

AMBIENTES ARRECIFALES Y GEOLOGÍA DE UN ARCHIPIÉLAGO OCEÁNICO: SAN ANDRÉS, PROVIDENCIA Y SANTA CATALINA (MAR CARIBE, COLOMBIA)

con Guía Campo



JÖRN GEISTER Y JUAN MANUEL DÍAZ

República de Colombia
MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA

INSTITUTO COLOMBIANO DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
INGEOMINAS

**AMBIENTES ARRECIFALES Y GEOLOGÍA DE UN ARCHIPIÉLAGO
OCEÁNICO: SAN ANDRÉS, PROVIDENCIA Y SANTA CATALINA
(MAR CARIBE, COLOMBIA)**

con Guía Campo

© INGEOMINAS 2007

**DIAGONAL 53 No. 34-53
www.ingegominas.gov.co**



Libertad y Orden

**DIRECTOR GENERAL
MARIO BALLESTEROS MEJÍA**

**SECRETARIO GENERAL
EDWIN GONZÁLEZ MORENO**

**DIRECTOR SERVICIO GEOLÓGICO
CÉSAR DAVID LÓPEZ ARENAS**

**DIRECTOR SERVICIO MINERO (e)
EDWARD ADAN FRANCO GAMBOA**

**SUBDIRECTOR DE GEOLOGÍA BÁSICA
ORLANDO NAVAS CAMACHO**

**COORDINADORA GRUPO PARTICIPACIÓN CIUDADANA, ATENCIÓN
AL CLIENTE Y COMUNICACIONES
SANDRA ORTIZ ÁNGEL**

**AUTORES:
JÖRN GEISTER Y JUAN MANUEL DÍAZ**

**REVISIÓN EDITORIAL
HUMBERTO GONZÁLEZ
CARMEN ROSA CASTIBLANCO**

**DISEÑO Y DIAGRAMACIÓN
GUSTAVO VEJARANO MATIZ / SILVIA GUTIÉRREZ**

PORTADA:
Foto: Estación en el mar Cl. San Andrés: Pared vertical de Bocatora Hole a -30 m. El coral *Montastraea* sp. adoptó una forma plana. Agosto de 1998.

**IMPRESIÓN
IMPRESA NACIONAL DE COLOMBIA**

CONTENIDO

PREFACIO	7
1. CONTEXTO GENERALES	8
2. SITUACIÓN ESTRUCTURAL Y GEOLOGÍA REGIONAL DEL ARCHIPIÉLAGO	9
2.1 La Placa Caribe	9
2.2 Los sectores Superior e Inferior del Alto de Nicaragua	9
2.3 El Escarpe de Hess y la Cuenca de Colombia	11
2.4 Islas y Atolones del Archipiélago	12
3. CLIMA Y OCEANOGRAFÍA	14
4. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS COMPLEJOS ARRECIFALES DEL CARIBE OCCIDENTAL (Fig. 7)	15
4.1 Geomorfología General de los Complejos Arrecifales	15
4.2 Procesos erosionales y sedimentarios recientes	16
4.3 Colapso de las plataformas calcáreas	18
4.3.1 Fracturamiento del margen de la plataforma en el Archipiélago	18
4.3.2 Origen de las Megabrechas	19
4.3.3 Causas del Colapso	20
4.3.4 Recurrencia Temporal del Colapso de Márgenes	20
4.4 Ecología general de Arrecifes y Lagunas	20
4.4.1. Facies Arrecifales Someras	21
4.4.2. Facies Arrecifales Profundas	22
4.4.3. Facies de Fondos Duros	22
4.4.4 Facies Arenosa Somera	22
4.4.5 Facies Arenosa Somera a Profunda	22
4.4.6 Facies Arenosa Profunda	23
4.4.7 Fauna de Corales Pétreos del Archipiélago	23
5. ESTADO AMBIENTAL DE LOS ARRECIFES DEL ARCHIPIÉLAGO	24
5.1 Degradación Natural versus Degradación Antropogénica	24
5.2 Tasas de Mortalidad Coralina	24
5.3 Incremento de las Macroalgas	25
5.4 Efectos de la Sobre-Pesca	25
5.5. Recuperación	25
5.6 Reservas Naturales y Protección	25
6. GEOLOGÍA DE LAS ISLAS Y LOS ARRECIFES DEL SECTOR INFERIOR DEL ALTO DE NICARAGUA	26
6.1 Geología Insular y los Arrecifes de San Andrés	26
6.1.1 Origen Primario de la Isla	27
6.1.2. La laguna y los Ambientes Arrecifales del Mioceno	27
6.1.3 Terrazas Pleistocénicas y Ambientes Marinos	29
6.1.4. Datación Relativa y Absoluta de las Terrazas Marinas del Pleistoceno, los Acanilados y los Arrecifes Coralinos	33
6.1.5. Tectónica Pleistocénica: Tasas Absolutas de Bascamiento y Fracturamiento	35
6.1.6. Historia Geológica del Complejo Arrecifal Actual desde la Transgresión del Pleistoceno Medio	36
6.1.7. Características Principales del Complejo Arrecifal Reciente	37
6.2 Geología Insular y los Arrecifes de Providencia y Santa Catalina	39
6.2.1 Orígenes Primarios de las Islas	42
6.2.2 Extrusión del Domo Rioltico y Formación de los Abanicos de Brechas ("Series Volcánicas Antiguas")	42
6.2.3 Formación del Cono Volcánico Compuesto ("Series Volcánicas Jóvenes")	42
6.2.4. Notas sobre la Petrografía y Geoquímica de las Rocas Volcánicas (Por Claudio Scarcia, Berna)	44
6.2.5 Ambientes Calcáreos durante el Mioceno	45
6.2.6 Ambientes Calcáreos, Depósitos Deltaicos y Niveles del Mar durante el Pleistoceno	46

6.2.7 Depósitos Terrestres del Holoceno	47
6.2.8 El Complejo Arrecifal Reciente	47
6.3 Geología y Arrecifes de los Atolones y Bancos Coralinos	51
6.3.1 Atolón de Courtown Cays	51
6.3.2 Atolón de Albuquerque Cays	52
6.3.3 El Atolón del Banco Roncador	53
6.3.4 Atolón del Banco Serrana	55
6.3.5 El Semi-Atolón del Banco Quitasueño	56
6.3.6 El Semi-Atolón del Banco Serranilla	58
6.3.7 El Atolón Sumergido de Bajo Alicia	60
6.3.8 El Banco Coralino Bajo Nuevo	60
7. RIESGOS GEOLÓGICOS EN EL ARCHIPIÉLAGO	62
7.1. Volcanismo	62
7.2 Sismos	62
7.2.1 Registro Sísmico en el Archipiélago	62
7.2.2 Riesgos y Peligros Sísmicos en el Archipiélago	63
7.3 Tsunamis	64
7.3.1 Los Tsunamis en el Mar Caribe	64
7.3.2 Está el Archipiélago Amenazado por Tsunamis?	65
7.4 Basculamiento y Fluctuaciones Eustáticas del Nivel del Mar en San Andrés	66
7.4.1 Efectos del Basculamiento	66
7.4.2 Historia del Nivel del Mar Durante el Holoceno y su Proyección a Corto Plazo.	66
7.4.3 Posibles Efectos en el Archipiélago	66
7.5 Huracanes y Tormentas Tropicales	67
7.5.1 Efectos Geológicos de los Huracanes	67
7.5.2 Amenaza por Huracanes en el Archipiélago	67
7.6 Erosión y Acreción de la Costa: Pasado y Presente	67
8. EXCURSIONES DE CAMPO EN LAS ISLAS Y LOS ARRECIFES	69
8.1. Visita a la Isla de San Andrés: Arrecifes y Ambientes Lagunares del Holoceno, Pleistoceno y Mioceno (Excursiones A a E)	69
8.2. Visita a la isla de Providencia: Arrecifes Cuaternarios y Geología de la Isla (Excursiones F a L)	83
8.3 Visita a los ambientes holocénicos del atolón de Courtown Cays	94
9. SOBREVUELO DEL ARCHIPIÉLAGO EN AVIONETA	96
9.1 Panorámica Aérea de San Andrés y su Complejo Arrecifal (ver mapa fig. 15)	96
9.2 Panorámica Aérea del Atolón Courtown Cays	97
9.3 Panorámica Aérea del Atolón de Albuquerque Cays	99
9.4 Panorámica Aérea del Semi-Atolón del Banco Quitasueño	100
9.5 Panorámica Aérea del Atolón del Banco Serrana	102
9.6 Panorámica Aérea del atolón del Banco Roncador	103
9.7 Panorámica Aérea de la Isla de Providencia y su Complejo Arrecifal	104
10. REFERENCIAS SELECCIONADAS Y BIBLIOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL ARCHIPIÉLAGO	107
11. CARTAS NAÚTICAS Y MAPAS DEL ARCHIPIÉLAGO	113

Dirección de los Autores:

PD Dr. rer. nat. Jörn Geister
Naturhistorisches Museum Bern,
Abteilung Erdwissenschaften,
Bernastrasse 15, CH - 3005, Bern (switzerland)
geister@geo.unibe.ch

and

GeoBio-Center at the Ludwig-Maximilians-Universität München
Richard-Wagner-Str. 10 D-80333 München (Germany)

Dr. rer. nat. Juan Manuel Díaz
Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras "José Benito
Vives de Andreis" - INVEMAR. Santa Marta.
Current Address: Instituto de Investigación de Recursos Biológicos
"Alexander von Humboldt". - Bogotá.
jmdiaz@humboldt.org.co

Créditos fotográficos

JÖRN GEISTER y JUAN MANUEL DÍAZ

FIGURES: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17,
18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35,
36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53,
54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71,
72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89,
90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105,
106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118,
119, 120, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 129, 130, 131,
132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144,
145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156.

PREFACIO

Este libro compila los resultados de estudios realizados en el Archipiélago de San Andrés y Providencia desde 1968 (J. G.), junto con los de trabajos inéditos más recientes. Las primeras exploraciones complementarias de los arrecifes y las rocas volcánicas en Providencia se llevaron a cabo en 1979 en compañía de Marion Frantz. Los estudios subsiguientes (1995, 1996), orientados a evaluar el estado de los arrecifes de San Andrés y en la exploración de cuatro atolones vecinos (J.M.D.) fueron auspiciados por el INVEMAR (Santa Marta) y financiados en gran parte por COLCIENCIAS (Bogotá). El presente libro está basado en una guía de campo preparada y publicada con ocasión del 8º Simposio Internacional de Arrecifes Coralinos celebrado en la ciudad de Panamá en 1996 (GEISTER & DIAZ 1997). La guía y este libro fueron posibles solamente luego de una visita de reconocimiento de los arrecifes realizada por ambos autores en octubre de 1994 en San Andrés y Providencia, financiada por INVEMAR y COLCIENCIAS y apoyada por la Corporación Coralina y el Ministerio Suizo de Asuntos Exteriores (EDA/DEH – Beca de J.G.). Exploraciones subsiguientes (1998) en el banco Quitasueño fueron financiadas por COLCIENCIAS y la Corporación Coralina y apoyadas por INVEMAR (J.M.D.) y el Ministerio Suizo de Asuntos Exteriores (EDA/ DEH) (J. G.). La Fundación “Dr. Karl Bretscher” de Berna (becas de J.G.) financió los trabajos complementarios llevados a cabo en San Andrés en 1996, 1998 y 1999). En el año 2000, el Sr. McLean, topógrafo del gobierno local, adelantó un levantamiento topográfico detallado en North Cliff y en el May Cliff de San Andrés para

facilitar la reconstrucción de paleo-niveles del mar mediante la ubicación de antiguas muescas intermareales. Finalmente, en agosto de 2002, con la activa participación del geólogo Alvaro Nivia (INGEOMINAS) y la financiación del Servicio Geológico de Colombia, se realizó un estudio de campo de dos semanas de las rocas volcánicas de Providencia. Los autores agradecen muy especialmente a COLCIENCIAS, a la Dirección de Ingeominas y a la Corporación Coralina por el apoyo prestado durante muchos años de trabajo de campo.

Claudio Scarcia (Universidad de Berna) contribuyó con los resultados de cartografía geológica de la parte sur de Providencia y los datos geoquímicos de las rocas volcánicas. Los análisis químicos de las muestras volcánicas fueron realizadas por el laboratorio del Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Friburgo y el Instituto de Mineralogía y Geoquímica de la Universidad de Lausana (Suiza). Agradecemos la asesoría recibida del Sr. Iván Mercolli (Berna). El trabajo fotográfico fue financiado por el Instituto de Geología de la Universidad de Berna. El trabajo gráfico y dibujo digital estuvo a cargo de GEOTEC Ltda., Bogotá. La iniciativa, el entusiasmo y la acertada gestión de Fabio Cediel, GEOTEC, quién además revisó el manuscrito y editó el libro, fueron cruciales en la publicación de esta obra. Charles Monson (Iowa City, U.S.A.) hizo valiosas sugerencias para mejorar los textos en inglés.

Jörn Geister y Juan Manuel Díaz

1. CONTEXTO GENERALES

El Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina está situado en la parte inferior del Alto de Nicaragua, en el mar Caribe Occidental, y comprende dos islas oceánicas y una serie de atolones y bancos coralinos alineados en dirección NNE. (ver figs. 1 y 2). A pesar de su ubicación geográfica, más cercana a Centro América que al continente suramericano, el Archipiélago ha sido parte de la República de Colombia desde 1822. Los aborígenes Caribe, nunca establecieron una población en las islas, pero San Andrés y Providencia fueron ocasionalmente visitadas por los indígenas Miskito procedentes de las costas de Centro América para capturar peces y tortugas. Las islas fueron “descubiertas” por marineros españoles en los primeros años del siglo 16. Al comenzar el siglo 17 los primeros asentamientos permanentes fueron de contrabandistas holandeses y puritanos ingleses. Entre 1641 y 1822 las islas cambiaron de manos entre regidores ingleses y españoles y conquistas temporales de piratas procedentes de Jamaica y Haití (Parsons 1956, 1964).

Solamente las dos grandes islas, San Andrés y Providencia (con Santa Catalina), han sido habitadas permanentemente; la primera de ellas, como centro administrativo y comercial y una industria turística, tiene una población de más de 60.000 habitantes (posiblemente hasta 90.000). Con un área de solamente 25 km², San Andrés es probablemente la isla con mayor densidad poblacional en el Caribe. En contraste, la inmigración desde el continente a Providencia ha sido siempre reducida; sus 4.500 habitantes son en su mayoría angloparlantes, y su subsistencia se basa en la agricultura, pesca y ganadería en pequeña escala, así como el turismo. Existen además varios pequeños cayos en inmediaciones de las islas mayores y de los atolones del Archipiélago, los cuales son visitados regularmente por pescadores y turistas en botes fletados desde San Andrés y Providencia. La Armada Nacional de Colombia mantiene destacamentos militares en algunos de los cayos de los atolones.



Figura 1. Mapa del Mar Caribe mostrando la localización del Archipiélago de San Andrés, Providencia y Sta. Catalina. El esquema de circulación de las aguas superficiales durante el verano se señala con flechas (según US. Naval Oceanogr. Off. Publ. 700, 1965).

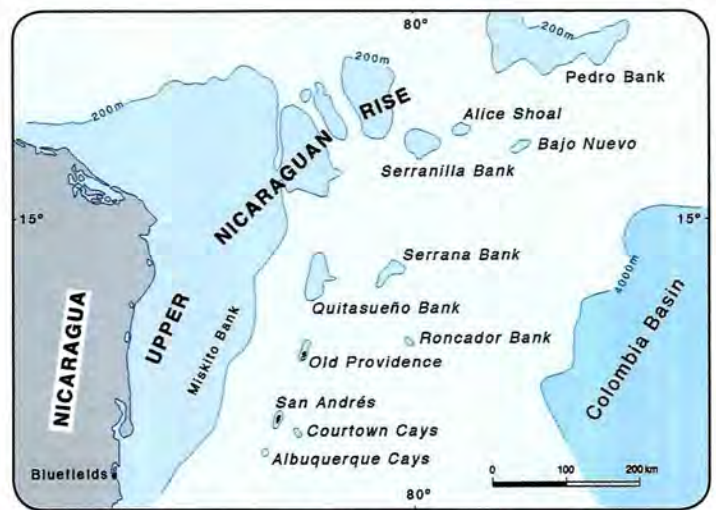


Figura 2. Las islas y atolones del archipiélago colombiano de San Andrés, Providencia y Sta. Catalina localizados afuera de la plataforma continental de América Central. La parte Inferior del Alto de Nicaragua cubre gran parte del talud entre la parte superior del Alto y la Cuenca de Colombia.

2. SITUACIÓN ESTRUCTURAL Y GEOLOGÍA REGIONAL DEL ARCHIPIÉLAGO

Los atolones y las islas del Archipiélago tienen una larga historia geológica, que está íntimamente ligada a la formación del mar Caribe. La historia pre-isla se remonta seguramente al menos hasta el Cenozoico temprano. El conocimiento geológico general del área mayor se limita al Mesozoico y Cenozoico, con excepción del Alto de Nicaragua, que posiblemente está constituido por un núcleo de rocas pre-mesozoicas (Holcombe et al, 1990).

2.1 La Placa Caribe

Durante el Mesozoico, la mayor parte del fondo del mar Caribe se formó como un segmento de la Placa Pacífica en su movimiento hacia el Atlántico. A comienzos del Oligoceno, al formarse la zona de subducción (fosa Meso-americana) que conectaba la zona de subducción que bordea por el occidente a Norteamérica con la del occidente de Sudamérica, la Placa Caribe se desprendió de la Placa Pacífica oriental. Desde entonces, el fondo del mar Caribe ha constituido el límite estructural del norte de Sur América (Malfait & Dinkelmann, 1972).

Actualmente, la Placa de Cocos está en proceso de subducción a lo largo de la fosa Meso –Americana, bajo la Placa Caribe, de mayor espesor y flotabilidad. La fosa de las Antillas Menores delinea el borde oriental de la Placa Caribe. El borde occidental de esta placa, adyacente al Archipiélago, está constituido por el ancestral Bloque Chortís, que comprende el sector norte de América Central. Esta última unidad tectónica se caracteriza por tener un basamento continental pre-mesozoico, delimitado en el sur por la zona de fallas del escarpe de Hess, que atraviesa el istmo centroamericano desde el lado Caribe hasta la Península de Santa Helena en la costa norte del Pacífico de Costa Rica (Muñoz et al, 1997).

La evolución de la Placa Caribe a lo largo del Cenozoico ha sido controlada en gran parte por la acumulación de sedimentos, la deformación estructural de la corteza existente y por vulcanismo. El núcleo de la Placa Caribe está compuesto de corteza oceánica, aparentemente constituida por remanentes de un plateau oceánico. Recientemente, durante la perforación

del pozo 165 (leg 165) del programa de perforación oceánica (ODP) fue penetrada la corteza Caribe. Las rocas perforadas de la Cuenca de Venezuela son unidades espesas de silos basálticos de grano grueso, o flujos con intercalaciones de calizas ricas en foraminíferos, fechadas del Coniaciano (89,0 – 85,8 Ma). El espesor extraordinario de la corteza Caribe (localmente entre 15 y 20 km) puede indicar un evento de flujo basáltico. En el sitio 1001 (aprox. 800 km al NE de San Andrés), en el extremo sur del Alto de Nicaragua, en su sector inferior, a lo largo del escarpe de Hess, fue perforado el basamento basáltico; aquí, calizas del Campaniano suprayacen los basaltos, señalando para éstos una edad mínima de 77 Ma. Aproximadamente a unos 300 Km al E de la isla de San Andrés, en el sitio 999 (la perforación más próxima a las islas del Archipiélago), se perforó una secuencia basáltica que se puede dividir en 12 diferentes unidades, que probablemente representan flujos individuales de lava y capas asociadas de hieloclastitas (Sinton et al, 2000).

El movimiento relativo actual de la Placa Caribe con respecto a las placas vecinas (América del Norte, América del Sur, Cocos y Nazca) se efectúa a lo largo de fallas de rumbo que constituyen a la vez los límites Norte y Sur de la misma placa. Este movimiento hacia el E se identifica mediante estudios focales de terremotos y se estima en 2 a 4 cm/año en relación con Norte y Sudamérica (Man & Burke, 1984). Para un mejor entendimiento de la estructura regional, a continuación se discute con mayor detalle la historia geológica de algunas regiones de la Placa Caribe.

2.2 Los sectores Superior e Inferior del Alto de Nicaragua.

El Alto de Nicaragua forma una división fisiográfica importante en la Placa Caribe, debida a la presencia de un extenso cinturón de corteza engrosada y hoy sumergida (Arden, 1969). Éste se extiende desde la costa de Honduras-Nicaragua, en dirección E, hasta Jamaica. Sus límites septentrionales

son la zona de fracturas de la Isla de Swan en el NW y la zona de fallas de Walton en el NE (Mann et al., 1990). El sinistral Escarpe de Hess, una antigua zona de fracturas activas (fig. 3), define el límite meridional del Alto de Nicaragua.

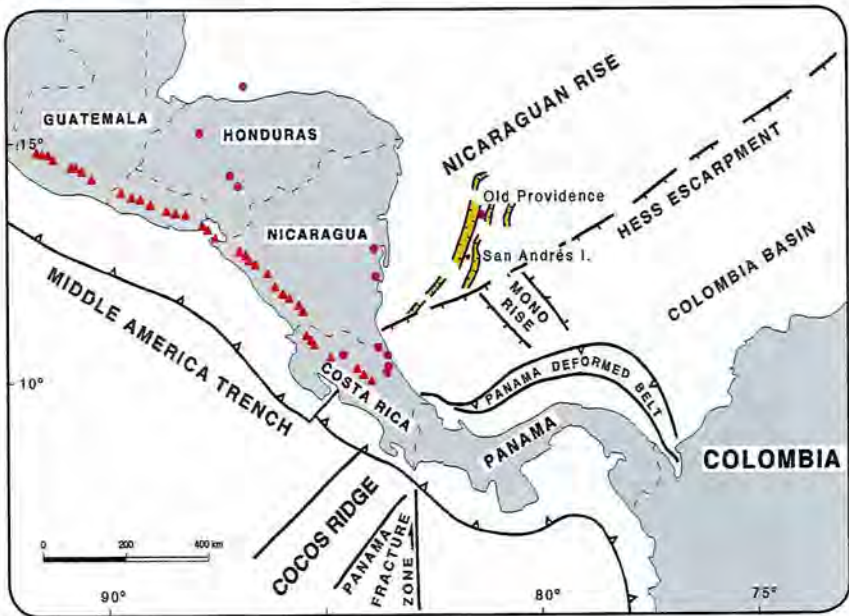


Figura 3. Mapa neotectónico de América Central y el Caribe Occidental. Triángulos rojos: Volcanes calcáreo-alcálinos en Centroamérica occidental. Círculos rojos: Volcanes alcalinos del Neógeno en Nicaragua, Honduras y Providencia. Áreas amarillas: formación de graben controlados por fallas con relleno reciente de sedimentos. La prolongación septentrional del archipiélago no está representada en este mapa! Adaptado de Mann et al. (1990).

Muñoz et al. (1997) detallan la compleja historia geológica de la plataforma de Nicaragua inmediatamente al W del Archipiélago. Según estos autores, la Cuenca de Miskito, que hoy subyace gran parte de la plataforma oriental somera de Nicaragua, comprende la región tras-arco del lado caribe de Nicaragua. La desintegración de la mayor parte de la plataforma ocurrió presumiblemente en el Cenozoico temprano, a lo largo de una zona de fallas de rumbo orientadas en dirección NE. Los rasgos tectónicos extensionales a manera de rifts se formaron en el Mioceno temprano, junto con vulcanismo inducido por el fallamiento de rumbo. Una serie de cuatro altos y depresiones estructurales se dispone en dirección NE. El espesor de los sedimentos marinos en el centro de la Cuenca de Miskitos alcanza hasta 7 km.

El sector superior del Alto de Nicaragua se extiende desde Honduras hacia el ENE. Comprende la plataforma somera entre América Central y Jamaica, así como una serie de bancos de carbonatos (incluyendo el Banco de Pedro, Thunder Knoll, el Banco de Rosalinda, el Banco de Serranilla y el Bajo de Alicia), que se presentan dentro de la isobata de 200 m. Los bancos más pequeños están separados del sector superior del Alto de Nicaragua por canales dispuestos en dirección NW cuyas profundidades están entre 400 y 1.500 m y corresponden posiblemente a estructuras profundas de un sistema horst-graben.

La historia geológica del sector superior del Alto de Nicaragua no se conoce en detalle, pero al menos en su parte W subya-

cen rocas pre-mesozoicas del Bloque Chortis, de origen continental. La presencia de depósitos volcánicos en Honduras sugiere que esta área fue una zona de subducción de un arco insular que se inició en el Jurásico tardío. La intensidad de la deformación alcanzó su máximo a lo largo del arco insular durante el Cretáceo tardío y nuevamente en el Eoceno temprano. Durante el Paleoceno tardío hasta el Eoceno temprano se produjo fallamiento estacional por debajo del sector Nicaragua-Honduras del Alto y se formaron por extensión los grabens orientados en sentido NW-SE. En el Eoceno Medio cesó la actividad tectónica a lo largo del arco de islas y se generalizó una subsidencia, como atestigua la amplia distribución de calizas del Eoceno, que ocasionalmente presentan rocas arrecifales porosas y trazas de lignitos. Cerca de la actual costa de Honduras se presentan evaporitas. En general no hay registro de estratos del Oligoceno, o éstos son muy delgados. Los estratos del Mioceno son margosos y yesíferos en el N y W, y cambian a facies carbonatadas hacia el S y E. En el Plioceno y Pleistoceno se presentan calizas kársticas y brechas en las zonas cavernosas de los complejos arrecifales (Holkombe et al, 1990; Hine et al. 1994; Duncan et al, 1999).

El sector inferior del Alto de Nicaragua, situado al SE de la plataforma somera del sector superior, está sumergido a mayor profundidad. Se trata al parecer de un bloque de corteza delimitado al NW por el escarpe del Banco de Pedro y al SE por el Escarpe de Hess. Su origen parece ser marino, probablemente en el océano Pacífico durante el Mesozoico, incorporado posteriormente a la placa del Caribe. En este sector Inferior del Alto de Nicaragua aparecen fallas, crestas y depresiones, así como montes submarinos y volcanes diseminados por todo el área. Los datos obtenidos mediante sísmica de reflexión parecen indicar que la mayoría de los sedimentos que cubren el sector inferior son depósitos pelágicos (Bowland & Rosencrantz, 1988, Holcombe et al, 1990, Mann et al,1990).

En contraste con la orientación NW de los escarpes en el sector superior del Alto de Nicaragua, los grabens de grietas, horsts (elevaciones) y escarpes en el sector inferior del Alto de Nicaragua presentan una orientación clara en sentido NE, al igual que el Escarpe de Hess (Fig. 3). Esta orientación parece estar relacionada con el movimiento de la Placa Caribe hacia el E. La mayor parte de la actividad tectónica tiene una edad Neógena a Reciente. Uno de los rasgos estructurales más prominentes es la depresión de San Andrés, situada inmediatamente al W de la isla de San Andrés, que se prolonga hacia el norte con dirección 15° NNE hasta la depresión de Providencia. Este elemento estructural separa la parte meridional del Archipiélago del área de la plataforma de nicaragüense situada en el sector superior del Alto de Nicaragua (Fig. 4). La depresión de San Andrés está rellena de sedimentos bien estratificados, probablemente turbiditas de-

positadas sobre planos abisales pequeños; bajo la superficie de estos planos, los estratos aparecen plegados por actividad tectónica reciente. Las islas de San Andrés y Providencia son montes submarinos que se elevan sobre el nivel del mar a partir de la curvatura oriental del graben. Al E de San Andrés y Providencia, así como al E del Banco Roncador, se observan también cuencas de fractura similares (Fig. 3 y 4), (Holcombe et al, 1990)

Según Christofferson (1983), la zona de sismos superficiales cercana al graben de San Andrés y Providencia sugiere la formación de un nuevo límite de placa en este sector del Caribe. Un amplio cinturón de fallamiento distensivo se extiende desde el W de los Cayos de Albuquerque, en el S, hacia el W del Banco Quitasueño, donde cambia repentinamente su dirección hacia el NE. Este sistema de fallas distensivas se conecta con el antiguo sistema de fracturas del Escarpe de Hess cerca de los Cayos de Albuquerque. El movimiento sinistral de transformación es evidente entre América Central y la porción oriental de la Placa del Caribe. El desplazamiento provocado por este movimiento ha dado origen a cuencas de pull-apart, como la depresión de San Andrés y Providencia, produciendo el colapso del talud continental de Nicaragua.

2.3 El Escarpe de Hess y la Cuenca de Colombia

El Escarpe de Hess forma un quiebre batimétrico prominente entre el sector inferior del Alto de Nicaragua y la Cuenca de Colombia en el sur. Éste se extiende por cerca de 1.000 km en dirección SW y muestra un relieve muy variable entre 100 y 1.000 m. La profundidad del Alto varía entre 2.000 y 4.000 m. El Escarpe representa probablemente un sistema de fallas transcurrentes que puede haberse originado en el Cretácico tardío y estar relacionado con los movimientos de la placa que estuvieron activos durante la fase temprana de formación del mar Caribe (Fig. 3).

La corteza de la Cuenca de Colombia, adyacente al Escarpe, está representada por las rocas que dominan el Alto Mono, situado aproximadamente 150 km al ESE de la isla de San Andrés (Fig. 3). El Alto Mono se semeja a otros altos oceánicos asísmicos situados en el océano Pacífico occidental. Los reflectores sísmicos dentro del Alto Mono se interpretan como flujos basálticos con intercalaciones sedimentarias del Cretácico tardío. Este complejo basal se construyó mediante un generalizado volcanismo intra-placa en el Cretácico medio y tardío, y probablemente suprayace corteza oceánica normal, posiblemente del Jurásico tardío al Cretácico temprano, similar a la detectada en el Alto Mono (Bowland 1984).

Desde el Cretácico medio a tardío hasta el Eoceno medio, en la Cuenca de Colombia se depositaron sedimentos de mar

abierto. Sobre estas capas se depositaron más tarde turbiditas vulcano-clásticas espesas del Cenozoico medio, originadas al N y NW de la cuenca, las cuales rellenaron parcialmente el relieve alrededor del Alto Mono. La intensa actividad tectónica y magnética que tuvo lugar desde el Mioceno medio en el sur de América Central causó el dominio de fuentes de sedimentos en el margen occidental de la cuenca. El suministro de estos sedimentos vulcano-clásticos dio como resultado la formación de un complejo de abanicos profundos que prograda hacia el E y que fue activo hasta el Cuaternario (Bowland, 1984).

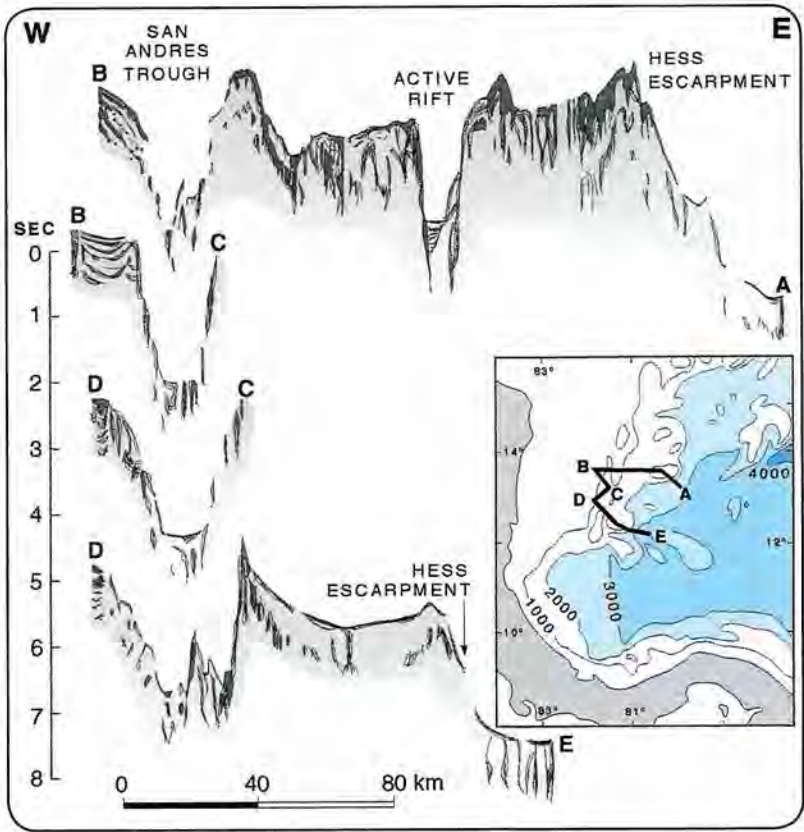


Figura 4. Perfiles sísmicos E-W a través de la fractura de San Andrés y Providencia y del Escarpe de Hess. Se muestra el plegamiento activo al E y W de las islas. San Andrés y Providencia se sitúan sobre la cresta elevada inmediatamente al E de la fractura de San Andrés y Providencia. Adaptado de Holcombe et al. (1990).

De acuerdo con Bowland (1984) y Holcombe et al. (1990), se reconocen tres episodios de deformación en la Cuenca de Colombia y en sus márgenes norte y occidental:

1. En el Cretáceo tardío, movimiento transcurrente en el margen norte de la cuenca da origen al escarpe.
2. En el Paleógeno, deformación y agrietamiento en la esquina NW de la cuenca durante la formación del sistema de fallas orientado en sentido NE-SW, dando origen a las turbiditas del Cenozoico medio en la cuenca.
3. Desde el Mioceno medio hasta el presente, una zona de transpresión NW-SE se desarrolla dentro de la cuenca generando el Cinturón de Deformación del Norte de Panamá. Durante el proceso de deformación, el borde oriental de la plataforma de Nicaragua se separa como un sistema de

grabens cuaternarios a lo largo de una zona pre-existente de debilidad de la corteza. La más clara de estas estructuras de graben es la ya mencionada depresión de San Andrés y Providencia.

Christofferson y Mail (1978), con base en interesantes observaciones batimétricas, propusieron una interpretación alternativa. Dichos autores analizaron una serie de lineamientos y fallas discontinuas dispuestas radial y concéntricamente alrededor de la isla de San Andrés y los montes submarinos vecinos. El área en discusión abarca más de 350.000 km² de fondo oceánico en el Alto de Nicaragua y la Cuenca de Colombia. El centro de esta área se considera el centro de probable deformación, una estructura de la que se desconoce su carácter, edad y duración del supuesto evento de deformación.

2.4 Islas y Atolones del Archipiélago

Milliman y Supko (1968) obtuvieron los primeros perfiles geomagnéticos durante un crucero al área de San Andrés. Al superponer esta información a la topografía submarina (Fig. 5), se revela una estrecha y directa relación, particularmente pronunciada en el atolón de Courtown Cays. Ello indica posibles conos volcánicos profundos bajo una cubierta caliza de los atolones y de la isla de San Andrés. El origen volcánico de los conos está fundamentado, además, por un fragmento basáltico dragado a 700 m de profundidad cerca de los Cayos de Albuquerque durante el mismo crucero. Adicionalmente, se reconoció la presencia de una plataforma a -400 m, la que, según Milliman y Supko (1968) puede representar los remanentes de una superficie volcánica labrada por el oleaje y cubierta por una gruesa capa de sedimentos.

La escasa evidencia disponible permite concluir que por lo menos los atolones, islas y bancos coralinos del sur del archipiélago se han podido originar como volcanes en el Cenozoico temprano. La subsidencia y el cubrimiento simultáneo con carbonatos en las zonas poco profundas en las cimas de los volcanes desde el Cenozoico hasta el Cuaternario permitió la formación de los bancos someros y atolones del archipiélago. Las terrazas subáreas y sumergidas, así como las muescas intermareales labradas en calizas costeras, tanto en las islas como en los atolones, son testimonio de las oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario. En la isla de San Andrés está registrado un nivel bajo del mar, marcado por una clara inconformidad dentro

de la roca coralina pleistocénica y la presencia de paleosuelos. La mayoría de los bancos coralinos, atolones e islas (Banco Serrana, Banco Quitasueño, la rama norte del atolón de los Cayos Courtown, San Andrés y Providencia) están alineados en dirección NNE, al igual que el margen SE del sector superior del Alto de Nicaragua. Varias de estas estructuras y las plataformas insulares (Fig. 1 y Geister 1992: Fig. 6) están alineadas en la misma dirección NNE (atolón de los Cayos de Albuquerque, San Andrés, Providencia y el Banco de Quitasueño), sugiriendo así una zona de fallas submarinas que dio lugar a extrusiones volcánicas en el piso oceánico. La orientación NW de atolones elongados e islas sugiere igualmente la presencia de zonas de fallas con la misma orientación, las cuales estarían controlando tales estructuras. El atolón de los Cayos Courtown, San Andrés y el Banco de Serrana parecen estar situados sobre puntos de intersección triple de zonas de

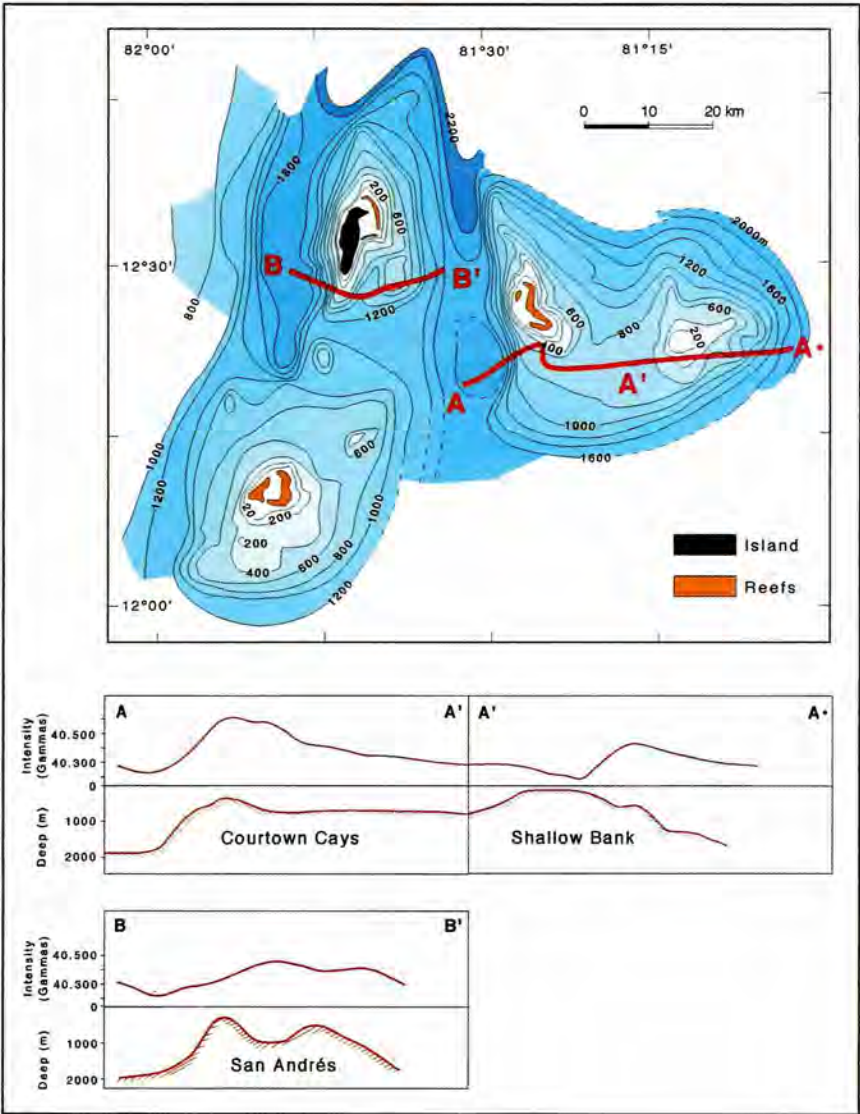


Fig.5

Figura 5. Arriba: Mapa batimétrico del fondo marino entre San Andrés y los atolones de Courtown Cays y Albuquerque Cays. Los registros de magnetómetro/ecosonda están marcados. Abajo: Curvas de intensidad magnética total superpuestas a los perfiles batimétricos. Nótese que la correlación de las curvas es mayor en el atolón de Courtown Cays. Adaptado de Milliman & Supko (1968).

fallas (Geister 1992). Debajo del Banco Serrana subyace una estructura de horst (Munar, 2000).

De la evidencia disponible se puede concluir que la mayoría de islas y atolones del archipiélago tiene un origen geológico común, pero cada uno de ellos ha experimentado su propia historia geológica propia, la cual puede ser resumida como sigue (Fig. 6):

1. Los conos volcánicos se formaron durante el Cenozoico temprano a lo largo de zonas de fallas con dirección NNW y SW en el sector inferior del Alto de Nicaragua. Estos volcanes se elevaron hasta cerca o sobrepasaron el nivel del mar contemporáneo.
2. La lenta subsidencia de los volcanes y la subsecuente colonización de sus cimas por corales hermatípicos y otros organismos incrustantes calcáreos condujeron a la formación de plataformas calcáreas arrecifales que circundaban las “islas volcánicas primarias”, hasta tanto la producción de carbonatos y la acreción arrecifal lograban compensar la tasa de subsidencia. De acuerdo con la teoría de subsidencia de Darwin (1851), estos complejos arrecifales de barrera dan origen a atolones cuando el volcán central se sumerge por completo.
3. La excesiva velocidad de subsidencia de algunos de esos atolones durante el Cenozoico condujo a su “ahogamiento”

debido a la reducción y finalmente al cese de la producción de carbonatos en profundidades afóticas. Se cree que un monte submarino de cima plana (o “guyot”), que fue cartografiado por Milliman y Subko (1968; ver también Fig. 5) al SE del atolón de los Cayos de Courtown, a una profundidad de -200 m, representa posiblemente uno de esos atolones que resultaron “ahogados” en el Cenozoico.

4. También San Andrés se originó como un antiguo atolón; sin embargo, éste inició un basculamiento hacia el E cuando la curvatura oriental del graben de San Andrés y Providencia comenzó a levantarse a partir del Mioceno tardío. De este modo, la margen occidental del atolón emergió gradualmente hasta formar una isla de calizas. A pesar de su continua erosión subaérea, la cima de la isla se eleva hoy hasta 100 m sobre el nivel del mar. Como resultado del basculamiento, la margen oriental del atolón ha continuado subsidiendo hasta el presente, manteniéndose como una plataforma productora de carbonatos, que representa la moderna barrera arrecifal de barlovento situada al E de la isla.

5. En Providencia, la etapa de atolón, desarrollada durante el Cenozoico temprano, terminó subitamente en el Mioceno, cuando el volcanismo recurrente formó un nuevo cono volcánico cerca del margen sur del banco arrecifal. Actualmente, Providencia es una “isla volcánica de generación secundaria” rodeada por una barrera arrecifal reciente.

