una corriente opuesta subsuperficial debajo de la termoclina tipifica el sistema de afloramiento. A lo largo de la sección D1 (71° 30'*W*), la corriente de chorro en superficie hacia el oeste fue relativamente débil (máximas velocidades >0.5 $m\ s^{-1}$) y la contracorriente submarina hacia el este fue más estrecha y lenta extendiéndose solo 30km de la costa con máximas velocidades de 0.3 $m\ s^{-1}$ en unos 200 *m* de profundidad (*Figura 7.3a*).

La sección D2 fue explorada en Febrero de 1998 en plenitud de la estación de vientos sobre 71°49'*W*; los flujos geostróficos mostraron una corriente superficial más fuerte (>1.3 $m\ s^{-1}$) centrada en 12° 50'*N* y un flujo hacia el este débil pero más extenso de aproximadamente 0.2 $m\ s^{-1}$, a 50 km de la costa y a una profundidad cercana a los 300 *m* (*Figura 7.3b*).

Solo dos estaciones tomadas en Noviembre de 1998 de la sección D3 sobre la plataforma continental frente a la península Guajira fueron suficientemente profundas para examinar el perfil de la corriente geostrófica (*Figura 7.3c*), lo que sugiere la persistencia del afloramiento durante esta estación que usualmente tiene vientos Alisios débiles. La corriente de chorro de superficie alcanzó una velocidad de 0.3 $m\ s^{-1}$ y la subcorriente hacia el este se localizó a unos 100 *m* de profundidad con una velocidad de 0.1 $m\ s^{-1}$.

Aunque el muestreo de esta presumiblemente variable área de afloramiento fue limitado, durante y al final de la estación de vientos, la corriente de chorro del afloramiento fue casi tres veces más fuerte que en la estación de lluvias y la contracorriente fue hasta dos veces más fuerte y siempre estuvo presente.

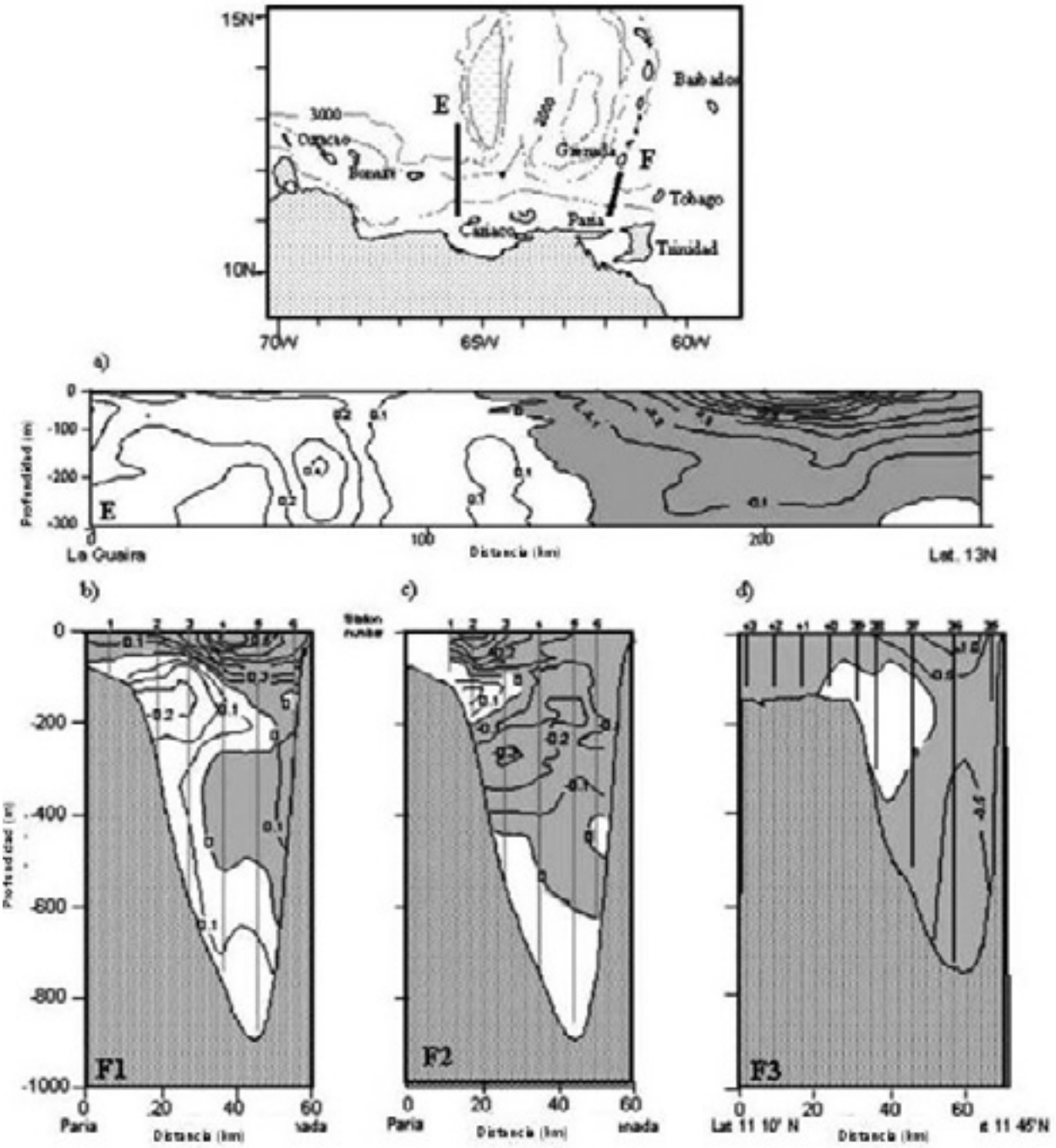

Figura 7.4 Corrientes costeras de Venezuela. Las áreas sombreadas son flujos hacia el oeste. El flujo costero hacia el este estuvo presente en cada sección estudiada. El centro de máxima velocidad está cerca de los 200 m de profundidad (a) Sección E es una sección ADCP entre los 300 *m* hecha por R/V *Knorr* en Agosto de 1997 (*Hernández, Guerra y Joyce, 2000*) Subcorrientes relacionadas con el transporte hacia el este fueron cerca de 7.9 *Sv* (b,c,d) A lo largo del canal el componente de velocidad en el canal de Granada toma de *Wilson y Johns (1997)* para dos ADPCP secciones y una sección CTD.

Tabla 7.1 Transporte geostrófico de la contracorriente de la costa Caribe, calculada a lo largo de las secciones CTD

Transepto	Nombre	en Sv	Fecha
A	Colón	5.8	Julio, 1997
B	San Blas	5.7	Julio, 1997
D1	Punta Gallinas 1	0.9	Abril, 1994
D2	Punta Gallinas 2	1.9	Febrero, 1998
E3	Canal de Granada	0.5	Marzo, 1970

7.3.3 Corrientes costeras sobre la costa de Venezuela

La sección E fue estudiada como parte de un largo transepto explorado en agosto- septiembre de 1997 con un ADCP y CTD desde La Guaira a lo largo de 66º*W* durante el experimento WOCE (*Hernandez -Guerra y Joyce, 2000*). Cerca de la costa el flujo fue hacia el este con un núcleo de máxima velocidad de 0.4 $m\ s^{-1}$ a 200 *m* cerca de 11.5º*N*. El *´jet´* de la Corriente del Caribe hacia el oeste tuvo velocidades (>1.0 $m\ s^{-1}$) en la superficie cerca de 13º*N* (*Figura 7.4a*).

Datos oceanográficos históricos tomados en las Cuencas de Venezuela y Granada hechos en estudios previos *(Gordon, 1967; Roemmich, 1970)* fueron utilizadas para estimar las corrientes. Estas secciones indicaron un flujo costero hacia el este con un núcleo de máxima velocidad subsuperficial y estructura similar a las secciones presentadas aquí. Aunque las velocidades geostróficas fueron lentas, cualitativamente éstas apoyaron la existencia del flujo hacia el este.

7.4 Análisis y discusión

Se examinaron aspectos poco conocidos de la circulación general a lo largo de la costa Suramericana en el Caribe. Los cómputos geostróficos y las medidas de corrientes permitieron el análisis de la estructura subsuperficial de rasgos conocidos en la Cuenca de Colombia tales como la Contracorriente Panamá-Colombia y se identificó la continuación de la Contracorriente debajo de los sistemas de afloramiento de la Guajira y Cariaco.

La CPC apareció como un flujo superficial hacia el este, atrapado contra la costa en todas las secciones en las costas de Panamá y Colombia. Es de lamentar que las estaciones más cercanas a Panamá están aproximadamente 24 *km* mar afuera. Este hecho tiene implicaciones en el cálculo de transporte de volumen de la corriente costera (*Tabla 1*), porque es posible que no se haya hecho el muestreo de una parte significativa del flujo. Sin embargo, el flujo hacia el este estuvo en cada sección muestreada. El transporte fue mayor frente a las costas de Panamá y más débil sobre la costa de Colombia. Hubo un importante decrecimiento en el transporte donde el GPC se separa de la costa al oeste de Cartagena y se encuentra con la corriente del Caribe. Este patrón es similar al del sistema Africano del Noroeste donde la Corriente de Canarias se separa de la costa cerca de 20º*N*. Al sur de ahí se encuentra una circulación cerrada (el domo de Guinea) que se encuentra con un flujo costero hacia el norte en superficie. El flujo hacia el polo continúa hacia el norte como un flujo sub-superficial a 300 *m* de profundidad con un transporte muy reducido *(Barton, 1998)*. De manera similar, donde la Corriente de California se separa de la

costa al Sur de la península de Baja California, la extensión Norte de la Corriente de Costa Rica continúa como un flujo subsuperficial (*Badan-Dangon et al., 1989*).

El decrecimiento del transporte del flujo costero hacia el este en Panamá indica que el agua es perdida del sistema costero hacia el norte. La mayoría del agua es transportada fuera de la costa hacia el nor-noroeste. El transporte total hacia el oeste en julio de 1997 decreció de 5.8 *Sv* a través de 79º*W* y 5.7 *Sv* dejando el Golfo del Darién sobre 75º*W* a solo 1 *Sv* aproximadamente a lo largo de la costa colombiana cerca de la Guajira en 72º*W*.

En la región Guajira, la subcorriente hacia el este estuvo presente en las diferentes estaciones. Transportó alrededor de 2 *Sv* durante la época de vientos y alrededor de la mitad (aproximadamente 1 *Sv*) durante la estación de transición. El flujo costero hacia el este fue evidente en las costas de Venezuela alcanzando la superficie y transportando 7.9 *Sv*. *Stepanov et al. (1978)* observaron una pequeña celda ciclónica superficial, que llamaron el Giro de Venezuela afuera de su costa central, lo cual es probablemente consistente con el sentido general de la contracorriente.

La aparición persistente de un flujo hacia el este en estos datos no-sinópticos sugiere que el flujo puede ser una característica permanente de la circulación en la región uniendo la Contracorriente Panamá-Colombia y la Contra-corriente de Venezuela debajo del '*jet*' superficial producido por el sistema de afloramiento en la Guajira. Estos resultados sugieren que es un flujo que transporta entre 1 y 8 *Sv* con máximas velocidades en un núcleo subsuperficial a 200 *m* debajo de los sistemas de afloramiento pero sobre todos los primeros cientos de metros en el resto del área.

Las pocas secciones de ADCP disponibles en general apoyan las estimaciones indirectas del flujo. Una corriente subsuperficial costera hacia el este (una contracorriente) se observó en cada una de las secciones. Las velocidades observadas directamente y sus correspondientes transportes (*Tabla 7.2*) cerca de Cartagena y la Guaira fueron mucho mayores que las estimaciones geostróficas (*Tabla 7.1*). Estas diferencias pueden reflejar variaciones reales de la magnitud del flujo o posiblemente efectos temporales. Se requiere un muestreo sistemático para definir este contra flujo y su variabilidad en detalle.

Tabla 7.2 Mediciones de transporte de la contracorriente de la costa Caribe, calculada a través de las secciones ADCP

Transepto	Nombre	en Sv	Fecha
C	Cartagena	11.2	Marzo, 1992
E	La Guaira	7.9	Agosto, 1997
F1	Canal de Granada	0.9	Mayo, 1992
F2	Canal de Granada	0.5	Abril, 1994

Mediciones directas *(Wilson y Johns, 1997)* definen un flujo hacia el este localizado en el Canal de Granada (11º 25'*N*) centrado alrededor de 200 *m* de profundidad (*Figura 7.4b,c*), muy similar a la subcorriente encontrada afuera de la península Guajira y de La Guaira. También apareció en las observaciones hechas en marzo de 1970 (*Figura 7.4d*) reportada en *Stalcup y Metcalf (1972)*. En ambos casos el transporte (*Tabla 2*) es compatible con las estimaciones

geostróficas en la Guajira de 1 *Sv* o menos. Este flujo lleva aguas desde el Caribe hasta el interior del Océano Atlántico tropical, lo cual sugiere fuertemente que la contracorriente/subcorriente del Caribe continúa a lo largo de la costa Suramericana. Un escenario alternativo es que la contracorriente se separa del continente para fluir hacia el norte dentro del Arco de las Antillas y retorna hacia el oeste a lo largo del borde norte del Caribe. El flujo a lo largo del límite norte del Caribe es claramente hacia el oeste en la sección de ADCP de *Hernández-Guerra y Joyce (2000)*, pero los datos a lo largo de la plataforma continental del de las Antillas Menores y Mayores es muy limitado para llegar a una conclusión definitiva.