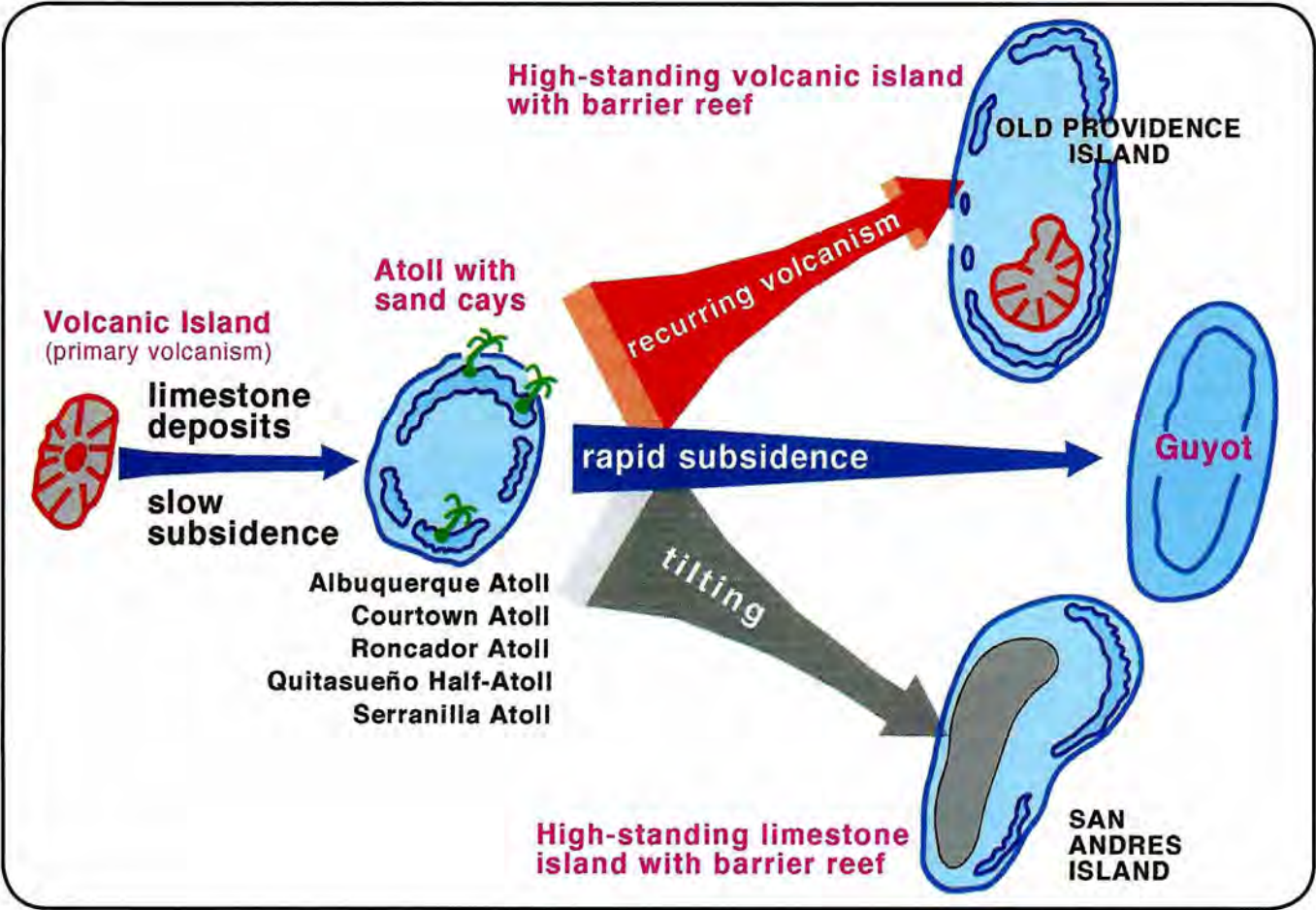


Figura 6. Relación genética entre islas, atolones y guyots en el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Sta. Catalina.

3. CLIMA Y OCEANOGRAFÍA

Dado que el Archipiélago se encuentra dentro del cinturón de los vientos alisios, la dirección predominante es del ENE, con variaciones de velocidad media mensual entre 4 m/s (mayo, septiembre-octubre) y 7 m/s (diciembre-enero, julio). Esporádicamente, generalmente en la segunda mitad del año, ocurren tormentas que alcanzan velocidades de 20m/s. Los huracanes se presentan en intervalos irregulares cerca del Alto de Nicaragua. En el siglo pasado (1932, 1935, 1961, 1971 y 1988) se registraron cinco huracanes mayores en San Andrés y/o Providencia. La temperatura promedio anual es de 27°C, con variaciones menores a 1°C entre los valores mensuales. Las lluvias son irregulares, con grandes variaciones de un año a otro. El valor promedio anual en San Andrés es cercano a 1.900 mm. No hay registros pluviométricos publicados de Providencia ni de los atolones.

Los arrecifes del Archipiélago sufren casi permanentemente el impacto de marejadas de periodo largo provocadas por los vientos alisios, cuyo alcance efectivo de onda (o “fetch”) es de casi 2.000 Km., casi toda la amplitud del mar Caribe. La gran energía liberada en los arrecifes por las olas generadas durante las tormentas es un factor esencial que controla su morfología y sedimentología, así como la estructura de las comunidades bentónicas. La corriente superficial prevaleciente en el mar Caribe es de dirección E-W (la Corriente del Caribe). Esta forma un remolino ciclónico en el Caribe SW

(giro de Panamá-Colombia) (Fig.1). El flujo persistente de la Corriente del Caribe hacia el norte a través del Alto de Nicaragua es el factor oceanográfico y ambiental más importante que controla la sedimentación en las plataformas occidentales (Hallock et al. 1988). Se ha sugerido que la restricción del flujo de dicha corriente hacia el norte, debida al obstáculo topográfico que representan las plataformas calcáreas del Alto de Nicaragua, produce una surgencia o afloramiento de aguas ricas en nutrientes que propicia la abundancia de algas y esponjas en las comunidades bentónicas en el margen de los bancos. En consecuencia, algunas de estas plataformas no lograron compensar el ascenso del nivel del mar y se “rezagaron”, por lo que sus cimas se encuentran hoy a 20 - 40 m de profundidad (Triffleman et al. 1992 a).

La temperatura superficial en torno a las islas mayores tiene en promedio 27.5°C, con variaciones mensuales entre 26.8°C (febrero-marzo) y 30.2°C (agosto-septiembre). La salinidad superficial fluctúa entre 34.0 y 36.3. La escorrentía terrestre se restringe a las inmediaciones de las islas de San Andrés y Providencia. En los arrecifes de Providencia, la turbidez de la escorrentía de agua dulce es poco significativa, ya que la mayor parte del complejo arrecifal se encuentra distante y corriente arriba de la desembocadura de los escasos y efímeros cursos de agua que drenan cuencas relativamente pequeñas.

4. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS COMPLEJOS ARRECIFALES DEL CARIBE OCCIDENTAL

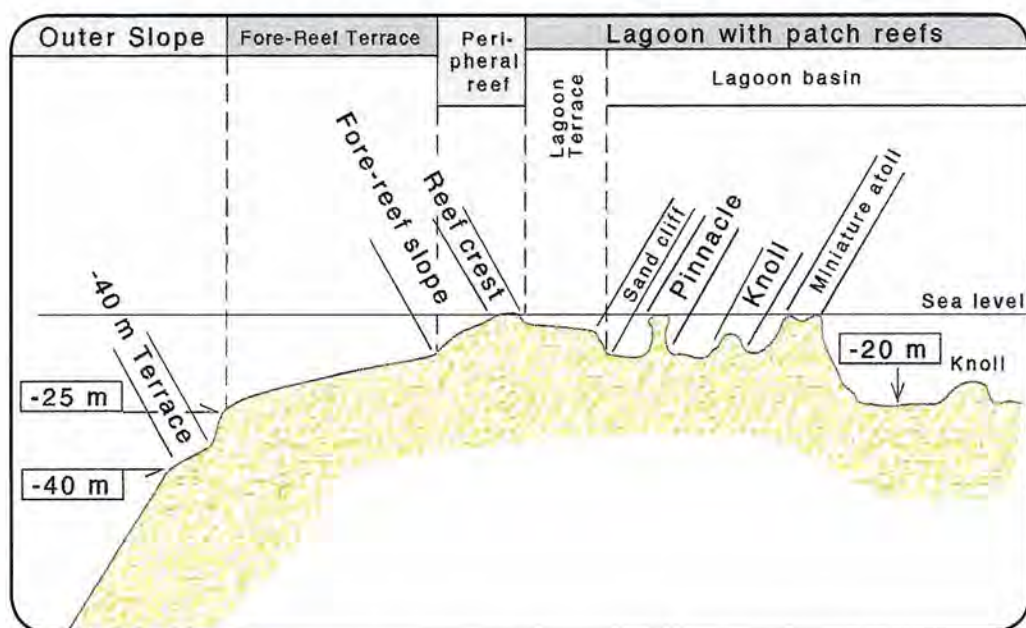


Figura 7. Sección generalizada a través de un banco-complejo arrecifal del Caribe occidental y terminología. El arrecife periférico puede ser de a barrera o de un atolón.

4.1 Geomorfología General de los Complejos Arrecifales (Fig. 7)

La complejidad morfológica de los arrecifes coralinos del Caribe ha sido descrita en detalle por Geister (1983), trabajo en el cual se propone una terminología geomorfológica en inglés, español y alemán que puede aplicarse perfectamente a los arrecifes del Archipiélago. En contraste con los arrecifes de borde de plataforma, características del Indo-Pacífico, los complejos arrecifales oceánicos del Caribe occidental son típicamente del tipo arrecife-banco, es decir, que presentan una terraza pre-arrecifal de varios centenas de metros de amplitud que se extiende con pendiente suave hacia mar afuera entre 8 y 20-30 m de profundidad, antepuesta al arrecife periférico somero. Luego de esta terraza el fondo marino se precipita abruptamente formando el talud externo del arrecife. Frecuentemente se observa un escalón somero ("terrazza de -40 m") entre los -35 y -40 m, el cual marca un bajo nivel del mar relativamente reciente.

La terraza pre-arrecifal (o terraza de -20 m) de los arrecifes de barrera y atolones se formó en el Pleistoceno tardío por truncación intermareal de la roca calcárea y está cubierta actualmente por sedimentos del Holoceno y corales (Geister 1975). La "terrazza de -40 m" fue formada probablemente también por procesos erosionales en el Pleistoceno tardío. Otros bajos niveles del mar en el Cuaternario están evidenciados por muescas intermareales sumergidas o terrazas submarinas, así como por arrecifes y lagunas arrecifales ahogadas. También se observan valles fluviales sumergidos en la plataforma insular de Providencia (p. ej. Channel Mouth y Tinkhams Cut). Se aprecia igualmente que las cuencas lagunares sufrieron karsificación en el Pleistoceno, y que actualmente están siendo rellenadas por sedimentos derivados principalmente de los arrecifes periféricos.

Los arrecifes periféricos de barlovento son continuos o están interrumpidos por unas pocas brechas. Arrecifes oceánicos franjeantes se encuentran exclusivamente a lo largo de la costa SW de San Andrés. Arrecifes de rompiente aparentemente nunca se desarrollaron en los flancos de sotavento de las islas y atolones del Archipiélago. Excepcionalmente se encuentran

segmentos cortos de arrecifes que encierran parcialmente las lagunas por el W. Sistemas de espolones y surcos están por lo general bien desarrollados en la zona somera de la terraza pre-arrecifal de barlovento. Hacia la laguna, los arrecifes periféricos están rodeados por una terraza lagunar ancha, de pendiente muy suave, que se extiende hasta 4 – 5 m de profundidad y luego cae súbitamente formando un “acantilado de arena” hacia la cuenca lagunar. Los sedimentos derivados principalmente del arrecife son transportados durante las tormentas hacia la cuenca lagunar y cubren parcialmente la terraza lagunar. La cuenca lagunar presenta profundidades que varían entre 12 y 20 m. San Andrés, Providencia y la mayoría de los atolones poseen más de una cuenca lagunar.

Además de los complejos arrecifales someros, existen arrecifes de barrera y lagunas ahogados en cercanías de los márgenes externos de la terraza pre-arrecifal a 25 m de profundidad o más. A partir de allí el talud se precipita grandes profundidades. Barreras sumergidas son conocidas en San Andrés (Pallar Bank) y Providencia (Northeast Bank). Macintyre (1972) describió rasgos similares en las Antillas Menores.

Arrecifes de parche se presentan tanto en las terrazas como en las cuencas lagunares. Algunos de ellos se desarrollan por debajo de la base de las olas a profundidades superiores a 15 m; otros alcanzan la superficie y emergen durante la bajamar. Se observan también pináculos y núcleos coralinos desarrollados sobre la terraza pre-arrecifal, que afloran hasta la superficie desde 5-10 m de profundidad. Los mejores ejemplos se encuentran en Providencia (arrecifes de “rocky cay y otros). Se conocen también arrecifes en forma de pilares, o pináculos, muy comunes en Providencia, los cuales forman una barrera discontinua que se extiende por varios kilómetros y parecen datar del Holoceno o estar superpuestos a relieves del Pleistoceno.

Una característica particular de las lagunas en los atolones del Caribe occidental es la abundancia de arrecifes anostomados (Díaz 2005). Estos constituyen una inmensa red continua de crestas arrecifales que se elevan unos pocos metros sobre el fondo de la laguna; el ancho de la malla oscila entre 2-3 y más de 20 m. En algunos atolones estos arrecifes cubren una proporción considerable del fondo de la laguna, creando estructuras continuas en forma de panal que pueden alcanzar una amplitud de más de 1 km. Los arrecifes lagunares franjeantes se presentan en las costas de las dos islas mayores y algunos islotes rocosos.

4.2 Procesos erosionales y sedimentarios recientes.

La topografía actual de los arrecifes está controlada tanto por procesos erosivos como constructivos. El andamiaje arrecifal del Holoceno y la sedimentación de carbonatos pueden apreciarse bien en la parte sur del Archipiélago (San

Andrés, Providencia, Albuquerque, Courtown, Rocador, Serrana, Quitasueño), donde alcanzan espesores de varios metros. Muchos de los arrecifes crecen sobre una topografía calcárea heredada del pleistoceno. En el N del Archipiélago (Serranilla, Alice Shoal y Bajo Nuevo) la producción de carbonatos de plataforma, particularmente el crecimiento de arrecifes, parece estar limitada. Excepciones a esta tendencia son los gigantescos “biohermos” del alga verde *Halimeda opuntia* que demarcan un profundo canal que atraviesa el norte del Alto de Nicaragua al E del Banco Miskito. La cima de estos biohermos se encuentra a 40-50 m de profundidad (Hine et al. 1988), aunque el relieve local se mantiene generalmente a 20 –30 m. En ciertos casos también puede alcanzar los 140 m.

Las terrazas someras de barlovento están expuestas a la acción abrasiva de las tormentas, lo que inhibe el crecimiento del andamiaje arrecifal y la acumulación de sedimentos. De esta forma, sobre estas terrazas se desarrollan usualmente “fondos duros” labrados sobre el sustrato pleistocénico a profundidades de hasta –15 m (Fig. 8). Raras veces se presentan parches con sedimentos en las terrazas pre-arrecifales por encima de esa profundidad; por el contrario, es frecuente hallar acumulaciones espesas de sedimentos en las terrazas de sotavento a profundidades mayores a – 8 m.

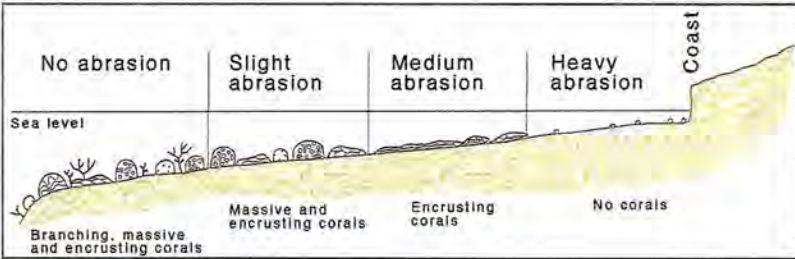


Figura 8. Influencia de la abrasión periódica causada por olas de tormentas en la forma de crecimiento de los corales y la composición de las asociaciones de corales hermatípicos. La intensidad de la abrasión periódica decrece gradualmente hacia mar abierto. Este fenómeno es bien visible en la terraza holocénica de –4 m al N de Poxhole. Según Geister (1983), modificado.

Los sedimentos de aguas someras en cercanía de los arrecifes están compuestos por arenas de esqueletos coralinos, hojuelas de *Halimeda* y clastos coralinos grandes. Los depósitos en la laguna son predominantemente arenas orgánicas finas y lodos. Algunos de los sedimentos finos que se encuentran en el talud exterior y en las cuencas lagunares pueden haberse producido por abrasión y bioerosión en la terraza pre-arrecifal. Solamente en la laguna occidental del banco de Serrana, donde están ausentes los arrecifes de parche, se presentan sedimentos criptocristalinos, oolitos y peloides (Milliman 1969 b). En cercanías de Providencia y Santa Catalina se observa una mezcla de sedimentos siliciclásticos y calcáreos.

La sedimentación en los complejos arrecifales está controlada por la extremadamente alta energía hidrodinámica, es decir, por corrientes oceánicas fuertes y marejadas producidas por olas oceánicas (ver Geister 1975: Fig. 14). El resultado es entonces un flujo constante de agua sobre los arrecifes hacia las

lagunas y su evacuación a través de canales o muescas en los arrecifes periféricos. A continuación se describen los mecanismos de transporte y sedimentación observados:

1. Remoción de fragmentos coralinos durante las tormentas desde la zona pre-arrecifal hacia el plano arrecifal sobre la cresta hasta la terraza lagunar. Los escombros se depositan en una extensa banda paralela al arrecife en el lado de la laguna. Los sedimentos más finos forman lóbulos que progradan hacia la cuenca lagunar; los frentes de éstas arenas aparecen en las pendientes como “acantilados de arena” junto con sedimentos depositados en el ángulo natural de reposo (Fig. 9).

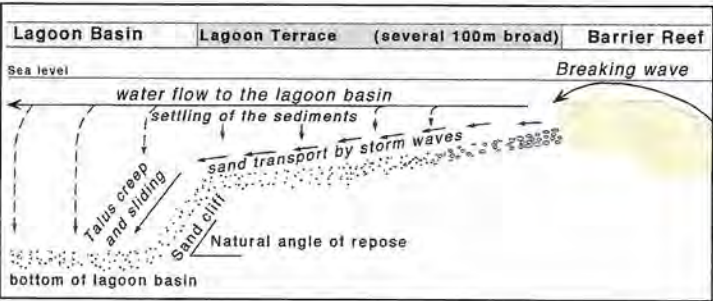


Figura 9. Proceso de formación del acantilado de arena en la cuenca lagunar. Transporte combinado de sedimentos en dirección a la laguna por olas rompientes, corrientes y fuerza de gravedad. Sedimento de muy poca profundidad progradan hacia la laguna, donde son depositados en un ángulo natural de reposo. Fuerte exageración vertical. Uno de estos acantilados de arena será visitado en la Estación C5.

2. Aunque la gran mayoría sedimentos es acarreada desde los arrecifes hacia la laguna, una parte de ellas es transportada por corrientes de resaca a lo largo de surcos de regreso al mar abierto hacia el talud externo (Fig.10) y de allí a aguas profundas. Las aberturas de los surcos pueden estar separadas 10 a 20 m entre sí en las márgenes exteriores de las terrazas pre-arrecifales. Entre ellos, los espolones pueden levantarse varios metros sobre el nivel del sustrato de los canales adyacentes.

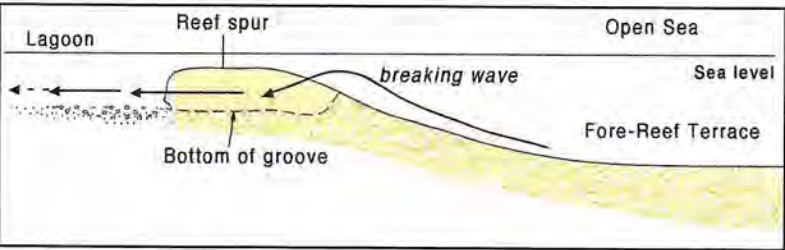


Figura 10. Transporte de sedimentos por olas rompientes y corrientes de resaca en una barrera arrecifal (o arrecife franjeante con canal de embarcaciones). Cresta del arrecife a menos de 1 m de profundidad. Arrecifes de este tipo se caracterizan generalmente por sistemas de surcos y espolones bien desarrollados orientados hacia mar abierto. Fuerte exageración vertical. Ver también Estación C3.

3. En los arrecifes con crestas situadas a más de 1.5 m de profundidad, se genera una corriente rítmica hacia la laguna producida por el sobreflujo de olas rompientes. En éste caso, prácticamente todos los clastos, gruesos y finos, son transportados hacia la laguna (Fig.11).

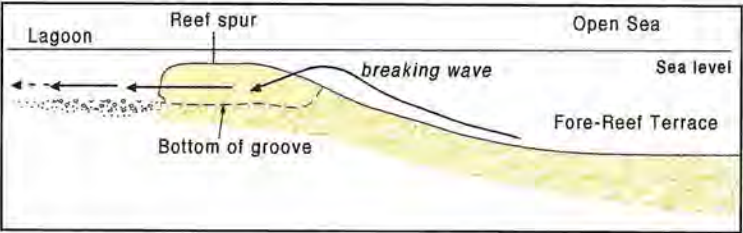


Figura 11. Transporte de sedimentos por olas rompientes y corrientes de resaca en una barrera arrecifal (o arrecife franjeante con canal de embarcaciones). Cresta del arrecife a más de 1.5m. Nótese que los surcos y espolones están orientados hacia la laguna. Fuerte exageración vertical. Ver también Estación B 1.

4. En los planos arrecifales muy someros y en las terrazas lagunares se forman usualmente islotes compuestos de escombros coralinos y arena, acumulados durante las tormentas (Fig. 12). Estas acumulaciones se ven favorecidas en áreas donde la refracción de las olas se produce en torno a topografías convexas a barlovento.

5. Las olas generadas por las tormentas y huracanes, que rompen sobre los acantilados de las costas no protegidas (Fig. 13), lanzan depósitos de playa (escombros coralinos, arena, bloques) hasta la parte superior de los acantilados. Tales acumulaciones delinean la costa occidental de San Andrés varios metros por encima del nivel del mar y alcanzan a penetrar hasta casi 100 m dentro de la isla. Durante eventos de ese tipo, gran parte del material fino resuspendido es transportado hacia mar abierto por la resaca

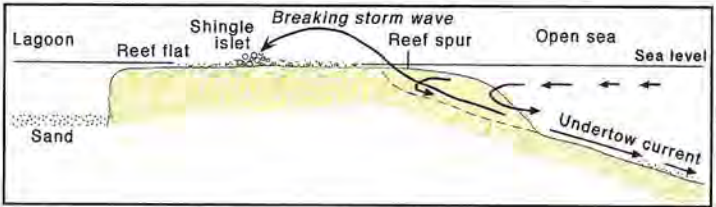


Figura 12. Transporte de sedimentos por olas rompientes y corrientes de resaca en un arrecife franjeante o barrera arrecifal con un amplio (>50m) y muy somero «plano» arrecifal o terraza lagunar. Arrecifes de barlovento de este tipo exhiben generalmente un muy buen desarrollo de los sistemas de surcos y canales orientados hacia mar abierto. Localmente puede presentarse formación de islotes de arena. Fuerte exageración vertical.

y se deposita transitoriamente sobre la terraza de -20 m y el talud externo. Zonas de depositación sobre la terraza se evidencian en las fotografías aéreas como lóbulos de color blanco cuyas puntas se orientan hacia mar abierto. Son éstos sitios donde la resaca hace retornar el agua desde la línea de costa hacia afuera.

6. La corriente generada por las olas que bañan los arrecifes periféricos acarrear sedimentos finos a través de la laguna. El transporte de sedimentos finos suspendidos en la columna de agua tiende a sobrepasar los extremos N y S de las islas grandes. Cuando las corrientes fuertes abandonan la laguna, los sedimentos se depositan formando amplios abanicos o lenguas que cubren localmente la terraza de -20. Una porción considerable del material producido en la plataforma se deposita en el talud insular y en el mar profundo adyacente. De hecho, el South End Bank en San Andrés se

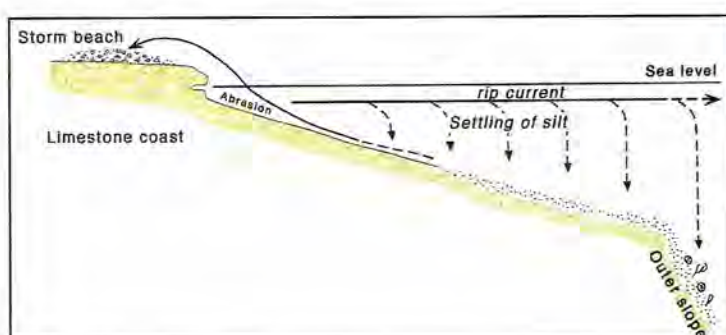


Figura 13. Transporte y deposición de sedimentos por olas de tormenta y corrientes de resaca en frente de un acantilado con terraza abrasional a barlovento. Fuerte exageración vertical. Los mejores ejemplos se hallan a lo largo de la costa occidental de San Andrés. Ver Estación A8 (Lynton Rock).

ha podido haber formado como una acumulación del Pleistoceno (o más antigua?) que sobrepasó el South Point de la isla. La ausencia general de un sistema arrecifal de sotavento en los atolones favorece el transporte de sedimentos desde la laguna hacia la terraza y el talud exterior mediante corrientes generadas por tormentas. La sedimentación en el talud de los atolones de Serrana y Roncador es muy notoria; allí, el material es transportado por gravedad, avalanchas y reptación hacia las profundidades (Fig. 14).

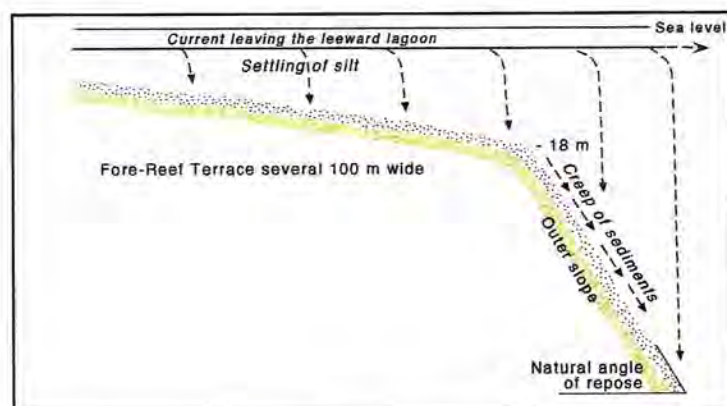


Figura 14. Transporte combinado de sedimentos por fuertes corrientes que salen de la laguna y por la fuerza de gravedad que producen cascadas de arena sobre el talud exterior. Fuerte exageración vertical. El mejor ejemplo: Terraza pre-arrecifal y talud exterior al NW de German Point, San Andrés. Estación B3.

El transporte por corrientes y olas resulta generalmente en la separación del material según el tamaño y la redondez de los fragmentos coralinos grandes; también localmente se presentan acumulaciones con texturas imbricadas aplanadas (“tormentitas”). Estas estructuras son características de depósitos en aguas muy someras. Por el contrario, el transporte en avalanchas en el talud exterior produce acumulaciones caóticas donde se mezcla toda suerte de detritos. Estos depósitos son característicos de aguas profundas, por debajo de la base del oleaje, a más de 30 m de profundidad.

4.3 Colapso de las plataformas calcáreas

4.3.1 Fracturamiento del margen de la plataforma en el Archipiélago.

Amplias formas convexas o “bocados” de topografía muy escarpada pueden apreciarse en los márgenes de la mayoría de los bancos calcáreos del Archipiélago. Tienen forma de medialuna y se extienden por varios cientos de metros a lo largo de los bordes de la plataforma de las islas y los atolones. Luego de examinar varios mapas y observaciones *in situ*, creemos que estas estructuras son resultado del colapso de los bordes extraplomados e inestables de la plataforma semejantes a los descritos por Mullins & Hine (1989).

“Bocadora Hole”, en el sector SE de la isla de San Andrés es la estructura de este tipo mejor estudiada en el Archipiélago (Fig. mapa 15; ver también estación C1). Los buzos aficionados pueden visitar fácilmente este borde extremadamente somero. Nadando desde el sur o desde el norte a lo largo del borde de la terraza hacia el “bocado” sumergido, se aprecia que su borde se hace gradualmente más somero, desde 18 a 5 m de profundidad, al tiempo que la pendiente se va acentuando hasta formar una pared vertical. También se observan fisuras abiertas hasta de un metro de ancho orientadas hacia el NNE muy cerca del margen más externo antes del inicio de la pared. La pared fue examinada durante las inmersiones hasta 55 m de profundidad, manteniéndose esencialmente vertical e incrustada esporádicamente por organismos, principalmente el alga verde calcárea *Halimeda*. No se detectaron muescas que pudieran indicar niveles más bajos del mar en el Pleistoceno. Con base en estas observaciones sugerimos que el desprendimiento de la plataforma es un evento geológicamente muy reciente, posterior a niveles marinos más bajos que el actual. La presencia de fisuras extensionales aún sin cementar y con la misma orientación NNE en cercanías de la costa corrobora esta apreciación.

Los datos disponibles sugieren que Bocadora Hole colapsó no antes del Wisconsiniano tardío (Holoceno temprano, 20.000 a 10.000 años), cuando el nivel del mar se encontraba al menos 50 m por debajo del actual. Las fracturas recientes en el borde exterior indican que el colapso pudo haber sido provocado por un remezón sísmico. Considerando la altura del escarpe erosional (más de 200 m) y la extensión de su superficie (100 x 500 m), se puede estimar en 10 millones de m³ la masa rocosa colapsada. El desprendimiento se produjo repentinamente en un acantilado con una altura posible de 100 m, un acontecimiento de dimensiones verdaderamente catastróficas para la isla, que provocó enormes olas sobre la antigua línea de costa.

El “bocado” del “Entrance” es posiblemente otra estructura de colapso en la plataforma insular de San Andrés. Este escar-

pe casi vertical se extiende desde -20 m hasta profundidades abisales. La anchura del “bocado” es de unos 1.000 m y la concavidad tiene unos 700 m de profundidad, por lo que la masa de rocas desprendida superaría los 500 millones de m³ si se asume una altura de 200 m en el escarpe. El evento debió ocurrir en el Pleistoceno, antes de la formación de la terraza de -20 m.

En la plataforma de la Isla de Providencia, el Blue Hole es el más espectacular escarpe en medialuna visitado por los buzos. En el extremo sur de este “bocado”, a una profundidad entre 50 y 20 m, la plataforma está atravesada por una fisura abierta de más de 1 m de ancho (“Broken Ground”). En el interior de la concavidad, el borde de la plataforma está a -20 m, y está colonizado por corales escleractinios, octocorales y esponjas. Más abajo se observa un plano inclinado sedimentario cubierto por corales entre -35 m y -40 m, y más abajo una pared subvertical. El plano inclinado de arena sugiere que se trata de la terraza de -40.

El colapso de la plataforma que se presume en Blue Hole debió ocurrir necesariamente antes de la formación de las terrazas de -20 y -40 m y, por lo tanto, ser mucho más antiguo que el de Bocadora Hole de San Andrés. La concavidad tiene en total 3 km de ancho y se proyecta dentro de la plataforma insular unos 2 km. Si se asumiendo una altura mínima de la pared sub-vertical de 200 m, el volumen de calizas colapsadas puede estimarse, conservadoramente, en 500 millones de m³.

Existen además otros “bocados” de menor tamaño a lo largo del margen occidental de Providencia, así como dos grandes indentaciones en la plataforma NE y E de la isla, las cuales no pudieron ser visitadas por los autores, pero están bien insinuadas en las cartas hidrográficas. El área superficial del “bocado” nororiental es más del doble que la del Blue Hole, lo que indica que probablemente en el fondo del mar reposan más de mil millones de m³, o un km² de rocas desprendidas de la plataforma. Otra observación bien importante se refiere a la laguna profunda del norte de Providencia (“Point Blue”), que está completamente abierta hacia el W (Mapa, Fig. 16), lo que sugiere que toda esta área de plataforma también colapsó.

En los Banco de Serrana y Roncador, visitados por uno de los autores (JMD), parecen haberse desprendido márgenes aún más grandes. En Serrana, las masas de arena de la laguna son evacuadas hacia grandes profundidades al W. En Roncador, el margen occidental se presenta como un acantilado vertical a extraplomado a partir de los -18 m. Estas situaciones en Serrana y Roncador sugieren que en el caso de haber existido allí arrecifes periféricos, éstos desaparecieron junto con el borde de la plataforma. La masa de rocas colapsadas podría alcanzar varios kilómetros cúbicos.

4.3.2. Origen de las Megabrechas

Estudios sísmicos previos efectuados en la parte norte del Alto de Nicaragua (Hine et al, 1992) han detectado des-

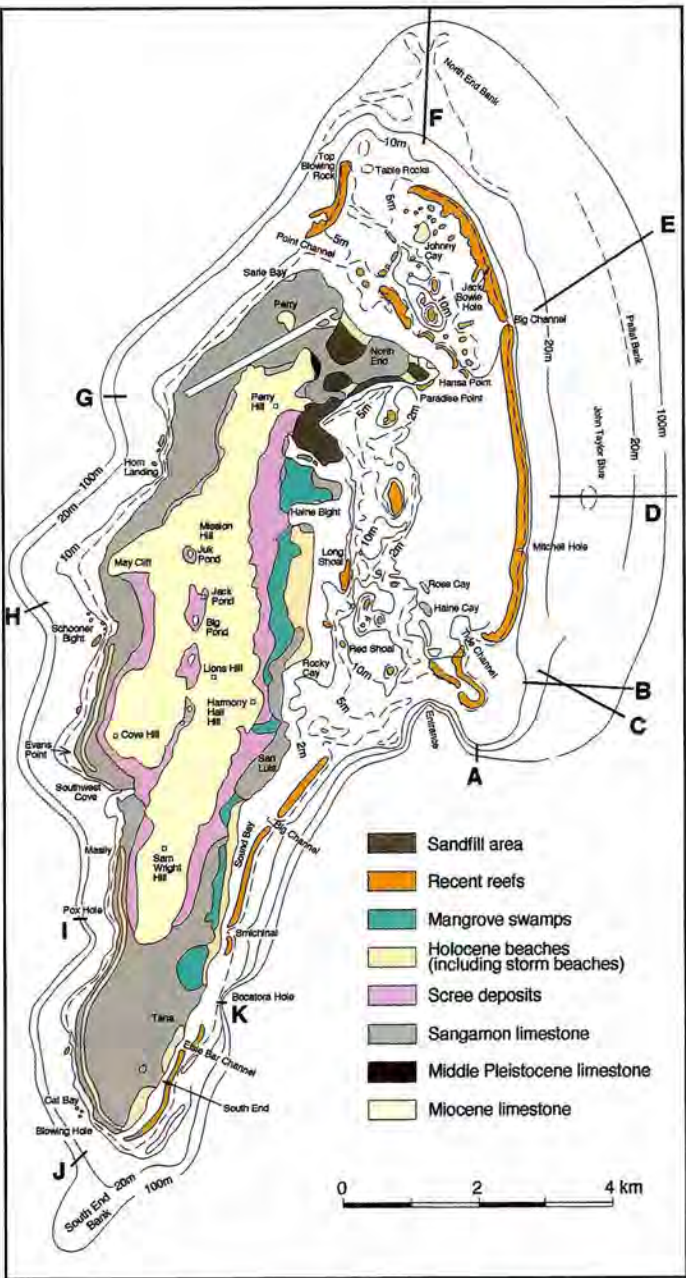


Figura 15. Mapa de San Andrés mostrando la geología de la isla, la topografía submarina y la distribución de los arrecifes que rodean la plataforma insular. Isobatas en metros. Las letras A a K indican la localización de los perfiles batimétricos de la fig. 16. Según Geister (1975), modificado.

prendimientos de los márgenes de las plataformas que han producido megabrechas que incluyen bloques de casi 300 m de largo y más de 110 m de altura. Esta brecha particular se formó durante 10 eventos individuales de colapso. Un escarpe erosional, de gran pendiente y una altura de 180 m, el Bawihka Bank, parece ser el área fuente. La mayor parte de la megabrecha se depositó en cercanías del Diriangen Channel, que atraviesa el sector superior del Alto de Nicaragua. Estos enormes bloques fueron transportados a varios kilómetros. El retroceso del margen de la plataforma se estima en 2 km. El volumen total de bloques depositados es de 10 km³. La edad de estos eventos ha sido datada en el Plioceno.

El colapso de numerosos márgenes de plataforma en el sector meridional del Alto de Nicaragua ha debido producir el flujo de inmensas cantidades de material rocoso hacia

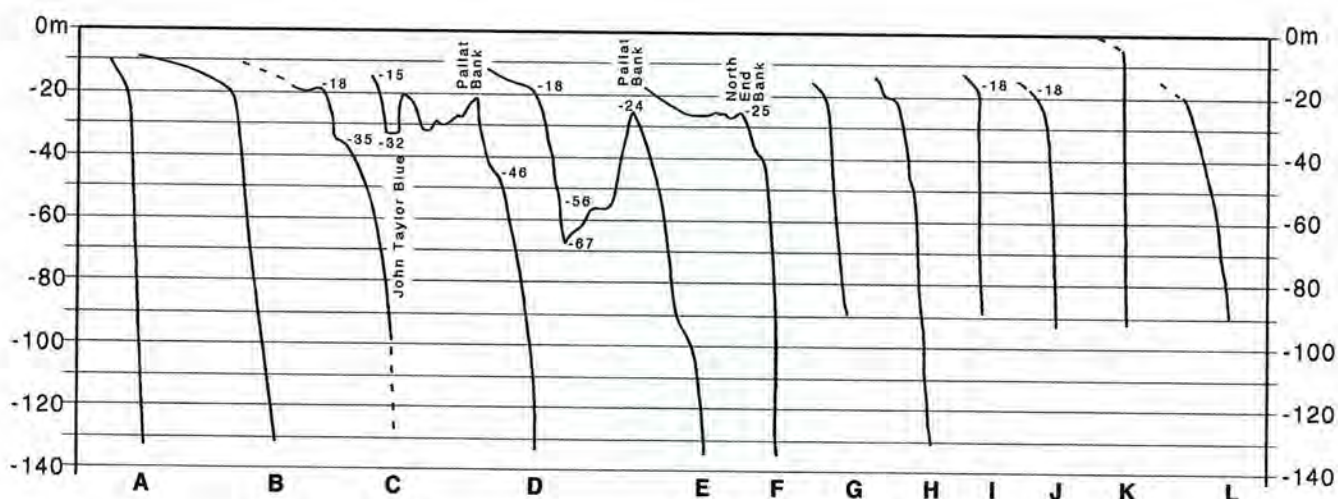


Figura 16. Mapa geológico de la Isla de Providencia

el mar profundo; así, se supone que las megabrechas cubren hoy extensas áreas del fondo marino que rodea los atolones e islas del Archipiélago. Hasta ahora, no hemos tenido la oportunidad de verificar la existencia de megabrechas ni la presencia de megabloques en los fondos profundos del área de estudio.

4.3.3. Causas del Colapso

El colapso de los márgenes de las plataformas parece estar íntimamente ligado a la actividad tectónica en el Alto de Nicaragua. Los episodios sísmicos y el fallamiento que han afectado el área no han sido simultáneo en todos los sitios. El fallamiento y la formación de cuencas de distensión (Fig. 4) comenzó en el Mioceno, cuando ya los montes submarinos y atolones se habían configurado.

4.3.4 Recurrencia Temporal del Colapso de Márgenes.

El proceso de fallamiento continúa hasta el presente y el colapso de márgenes continuará en el futuro. Las enormes olas que se generan pueden arrasar los cayos de arena y destruir e inundar las áreas bajas de las islas. Reiterativamente, el proceso puede, en tiempo geológico, paulatinamente destruir las plataformas calcáreas e incluso involucrar a las islas.

La recurrencia de estos eventos parece abarcar un tiempo muy largo comparado con el tiempo de vida humana. El desmembramiento de cerca de 30 márgenes de plataformas en el Archipiélago no se remonta a más de 1,8 millones de años (Cuaternario). Si los eventos destructivo se presentan en intervalo de tiempo iguales, éstos serían de 60,000 años. Sin embargo, es de esperar que el tiempo transcurrido entre algunos eventos sea inferior a ese lapso, por lo que la población podría verse afectada por enormes olas de inundación generadas por el colapso de márgenes en intervalos de tiempo

inferiores a 60,000 años, sin que sepamos a ciencia cierta cuándo ocurrió el último.

4.4 Ecología general de Arrecifes y Lagunas

Las facies de fondo en los arrecifes modernos se caracteriza por los regímenes dominantes de sedimentación y acreción arrecifal. Debemos distinguir áreas de crecimiento de andamiaje coralino y acumulación de sedimentos y áreas en las que ninguno de estos procesos ocurre. El aspecto más obvio de la facies arrecifal es el crecimiento de estructuras compuestas de corales escleractinios, hidrocorales y algas calcáreas incrustantes sobre el sustrato duro. Las variaciones en las facies arrecifales se presentan en relación con la profundidad del agua y el grado de exposición al oleaje y a la abrasión, lo cual encuentra expresión en la distribución y formas de crecimiento de la biota hermatípica y de otros organismos claves.

El factor más importante que controla la distribución de los organismos hermatípicos en el Caribe occidental es la liberación de energía en los arrecifes de barlovento, expuestos al fuerte oleaje oceánico generado por los vientos alisios del NE. Las asociaciones de organismos hermatípicos en las crestas de los arrecifes (Geister, 1977a, Díaz et al, 1997) reflejan la intensidad del oleaje. De mayor a menor grado de exposición a las olas, las asociaciones en la cresta de los arrecifes están dominadas por las siguientes taxa: 1) Algas rojas incrustantes (*Porolithon pachydermum*), que forman riscos elevados y crestas; 2) coral de fuego, *Millepora complanata*, y zoantideos coloniales del género *Palythoa*; 3) coral cuerno de alce, *Acropora palmata*, y coral cerebro, *Diplora sfragosa*; 4) coral cuerno de venado, *Acropora cervicornis*; 5) coral de dedos, *Porites porites*; 6) corales masivos del género *Montastraea*.

En contraste, la facies arenosa (facies lagunar) se caracteriza por la acumulación de sedimentos, produciéndose un sus-

trato predominantemente arenoso a lodoso. Los sedimentos pueden derivarse del arrecife o ser autóctonos; o se trata de restos de esqueletos (fragmentos de coral, algas, equinodermos, conchas de moluscos, foraminíferos) o de material de origen inorgánico (oolitos, oncoides, etc). En la laguna la mayoría de los animales bénticos son errantes o se entierran en el sedimento, tales como equinoideos, bivalvos y gasterópodos. El régimen de corrientes queda registrado en estructuras sedimentarias características (ondulitas, estratificación cruzada, etc.), que se desarrollan en aguas someras. La ausencia de estratificación definida y la frecuente bioturbación son más características de aguas profundas o sectores lagunares poco turbulentos.