7.4.1 Modelando la Subcorriente

El modelo numérico usado para estudiar la circulación en el Sur del Mar Caribe es el Modelo Oceánico de Princeton (POM) *(Blumberg y Mellor, 1987)* implementado para el Mar Intra-Americano, con 20 *km* de resolución horizontal y 21 niveles (sigma) verticales para un dominio entre 5º y 30º*N* y 55º*W* y la costa americana. Utiliza una edición editada de la topografía DBDB5 (ETOPO5) y localiza la costa en la isobata de 20 *m*. Fue forzado con flujo y masas geostróficamente balanceados en las fronteras laterales abiertas usando la climatología del *Ocean Climate Laboratory (1994*). El modelo luego desarrolla el campo de velocidad y acomoda los campos de masa y velocidades a la topografía del fondo y el campo de viento. El forzamiento del modelo fue hecho con las medias mensuales climatológicas del viento en *Hellerman y Rosenstein (1983)* y un flujo geostrófico permanente y climatológico en la frontera este que está restringido a proveer 32 *Sv* de flujo. Todos los elementos mayores de la circulación están generados, además de plausible variabilidad de media escala. Aquí, los gráficos presentan un régimen que varía lentamente, que también tiene variabilidad de media escala así como variaciones estaciónales y es considerado como representativo de campos sinópticos de un modelo bien estabilizado.

Los mapas sinópticos de las corrientes a 50, 200 y 800 *m* en el sur del Mar Caribe, muestran una serie de celdas de circulación ciclónica que dominan el campo de flujo sobre el límite Sur. En el mapa a 50 *m*, la corriente del Caribe serpentea a través de toda la Cuenca acompañada por una serie de ciclones. Los que se encuentran en el Golfo de Mosquitos y el Golfo de Darién (el GPC) son particularmente intensos (*Figura 7.5a*). También hay un ciclón asociado con el afloramiento de la Guajira y uno en la Cuenca de Cariaco (el Giro de Venezuela).

Es alentador ver la concordancia entre las corrientes simuladas a 200 *m* en la Cuenca de Colombia en el IAS-POM y las observadas. Los resultados del modelo sugieren que hay una intensa variabilidad de media escala en el Caribe suroccidental asociada con el núcleo subsuperficial de la CPC alrededor de esa profundidad (*Figura 7.5b*). Los flujos modelados claramente indican las corrientes costeras hacia el este observadas en las Cuencas de Venezuela y Granada. La subcorriente puede ser reconocida en la salida del modelo como una "delgada cinta" justo fuera de la costa, que se agranda o disminuye por la presencia o ausencia de celdas ciclónicas a lo largo de la costa. Es una corriente semicontínua que se debilita en la medida que fluye al Este desde Panamá a Colombia y permanece más o menos constante sobre la costa de Venezuela. El modelo simuló la subcorriente en la costa de la Guajira debajo del sistema de afloramiento como parte de otro más pequeño ciclón que conecta con el flujo costero hacia el este frente a La Guaira y Cariaco asociado con el Giro de Venezuela. También fue simulado el flujo de salida observado en el Canal de Granada.

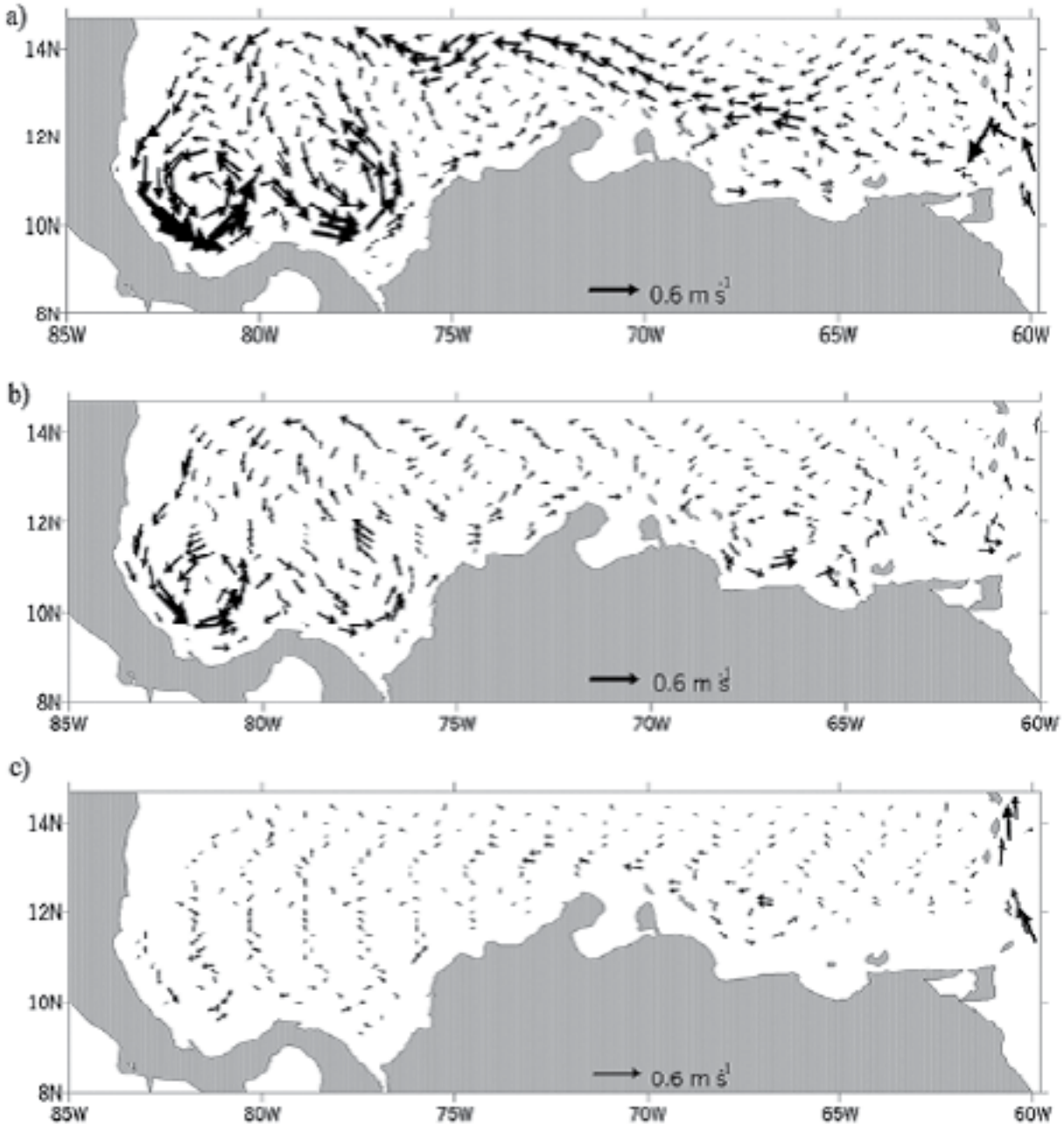

Figura 7.5 Imagen instantánea del subdominio de la costa Sur Americana de IAS-POM a (a) 50 *m*, (b) 200 *m*, y (c) 800 *m*. El flujo a 50 *m* describe muchos remolinos ciclónicos de la costa suramericana al sur del eje de corrientes del Caribe. El flujo a 200 *m* muestra la subcorriente costera hacia el este como una delgada corriente que puede ser seguida fuera de la costa, que puede incrementarse por los menos profundos remolinos ciclónicos asociados con el ascenso de los sistemas de la Guajira y Cariaco. El modelo es consistente con la subcorriente hacia fuera en Granada Pasaje. El flujo a 800 *m* muestra que la mayoría de los ciclones son limitados por más bajas profundidades excepto en el Golfo de Mosquitos y Cariaco.

Las corrientes simuladas al nivel de 800 *m* demostraron que la mayoría de los ciclones son superficiales, excepto el del Golfo de Mosquitos (*Figura 7.5c*). El núcleo de la Corriente del Caribe todavía es fuerte en las Islas de Sotavento y frente a la Guajira. La corriente Norte de las Antillas es un notable flujo afuera de la Antillas de Barlovento al exterior del Caribe y pareciera apreciarse un flujo opuesto (hacia el sur) dentro de la Cuenca de Granada. El flujo costero hacia el este es aparente en las cuencas de Colombia y Venezuela, pero los dos flujos están desconectados a este nivel.

Los resultados del modelo en general sugieren un flujo con meandros a lo largo de la costa lo cual puede explicar la variabilidad en el transporte y la posición de las máximas velocidades encontradas en secciones poco separadas. Además, la presencia de ciclones interactuando con la subcorriente puede ser la responsable de la variabilidad encontrada en los cálculos geostróficos y las mediciones directas de corriente.

Otros modelos también indican la existencia de una subcorriente. En un ejercicio para probar la parametrización del estrés de la topografía en el Mar Caribe con el Modelo Oceánico Modular (MOM), *Sou et al., (1996)* aparece la subcorriente frente a la costa sudamericana (Figura 7.6 a). También el campo de flujo calculado a 179 *m* en los datos del modelo del Instituto *fur Meereskunde model – Kiel Community Modeling Effort*, en *Schott y Boning (1991)* (Figura 7.6 b) indica que la Subcorriente esta 'alimentando' la corriente subsuperficial nor-ecuatorial afuera de las Antillas Menores (*Wilson et al*., *1994*) desde el flujo hacia el este en el Paso de Granada, allegando evidencia atractiva sobre el cerramiento de la celda tropical de la circulación de Sverdrup del Atlántico.

7.5 Conclusiones

Una colección de diez transeptos oceanográficos hechos en diferentes meses y años a largo de la costa de Centro y Sudamérica en el Caribe sugieren fuertemente la existencia de un flujo costero hacia el este desde Panamá a las Antillas, contrario a la Corriente del Caribe. Tres secciones en la Cuenca de Colombia, tres en la región de la Guajira, una en la Cuenca de Venezuela y tres en la Cuenca de Granada muestran el flujo costero hacia el este con velocidades máximas en un núcleo subsuperficial (la corriente costera subsuperficial del Caribe). Una representación esquemática de estos resultados se muestra en la *Figura 7.7.* Este flujo hacia el este corresponde con la dirección esperada de la celda ciclónica de Sverdrup en la zona tropical del Atlántico Norte. Sin embargo, no hay suficiente evidencia para concluir que se trata de un flujo totalmente continuo.

La Contracorriente Panamá-Colombia fue evidente al Oeste de 79º*W*. Fue más fuerte (aproximadamente 6 *Sv*) afuera de las costas de Panamá pero la mayoría de este transporte fue recirculado en el Giro del Caribe Suroccidental en lugar de seguir a lo largo de la costa colombiana. Sin embargo, una porción (aproximadamente 1 *Sv*) de este flujo continúa hacia el este a lo largo de las costas de Colombia y Venezuela. Las variaciones en el transporte y máximas velocidades entre transeptos reflejan estacionalidad importante y variabilidad de media escala.

Al este del Caribe Sudoeste, el flujo es una corriente subsuperficial que tiene máximas velocidades alrededor de los 100 *m* en la cuenca de Colombia y subsecuentemente se profundiza y eleva en su viaje hacia el este. El núcleo de máxima velocidad (típicamente 0.1 $m\ s^{-1}$) se localiza a 200 *m* debajo del sistema de afloramiento de la Guajira y de nuevo a 200 *m* debajo del sistema de afloramiento de Cariaco.

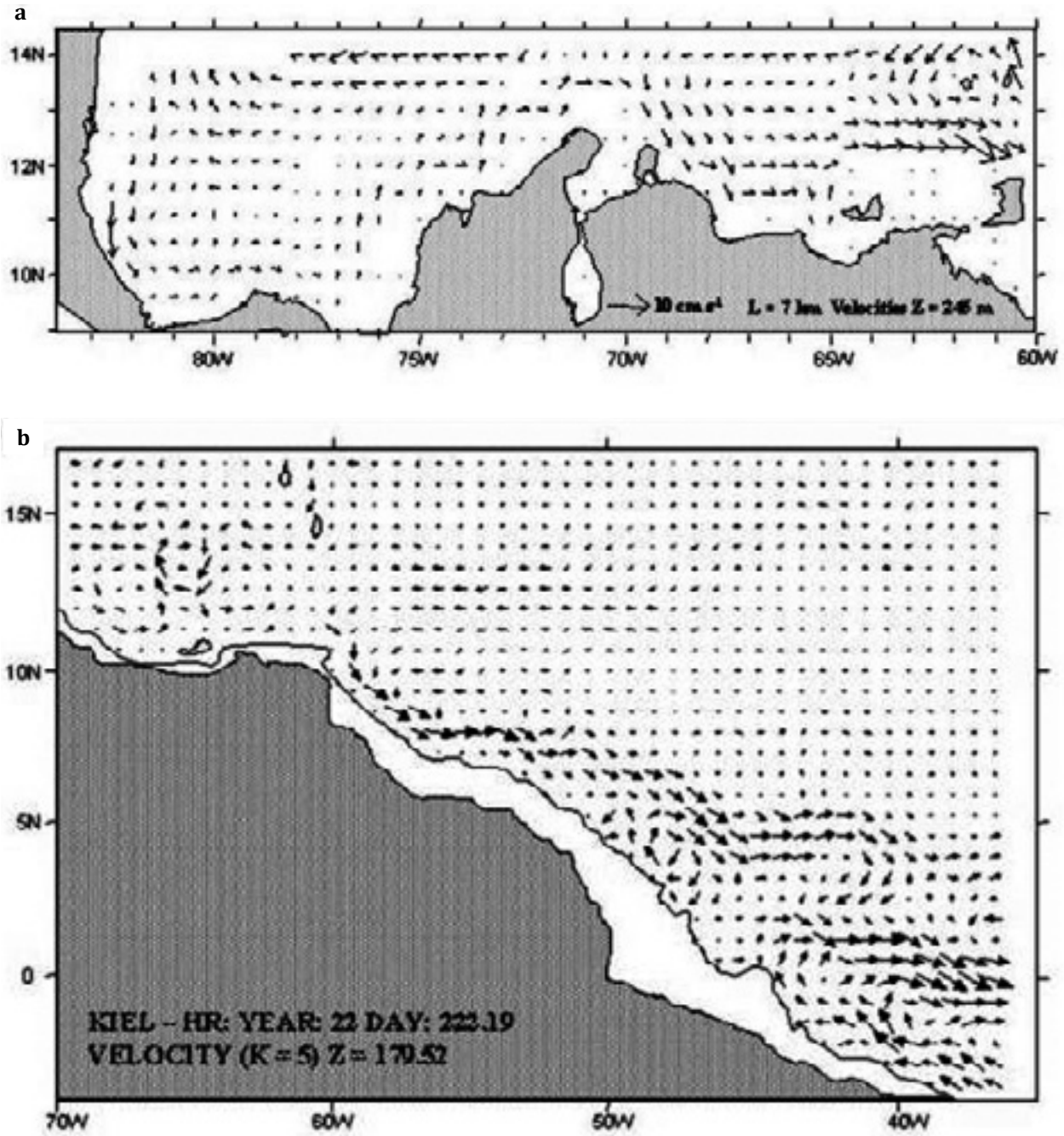

Figura 7.6 (a) Campo de velocidades del mar Caribe a 245 *m* de el MOM reescrito por *Sou et al (1996*) muestra el flujo costero Caribe hacia el este (b) Modelo del campo de velocidades a 179 *m* en Agosto del modelo IFM *Wilson et al (1994)* muestra el flujo hacia el este existente en el Caribe. Estos modelos producen y muestran resultados mostrados aquí que sugieren que las Subcorrientes Costeras Caribes se conectan con las Subcorrientes Norecuatoriales por fuera de las Antillas Menores, cerrando la Celda Tropical de la circulación de Sverdrup del Atlántico.

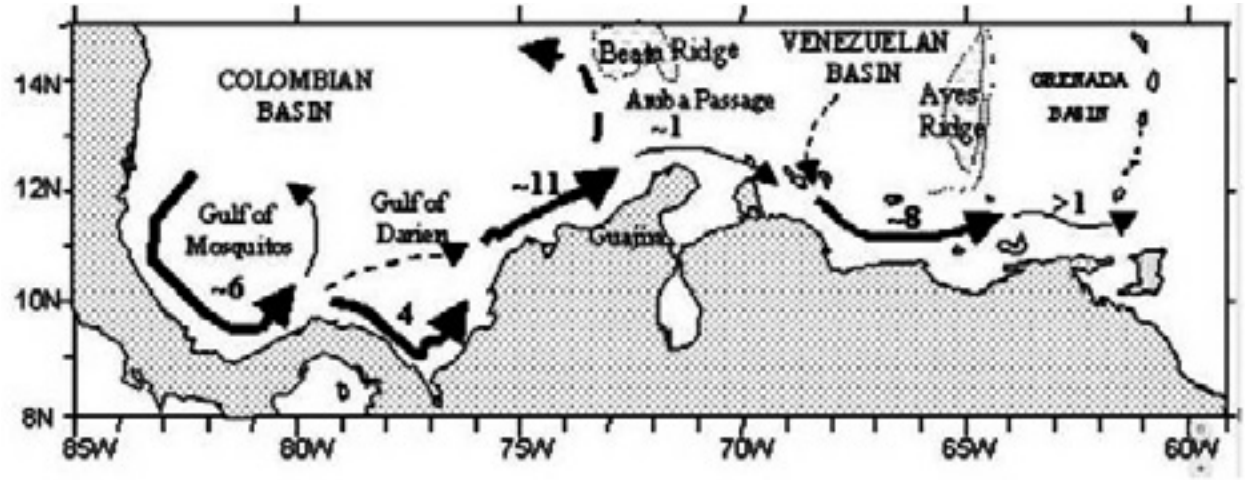

Figura 7.7 Representación Semántica de la Subcorriente Costera del sur del Caribe como fue encontrada en diferentes secciones estudiadas a lo largo de la costa. El ancho de las flechas representa la intensidad de la corriente a 200 *m* de profundidad junto con el promedio de trasporte geostrófico de la Subcorriente (en Sverdrups). El agua deja las corrientes costeras entre el Golfo de Mosquitos y el Golfo del Darién y retoma fuera de la Guajira. El transporte de la Subcorriente aumento fuera de la costa de Venezuela pero menos de 1 *Sv* salen del Mar Caribe.

Los resultados de algunas simulaciones numéricas a niveles subsuperficiales mostraron el núcleo de la subcorriente como un débil (aproximadamente 1 *Sv*) flujo costero que pasa la península Guajira hacia el este, fluyendo entre las Antillas de sotavento y la costa venezolana. El flujo de la subcorriente se aumenta por la continua formación de ciclones frente a las costas de Sudamérica. Este hecho puede explicar la gran variabilidad del transporte hacia el este a lo largo de la costa.

La circulación de Sverdrup en la celda del Atlántico Norte Tropical implica un transporte medio hacia el sudeste de alrededor de 5 *Sv*, sobre las costas de Centro y Sudamérica. Este resultado de la teoría de circulación de Sverdrup apoya la existencia de la CPC y su continuación subsuperficial presentada aquí. Un examen detallado del transporte muestra variaciones significativas (sobre un rango de 0.5 a 11.2 *Sv*) alrededor del esperado de 5 Sv. Sin embargo, la teoría de Sverdrup da un resultado de carácter integral, lineal, y de gran escala mientras que estos resultados representan 'instantáneas' de flujos temporales en lugar de flujos permanentes. La dinámica de la contracorriente/subcorriente depende probablemente del gradiente de presión producido en la costa centroamericana y de la variabilidad del viento en el tiempo entre otros mecanismos.

La actividad de media escala juega un papel importante en la variabilidad de la Contracorriente Panamá-Colombia y de las otras características regionales. La naturaleza turbulenta de la corriente en el borde, ejemplificada por remolinos que interceptan la corriente en el borde y filamentos de afloramientos costeros, pueden ser el motivo de la discontinuidad del flujo en forma Lagrangiana especialmente. Las implicaciones ecológicas de conectividad entre el Caribe sudoeste, y los sistemas de afloramiento de la Guajira y Cariaco por medio de la subcorriente sobre un periodo de pocos meses, puede ser de gran interés para futuras investigaciones.

Capítulo 8

Síntesis y perspectivas

Este libro presentó los resultados de una investigación de la dinámica atmosférica y oceánica en la Cuenca de Colombia (en el mar Caribe) por medio de mediciones climáticas, in situ y de sensores remotos hechas entre 1992 y 2003. En este esfuerzo se reconoció una celda atmosférica zonal que está compuesta por los vientos Alisios en superficie que van hacia el Oeste, vientos hacia el Este en 200 *mb* de altura, convergencia (levantamiento) desde la superficie sobre la masa continental Centroamericana y divergencia superficial (descenso) en el centro del mar Caribe. Los vientos Alisios forman un viento de chorro de bajo nivel en el Caribe Central implicando cambios en el transporte de Sverdrup hacia el Oeste (~10 +- 8 *Sv*) y el transporte de Ekman (~ 1 *Sv*). La variación estacional del eje zonal del viento de chorro de superficie impulsa la vorticidad anticiclónica hacia el norte de 15 ^{o}N durante la estación de vientos y la vorticidad ciclónica al sur de 15°N durante la estación de lluvias.

Se reconocieron claramente algunos rasgos de la circulación en superficie mediante el uso de las boyas de deriva seguidas desde satélites, el gran flujo de la Corriente del Caribe hacia el Oeste, el Giro de Panamá-Colombia y la Contracorriente en el Caribe suroccidental, así como un ciclón bien definido en el Golfo de Mosquitos. En el umbral de los 7 $m\ s^{-1}$ de velocidad del viento de chorro superficial, se transfiere suficiente momentum para abrir o cerrar el Giro Panamá-Colombia frente a la costa colombiana, y también está relacionado con la intensidad de la contracorriente. Las trayectorias de las boyas localizaron el eje de la corriente del Caribe (~1 $m\ s^{-1}$) en el Canal Chibcha y también sirvieron para visualizar los remolinos ciclónicos que se movieron hacia el Este en la costa sur del Mar Caimán.

La variabilidad de la actividad de media escala calculada desde los altímetros de los satélites ERS-1 y TOPEX/POSEIDON mostró cambios estacionales importantes a lo largo y ancho del Caribe. Remolinos ciclónicos y anticiclónicos entraron al Caribe a través de los pasajes entre las Islas Antillas y fueron transportados por la Corriente del Caribe. La mayoría de ellos creció en tamaño (~300 *km* de diámetro) y se intensificaron (+- 30 *cm*) de altura del nivel del mar en el Caribe Central, y pasaron al Mar Caimán o se disiparon contra la Elevación Centroamericana. La inesperada formación y evolución de un remolino ciclónico muy intenso

en el Golfo del Darién durante la estación de lluvias de 1993 produjo grandes valores de energía cinética turbulenta y enstrofía en esa área.

El análisis climático (1933-1999) de la salinidad máxima en la columna de agua mostró un ciclo de 50 años coincidente con anomalías de la temperatura superficial del mar reportadas en el Atlántico, sugiriendo una ocupación alternada de la Cuenca de Colombia por aguas del Atlántico Norte y del Atlántico Sur. Así mismo, el Agua Intermedia Antártica se encontró más diluida dentro de la Cuenca de Colombia que lo anteriormente reportado.

Las estaciones de CTD tomadas en 1997 revelaron la estructura baroclínica y permitieron la estimación de corrientes geostróficas asumiendo un nivel de movimiento nulo en 1200 *dbar*. Al norte de 12º*N* la corriente del Caribe fue el rasgo dominante con influencia hasta los 700 *m* de profundidad. De los 34.5 *Sv* estimados en el Caribe Central, 19 *Sv* pasaron al Mar Caimán, la Contracorriente del Caribe estuvo presente en todas las secciones oceanográficas hechas en la región suroccidental y su transporte disminuyó hacia el Este sobre la costa de Colombia. La Contracorriente se sumergió debajo de la superficie frente a la Península Guajira y permaneció alrededor de 200 *m* debajo del 'jet' superficial hacia el Oeste (~1 $m\ s^{-1}$) producido por el fuerte afloramiento que allí ocurre. El hallazgo de la Contracorriente del Caribe sur se correlaciona con estudios previos en el Paso de Granada sugiriendo un flujo continuo hacia el Este a lo largo de la costa suramericana.

Un flujo inesperadamente fuerte (~0.4 $m\ s^{-1}$) así como un flujo profundo (de 300 a 1000 *m*) y lento (<0.05 $m\ s^{-1}$) hacia el Este, al sur de Jamaica en julio de 1997 no había sido reportado anteriormente. El remolino ciclónico encontrado en el Golfo de Mosquitos afectó toda la columna de agua mientras que el remolino detectado en el Golfo del Darién fue más somero (~300 *m*). Este último remolino fue monitoreado a lo largo de la estación de lluvias y se disipó al principio de la estación de vientos.

El afloramiento permanente que ocurre en la región Guajira esta modulado por la variación en la intensidad del viento de chorro de superficie del Caribe. Algunas secuencias de imágenes de satélite mostraron la formación y evolución de filamentos fríos y ricos en nutrientes, expelidos de la región del afloramiento. Estos filamentos alcanzaron a extenderse hasta 1200 *km*. Algunas veces fueron "doblados" por los remolinos anticiclónicos que pasaban, o formaron remolinos ciclónicos que viajaron hacia el norte, alcanzando las aguas de Jamaica luego de unos 100 días. A pesar de la influencia de un flujo zonal tan intenso, este mecanismo sugiere que puede haber conectividad con ecosistemas en la región norte del Caribe.

Así las cosas, este estudio contribuyo al entendimiento de algunos aspectos dinámicos de la circulación del Mar Caribe. Al mismo tiempo, despierta nuevos asuntos para ser examinados e investigados. A continuación subrayo los más sobresalientes resultados y hago algunas recomendaciones para trabajos futuros a continuación.

8.1 Recomendaciones para futuros trabajos

Basado en las observaciones anteriores, se proponen los siguientes objetivos y metodologías para adquirir una percepción más realista de la oceanografía física del área en los siguientes aspectos:

8.1.1 La celda atmosférica del Caribe

La celda atmosférica está asociada con la aceleración espacial de los vientos Alisios del Norte que forman el viento de chorro de superficie en el centro del Caribe (Figura 8.1a). Los vientos altos en 200 *mb* hacia el Este conectados al viento de chorro de superficie por el movimiento convectivo sobre la masa terrestre de Centroamérica y el movimiento descendente en el Caribe central que forman un patrón meteorológico bien definido (Figura 8.1b). Esta celda atmosférica está influenciada por la Zona de Convergencia Intertropical cuando se retira hacia el sur en noviembre permitiendo la formación de un jet uniforme hacia el Oeste desde el final de la estación de lluvias hasta el final del Veranillo.

La estructura sobre el mar de Sur de China y el Asia suroriental es similar, particularmente durante la formación de "tormentas frías" (eventos de fuertes vientos en superficie causados por la interacción entre un frente frío que avanza y la Zona de Convergencia Intertropical) formando un viento de chorro en superficie (low-level jet en inglés) de hasta 20 $m\ s^{-1}$ (*Figura 8.1c*). Como la dirección del viento, las latitudes del Caribe y del Sur de China y ciclo estacional del viento de chorro es similar, puede ser que su forzamiento sea de la misma naturaleza. El experimento del Monzón MONEX (*Chang y Lau, 1980*) mostró la conexión de las "tormentas frías" con las celdas de Walker y de Hadley en la región del mar de Sur de China, así como sus implicaciones en las vecindades (*Figura 8.1d*). La hipótesis que estas dos estructuras tengan causas similares puede ayudar al entendimiento de la meteorología tropical en este hemisferio.

Este mecanismo de forzamiento que varía estacionalmente, obliga a la circulación en superficie a comportarse de acuerdo con él, previendo la formación de actividad de media escala significativa cuando la celda es dominante (*Figura 8.2a*) y fortaleciendo la vorticidad, es decir, creando remolinos ciclónicos durante la estación de lluvias (*Figura 8.2b*).

La precipitación asociada con el comportamiento estacional juega un papel preponderante en la producción de un frente de densidad oceánico que puede actuar como una guía de onda para las oscilaciones hacia el Este en la forma de remolinos ciclónicos como los que se identificaron en el Golfo del Darién.

La implementación de una red de estaciones meteorológicas multinacional compuesto por los países a lo largo del Caribe podría colectar datos sinópticos simultáneos en superficie y en altura (si es posible) y compartirla de la forma más fácil posible en cada país. Un programa internacional podría implementar esta iniciativa dentro de los países miembros de IOCARIBE ya que la mayoría de los países miden estos datos, y el programa aseguraría el asunto de la comunicación principalmente y revelaría la importancia de esta celda atmosférica y del régimen oceánico.