La ausencia de estructuras orgánicas y la no acumulación permanente de sedimentos son las características más notorias de las facies de sustrato duro; la abrasión de éste por la arena y los escombros coralinos en movimiento es intensa durante las tormentas estacionales. Los elementos bióticos más característicos son organismos perforadores e incrustantes capaces de sobrevivir en este ambiente.

Para propósitos cartográficos, las facies lagunar y arrecifal se han subdividido en unidades menores, reflejando así en gran detalle las fuerzas físicas y el ambiente biológico que las controla. Estas unidades, definidas en Díaz et al. (2000: 31-45), se describen aquí brevemente y se adaptan al medio geológico. Ellas no sólo son la base de la cartografía ecológica del Archipiélago, sino que pueden ser empleadas en la interpretación paleoecológica de los arrecifes pleistocénicos. Por lo tanto, han sido utilizadas para la reconstrucción y cartografía de los paleoambientes del Sangamoniano en la isla de San Andrés (ver Fig. 17).

4.4.1. Facies Arrecifales Someras.

Estas facies en el Archipiélago se caracterizan por la presencia de especies que crecen en aguas someras, tales como el coral de columnas *Dendrogyra cylindrus* y/o el coral cuerno de alce *Acropora palmata*; ninguna de estas dos especies se encuentra por debajo de -20 m de profundidad. Esta facies está potencialmente expuesta a la acción permanente del oleaje, en mayor o menor grado. Las asociaciones descritas a continuación están ordenadas de mayor a menor grado de exposición:

- Melobesiae (crestas algales)

Es notoria la presencia de verdaderas crestas algales en segmentos limitados del arrecife de barrera en San Andrés (Geister 1983: pl.33/1-3) y Providencia (Geister 1992: pl.1/1): se trata de incrustaciones masivas de algas calcáreas, (principalmente *Porolithon* sp.) junto con otros organismos como el foraminífero *Homotrema*, gasterópodos verméticos, gusanos serpulidos, briozoarios y ocasionalmente colonias de *Millepora*. Las crestas de algas pueden tener un grosor superior a medio metro; forman crestas de 30 cm de altura en el borde exterior del plano arrecifal. Dado que estos riscos están sometidos al máximo oleaje, pueden solamente visitarse du-

rante unos pocos días del año; el más accesible se localiza en el área de Top Blowing Rock, al N de San Andrés. En algunos de los atolones del Archipiélago se presenten riscos de algas que emergen durante la bajamar (Díaz et al. 1996).

- *Millepora complanata*, algas rojas y zoantídeos

Las crestas de los arrecifes que enfrentan directamente las corrientes de barlovento se caracterizan por una inmensa e intrincada estructura de coral de fuego *Millepora complanata* y algas rojas. Las colonias del zoantídeo *Palythoa mammosa* son muy comunes aquí. Delgadas costras rojizas de algas coralinas recubren frecuentemente las superficies de corales muertos.

- *Acropora palmata* - *Diploria strigosa*

Estas especies (cuerno de alce y coral cerebro) se agrupan densamente en los arrecifes de parche de las lagunas, pero también forman zonas discontinuas en frente de los arrecifes a unos -8 a -10 m de profundidad.

- *Acropora cervicornis*

Algunos arrecifes de parche en las lagunas están compuestos exclusivamente de coral cuerno de ciervo, *Acropora cervicornis*. De acuerdo con observaciones hechas entre 1969 y 1980, esta facies arrecifal fue la de mayor extensión en las lagunas de Providencia (Geister, 1992). Desde el blanqueamiento coralino de los años 80, la mayoría de estos arrecifes de parche son ahora roca coralina desnuda y escombros recubiertos por algas pardas.

- *Porites porites*

Esta especie, coral de dedos, conforma grupos densos que predominan en la cresta o cima de los arrecifes de parche lagunares en lugares con aguas calmas.

- *Montastraea* spp.

Grupos mixtos y masivos de escleractinios, en los que los corales estrella dominan: *Montastraea annularis*, *M. faveolata* y *M. franksi*. Esta asociación característica se observa en aguas profundas del prearrecife y en lugares muy protegidos de la laguna. Donde su crecimiento no está inhibido por abrasión o sedimentación, dominan *M. annularis* y *M. faveolata*, que, conjuntamente con octocorales, desarrollan tapetes continuos en las terrazas de -20 m. Esta asociación tiene la distribución más extendida y amplia en los arrecifes de parche de los atolones.

- Escleractinios mixtos.

Se asemeja bastante a la unidad *Montastraea* spp., pero en esta facies no dominan las especies de *Montastraea*. Esta unidad se encuentra principalmente en terrazas de más de 10 m de profundidad expuestas a mar abierto.

- Escleractinios mixtos y octocorales.

Los octocorales (principalmente gorgónidos y plexauridos) dominan la combinación con corales escleractinios. Esta unidad se encuentra en sitios expuestos a corrientes oceánicas. En afloramientos fósiles no sería posible diferenciar esta unidad de la de escleractinios mixtos.

- Arrecifes muertos sobrecrecidos por algas.

Son las áreas desnudas del arrecife que murieron durante el blanqueamiento coralino ocurrido en los años 80 y que fueron luego colonizadas por algas blandas y calcáreas (*Halimeda* spp.). En Providencia, la mayoría de estas áreas fueron arrecifes de parche de *Acropora cervicornis*.

4.4.2. Facies Arrecifales Profundas

Las asociaciones de aguas profundas de corales hermatípicos se encuentran en el talud externo, generalmente por debajo de -20 m. En éstas, dominan corales aplanados (*Agaricia lamarckii*, *A. undata*, etc.) y formas incrustantes de otros escleractinios (*Montastraea* spp. *Porites asteroides*, etc.) Muy característica es la aparición de müssidos solitarios (*Scolymia lacera* y *S. cubensis*) por debajo de -20 m. Frecuentemente las esponjas dominan por debajo de -30 m. A pesar de que se observaron colonias de escleractinios incrustantes por debajo de -55 m, el límite inferior del crecimiento arrecifal activo en el Archipiélago se encuentra probablemente en profundidades ligeramente por encima de -40 m.

Las facies profundas de arrecifes se pueden subdividir en zonas de distribución de corales controladas por la disponibilidad de luz (ver Geister, 1975: 104-106, Fig. 19). En la presente publicación se define solamente una unidad que caracteriza sustratos muy inclinados del talud externo y a profundidades por debajo de -60 m.:

- *Agaricia* spp. con escleractinios mixtos

En esta asociación dominan agarícidos planos. En el talud exterior y generalmente por debajo de -15 a -20 m es notable el dominio de *Agaricia undata*, *A. lamarckii* y *A. grabamiae*. También se presentan *Mycetophyllia* spp., *Montastraea* spp. y escleractinios solitarios como *Scolymia lacera* y *S. cubensis*.

4.4.3. Facies de Fondos Duros

Los planos rocosos, generalmente por encima de -15m, permanecen libres de sedimentos y presentan un crecimiento coralino poco significativo. Localmente se presentan colonias de abanicos y látigos de mar y algas blandas. Solamente algunas formas incrustantes de escleractinios e hidrozoos sobreviven; también se observan organismos perforadores como esponjas (*Cliona* spp.) y bivalvos (*Lithofaga* spp.). Aunque esta facies se puede subdividir según criterios ecológicos (Geister, 1975: tb.4), para efectos de este trabajo solamente se define una unidad:

- Escleractinios incrustantes en planos rocosos.

Aquí dominan los corales cerebro *Diplora clavosa*, y *D. strigosa*, además de *Siderastrea siderea* y algunos octocorales.

4.4.4 Facies Arenosa Somera

Con base en criterios topográficos y ecológicos, la facies lagunar (o facies arenosa) se puede subdividir en depósitos

de terrazas lagunares someras y en cuencas lagunares profundas. Las terrazas lagunares rodean las márgenes interiores de los arrecifes y ciertos arrecifes de parche en las lagunas. Éstas son muy someras, de -1 a -3 m en cercanías de los arrecifes y hasta -6 m en las zonas más alejadas de éstos, desde donde la pendiente prograda a la cuenca lagunar. El piso, tanto de la terraza como de la cuenca, está cubierto por fragmentos gruesos de corales y ocasionalmente por arrecifes de parche, en los que los principales componentes son corales y el alga calcárea *Halimeda*.

Los sedimentos de las lagunas someras son casi exclusivamente carbonatos, excepto en algunas áreas cerca de la costa de Providencia, donde se presentan con una mezcla de silicatos derivados de la isla. En los carbonatos predominan fragmentos de esqueletos, aunque en algunos atolones es notable la ocurrencia de oolitos, pelletoides y agregados criptocristalinos. La abundancia de oolitos en la laguna de Serrana se explica por la ausencia de arrecifes de parche (ver Milliman, 1969 b).

- Pastos marinos

Las fanerógamas forman capas densas que atrapan y estabilizan los sedimentos. Éstas se encuentran en la parte sub-mareal más somera, hasta -10 m. En los atolones su presencia es mínima, y en caso dado restringida a unos pocos parches dispersos en las lagunas. (ver Díaz et al.2003)

- Capas de algas y arena

Entre -4 y -10 m en las lagunas se presentan capas densas de macroalgas psamofíticas, principalmente de los géneros *Halimeda*, *Penicillus*, *Rhipocephalus*, *Lobophora* y *Dictyota*.

- Octocorales con esponjas

Plexaúridos y pseudoplexaúridos acompañados de numerosas esponjas grandes. Esta unidad se cartografió solamente en la plataforma insular de Providencia.

- Lechos de Rodolitos

En Quitasueño, numerosos rodolitos cubren planos someros y franjas de arrecifes de cinta entre -1 y -10 m.

- Mangle rojo

En sectores protegidos y muy someros de las lagunas de San Andrés y Providencia se presentan grupos de manglares, dominados principalmente por mangle rojo, *Rhizophora mangle*.

4.4.5 Facies Arenosa Somera a Profunda

- Arena y fragmentos de coral

Este material se encuentra principalmente en franjas bordeando el lado de sotavento de los arrecifes, así como en lagunas y terrazas.

4.4.6 Facies Arenosa Profunda

Las cuencas lagunares del Archipiélago se profundizan generalmente hasta -12 m y excepcionalmente hasta -20 m. El fondo está cubierto por arena de carbonatos autóctonos, lodos y algas calcáreas (principalmente *Halimeda* spp.); es común observar bioturbación producida por algunos crustáceos (*Callinassa* sp.). Localmente se desarrollan praderas de macroalgas. La facies arenosa profunda se encuentra también en terrazas de barlovento, por debajo de la base de oleaje.

- Sedimentos bioturbados con algas calcáreas

Las arenas y lodos calcáreos que no son retrabajados por las corrientes están expuestos a bioturbación intensa. Esta facies se desarrolla en sitios protegidos, en su mayoría por debajo de -10 m.

- Arenas sobrecrecidas por macroalgas.

Sobre el fondo arenoso de la cuenca lagunar de San Andrés, como también en Serrana, aparecen parches de *Dictyota* sp., *Padina* sp. y otras algas pardas.

4.4.7 Fauna de Corales Pétreos del Archipiélago

La fauna de corales pétreos registrada en el Archipiélago comprende aproximadamente 50 especies (Geister, 1975, 1992; Díaz et. al. 1995).

Cuatro géneros de escleractinios (*Cladocora*, *Oculina*, *Solenastrea*, *Tubastrea*) conocidos en las costas colombianas están ausentes o localmente ausentes en el Archipiélago; la razón puede radicar en el aislamiento geográfico del Archipiélago y la corta vida de las larvas de estos géneros. Así mismo, la fauna de moluscos colectada en los arrecifes (Geister, 1973 b) parece también empobrecida con respecto a las costas continentales; predominan las especies con larvas longevas (Díaz, 1995)

5. ESTADO AMBIENTAL DE LOS ARRECIFES DEL ARCHIPIÉLAGO

La base de referencia para comparar las condiciones actuales con las del pasado son las observaciones detalladas realizadas en San Andrés en 1968-1973 (Geister 1973, 1975), 1977 y 1979 (Geister, datos inéditos), 1992 (Garzón & Kielman, 1993; Díaz et al., 1995); y en Providencia en 1969, 1970, 1973, 1977 y 1979 (Geister, 1992), así como en 1994 (Díaz, Geister, Sánchez & Zea, datos inéditos). El Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras, INVEMAR, en Santa Marta, Colombia, ha estimado el nivel de degradación de los arrecifes en algunos de los atolones. Zea et al. (1998) y Geister (1999, 2000 y 2001) han estudiado y documentado los cambios bióticos que ocurrieron en el transcurso de casi tres décadas en San Andrés. Díaz et al. (1996, 2000) presentaron una síntesis moderna de los arrecifes del Archipiélago y de Colombia en general. Un videoclip que documenta el estado de los arrecifes de San Andrés y Providencia en 1970 puede consultarse en: (http://141.84.51.10/paleo_tv/modern/moderncoral.html#geister.)

5.1 Degradación Natural versus Degradación Antropogénica

Así como en la mayoría de los mares tropicales del mundo, especialmente en el Atlántico, la degradación de los arrecifes ha resultado en la muerte de extensas superficies de coral, ahora cubiertas por algas, situación que se aprecia también ampliamente en el Archipiélago de San Andrés y Providencia. El hecho de que la degradación de los arrecifes y la mortandad coralina en grandes superficies ocurra también en los atolones más remotos y deshabitados sugiere que el origen principal del fenómeno no es la contaminación costera, sino más bien eventos de blanqueamiento coralino y enfermedades epidémicas de los corales como “banda negra” (BBD) y “banda blanca” (WBD) (ver Geister 1999 y 2001 a). El fenómeno es responsable del generalizado deterioro arrecifal en todo el mar Caribe. Los factores antrópicos, sin embargo, han jugado un papel importante en dicha degradación en algunas localidades. Entre ellos figuran dragados, sobre-pesca, contaminación por aguas servidas y actividades náuticas.

Adicionalmente, el huracán “Joan” causó daños en 1998 en San Andrés, especialmente a las comunidades coralinas aledañas a la costa occidental (ver también Zea et al. 1998).

5.2 Tasas de Mortalidad Coralina.

En San Andrés se han registrado altos niveles de mortalidad reciente en corales en profundidades entre -0,5 y -20 m. En general, la cobertura de coral vivo se ha reducido en más del 50% en San Andrés en los últimos años. Los arrecifes de parche en las lagunas han sido los más afectados (hasta 80% de mortalidad), dominados por una o dos especies ramificadas (*Acropora*, *Porites*, *Millepora*) y situados cerca de las áreas más densamente pobladas del norte de la Isla; también resultaron muy afectadas las comunidades coralinas a lo largo del litoral NW, cerca de las áreas de descarga de aguas servidas y desechos sólidos. Los niveles de mortalidad más bajos se observaron en el sistema de canales del arrecife de barrera dominados por *Millepora complanata*. De un total de 49 especies de coral hasta ahora registrados en San Andrés, 19 han resultado afectadas por mortalidad reciente (Díaz et al. 1995). Entre ellas, 14 especies presentan los niveles máximos de mortandad, hasta del 50%, y algunas incluso hasta del 80% (Ej.: *Acropora* spp., *Agaricia* spp., *Porites furcata*, *Eusmilia fastigiata*, *Montastraea* spp.).

En los alrededores de Providencia y en otros complejos arrecifales del Archipiélago la condición de los arrecifes es algo mejor que en San Andrés. En San Andrés, los mayores niveles de mortandad han ocurrido en los arrecifes de parche de la laguna donde predominaban *Acropora cervicornis* y *Montastraea* spp. *Acervicornis* era la especie más abundante en 1970 y hasta mediados de la década de los años 80; hoy en día (2002), esta especie está casi totalmente ausente de la plataforma insular de Providencia; muchos de estos arrecifes están cubiertos ahora por macroalgas, principalmente *Dictyota* y *Lobophora*. Esta situación contrasta con la de los arrecifes expuestos al fuerte oleaje y en sitios por fuera de las lagunas, que muestran un estado más saludable en Providencia y los atolones.

Los abanicos de mar del género *Gorgonia* sufrieron recientemente una mortandad masiva, de más del 90%, no solamente en San Andrés y en los atolones del sur del Archipiélago,

sino también en los arrecifes de plataforma a lo largo de la costa continental de Colombia. Tal mortandad fue observada inicialmente en las islas en 1992, pero el fenómeno se inició probablemente en los años ochenta (Díaz et al. 1995; 103-104). Una mortandad masiva de gorgonáceos había sido también observada anteriormente a lo largo de la costa caribe de América Central (Guzmán 1984).

Sin embargo, hay evidencias alentadoras de recuperación en los arrecifes de San Andrés desde 1993, lo que sugiere que el proceso de degradación está llegando a su fin (Geister 1999, 2002 a y b). Hasta el año 2002, la recuperación de algunos setos de *Acropora palmata* en los arrecifes de parche de la laguna era digno de asombro.

5.3 Incremento de las Macroalgas

Al igual que en la mayoría de los arrecifes del Caribe en las dos últimas décadas, también en San Andrés la cobertura y biomasa de algas se han incrementado dramáticamente. El incrustamiento incipiente de algas en su etapa inicial fue documentado en una serie de fotografías a finales de los años 70 (ver Geister 1999, 2001 a.). El crecimiento subsiguiente de algas ha sido más evidente desde la mortandad masiva del erizo negro *Diadema antillarum* ocurrida en 1983. Una densa cobertura de algas (principalmente *Halimeda*, *Dictyota*, *Lobophora* y *Amphiroa*) se observa hoy sobre superficies de coral muerto y aún sobre porciones vivas.

Estas algas crecen por lo general gradualmente desde los lados hasta el tope de las colonias de coral (principalmente de *Montastraea*). El tejido de los pólipos, una vez cubierto, se blanquea, y cuando la colonia es completamente invadida por las algas, muere. Es interesante anotar que representantes de tres filums de algas (Chlorophyceae: *Halimeda* sp.; Phacophyceae: *Dictyota* sp.; Rhodophyceae: *Amphiroa* sp.) asumen simultáneamente una estrategia similar de invasión, comenzando por superficies rocosas y desde allí hasta sofocar los corales vivos.

5.4 Efectos de la Sobre-Pesca

La población de ciertas especies comerciales, como langostas, meros y pargos, han sido sobreexplotadas a tal punto que hoy es muy difícil observar algún individuo. Entre 1968 y 1970 era común observar en los alrededores de San Andrés peces grandes, como barracudas y tiburones, también en grupos pequeños. En los trabajos de campo realizados entre 1992 y 2001 solamente de forma esporádica se observaron individuos solitarios de estos peces. A pesar del incremento de la

presión de la pesca en Providencia y los atolones, los peces arriba mencionados aún pueden avistarse frecuentemente.

5.5 Recuperación

El monitoreo prolongado durante más de tres décadas de los arrecifes de San Andrés muestra que la degradación lenta y la muerte parcial de colonias coralinas acompañados por el recubrimiento de las algas desde finales de la década de los 70 fue apenas el preámbulo de la mortandad catastrófica e invasión masiva de algas ocurrida en los 80s. A este episodio siguió una recuperación inicialmente lenta y luego acelerada de los arrecifes en los 90s. Aunque la persistencia de infestación por algas continúa siendo una amenaza para los corales, algunos parches de *Acropora palmata* han logrado un crecimiento vigoroso, comparable con la situación en los 80s. Sin embargo, algunos parches no han logrado recuperarse del todo, debido en parte a la ausencia de colonias sobrevivientes. Así, *Acropora cervicornis* llegó prácticamente a extinguirse, y los pocos fragmentos sobrevivientes no han mostrado signos de recuperación (Geister 1997, 2001 a).

5. 6 Reservas Naturales y Protección

Una zona limitada frente a la costa N E de San Andrés ("Little Reef") fue declarada como Zona de Reserva Natural en 1971 por elINDERENA, antigua agencia del gobierno colombiano responsable de la protección y manejo de los recursos naturales. El límite de la zona aparece en Díaz et al. (1995). En Providencia, el Ministerio del Medio Ambiente estableció en 1995 el Parque Nacional McBean Lagoon. Además de los manglares, este parque incluye parte de la laguna alrededor de Cayo Cangrejo, un sector del arrecife de barrera y una porción terrestre adyacente a la pista de aterrizaje y la carretera circunvalar.

En Noviembre de 2002, la UNESCO declaró oficialmente el Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina como Reserva de la Biosfera "Seaflower". Aunque la superficie de las islas es de solamente 50 km², la extensión total del área del Archipiélago representa cerca del 10% del mar Caribe.

6. GEOLOGÍA DE LAS ISLAS Y LOS ARRECIFES DEL SECTOR INFERIOR DEL ALTO DE NICARAGUA

La información científica disponible sobre las diferentes islas y atolones del Archipiélago es bastante sesgada. La geología de las islas de San Andrés y Providencia es quizás la mejor estudiada del área. También existen estudios geológicos en los atolones meridionales, incluyendo Courtown, Albuquerque, Roncador, Serrana y Quitasueño, así como algún conocimiento de Serranilla. Contrasta el conocimiento hasta aquí referido con la ausencia de información sobre Banco Alicia y Bajo Nuevo (fig. 2). Debido a su ubicación remota con relación a las islas habitadas, los arrecifes e islotes septentrionales del Archipiélago han sido apenas visitados por expediciones científicas. Los casi 500 km de distancia que los separan del centro administrativo de San Andrés impide su acceso en embarcaciones convencionales.

A pesar que San Andrés es una isla completamente calcárea y Providencia casi totalmente volcánica, los primeros registros geológicos de estas islas fueron muy errados. Collett (1937: 206) consideró las rocas insulares de la Vieja Providencia “principalmente calcáreas debido a la presencia de pequeñas pero profundas cavernas cerca del litoral”, pero también anotó “finas arenas negras en el costado occidental que son atraídas por el imán” y que en tal caso “pueden ser remanentes de basalto descompuesto”. Adicionalmente, hizo alusión a las “columnas de basalto” de Basalt Cay, localizado al N de Santa Catalina. De otra parte, San Andrés fue considerada de origen volcánico. A nivel regional, Schuchert (1935: 63 y 731), quien nunca estuvo en estas islas, consideró que San Andrés era completamente basáltica. Mitchell (1955) nunca visitó personalmente a San Andrés, pero hizo la descripción de una serie de rocas magmáticas que se creía provenían de esta isla. No obstante, en 1931 el malacólogo Pilsbry había efectuado ya la primera descripción geológica correcta de ambas islas en su reporte sobre los moluscos terrestres. Él reconoció que la serie de colinas que terminan en el elevado escarpe de North Cliff en San Andrés “es una formación calcárea, probablemente un antiguo arrecife emergido”. También anotó que Providencia “es una isla volcánica con rocas andesíticas con algún basalto”. Milliman (1969a) fue el primero en resaltar que algunos de los grandes complejos arrecifales del Archipiélago son verdaderos atolones oceánicos con un basamento volcánico.

La geología del Archipiélago será descrita con mayor detalle en el capítulo 6. En la sección dedicada a la excursión de campo, ésta será discutida conjuntamente con fotografías (capítulo 8). Para facilitar la lectura, las estaciones en el campo

relevantes serán mencionadas en la siguiente descripción. Panorámicas aéreas mostrando las islas y complejos arrecifales se presentarán en la sección dedicada al sobrevuelo (capítulo 9), y suministran información adicional sobre la geomorfología de las islas y la geometría y distribución de los arrecifes.

6.1 Geología Insular y los Arrecifes de San Andrés

La Isla de San Andrés tiene forma alargada en sentido N-S, con una longitud de 12.6 km, tan sólo 3 km de ancho y un área de 27 km². El centro de la isla está ocupado por un lomo de calizas (“The Hill”) de hasta 100 m, de altura formado por depósitos miocénicos de arrecifes y lagunas arrecifales, la formación San Andrés de Bürgl (1961). Este lomo es un remanente del flanco occidental del atolón del Mioceno que ha persistido como expresión morfológica a las transgresiones pasadas. (Fig. 15 y Fig. 25)

The Hill está hoy rodeada de calizas arrecifales aterrazadas del Pleistoceno; esta terraza emerge del mar únicamente alrededor del lomo central, formando las tierras bajas de la isla. Las áreas periféricas de esta plataforma aterrazada fueron inundadas durante la transgresión holocénica y permanecen aún sumergidas formando la plataforma insular moderna, sobre la que se ha establecido el complejo arrecifal de barrera.

“Formación San Luís” es la denominación dada a los depósitos de calizas del Pleistoceno que afloran en la terraza terrestre subyaciendo el complejo arrecifal holocénico y depósitos de playa recientes (Geister 1975). Esta formación consta de al menos dos unidades estratigráficas separadas por una inconformidad: “El Miembro Antigua Terraza Baja”, de edad aproximada Pleistoceno Medio y exposición aérea limitada, y el “Miembro Joven Terraza Baja”, de gran extensión y de origen en el Sangamoniano. Cada unidad pertenece a un antiguo complejo arrecifal coralino, ambos formados durante importantes eventos transgresivos del Pleistoceno. En la entrada de Schooner Bight Cave se observa el contacto horizontal de las dos terrazas, marcado por un paleosuelo, testigo de una emersión prolongada. Esta misma relación estratigráfica se puede apreciar en detalle en el May Cliff.

Los depósitos holocénicos del complejo arrecifal moderno se superponen a la Formación San Luís en la parte sumergida.

La terraza pre-arrecifal es un sustrato duro erosivo que corta la Formación San Luís, y está atravesado por fracturas extensionales de edad Wisconsin, las cuales están lateralmente recubiertas por facies arrecifales del Holoceno.

La geomorfología de la plataforma de la Isla está representada en la Fig. 15. La fig. 16 muestra los perfiles batimétricos del talud exterior de la Isla. La evolución geológica de la Isla de San Andrés se muestra esquemáticamente en la fig. 17. Una descripción detallada de la geología y los arrecifes se encuentran en Geister (1975).

6.1.1 Origen Primario de la Isla

Una anomalía magnética positiva en el fondo oceánico (fig.5) señala la presencia de una estructura volcánica subyacente a las calizas de la Isla de San Andrés. El contorno de la Isla y la topografía submarina sugieren que el volcán original formó una cresta alargada en dirección NNE. Su localización se encuentra en la intersección de dos zonas de fallas diferentes del sistema de fracturas del Caribe Occidental (Geister 1992: fig.6). La edad de este volcán debe ser pre-miocénica, probablemente del Paleógeno, lo cual resulta compatible con la historia geológica de la corteza del Caribe occidental. Subsistencia y producción simultánea de carbonatos en un mar somero del Mioceno resultó en la formación de un grueso banco de calizas de tipo atolón sobre la cima de la estructura volcánica.

A finales del Mioceno comenzó el basculamiento hacia el E de toda la estructura oriental del graben San Andrés/Providencia. Este basculamiento persistió hasta hacer emerger el borde occidental del atolón, dando lugar a la isla actual, mientras que el borde oriental experimentó una rápida subsistencia con continuada deposición de carbonatos (fig. 17).

El levantamiento gradual de cerca de 500m del flanco W durante los últimos 10 millones de años ha sido compensado simultáneamente por erosión, meteorización subaérea y truncamiento de los acantilados progradantes. Por tal razón, una sección estratigráfica de 500m de calizas es accesible en perfil E-W a través del centro de la isla (Fig.18a). Los rasgos cársticos más antiguos de la isla, las dolinas de las lagunas, que están delineadas en el *Duppy Gully*, seguramente iniciaron su desarrollo en el Neógeno tardío a lo largo de una zona de fracturamiento tectónico. Hoy en día las dolinas parecen estar inactivas y se encuentran rellenas de arcillas.

6.1.2. La laguna y los Ambientes Arrecifales del Mioceno

La distribución de facies en el Mioceno documenta una etapa del desarrollo del atolón y que duró al menos hasta el Mioceno tardío; la mayoría de las rocas que afloran tienen una edad del Mioceno tardío. La sección lagunar que aflora en Perry cerca de Little Cliff, inmediatamente al norte de la pista

de aterrizaje, (ver también Estación 6), es probablemente de edad miocénica. La inconformidad observada en Perry atestigua el cese de la producción de carbonatos y erosión temporal, o simplemente se trata del plano de truncamiento durante un bajo nivel del mar. El arrecife periférico del Mioceno no aparece expuesto actualmente debido a que fue truncado durante las varias transgresiones del Pleistoceno y recubierto por los complejos arrecifales del Pleistoceno y el Holoceno.

Las calizas lagunares que afloran en la parte central y norte de La Loma son lodos calcáreos litificados, depositados en el fondo de una laguna, y presentan estratificación horizontal. Estratificación intercalada ha sido observada únicamente en el corte de la carretera en la localidad de Linval, sugiriendo el aporte de arenas en la parte somera de la antigua laguna. Estas rocas portan una fauna variada de bivalvos, predominantemente enterradores, preservados en moldes. Una fauna monótona de ostras pycnodontidas y pectínidos domina áreas de la laguna profunda en la región de *Duppy Gully*.

En los depósitos lagunares cerca de la iglesia de la Misión de la Loma es frecuente la ocurrencia de erizos (*Chelypeaster spp.*). En los afloramientos de Lever Hill, los sedimentos de laguna están profusamente bioturbados con una intrincada red de galerías de crustáceos (*Thalassinoidea*). Geister (1975) publicó una lista de corales, moluscos y equinoideos del Mioceno colectados allí, la cual se complementa con un estudio detallado de los moluscos de San Andrés elaborado por García-Llano (1998).

Los sedimentos lagunares someros que contienen moluscos se intercalan frecuentemente con tapetes coralinos de especies ramificadas (*Acropora spp.*, *Stylophora spp.*, *Porites sp.*) o masivas (*Montastraea spp.*, *Coenopora sp.*, *Siderastrea spp.*). Solamente de manera dispersa se desarrollaron comunidades coralinas en la laguna profunda de La Loma central. Por el contrario, en el sector sur de La Loma (Sam Wright Hill) aparece una rica fauna coralina del Mioceno. En aquella época la laguna era más angosta y somera en esta parte que en el resto de los afloramientos. Sin embargo, hay ausencia de verdaderos andamiajes coralinos en la laguna (Geister 1975). Solamente en el afloramiento más septentrional (cantera de San Andrés) aparecen varias estructuras que se elevan varios metros sobre el fondo de la laguna profunda, las cuales están conformadas por corales ramificados y masivos. En este mismo afloramiento se observan numerosas colonias aisladas de *Colpophyllia spp.*, que quedaron volteadas en posición invertida sobre el fondo de la laguna, seguramente como resultado de remezones telúricos. Como lo indican los sedimentos, esta laguna debió ser más amplia y profunda en los sectores central y norte (Geister 1975).

En el atolón miocénico la producción de carbonatos se vio interrumpida a intervalos irregulares por la caída de cenizas que produjeron capas de varios centímetros a decímetros. Estos depósitos tephra, hoy alterados a arcillas *smectitas*, no han sido datadas ni analizadas geoquímicamente. En Lions Hill se colectaron por primera vez guijarros de cenizas vol-

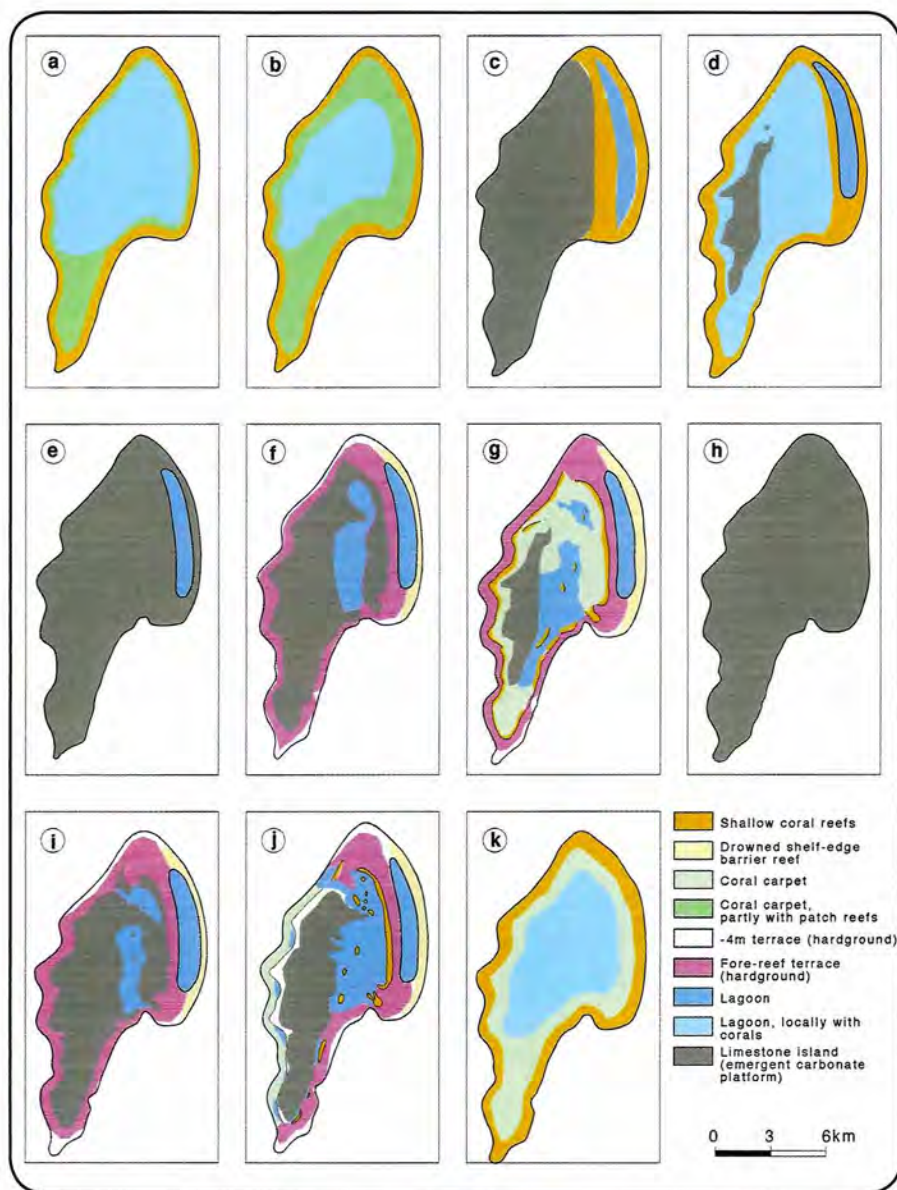


Figura 17. Evolución geológica de San Andrés (revisada de Geister 1975) La plataforma calcárea de San Andrés se estableció en la cima de un volcán elongado en subsidencia (probablemente del Paleógeno) que se formó a lo largo de una intersección de dos grandes fracturas de la corteza oceánica del Caribe. Una sucesión de los siguientes estados evolutivos de la plataforma calcárea y de la formación de la isla pueden ser reconstruidos a partir de datos de campo (niveles relativos del nivel del mar registrados en la geomorfología y geología submarina), así como de la curva eustática de nivel del mar.

- a) Mioceno temprano, hace unos 20 millones de años**
Estado de atolón con una laguna más amplia y profunda en el norte y más estrecha y somera en el sur.
- b) Mioceno tardío, hace unos 10 millones de años**
Persiste el estado de atolón. The profunda laguna central está rodeada por una laguna gradualmente más somera salpicada de tapetes coralinos y arrecifes de parche. Material esquelético proveniente del anillo arrecifal periférico se acumula en la cuenca lagunar.
- c) Final del Mioceno, hace unos 5 millones de años**
Inicio del basculamiento del atolón miocénico hacia el E: Una isla calcárea emerge en el margen occidental del atolón, mientras se forma un arrecife de barrera con laguna a lo largo del margen oriental.
- d) "Pleistocene medio" (complejo Aftonian?, Cromeriano?): algunos niveles altos del mar hace 800.000? — 500.000 años**
Una o varias transgresiones truncan muchas de las terrazas precedentes del Pleistoceno y la periferia del atolón levantado, dejando sólo la cresta alargada central del Mioceno para constituir la actual Loma. Esta está rodeada por una amplia terraza transgresional limitada en tierra por acantilados altos y escarpes (May Cliff, North Cliff, etc.). Un complejo de arrecife de barrera con laguna en el W fonnado alrededor de la isla sobre la cima de la tenaza transgresional. La antigua laguna oriental persiste probablemente como una cuenca aparte al E (John Taylor Blue).
- e) Nivel alto del mar a —25 m en el Yarmouthian (?) temprano, hace unos 220.000 años**
Emersión de toda la plataforma calcárea al comienzo de las transgresiones del Yarmouthiano. Primer truncamiento de los acantilados. Posible re-establecimiento de asociaciones coralinas alo largo del margen oriental de la plataforma (Pallat Bank).

1) Nivel alto marino de —8 m en el Yarmouthiano (?) tardío, hace unos 170.000 años
Truncamiento finaliza a lo largo de la costa occidental en un acantilado alto conspicuo ("Poxhole Cliff"), dejando una muesca intermareal profunda terminal al nivel actual de —5m. Las plataformas truncadas durante las transgresiones del Yarmouthiano (?) darán lugar a las terrazas pre-arrecifales actuales (tenaza de —20 m) de los complejos arrecifales del Sangamoniano y I-Ioloceno. La formación de un complejo arrecifal del Yarmouthiano sobre la terraza de —20m es incierta debido a que actualmente las terrazas están cubiertas por sedimentos más jóvenes.

g) Máximo nivel marino de ±8 m en el Sangamoniano, hace unos 125.000 años

La gran transgresión del Sangamoniano re-inunda la terraza emergida del Yarmouthiano y sumerge el acantilado de Poxhole alcanzando el escarpe de La Loma y May Cliff. Establecimiento de una barrera y arrecifes franjeantes del Sangamoniano en la cima de del escarpe de Poxhole. Formación de un banco-complejo arrecifal alrededor de la isla, el cual cubre el complejo arrecifal del Yarmouthiano (?) sobre la terraza pre-arrecifal y el complejo arrecifal del Pleistoceno medio (antigua terraza calcárea baja), a wexcepción de algunas áreas elevadas cerva del escarpe de La Loma.

h) Nivel mínimo marino de —125 m del Wisconsiniano, hace unos 20.000 años
Inmersión de toda la plataforma calcárea y taludes externos durante el nivel marino de —125 m durante la glaciación Wisconsin.

1) Nivel marino de —5m del Holoceno tardío, hace 5.000 años
Re-inundación de las partes bajas del complejo arrecifal del Sangamoniano y de la Antigua cuenca lagunar al final de la transgresión holocénica. Re-establecimiento gradual de la plataforma calcárea activa.

j) Último y actual nivel de 0 m del Holoceno, últimos 3.000 años
Inmersión del complejo arrecifal periférico del Sangamoniano. En los últimos 3.000 años, un banco-complejo arrecifal moderno se ha establecido en la cima de la topografía precedente del complejo arrecifal del Sangamoniano. Truncamiento del acantilado de Poxhole resultará en la formación de la tenaza de —4 m.

k) Futuro geológico lejano
Subsidencia continuada y aumento generalizado del nivel del mar conducirán al truncamiento completo de la isla actual. Inmersión de la plataforma truncada puede revertir la isla calcárea a un atolón que se establezca sobre la cima de una inconformidad de truncamiento.

cánicas en depósitos lagunares del Mioceno (Geister 1975: 139). Estas capas de tephra pueden ser observadas en las canteras de Lever Hill y Duppy Gully. También en una perforación para obtención de agua de 100 metros, cerca de Big Pond en Duppy Gully, se intersectaron varias capas de arcilla que representan una sucesión de tephra los corazonos fueros examinados gracias a la Corporación Coralina de San Andrés; (ver también el informe de Rojas- Barahona 2001).

Los depósitos de tephra registrados en San Andrés pueden corresponder a los mismos depósitos recuperados recientemente en tres perforaciones del Deep Sea Drilling Project (sitio 999, 300 km al E). De acuerdo con Sigurdsson et al. (2002), estos depósitos constituyen un episodio mayor de volcanismo siliciclástico explosivo en el Mioceno, con características de depósitos co-ignimbíticos en el Caribe occidental. La distribución y espesor de los tephra en el océano indican la presencia de un eje en dirección E a partir de América Central, que fue el área cercana de mayor volcanismo inimbítico en el Mioceno. Este episodio volcánico, registrado en los sedimentos profundos del Caribe, representa entonces la caída distal de cenizas volcánicas equivalente a las espesas formaciones de ignimbrita de América Central (Sigurdsson et al, 2000).

6.1.3 Terrazas Pleistocénicas y Ambientes Marinos.

Las terrazas arrecifales se forman por truncamiento de costas calcáreas durante transgresiones lentas. En una etapa ulterior de la transgresión, se deposita un nuevo complejo arrecifal sobre el plano erodado (Geister, 1983: 235-239). Durante las oscilaciones cuaternarias del nivel del mar, múltiples terrazas arrecifales se formaron en áreas de levantamiento permanente pero lento (Mesolella et al. 1969, Chappell 1974; ver también Geister, 1984). El grado de meteorización de los depósitos, por disolución de las calizas, indica que entre todas las terrazas, la más antigua es la más alta, que tiende a ser la más erodada. Las terrazas más jóvenes ocupan la posición topográfica más baja y están mejor preservadas. Como resultado del basculamiento, las terrazas levantadas pueden ser observadas solamente a lo largo de la costa occidental de la Isla, mientras que las terrazas arrecifales sumergidas son más frecuentes y están mejor desarrolladas en la plataforma occidental de la Isla.

a) Terrazas Altas y Medias.

Existen relictos de erosión de una terraza alta (+ 80 a + 95 m), fuertemente meteorizada, en Sam Wrigth Hill, Cove Hill y posiblemente en May Mount. Estas terrazas están preservadas exclusivamente como expresiones geomorfológicas indiferenciadas. No se encontraron depósitos calcáreos de la época de su formación.

Cerca de la costa occidental ocurren niveles de terrazas bajas sucesivamente más jóvenes. Las mejor preservadas son las Terrazas Medias y acantilados asociados en la cima de May Cliff, y aparecen menos meteorizadas que las Terrazas Altas, aunque muestran señales de karstificación intensa y depósitos de cavernas. Las rocas base son calizas del Mioceno. Probablemente sobre las anteriores se depositaron sedimentos arrecifales del Pleistoceno, pero no se preservaron debido a la disolución de los carbonatos por lluvia en periodos prolongados de varios cientos de miles de años.