8.1.2 Variabilidad de Masas de Agua Centrales

El reemplazo intermitente del Agua Subtropical del Atlántico Norte y de Agua Central del Atlántico Sur entre la picnoclina y los 400 *m* que se ha detectado en el Caribe suroccidental sugiere la posibilidad que el Frente Ecuatorial que divide la influencia oceánica de los hemisferios Norte y Sur en el Atlántico, tenga un ciclo multidecadal (*Figura 8.3a*). Este frente puede migrar al norte de 15º N permitiendo que aguas centrales menos saladas del Atlántico

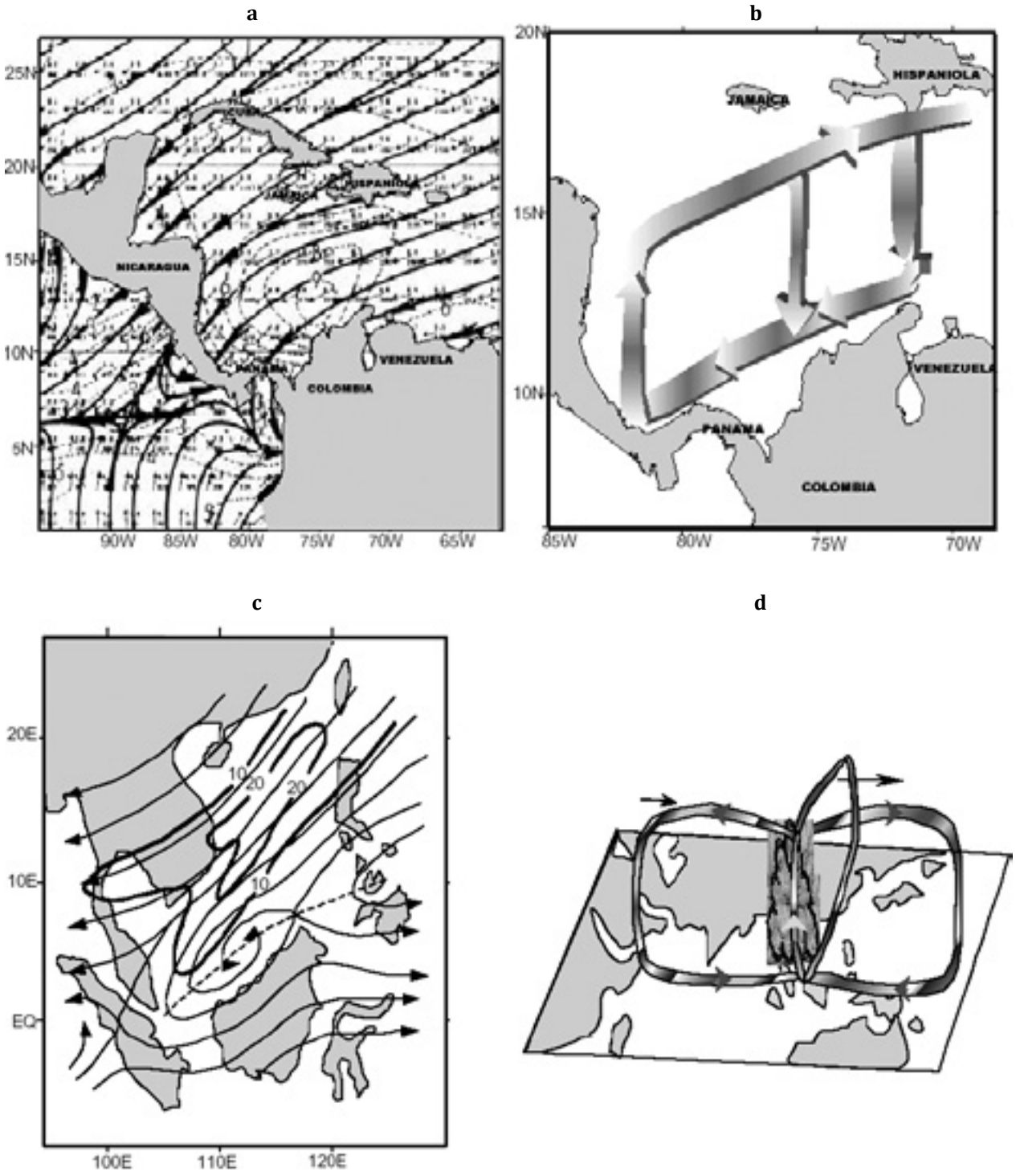

Figura 8.1 Esquema que muestra la analogía de (a) los vientos de superficie que muestran el viento de chorro de superficie del Caribe (adaptado de *Sadler, 1975*) y (b) la Celda Zonal del viento del Caribe, con (c) el campo de viento en superficie durante un sistema de tormenta de invierno (de *Lim y Chang, 1981*) y (d) las estructuras de frentes fríos en superficie del monzón ocurridas sobre Asia Oriental durante el experimento MONEX en invierno (adaptado de *Chang y Lau, 1980*). Las isotacas están en $m\ s^{-1}$.

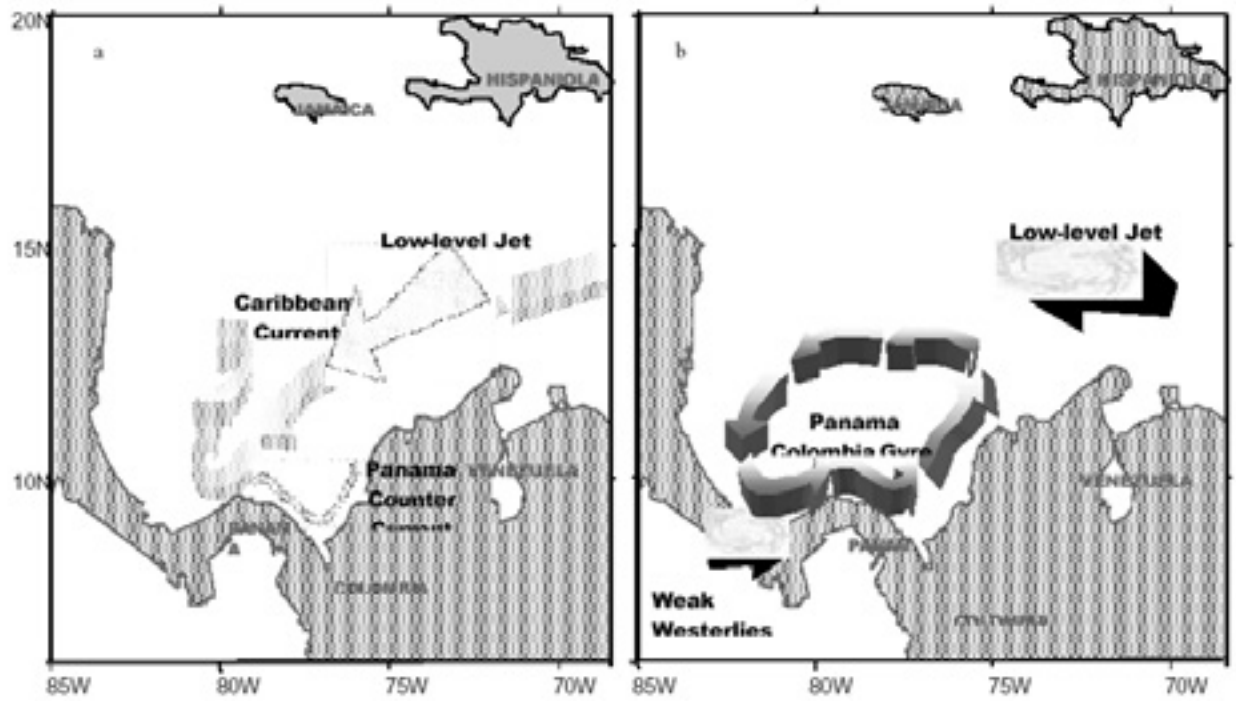

Figura 8.2 Diagrama esquemático que muestra la diferencia en el forzamiento del viento durante (a) la estación de vientos que inhibe el movimiento ciclónico en el Golfo del Darién y restringe la contracorriente Panamá-Colombia en superficie y (b) el forzamiento durante la estación de lluvias permitiendo el Giro de Panamá-Colombia.

Sur alcancen las entradas de las Antillas Menores como ocurrió en los 1930s y los 1970s. Durante esos años la salinidad máxima en el Caribe Suroccidental nunca excedió 36.7 partes de salinidad. La isolínea de 37.0 partes de salinidad estuvo restringida afuera del arco de las Antillas (*Figura 8.3b*) en los 1930s.

Este frente presumiblemente se desplazó al sur de 10 º*N* permitiendo que el agua más salada del Atlántico Norte ocupara el Caribe suroccidental en los 1950s y 1990s. Las máximas salinidades fueron cercanas a 37.0 partes de salinidad como es en este momento. Este pobre muestreo con grandes intervalos indican una escala de tiempo de unos 50 años.

Sin embargo, los remolinos anticiclónicos que vienen de la Retroflexión de la Corriente Norte del Brasil, que llegan a las Antillas Menores pueden inyectar aguas del Atlántico Sur más a menudo que una variación multi-decadal como la mostrada aquí. No se ha observado una variación intraestacional en la salinidad máxima y este hallazgo de un ciclo multidecadal llama la atención sobre su causa dinámica.

Este asunto de masas de agua variables debe ser examinado más cuidadosamente por medio de una recolección exhaustiva de datos oceanográficos históricos y de su análisis estadístico hasta que haya nuevas fuentes de información disponibles (por ejemplo los datos de CTD, XBT y MBT de la marina ex-soviética) que fueron recientemente desclasificados (*Levitus, 2000*). La correlación entre la variación de masas de agua y otra variabilidad oceánica y atmosférica puede demostrar implicaciones climatológicas importantes.

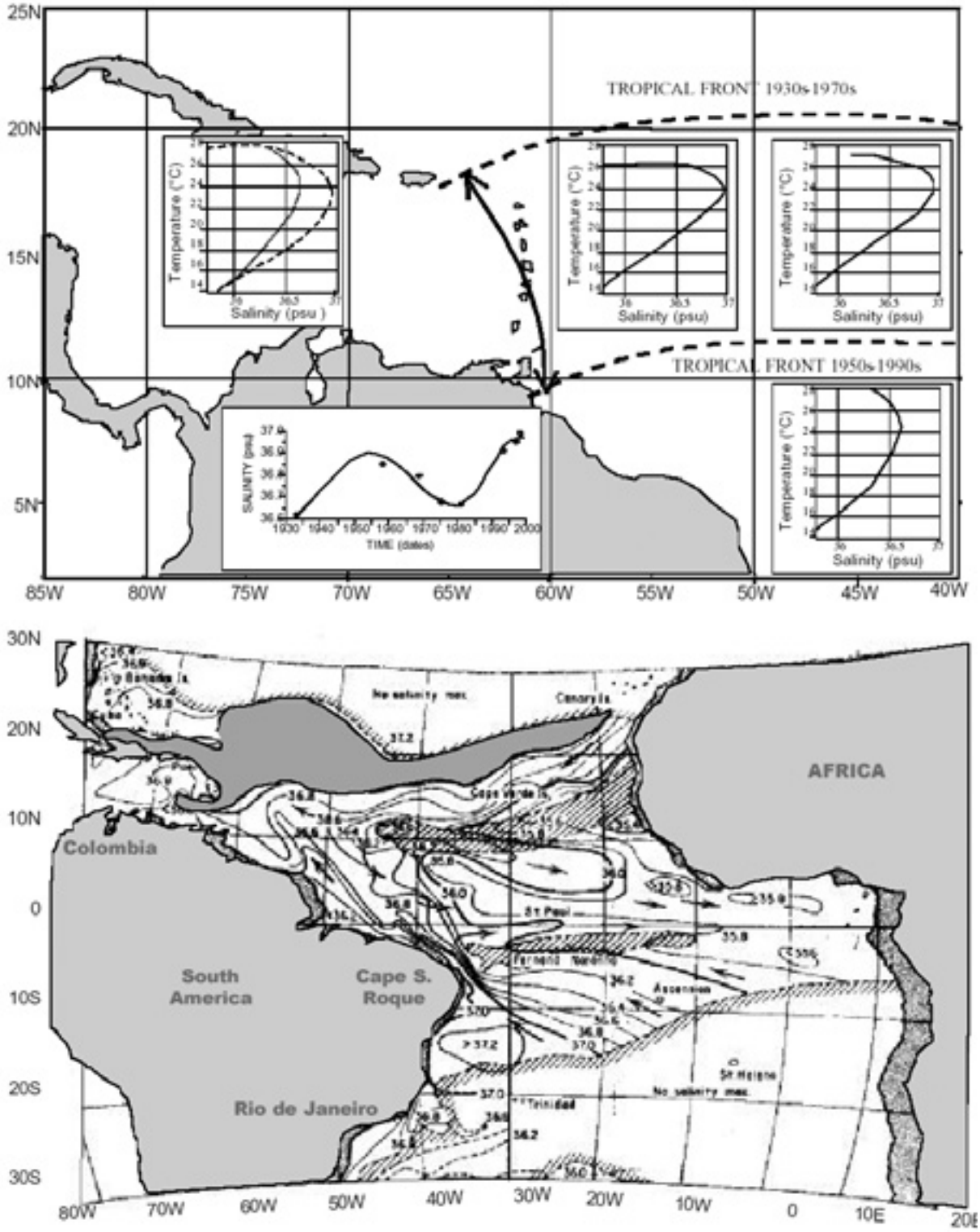

Figura 8.3 (a) Comparación de los diagramas T-S medios en sus respectivas cuadrículas Mardsen afuera del Caribe (de los datos de NOAA, 1994) y la isolínea T-S media encontrada en la Cuenca de Colombia desde noviembre de 1933 (punteada) y abril de 1994 (rayada). La variación en la mezcla de Agua Subtropical Subsuperficial más "salada" y Agua del Atlántico Sur "más dulce" es evidente. El muestreo indica un ciclo de alrededor de 50 años (Figura inferior). Esta variación puede ser causada por el movimiento del frente ecuatorial (línea punteada gruesa afuera del Caribe) entre estas dos masas de agua. (b) máximas salinidades superficiales por *Defant (1961).*

8.1.3 Modelos numéricos en el Mar Caribe

El desarrollo de modelos numéricos o sus evaluaciones no han sido el foco del trabajo presentado pero vale la pena comentar sobre su desarrollo contemporáneo. El modelo oceánico de capas del Laboratorio de la Oficina de Investigaciones Navales de los Estados Unidos (NLOM) *Murphy et al. (1999)* simuló los remolinos anticiclónicos viajando por el Caribe Central como los mostrados en el Capítulo 4. También indicó los remolinos que se infiltraban por las Antillas Menores, pasando al Caribe Oriental y reorganizándose en la medida que viajó al Oeste, así como también, simuló el ciclón casi permanente en el Golfo de Mosquitos. El desarrollo de remolinos en Caribe Suroccidental también ha sido bien resuelto en la implementación del Modelo oceánico de Princeton (POM) en *Mooers y Gao (1996*). Remolinos como los descritos en el Capítulo 4 se mueven con tamaños, intensidades y direcciones similares.