Se han reconocido dos niveles de terrazas: el superior (+55 a +65m) y el medio inferior (+25 a + 30 m). Ambos están separados por un acantilado marino fuertemente meteorizado, que localmente está formado morfológicamente por dos peldaños (Fig. 18b). Cada uno de estos niveles corresponde a un evento transgresivo mayor, probablemente del Pleistoceno temprano o medio. La cima plana de Little Cliff (al NW de la pista de aterrizaje) se eleva al nivel de +20m de la Terraza Inferior Media.

b) La Terraza Inferior Antigua (+12 m) y la Terraza Pre-Arrecifal (-20 m)

Los afloramientos del complejo arrecifal correspondientes a la Terraza Inferior Antigua están restringidos a las áreas de North Cliff y May Cliff. Parte de las rocas que afloran como elevación topográfica al SW de Little Cliff son posiblemente contemporáneos. Casi por doquier, estas calizas están ocultas debajo de los carbonatos del Sangamoniano y holocénicos. "La Terraza Baja Antigua" se formó como una amplia terraza de truncamiento en las calizas del Mioceno alrededor de la cresta elevada de la Isla y como cobertura pericontemporánea de un complejo arrecifal. El último nivel del mar correspondiente con ésta terraza está marcado por una muesca profunda en los antiguos acantilados costeros de North Cliff (Fig. 19) y May Cliff (Fig. 20), que se encuentran hoy en día a +13m sobre el nivel del mar.

Aún más arriba en la cara del May Cliff, pero menos conspicua, es la ocurrencia de dos muescas intermareales severamente meteorizadas y sin remanente alguno de sedimentos. Éstas se han podido haber formado durante pulsos relativamente cortos de cambios de nivel del mar y subsiguiente formación de la terraza y el acantilado (ver Fig. 20).

Tanto en North Cliff como en May Cliff, las márgenes interiores de la terraza están hoy a 12 m sobre el nivel del mar actual. Los relictos erosionales de la Terraza Baja Antigua están mejor preservados a lo largo de la muesca intermareal antigua, a +13 m (ver Fig. 19), donde están protegidos de la erosión sub-aérea por la cara extraplomada del acantilado, de manera que solamente un margen estrecho de la superficie de la terraza es actualmente visible. Éste alcanza una amplitud máxima de apenas 2,5 m en North Cliff. En May Cliff, la muesca está localmente rellena de restos de sedimentos que incluyen corales y conchas de moluscos pequeños (Geister 1975 : lámina 11b y c). Estos rasgos y la caliza coralina al pie

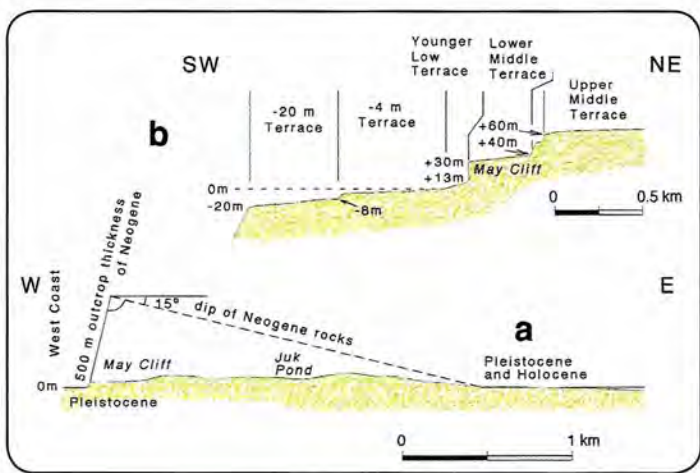


Figura 18 Perfil geológico a través de la isla de San Andrés (escala vertical no exagerada). Los planos inclinados de las rocas miocénicas indican el basculamiento de la isla hacia el E.



Figura 19 San Andrés: Estudio geodético en North Cliff por el señor McLean, topógrafo del gobierno local, y la geóloga Betty Rojas de CORALINA. El margen interno de la antigua terraza baja fue determinado exactamente a 11,37 m sobre el actual nivel del mar en este sitio (marca amarilla debajo de Betty). Nótese la muesca intermareal meteorizada a la izquierda, justo por encima de la terraza. La formación de la terraza tuvo lugar en el "Pleistoceno Medio" (Aftoniano o Cromeriano?). Disolución por lluvia de las calizas que no están protegidas por el acantilado extraplomado causó que el nivel de la terraza disminuyera en 2,5 a 3 m. Las casas en el fondo se encuentran sobre dicha terraza, la cual fue reinundada al final de la gran transgresión del Sangamoniano. Foto tomada el 11 de septiembre de 2000.

del acantilado atestiguan las etapas finales de la gran transgresión del Pleistoceno Medio (Fig. 20).

En la pared de calizas de May Cliff, justamente debajo de la muesca, afloran colonias de *Diplora strigosa* en secciones verticales y de tamaño inusualmente grande, que alcanzan diámetros de varios metros y hasta 1 m en altura; algunas de ellas crecieron en posiciones superpuestas. Localmente aparecen también setos de *Acropora palmata* muy gruesos, asociados con colonias de *Diplora* (ver también estación D3). Los corales han debido desarrollarse en aguas muy someras (menos de 2 m) a lo largo del acantilado costero, a la sombra de la pared de May Cliff durante la primera mitad del día. Esta sombra puede explicar el crecimiento aplanado de estas colonias. En el resto de la Terraza Baja no se presentan colonias coralinas muy grandes (de más de 1 m de diámetro).

El borde periférico exterior del complejo arrecifal de la Terraza Baja Antigua se formó ya parcialmente durante la trans-

gresión del Pleistoceno, que dio origen a la terraza de -20 m (terrazza pre-arrecifal) y terminó en el acantilado en dirección a tierra. La muesca terminal de esta transgresión se encuentra hoy sumergida a -8 m ("Poxhole Cliff"), pero se eleva localmente hasta +15 m sobre el borde interior de la terraza pre-arrecifal, es decir, hasta +7 m sobre el nivel marino (en Masily y Morgan Jump). Los depósitos arrecifales pericon-temporáneos con la formación de la terraza subyacen probablemente a los carbonatos sangamonianos y holocénicos, depositados sobre la terraza pre-arrecifal.

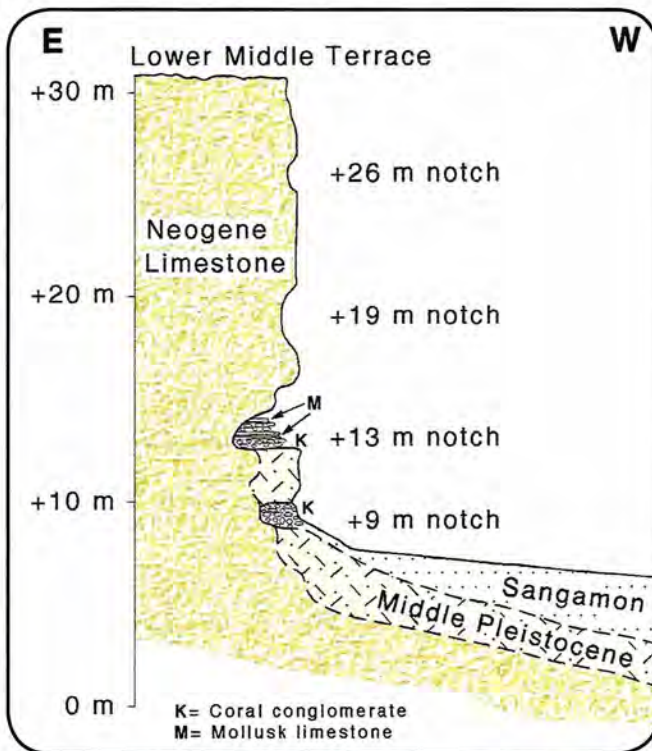


Figura 20. Perfil topográfico de May Cliff, San Andrés. Nótese las muescas intermareales fósiles. La muesca a +13 m contiene depósitos marinos que registran el final de la transgresión del "Pleistoceno Medio" (Aftoniano?). Las muescas más altas y meteorizadas a +19 m y +26 m son algo más jóvenes, pero pueden ser también del Pleistoceno medio. La pared del acantilado de 3 m de alto debajo de la muesca de +13 m consiste en caliza coralina del Pleistoceno Medio de la antigua terraza baja. Esta pared se formó por disolución de la caliza de la terraza de +12 m que no estaba al abrigo del acantilado. El margen interno de la antigua terraza baja de May Cliff (plano debajo de la muesca a +13 m) se encuentra a 12,16 m sobre el nivel marino actual en un punto particular.

La muesca a +9 m cortada en la antigua terraza baja marca el máximo nivel marino de la transgresión del sangamoniano. Está rellena con escombros coralinos litificados y conchas de *Strombus Gigas* recubiertas por algas rocas pétreas. La caliza coralina del Sangamoniano ("caliza de la joven terraza joven baja") al frente del acantilado suprayace rocas coralinas del Pleistoceno Medio de la antigua terraza baj. Estación D3. Modificado Geister (1975).

La formación de May Cliff y North Cliff, así como la "Caliza de la Terraza Baja Antigua", son probablemente contemporáneas con el "Second High Cliff" de Barbados (Mesolella et. al 1969), aunque este último es mucho más elevado. Un acantilado similar existe al E de la ciudad de Santo Domingo (Geister 1982). Estos mega-acantilados, aún no datados, marcan el final de una transgresión interglacial importante, probablemente del Pleistoceno Medio (observaciones personales JG).

El Poxhole Cliff parece corresponder en edad al mega-acantilado pleistocénico de Barbados, conocido como "First

High Cliff”, que también resultó sumergido durante la transgresión sangamoniana (observaciones personales JG; Radtke 1989). Sin embargo, debido a las altas tasas de levantamiento en Barbados, gran parte del ” First High Cliff” aparece hoy en tierra firme, mientras que el Poxhole Cliff de San Andrés forma la línea de acantilado de la costa actual, donde no ha sido truncado por la transgresión holocénica ni resultó sumergido. La presente línea de costa suroriental de República Dominicana está formada igualmente por un acantilado alto sumergido, que se levanta verticalmente desde la terraza pre-arrecifal (Geister 1982).

c) La Terraza Inferior Joven (+8m) del Sangamoniano

El Poxhole Cliff y la mayor parte de la plataforma arrecifal del Pleistoceno Medio fueron sumergidos durante la transgresión sangamoniana y cubierta por el complejo arrecifal sangamoniano (”Caliza de la Terraza Baja Joven”), datada por Richards (1966). En contraste con las calizas del Pleistoceno Medio correspondientes a la Terraza Baja Antigua, el complejo arrecifal transgresivo del Sangamoniano (”Calizas de la Terraza Baja Joven”) aflora ampliamente en la superficie de la actual terraza emergida que circunda La Loma (Fig. 21). Este complejo descansa sobre calizas truncadas del Mioceno y calizas del Pleistoceno temprano (principalmente ”Calizas de la Terraza Baja Antigua”). La inconformidad entre ambas unidades está marcada por el paleo-suelo que se observa en la cueva de Schooner Bight. Las rocas de la terraza fueron depositadas hasta 8 m sobre el nivel marino actual, y en May Cliff hasta 9 m. En May Cliff, una muesca intermareal a +9 m marca el nivel alto del mar sangamoniano (Fig. 20). Esta muesca está labrada en las calizas del Pleistoceno Medio (Calizas de la Terraza Baja Antigua). Desde la formación del acantilado sangamoniano, hace alrededor de 120.000 años, la disolución por agua lluvia redujo el nivel de la terraza en aproximadamente un metro, como puede apreciarse en las afueras de la muesca.

La muesca del Sangamoniano está parcialmente rellena con restos coralinos cementados y conchas grandes de caracol pala, *Strombus gigas*, al parecer como resultado de acumulación por tormentas. Es notable la profusa incrustación de algas rojas en la cara del acantilado sangamoniano; éstas cubren también el relleno de restos coralinos. Adicionalmente, muchos corales en posición in situ del arrecife sangamoniano también están cubiertos por una capa de varios centímetros de algas rojas.

Como resultado de la transgresión sangamoniana, la mayor parte de la terraza actual de la Isla fue inundada. Dos islas emergían sobre el nivel del mar de entonces: la cresta central de La Loma y otra mucho más pequeña, la Pequeña Loma, al norte de la pista de aterrizaje (Fig. 24). Aparentemente, y debido a que la línea de costa era muy pendiente, no se desarrollaron playas de arena. Las áreas someras cerca de la costa (Perry, cerca de Little Hill, y al NW de North Cliff) fueron pavimentadas con corales incrustantes (*Diploria clivosa*), de manera similar a como se aprecia actualmente a lo

largo de la línea de acantilados en la costa occidental. La línea de costa sangamoniana debajo de las laderas orientales de La Loma está cubierta por derrumbes recientes que impiden su observación directa.

La laguna sangamoniana y el arrecife de barrera estaban esencialmente en la misma posición de la laguna y el arrecife de barrera actuales. Los arrecifes de barrera y circundantes se establecieron sobre el Poxhole Cliff. La terraza pre-arrecifal fue ya la misma que la del complejo arrecifal actual (terrazza de -20 m).

Mientras que las rocas del sargamoniano a lo largo de la costa W se levantan varios metros sobre el nivel del mar actual, el

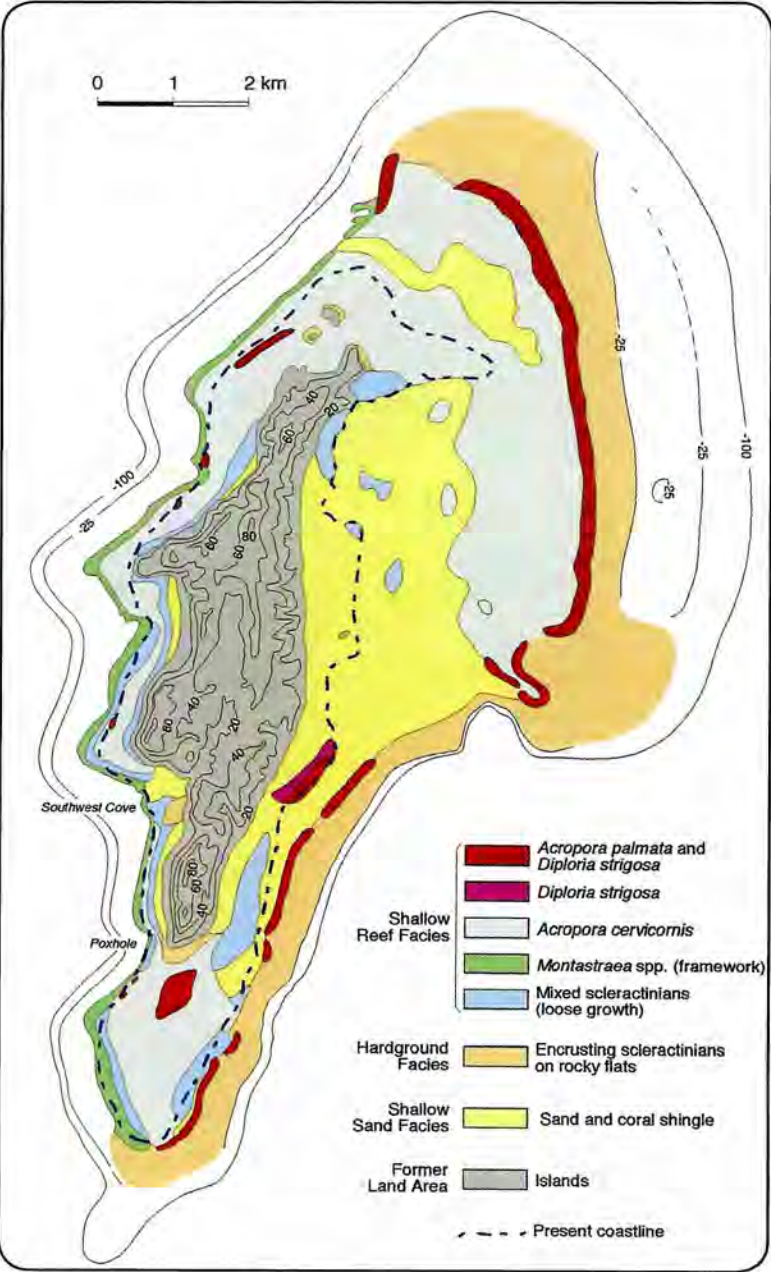


Figura 21. Distribución de facies y comunidades bentónicas a través de la plataforma del Pleistoceno Tardío (Sangamoniano) de San Andrés. Área insular en gris oscuro. La topografía terrestre es especulación. Afuera de la actual línea de costa, la interpretación de las facies es incierta (no accesibles para observación, cubiertas por sedimentos o erosionadas). Modificado de Geister (1975). (1e75).

complejo arrecifal se encuentra notoriamente más bajo en el E como resultado del basculamiento. En el E, éste aparece hoy sumergido y colonizado por el arrecife moderno o cubierto por depósitos de playa del Holoceno. Hansa Point, Cotton Cay y Haine Cay representan arrecifes de parche lagunares, hoy emergidos. Solamente algunos pocos afloramientos de las rocas del sangamoniano son depósitos lagunares que se observan a lo largo de la costa central oriental, en Rocky Cay. El arrecife y su laguna sangamoniana, subyacen al complejo arrecifal holocénico que rodea toda la isla.

A lo largo de la costa occidental las rocas del sangamoniano forman un corredor arrecifal emergido. La mayor parte del plano arrecifal fue colonizado por el coral *Acropora cervicornis* (ver también estación A 10). El talud exterior del arrecife fue colonizado por una asociación dominada por el coral *Montastraea annularis* y otras especies relacionadas. *Acropora palmata* se encuentra únicamente en la cresta de parches que estaban bajo la influencia de las olas, reforzadas por la refracción sobre la terraza. *Montastraea*, dominando las asociaciones, se encontraba en lugares muy protegidos a lo largo del margen de la laguna o cerca de la línea de costa sangamoniana (Fig. 22).

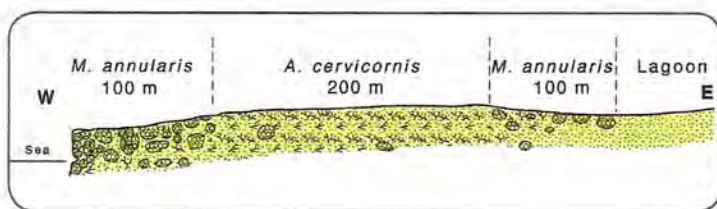


Figura 22. Perfil de zonación coralina del arrecife franjeante de sotavento durante el Sangamoniano. Costa occidental de San Andrés. Esquemático, no a escala.

Las rocas a lo largo de la costa SE corresponden al margen lagunar de un arrecife oceánico franjeante (Fig. 17). La cresta del arrecife subyace allí al arrecife actual y al canal por donde circulan actualmente las lanchas turísticas. Setos de *Acropora cervicornis* crecieron inicialmente en el plano lagunar a sotavento del arrecife. Esta es la lengua sur de la actual terraza emergida de la Isla.

Acropora palmata formó la cresta del arrecife de barrera, hoy sumergido. Ello se puede verificar en Big Reef y Broken Ground, cuando se observan las cuevas submarinas que subyacen al arrecife actual. El arrecife de barlovento está dominado por el coral de fuego *Millepora complanata*. *Acropora palmata* se presenta exclusivamente en los sitios más protegidos de la pendiente pre-arrecifal y en la parte posterior de la cresta.

La terraza costera entre Sterthenberg Point y Occasion Call, en San Luis, es también caliza arrecifal sangamoniana, y corresponde a un antiguo arrecife de borde que se disponía paralelo a la línea de costa actual. Este arrecife está mejor desarrollado en el S de Occasion Call, donde se observa una estructura entrelazada de colonias de *Diploria strigosa* con colonias grandes de *Acropora palmata* (Estación A3). El crecimiento coralino se hace discontinuo hacia el N, donde son

comunes colonias esporádicas de *Diploria* y algunas columnas de *Dendrogyra cylindrus*.

La gran mayoría de la fauna coralina en el complejo arrecifal sangamoniano no se encuentra en posición de vida; a lo largo de la costa occidental las colonias de *Acropora cervicornis* están fragmentadas; alrededor de Sterthenberg Point las cabezas están frecuentemente desenterradas e intercaladas en posición invertida, y también las colonias de *Dendrogyra* aparecen tumbadas. Los corales fragmentados no se ven con marcas de abrasión ni apilados, como podría esperarse del impacto de un huracán, por lo que su destrucción se debió probablemente a un remezón telúrico. Las fracturas extensionales que atraviesan las calizas sangamonianas cerca de Sterthenberg Point (fig. 23) están rellenas de sedimentos lagunares contemporáneos. Desde la emersión del arrecife durante el Wisconsiniano, el material litificado se presenta ahora con la apariencia de diques sedimentarios. Es evidente el relleno con concentraciones locales de conchas de moluscos (Geister 1973 a) y fragmentos coralinos (Estaciones A1, A2 y A10).

El coral predominante en toda la plataforma arrecifal sangamoniana es *Acropora cervicornis*, una especie relativamente rara actualmente en torno a la Isla. Contrasta, en cambio, la ausencia de *Millepora* en el arrecife del Sangamoniano, en tanto que esta especie se constituye en uno de los principales constructores del andamiaje arrecifal moderno de la Isla. La razón de esta distribución coralina divergente en localidades de barlovento y sotavento en el pasado y presente se debe

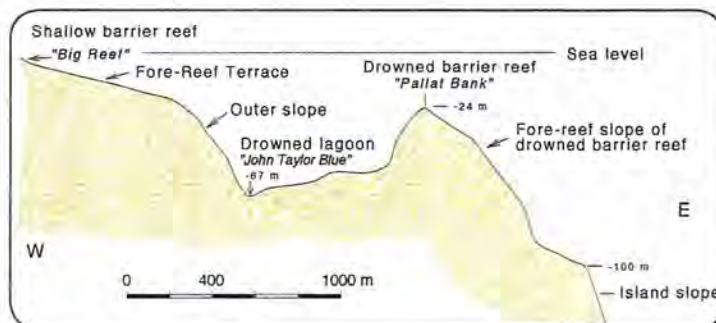


Figura 23 Perfil a través de la barrera hundida de Pallat Nak en San Andrés con su correspondiente laguna (John Taylor Blue). La cresta de la barrera se sitúa a una profundidad mínima de 24 m y a 43 m sobre el fondo de John Taylor Blue. Elaborado a partir de un perfil ecosónico entre Big Reef Pallat Bank en 1970. Exageración vertical aproximadamente 10 x. Adaptado de Geister (1983).

seguramente a que la terraza arrecifal del Sangamoniano se sitúa a una profundidad mayor que la de los arrecifes actuales. Una mayor profundidad de la cresta del arrecife de barrera comparada con la situación actual se infiere también de la distribución de la malacofauna (Geister 1973a). La fauna coralina sangamoniana se lista en Geister (1975: tabla 9) y la de moluscos en Geister (1973b) y García-Llano (1998).

Corales pleistocénicos bien preservados (*Montastraea annularis*, *M. cavernosa*, *Dichocoenia stokesi*) se encuentran en Sam Wright Hil a una altura de +65m sobre un sustrato de rocas coralinas del Mioceno (Geister 1975), lo que indica un nivel marino alto de edad no conocida. Sin embargo, con base en las curvas de

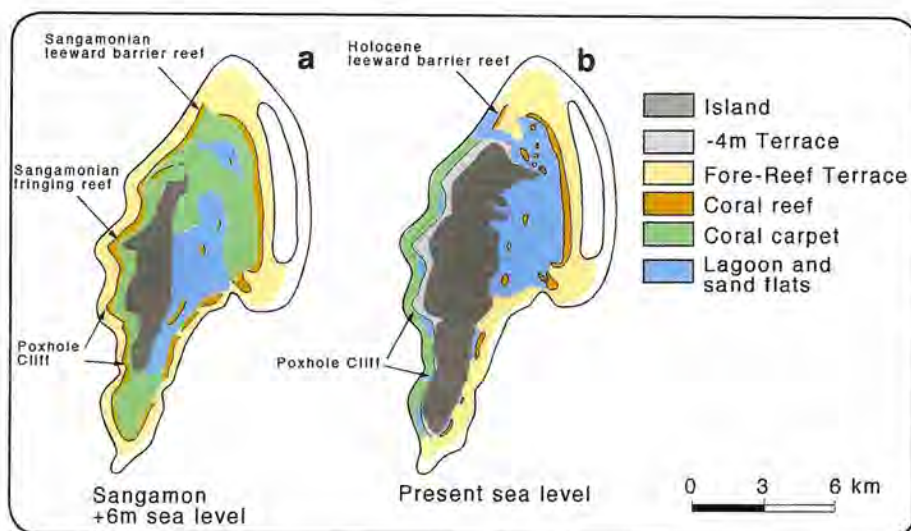


Figura 24. La continuación sumergida hacia el norte del arrecife franjeante del Sangamoniano está cubierta por facies arrecifales del Holoceno que forman la actual barrera arrecifal de sotavento de San Andrés.

Situación paleogeográfica (a): alto nivel marino (+8m) en el Sangamoniano. El arrecife franjeante se establece en la cima de Poxhole Cliff a fines del Yarmouthiano (?) que se extiende paralelo a la costa occidental. Hacia el N, éste se separa de la costa y se convierte en barrera de sotavento. Towards N it detaches from the coast and becomes a leeward barrier reef. Situación (b): Nivel marino actual. Sólo el margen bajo de la plataforma occidental y la barrera de barlovento del Sangamoniano fueron inundados y colonizados por corales al final de la transgresión holocénica. La barrera arrecifal actual se establece sobre los altos topográficos precedentes.

nivel del mar actualmente aceptadas, debe excluirse una edad sangamoniana para estos corales, aunque por el momento no es posible sugerir una edad alternativa.

d) Las Terrazas Arrecifales Sumergidas Profundas.

El arrecife de barrera pleistocénico sumergido ("Pallat Bank"), con su laguna adyacente ("John Taylor Blue"), fueron visitados en diferentes inmersiones y con ecosondas en el margen NE de la plataforma insular. Hoy, su cresta alcanza una profundidad mínima de 24 (Fig. 23). Este rasgo topográfico está cubierto por algas y corales recientes. Abundan los corales escleractinios (*Colpophyllia natans*, *Diplora* sp., *Porites porites*, *Eusmilia fastigiata*), octocorales y esponjas, todas reconocidas en inmersiones realizadas en el área de la cresta oriental, al E de Haines Cay, en 1973. El fondo de John Taylor Blue está cubierto en buena parte por arena y lodos biotriticos. Pallat Bank es un arrecife de borde de plataforma, indudablemente del Pleistoceno (probablemente Pre-sangamoniano), que se formó durante uno o más niveles bajos del mar. Por ahora nada puede decirse de la estructura interna y edad absoluta del arrecife Pallat Bank.

Una terraza submarina entre -35 y 40 m, angosta pero consistente, rodea la Isla de San Andrés y se observa también en Providencia. Su ocurrencia al mismo nivel en los dos costados de San Andrés, tanto en el subsidente (E) como en el ascendente (W), sugiere una edad más bien reciente, probablemente del Wisconsiniano. La ausencia de un nivel de -40 m en el escarpe vertical de Bocatora Hole excluye una edad holocénica para esta terraza.

Adicionalmente, las investigaciones batimétricas identifican terrazas submarinas a profundidades de -56 m y entre -90 y

-100 m al frente de la plataforma subsidente oriental (ver Fig. 16). Ninguna de estas terrazas se conoce en el margen occidental ascendente.

6.1.4. Datación Relativa y Absoluta de las Terrazas Marinas del Pleistoceno, los Acantilados y los Arrecifes Coralinos.

a) Relación Truncamiento/Superposición y Tasa de Basculamiento

La Terraza Inferior Antigua (+12 m) fue truncada en su margen exterior por la terraza pre-arrecifal (-20 m) en frente de Poxhole Cliff y, por consiguiente, debe ser más antigua. Sin embargo, la caliza de la Terraza Inferior Antigua está parcialmente truncada por la Terraza Inferior Joven en dirección a tierra desde Poxhole Cliff. La formación de la terraza del Holoceno (-4 m) continúa hoy de forma evidente. El plano de truncación a lo largo del acantilado moderno corta rocas tanto de la Terraza Inferior Antigua como de la Terraza Inferior Joven. Es a partir de estas observaciones que podemos concluir que la Terraza Inferior Antigua es el rasgo geomorfológico más antiguo, seguido de la Terraza Pre-Arrecifal (-20 m), La Terraza Inferior Joven (+9 m) y la Terraza de -4 m.

Debido a la reducida tasa de basculamiento de la Isla (levantamiento estimado en apenas unos pocos milímetros por cada 100 años en May Cliff; ver Capítulo 6.1.5), las terrazas más jóvenes escasamente muestran una diferencia notable en su elevación entre los márgenes occidental y oriental de la plataforma. Las terrazas más antiguas estarían notablemente más bajas en el E y más altas en el W. Examinando los niveles correspondientes de los márgenes externos de las terrazas y las muescas intermareales en el E y en el W, se obtiene un indicio de la edad relativa de las terrazas:

- La Terraza Inferior Antigua aflora a 12 m de altura en el W (May Cliff, North Cliff), mientras que desaparece completamente en el E de la Isla al quedar sumergida y cubierta por depósitos más recientes.

- El margen interno de la terraza pre-arrecifal (a lo largo de Poxhole Cliff) se sitúa a -10 m en Cat Bay (costa occidental, cerca de South Point) y se profundiza a -15 m en dirección E desde South Point. El relieve submarino del acantilado sumergido se reduce hasta el punto que llega a confundirse con las superficies de la terraza pre-arrecifal y del talud pre-arrecifal; estos últimos se hacen inseparables con criterios geomorfológicos al frente del arrecife de barrera.

— El borde externo de la plataforma de la terraza pre-arrecifal se sitúa a 18-20 m de profundidad en frente de la costa W y SE, pero está a 25-35 m de profundidad en Pallat Bank, en el extremo oriental del margen de la plataforma, donde está colonizada por estructuras coralinas de espesor desconocido.

— La Terraza Inferior Joven se levanta a 7 m sobre el actual nivel del mar en el acantilado de la costa occidental (Morgan Jump, Masily). A lo largo de la costa oriental, el mismo acantilado se eleva apenas a 0,5 m o desaparece completamente en sectores donde la Terraza Inferior Joven está sumergida y cubierta por el arrecife de borde o por sedimentos de playa.

— La Terraza de -40 está igualmente presente entre -35 y -40 m a lo largo de la mayoría de los taludes externos oriental y occidental. El cubrimiento parcial de la terraza por sedimentos no permite una determinación precisa de su nivel original. Es notorio, sin embargo, que el margen externo de la terraza siempre se localiza alrededor de la isla entre -35 y -40 m, lo que indica un corto periodo de basculamiento desde su formación y una edad muy reciente de esta terraza.

Todas estas observaciones muestran un efecto continuo de basculamiento hacia el oriente. Las relaciones de truncamiento/superposición y los efectos del buzamiento son evidencia convincente para determinar la edad relativa de estas unidades geomorfológicas, de más antigua a más joven así:

— La Terraza Inferior Antigua y los escarpes insulares altos (May Cliff, North Cliff) con la muesca terminal y su correspondiente complejo arrecifal.

— La Terraza pre-arrecifal y el Poxhole Cliff con la muesca terminal de -8 m.

— La Terraza Inferior Joven limitada por la línea de acantilado terrestre, la muesca terminal y el complejo arrecifal fósil.

— La terraza de -40 m

— La terraza de -4 m y el complejo arrecifal moderno que se le superpone.

b) Evidencia Radiométrica y Tasa de Disolución Vertical de las Calizas por Lluvia.

Richards (1966) obtuvo una edad Ionium de 125.000 +/- 10.000 años A.P. en corales de la Terraza Inferior Joven de San Andrés. Esta edad corresponde precisamente con la "sub-etapa 5e" de la estratigrafía isotópica, del standard de oxígeno marino. Los depósitos arrecifales de la "sub-etapa 5e" se formaron durante la gran transgresión del Sangamoniano (Eem). No se encontraron corales apropiados para datación radiométrica en depósitos arrecifales más antiguos. La edad de esta terraza es clave para estimar por extrapolación la edad de otras transgresiones, hasta tanto no se disponga de nuevos datos radiométricos.

El grado de meteorización de las calizas, por disolución, muestra entre las terrazas levantadas que las más antiguas son las más altas a la vez las más severamente erodadas. La duración de la emersión se puede estimar por la reducción de nivel de las calizas por disolución. El nivel de base para esta medida es la cara horizontal inferior de la muesca, y formada a continuación de cada terraza en el acantilado costero. Durante el proceso de disolución de la terraza, la cara inferior de la muesca está protegida de la lluvia y por consiguiente conserva su nivel original. Como resultado, la cara del acantilado encima de la muesca tiene continuación vertical debajo de la misma, la que se puede llamar "escarpe de disolución". El escarpe de disolución de las terrazas del Pleistoceno puede ser de varios decímetros a metros de altura. La altura del escarpe de disolución refleja el tiempo relativo en que estuvo expuesta la terraza a la lluvia, desde cuando el mar se retiró. Los escarpes de disolución se encuentran especialmente bien desarrollados en las paredes de North Cliff (fig. 20).

La superficie de la terraza sangamoniana, en frente de la muesca sangamoniana, se ha reducido un metro en cerca de 100.000 años en May Cliff (fig. 23), lo que corresponde a una tasa de disolución de 1 mm cada 100 años. Asumiendo una tasa constante de precipitación de lluvias desde el Pleistoceno Medio, la duración de los periodos de emersión de otras terrazas debe reflejarse en la cantidad de reducción del nivel de cada terraza en particular. También de la altura de los escarpes de disolución se puede derivar un estimativo de edad. Usando este método se ha calculado la edad de dos escarpes más, así:

1) La altura máxima del escarpe de disolución debajo de la muesca terminal de la Terraza Inferior Antigua es por lo menos de 3m en North Cliff y de 4 a 5 m en May Cliff. La duración del tiempo de exposición sub-aérea sería del orden de 300.000 a 500.000 años, a considerar como valores mínimos, puesto que las calizas del Sangamoniano cubrieron el margen de la terraza situada frente al acantilado; así, la disolución de las calizas ha podido demorar la reducción del nivel de la terraza en unos 100.000 años o más.

2) Un escarpe de disolución de 1,5m del Poxhole Cliff se puede observar en el área de Cat Bay, debajo de la muesca de -8m en la terraza de -20 (o terraza pre-arrecifal). La duración de la reducción de la terraza podría ser de 150.000 años; pero ya que esta terraza fue re-inundada por la transgresión sangamoniana por cerca de 50.000 años, la edad de la terraza pre-arrecifal podría ser del orden de 200.000 años. Además, si los sedimentos del Sangamoniano se depositaron en frente del acantilado, la reducción del nivel de la terraza ha podido tardar aún más.

c) Evidencia Proveniente de la Posición Eustática de Paleo-Niveles del Mar y la Sucesión de Ciclos Climáticos.

Evidencia reciente obtenida en depósitos de talud en las Bahamas (Robinson et al. 2002) y estalagmitas sumergidas en Italia (Bard et al. 2002) señalan la existencia de niveles del

mar prolongados y repetitivos, con tendencia transgresiva entre -20 m y -8 m durante la etapa isotópica 7 (Interglacial Yarmouthian / Holsteinian, 240.000 a 180.000 años A.P.). Se cree entonces que estas transgresiones mundiales podrían ser el origen de la truncación de la terraza pre-arrecifal.

El período cálido mayor, antes del interglacial Yarmouthiano / Holsteiniano, fue el complejo Cromeriano en el Pleistoceno Medio, entre 500.000 y 800.000 años A.P.; este corresponde en parte al interglacial Aftoniano de la escala de tiempo norteamericana. Es concebible que los 300.000 años de duración del complejo Cromeriano pudieron haber sido suficientes para producir la truncación de gran parte de la isla miocénica y la peneplaneación de la Terraza Inferior Antigua. Esto ha podido ocurrir durante varias transgresiones sucesivas del Pleistoceno Medio. Una muesca terminal de un acenso final del nivel del mar se encuentra a +13 m en May Cliff y North Cliff.

**6.1.5. Tectónica Pleistocénica:
Tasas Absolutas de Bascamiento y
Fracturamiento.**

El basculamiento de la isla comenzó ya en el Mioceno tardío (alrededor de 10 millones de años). Desde entonces, el área de May Cliff se ha levantado cerca de 500 m (ver fig. 18). Esto correspondería a una tasa promedio del orden de 5mm cada 100 años. El levantamiento cuaternario de May Cliff está documentado en la muesca terminal sangamoniana que hoy se sitúa a +9 m. En otras áreas tectónicamente estables, el nivel máximo de transgresión del Sangamoniano alcanzó +6 m sobre el nivel del mar actual. La diferencia entre los niveles de +6 y +9 en May Cliff sugiere un levantamiento de 3m durante los últimos 125.000 años, lo que corresponde a una tasa promedio de 2.5 mm cada 100 años. No se puede discernir, con los datos disponibles, si el basculamiento fue gradual o episódico. A pesar de que las estimaciones referidos son inexactas, la evidencia es clara en el sentido de que el basculamiento de la Isla continúa hoy con el mismo orden de magnitud que en el Mioceno tardío.

El levantamiento puede ser útil para estimar el nivel original de la “muesca intermareal de +13 cromeriana” en May Cliff y North Cliff. Si ésta es realmente Cromeriana, debe usarse una edad mínima de 500.000 años para su cálculo. Así que usando la tasa promedio de 2.5 mm/100 años durante el Pleistoceno, el levantamiento total desde la formación de la muesca llegaría por lo menos a 12 m. Si este estimativo es correcto, el nivel del mar cromeriano debió haber estado situado muy cerca del actual, o unos pocos metros más abajo. Como consecuencia, en la isla de Providencia o sus alrededores no puede existir un acantilado cromeriano, ya que allí no hubo levantamiento alguno.

Evidencia adicional de movimientos tectónicos persistentes se obtiene de un buen número de fracturas extensionales que disectan las rocas arrecifales del Mioceno y Pleistoceno (fig.

25). En estas fracturas no se observa desplazamiento vertical ni lateral, solamente grietas abiertas generalmente menos de 10 cm. Muchas de las fracturas se encuentran en las rocas del Mioceno, mostrando que el fallamiento fue frecuente en tiempos pre-sangamonianos. El rumbo general es NNE/SSW y NW/SE, y no continúa lateralmente en las rocas del Sangamoniano. Algunas cambian un poco en dirección, pero en general siguen el esquema tectónico regional.

Algunas de las fracturas cerca de Sterthenberg Point se formaron durante el Sangamoniano, cuando la terraza estaba inundada, y las grietas se llenaron de sedimentos marinos; conchas de moluscos aparecen concentradas en estos espacios (Geister 1973b). Sin embargo, la mayoría de las fracturas visibles en la Terraza Inferior Joven se desarrollaron después de la emersión del arrecife sangamoniano, en el Wisconsiniano. Estas grietas se rellenaron luego con calcita (speleothem) y

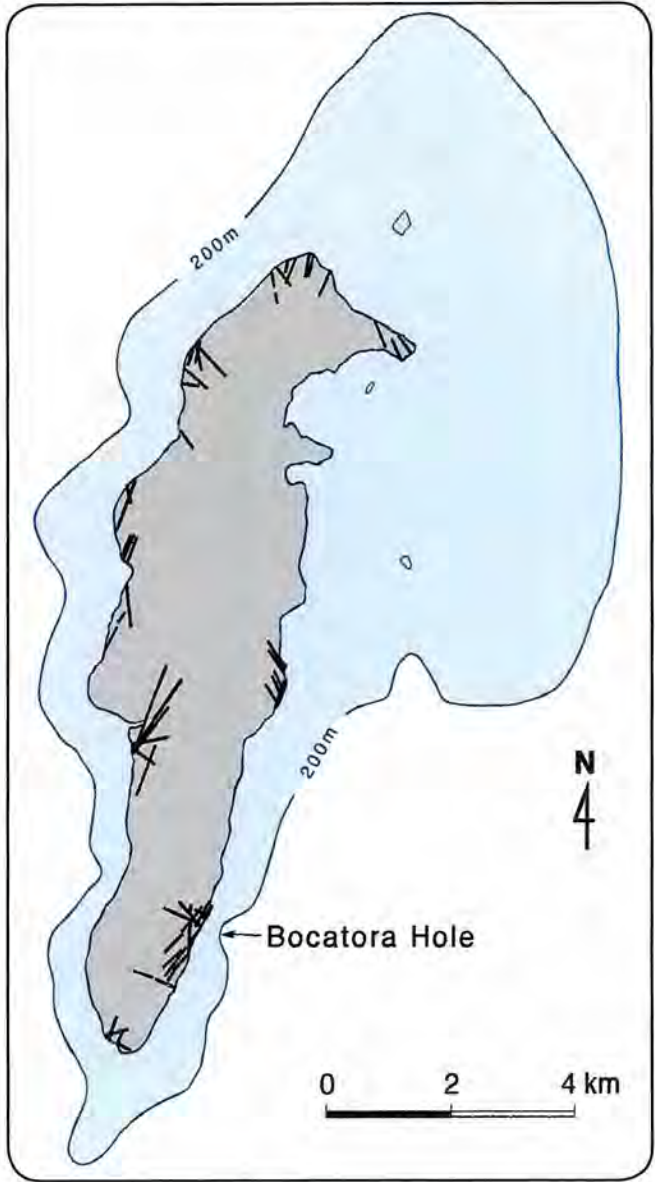


Figura 25 Distribución de las fracturas extensionales que atraviesan la terraza arrecifal del Sangamoniano a lo largo del litoral de San Andrés. La mayoría de las fracturas no pueden seguirse tierra adentro debido a la vegetación o a los depósitos de playa. Nótese la concentración de fracturas al frente de Bocatora Hole. Adaptado de Geister (1975).

más tarde se meteorizaron, de manera que aparecen como “diques calcáreos” cuando la roca queda expuesta a la disolución cerca a la línea de costa o debido a los ácidos del suelo en la plataforma terrestre. A lo largo de la costa SE, cerca de Bocatora Hole, se observan “diques” aún más jóvenes, con grietas parcialmente llenas de calcita o todavía abiertas. El fracturamiento reciente a lo largo de la costa SE – de edad Holoceno temprano – seguramente dio lugar al colapso del margen de la plataforma en frente de Rocky Point, generando así un escarpe vertical submarino, muy grande, en el borde de la plataforma insular (“Bocatora Hole”). Adicionalmente, en la terraza pre-arrecifal, al SW de Elsie Bar Channel y a una profundidad de más de 10 m, se encontraron grietas completamente abiertas. Las más espectaculares están expuestas bajo el agua al borde del acantilado de Bocatora Hole (Estación C1). Estas fracturas también deben ser de edad holocénica y parecen estar relacionadas con las que afloran en la costa. La formación de todas estas fracturas extensionales en San Andrés pueden guardar relación con los continuos movimientos distensionales de las estructuras de graben localizadas al W y E de las islas.

Las estructuras kársticas en la isla están claramente controladas por fracturas. Numerosas fracturas con orientación NNE en el área central de La Loma producen una serie de dolinas colapsadas que luego se rellenaron con arcillas, formando así una cadena de pozos, como se encuentra hoy en Duppy Gully (fig. 15). Algunas dolinas vacías se aprecian en la prolongación norte de esta cadena de pozos. No se observa corriente alguna que conecte los diferentes pozos, la que pudiera ser responsable de la erosión del valle.

Al igual que en La Loma, las cuevas kársticas de la Formación San Luis están controladas por fracturas. También las paredes de May Cliff y North Cliff fueron pre-determinadas por fracturas; después de la truncación de las transgresiones del Pleistoceno, las paredes exteriores del acantilado colapsaron aprovechando planos de fracturas y seguramente como respuesta inmediata a los sismos.

6.1.6. Historia Geológica del Complejo Arrecifal Actual desde la Transgresión del Pleistoceno Medio.

Gran parte de la historia geológica del complejo arrecifal moderno se puede reconstruir desde el Pleistoceno Medio. Las calizas de la Formación San Luis formaron el basamento del arrecife moderno donde hoy día se encuentra sumergido. Tal como se detalló en el capítulo precedente, la relación espacial y temporal de estas calizas y su geomorfología son claves para descifrar la paleogeografía de la Isla y los arrecifes que la rodean.

La configuración del complejo arrecifal moderno se desarrolló en por lo menos siete distintas fases transgresivas y regresivas, registradas en la topografía submarina y terrestre. Cada una de las transgresiones interglaciares resultó en el truncamiento

parcial del cuerpo de calizas existente y el subsiguiente depósito de un nuevo complejo arrecifal sobre la inconformidad. La regresión glacial condujo a la emersión del complejo arrecifal, su karstificación y formación de paleosuelos. Una representación esquemática de los cambios sucesivos del nivel marino y sus efectos en la geomorfología arrecifal se encuentra en Geister (1983: fig. 24).

A continuación, se presenta la secuencia de eventos sugerida por las observaciones descritas en los capítulos 6.1.4. y 6.1.5:

a) Las Transgresiones Interglaciares del Cromeriano (Aftoniano?)

El truncamiento de gran parte de la periferia del atolón del Mioceno fue seguido por sedimentación del complejo arrecifal de la Terraza Inferior Antigua en el “Pleistoceno Medio” (“Complejo Cromeriano”). Probablemente en este truncamiento participaron más de una transgresión, hecho fundamental en la formación de la plataforma insular actual y de la terraza terrestre. La línea costera final de esta transgresión está marcada por el escarpe interior, fuertemente meteorizado, conservado bien en May Cliff, North Cliff y Little Cliff. La edad de esta línea de escarpes debe ser del orden de 500.000 años. El arrecife periférico de aquella época fue probablemente un arrecife de barrera situado cerca del margen de la plataforma insular actual.

b) La Regresión Glacial del Kansasiano (Elsteriano)

Al interglacial del Aftoniano siguió la caída del nivel del mar durante el interglacial Kansasiano (Elsteriano). Actualmente no existe ningún rasgo geomorfológico que pueda relacionarse con seguridad con este bajo nivel eustático.

c) Las Transgresiones Interglaciales del Yarmouthiano (=Holsteiniano)

La terraza de -20 m se formó por el truncamiento marginal del complejo arrecifal de la Terraza Inferior Antigua. En dirección hacia el interior de la isla, el estadio terminal de esta transgresión está documentado en la muesca intermareal en la cara de un escarpe, en gran parte sumergido (Poxhole Cliff) en el nivel de -8 m. Esta muesca corta horizontalmente 6-8 m de la caliza antigua. Debido al efecto de basculamiento de la isla, el Poxhole Cliff se hace imperceptible hacia el E y se acuña en gran parte de la plataforma insular aproximadamente a 15 m bajo el nivel marino actual. Esta línea de escarpes debe tener una edad aproximada de 200.000 años. La caliza arrecifal depositada durante esta transgresión subyace probablemente los sedimentos arrecifales del Sangamoniano y Holoceno de la terraza pre-arrecifal. La misma debe encontrarse también bajo los depósitos recientes que cubren el talud superior de la isla y que serían accesibles solamente mediante perforaciones.

d) La Regresión Glacial del Illinoiano (=Saaliano)

El descenso del nivel del mar que siguió al interglacial Yarmouthiano produjo una prolongada emersión de toda la plataforma insular (glaciación Illinoiana). Este bajo nivel marino persistió por aproximadamente 60.000 años. Sobre las calizas emergidas se desarrolló entonces una superficie erosional y un paleosuelo. No se observan más rasgos geomorfológicos que se puedan con seguridad relacionar con este evento.

e) La Transgresión Interglacial del Sangamoniano (Eemiano)

Luego de la regresión Illinoiana, el antiguo escarpe y la plataforma calcárea adyacente se sumergieron rápidamente como resultado del ascenso del mar durante la gran transgresión Sangamoniana. A continuación se desarrolló un nuevo complejo arrecifal ("calizas de la Terraza Inferior Joven") sobre la superficie topográfica antecedente, marcada por el paleosuelo illinoiano. El nuevo arrecife de barrera se establece sobre la elevación topográfica del Poxhole Cliff, rodeado por la terraza de -20 m, de edad yarmouthiana. Se trata de un banco-arrecife de barrera con la terraza de -20 m como terraza pre-arrecifal.

Los sismos que afectaron el fondo marino en esa época se manifiestan como grietas extensionales rellenas por sedimentos contemporáneos consolidados posteriormente. Las calizas del Sangamoniano afloran en la terraza de la isla, donde no están cubiertas por depósitos de playa holocénicos. El máximo nivel marino en el Sangamoniano ocurrió hace 125.000 años aproximadamente.

f) La Regresión Glacial del Wisconsiniano (=Weichseliano)

La regresión post-Sangamoniana condujo a un brusco descenso del nivel del mar durante la glaciación Wisconsin, que duró aproximadamente 70.000 años. Este evento provocó la emersión y sometimiento a procesos kársticos de la isla actual y la plataforma insular circundante.

Una transgresión menor durante la glaciación Wisconsin truncó la pendiente exterior a una profundidad aproximada de 35 a 40 m, dando origen a una terraza angosta a -40 m que se extiende alrededor de la isla. Sobre las calizas expuestas del Sangamoniano se formó un suelo rojo. Las fracturas abiertas se llenaron parcial o totalmente con calcita.

g) La Transgresión Postglacial del Holoceno

La transgresión del Holoceno re-inundó finalmente, hace aproximadamente 3.000 años, la mayoría de la periferia del complejo arrecifal sangamoniano. El actual complejo arrecifal se estableció encima de la topografía antecedente disponible.

Debido al basculamiento persistente y la consecuente subsidencia del flanco oriental de la isla, el complejo arrecifal sangamoniano quedó casi completamente inundado por esta

transgresión. La nueva laguna coincide en posición con la laguna del Sangamoniano. La cresta del arrecife sangamoniano de barlovento quedó completamente sumergida a por lo menos 3 m y fue sobre-crecida por la barrera holocénica. Sólo las áreas más altas del arrecife de barrera (barlovento) sangamoniano se elevan actualmente sobre el nivel del mar actualmente. La terraza de -20 m rodea la plataforma actual formando un complejo de banco arrecifal con barrera y con una terraza pre-arrecifal muy similar a la del Sangamoniano. Como resultado del levantamiento continuo del flanco occidental de la isla, el arrecife franjeante de sotavento del Sangamoniano continúa emergido.

Durante las fases finales de la transgresión holocénica y desde hace 3.000 años, la antigua línea de escarpes de Poxhole Cliff (cubierta por corales del Sangamoniano) se truncó a lo largo de casi toda la costa occidental; el resultado fue la formación de segmentos de una terraza holocénica de -4 m (fig. 21).

La cara sub-vertical del margen exterior de esta terraza corresponde con la línea de costa "Poxhole Cliff" pre-sangamoniana. Esta terraza de -4 m, aunque discontinua, se puede seguir a lo largo de toda la costa occidental (fig. 15). Al NW de German Point, el arrecife periférico sangamoniano se desprende de la línea de costa actual y conforma el basamento del "Bar", el arrecife de barrera de barlovento actual de San Andrés (fig. 27).

En Top Blowing Rock y Table Rock, el subyacente Poxhole Cliff se hace visible nuevamente, incluyendo su muesca de -8 m. Aunque localmente interrumpido por erosión, el Poxhole Cliff parece conectarse topográficamente con el arrecife de barrera al NE de Snapper Shoal Channel.

La acreción de la playa en la línea costera oriental cubrió la mayor parte de las calizas del Sangamoniano con arena biotritica. Johnny Cay y Rose Cay son islotes arenosos situados sobre la terraza lagunar. Ambos se formaron después del ascenso holocénico del mar por acumulación de escombros coralinos y arena producidos durante tormentas.

6.1.7. Características Principales del Complejo Arrecifal Reciente

El complejo arrecifal que rodea a San Andrés tiene aproximadamente 18 por 10 km, y orientación NNE (fig. 26). La barrera de barlovento protege las lagunas septentrionales y orientales de las marejadas oceánicas. Debido a que la cresta de la barrera norte (Big Reef) está entre -1 m y -2 m de profundidad, las olas rompen y pasan a la laguna, razón por la cual las aguas de la laguna norte son más agitadas que en la oriental, donde existe una barrera semi-emergida (East Reef). A lo largo de la costa SE, la barrera se aproxima a la línea de costa y se convierte en una barrera franjeante. Los arrecifes someros y profundos que esporádicamente aparecen en la laguna son arrecifes aglomerados o del tipo plataforma. Arre-

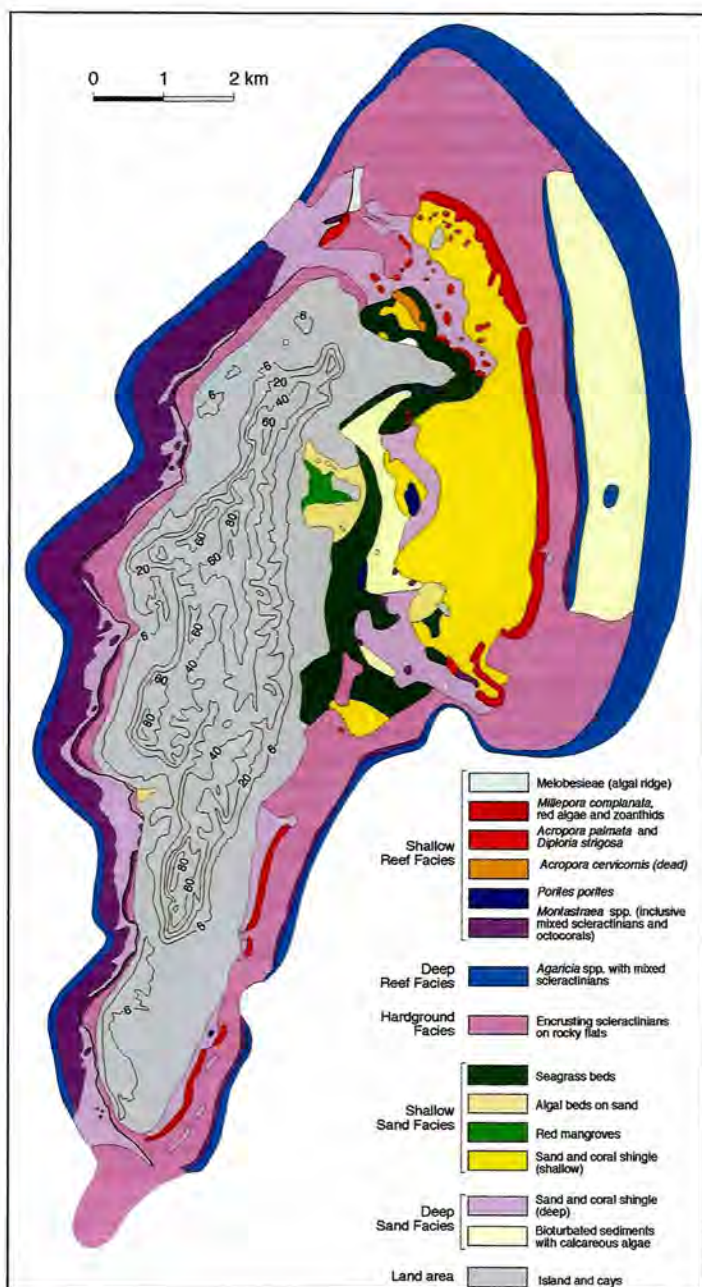


Figura 26. Distribución de facies de fondo y de comunidades bentónicas en la plataforma insular Reciente y topografía de San Andrés. Las facies de fondo se clasifican de acuerdo al sustrato (arrecifal, lagunar, sustrato duro) y pueden subdividirse según la distribución de las comunidades bentónicas. Líneas topográficas en metros. Adaptado de Geister (1975).

cifes franjeantes se presentan frente a la costa norte (Little Reef), en Hansa Point, Paradise Point y Cotton Cay.

Las olas que rompen en la cresta profunda del Big Reef producen una corriente superficial que fluye por los canales hacia la laguna y es la responsable de la formación de surcos orientados desde la cresta hacia la laguna. Estos surcos no afectan el pre-arrecife. En contraste, East Reef presenta un plano arrecifal somero y las olas rompientes se reflejan hacia mar afuera y se forma un sistema de surcos en el pre-arrecife.

El arrecife de barlovento está dominado por el coral de fuego *Millepora* spp. y colonias de *Palythoa* sp. con parches aislados de crestas algales donde el oleaje es más fuerte. Las crestas

algales bien desarrolladas son características en los arrecifes de barlovento de los atolones en el Indo-Pacífico; éstos están bajo la influencia constante de fuertes marejadas. Las crestas someras de los arrecifes lagunares están colonizadas por *Acropora palmata* (en zonas muy expuestas) o por *Porites porites* (en zonas más protegidas). Los arrecifes profundos en la laguna están dominados por *Montastrea annularis* asociado con especies de aguas tranquilas. La profundidad del agua en las dos lagunas es inferior a 12 m, y allí predomina *Acropora cervicornis*. Ya antes del evento de blanqueamiento coralino en el Caribe, en los años 1983 / 84, la mayoría de estas especies habían muerto. Sólo hasta el año 2001 se empezaron a observar signos de recuperación, y setos vivos de *Acropora cervicornis* son aun muy raros alrededor de la isla.

Hacia el norte de la isla existe un segmento corto de barrera arrecifal de sotavento con *Acropora palmata* en la cresta y *Montastrea annularis* y especies asociadas en la pendiente pre-arrecifal. A lo largo de la costa occidental no se desarrollan verdaderos arrecifes coralinos. Sin embargo, en la terraza de -4 m. aparecen esporádicamente corales que se hacen más abundantes hacia la margen externa. La costa occidental está expuesta a fuertes marejadas causadas por los vientos del N al NW, causando abrasión en los planos someros de la terraza.

La terraza de -20 m (terrazza pre-arrecifal) forma un anillo exterior alrededor de la isla presentando escaso crecimiento coralino en el N, E y S. En el W está cubierto por sedimentos en áreas próximas al escarpe costero; hacia el margen externo, la mayor parte de la superficie de la terraza está densamente cubierta por octocorales, grandes colonias de *Montastrea* spp. y diversos escleractinios de menor talla. En la fig. 26 se muestra la distribución de estas comunidades.

La aparición del talud externo del arrecife está marcada por la caída del margen externo de la terraza de -20 m., que se inicia entre -18 m y -25 m. Ocasionalmente, el sector superior de la pendiente es casi vertical, interrumpido por una franja angosta de sedimentos, entre -35 m. y -40 m ("terrazza de -40 m."). La parte superior del talud está por lo general densamente cubierta por corales escleractinios hasta -30 m, generalmente especies masivas que adoptan formas planas de crecimiento (*Montastrea* spp.; *Colpophyllia natans*, etc.) a medida que aumenta la profundidad. Ya a -25 m, las esponjas y los actocorales predominan sobre los escleractinios. Por debajo de -30 m, las esponjas y los octocorales dominan claramente, y los corales continúan decreciendo en número de especies y abundancia. Por debajo de -40 m, las algas verdes del género *Halimeda* cubren amplias porciones del sustrato, incluso de las paredes verticales. En las fuertes pendientes o escarpes verticales, los corales se hacen muy escasos más allá de -50 m, y las superficies rocosas están parcialmente cubiertas por esponjas y octocorales. El decrecimiento de la cobertura coralina con la profundidad es similar tanto en las pendientes orientales (Sterthenberg Point) como en las occidentales (Bar y Poxhole) y parece ser más acusado en zonas donde el sustrato es más empinado, probablemente debido a la reducción de

iluminación. En la pared vertical de Bocatora, el crecimiento de esclerectinios está restringido a los -30 m. Los cambios en composición de las comunidades béntónicas con la profundidad se muestran en las figs. 27 a 30.



Figura 27. Talud arrecifal externo al E de Sterthenberg Point, San Andrés, a -20m. Grandes escleractinios aplanados y octocorales ramificados son comunes. Obsérvese una colonia de *Colpophyllia natans* en el centro y colonias aplanadas de *Montastraea* sp. al fondo, Marzo de 1999.



Figura 28. San Andrés. Talud arrecifal externo al E de Sterthenberg Point a -30 m. Se aprecia reducción de la cobertura coralina y abundancia del alga verde *Halimeda* sp. Marzo de 1999.

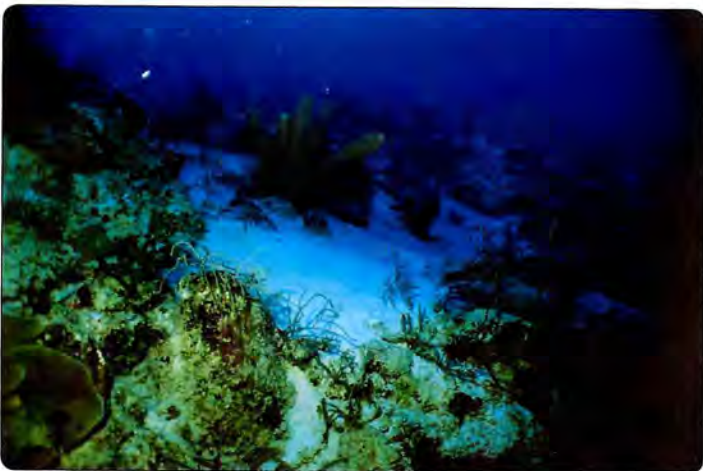


Figura 29. San Andrés. Talud arrecifal externo al E de Sterthenberg Point a -45 m. Talud de arena y predominancia de octocorales sobre fondo duro. Marzo de 1999.

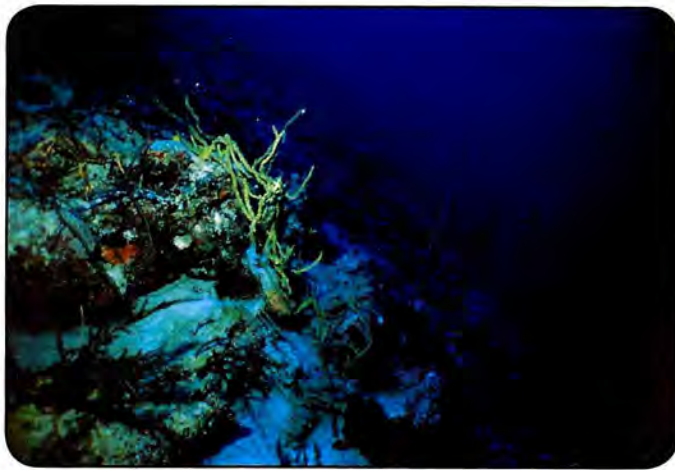


Figura 30. San Andrés. Talud arrecifal externo al E de Sterthenberg Point a -52m. Cantil pronunciado sin cobertura de corales, sólo esponjas y octocorales. Marzo de 1999.

6.2 Geología Insular y los Arrecifes de Providencia y Santa Catalina

La Isla de Providencia se extiende 7,2 km en sentido N-S y 6,2 km en sentido W-E y tiene un área de 21 km², a los que se suman otros 1,2 km² de la Isla Santa Catalina, situada inmediatamente al norte. Ambas islas son casi enteramente volcánicas. Los picos escarpados se elevan a más de 360 m en el centro de Providencia. Santa Catalina es más baja, con alturas inferiores a 130 m. Solamente en el sur de Providencia existen algunas intercalaciones de calizas arrecifales del Mioceno entre series volcánicas y depósitos marinos Cuaternarios.

La primera publicación sobre la petrografía de la isla fue la de Keely (1931) quién describió algunas muestras tomadas durante la expedición Pinchot South Sea (1930). Las primeras observaciones de campo se deben a Mitchell (1953, 1955), Hubach (1956), Pagnacco & Radelli (1962) y Kerr (1978). Geister (1992) presentó la primera síntesis de la historia geológica de la isla. Nuevas observaciones se realizaron durante la cartografía geológica en 2002, en colaboración con Alvaro Nivia (INGEOMINAS, Bogotá), las que contribuyeron sustancialmente al conocimiento geológico y estructural de la isla. La historia geológica de Providencia (con Santa Catalina), tal como se entiende hoy, se ilustra y describe en la fig. 31.

Providencia y Santa Catalina se separaron como islas en tiempo histórico. No existen estructuras volcánicas separadas que pudieran sugerir orígenes diferentes. Por el contrario, ambas islas forman parte del mismo cono volcánico compuesto. Santa Catalina es una reliquia erosional de la parte más norte del mismo complejo volcánico de Providencia. Durante el nivel del mar Wisconsiniano, las masas volcánicas aún emergían como una sola unidad. Después de la inundación de la plataforma insular a finales de la transgresión del Holoceno,

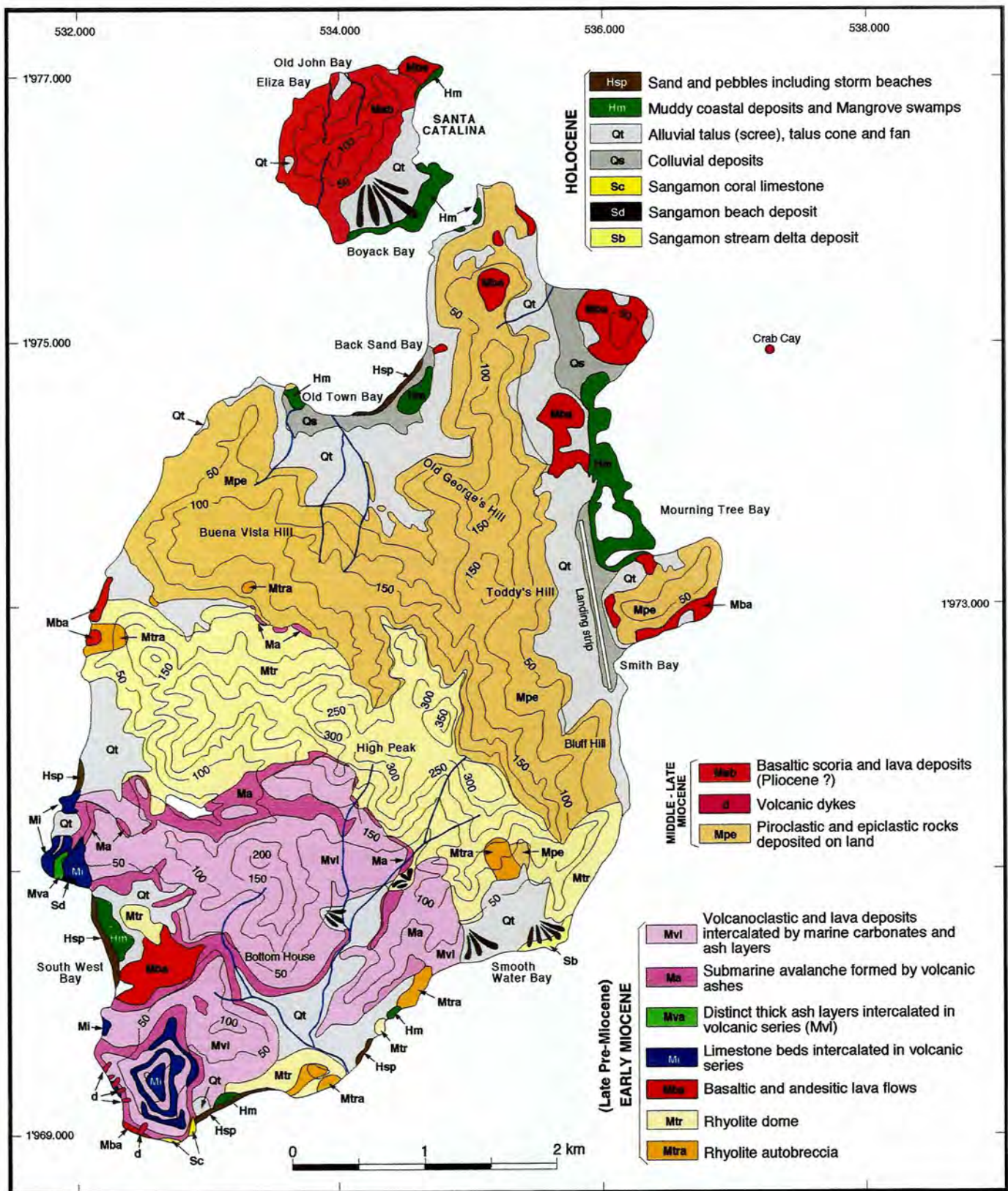


Figura 31. Mapa geológico de la Isla de Providencia

hace unos 3.000 años, ambas islas permanecían vagamente interconectadas por una estructura sedimentaria, por un tómbolo. En el momento de su descubrimiento y durante los primeros años de la ocupación europea, en los siglos XVI y XVII, existía solamente una isla, llamada entonces Santa Catalina. A finales del siglo XVII las islas fueron separadas artificialmente cuando se construyó un canal (hoy Aury Channel)

entre ellas para servir como línea de defensa y fortificación en la que hoy es Santa Catalina. Desde entonces, las corrientes, las olas y la erosión han ampliado considerablemente dicho canal (Geister 1992). Actualmente, el nombre de Santa Catalina se usa exclusivamente para la isla más pequeña, al norte, mientras que Providencia es el nombre de la isla mayor.

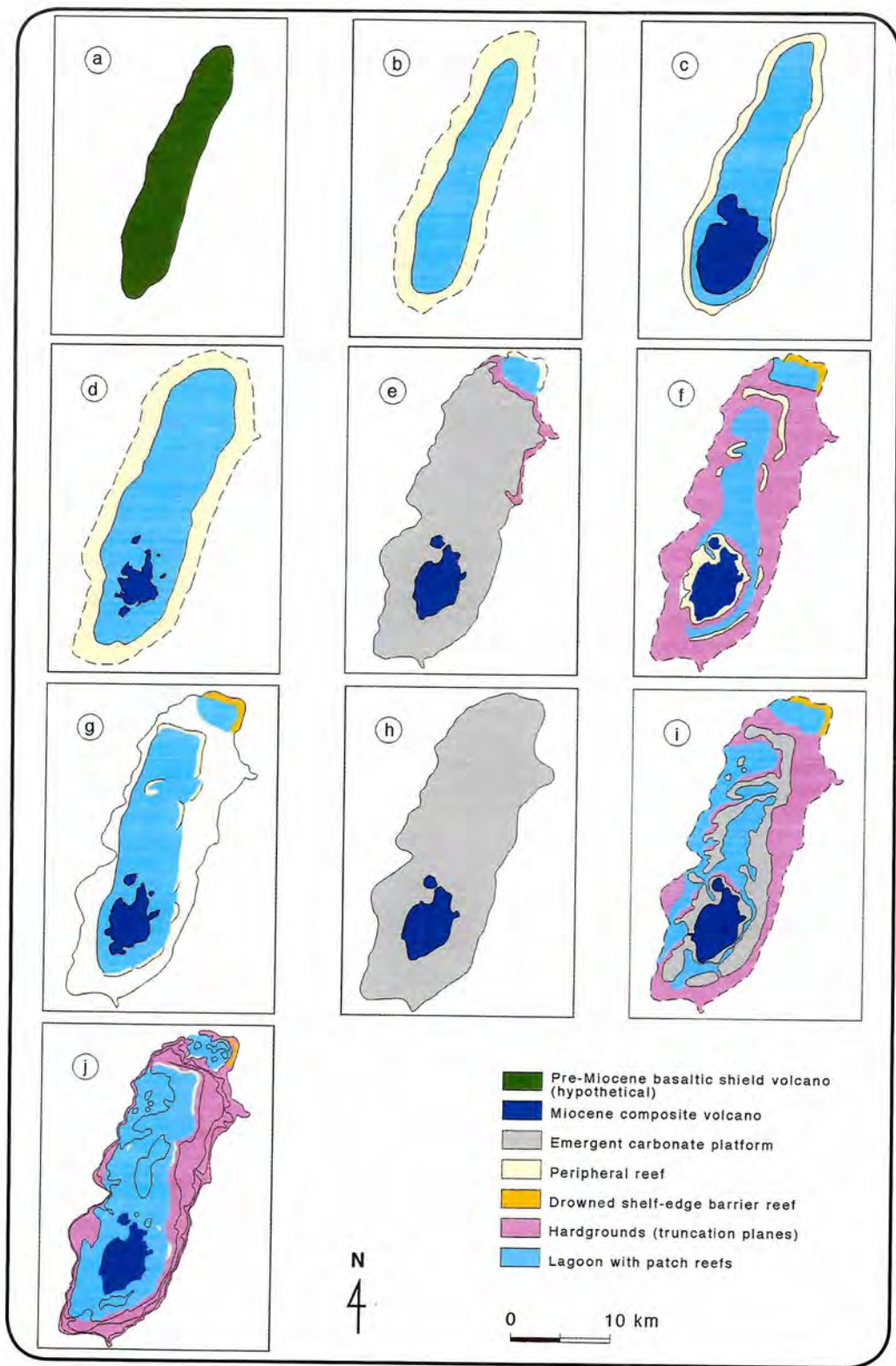


Figura 32. Evolución geológica de la Isla de Providencia reconstruida a partir de datos de campo (nivel relativo del nivel del mar con base en los registros en rocas de la isla y submarinas y en la geomorfología), así como de la curva eustática de nivel del mar. Modificado de Geister (1992)

a) Estado inicial de volcán, probablemente a comienzos del Paleógeno. Fracturamiento del fondo marino fue sucedido por la formación de un risco volcánico hipotético que se elevó hasta la superficie del mar. Subsistencia.

b) Estado de atolón o de banco coralino, probablemente a finales del Paleógeno. Continúa la subsistencia del volcán, resultando en la formación de una plataforma calcárea elongada sobre el risco volcánico; la barrera arrecifal inicial da origen a un atolón o banco coralino. La forma exacta de la plataforma y la distribución de las facies son especulativas.

c) Estado secundario de volcán, Mioceno temprano a medio

Extrusión de lavas riolíticas formaron un domo volcánico en el sur del atolón miocénico. Emisión subsiguiente de lavas basálticas a dacíticas y material piroclástico configuraron el volcán compuesto en el Mioceno y permitieron la permanencia de la isla.

d) Pleistoceno temprano a medio, nivel marino de +50 a +60 m

El alto nivel marino está registrado en una terraza erosional encima de South Point. La configuración de la isla volcánica se basa en la topografía actual.

e) Emersión de gran parte de la plataforma calcárea del Pleistoceno medio a comienzos del Yarmouthiano (?) durante un nivel marino a -25m (hace unos 220,000 años). Los márgenes emergidos de la plataforma fueron truncados y se instaló una nueva barrera arrecifal en el borde del margen de la plataforma. Configuración de la plataforma basada en la isóbata actual de 25 m.

f) Finales de la transgresión del Yarmouthiano (?). Nivel marino relativo de -10m (hace unos 170,000 años)

Continúa el truncamiento de la plataforma hasta el final de las transgresiones del Yarmouthiano, formando una amplia terraza en la periferia de la plataforma. Ésta se convierte luego en la terraza pre-arrecifal de los complejos arrecifales del Sangamoniano y del Holoceno. Las transgresiones provocaron la re-inundación de la mayor parte de la plataforma. Remanentes de la plataforma original emergieron y formaron una cadena de islas calcáreas bajas. Entre ellas, el plano de truncamiento formó extensas planicies entre la terraza pre-arrecifal antigua y la cuenca lagunar, que fue colonizada posteriormente por arrecifes de parche. El contorno de las islas es hipotético y se basa en la topografía submarina actual.

g) Nivel marino de +6 m en el Sangamoniano, hace 125,000 años

Las zonas altas de las islas calcáreas remanentes fueron truncadas y sus restos fueron re-colonizados por corales hermatípicos. El margen de la plataforma fue hundido en el norte y probablemente no hubo mayor desarrollo arrecifal en el margen externo de la plataforma pre-arrecifal. Se formó una barrera arrecifal de banco a 10 largo del acantilado del Yarmouthiano y las cimas de las islas sumergidas. Los primeros pináculos coralinos se desarrollaron en las planicies someras entre los segmentos de la barrera arrecifal. Al final de la transgresión, se formó el arrecife franjeante de South Point (no representado en el mapa).

h) Nivel marino bajo de -120 m al final del Wisconsiniano, hace 20,000 años. El descenso mundial del nivel del mar provocó la emersión de toda la plataforma insular. Fuerte karstificación profundizó la antigua cuenca lagunar. Todo el complejo arrecifal del Sangamoniano emergió como una enorme meseta hasta una altura de 120m

sobre el nivel del mar. No hubo arrecifes ni lagunas, solamente depósitos calcáreos de ladera. El contorno de la plataforma emergida

se basa en la batimetría actual.

i) Nivel marino de -10 m a finales del Holoceno, hace 6,000 años.

Durante el rápido aumento del nivel del mar, la topografía calcárea antecedente fue sólo inundada, no truncada. Al hacerse más lento el ascenso del mar hace 6,000 años, algunas elevaciones calcáreas fueron inundadas y re-colonizadas por asociaciones coralinas arrecifales. Los contornos de las islas y los arrecifes se basan en la topografía submarina actual.

j) Últimos tiempos del Holoceno, nivel marino actual de 0m; los últimos 3,000 años

El nivel del mar se estabilizó cerca del nivel actual. La mayor modificación de la plataforma insular se debe a crecimiento arrecifal y acumulación de sedimentos. Hubo también cierto aplanamiento en aguas muy someras (terrazza holocénica de -4m) alrededor de los bajos. En South Point, el truncamiento de los acantilados calcáreos continúa hasta el presente. Los pináculos del cinturón arrecifal discontinuo crecen hacia la superficie desde -8 a -10m entre la terraza pre-arrecifal y la cuenca lagunar, probablemente sobre pináculos formados en el Sangamoniano.

6.2.1 Origen Primario de las Islas.

Las rocas volcánicas de las islas se ubican en el extremo sur de un banco calcáreo de casi 33 km de largo que, de acuerdo con el esquema regional, debe suprayacer una elevación volcánica. La forma elongada del volcán ancestral puede haber sido resultado de la migración progresiva del conducto volcánico principal por cerca de 30 km a lo largo del sistema de fracturas del Caribe occidental. Este volcán primario de Providencia, seguramente un volcán basáltico de escudo, data del pre-Mioceno, o posiblemente Paleogeno. Ninguno de estos volcanes profundos, correspondientes a un estadio temprano de las islas, es actualmente accesible en afloramientos, pero puede estar representado por masas de clastos que fueron eyectadas en sucesivas erupciones explosivas en el Mioceno.

La extinción de este volcanismo temprano, seguida de subsidencia del volcán, resultó en la formación de una plataforma calcárea de tipo arrecife de barrera, al que siguió un estadio de atolón ya en el Mioceno. Este período de quietud tectónica culminó repentinamente con la recurrencia de actividad volcánica, pero solamente en el extremo sur del atolón de Providencia en tiempos pre-miocénicos o en el Mioceno temprano, la cual se caracterizó primero por la aparición de un gran domo volcánico de rocas con tendencia ácida y que inicialmente ocupó más del ancho de la isla actual. Esta fase del domo volcánico fue seguida por erupciones máficas, lavas negras, depósitos tephra y diques volcánicos que formaron un cono volcánico compuesto.

6.2.2 Extrusión del Domo Riolítico y Formación de los Abanicos de Brechas ("Series Volcánicas Antiguas").

Las rocas efusivas más antiguas que afloran en la isla de Providencia son riolíticas finamente bandeadas, de color rojizo y gris, con una masa micro-cristalina que localmente pasa a obsidiana. El paso de textura cripto – a microcristalina se observa en el corazón del domo. La arquitectura total de esta parte del complejo volcánico es la de un domo con un área de exposición que se extiende desde Kalaloo Point en el E hasta Lazy Hill en el W y una longitud de 4,5 km, a través del centro de la isla.

El bandeamiento fluidal concéntrico, o foliación fluidal de la lava, está bien desarrollado y es fácil de apreciar. El bandeamiento está generalmente plegado (flow-folded) en pliegues cuya dimensión varía de centímetros a metros. El bandeamiento ocurre casi siempre en posición vertical; en Watson Point, al N de Freshwater Bay, éste aparece fuertemente inclinado hacia el corazón del domo en el centro de la isla (Estaciones I1, I8). En Murray Hill, en el extremo S de la isla, el buzamiento del bandeamiento es aproximadamente horizontal. Allí, el bandeamiento fluidal no solamente está plegado, sino que frecuentemente está cortado por planos o rampas de despegue.

Localmente (S de Lazy Hill, en Murray Hill, y al N de Kalaloo Point), se desarrollan conos de eyección compuestos de brechas riolíticas, formadas posiblemente por colapso gravitacional de flujos viscosos de lavas riolíticas. En una pequeña carretera en Watson Point esta brecha cubre un paleosuelo rojizo. También en Watson Point aflora *in situ* lava que muestra una fuerte fracturación vertical que hacia el N pasa a un cono de brechas. A lo largo de la línea de costa en Kitty Wharf se puede observar que estos conos de brechas están compuestos de por lo menos tres capas, cada una con un espesor de varios metros y corresponde a distintos eventos de colapso (ver Estación I9).

Hasta ahora, la formación del domo volcánico no ha podido ser fechada. Sin embargo, se ha observado la ocurrencia de clastos pequeños y grandes bloques de lavas bandeadas derivadas del domo, incorporados en depósitos volcano-clásticos que lo suprayacen. Estos depósitos jóvenes de rocas volcano-clásticas constituyen la masa principal de rocas que afloran hoy en la isla. Estos mismos clastos están comunmente incorporados en las capas inferiores de las calizas fosilíferas en South Point, que claramente tienen edad miocénica temprana a media. Así, la edad del domo riolítico debe ser pre-Mioceno o Mioceno temprano.

Las geoformas erosionales características del domo son picos cónicos y piramidales, similares a los famosos "pitons" de las Antillas Menores. Estos picos constituyen las mayores elevaciones en el centro de Providencia y se destacan muy bien en el área de Freshwater Bay.

6.2.3 Formación del Cono Volcánico Compuesto ("Series Volcánicas Jóvenes").

La erupción de las series volcánicas jóvenes se centró en el vecindario del domo riolítico, cerca del extremo sur de la plataforma de carbonatos. Esta produjo lavas, material piroclástico y epiclástico de composición principalmente basáltica y andesítica. El material más joven es escoria en depósitos que afloran mejor en la isla Santa Catalina. Todas estas rocas forman un cono volcánico compuesto que luego fue sometido a fuerte erosión.

Las geoformas características de estas series volcánicas son siete elevaciones que irradian desde el centro de la isla hacia la costa. Los depósitos de lava estratificados dentro de estas geoformas presentan buzamiento hacia el mar. La altura total del cono volcánico ha debido alcanzar los 1.000 m sobre el nivel del mar al final de la fase eruptiva. Ello se puede estimar con base en el buzamiento y el diámetro máximo del área de afloramientos.

a) Flujos de lava basáltica.

Los piedemontes de las elevaciones montañosas centrales (Split Hill y Marshall Hill) están compuestos por superfi-

cies casi horizontales de basaltos vesiculares de color negro; los mejores afloramientos se localizan entre Ironwood Hill y Jones Point. Algunas de estas lavas parecen infrayacer las series volcano-clásticas del macizo central, y fueron generadas seguramente por flujos rápidos de tipo pahoehoe. En la línea de costa oriental de Jones Point las lavas desarrollaron estructura columnar. En Lena Point, al sur, lavas negras de composición olivino-basálticas, forman almohadillas, y están cubiertas por depósitos piroclásticos gruesos (ver Estación J3).

Dentro de esa enorme serie volcano-clástica se intercalan varios flujos basálticos de algunos metros de espesor. La lava masiva hace transición hacia capas brechadas. Superficies fragmentadas con clinker en la cima y brechas en la base indican que el flujo avanzó sobre una base de lava auto-brechada. La fragmentación de flujos en basaltos, tal como se describe aquí, son indicativos de lava tipo aa. Un buen ejemplo de esta situación se puede apreciar en el afloramiento del escarpe de la costa en South Point, donde el flujo avanzó sobre una gruesa capa de cenizas volcánicas (ver Geister 1992: PL. 17 / 18), donde la lava masiva desarrolla estructura columnar como resultado de enfriamiento gradual. Espectaculares columnas basálticas forman los islotes aislados de Palm Cay y Basalt Cay, al N de Santa Catalina (ver Geister 1992: fig. 17/4).

El análisis radiométrico de una muestra de basalto olivínico de Lena Point (cerca de South Point) arrojó una edad de $14,5 \pm 1,1$ Ma (Mioceno Medio (Göbel 1985), confirmada por las intercalaciones de carbonatos de Manchioneal Hill. Todas las rocas volcano-clásticas que cubren el domo de Providencia son seguramente más jóvenes que dicha edad. El basalto alcalo-olivínico de Jones Point en el N, arrojó $7,4 \pm 0,4$ Ma (Wadge & Wooden 1982). Estas rocas deben ser más antiguas que los depósitos epiclásticos de Jones Point y seguramente aún más que las rocas volcánicas de Santa Catalina.

b) Volcanismo explosivo y depósitos piroclásticos.

El volcanismo explosivo está documentado en gruesos depósitos piroclásticos, tales como cenizas, brechas y clastos de todos los tamaños. Las cenizas se encuentran más frecuentemente en la mitad sur de la isla. Existe un "evento explosivo temprano" que aparece principalmente al pie de Bottom House y Freshwater Bay; el "evento explosivo tardío" está documentado en los afloramientos de cenizas en Lena Hill y en los alrededores de Manchioneal Hill. La mayoría de los tephra muestra bandeamiento al recubrir la topografía precedente (ver Estación I5 y I6).

Entre las capas de cenizas se destaca en el paisaje una capa de conglomerados volcánicos y flujo de lava, de 10 a 20 m de espesor, la cual se reconoce mejor en el escarpe de Tami Hill, justo arriba de Southwest Bay. Al pie de este escarpe, el nivel inferior de cenizas aflora, pero el depósito en gran parte está cubierto por derrubios holocénicos. A la superficie superior de la capa de conglomerados suprayace el segundo nivel de cenizas. El plano de la superficie buza hacia el S (Geister

1992: Pl. 12 / 1). Más arriba en la sección y hacia el interior de la isla, los depósitos de brechas volcánicas gruesas y lavas se hacen más extensos, y las intercalaciones de cenizas menos frecuentes, formando unos siete ramales topográficos elevados que irradian en dirección al mar con sus estratos buzando desde el centro de la isla.

- El evento explosivo temprano, en el sur.