Sin embargo, ninguno de esos modelos han simulado la formación de un remolino ciclónico desde una estructura filamentosa como indican las observaciones, tal vez la resolución es todavía muy pobre para resolver dichas estructuras. Los planes para monitorear el Caribe colombiano a través de CTD en cruceros sistemáticos ayudarán a la validación del modelo que se está implementando para el Caribe suroccidental (*Lonin, 1997*) y subsiguientes, que se espera resuelva estas estructuras de media escala y mejore las capacidades de pronóstico en el área.

8.1.4 Dispersión de huevos y larvas de peces

Los esfuerzos para entender la conectividad e interconexión entre áreas costeras donde los peces desovan y donde se alimentan son muy importantes ya que las poblaciones de un área pueden depender de procesos que ocurren en alguna otra. Las rutas y la frecuencia del transporte de larvas y los patrones de conectividad en el Caribe han sido inferidos utilizando las corrientes medias por *Roberts (1997*) quien no consideró los rasgos de media escala, como los reportados en este estudio.

Las corrientes asociadas a los filamentos y los remolinos generados en el centro de Afloramiento de la Guajira son al menos del doble de la magnitud de las corrientes medias. Por esta razón, las zonas de reclutamiento descrito en los modelos de dispersión alimentados por las corrientes medias subestiman los resultados por varios cientos de kilómetros en solo dos meses (Figura 8.4). El desove y las larvas de la región Guajira bien pueden desarrollarse en los Bancos de Jamaica o de San Andrés tres meses más tarde.

Hay un importante transporte de petróleo sobre el sistema de afloramiento de la Guajira debido al desarrollo industrial, particularmente en el Lago Maracaibo. Estudios ambientales de este impacto como los desarrollados sobre las comunidades biológicas en el área son de gran importancia. Como la región contiene unas de las aguas más ricas del Caribe, el daño ambiental cerca de la Guajira y el Lago Maracaibo puede comprometer los recursos vivos de las cuencas occidentales debido a las conexiones aquí explicadas.

La estructura detallada y la variabilidad del sistema de afloramiento de la Guajira, la extensión de sus filamentos y sus conexiones ecosistémicas deben ser estudiadas mediante mediciones in situ, boyas y sensores remotos. Debido a la divergencia en esta área, es necesario lanzar una

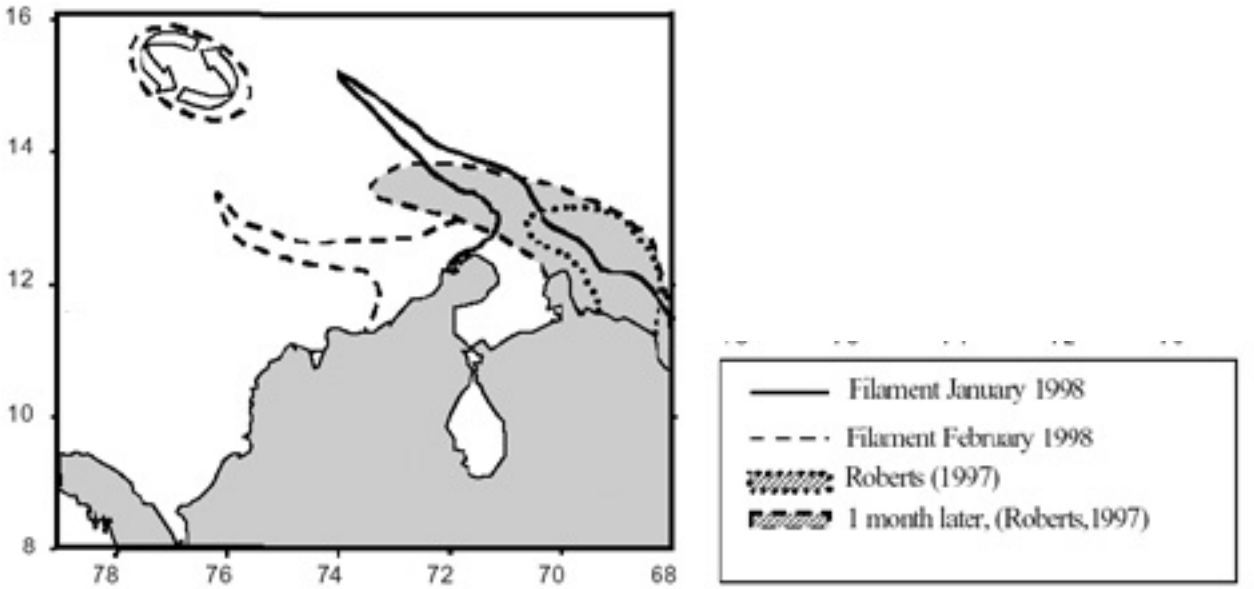

Figura 8.4 Comparación entre las líneas envolventes de un mes (línea continua) y de dos meses (línea punteada) para la dispersión de larvas en el Caribe central según *Roberts (1997*) comparadas con la evolución de los filamentos en la región del afloramiento de la Guajira como pueden ser descritos desde frente termal del afloramiento, apartados un mes. Los filamentos expulsados por el afloramiento forman remolinos ciclónicos que pueden dispersar las larvas más al oeste, más rápidamente que lo que puede ser modelado por las corrientes medias.

serie de boyas seguidas por satélite en el centro del afloramiento en forma estacional durante un periodo de al menos un año. Las áreas de lanzamiento deben estar en la parte oriental de la Península de Coro, la entrada del Golfo de Venezuela y el oeste de la Península Guajira.

La estructura de los filamentos expelidos del afloramiento de la Guajira deben ser estudiados por medio de una grilla de CTD y estaciones de ADCP, orientadas por la temperatura superficial del mar seguida por satélite para mejorar la posición de las observaciones en las áreas frontales de los filamentos. Este estudio debería incluir mediciones biológicas y químicas en el filamento ya que son desconocidas.

8.1.5 La "piscina de agua dulce" del Caribe suroccidental

La gran precipitación en el Caribe suroccidental (~10 $m\ año^{-1}$) debe tener un papel importante en la estabilidad de la Contracorriente de Panamá-Colombia. Este régimen puede ser monitoreado por estaciones continuas de CTD en trayectos entre Cartagena, Colon y San Andrés ya que hay rutas frecuentes para los buques oceanográficos de la Armada Nacional de Colombia.

Otro factor importante es la evaluación del impacto de la descarga del río Magdalena no solo por las implicaciones de la entrega de agua dulce al Caribe suroccidental sino también por sus sedimentos y contaminantes en forma de pesticidas. Este análisis debe ser desarrollado por medio de un sistema de monitoreo continuo en Barranquilla y de estaciones oceanográficas en transeptos radiales desde la boca del río hasta el pro delta. Si los contaminantes permanecen en la columna de agua, se pueden quedar por grandes periodos de tiempo debido a la persistencia del Giro Panamá-Colombia.

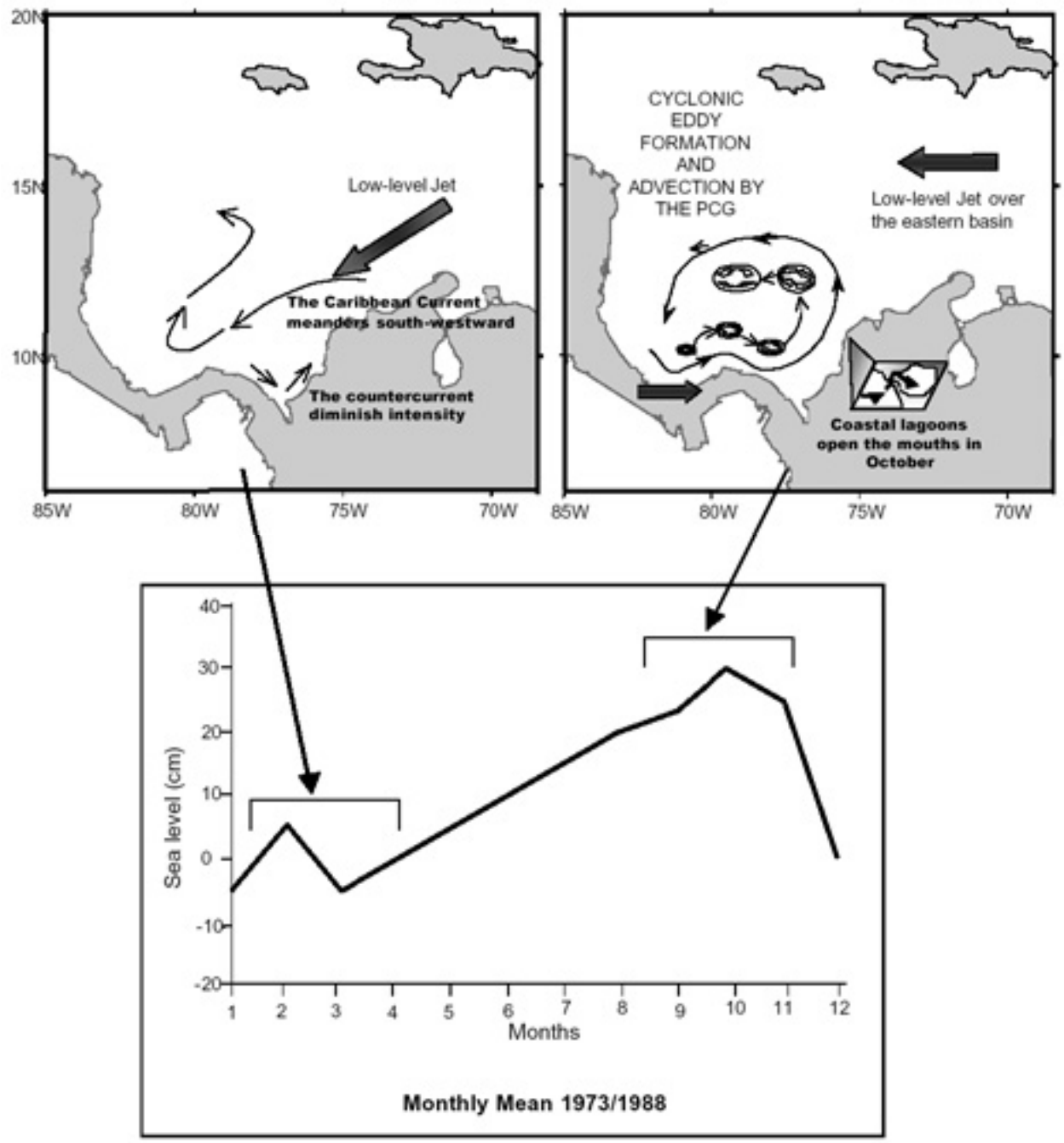

Figura 8.5 La variación del nivel medio del mar debido a eventos estacionales y de media escala. El nivel del mar es mínimo cuando el viento forza la circulación hacia el suroeste induciendo un fuerte afloramiento a lo largo de la costa como se describe en el panel (a), el nivel del mar es máximo durante la estación de lluvias cuando los vientos hacia el Este promueven el fortalecimiento de la Contracorriente y la producción de remolinos ciclónicos. El efecto en esta variación es notable en la línea de costa, particularmente en las barras de las lagunas.

8.1.6 Implicaciones de la circulación de media escala en el nivel del mar

Las oscilaciones del nivel del mar debido a la variabilidad de media escala juegan un papel principal en el régimen costero. El nivel del mar alcanza un mínimo estacional (~0.1 *m*) durante febrero – marzo y un máximo (+0.3 *m*) en septiembre – octubre (*Figura 8.7*).

Durante la estación de vientos los Alisios del Norte generalmente producen una corriente hacia el suroeste y afloramiento, es decir, bajan el nivel del mar en la costa colombiana. En las estaciones de transición y de lluvias, la Contracorriente de Panamá-Colombia se acelera y los Alisios giran hacia el oeste y su núcleo se aleja de la costa permitiendo un aumento gradual del nivel del mar hasta octubre cuando la intensidad de la Contracorriente es máxima. Al mismo tiempo el Giro de Panamá-Colombia se fortalece y el remolino ciclónico en el Golfo del Darién se aproxima a la costa colombiana incrementando la corriente hacia el noreste. Consecuentemente el nivel del mar se incrementa hasta el punto de romper las barras de arena de las lagunas costeras, abriéndolas al ciclo de ventilación anual con aguas oceánicas. El nivel del mar decrece algunas semanas después y las barras de arena se reconstruyen rápidamente en la medida que la estación de vientos llega en diciembre. Muchos peces y otros organismos entran a las lagunas a desovar y los peces maduros salen al mar abierto luego de un año de crecimiento en las lagunas. El ciclo de vida de muchas especies depende de esta variabilidad estacional del nivel del mar.

Espero que estas observaciones puedan estimular el trabajo futuro para mejorar nuestro entendimiento y permitir el pronóstico de su dinámica y así ayudar a la preservación de los seres vivientes para las futuras generaciones.

Referencias Bibliográficas

Alvarez, R.; C.A. Andrade, J.; Aguilera and P. Nowak. *Caracterización general de la zona de afloramiento de la Peninsula Guajira* [General characterisation of the upwelling zone in the Guajira Peninsula], J. Colombian Academy of Exact Physics and Natural Sciences, Vol. XIX, No.75, 679-694, 1995.