Los depósitos de cenizas forman un marcador destacado en el triángulo Southwest Bay - Bottom House - Manchioneal Hill, y presentan generalmente una estratificación envolvente que cubre la topografía pre-existente con un espesor que sobrepasa los 10 m. Localmente se desarrollan estructuras sedimentarias unidireccionales, tales como estratificación cruzada de escaso ángulo o dunas. Las estructuras de dunas se aprecian mejor en los afloramientos a lo largo del costado sur de la represa de agua cerca de Freshwater Bay. El ángulo de sedimentación es inferior a 15° , menor que el ángulo de reposo, lo que se interpreta como formas anti-dunas. Así, estas cenizas pueden ser verdaderos depósitos piroclásticos de resaca (ver Estación I7).

Estos mismos depósitos afloran también en las montañas bajas al N de Smoothwater Bay (ver Geister 1992: Lámina 17/1). También allí se presenta una pequeña chimenea (?) volcánica rellena de cenizas. El afloramiento no es lo suficientemente grande como para decidir si el contacto vertical entre el basalto y las cenizas corresponda a la pared de la chimenea, o si se trata de una falla (Estación I3). En este último caso, las cenizas habrían sido arrastradas a la depresión formada por la falla. Cerca de la playa existe una grieta extensional de 10 m de ancho, también rellena de cenizas. No sabemos con certeza si los depósitos de Smoothwater Bay / bottom House son depósitos piroclásticos genuinos o si se trata del resultado de procesos epiclásticos. Depósitos de este mismo evento formaron tephra submarino, una avalancha en la pendiente de la isla miocénica que aflora actualmente en Alligator Point (ver Estación I6 y I7).

- El evento explosivo tardío en el sur

Cerca de South Point y en Lena Point, la línea de costa esta formada por este último depósito de cenizas. En South Point las cenizas están a 2-3 m sobre el nivel del mar. Se trata de arenas de tamaño de grano medio a grueso con concentraciones locales de lapilli (principalmente riolita bandeada), que se depositaron en el mar en una mezcla de arena calcárea y una variada fauna del Mioceno. Cerca de Lena Point, al SW de South Point, las cenizas tienen más de 10 m de espesor en la sección del escarpe y no muestran evidencia de fauna marina. En las cenizas se presentan las huellas de impacto de bloques balísticos, compuestos de riolita bandeada, de apariencia similar a los que afloran en Manchioneal Hill. Estas capas de tephra parecen continuar bajo los derrubios y la vegetación en Manchioneal Hill y Lena Hill, donde forman un extenso sustrato para las calizas coralinas. La tephra suprayace directamente la superficie de conglomerados de Tami Hill.

- El último volcanismo explosivo

En la cresta de la montaña que se extiende desde el centro de la isla en dirección norte, hacia Marshall Hill, dominan brechas volcánicas gruesas compuestas de bloques polihédricos con planos o superficies ligeramente curvadas y ángulos dihedrales prominentes, algunos de los cuales miden más de 1 m de largo. No se observa matriz fina alguna (Estación L1). Se cree que estos bloques son de origen piroclástico y probablemente fueron expulsados en explosiones freatomagmáticas. Las masas de bloques se depositaron en estratos que buzaban hacia el norte y entre ellos se intercalan flujos de lava. Las brechas son más accesibles en el área de Split Hill. Con el nivel de conocimiento actual no es posible saber si los bloques que forman estos estratos volaron por el aire o si hubo un proceso epiclástico. Brechas y conglomerados similares con intercalaciones de lavas oscuras cubren la superficie erosiva del domo más hacia el sur, moviéndose hacia el NW, S y E a partir del centro de la isla. Por las relaciones litoestratigráficas, pareciera como si estas brechas gruesas fuesen más jóvenes que las cenizas mencionadas arriba.

c. Depósitos de escoria en la Isla Santa Catalina.

Hacia el final de la actividad volcánica se acumularon depósitos de escoria en el norte de la isla, consistentes principalmente de basaltos vesiculares que constituyen las rocas principales de la Isla de Santa Catalina; éstas pueden apreciarse fácilmente en el basamento del Fuerte de Morgan. Adicionalmente, se las observa a lo largo del litoral de Santa Catalina. El bloque gigante conocido como la “Cabeza de Morgan” es un hito destacado que marca la ruta de acceso al puerto de Santa Isabel. Todos los depósitos de escoria en Santa Catalina están estratificados y buzaban a continuación y hacia el norte de las lavas y depósitos volcano-clásticos de Jones Point.

d. Rocas epiclásticas.

Una considerable cantidad de derrubios volcano-clásticos en Providencia parecen ser de origen epiclástico, meteorizados y transportados por agua o depósitos gravitacionales. Sin estudios detallados es imposible relacionar la mayoría de los depósitos volcano-clásticos con chimeneas o procesos epiclásticos de fragmentación y transporte. Los procesos epiclásticos de transporte masivo fueron activos durante y después del Neógeno. Por el contrario, el transporte de material volcánico durante el Cuaternario ha sido poco significativo.

d) Diques y fracturas extensionales.

Los diques magmáticos son en su mayoría máficos y son el resultado de fracturamiento extensional. Se les observa con frecuencia cortando el domo y depósitos más jóvenes. El rumbo de los diques es principalmente NNE y NW, siguiendo el patrón regional; su ancho varía entre pocos decímetros y más de 10 m. Mitchell (1953: 292) menciona la existencia de “varios diques delgados de diorita cuarzo-biotítica que pene-

tran las rocas volcánicas, especialmente a lo largo de la costa sur”, sin dar más detalles.

La gran grieta que se observa en Split Hill es una fractura tectónica completamente meteorizada, con una dirección NW-SE. Adicionalmente y en la misma dirección, hay otras fracturas al sur de Split Hill, aunque menos evidentes. Estas fracturas se formaron después de la litificación de brechas volcánicas antiguas (posiblemente Mioceno tardío) y corresponden probablemente a edad cuaternaria.

6.2.4. Notas sobre la Petrografía y Geoquímica de las Rocas Volcánicas (Por Claudio Scarcia, Berna)

Durante la campaña de cartografía de la mitad sur de la Isla de Providencia en el año 2000, se colectaron 11 muestras de rocas magmáticas frescas, in situ. Estas muestras se analizaron geoquímicamente por el método XRF. Los resultados aparecen en la tabla 3. Estos datos, junto con las descripciones petrográficas, constituyen la base para la clasificación química aquí empleada (Le Maitre 1984). En el diagrama TAS, las 11 muestras se agrupan en tres campos, así: 4 traquibasaltos, 3 dacitas y 3 riolitas. Una muestra tomada en un bloque de ceniza masiva ocupa una posición intermedia entre dacita y andesita. Todas las muestras de riolita provienen del domo volcánico. Rocas basálticas y dacíticas se presentan tanto en diques como en flujos de lava.

En la tesis de Diploma del Instituto de Geología de la Universidad de Berna (Scarcia, in prep.), los resultados de los análisis se discutirán detalladamente y se compararán con los datos obtenidos por autores anteriores (Concha-Pardo 1989; Concha & Macía 1993 y 1995; Kerr, 1978).

Las coordenadas usadas para la ubicación de las localidades muestreadas corresponden a las coordenadas del mapa topográfico a escala 1:20.000 (Departamento Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, 1a. Edición, 1994, preparado por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá).

Caracterización breve de algunas rocas magmáticas, basada en el estudio de secciones delgadas y geoquímica.

Basaltos

Muestra No. CS8 Localidad: Black Bay Point, flujo de lava negro Coordenadas: 532,10 / 1969,71 Traquibasilto: Matriz microcristalina con agujas de plagioclasa orientadas en dirección del flujo. Fenocristales de olivina y clinopiroxeno.

Muestra No. CS11A

Localidad: Dique oscuro, vertical, de espesor métrico, ubicado en la línea de costa entre Lena Point y Black Bay Point. Se encuentra entre 3 y 4 m al norte del dique de la muestra CS11B.

Coordenadas: 532,25 / 1969,40

Traquibasalto: Masa de agujas finas de plagioclasa con fenocristales grandes de plagioclasa y clinopiroxeno.

Muestra No. CS13

Localidad: Flujo de lava negro, 100 m al N de Lena Point

Coordenadas: 532,31 / 1969,20

Traquibasalto: Matriz de grano grueso, predominantemente plagioclasa con relictos microcristalinos de olivino. Los fenocristales de clinopiroxeno forman una estructura de corona alrededor de cristales grandes de cuarzo ("estructuras ocelli"). Localmente el corazón de cuarzo ha sido completamente disuelto hasta formar clinopiroxeno.

Muestra No. CSVIII

Localidad: Dique negro de 2 m de espesor que forma un escarpe vertical en la costa, 220 m al ESE de Lena Point.

Coordenadas: 532,03 / 1969,00

Traquibasalto: Matriz traquítica que muestra agujas delgadas de plagioclasa. Fenocristales de hornblenda, solamente. Son frecuentes los rellenos microcristalinos de los poros con textura esponjosa causada por depresurización.

Dacitas - Andesitas

Muestra No. CS33

Localidad: Bloque de cenizas masivas, en la cima de Morris Hill

Coordenadas: 533,10 / 1969,81

Dacita-andesita: Matriz compuesta por cristales finos y gruesos de plagioclasa. Piroxeno sólo se encuentra como granos gruesos. Porcentaje alto de relleno microcristalino en poros.

Dacitas

Muestra No. CS80

Localidad: Flujo de lava negra en posición horizontal que forma una cascada de 2 m en el valle localizado 100 m al N de Cashew Hill; 900 m al W del extremo norte de la playa de Southwest Bay.

Coordenadas: 533,00 / 1970,85

Dacita: La matriz consiste de plagioclasa fina y gruesa. Entre el 5% y el 6% de la roca es material opaco.

Muestra No. CS82

Localidad: Dique vertical orientado NW / SE; 600 m al E de Southwest Bay (parte norte) y 250 m al W de Cashew Hill.

Coordenadas: 532,74 / 1970,73

Dacita: Matriz de plagioclasa en grano grueso. Los fenocristales de biotita están ligeramente alterados a arcillas. Se observan manchas de calcedonia y algún cristal de hornblenda. Los espacios vacíos comprenden el 3% a 5% del volumen de

la roca, mientras que los minerales opacos representan cerca del 10%.

Muestra No. CS11B

Localidad: Dique de color gris claro y 2.5 m de espesor en la línea de costa entre Lena Point y Black Bay, de 3 a 4 m al S del dique de la muestra No. CS11A.

Coordenadas: 532,25 / 1969,40

Dacita: Matriz traquítica microcristalina con cristales de plagioclasa orientados. Se observan algunos fenocristales de plagioclasa y escasos de biotita. Los fenocristales de hornblenda son idiomorfos y muestran halos de reabsorción, lo que indica flujos lentos de magma y excluyen eventos explosivos.

Riolitas

Muestra No. CS74

Localidad: Línea de costa entre Watson Point y Kitty Wharf; afloramiento del domo volcánico.

Coordenadas: 532,06 / 1972,58

Riolita: Matriz traquítica con textura de flujo y agujas delgadas de plagioclasa. Fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita.

Muestra No. CS67

Localidad: Cantera pequeña al lado de la carretera, al N de Kalaloo Point. Afloramiento del domo volcánico (ver también estación de campo 11).

Coordenadas: 535,76 / 1970,79

Riolita: Matriz criptocristalina con numerosos fenocristales de plagioclasa, orientados en dirección del flujo. Los espacios libres se rellenaron con minerales de arcilla amarillos y verdes, formados por alteración.

Muestra No. CS72

Localidad: Línea de costa en Watson Point. Afloramiento en el domo volcánico.

Coordenadas: 532,02 / 1969,50

Riolita: Matriz muy homogénea, ligeramente alterada a arcilla. Microcristales relativamente orientados. La calcedonia presenta manchas de color naranja y marrón. La alteración a arcilla en diferentes grados produce bandeamiento macroscópico. Fenocristales de plagioclasa y biotita. La orientación paralela de los microcristales sugiere un proceso de extrusión en un domo volcánico, contrario a un evento explosivo (ignimbrita).

6.2.5 Ambientes Calcáreos durante el Mioceno

En el área de Manchioncal Hill se intercalan depósitos piroclásticos con depósitos lagunares y arrecifales del Mioceno temprano a medio. Hay por lo menos cuatro intercalaciones de arrecifes y sedimentitas lagunares dentro de los principales flujos de lava y material piroclástico. En South Point se observa bien expuesta una mezcla de carbonatos lagunares con ce-

nizas y guijarros volcánicos redondeados. Contienen también fósiles de bivalvos, gasterópodos y abundantes equinoideos irregulares y corales solitarios como *Trachyphillia* sp., adaptada a vivir en sustrato blando. Esta comunidad lagunar costera fue asfixiada por cenizas volcánicas, que en los alrededores de Lena Point suprayacen basaltos almohadillados fechados en 14,5 Ma.

Lena Hill, que se localiza en el piedemonte norte de Manchioneal Hill, está conformada por un extenso tapete coralino de escleractinios ramificados que se establecieron sobre una capa de cenizas de varios metros de espesor correspondientes al último evento de volcanismo. Localmente se observan pequeños biohermas coralinos desarrollados sobre las cenizas. En la cima de Manchioneal Hill, las intercalaciones de caliza más joven forman un verdadero andamio de escleractinios masivos (principalmente *Montastraea* sp.).

En Alligator Point, *Montastraea* sp. forma un horizonte denso que cubre la pendiente miocénica de la isla. Lateralmente se interdigitan depósitos de avalanchas compuestos por abundantes fragmentos de corales ramificados con el arrecife. En Alligator Point, sobre estos carbonatos se depositó una gran avalancha submarina de cenizas volcánicas entreveradas con fragmentos coralinos. Parece que las cenizas de esta avalancha corresponden a las caídas inicialmente, cubriendo como un manto la topografía de los alrededores de High Hill.

Entre la costa moderna y la cima de Manchioneal Hill, a lo largo de 160 m en la vertical, se observa distribuida una diversa fauna de corales hermatípicos de aguas someras. Las especies más comunes de este tapete coralino son *Sylophora*, *Pocillopora* y poritidos. Las colonias masivas que predominan en los biohermas son de *Montastraea* spp. Como los corales arrecifales sólo prosperan en aguas con profundidades inferiores a 50 m, debemos suponer que ocurrió una elevación relativa del nivel del mar durante la depositación de la roca coralina que se encuentra a 100 m. Esto se puede atribuir parcialmente a la subsidencia de la isla y también a la transgresión durante el Burdigaliano.

6.2.6 Ambientes Calcáreos, Depósitos Deltaicos y Niveles del Mar durante el Pleistoceno

El crecimiento de los corales durante el Pleistoceno se pueden estudiar únicamente en los depósitos del arrecife franjeante del Sangamoniano que aflora a lo largo de la costa de South Point en una terraza hasta 6 m sobre el nivel del mar (ver Geister, 1984: fig. 20). Los extensos depósitos de carbonatos del Sangamoniano probablemente se extienden por debajo del complejo arrecifal reciente. En South Point, el arrecife franjeante del Sangamoniano es un buen ejemplo de arrecifes tipo *Porites porites*, donde la plataforma está compuesta por apretados niveles de esta especie con parches discontinuos de una asociación mixta de especies masivas principalmente en el frente y detrás del arrecife. El arrecife creció inmediatamente

hacia la línea de costa, donde la roca coralina se interdigitó con detritos del Sagamoniano. Los esqueletos coralinos del arrecife fueron datados radiométricamente y dieron una edad de 118.800 ± 11.0 – 10.1 ka B.P. Esto corresponde al período 5 de la estratigrafía estándar isotópica marina. Por consiguiente, el arrecife debe datar del interglaciario sangamoniano. Una lista de corales, moluscos y equinodermos de este arrecife se encuentra en Geister.

Al sur de la línea de costa de Alligator Point, se aprecia un acantilado moderno como relicto erosional de sedimentos de playa pleistocénicos. Aquí, sedimentitas laminadas con galerías de *Ophiomorpha* y trazas de escape representan probablemente la parte trasera de la playa. Niveles de guijarros redondeados dentro de una matriz arenosa indican depósitos ocasionales de tormentitas.

Durante el Sangamoniano, el mar alcanzó su máximo nivel, dejando como registro depósitos fluviales que formaron un delta compuesto por guijarros gruesos y bloques que se observan a lo largo de la costa en Kalalo Point. Estos sedimentos son particularmente retrabajados y depositados como material siliciclástico menos grueso, del tamaño de guijarros de playa, cementado por carbonato marino. Actualmente, estos depósitos deltaicos emergen aproximadamente un metro por encima del nivel del mar, pero son atacados por el oleaje a lo largo de la línea costera actual. Durante el post-Sangamoniano, el delta emergió y empezaron a acumularse sobre sus depósitos sedimentos fluviales gruesos y detritos de pendiente.

En Providencia, terrazas de indudable origen marino se encuentran únicamente entre -35 y -40 m (NE y S del borde de la plataforma, Blue Hole; de edad Wisconsin), entre -10 y -30 m (terrazas de -20 m o terraza prearrecifal que forma el borde externo de la plataforma insular; presumiblemente del Yarmouthiano), entre -1 y -4 m (en el acantilado costero en South Point y alrededor de algunos arrecifes de parche; Holoceno), a +2 – +4 m (South Point; interglaciario sangamoniano) y aproximadamente a +60 m (arriba de South Point; presumiblemente Pleistoceno Temprano o Medio, durante la máxima elevación del nivel del mar).

La terraza ancha situada a barlovento del arrecife de barrera está bien desarrollada, y su margen externo se encuentra a -25 m hasta -30 m de profundidad (Fig. 32). Al igual que en San Andrés, su morfología parece registrar una gran transgresión en el Pleistoceno, durante la cual el mar permaneció prolongadamente por debajo del actual nivel (presumiblemente en el Yarmouthiano). Channel Mouth es un valle fluvial sumergido al NW de Santa Catalina a manera de prolongación de Bowden Gully, que penetra en el puertito Santa Isabel. Es un corte de 5 a 8 m en los alrededores de la terraza pre-arrecifal, situada a 15-20 m de profundidad, y se estima su anchura en 10-30 m. Desemboca al mar abierto en Blue Hole, un escarpe vertical al W, en el borde de la plataforma. Si la terraza pre-arrecifal es del Yarmouthiano, entonces Channel Mouth debe ser de edad posterior y formado durante el

descenso del nivel del mar en el Wisconsiniano. Un canal similar pero menos obvio existe en la prolongación de Bottom House Gully. Éste, transecta la barrera arrecifal de barlovento en Tinkhams Cut, pero es poco conspicuo en la terraza.

Alrededor de la isla y a lo largo de la margen externa de la terraza pre-arrecifal, los escarpes verticales forman amplias concavidades que se interpretan como estructuras colapsadas del margen externo de la plataforma. El mejor estudiado es Blue Hole, con una pared a -18 m de fuerte pendiente cubierta por sedimentos entre -35 y -40 m. Se cree que estos sedimentos ocultan una terraza situada a -40 m de edad posiblemente Wisconsiniano. La edad de este particular evento debe situarse entre el truncamiento de la terraza de barlovento (Yarmouthiano) y la formación de la terraza de -40 m (Wisconsiniano).

En el borde externo de la plataforma insular, unos 500 m al SW de Channel Mouth (ver mapa, fig.32), se observa una espectacular hendidura submarina extensiva de más de 1 m de ancho, que puede seguirse desde -50 hasta -20 m. La hendidura transecta los carbonatos del Pleistoceno, localizados en el borde externo de la terraza pre-arrecifal y es probablemente parte del sistema de fracturas que afecta el área colapsada del margen de la plataforma en Blue Hole. La dirección de la grieta coincide con la falla en Split Hill. La fractura es del Cuaternario, muy posiblemente post-Yarmouthiano, puesto que es más reciente que la terraza pre-arrecifal. Sin embargo, la presencia de una terraza a -40 m en el escarpe del Blue Hole sugiere que la grieta debe ser anterior en edad a esta terraza del Wisconsiniano.

Al igual que en San Andrés, existe en el extremo N y NE de la plataforma insular ("Back of the Elbow" y "Northeast Bank") una barrera arrecifal "ahogada", con su cuenca lagunar del Pleistoceno. La cresta de esta barrera del borde de la plataforma se sitúa aproximadamente a -25 m y el fondo lagunar adyacente a -30-35 m (figs. 32 y 33). Esto refleja un nivel marino estable durante la formación de la terraza pre-arrecifal, posiblemente en el Yarmouthiano. La morfología de este arrecife pudo haberse modificado durante el nivel marino más bajo en el Wisconsiniano.

En contraste con San Andrés, en Providencia y Santa Catalina no se registran movimientos tectónicos verticales durante el Cuaternario. Esto se evidencia por la ausencia de roca coralina pleistocénica emergida a lo largo de las costas y en torno a los islotes. El margen externo de la terraza pre-arrecifal, -25-30 m en Providencia y aproximadamente a -18 m frente a la costa W de San Andrés, igualmente sugiere una posición tectónica más estable de la isla volcánica, bien a una subsidencia lenta.

6.2.7 Depósitos Terrestres del Holoceno

Los pequeños islotes o cayos que se elevan desde la plataforma insular de Providencia son todos de origen volcánico, con la notable excepción de Low Cay, cerca del extremo NW de

la barrera. Este último cayo es una playa moderna de tormentitas o pequeña lengua de gruesos bloques de coral cuerno de alce, *Acropora palmata*.

En Providencia y Santa Catalina los depósitos terrestres del Holoceno están restringidos a playas y pantanos y derrubios de pendiente al pie de las colinas. La mayoría de estos depósitos son de origen únicamente siliciclástico, pero en Manchioneal Hill (con afloramiento de calizas del Mioceno) es muy común encontrar como derrubios de pendiente una mezcla de siliclásticos/carbonatos. Algunos de los derrubios de pendiente son, sin duda, pre-holocénicos, como se observó en South Point, donde los derrubios se intercalan con carbonatos marinos del interglaciario sangamoniano.

6.2.8 El Complejo Arrecifal Reciente

Una extensa y compleja barrera arrecifal (Holoceno) se establece actualmente sobre una amplia plataforma submarina que orla las islas de Providencia y Santa Catalina. La plataforma delinea aproximadamente el atolón miocénico subyacente. Toda la plataforma calcárea mide 33 por 8 km y se orienta al NNE. La barrera arrecifal de barlovento, con sus 32 km de longitud, es la segunda más larga del hemisferio occidental después de la de Belice. Unos pocos segmentos de parches arrecifales sobre la plataforma occidental parecen ser los remanentes de una antigua barrera de sotavento. La descripción detallada del complejo arrecifal se encuentra en Geister (1992).

Las terrazas lagunares de barlovento están bien desarrolladas, con acantilados de arena que caen sobre el fondo de las cuencas lagunares hasta -20 m. Existen cuatro cuencas lagunares principales protegidas a barlovento por la barrera. Sin embargo, la cuenca más septentrional (Point Blue) está completamente abierta hacia el W con una caída muy pendiente hacia mar abierto, probablemente como resultado del colapso del margen occidental de la plataforma durante el Pleistoceno. Las otras cuencas están más protegidas al W por una barra arenosa sumergida a escasa profundidad o por la isla de Providencia misma.

La cresta de la barrera arrecifal de barlovento tiene una composición biológica característica de ambientes de alta energía, dominada por *Millepora* spp. Cerca de la curvatura NW de la barrera se desarrolla localmente un risco de algas hermatípticas. Los tres segmentos principales de la barrera son cinturones anchos y discontinuos conformados por racimos densos de parches arrecifales (figs. 33 y 36). En aguas más profundas, estos parches arrecifales son verdaderos pináculos de paredes verticales. Sus cimas a menudo sobresalen del agua durante las bajamares. En el área de Crab Kay (cayo Cangrejo), los pináculos alcanzan alturas de hasta 8m. La mayoría han sido contruidos por *Millepora* spp., pero también son comunes los pináculos de *Acropora palmata* y *Montastraea annularis*. Actualmente, muchos de los corales constructores de pináculos han desaparecido y están sobrecrecidos por algas. Las

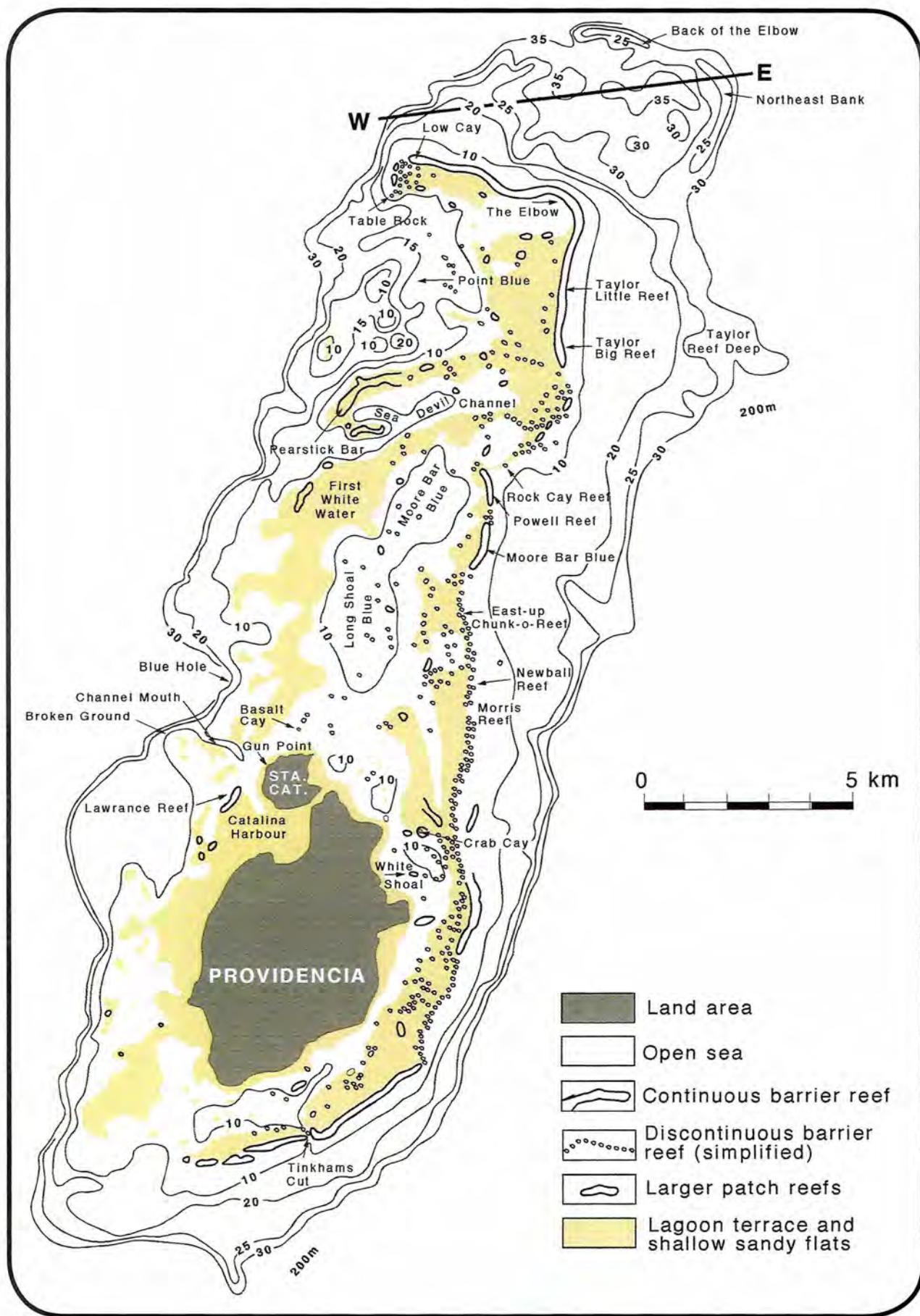


Figura 33. Geomorfología submarina de la plataforma insular de providencia con los topónimos locales. Isóbatas en metros. El perfil eco sónico a través del extremo norte del banco (W-E) se muestra en la fig. 34. Adaptado de Geister (1992).

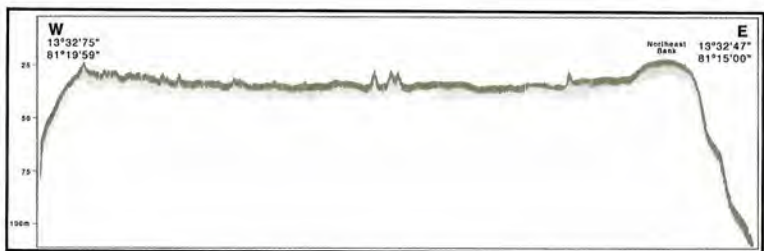


Figura 34. Perfil ecosónico a través del margen septentrional de la plataforma insular de Providencia registrado por el B/I Ancón (INVEMAR) en agosto de 1998. Localización del perfil en la fig. 33. Profundidad en metros.

Figura 36. Desarrollo de la barrera arrecifal de barlovento de Providencia.

- a) Barrera continua, su anchura es de aproximadamente 100m.
- b) Barrera discontinua. Simplificado. El cinturón de pináculos tiene una anchura de 100 a más de 1000m, con más de 100 pináculos por perfil.
- c) Barrera continua. La terraza pre-arrecifal alcanza cerca del nivel de marea baja. No hay acreción arrecifal en el pre-arrecife ni en el plano arrecifal. La acreción se limita a la parte trasera del arrecife. Este tipo de arrecife es característico en las curvaturas del NE y SE de la barrera.

Los tres perfiles son esquemáticos, simplificados y con escala vertical exagerada. Modificado de Geister (1992).

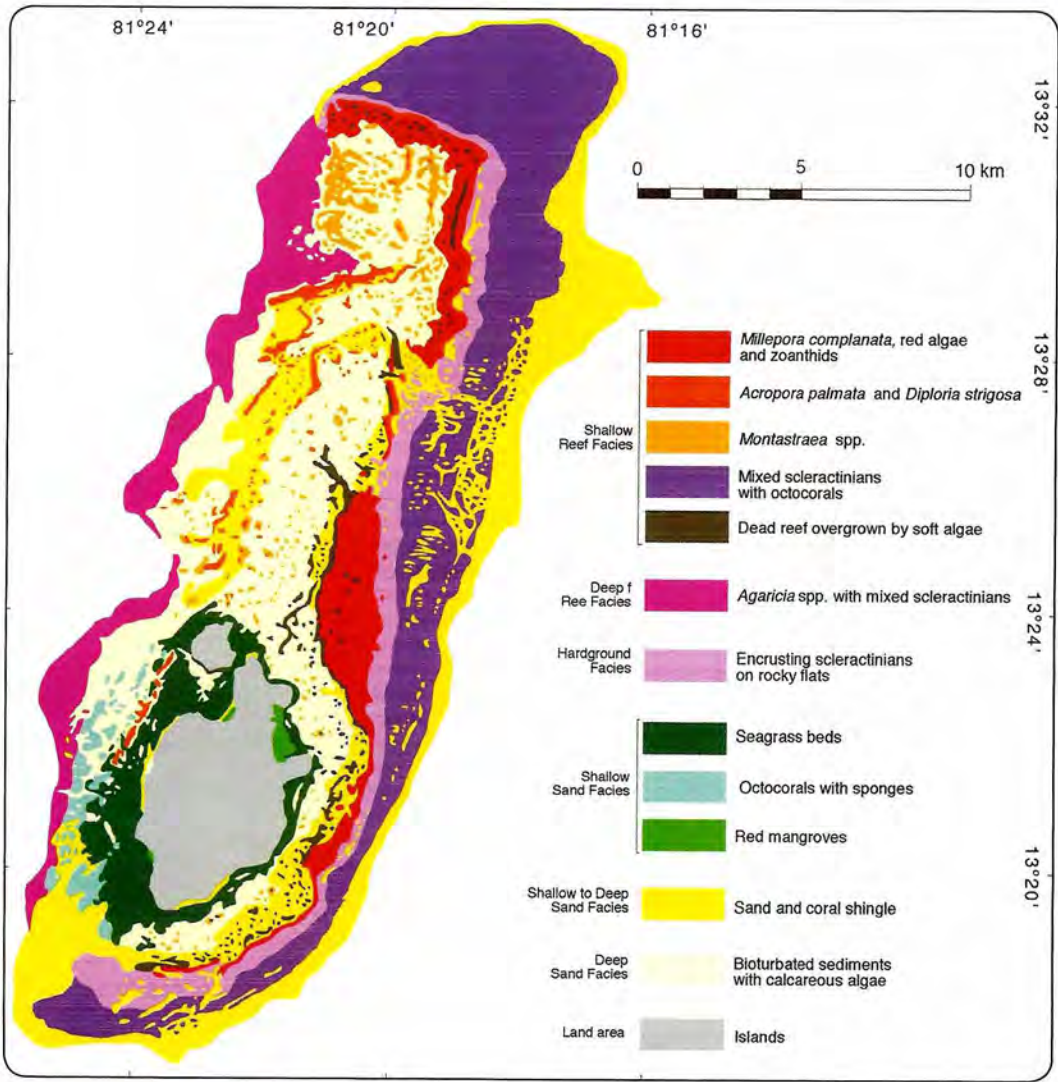
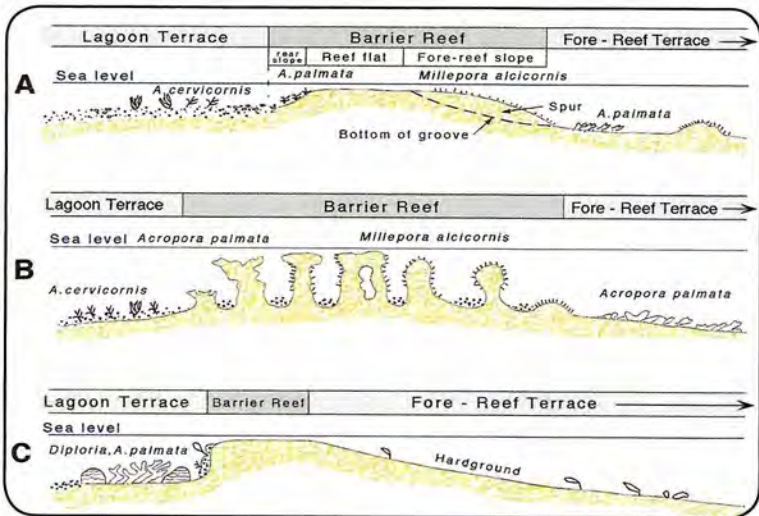


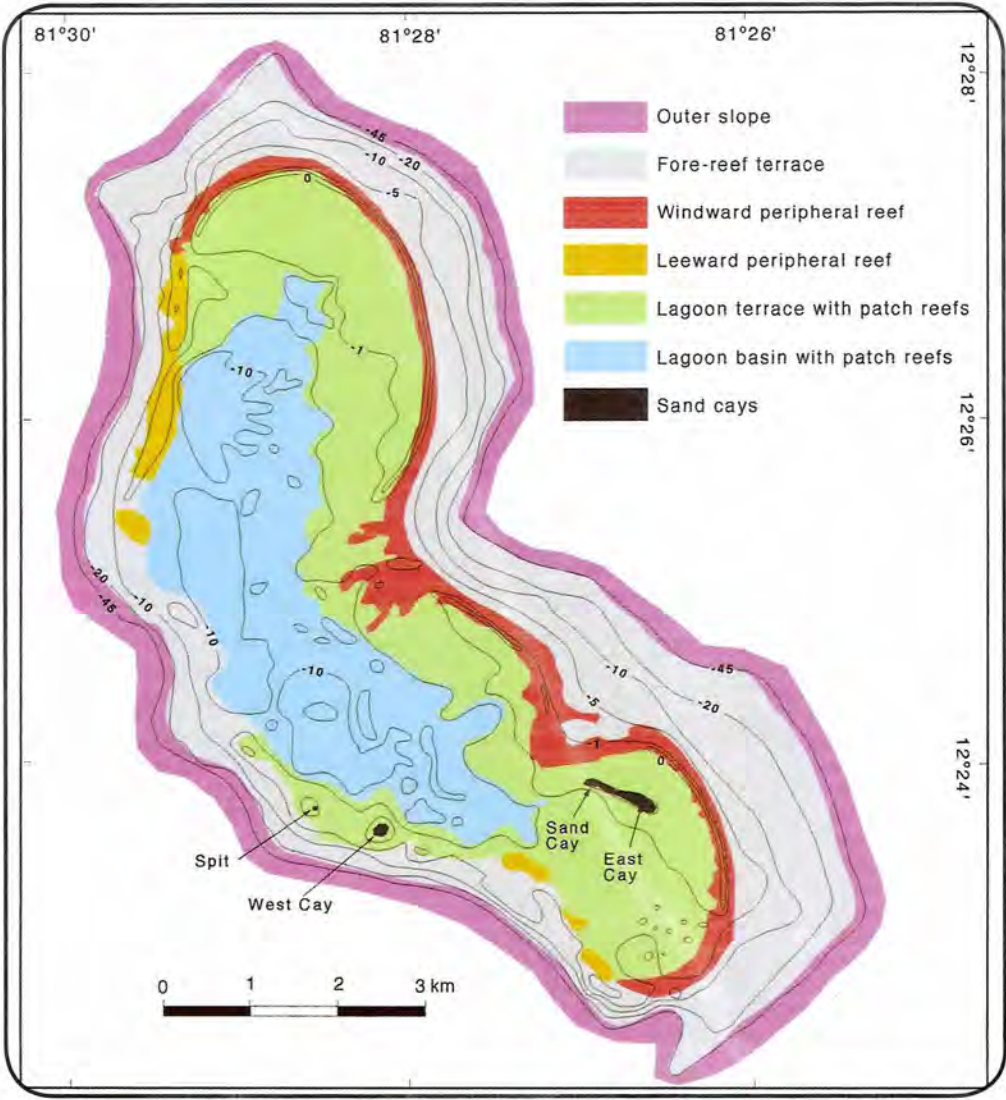
Figura 35. Geomorfología del atolón de Courtown. Adaptado de Díaz et al. (2000).

cimas estaban aún en buen estado durante las visitas realizadas en 1970 y 1979.

Anteriormente era muy común encontrar extensas y abundantes colonias de *Acropora cervicornis* en la terraza lagunar de barlovento y arrecifes de parche, especialmente en los arrecifes dispuestos en forma de cinta. Sin embargo, la mayoría de las colonias fueron destruidas por el huracán Joan en 1988 y posiblemente afectadas por “blanqueamiento”. Extensas colonias de *Acropora palmata* caracterizan las crestas someras de los arrecifes de parche de sotavento, pero también en aguas menos someras en las cuencas lagunares. En Point Blue y frente a Manchioneal Bay se observan algunos arrecifes de parche que han crecido desde el fondo, situado a 20m de profundidad, hasta sobresalir del agua. En aguas tranquilas, los corales dominantes son *Montastraea* spp. y octocorales.

El Back of the Elbow y Northeast Bank forman una barrera arrecifal sumergida en el borde de la plataforma rodeando la

parte norte del banco calcáreo de Providencia. En octubre 19 de 1994, durante un buceo de reconocimiento de la cresta de Northeast Bank reveló la presencia de una amplia elevación rocosa, cuya cima se encuentra 25 m por encima del fondo. Al NE de allí, el fondo descende hasta una depresión cubierta por arena en el margen de la plataforma hasta 28 -30 m antes del pronunciado talud externo. El fondo calcáreo está colonizado en parches por esponjas y colonias achatadas de corales que en otras circunstancias son masivos (*Siderastrea siderea*, *Montastraea* spp., *Diploria strigosa*) y otras especies (*Madracis decactis*). Muy comunes son los látigos de mar y otros octocorales ramificados. Solo el 1% de la superficie rocosa estaba cubierta con corales escleractinios. La impresión general fue que actualmente no tiene lugar acreción coralina activa en Northeast Bank.



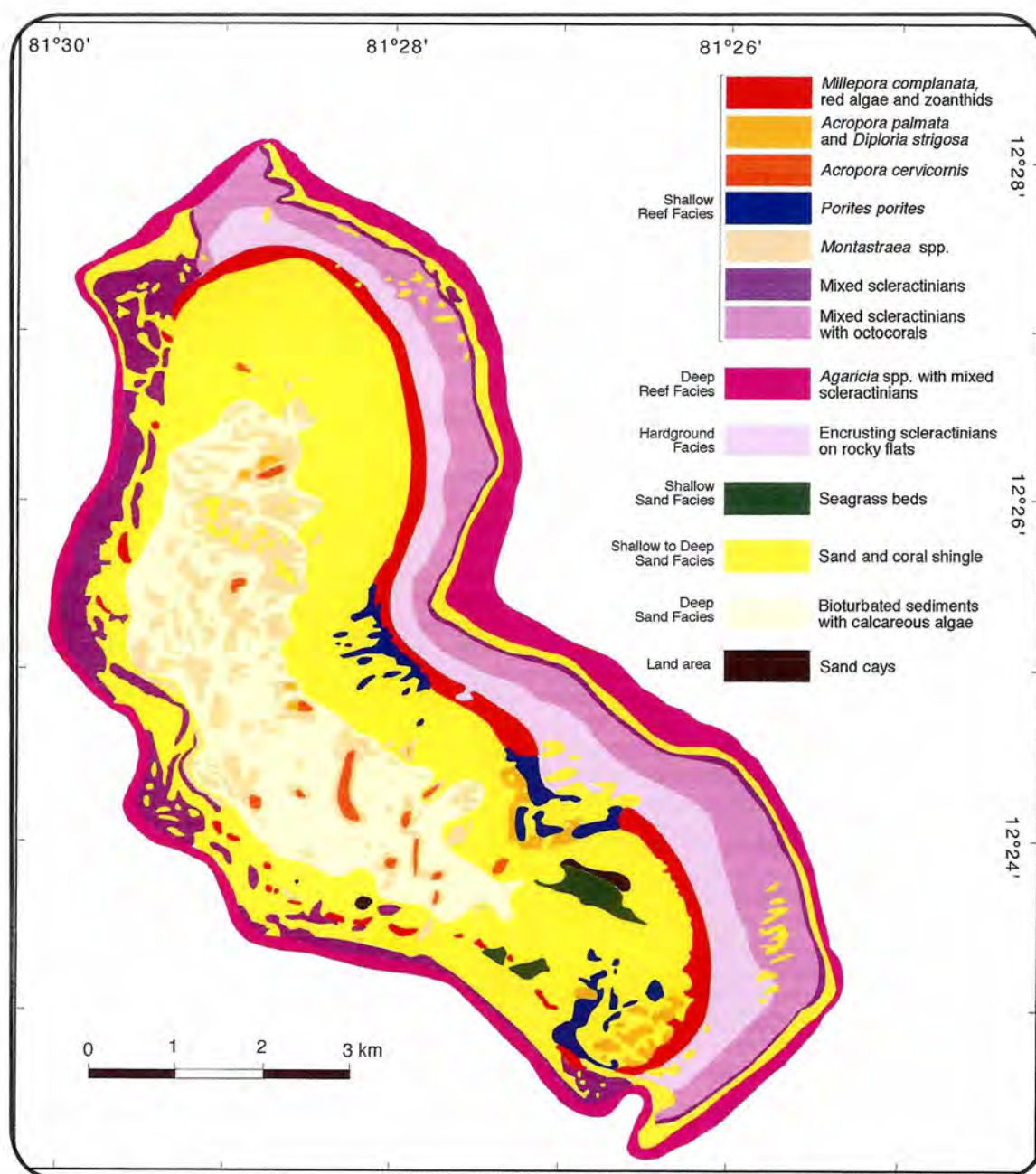


Figura 38. Distribución de las facies de fondo y comunidades bentónicas en el atolón de Courtown Cays. Adaptado de Díaz et al. (2000).

6.3 Geología y Arrecifes de los Atolones y Bancos Coralinos

6.3.1 Atolón de Courtown Cays

El atolón de Courtown Cays, de forma de riñón, se localiza a 22 km aproximadamente al ESE de San Andrés (de ahí su otro nombre "East-southeast Cays"). Está rodeado por aguas de más de 1.000 m de profundidad. La mitad sur de la estructura del atolón tiene una orientación SE-NW, mientras que la mitad norte muestra una clara dirección NNE-SSW. Ambas son direcciones tectónicas características en esta parte del Caribe. Por lo tanto, este atolón podría indicar un importante

sitio de intersección triple de dos zonas de falla con diferentes rumbos que subyacen el presunto cono volcánico que parece constituir el basamento del atolón. (Figura 37 y 38).

La suave inclinación de la terraza pre-arrecifal caracteriza el margen de barlovento del atolón. La terraza tiene más de 1 km de ancho y consiste en un fondo duro calcáreo horadado y poco poblado por organismos incrustantes y octocorales. Desde 4-8 m de profundidad desciende suavemente hasta alcanzar el margen de la plataforma a profundidades entre -24 y -30 m. A partir de -18 m empiezan a verse corales hemisféricos (*Montastraea* spp. y *Colpohyllia natans*), además de sedimentos gruesos que se acumulan en depresiones de la parte externa de la plataforma. De allí hasta el talud exterior desciende con un ángulo de 40° a 50° hasta una terraza arenosa estrecha a unos -30 m que corresponde probable-

mente a la terraza de -40 m. Esta terraza parece estar mejor desarrollada en el margen NE y SE del atolón. Por debajo de este escalón, el fondo marino se precipita subverticalmente hasta -400 m y luego con menor ángulo hasta más allá de -1000 m.

Los arrecifes de barlovento se desarrollan en los costados NE, E y SE del atolón. Los arrecifes están bien disectados por canales de oleaje y se indentan en dos sitios, donde la cresta se interrumpe y el sistema de canales-espolones está bien desarrollado. Una profusa asociación de *Millepora*, *Palythoa* y algas rojas incrustantes coloniza los espolones. A lado y lado de los canales se alinean formas masivas de *Diploria*, *Montastrea annularis* y *Porites astreoides*. También se encuentran con frecuencia el coral *Porites porites* y el alga verde *Halimeda opuntia*. La terraza de la laguna se encuentra a 1-3 m por debajo la superficie. Detrás de la cresta del arrecife periférico de barlovento, la terraza se adentra en la laguna por 200-500 m. Desde el borde externo de la terraza se desprende un talud arenoso muy escarpado que se precipita sobre el fondo de la cuenca lagunar. La superficie de la terraza está cubierta con escombros, gravas y arena gruesa. La cuenca lagunar tiene unos 12 m de profundidad y en gran parte está cubierta por sedimentos biodetríticos. Un intrincado sistema anastomoso de arrecifes de parche, construido predominantemente por *Montastrea annularis*, cubre aproximadamente el 30% de la parte NW del fondo de la laguna. Muchos de estos arrecifes se elevan unos 4 m desde el fondo, y sólo unos pocos casi emergen a la superficie.

Los arrecifes de parche de la mitad sur de la cuenca son pequeños y más aislados. Algunos de ellos también se elevan hasta muy cerca de la superficie. En las crestas de los arrecifes se aprecian colonias masivas de *Montastrea* spp. y entre de ellas densos setos de *Acropora cervicornis*.

El arrecife periférico no rodea completamente el atolón. La laguna se abre ampliamente hacia el W y SW y carece de un sistema arrecifal de sotavento o de un rasgo topográfico equivalente. Algunos segmentos aislados, poco desarrollados, del arrecife periférico y un cayo arenoso demarcan la transición de la cuenca lagunar hacia el margen de la plataforma del atolón hacia el NW y SW. Las crestas de estos riscos emergen durante las mareas bajas y reciben el oleaje de diferentes direcciones. En vez de corales, las algas coralíneas (*Porolithon pachydermum* y *Titanoderma* sp.) incrustan estos arrecifes, formando crestas algales. La costra de algas está profusamente perforada por chitones (*Choneplax lata*). La turbulencia causada por el fuerte oleaje y el intrincado sistema de cavernas en laberinto crean un ambiente arrecifal muy particular y único (Díaz et al 1996). El margen de sotavento del atolón no tiene bien definida la terraza pre-arrecifal. En su lugar, el talud externo cae abruptamente en una pendiente cubierta de arena (ángulo natural de reposo) o en un escarpe rocoso con algunos contrafuertes.

Los cayos Courtown son dos islotes, ambos densamente vegetados por palmeras de coco y arbustos, además se un

pequeño islote de arena sin vegetación. En el sector SE del atolón, East Cay y Sand Cay han coalescido recientemente y forman actualmente una sola isla en forma de arco, de unos 800 m de longitud, situada en la terraza lagunar de barlovento. Middle Cay, que fue uno de los cuatro cayos originales emergidos del atolón, desapareció hace más de 20 años. El cayo más pequeño, West Cay (= Cayo Bolívar), posee un faro y un puesto militar de la Armada Nacional (Díaz et al. 1996, Milliman 1969 b).

6.3.2 Atolón de Albuquerque Cays

El atolón de Albuquerque Cays (12°10'N--81°51'W), situado aproximadamente a 35 Km. de San Andrés (de allí su otro nombre, "Southwest Cays"), es el único atolón en el área que con contorno más o menos circular; incluyendo la terraza pre-arrecifal, su diámetro E-W supera los 8 km. El atolón tiene basamento volcánico según los datos paleomagnéticos de una muestra de grava basáltica obtenida en su talud noroccidental a una profundidad aproximada de 700 m. (Milliman & Supko, 1968). (figs.39 y 40)

El arrecife periférico de barlovento es virtualmente continuo y alcanza una longitud de casi 6 km. El sistema de surcos-espolones está bien desarrollado en el sector NE del arrecife de barlovento. La terraza pre-arrecifal tiene una pendiente suave, su superficie calcárea, escasamente cubierta por organismos, desciende suavemente desde el arrecife periférico hasta unos -30 m, donde se marca muy bien el comienzo del talud externo subvertical. Mas abajo, a -35 m, se encuentra una terraza estrecha, similar a la que existe en Courtown. Esta terraza de -40 parece estar mejor desarrollada en la parte SW del atolón. A partir de allí, el talud escarpado se precipita hasta grandes profundidades.

Como en el atolón de Courtown Cays, las zonaciones ecológicas y morfológicas del arrecife están principalmente controladas por su exposición al oleaje a lo largo de un gradiente de barlovento a sotavento. La barrera arrecifal de barlovento muestra un buen sistema de surcos y espolones. La composición de especies hermatílicas es muy similar a la de los arrecifes correspondientes en Courtown Cays, San Andrés y Providencia: una alta diversidad de especies coralinas en la parte superior del talud externo, justamente debajo del margen de la terraza pre-arrecifal, extensas superficies prácticamente despobladas en la terraza pre-arrecifal y exuberante cobertura coralina, aunque poca diversidad, dominada por *Millepora* y el zoantideo colonial *Palythoa*, en la zona de cresta del arrecife periférico.

Dos cayos emergidos (North Cay y South Cay), formados por arena y escombros, situados sobre la terraza lagunar de barlovento, se elevan hasta poco menos de 2 m sobre el nivel del mar. La cuenca lagunar muestra dos niveles de profundidad (en promedio de -9 y -15 m respectivamente), fácilmente reconocibles desde el aire por sus dos tonalidades de azul. Un arrecife de cinta, estrecho y meandriforme forma una elevación topográfica a lo largo de casi 6 km separando ambos ni-

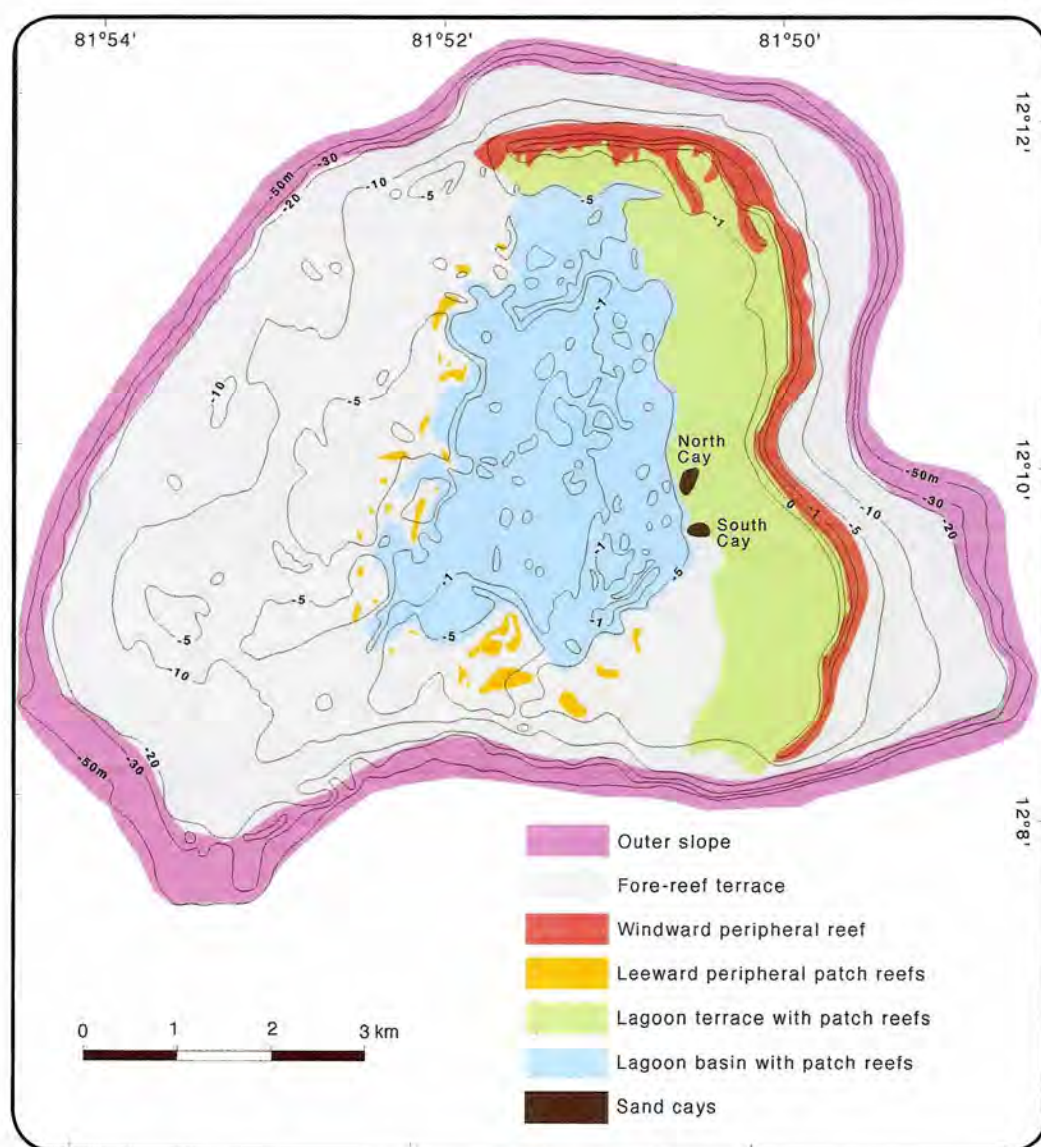


Figura 39. Geomorfología del atolón de Albuquerque Cays atollo Adaptado de Díaz et al. (2000).

veles. El fondo de la laguna en Albuquerque está cubierto con parches arrecifales en un 25%. Los más profundos son en su mayoría de tipo anastomosado y están dominados por *Montastraea spp.* Los arrecifes lagunares someros que se levantan hasta cerca de la superficie, algunos en forma de cinta, están constituidos por densos setos de *Acropora palmata* y grandes cabezas de *Diploria strigosa*. En otros parches más profundos predomina *Acropora cervicornis* (Milliman 1969a, Díaz et al, 1996). Una serie de pequeños y someros arrecifes periféricos encierran parcialmente la cuenca lagunar a sotavento formando un semicírculo. Éstos están constituidos por setos grandes de *Acropora palmata* (Figs 39 y 40).

La terraza pre-arrecifal de sotavento se extiende por casi 1,5 km hasta profundidades de 30 m y más, donde finaliza el borde externo del atolón. Esta extensa plataforma desciende con un ángulo de 4-7° hasta cerca de -15 m. Luego, la pendiente se va acentuando gradualmente hasta -40 m, donde el talud externo forma una pendiente abrupta o incluso un escarpe sub-vertical densamente cubierto por corales aplana-

dos. En sus partes más someras, la terraza está cubierta por arena y escombros, pero la abundancia y diversidad de los corales, octocorales ramificados y algas aumenta rápidamente con la profundidad (Díaz et al. 1996; Díaz-Pulido & Bula-Meyer 1998; Milliman 1969a y b).

6.3.3 El atolón del Banco Roncador

El Banco Roncador (13°34'N, 80°04'W), está localizado aproximadamente a 135 km de la isla de Providencia y a 210 km de San Andrés. Este atolón mide cerca de 13 km de largo y alcanza una anchura máxima de casi 6 km, estando orientado en sentido NW-SE. El banco se sitúa al E de una depresión de falla muy joven y activa. El arrecife de barlovento tiene forma de anzuelo, y en su extremo noroccidental emerge para formar un islote rocoso con escasa vegetación, Cayo Roncador, que representa una acumulación de escombros y bloques de coral. Sirve de puesto militar de la Armada Nacional de Colombia. Dos diminutos islotes de arena se encuentran al sur del cayo sobre la terraza lagunar. (fig 41)

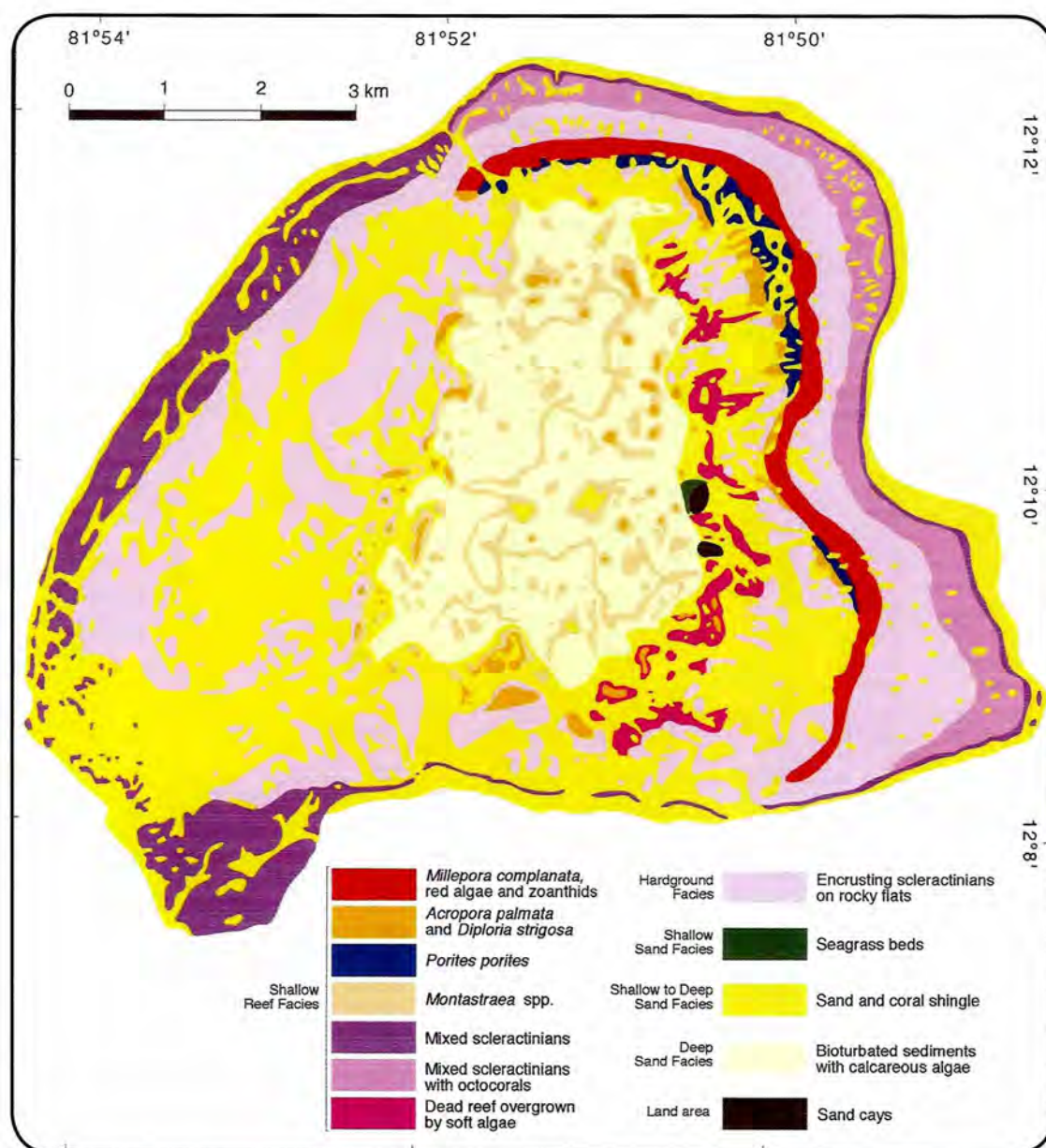


Figura 40. Distribución de las facies de fondo y comunidades bentónicas en el atolón de Albuquerque Cays. Adaptado de Díaz et al. (2000).

La terraza pre-arrecifal de barlovento es algo más angosta y se profundiza más rápidamente que en cualquiera de los otros atolones. El arrecife periférico es virtualmente continuo, pero sólo a barlovento. En períodos de calma y de mareas bajas extremas, gran parte de este arrecife queda emergida. Cerca de Cayo Roncador, se destacan amplias porciones emergidas del plano arrecifal externo, compuestas por grandes bloques calcáreos que seguramente fueron lanzados sobre el plano durante eventos de mucha energía tales como tsunamis y enormes olas producidas por fuertes huracanes. La terraza lagunar de Roncador es más somera que la de los otros atolones del área, tanto que emerge localmente durante la bajamar. Las profundidades dentro de la laguna alcanzan los 18 m, pero el promedio es de aproximadamente 12 m.

Las asociaciones hermatílicas de la cresta arrecifal de barlovento corresponden ampliamente a aquellas de los dos atolones descritos previamente. La mitad sur de la laguna posee una densa concentración de arrecifes de parche anastomosa-

dos, constituidos principalmente por *Montastraea* spp. Algunos de estos parches se elevan hasta muy cerca de la superficie mostrando en su cima un crecimiento exuberante de *Acropora cervicornis*. Los parches cubren en este sector casi el 70% de la superficie del fondo de la laguna.

La cuenca lagunar es completamente abierta hacia el W, con excepción de su sector más meridional, donde unos pocos arrecifes de parche, someros y elongados, forman una cadena. Hacia el NW se reduce progresivamente la anchura de la cuenca lagunar y la densidad arrecifes de parches. De otra parte, el fondo de la laguna se profundiza progresivamente hacia el W y SW, de manera que la transición hacia la terraza pre-arrecifal de sotavento es imperceptible. El margen externo de la plataforma del atolón en su parte SW está marcado por un escarpe subvertical a partir de -18 m. Esto puede sugerir un colapso del margen de la plataforma de cara a la falla activa situada al E. Si alguna vez existió un arrecife

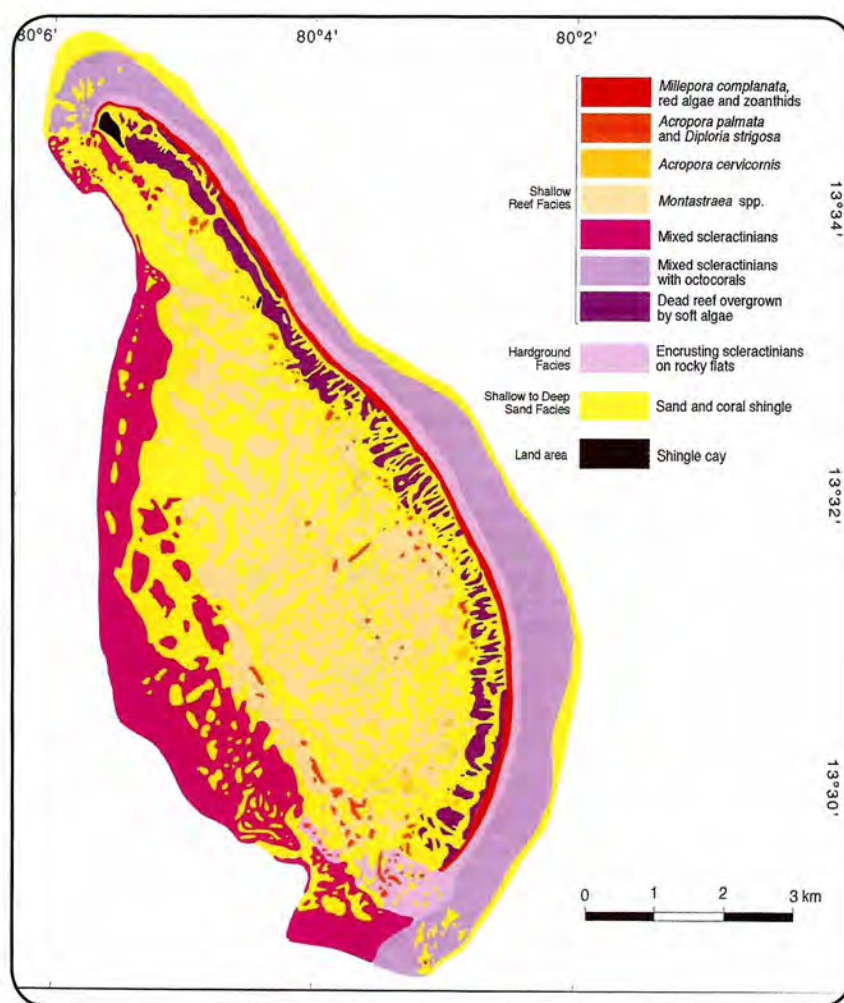


Figura 41. Geomorfología del atolón de Roncador. Adaptado de Díaz et al. (2000).

periférico a lo largo de la plataforma de sotavento, éste pudo haber sido rasgado durante el presunto colapso.

6.3.4 Atolón del Banco Serrana

El atolón del Banco Serrana ($14^{\circ}34' \text{ N}$, $80^{\circ}16' \text{ W}$), es un amplio complejo arrecifal de 36 por 15 km de extensión aproximada, de forma casi triangular, localizado a 150 km al NE de Providencia. La orientación de Serrana es similar a la de los Cayos Courtown, es decir NE y NW. Aunque menos pronunciado, la forma sugiere también un punto de intersección triple de zonas de falla. De acuerdo con recientes resultados sísmicos presentados por Munar (2000, fig. 6), el Banco Serrana es una estructura de horst elevada considerablemente, que ha sido recubierta por calizas más recientes, depositadas en el transcurso de la subsecuente subsidencia del fondo marino para formar el actual atolón. (figs. 42 y 43)

El frente arrecifal de barlovento está muy bien desarrollado en los flancos NE y SE del atolón. Se halla interrumpido en tres sitios por canales profundos, uno en cada uno de los segmentos central y oriental del ramal sur del arrecife y otro cerca de la curvatura noro-

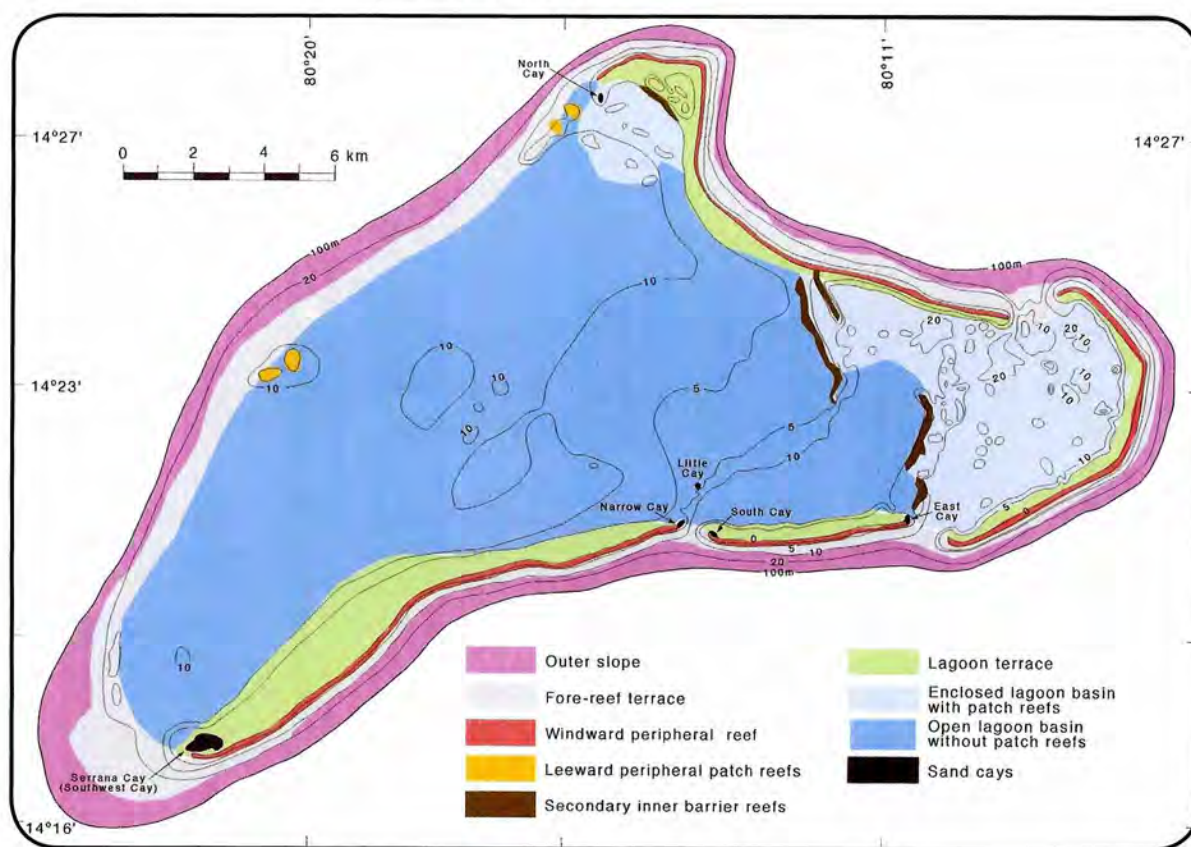


Figura 42. Distribución de las facies de fondo y comunidades bentónicas en el atolón de Roncador. Adaptado de Díaz et al. (2000).

oriental del frente arrecifal externo. La cresta del arrecife está dominada por las asociación *Millepora* sp., *Palythoa* sp. y algo de *Acropora palmata*. El plano arrecifal y las terrazas lagunares son menos reconocibles que en los otros atolones.

El fondo arenoso de la laguna alcanza por lo general más de 10 m de profundidad y está en buena parte vegetado por extensos parches del alga parda *Lobophora* sp. Una cresta arenosa divide la laguna en dos sectores, uno oriental y otro occidental. La parte occidental tiene amplias llanuras arenosas con unos pocos arrecifes de parche.

“Barreras arrecifales” secundarias elongadas formadas por *Acropora palmata* encierran parcialmente la laguna en sus partes oriental y más septentrional creando condiciones muy calmas donde se desarrollan profusamente arrecifes de parche anastomosados de *Montastraea* spp. que cubren el fondo en más del 60%. La cuenca lagunar es completamente abierta hacia el NW y allí el banco termina con una pendiente muy pronunciada hacia mar abierto. Una enorme acumulación de sedimentos en forma de lengüeta desciende desde la laguna hacia el talud externo occidental del atolón.

Los ambientes que tiene la laguna occidental del Banco Serrana se destacan por ser el único sitio en todo el Archipiélago donde los granos del sedimento están en gran proporción constituidos por oolitas modernas (Milliman, 1969b). Bock & Moor (1971) estudiaron los faraminíferos y micromoluscos, y Díaz- Pulido & Bula -Meyer (1998) las algas de la laguna de Serrana.

Hay seis pequeños islotes arrecifales en el Banco Serrana (Ortega, Ricaurte 1944, Milliman, 1969a, DHI 1983):

- 1.) East Cay, una pequeño cayo cubierto por escombros coralinos y conchas de moluscos, de apenas 1 m de altura.
- 2.) South Cay, con aproximadamente 150 m de largo y 25 m de ancho, compuesto por escombros de coral y arena, con vegetación rala. Areniscas de playa demarca, la línea de costa hacia barlovento.
- 3.) Little Cay, con menos de 100 m de diámetro, constituido por arenas finas y escombros, desprovisto de vegetación.
- 4.) Narrow Cay, diminuto islote formado por acumulación de escombros coralinos.
- 5.) Cayo Serrana (Southwest Cay), localizado en el extremo SW, al final del frente del arrecife periférico, tiene una extensión actual de 500 por 200 m, se encuentra cubierto densamente por arbustos y matorrales; posee dunas de más de 10 m de altura. Allí se encuentra un faro y un puesto militar de la Armada de Colombia. Existe un pozo de agua salobre. La isla está poblada por numerosos pájaros marinos que anidan allí (fig 45); este cayó fue en otros tiempos un sitio de explotación de guano.

6.) North Cay, situado al norte del arrecife periférico, es bajo y está compuesto por arena y escombros. Según Ortega-Ricaurte (1944), su área era de 270 por 135 m, pero actualmente es más pequeño, pues no tiene más de unos 150 por 80 m de extensión (Observ. Pers. JMD 1995). Este cayó es un lugar de anidación de aves marinas (fig.44)

6.3.5 El Semi-Atolón del Banco Quitasueño

El Banco Quitasueño (14°20' N, 81°10' W) está situado unos 80 km al W del Banco Serrana y a 70 km al NNE de Providencia. Su longitud total alcanza más o menos 65 km y su anchura 24 km., su orientación es NNE y los márgenes de la plataforma externa tienen taludes pronunciados. Es la estructura más grande del área con apariencia de atolón. A lo largo de su margen oriental, se encuentra un arrecife de barrera que se prolonga por más de 40 km, que está disectado por dos pasos bien notorios. Aunque parte de este frente arrecifal queda medio emergido durante las mareas más bajas, no existen islotes o cayos en el Banco Quitasueño (Ortega- Ricaurte 1944, DHI 1983, Díaz et al. 2000). Al norte del arrecife, en aguas someras, fue construido un faro. Restos de dos grandes barcos naufragados eran muy conspicuos durante nuestra visita en 1998. Los extremos norte y sur del arrecife están expuestos a fuertes olas durante las tormentas, como lo atestigua la topografía abrasiva de la terraza pre-arrecifal.

El pre-arrecife muestra buen desarrollo de espolones y surcos, mejor expresados en la parte central de una saliente arqueada hacia en el contorno de la barrera arrecifal. En el Banco Quitasueño no existen arrecifes periféricos a lo largo de sus márgenes norte, sur, ni occidental. La geomorfología general del banco es notoria: la terraza pre-arrecifal es extremadamente ancha, localmente superando los 15 km, ausencia de arrecifes periféricos al N, S y W, y ausencia de una característica depresión lagunar central, lo que puede deberse a un leve basculamiento hacia el occidente durante el truncamiento de la terraza pre-arrecifal ocurrido como resultado de la gran transgresión yarmouthiana. (figs. 45 y 46)

A profundidades menores a 10-15m, la terraza pre-arrecifal está muy despoblada de organismos y no revela acreción arrecifal alguna en la actualidad. Los surcos de resaca, con su superficie calcárea pulida y rellenos en parte por escombros coralinos gruesos a menos de 15 m de profundidad, denotan un ambiente expuesto a fuerte abrasión durante las tormentas. La parte profunda de la terraza pre-arrecifal muestra asociaciones mixtas de corales característicos de aguas tranquilas. La zona de rompiente del arrecife está formada por densas incrustaciones de la asociación *Palythoa- Millepora* y algo de *Acropora palmata*, similar a la de los otros arrecifes de esta parte del Caribe.

A sotavento se encuentra bien desarrollada la terraza lagunar, donde se acumulan los sedimentos desprendidos del arrecife. Se aprecia cómo los arrecifes vivos resultan “enterrados” por el frente progradante de sedimentos del talud arenoso.

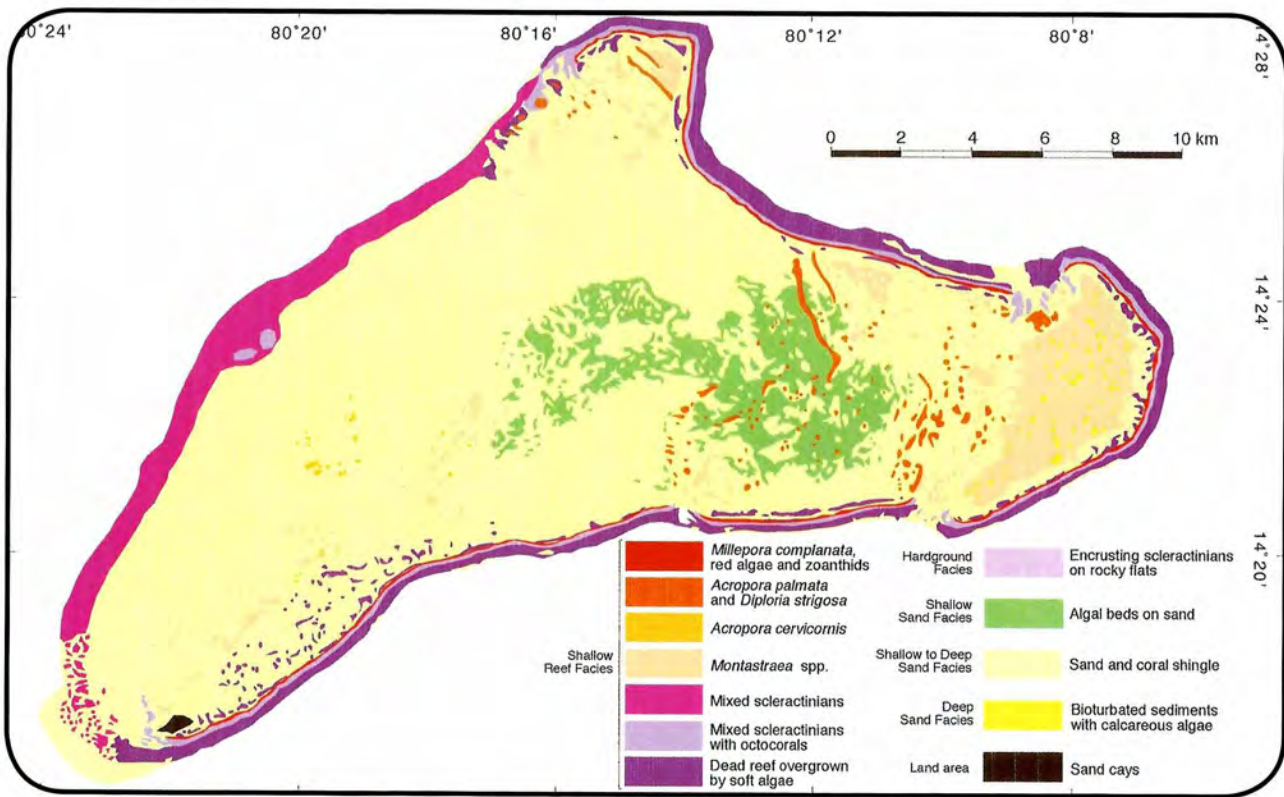


Figura 43. Geomorfología del atolón de Serrana. Adaptado de Díaz et al. (2000).



Figura 44. Distribución de las facies de fondo y comunidades bentónicas en el atolón de Serrana. Adaptado de Díaz et al. (2000).

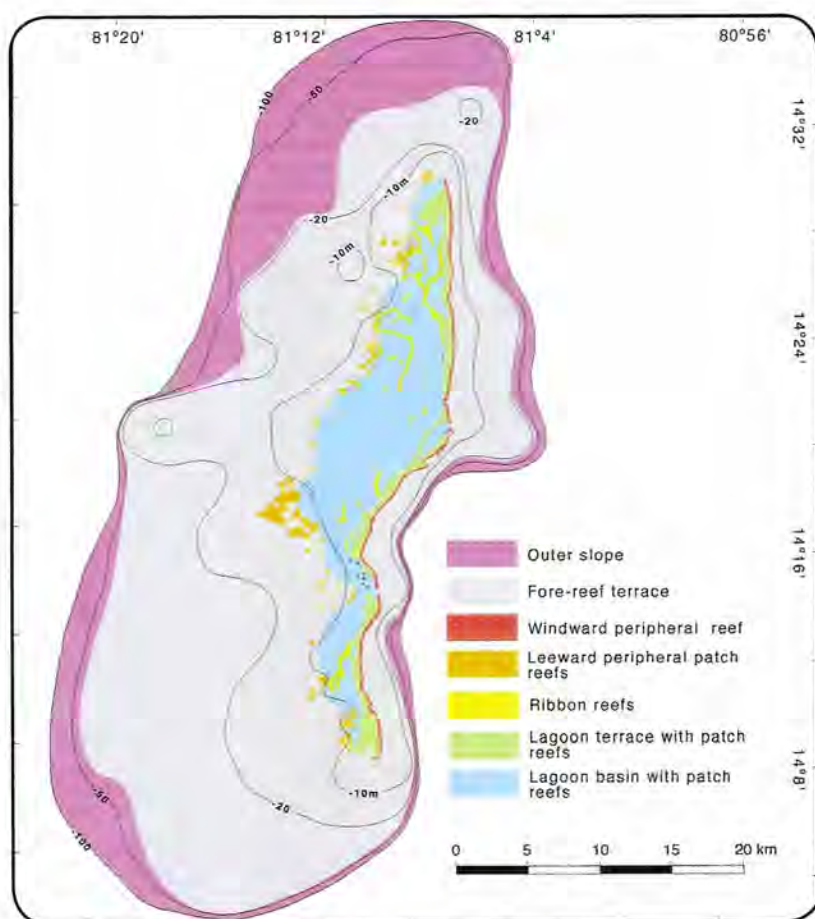


Figura 45. Atolón de Serrana: North Cay, prácticamente desprovisto de vegetación terrestre. Numerosas aves (Sulidae, Fregatidae) anidan en este cay. Mayo de 1995.

Más allá de esta terraza hay una depresión lagunar de 4-6 m de profundidad, que se profundiza gradualmente hacia el W. Aquí son comunes las formas muy irregulares de arrecifes de parche, pero las crestas de la mayoría de ellos están sumergidas varios metros. El tamaño y forma de estas estructuras se puede apreciar mejor desde el aire. Muy notorios son los arrecifes dispuestos en cinta, con longitudes de más de 1 km, que se orientan casi paralelamente a la barrera de barlovento a cierta distancia de ésta. Por lo menos uno de los arrecifes presenta su parte plana cubierta densamente por rodolitos. Éstos han sido formados por una cobertura múltiple de algas rojas que incrustan alrededor de un pequeño núcleo de fragmento coralino. Muestran gran similitud en tamaño y forma con los rodolitos descritos de los arrecifes de Belice por Gischler & Pisera (1999). La cima de estas cintas de arrecifes se encuentra a 2-3 m de profundidad.

Más espectaculares aún son los extensos arrecifes anastomosados localizados más profundamente en la laguna. Consisten en crestas arrecifales angostas y elongadas que se funden entre sí para formar una red regular poligonal de arrecifes. Cada red alcanza varias decenas de metros a lo ancho y se eleva algunos metros por encima del fondo arenoso. Las redes están interconectadas y cubren muchas hectáreas del fondo lagunar, que se mantiene a unos 10 m de profundidad. Este diseño característico en forma de panal es bien visible desde el aire. Cada segmento de la red encierra una microlaguna, que forma una trampa de sedimentos muy efectiva.

La cresta de los segmentos se eleva abruptamente desde el fondo arenoso, pero en los lugares donde se conectan los segmentos puede asomar a la superficie. Algunos kilómetros al W del arrecife periférico, los arrecifes de parche se encuentran a mayor profundidad, incluso por debajo de -20 m, con menor relieve topográfico y contorno menos regular.

Puesto que el Banco Quitasueño tiene un arrecife periférico bien conformado en el costado oriental pero completamente ausente en el occidental, puede clasificarse geomorfológicamente como un semi-atolón. El fondo de la laguna, inclinado hacia el W, parece reflejar arrastre en ese sentido de sedimentos provenientes del arrecife durante las tormentas, pero esto también puede ser debido a la alta producción de carbonatos en las aguas someras que se encuentran en el E y a la considerable capacidad de retención de sedimentos que tienen los arrecifes anastomosados. Además, no debe descartarse un eventual basculamiento de la plataforma hacia el W durante el Cuaternario. Esto último se deduce de la ausencia de una verdadera cuenca lagunar, de la presencia de una plataforma plana e inclinada hacia el W y del desarrollo del arrecife periférico solamente en el E. Se supone, de acuerdo con el esquema regional, que también el Banco Quitasueño tuvo una historia

como atolón durante el Neogeno, el cual experimentó

truncamientos durante una o varias transgresiones y fue recubierto por complejos arrecifales en el Cuaternario.

6.3.6 El Semi-Atolón del Banco Serranilla

El Banco Serranilla (15°50'N-79°50'W) está situado aproximadamente a 180 km al NNE de la plataforma arrecifal de Providencia. El banco tiene cerca de 46 km de largo (E-W) y 38 km de ancho (N-S), y su área es de más o menos 1.100 km². Serranilla se localiza inmediatamente al N de la Zona de fractura de Pedro (Hine et al. 1992, fig.1), cuyo rumbo regional es ENE-WSW. (fig.47)

Este banco tiene una profundidad entre 10 y 40 m, y está bordeado por paredes muy escarpadas. El perímetro de su plataforma exhibe concavidades a manera de festones, principalmente a lo largo del margen meridional. Únicamente sus márgenes E y SE están bordeados por una topografía con estructura arrecifal periférica, la cual emerge localmente durante las mareas bajas. En general, la geomorfología que se observa corresponde a un semi-atolón, aunque no hay acreción activa del frente arrecifal (Triffleman et al. 1992 a y b).