Amador, J.A. and V. Magaña. Dynamics of the Low-Level Jet over the Caribbean Sea, *The 23rd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology* (abstract only), 1998.

Andrade, C.A.; E.D. Barton and C.N.K. Mooers. *Evidence for an Eastward Flow along the Central and South American Caribbean Coast,* J. Geophys. Res., Vol. 108, C6-3185, June, 2003.

Andrade, C. A. *The circulation and variability of the Colombian basin in the Caribbean Sea,* tesis doctoral, 227 pp., Univ. of Wales, Cardiff, 2000.

Andrade, C. A. and E. D. Barton. *Eddy development and motion in the Caribbean Sea,* J. Geophys. Res., 105, 26,191–26,201, 2000.

Andrade, C.A.; L. Giraldo and S. Lonin. *Nota sobre la circulación de las aguas en el Bajo Alicia y el sector de San Andres Islas* [Note on the circulation of waters in Alice Shoal and the San Andres Islands Sector], Bol. Cient. CIOH, 17, 27-36, 1996.

Andrade, C.A. *Variabilidad anual del contenido de carbon orgánico en la superficie del Caribe occidental desde CZCS,* [Annual variability of organic carbon content at the western Caribbean sea surface from CZCS]. Bol. Cient. CIOH, 16, 15-24, 1995.

Andrade, C.A. *Análisis de la velocidad del viento sobre el Mar Caribe,* [Analysis of the surface-wind speed over the Caribbean Sea], Bol. Cient. CIOH, 13, 33-44, 1993.

Andrade, C.A. and A. Duarte. *Estudio oceanográfico y de suelos en el Golfo de Salamanca,* [Oceanographic and soil studies in the Gulf of Salamanca], Technical Rep. ECOPETROL-Colombia, 175pp., 1992.

Andrade, C.A. and E. Cabrales. *Medición de corrientes in-situ sobre la plataforma continental colombiana.* [In-situ current measurements over the Colombian Caribbean continental shelf]. Tech. Rep. CIOH, 22pp., 1986.

Aparicio, R. *Meteorological and Oceanographic conditions along the southern coastal boundary of the Caribbean Sea 1951-1986,* in Climatic change in the Intra-Americas Sea,100-113, Edited by G. Maul, UNEP,1993.

Armstrong, R.A.; J.M. Morrel; J.E. Corredor and J.M. López. *Remote sensing reflectance of Eastern Caribbean waters influenced by the Orinoco River plume.* Trans. Amer. Geophys. Union, 76, OS 118, Suppl. (abstract only), 1996.

Astor, Y.; F. Muller-Karger, and M. I. Scranton. *Seasonal and Inter-annual Variation in the Hydrography of the Cariaco Basin: Implications for Basin Ventilation.* Continental Shelf Research. Vol. 23. No. 1. 125-144, 2003.

Atwood, D.K.; F.J. Burton; J.E. Corredor; G.R. Harvey; A.J. Mata-Jiménez; A. Vasquez-Botello and B.A. Walsh. *Results of the CARIPOL petroleum pollution monitoring project in the Wider Caribbean,* 18, 540-548, 1987a.

Atwood D.K.; F.J. Briton; J.E. Corredor; G.R. Haney; A.J. Mata-Jimenez; A. Vásquez-Batello and B.A. Wade. *Petroleum pollution in he Caribbean,* Oceanus 30, 25-32, 1987b.

Atwood, D.K.; P.N. Froelich; M.E.Q. Pilson; M.J. Barcelona and J.L. Vilen. *Deep silicate content as evidence of renewal processes in the Venezuela basin,* Deep Sea Res., 26(10), 1179-1184, 1979.

Atwood, D.K.; J.R. Polifka and C.P. Duncan. *Temporal variations in mass transport in the Eastern Caribbean Sea,* Proceedings of the 11th meeting of the Association of Island Marine Labs of the Caribbean, 1-4 May, 1975.

Barbosa J. and E. Cabrales. *Condiciones oceanográficas y circulación geostrófica en un area del Caribe colombiano,* [The Oceanographic conditions and geostrophic circulation in an area of the Colombian Caribbean], Undergraduate Thesis Colombian Naval Academy, 98 pp.,1988.

Barton, E.D.; J. Arístegui; P. Tett; N. Cantón; J. García-Braun; S. Hernández-León; L. Nykjear; C. Almeida; J. Almunia; S. Ballesteros; G. Basterretxea; J. Escánez; L. García-Weill; A. Hernández-Guerra; F. López-Laatzem; R. Molina; M.F. Montero; E. Navarro-Pérez; J. M. Rodríguez; K. Van Lenning; H. Vélez and K. Wild. *The transition zone of the Canary Current upwelling region,* Progress in Oceanography, 41, 455-504,1998.

Barton, E.D.; M.L. Argote; J. Brown; P. M. Kosro; M. Lavin; J.M. Roble; R.L. Smith, A. Trasvina and H.S. Veils. *Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico,* Oceanography, 6(1),23-30, 1993.

Beers, J.R.; D.M. Steven and J.B. Lewis. *Primary productivity in the Caribbean Sea off Jamaica and the tropical North Atlantic off Barbados,* Bull. Mar. Sci., 18, 86-104, 1968.

Blanco, J.A. *Las variaciones ambientales estacionales en las aguas costeras y su importancia para la pesca en la regió*n de *Santa Marta, Caribe Colombiano* [Seasonal environmental variations in shallow waters and its importance in the fisheries of the Santa Marta region], Master Thesis, Universidad Nacional de Colombia, 50pp.,1988.

Bogdanov, D.V.; V.A. Sokolov and N.S. Khrumov. *Regions of high biological and commercial productivity in the Gulf of Mexico and Caribbean Sea,* Oceanology, 8(3), 371-381, 1968.

Boning, C.; W. Doscher and R. G. Budich. *Seasonal transport variation in the Western Subtropical North Atlantic: Experiments with and eddy-resolving model.* J. Phys. Oceanogr., 21(9), 1271-1289, 1991.

Brink, K.H. and T.J. Cowles. *The coastal transition zone experiment.* J.Geophys. Res., 96,14637-14647,1991.

Brooks, I.H. *Transport and velocity measurements in St. Lucia Passage in the Lesser Antilles, EOS,* Trans. Am. Geophys. Union, 59(12), 1102 pp, 1978.

Brucks, J.T. *Currents of the Caribbean and adjacent regions as deduced from drift-bottle studies,* Bull. Mar. Sci. , 21, 455-465, 1971.

Cabrera, E. and M.C. Donoso. *Características oceanográficas del Caribe colombiano, Region III, Zona 1, PDCTM,* [Oceanographic characteristics of the Colombian Caribbean, Region III, zone 1, PDCTM], Bol. Cient. CIOH, 13,19-32, 1993.

Capella, J.E. *Model simulations of Tropical Atlantic mesoscale eddies impinging on the Southeastern Caribbean Antilles.* Trans. Amer. Geophys. Union, 74, 66, Suppl. (abstract only), 1994.

Chang, C.-P. and K.M. Lau. *North-easterly cold surges and near equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part II: Planetary-scale aspects.* Mon. Wea. Rev., 108,298-312,1980.

Chelton, D.B.; M.G. Schilax; M.H. Freilich and R.F. Milliff. *Satellite Measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds,* Science, 303, 978-983, 2004.

Clarke, G.L. *Light penetration in the Caribbean Sea and in the Gulf of Mexico,* J. Mar. Res., 1(2), 85-94, 1937.

CLIVAR initial Implementation Plan. *World Climate Programme Tech. Variability of the Americn Monsson Systems* (VAMOS) Rep. No. 103,pp. 109-142, 1998.

Corredor, J.E.; J.M. Morrel; R.A. Armstrong and J.M. Lopez. *Influence of the Orinoco River plume on mixed layer features of the eastern Caribbean.* Trans. Amer. Geophys. Union, 76, OS 118, Suppl. (abstract only), 1996.

Corredor, J.E. *Apuntes sobre la circulacion costera en el Caribe noroccidental colombiano,* [Annotations on the coastal circulation in the Northwestern Colombian Caribbean], Bol. Cient. CIOH, 3, 3-8, 1981.

Corredor, J.E. *Phytoplankton response to low level nutrient enrichment through upwelling in the Colombian Caribbean basin,* Deep Sea Res. 26A, 731-741, 1979.

Criales, M.M.; T. Lee; C. Yeung; E. Williams; C. Andrade; A. López and F. Amaya. *Onshore larval transport in the Santa Marta Region, Colombian Caribbean with a general description of the SW Caribbean circulation through Argos buoys and altimetry data.* First Biennial IASI Science Meeting - November 9-11 (abstract only), 1999.

Curl, H. Jr. *Primary production measurements in the north coastal waters of South America,* Deep Sea Res., 7, 183-189, 1960.

Defant, A. *Physical Oceanography,* Pergamon Press, pp.1319, 1961.

Dessier, A. and J.R. Donguy. *The sea-surface salinity in the Tropical Atlantic between 10°S and 30°N- Seasonal and interannual variations (1977-1989),* Deep Sea Res., Part I- Oceanogr. Res. Pap., 41(1), 81-100, 1994.

Didden, N. and F. Schott. *Eddies in the North Brazil Current retroflection region observed by Geosat altimetry,* J. Geophys. Res., 98(20), 20121- 20131, 1993.

Dietrich, G. *Uber bewegung und herkunft des Golfstromwassers,* Veroff. Inst. Meereskde. Berlin. N.F.(A), 33, 53-91,1937.

DiMego, G.J.; L.F. Bosart and G.W. Enderson. *An examination of the frequency and mean conditions surrounding frontal incursions into the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea.* Monthly Weather Review, 104, 709-718, 1976.

Douglas, M.W.; W. Fernández and M. Peña. *The design and evolution of the PACS-SONET observing system in Latin America, 3rd Symposium on integrated observed systems* (abstract only), 1999.

Elliott A.J. and G. Savidge. *Some features of the upwelling off Oman.* Journal of Marine Research, 48, 2, 319-333, 1990.

Enfield, D.B. and D.A. Mayer. Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. J. Geophys, Res. (in press), 1996.

Etter, P.C.; P.J. Lamb and D.H. Portis. *Heat and freshwater budgets of the Caribbean sea with revised estimates for the Central Americas Seas,* J. Phys. Oceanogr., 17(8), 1232-1248, 1987.

Evenson, A. J. and G. Veronis. *Continuous representation of wind stress and wind stress curl over the world ocean,* J. Mar. Res, 33, Suppl.,131-144, 1975.

Fajardo, G.E. *Surgencia costera en las proximidades de la península colombiana de la Guajira,* [Coastal upwelling in the proximity of the Colombian peninsula of La Guajira], Bol. Cient. CIOH, 2,17-19, 1979.

Febres-Ortega, G.A. *Circulation and water mass transport in the Southeastern Caribbean, CICAR II Symposium on progress in marine research in the Caribbean and adjacent regions,* FAO Fisheries Report No. 200, suppl., 21-23, 1978.

Febres-Ortega, G.A and L.E. Herrera. *Caribbean Sea circulation and water masses transports near the Lesser Antilles,* Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente, 15(1), 83-96, 1976.

Febres-Ortega, G.A and L.E. Herrera. *Dynamic interpretation of some oceanographic characteristics of the Cariaco Trench,* Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente, 14(1), 3-29, 1975.

Febres-Ortega, G.A. *Circulation of the upper level waters of the Cariaco Trench during April 1974,* Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente, 13(1&2), 79-86, 1974.

Febres-Ortega, G.A. *Isanosteric analysis of the Eastern Caribbean waters during winter,* Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente, 11(1), 19-34, 1972.

Fillenbaum, E.R.; T.N. Lee; W.E. Johns and R.J. Zantopp. *Meridional heat transport variability at 26.5oN in the North Atlantic.* J. Phys. Oceanogr. (in press), 1996.

Fine, R.A., and R.L. Molinari. *A continuous deep western boundary current between Abaco (26.5 N) and Barbados (13 N),* Deep Sea Res., 35, 1444-1450, 1988.

Flament, P.; L. Armi and L. Washburn. *The evolving structures of an upwelling filament,* J. Geophys. Res., 90,11765-11778, 1985.

Fratantoni, D.M.; W.E. Johns and T.L. Townsend. *Rings of the North Brazil Current: their structure and behaviour inferred from observations and numerical simulation.* J. Geophys. Res., 100, 10633-10654, 1995.

Froehlich, P.N. Jr.; D.K. Atwood and G.S. Giese. *Influence of Amazon River discharge on the surface salinity and dissolved silicate concentration in the Caribbean Sea,* Deep Sea Res., 25, 735-744, 1978.

Froehlich, P.N. Jr. and D.K. Atwood. *New evidence for sporadic renewal of Venezuela Basin water,* Deep Sea Res., 21, 969-975, 1974.

Fu, L. L. and B. Holt. *Some examples of oceanic mesoscale eddies by the SEASAT Synthetic-Aperture Radar,* J. Geophys. Res., 88(C3), 1844-1852, 1983.

Fuglister, F.C. *Atlantic Ocean Atlas of Temperature and Salinity profiles and data from the International Geophysical year of 1957-1958,* Woods Hole Oceanography Institute, Atlas Series, 1, 209 pp., June 1960.

Giese, G.S.; R.B. Hollander; J.E. Fancher and B.S. Giese. *Evidence of coastal seiche excitation by the tidal-generated internal solitary waves,* Geophys. Res. Letters, 9(12) 1305-1308, 1982.

Griffiths, R. C. and J. G. Simpson. *Upwelling and other oceanographic characteristics of the coastal waters of Northeastern Venezuela Project MAC-PNDU-FAO.* Series of Resources and Fisheries Exploitation, 2(4), 72pp., 1972.

Gonzales, E. *Oceanografía física descriptiva del Archipiélago de San Andres y Providencia, con base en el análisis de los cruceros OCEANO VI a IX,* [Physical and descriptive oceanography of the San Andres and Providence Archipelago based on the analysis made by the OCEANO Cruises VI to IX], Bol. Cient. CIOH, 7, 73-100, 1987.

Gordon, A.L. *Circulation of the Caribbean Sea,* J. Geophys. Res., 72, 6207-6223, 1967.

Gray, C. *Regional Meteorology and Hurricanes, in Climate Change in the Intra-Americas Sea,* Edited by G. Maul, 87-99, UNEP, 1993.

Gunn, J.T and D.R. Watts. *On the currents and water masses North of the Antilles and Bahamas Arc,* J. Mar. Res., 40(1),1-18, 1982.

Hallock, P. and J.A. Elrod. *Oceanic chlorophyll around carbonate platforms in the western Caribbean; observations from CZCS data: Proceedings Sixth International Coral Reef Symposium,* Townville, Australia, August, 2, p 449-454, 1988.

Hallock, P.; A.C. Hine; G.A. Vargo; J.A. Elrod and W.C. Jaap. *Platforms of the Nicaraguan Rise: Examples of the sensitivity of carbonate sedimentation to excess tropic resources: Geology,* 16, p. 1104-1107, 1988.

Halpern, D. *Description of wind and upper ocean current and temperature variations on the continental shelf off Northwest Africa during March and April 1974,* J. Phys. Oceanogr., 7, 422-430, 1977.

Hastenrath, S.L.; L.C. de Castro and P. Aceituno. *The Southern Oscillation in the Atlantic Sector, Contrib.* Atmos. Phys., 60, 447-463, 1987.

Hastenrath, S. and P.J. Lamb. *Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans: Madison,* University of Winscosin Press, 25pp., 97 charts, 1977.

Hastenrath,S.L. *A contribution of the wind conditions over the Caribbean Sea and Gulf of Mexico,* Tellus, XX (1), 168-177, 1968a.

Heburn, G.W.; T.H. Kinder; J.H. Allender and H.E. Hurlburt. *A numerical model of eddy generation in the Southeastern Caribbean Sea, In: Hydrodynamics of Semi-enclosed Seas,* J. Nihoul, Elsevier, Amsterdam,299-328, 1982.

Hellerman, S. and M. Rosenstein. *Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates,* J. Phys. Oceanogr., 13(7), 1093-1104, 1983.

Haynes, R.; E.D. Barton and I. Pilling. *Development, persistence, and variability of upwelling filaments off the Atlantic Coast of the Iberian Peninsula,* J. Geophys. Res., 98, 22681-22692, 1993.

Hernández, F. and P. Y. Le Traon. *Mapping mesoscale variability of the Azores Current using TOPEX/POSEIDON and ERS-1 altimetry, together with hydrographic and Lagranian measurements,* J. Geophys. Res., 100, 24995-25006, 1995.

Hernandez-Guerra, A. and T. M. Joyce. *Water masses and circulation in the surface layers of the Caribbean at 66_W,* Geophys. Res. Lett., 27, 3497–3500, 2000.

Herrera, L.E. and G. Febres-Ortega. *Thermohaline characteristics of the surface waters from the southeastern part of the Caribbean sea during the rain season.* Bol. Inst. Oceanogr., Univ. Oriente, Cumaná, 15(1), 97-114, 1976.

Herrera, L.E. and G. Febres-Ortega. *Kinematics of the wind-generated velocity field in the surface waters off eastern Venezuela in the Caribbean Sea,* Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente, Cumaná, 19, 165-186, 1975a.

Herrera, L.E. and G. Febres-Ortega. *Upwelling and water renewal processes in the Cariaco Trench, Caribbean Sea,* Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente, 14(1), 31-44, 1975b.

Hochman, H.T., F.E. Muller-Karger and J.J. Walsh. *Interpretation of the Coastal Zone Color Scanner signature of the Orinoco River Plume,* J. Geophys. Res., 99(C4), 7443-7455, 1994.

Holcombe, T.S. and W.S. Moore. *Paleocurrents in the Eastern Caribbean: Geophysical evidence and interpretations,* Mar. Geol., 23, 35-56, 1977.

Holtz, C.; J.-B.W. Stuut and R. Henrich. *Terrigenous sedimentation processes along the continental margin off NW Africa: implications from grain-size analysis of seabed sediments.* Sedimentology, 51, 1145-1154, 2004.

Hulburt, E.M. and N. Corwing. *Influence of the Amazon River outflow on the Ecology of the Western Tropical Atlantic. III The planktonic flora between the Amazon River and the Windward Islands,* J. Mar. Res., 27(1), 55-72, 1969.

Hulburt, E. M. *The distribution of Phytoplankton and its relationship to Hydrography between southern New England and Venezuela,* J. Mar. Res., 24(1), 67-81, 1966.

Intergubernamental Oceanographic Commission (IOC) - *Workshop Report No. 111, Chapman Conference on the Circulation of the Intra-Americas Sea, La Parguera, Puerto Rico,* 22-26 Jan., 1995.

Javelaud, O. *Sedimentologia de la plataforma continental del Caribe colombiano,* Bol. Cient. CIOH, 6, 17-39, 1986.

Johns, W.E.; D.M. Fratantoni and T. Townsend. *Modelled inflow variability through the Eastern Caribbean Passages,* IOC Workshop Rep. No.111, 1995.

Johns, W.E.; T.N. Lee; F.A. Schott; R.J. Zantopp and R.H. Evans. *The North Brazil Current Retroflection: seasonal structure and eddy variability.* J. Geophys. Res., 95, 22, 103-120, 1990.

Joyce, T. M.; A. Hernandez-Guerra and W. M. Smethie. Zonal circulation in the northwest Atlantic and Caribbean from a meridional World Ocean Circulation Experiment hydrographic section at 66_W, J. Geophys. Res., 106, 22,095– 22,113, 2001.

Keller, B. D. *Effects of a major oil spill on coastal habitats: The 1986 spill at Bahia las Minas, Panama.* 51st Annual Meeting of the Gulf and Caribbean Fisheries Institute (abstract only), 1998.

Kinard, W.F.; D.K. Atwood and G.S. Giese. *Dissolved oxygen as evidence for 18°C Sargasso Sea water in the eastern Caribbean sea,* Deep Sea Res., 21, 79-82, 1974.

Kinder, T.H.; G.W. Heburn and A.W. Green. *Some aspects of the Caribbean circulation,* Marine Geology, 68, 25-52, 1985.

Kinder, T.H. *Shallow currents in the Caribbean Sea and Gulf of Mexico as observed with satellite-tracked drifters.* Bull. Mar. Sci., 33(2),239-246,1983.

Kinder, G. W.; G. W. Heburn; J. D. Boyd; J. H: Allender and H. E. Hurlburt. *Spatial and temporal scales of physical variability near the Southern Lesser Antilles* (abstract only) EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 63, 75, 1982.

Kjerfve, B. *Tides in the Caribbean Sea,* J. Geophys. Res., 86(C5), 4243-4247, 1981.

Koblinsky, C.J. and P.P. Niiler. *The relationship between deep ocean currents and winds east of Barbados,* J. Phys. Oceanogr., 12, 144-153, 1982.

Lamb, P.J. and A.F. Bunker. *The annual march of the heat budget of the North and Tropical Atlantic Oceans,* J. Phys. Oceanogr., 12, 1388-1410, 1982.

Landsea, C.W.; R. Pielke; A.M. *Mestas-Nuñez and J.A. Knaff. Atlantic basin hurricanes: Indices of climatic changes,* in Climatic Change, 42, 89-129, Kluwer, Academic Publishers, 1999.

Landsteiner, M.C; M. J. McPhaden; J. Picaut. *On the sensitivity of Sverdrup transport estimates to the specification of wind stress forcing in the tropical Pacific.* J. Geophys. Res., 95, C2, 1681-1691, 1990.

Leaman, K.D. and W.D. Wilson. *Physical Variability of Surface Currents in the Panama-Colombia Gyre: Nature, causes and comparisons with a high resolution numerical-model.* First Biennial IASI Science Meeting - November 9-11 (abstract only), 1999.

Leaman, K and M. Donoso. *Tropical intra-seasonal and longer-period variability of precipitation the Isthmus of Panama: Barrejobo rains as precursor of El Niño.* (unpub.ms), 1998.

Leaman, K.; C.H.K. Mooers; B. Albrecht; C. Zhang and S.S. Chen. *PRECURSOR: Observations and Modeling of air-sea-land interaction processes, weather and ocean circulation patterns of the wet and dry seasons in an energetic region of the Caribbean Sea*. Proposal to the US National Science Foundation, 55pp., 1998.

Le Traon, P. Y.; P. Gaspar; F. Bouyssel and H. Makhmara. *Using Topex/Poseidon Data to Enhance ERS-1 Data,* J. Atmospheric and Oceanic Technology, 12, 161-170, 1995.

Lee, T.N.; W. E. Johns; R. J. Zantopp and E.R. Fillenbaum. *Moored observations of western boundary current variability and thermohaline circulation at 26.5° N in the subtropical North Atlantic.* J. Phys. Oceanogr., 26, 962-983, 1996.

Leetmaa, A. and P. A. Bunker. *Update Charts of the mean annual wind stress, convergence in the Ekman layers, and Sverdrup transports in the north Atlantic.* J. Mar. Res., 36(3), 311-321, 1978.

Leetmaa, A.; P. Niiler and H. Stommel. *Does the Sverdrup relation account for the mid-Atlantic Circulation?.* J. Mar. Res., 35(1), 1-10, 1977.

Lim, H. and C.P. Chang. *A theory of mid-latitude forcing of tropical motions during winter monsoons,* J. Atm. Sci., 38(11), 2377-2392, 1981.

Limeburner, R.; R.C. Beardsley; I.D.Soares; S.J. Lentz and J. Candela. *Lagranian flow observations of the Amazon River discharge into the North Atlantic.* J. Geophys. Res., 100 (C2), 2401-2415, 1995.

Lonin, S.A. *Hydrodynamic modelling and the problem of oil spills on the Colombian Caribbean shoreline,* Spill Technology Newsletter, 22,1-6,1997.

Luckhurst, B.E. and T. Trott. *Bermudas commercial line fishery for Wahoo and Dolphinfish (1987-97): Landings, seasonality and catch per unit effort trends.* 51st Annual Meeting of the Gulf and Caribbean Fisheries Institute (abstract only), 1998.

Lutjeharms, J.R. and P.L. Stockton. *Kinematics of the upwelling front off Southern Africa, South African.* J. Mar. Sci., 5, 35-50, 1987.

Mayer, D.A. and R.H Weisberg. *A description of COADS surface meteorological fields and the implied Sverdrup transports for the Atlantic Ocean from 30°S to 60°N.* J. Phys. Oceanogr., 23, 2201-2221, 1993.

Maul, G.A. *Climatic Change in the Intra-Americas Sea.* © United Nations Environment Program, Edward Arnold Publishers, London, 389 pp. 1993.

McClain, E.P. *Operational implementations of AVHRR only Multi-channel Sea surface temperature products.* Unpublished document presented to 32nd meeting of NOAA/ NESS SST research panel, 1982.

Mazeika, P.A.; D.A. Burns and T.H. Kinder. *Mesoscale circulation east of the southern Lesser Antilles,* J. Geophys. Res., 85, 2743-2758, 1980.

Mazeika, P.A. *Circulation and water masses east of Lesser Antilles,* Deut. Hydr. Zeitschr., 26, 49-73, 1973.

Metcalf, W.G. *Caribbean-Atlantic water exchange through the Anegada-Jungfern Passage,* J. Geophys. Res., 81(36), 6401-6409, 1976.

Mofjeld, H.O. and W. Wimbush. *Bottom pressure observations in the Gulf of Mexico and Caribbean Sea,* Deep Sea Res., 24, 987-1004, 1977.

Molinari, R.L., R.A. Fine, and E. Johns. *The deep western boundary current in the tropical North Atlantic Ocean,* Deep Sea Res., 39, 1967-1984, 1992.

Molinari, R.L.; W.D. Wilson and K. Leaman. *Volume and heat transports of the Florida Current: April 1982 through August 1983,* Science, 227, 295-297, 1985.

Molinari, R.; M. Spillane; I. Books; D. Atwood and C. Duckett. *Surface currents in the Caribbean Sea as deduced from Lagranian observations,* J.Geophys. Res., 86, 6537-6542, 1981.

Montealegre, E. And D. Pabón. *Características climáticas relevantes en el noroccidente suramericano durante la ocurrencia de fenómenos El Niño-Oscilación del Sur (ENOS)* [Relevant climatic characteristics in Nortwestern South America during the occurrence of El Niño- Southern Oscillation (ENSO) phenomena], Bol. Cient. CIOH, 12, 55-68, 1992.

Mooers, C.N.K. and G.A. Maul. *Intra-Americas Sea Circulation, in: The Sea,* editors. K. H. Brink and A. R. Robinson, 1062 pp., Wiley, New York, 1998.

Mooers, C.N.K. and L. Gao. *Numerical simulation of the Intra-Americas Sea, Part I.* Trans. Amer. Geophys. Union. 76, OS 118, suppl. (abstract only), 1996.

Morrel, J.M.; J.E. Corredor; R.A. Armstrong and J.M. Lopez. *The effects of massive riverine input upon planktonic respiration in the eastern Caribbean.* Trans. Amer. Geophys. Union. 76, OS 118, suppl. (abstract only), 1996.

Morrison, J.M. and O.P. Smith. *Geostrophic transport variability along the Aves Ridge in the Eastern Caribbean Sea during 1985-1986,* J. Geophys. Res., 95(C1), 699-710, 1990.

Morrison, J.M. and W.D. Nowlin, Jr. *General distributions of water masses within the Eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973,* J. Geophys. Res., 87, 4207-4229, 1982.

Muller-Karger, F.E. and R. Aparicio. *Mesoscale processes affecting phytoplancton abundance in the Southeastern Caribbean Sea,* Continental Shelf Research, 14(2-3), 199-221, 1994.

Muller-Karger, F.E. *River discharge variability including satellite-observed plume dispersal patterns, in Climatic Change in the Intra-Americas Sea,* 162-192, edited by G. Maul, UNEP, 1993.

Muller-Karger, F.E.; C.R. McClain; T.R. Fisher; W.E. Esaias and R. Varela. *Pigment distribution in the Caribbean Sea: Observations from space*, Progress in Oceanography, 23, 23-64, 1989.

Muller-Karger, F.E.; C.R. McClain and P.C. Richardson. *The dispersal of the Amazon's water, Nature,* 333, 56-59, 1988.

Murphy, S. J.; H. E. Hulburt and J. J. O'Brien. *The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico and the Atlantic Ocean.*J. Geophys. Res., 104, 1431-1453, 1999.

Navarro-Pérez, E. and E.D. Barton. The *physical structure of an upwelling filament off the North-west African coast during August 1993, Benguela Dynamics: Impacts of variability on Shelf-sea environments and their living resources,* South African J. Mar. Sci., 19, 61-73,1998.

Nelepo, B.A.; V.N. Stepanov; R.P. Bulatov, and M.M. Domaov. *Soviet investigation of the dynamics and properties of the waters of the Caribbean sea and Gulf of Mexico.* CICAR II, Symposium on progress in marine research in the Caribbean and adjacent regions. Food and Agricultural Organisation of the United Nations, FAO report No. 200, suppl., 119-131, 1978.

Niiler, P.P. and W.S. Richardson. *Seasonal Variability of the Florida Current,* J. Mar. Res., 31(3),144-167, 1973.

NOAA-CIRES Climate Diagnostics Centre, NCEP/NCAR Reanalysis Electronic Atlas, 1998.

NOAA/NESDIS/NODC/Ocean Climate Laboratory, World Ocean Data, CDROM data set, 1994.

NOAA/NESDIS/NODC/Ocean Climate Laboratory, World Ocean Data, CD-ROM data set, 1994.

Nof, D. and D.B. Olson. *On the flow through broad gaps with application to the Windward Passage,* J. Phys. Oceanogr., 13, 1949-1956, 1983.

Nystuen, J.A. and C.A. Andrade. *Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using GEOSAT altimetry,* J. Geophys. Res., (98), 8389-8394, 1993.

Okuda, T.; B. Gamboa and A. Garcia. *Seasonal variation of hydrographic conditions in the Cariaco Trench,* Bol. Inst. Univ. Oriente, 8(1-2), 21-27, 1969.

Parr, A. E. *Further observations on the Hydrography of the Eastern Caribbean and adjacent Atlantic waters.* Bull Bingham Oceanogr. Collect.,1938.

Parr, A.E. *On the longitudinal variations in the dynamic elevation of the surface of the Caribbean currents,* Bull. Bingham. Oceanogr. Collect., 6(2) 1-20, 1937.

Parr, A.E. *A contribution to the Hydrography of the Caribbean and Cayman Seas, based upon the observations made by the Research Ship 'Atlantis', 1933-1934.* Bull. Bingham Oceanogr. Collect., 5(4), 1936.

Perloth, I. *Distribution of mass in the near surface waters of the Caribbean,* In: Symposium on Investigations and Resources of the Caribbean Sea and Adjacent Regions, UNESCO, Paris, 147-152, 1971.

Pond y Pickard. *Introductory Physical Oceanography,* Butterworth-Heinemann, 349pp.,1983.

Poveda, G. and O. Meza. *On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet,* Geophysical Research Letters, 1675–1678, 2000.

Poveda, G.; A. Jaramillo; M.M. Gil; N. Quinceno and R. I. Mantilla. *Seasonality in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture and vegetation index in Colombia,* Water Resources Research, 37, 8, 2169-2178, 2001.

Pujos, M.; J-L. Pagliardini; R. Steer, G. Vernette and O. Weber. *Influencia de la contra-corriente norte colombiana para la circulacion de las aguas en la plataforma continental su accion sobre la dispersion de los efluentes en suspension del rio Magdalena,* [Influence of the north Colombian Countercurrent on the circulation of the continental platform: Its action on the dispersion of effluents in suspension from the Magdalena River] Bol. Cient. CIOH, 6, 3-15, 1986.

Reid, J. L. and A. W. Mantyla. *The effect of the geostrophic flow upon coastal sea elevations in the northern North Pacific Ocean,* J. Geophys. Res., 81, 3100– 3110, 1976.

Reid, R. O. *The equatorial currents of eastern pacific as maintained by the stress of the wind.* J. Mar. Res., 7,75-99, 1948.

Ribbat, B.; W. Roether and K.D. Munnich. *Turnover of eastern Caribbean deep water from C-14 measurements.* Earth Planet Sci. Lett., 32, 331-341, 1976.

Richards, F.A. *Some chemical and hydrographic observations along the north coast of South America. I. Cabo Tres Puntas to Curacao including the Cariaco Trench and the Gulf of Cariaco,* Deep Sea Res., 7(3), 163-182,1960.

Richards, F. A. and R. F. Vaccaro. *The Cariaco Trench, an anaerobic basin in the Caribbean Sea.* Deep Sea Res., 3(3), 214-228, 1956.

Richards, F. A. and A. C. Redfield. *Oxygen-density relationships in the Caribbean Sea.* Deep Sea Res., 1, 182-199, 1955.

Richardson, P.L. and D. Walsh. *Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the Tropical Atlantic using ship drifts,* J. Geophys. Res., 91,10537-10550, 1986.

Rivera, S. and R. Molares. *Descripción del comportamiento climático en el área de Santa Marta entre Julio 1989 y Agosto 1992.* [A description of the climatic behaviour in the Santa Marta area between July 1989 and August 1992]. Undergraduate Thesis Colombian Naval Academy, 183 pp., 1997.

Roberts, C. M. *Connectivity and management of Caribbean Coral Reefs,* Science, 278, 21, 1454-1457, 1997.

Roemmich, D. *Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem,* J. Geophys. Res., 86(C9), 7993-8005, 1981.

Rooth, C. G. *CARIBVENT, R/V Columbus Iselin Cruise CI-9203, 3 March to 8 April 1992,* report, 14 pp., Rosenstiel School of Mar. and Atmos. Sci., Miami, Fla., 1992.

Ryther, J. H.; D. W. Menzel and N. Corwin. *Difference of the Amazon River overflow on the ecology of the Western Tropical Atlantic: Hydrography and nutrient chemistry.* J. Mar. Res., 25, 69-83, 1967.

Sadler, J.C. *The upper tropospheric circulation over the global tropics,* Dept. of Meteorology, Atlas UHMET 75-05, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, 1975.

Schmitz, W.J. Jr. and P.L. Richardson. *On the sources of the Florida Current.* Deep Sea Res. 38, S379-S409, 1991.

Seiwell, H.R. *Application of the distribution of oxygen to the physical oceanography of the Caribbean Sea Region,* Pap. Phys. Oceanogr. Meteor., MIT, 6(1), 1-60, 1938.

Semtner, A.J. and R.M. Chervin. *Ocean General Circulation from a global eddy-resolving model,* J. Geophys. Res., 97, 5493-5550, 1992.

Smith, D.; W. Wall; Z. Chen; R. Barnes; B. Simons and D. Keckler. *Surface Mapping System,* Version 6.04, Golden Software Inc., 1997.

Smith, O.P. and J.M. Morrison. *Shipboard Acoustic Doppler Current profiling in the Eastern Caribbean Sea,* 1985-1986, J. Geophys. Res.,94(C7), 9713-9719, 1989.

Sou, T.; G. Holloway and M. Eby. *Effects of topographic stress on Caribbean Sea circulation.* J. Geophys. Res., 101(C7), 16449-16453,1996.

Stalcup, M.C.; W. G. Metcalf and R. G. Johnson. *Deep Caribbean in flow through the Anegada-Jungfern Passage.* J. Mar. Res., 33, suppl., 15-35, 1975.

Stalcup, M.G. and W.G. Metcalf. *Current measurements in the passages of the Lesser Antilles.* J. Geophys. Res., 77, 1032-1049, 1972.

Stansfield, K.L.; M.J. Bowman; S.J. Fauria, and T.C. Wilson. *Water mass and coastal current variability near to Barbados, West Indies,* J. Geophys. Res., 100(C12), 24819-24830, 1995.

Stommel, H. *Summary charts of the mean dynamic topography and current field at the surface of the ocean and related functions of the mean wind stress, in Studies on Oceanography,* Edited by K. Yoshida, University of Washington Press, Seattle, 568 pp., 1964.

Sturges, W. *Mixing of renewal water flowing into the Caribbean Sea,* J. Mar. Res., Suppl., 33, 117-130, 1975.

Sturges, W. *Observations of deep-water renewal in the Caribbean Sea,* J.Geophys. Res., 75, 7602-7610, 1970.

Strub, P.T.; P.M. Kosro and A. Huyer. *The nature of the cold filaments in the California Current System,* J. Geophys. Res., 96, 14743-14768, 1991.

Sverdrup, H.U. *Wind driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the Eastern Pacific.* Proc Natl. Acad. Sci. USA, 33, 318-326, 1947.

Taguchi, S.; G.R. Ditullio and E.A. Laws. *Physiological characteristics and production of mixed layer and chlorophyll maximum populations in the Caribbean Sea and Western Atlantic Ocean,* Deep Sea Res., Part AOceanogr. Res. Pap., 35(8), 1363-1377, 1988.

Taquet, M.; A. Guillou; L. Reynal and A. Lagin. *Les Grand poisons Pélagiques en Martinique biologie et exploitation,* [The great pelagic regions of Martinique, biology and exploitation], 51st Annual Meeting of the Gulf and Caribbean Fisheries Institute (abstract only), 1998.

Thomas, A. *Cross-shelf Spatial Scales of Satellite Measured Pigment Concentration in a South American Wind-driven Upwelling Region,* Ocean Sciences Meeting (abstract only), 1998.

Townsend, T.L. and H.E. Hurlburt. *Modeling the Intra-Americas Sea,* IOC Workshop Report No.111, 1995.

Tourre, Y.M. and .B. White. Evolution of the ENSO signal in the Eastern Pacific-Intra-Americas Sea. Trans. Amer. Geophys. Union, 76, OS 117, Suppl. (abstract only), 1996.

Trasviña, A.; M. Ortiz-Figueroa; H. Herrera; M. A. Cosío and E. González. 'Santa Ana' winds and upwelling filaments off Northern Baja California, Dynamics of Atmospheres and Oceans, Volume/Issue 37/2, pp. 113-129, 2003.

Triffelman, N.J.; P. Hallock and A.C. Hine. *Morphology, Sediments and depositional Environments of a Small Carbonate Platform: Serranilla Bank, Nicaraguan Rise, Southwest Caribbean Sea,* J. of Sedimentary Petrology, 62(4), 591-606 ,1992.

Veseley, E. and K. Fanning. *Silica in the deep Caribbean Sea distribution during three decades.* 3rd Meeting of the Oceanography Society (abstract only), 1993.

Wallcraft, A.J. *The Navy layered ocean model users guide,* NOARL Rep. 35, 21 pp., Nav. Res. Lab., Stennis Space Centre, Miss., 1991.

WCRP (*World Climate Research Programme*), Report No. 103, CLIVAR Initial Implementation Plan. WMO/TD No. 869, 314 pp, June, 1998.

Welander, P. *On the vertically integrated mass transport in the ocean. In The atmosphere and sea in motion,* Ed. B Bolin, 95-101, 1959.

Wentz, F. J. *A well-calibrated ocean algorithm for SSMI,* J. Geophys. Res.,102, 8703-8718, 1997.

Wilson, W.D. and W.E. Johns. *Velocity structure and transport in the Windward Island passages,* Deep Sea Res. Part I, 44, 487-520, 1997.

Wilson, W.D.; E. Johns and R.L. Molinari. *Upper layer circulation in the Western Tropical North Atlantic Ocean during August 1989,* J. Geophys. Res., 99(C11), 22513-22523, 1994.

Winter, A.; C. Goenaga and G.A. Maul. *Carbon and Oxygen Isotope Time Series From an 18-year Caribbean Reef Coral,* J. Geophys. Res., 96(C9), 16673-16678, 1991.

Worthington, L.V. *On the North Atlantic Circulation.* The John Hopkins University Press, Baltimore, Md., 120pp., 1976.

Worthington, L.V. *Water circulation in the Caribbean Sea and its relationship with the North Atlantic circulation,* In: Symposium on Investigations and Resources of the Caribbean Sea and Adjacent Regions, UNESCO, Paris, pp.181-191, 1971.

Worthington, L.V. *Recent oceanographic measurements in the Caribbean Sea.* Deep Sea Res., 13, 731-739, 1966.

Worthington, L.V. *The temperature increase in the Caribbean deep water since 1933.* Deep Sea Res., 3(1), 234-235, 1956.

Worthington, L.V. *A new theory of Caribbean bottom-water formation,* Deep Sea Res., 3(1), 82-87, 1955.

Wunsch, C. and D. Roemmich. *Is the North Atlantic in Sverdrup balance?.* J. Phys. Oceanogr., 15, 1876-1880, 1985.

Wust, G. *Stratification and circulation in the Antillean-Caribbean Basins, Part I, Spreading and Mixing of the Water Types with an Oceanographic Atlas.* Columbia Univ. Press, New York, 20 pp. + appendices, 1964.

Wust, G. *On the stratification and the circulation in de cold water sphere of the Antillean-Caribbean basin.* Deep Sea Res., 10, 165-187, 1963.

Zika, R.G.; P.J. Milne, and O.C. Zafiriou. *Photochemical studies of the Eastern Caribbean: An introductory overview,* J. Geophys. Res., 98(C2), 2223-2232, 1993.

Este libro es un recorrido por los procesos dinámicos de la Cuenca de Colombia. Inicia por la descripción del régimen climático del Mar Caribe, para entrar luego a describir la circulación en esta cuenca, incluyendo el análisis de las corrientes superficiales y subsuperficiales y dinámica de los remolinos. Dedica un capítulo al afloramiento o surgencia de la Guajira y presenta interesantes aportes sobre la dinámica de la Corriente Caribe, el Giro Panamá-Colombia y la evidencia sobre la extensión de la contracorriente a lo largo de la costa suramericana. Finalmente se ofrece una síntesis y deja inquietudes para los futuros trabajos a realizar en la oceanografía de la Región.

Este libro se constituye en una importante fuente de consulta sobre la oceanografía regional del Mar Caribe.

Escuela Naval de Cadetes "Almirante Padilla"
Facultad de Oceanografía Física 2015

ISBN: 978-958-99964-6-1