Detrás de la topografía arrecifal existe una amplia zona, de unos 9 km, cuya profundidad raramente excede los 5 m. A continuación se presenta un fondo arenoso a 19 m

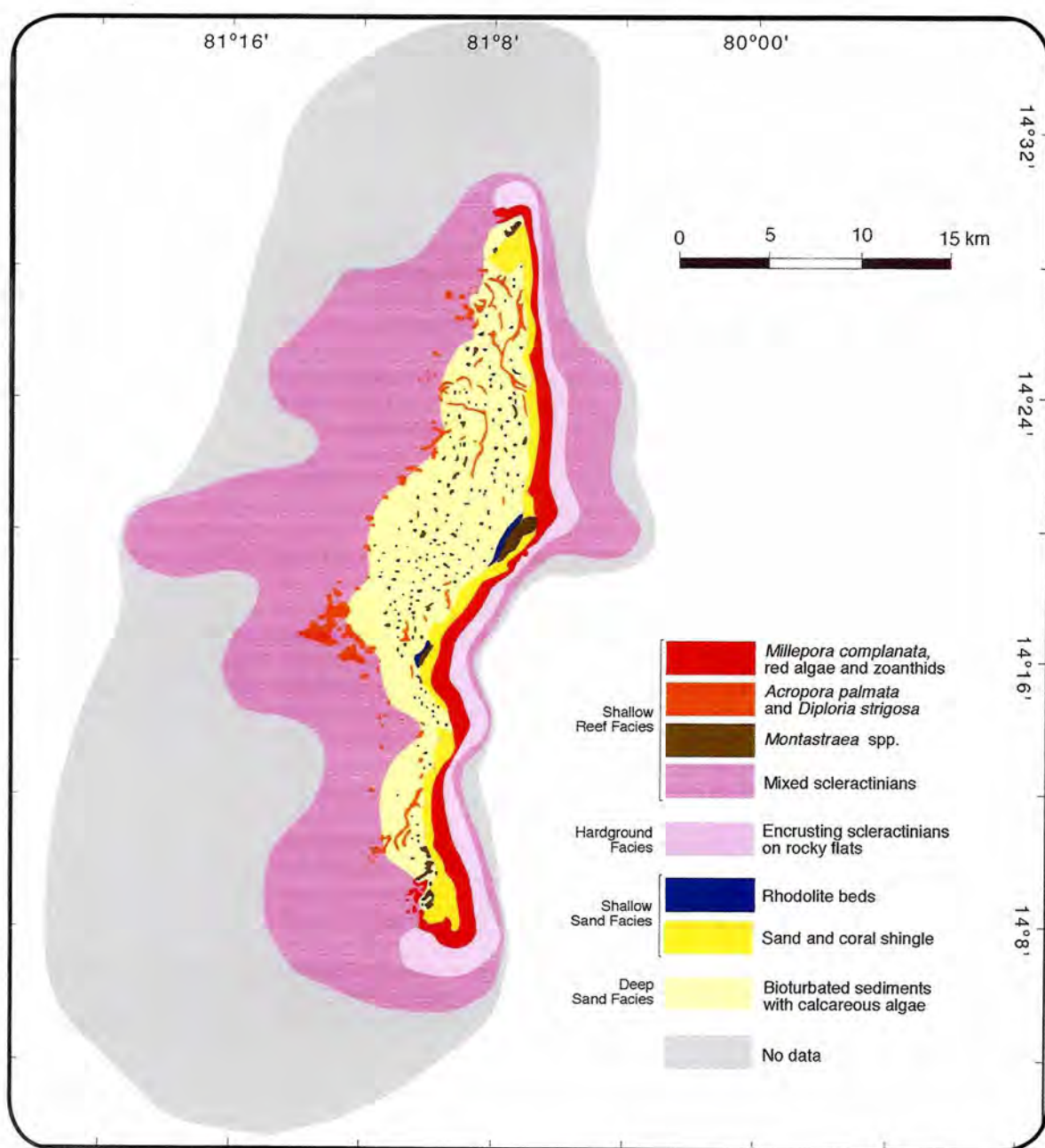


Figura 46. Geomorfología del semi-atolón de Quitasueño. Adaptado de Díaz et al. (2000)

de profundidad. El fondo duro somero del sector suroriental está colonizado predominantemente por algas pardas y esponjas. Sobre la cima de los bancos arenosos proliferan *Halimeda* y otras algas calcáreas. La cobertura de sedimentos es delgada y de grano grueso, pero en la mitad occidental del banco la capa sedimentaria es algo más gruesa, los sedimentos más finos y compuestos principalmente por hojuelas de *Halimeda* y restos de conchas de moluscos. La forma del lecho y la distribución de los sedimentos sugieren un transporte hacia fuera del banco en respuesta a los fuertes vientos del E y a la Corriente del Caribe, que fluye hacia el NW (Triffleman et al. 1992 y b). La “cuenca lagunar” es abierta y desprotegida hacia el N y W debido a la carencia de un frente arrecifal. La parte superior del banco está caracterizada por comunidades de foraminíferos dominadas por *Discorbis rosea*, las cuales suelen ser características de ambientes de margen de plataforma en otras áreas del Caribe. El predominio de especies robustas

es probablemente el resultado de la relativa profundidad a la que se encuentra la cima del banco y a la dinámica de las condiciones hidrográficas existentes sobre la plataforma (Triffleman et al. 1992b). No parece existir acreción del banco bajo las actuales condiciones ambientales. Según Hallock et al. (1998), la acumulación de carbonatos sobre ésta y las plataformas vecinas no ha compensado el incremento del nivel del mar durante el Holoceno. Los recursos tróficos en esta área exceden aparentemente los requeridos para el desarrollo de arrecifes coralinos pero favorecen el de comunidades de esponjas y algas.

Las corrientes de surgencia y los aportes continentales sobre el Alto de Nicaragua enriquecen con nutrientes las aguas del Caribe occidental. El arrastre y transporte de sedimentos desde los bancos y áreas someras hacia zonas profundas es debido al efecto conjunto de las tormentas y las fuertes co-

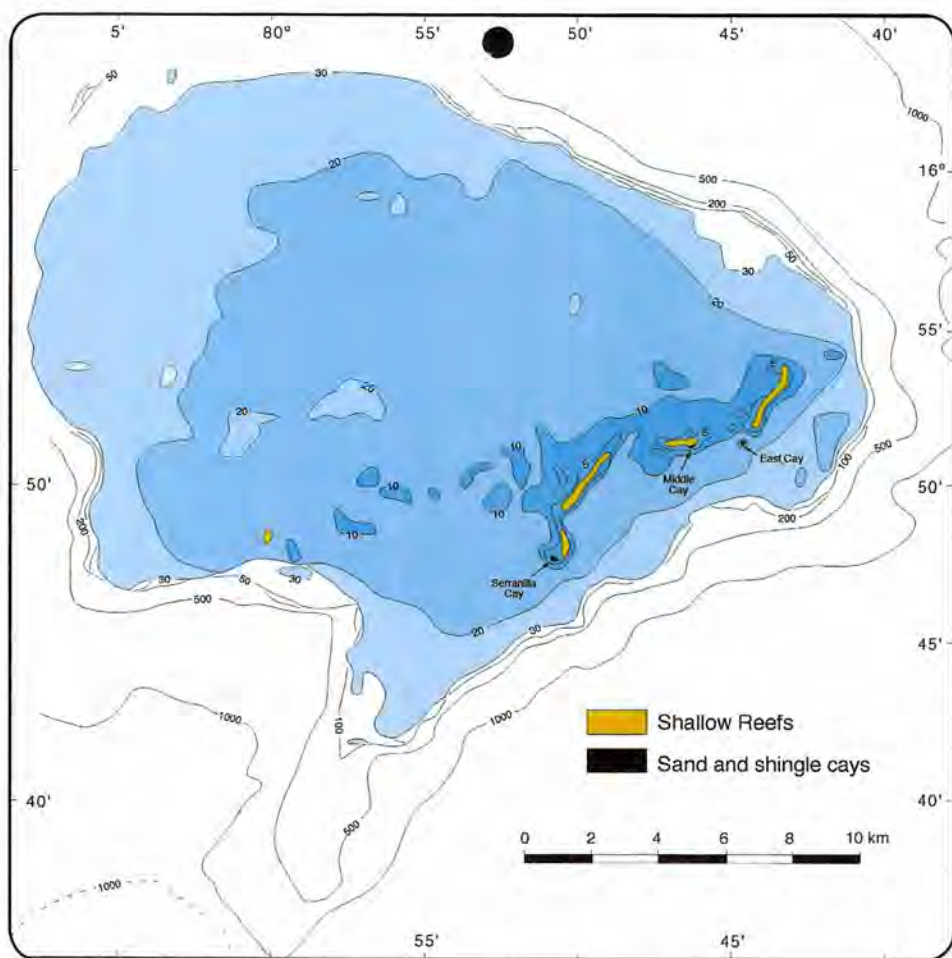


Figura 47. Distribución de las facies de fondo y comunidades bentónicas en el semi-atolón de Quitasueño. Adaptado de Díaz et al. (2000)

rrientes. Los lodos parecen originarse a partir de sedimentos de la parte superior del banco (Triffleman et al. 1992).

Existen algunos cayos de arena y escombros en el sector suroriental que sobresalen hasta dos metros por encima del nivel del mar. Cayo Beacon, el mayor de ellos, tiene 900 m de largo y una altura de 2,4 m, y en él se localiza un faro y un puesto militar de la Armada Nacional (DHI 1983, chart COL-004, Triffleman et al. 1992a y b). El cayo está densamente vegetado por plantas rastreras (verdolaga), además de palmeras. Las aves son frecuentes. Las aguas en torno al cayo son turbulentas, por lo que el desembarco se hace difícil (comunicación personal de Jaime Garzón-Ferreira, INVE-MAR).

6.3.7 El Atolón Sumergido de Bajo Alicia

El bajo arrecifal Alicia ($16^{\circ}05'N-79^{\circ}18'W$) se ubica a menos de 30 km al ENE del Banco Serranilla. Es un bajo de forma circular con un diámetro de alrededor de 20 km. Según la carta náutica COL 004, el Bajo Alicia tiene las características morfológicas de un atolón, cuyos arrecifes de barlovento se elevan abruptamente hasta unos 11 m de profundidad (DHI, 1983). La topografía está mucho mejor desarrollada en su sector oriental, donde los bajos

se elevan hasta 12 m más sobre el fondo de la laguna central, que alcanza profundidades entre 24 y 30 m. El anillo del atolón está abierto hacia el NW, donde está ausente el arrecife marginal, lo que concuerda con el esquema regional de la geomorfología de los atolones. El margen externo de la plataforma arrecifal parece tener una caída muy pendiente desde 40 m hasta varios cientos de metros de profundidad y luego se aminora gradualmente hasta aproximadamente los 1.000 m (ver la carta náutica COL 004). No existe información sobre las comunidades bentónicas en este atolón.

Junto con el Banco Saba de las Antillas Menores (van der Land 1977), Bajo Alicia parece ser el único atolón sumergido que se conoce en el Caribe. El hundimiento de este banco aislado podría explicarse como el resultado del fallamiento en bloques que se registra en la parte inferior del Alto de Nicaragua. La Zona de Fractura de Pedro se encuentra cerca del margen SE del atolón (ver Hine et al. 1992, fig 1). Nada se sabe sobre cuándo se sumergió el atolón. Si el hundimiento de

la plataforma ocurrió repentinamente durante el Holoceno, el tiempo disponible para la acreción arrecifal hacia la superficie fue quizás muy corto, además de la reducida producción de carbonato que caracteriza esta área (ver Hallock et al. 1988). (fig.48)

6.3.8 El Banco Coralino Bajo Nuevo

Bajo Nuevo ($15^{\circ}50'N-78^{\circ}40'W$) se localiza a 60 km al E del Banco Serranilla y a 240 km al NE del Banco Serrana; es el bajo coralino más oriental de la parte inferior del Alto de Nicaragua. El banco, de forma elongada hacia el NE, tiene un área de 9 por 26 km. (fig.49)

Bajo Nuevo está protegido del oleaje oceánico por arrecifes discontinuos de barlovento (East Reef y West Reef). De la descripción hidrográfica no puede deducirse si estos arrecifes están vivos o son solamente rasgos morfológicos. Un cinturón de numerosos bajos de posible origen coralino se encuentra protegido por los arrecifes. No existe información acerca de la estructura y composición taxonómica de estos arrecifes y bajos marginales.

Jaime Garzón-Ferreira (INVE-MAR) estuvo por unas horas en mayo de 2001 en Bajo Nuevo e hizo las siguientes observaciones: A unos 300 m de Low Cay hay un extenso arrecife con rompiente; a lo largo de la costa de barlovento del

cayo, el fondo está cubierto por arena y por arrecifes de parche aislados, éstos últimos recubiertos por algas y octocorales (incluyendo *Gorgona ventalina*); en estos parches se observan colonias vivas de varias especies de escleractinios (*P. asteroides*, *P. porites*, *Siderastrea siderea*, *Montastraea annularis*, *M. faveolata*, *Diploria labyrinthiformis*, *D. strigosa* y *Agaricia tenuifolia*).

Desde el borde norte de la plataforma, el fondo marino se profundiza gradualmente hasta -20 m o más y continúa con un escarpe muy empinado. No existe una depresión lagunar en el centro del banco ni tampoco un arrecife marginal a lo largo de su borde septentrional. Low Cay, un pequeño islote, está localizado cerca del extremo septentrional de West Reef (DHI 1983, carta COL 004).

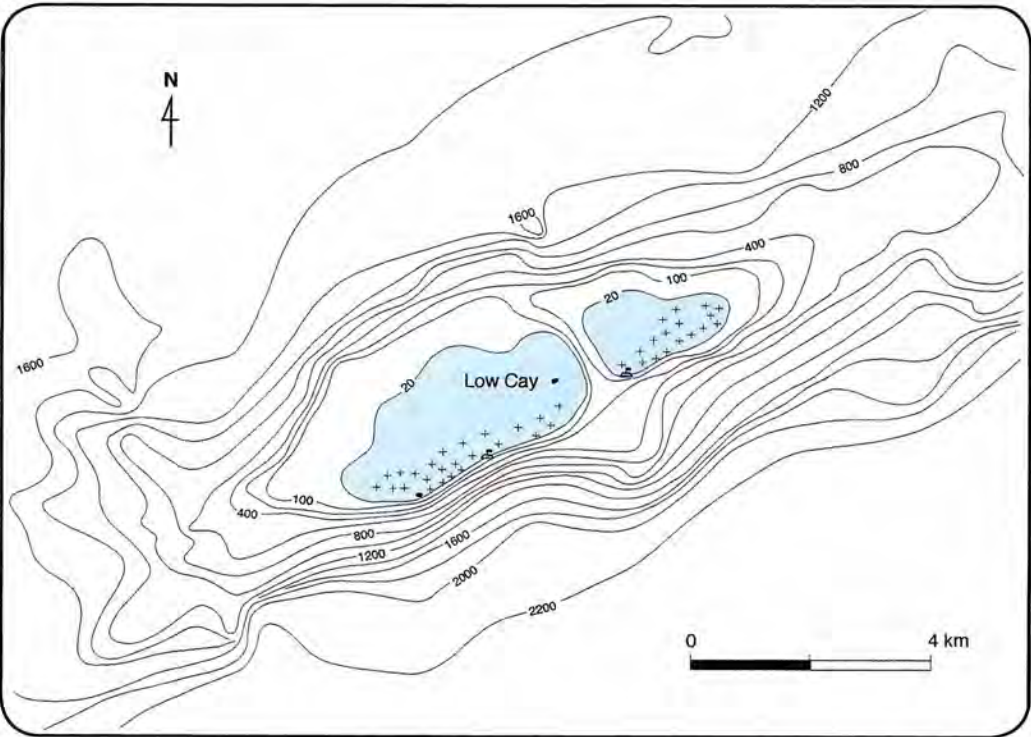


Figura 49. Geomorfología del atolón hundido del Banco Alicia. Isóbatas en metros. Adapted de la carta náutica COL 004.

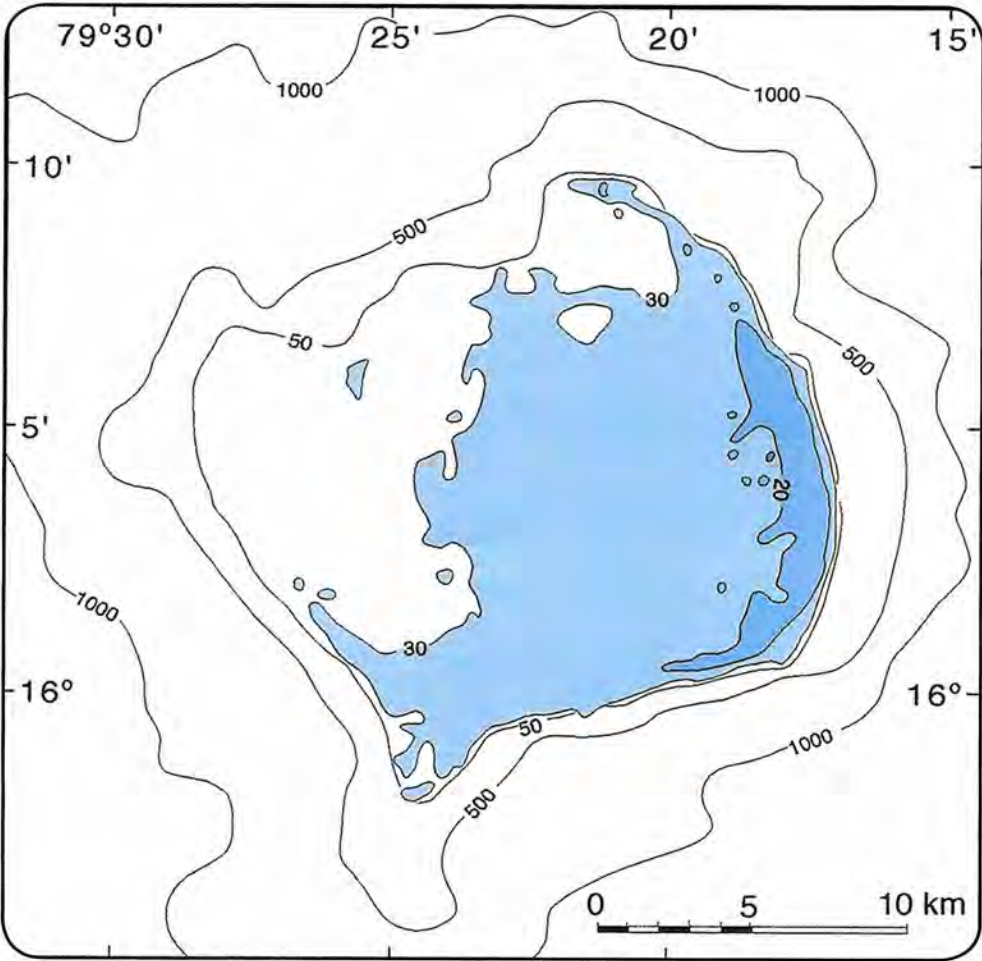


Figura 48. Geomorfología del semi-atolón de Serranilla. Los islotes se muestran en gris. Isóbatas en metros. Adaptado de Triffleman et al. (1992a).

En conformidad con el resto del Archipiélago, es muy posible que un atolón del Neógeno subyazca una secuencia de calizas arrecifales coralinas del Cuaternario. El talud escarpado hacia el N podría corresponder a un colapso de la plataforma. Bajo Nuevo se localiza inmediatamente al S del escarpe de Pedro Bank y está alineado en el mismo sentido, ENE-WSW (Hine et el 1992: fig 1). Igualmente, hacia el S el fondo se precipita hacia profundidades abisales.

7. RIESGOS GEOLÓGICOS EN EL ARCHIPIÉLAGO

Hasta aquí hemos visto cómo evolucionaron los atolones y las islas, y cómo los procesos geológicos los modelaron para constituirse en el archipiélago que hoy conocemos. Las pequeñas islas oceánicas son estructuras efímeras a escala de tiempo geológico. Tan pronto como emergen del mar, son atacadas constantemente por las olas y la erosión subaérea, agresiones que pocas veces son capaces de resistir durante un prolongado tiempo geológico. Desde el mismo momento en el que las islas emergen, las fuerzas destructivas prevalecen costa adentro y a lo largo de su línea costera. En contraste, en la parte sumergida tiene lugar un desarrollo coralino que tiende a formar una amplia plataforma calcárea.

La interacción de las fuerzas geológicas constructivas y destructivas continuará también en el futuro, y cuando perjudiquen los intereses del hombre serán consideradas como amenazas o riesgos geológicos. El estudio de los riesgos geológicos en las islas oceánicas debe enfocarse hacia aquellas fuerzas que pueden causar daños a las propiedades o poner en peligro la vida de sus habitantes. Algunos de esos factores actúan intermitentemente y sin periodicidad. Su tiempo de recurrencia a menudo supera la escala de tiempo de la vida humana e incluso de la historia de la humanidad. Los mismos desastres que han sido olvidados por la población local, repentinamente y de manera inesperada vuelven a golpearlos. Algunas veces, estudiando el registro geológico de los desastres, se puede estimar su magnitud y el periodo de recurrencia, pudiéndose predecir su re-ocurrencia en el futuro. Potencialmente, los procesos geológicos que ponen en peligro las islas oceánicas son el volcanismo, los sismos, los tsunamis, los cambios de nivel del mar y los huracanes. Como amenazas menores que inciden en las islas se pueden considerar la erosión costera y los movimientos de masa.

7.1. Volcanismo

La actividad volcánica en el archipiélago cesó cuando se extinguió el volcán de Providencia, probablemente en el Plioceno (hace 5-2 millones de años). Regionalmente, la zona de actividad volcánica se desplazó desde el lado Caribe de Nicaragua hacia su parte occidental a partir del Neogeno tardío (Fig. 3; Mc Birney & Williams 1965; Ehrenborg 1996). Desde el Cuaternario, la actividad volcánica está totalmente restringida a la margen pacífica de América Central. Aunque puede darse reactivación después de millones de años de quietud, parece que el riesgo de que se remueve la actividad volcánica en el archipiélago es muy bajo.

7.2 Sismos

Los terremotos resultan de una acumulación lenta de los esfuerzos elásticos que deforman progresivamente las rocas de la corteza y a la vez almacenan energía elástica hasta alcanzar una ruptura abrupta que da origen finalmente a una falla geológica. Esta repentina liberación de energía en el punto de ruptura, conocido como hipocentro, produce las ondas sísmicas que se propagan desde la falla hacia fuera.

Los sismos con focos someros son los más destructivos. La severidad del movimiento se calcula midiendo la aceleración del suelo tanto en la horizontal como en la vertical, aceleración que depende del tipo de onda sísmica. El mayor daño en las construcciones es causado por movimientos horizontales del piso. Los movimientos horizontales en los sedimentos no consolidados se magnifican hasta cinco veces, tanto en amplitud como en duración, en comparación con los que ocurren en la roca consolidada. Por consiguiente, los daños son más severos en las construcciones asentadas sobre material no consolidado (Smith 2001).

7.2.1 Registro Sísmico en el Archipiélago

El archipiélago se encuentra situado en una zona tectónica muy activa durante el Neógeno y el Cuaternario. Focos regionales de sismicidad durante el pasado y para el futuro son el fracturamiento extensional que tiene lugar en el sector inferior del Alto de Nicaragua y los movimientos compresionales que se registran en el cinturón de deformación del norte de Panamá. El registro geológico de los sismos mayores que han ocurrido en las islas está muy bien documentado por la presencia de numerosas fallas en el fondo marino que circundan el archipiélago (Christopherson 1983), en el fracturamiento extensional que afecta las calizas del Pleistoceno de San Andrés y en el fracturamiento de origen sísmico que afecta los arrecifes fósiles. En los alrededores de San Andrés, en afloramientos costeros, se pueden estudiar más de setenta fracturas de edad sangamoniana y postsangamoniana, a pesar que muchas más están ocultas por el suelo y la vegetación. Seguramente, la mayoría de ellas datan del Wisconsiniano, las más jóvenes parecen ser del Holoceno. Las fracturas documentan algunos de los terremotos de mayor intensidad que han sacudido la isla en los últimos cien mil años.

Los terremotos “fósiles” de mayor intensidad que han sacudido a San Andrés, y que quedaron registrados en el fracturamiento de los corales, se pueden agrupar según su edad:

a) Durante el Mioceno tardío: los ambientes lagunares profundos muestran destrozos causados por terremotos, como son por ejemplo numerosos corales hemisféricos que se encuentran en posición invertida y los tapetes coralinos deslizados que se aprecian en la cantera San Andrés y en Pepper Hill.

d) Desde finales del Neógeno hasta mediados del Pleistoceno: fracturas entrecruzadas que afectan exclusivamente las calizas del Mioceno y no las del Pleistoceno medio. Se observan en North Cliff, May Cliff y el área de Duppy Gully.

c) Desde el Pleistoceno medio hasta el Pre-Sangamoniano tardío: fracturas que transectan las rocas de la Terraza Inferior de Calizas Antiguas del Pleistoceno medio pero que no afectan las rocas adyacentes de la Terraza Inferior de Calizas Jóvenes, del Sangamoniano. Esto se puede observar únicamente en North Cliff y May Cliff.

d) Terremotos durante el Sangamoniano: fisuras extensionales durante la máxima transgresión marina del Sangamoniano, rellenas por sedimentos y conchas marinas contemporáneos. Se observa estratificación gradada en los materiales que rellenan las fisuras. Los mejores ejemplos de estas grietas, y de los destrozos causados por los terremotos en sus alrededores (rotura y volcamiento de los corales), se pueden reconocer en los depósitos lagunares y arrecifales del Sangamoniano que afloran en Bungie Point y Sterthenberg Point.

e) Terremotos durante el Wisconsiniano: grietas causadas por las fracturas extensionales, de hasta 20 cm de ancho, que se han desarrollado en las calizas del Sangamoniano, parcial o totalmente rellenas con depósitos de calizas subaéreas (calcita-esparita formada en cavernas), depósitos que se han acumulado desde el inicio mismo del agrietamiento. La acción de la lluvia (disolución) sobre su superficie ha dado lugar a erosión diferencial, haciendo que los speleothems, macizos y más resistentes a la erosión, se destaquen topográficamente como "diques de calcita" y actualmente sobresalgan más de 50 cm por encima del nivel general de la terraza. Parece ser que los diques que se destacan en el paisaje por su mayor altura son los más antiguos. Dada la gran extensión de los afloramientos de rocas del Sangamoniano a lo largo de la costa de San Andrés, se pueden estudiar los terremotos ocurridos posteriormente al Sangamoniano y que quedaron muy bien registrados en esas rocas. Se cartografiaron unas 70 de estas fracturas Post-Sangamoniano en los afloramientos costeros. Muchas otras que se extienden costa adentro están cubiertas por suelos y vegetación.

f) Terremotos durante el Holoceno: calizas del Sangamoniano presentan grietas abiertas, casi sin meteorización ni rellenos. Los mejores ejemplos se encuentran a lo largo de la costa entre Rocky Point y South End. Algunas de estas grietas se rellenaron con suelos rojos del Holoceno. La terraza que se localiza frente al arrecife, al SE de Elsie Bar, y el borde externo de la depresión de Bocatora Hole también presentan grietas abiertas de origen tectónico.

g) Terremotos registrados históricamente: no se tiene registro de ningún terremoto devastador en el archipiélago en los últimos 200 años. La historia que precedió la ocupación humana de las islas está muy poco documentada. Sin embargo, los isleños ancianos cuentan que se experimentaron temblores en 1940 y 1950. A mediados de febrero de 1995, una serie de temblores que duró varios días causó alarma entre los isleños. El terremoto ocurrido el 11 de febrero de 1995 a las 17h 46m 03s fue superficial, con magnitud de 5.3 en la escala de Richter, y su epicentro se localizó cerca de San Andrés (12, 49° N, 81, 54° W). Algunas edificaciones, incluyendo al aeropuerto, sufrieron daños. Desde entonces, en la isla sólo se ha sentido un temblor en mayo de 1996. Asumiendo que las grietas fácilmente observables, de edad Post-Sangamoniano, tienen una ocurrencia uniforme en el tiempo, es posible estimar que los eventos sísmicos catastróficos acompañados de fracturamiento muestran un tiempo de recurrencia media inferior a 1.000 años. En el futuro se pueden esperar periodos similares de quietud. Esta estimación no incluye la sismicidad que resulta del fracturamiento del fondo oceánico en un marco regional.

Es necesario efectuar estudios paleosísmicos más detallados para determinar la distribución temporal de sismos que afectan a San Andrés. Dataciones radiométricas de las espeleotemas que rellenan las grietas del Wisconsiniano podrían revelar la ocurrencia de periodos de actividad sísmica durante los pasados 80.000 a 100.000 años.

Las rocas volcánicas de Providencia tienen un registro menos completo de los sismos ocurridos, tal vez debido a que han sido poco estudiadas quizás porque hay pocos afloramientos en condiciones favorables y dificultades para su datación. El boquete tan notorio que se observa en Split Hill, Providencia, es un plano de fractura que está muy meteorizado, producido por un terremoto acaecido probablemente durante el Cuaternario temprano. La grieta submarina que se observa en el talud externo en Broken Ground es también un testigo de los eventos sísmicos durante el Cuaternario.

7.2.2 Riesgos y Peligros Sísmicos en el Archipiélago

Los posibles peligros que los temblores de mayor intensidad causarían en el archipiélago son:

a) Licuefacción de suelos y rellenos artificiales de arena.

Debido a fuertes sacudidas, los sedimentos granulares saturados de agua pierden temporalmente su cohesión y empiezan a fluir. Como el suelo pierde su capacidad portante, si un edificio se encuentra construido sobre él, muy posiblemente colapsará.

Entre 1966 y 1969 fueron rellenados con arena y lodo dragados de algunas áreas del puerto los pantanos y áreas costeras fangosas de San Andrés, con el propósito de adecuar terrenos

para urbanización. Los rellenos se hicieron en el puerto y a lo largo de la costa, sobre la antigua zona pantanosa de Black Dog y entre Sprat Bight y North Cliff. Sobre este terreno inestable se han construido casas, edificios comerciales, hoteles, instalaciones portuarias y parte del aeropuerto. Durante el sismo de 1995, fueron los edificios construidos sobre estas áreas los que sufrieron mayores daños; las edificaciones construidas sobre rocas del Pleistoceno resultaron poco averiadas. La parte de la edificación del aeropuerto construida sobre las rocas del Pleistoceno no sufrió daños, en contraste con la que tenía sus bases sobre el material de relleno.

Los temblores pueden producir escarpes en el terreno, cuyos sedimentos posteriormente sufren licuefacción cuando son saturados con aguas lluvias pudiendo ocasionar deslizamientos y avalanchas. Aunque no se le ha prestado atención, la presencia de cenizas volcánicas en las laderas muy empinadas de Provision Ground y Bottom House, Providencia, puede representar un riesgo de deslizamiento. Parece que las margas con taludes muy pronunciados en Duppy Gully, San Andrés, están relativamente estabilizadas por la vegetación, pero cualquier temblor que ocurra después de lluvias intensas podría desencadenar el deslizamiento de los suelos. El material de los deslizamientos puede dar lugar a una represa, embalsando un volumen de agua considerable y ocasionalmente producir una avalancha desastrosa para la población asentada en la desembocadura del valle en el área de Cove Seaside.

b) Caída de rocas, colapso de acantilados y cavernas de origen kárstico.

La caída de rocas se puede producir durante fuertes temblores; a este riesgo se encuentran expuestos los pobladores de sitios cercanos de los acantilados de North Cliff y May Cliff, San Andrés, y sitios al pie de vertientes muy pronunciadas de las montañas de Providencia.

El derrumbe de los acantilados marinos generalmente no produce daños a las propiedades. El acantilado que se formó recientemente a lo largo de la costa occidental muestra una hilera de bloques grandes que se desprendieron durante terremotos prehistóricos. Recientemente, durante el terremoto de 1995 en San Andrés (ver estación A8), se desprendieron algunos metros del acantilado en Lynton Rock.

Actualmente se observan en San Andrés hondonadas ("Sink Holes") en los sitios donde se formaron cavernas kársticas en las calizas del Mioceno y el Cuaternario. Éstas presentan sólo un riesgo menor para las edificaciones que, inexplicablemente, se construyeron en su vecindario.

c) Posibilidad de avería de la represa de agua potable en Providencia.

Si la presa del embalse de agua en Providencia no fue construida bajo especificaciones antisísmicas, ésta podría colapsar ante un sismo importante, ocasionando una catástrofe mayor

cerca de la desembocadura del valle fluvial en Freshwater Bay; la capacidad máxima del embalse es de 180.000 m³ de agua.

7.3 Tsunamis

Los tsunamis son inmensas olas oceánicas causadas por terremotos submarinos, deslizamientos, desprendimientos de rocas, grandes corrientes de turbidez o erupciones volcánicas. Las olas tienen tal energía que pueden viajar a lo largo y ancho del océano y se desplazan a la velocidad de un jet con periodos entre 15 y 60 minutos; cuando viajan sobre grandes profundidades oceánicas, las olas tienen una altura muy pequeña (de pocos centímetros a decímetros), pero ésta se hace muy grande cuando entran en aguas someras. Los Tsunamis en aguas someras disminuyen su velocidad y aumentan su altura y pendiente hasta el punto que pueden causar inundaciones en las áreas costeras bajas. Se han observado en el océano Indo-Pacífico olas de más de 30 metros de altura rompiendo frente a las costas (González, 1999). La primera señal reconocible de la llegada de un Tsunami es el retiro del agua de los arrecifes y de la línea de costa durante la resaca, antes del avance de la primera gran ola. A menudo, las tres primeras olas de los tsunamis muestran un aumento progresivo de su altura. La distancia y elevación que el tsunami alcanza depende del tamaño de la isla y de la topografía del fondo marino. El foco del tsunami, la propagación de su energía y la amplitud del mismo son una respuesta a la topografía de la plataforma y a la configuración de la línea de costa. En las pequeñas y estrechas bahías y en los fiordos, la amplitud de las olas puede multiplicarse debido al efecto de embudo. Cuando la isla se encuentra rodeada por plataformas estrechas, las alturas que alcanzan las olas son posiblemente mayores que las que se producen sobre plataformas anchas. En este último caso la energía se disipa considerablemente al encontrar las olas un fondo marino muy somero y extenso (Maul et al, 1996).

Según evidencias geológicas, se ha podido establecer que las olas de mayor altura se han registrado en las islas de Hawai, cuyos niveles alcanzaron las vertientes de sus montañas hasta más de 200 m. Ello ocurrió en tiempos prehistóricos, hace más de 100.000 años, cuando partes de esa isla volcánica se desprendieron y deslizaron hacia el fondo oceánico. Se cree que estos eventos extremos se repiten aproximadamente cada 100.000 años (Knight, 1999).

7.3.1 Los Tsunamis en el Mar Caribe

Si bien los tsunamis y sus efectos han sido muy bien estudiados en el Pacífico (Bourrouilh-Le Janitalandier 1985; Rodríguez 1999), también se han registrado en el Atlántico y en el Mar Caribe. La ciudad de Lisboa quedó destruida en 1755 por un tsunami al que antecedió un terremoto. Este evento trasatlántico, cuyas olas alcanzaron los 2 m de altura, se registró de Antigua hasta Barbados en las Antillas Menores, y en Martinique se comentó que "las olas alcanzaron la altura de las casas" (Maul et al. 1996). La destrucción e inun-

dación repentinas de Port Royal, Jamaica, durante el terremoto de 1692, estuvieron acompañados por olas hasta de 2m que penetraron hasta la parte interna del puerto. También se encuentra registrado el terremoto y el tsunami de 1 a 2m que afectó la costa norte de Jamaica en 1907. Además se tiene el registro de los tsunamis que han golpeado en el área de las islas Vírgenes (Maul et al. 1996). Las costas caribeñas de Panamá y Costa Rica han sufrido repetidamente las acción de Tsunamis con olas de hasta 6 m de altura. El último Tsunami, ocurrido en abril de 1991, alcanzó alturas de hasta de 2 a 2.5 m en las playas (Camacho 1994). Finalmente, también se tiene información de los tsunami originados por terremotos cuyo foco está en el cinturón de deformación al norte de Panamá y que han afectado las costas de Panamá y Costa Rica. Un estudio detallado de Paleotsunamis en el cuaternario del Caribe nse encuentra en Sheffers(2002).

7.3.2 Está el Archipiélago Amenazado por Tsunamis?

No hay registro histórico de tsunamis que hayan afectado el archipiélago. Sin embargo, inmensos bloques de caliza desprendidos del acantilado costero, arrastrados costa adentro y acumulados a lo largo de la desprotegida costa W de San Andrés pueden ser evidencia de la acción de tsunamis más que de olas huracanadas. Igualmente, los descomunales bloques que se aprecian sobre el plano arrecifal de Roncador fueron muy posiblemente depositados allí por tsunamis.

En el archipiélago, las costas orientales de ambas islas están relativamente protegidas contra los tsunamis por tener buen desarrollo arrecifal antepuesto. Los arrecifes sirven de rompeolas naturales, especialmente donde las plataformas arrecifales someras son amplias y los arrecifes se encuentran separados de las playas por una laguna ancha. En estos casos, la acción de las olas a lo largo de la línea costera es menor. En contraste, las áreas más expuestas a la acción de los tsunamis son las tierras bajas y, en general, las que no tienen arrecifes coralinos que les brinden protección. Estas áreas de relieve bajo pueden ser inundadas totalmente por las olas. En San Andrés, la costa SE, baja, que apenas sobresale del nivel del mar, protegida únicamente por una cinta arrecifal muy próxima a la playa y por una pequeña elevación costera, puede ser la más expuesta a las fuertes inundaciones que producirían grandes olas de tsunamis provenientes del E. La capital isleña, North End, está bien protegida del oleaje por una ancha barrera arrecifal de barlovento, pero algunos sectores bajos de la ciudad pueden estar expuestos a inundaciones por el ascenso periódico del nivel del mar durante el paso de los tsunamis.

Las olas tsunamis provenientes del W pueden golpear peligrosamente la desprotegida costa occidental de San Andrés, donde las olas podrían fácilmente sobrepasar el acantilado costero y adentrarse hasta más allá de la carretera principal. Grandes bloques de edad pleistocénica podrían ser arrancados del acantilado marino y arrumarse sobre la terraza costera. Las

construcciones cercanas a la playa podrían ser destrozadas por las olas, incluyendo las instalaciones turísticas de “La Piscinita” en Poxhole. Áreas con igual riesgo son las situadas al norte y sur de la isla, cuando las olas no disipadas provenientes del W puedan ser refractadas, causando un incremento considerable en su altura. Esto podría ocasionarle daños o la destrucción a los pequeños restaurantes que se han establecido alrededor de “Blowing Hole” (El Hoyo Soplador”, cerca de South Point, y también afectar la zona del hospital en German Point, en el N.

El riesgo de los tsunamis es menor en Providencia, dado su perfil costero más alto y empinado, por la protección que le brinda la amplia y somera barrera arrecifal a barlovento y porque los isleños construyeron sus viviendas arriba de la zona de playas. Pueden presentar algún riesgo las instalaciones turísticas situadas a lo largo de las playas desprotegidas de Agua Dulce, Bahía Suroeste y Santa Isabel, contigua al puerto. Las olas tsunamis provenientes del W podrían tener efecto “embudo”, dando lugar a un incremento en su altura y rompiendo seguramente en el Aury Channel, causando daños a las instalaciones situadas en Santa Catalina y Jones Point.

Los daños no solamente se presentarían costa adentro sino también en las zonas marinas someras localizadas en los alrededores de las islas. Los tsunamis producen gran destrucción en los arrecifes, forman playas de “tormentitas” y erosionan sedimentos no consolidados transportándolos a la plataforma insular externa y a grandes profundidades. Inmensos bloques pueden ser arrancados de la parte anterior del arrecife y depositados sobre su cresta, tal y como como se puede observar en Roncador. Los cayos de arena pueden ser destruidos, acumuladas sus arenas nuevamente o desplazarlas sobre la plataforma del arrecife o de la terraza lagunar. Los grandes tsunamis son eventos catastróficos, que pueden remodelar las pequeñas islas y la topografía de sus alrededores submarinos (ver también Bourrouilh-Le Jan & Talandier 1985).

El peligro de tsunamis en el archipiélago reside mayormente en un posible terremoto que se produzca como resultado de movimientos extensionales que ocurran en las estructuras en graben que se están generando en sus alrededores y también por movimientos compresionales originados en el cinturón de deformación de Panamá. Los tsunamis que causen desastres en el archipiélago también se pueden originar por el colapsamiento de las márgenes occidentales de la plataforma Caribe o, eventualmente, por la actividad volcánica submarina de tipo explosivo que se genere en el arco volcánico de las Antillas Menores, que se encuentran al E a casi 2,000 Km. (Maul et al. 1996). Los daños a la vida y a la propiedad son causados por la inundación, por el impacto de las olas rompientes o por las corrientes que se producen con la resaca. En resumen, como medida de protección contra los tsunamis, se recomienda no construir viviendas cerca de las playas desprotegidas ni en sectores costeros bajos.

7.4 Basculamiento y Fluctuaciones Eustáticas del Nivel del Mar en San Andrés

7.4.1 Efectos del Basculamiento

El grado de inclinación del basamento de San Andrés es muy escaso. En el pasado, el levantamiento de la costa occidental fue tan sólo de unos pocos milímetros cada 100 años, según las muescas de erosión (notches) dejadas en May Cliff. Parece que la subsidencia de la costa oriental causada por el basculamiento es más rápida, pero no se puede cuantificar por la ausencia de marcas de referencia. El eje del basculamiento tiene un rumbo NNE, similar al de las estructuras en graben que se encuentran al E y W. Puesto que el promedio de basculamiento permanece muy estable desde finales del Neógeno, puede suponerse que valores equiparable se mantendrán en el futuro cercano, geológicamente hablando. La elevación relativa del nivel del mar que se observa a lo largo de la costa oriental continuará muy lentamente en comparación con la elevación eustática presente y futura causada por el calentamiento global. Esta elevación del nivel del mar es compensada fácilmente por el crecimiento del arrecife y por acreción en la costa. En sí, el incremento del nivel del mar no causará mayores problemas a las próximas generaciones.

7.4.2 Historia del Nivel del Mar Durante el Holoceno y su Proyección a Corto Plazo.

La historia del periodo interglaciar en el hemisferio norte durante el Holoceno está muy bien documentada. Se caracterizó por un periodo durante el cual el incremento del nivel del mar fue gradual, aunque ocurrieron tres episodios de incremento de carácter catastrófico. Uno de ellos lo causó el desprendimiento de grandes capas de hielo y el descongelamiento subglaciar y proglaciar, que produjeron grandes volúmenes de agua adicionales. Este suministro masivo de hielo y agua derretida al océano sumergió los arrecifes y continuó la desestabilización de otras capas de hielo. A continuación, se sintetizan los tres incrementos catastróficos del nivel del mar documentadas en el estudio de los arrecifes sumergidos (ver Blanchon & Shaw 1995): CRE 1 (catastrophic rise event 1), durante el año 14.200 antes del presente, con elevación de 13,5 m.; CRE 2, en el año 11.500 AP, con elevación de 7,5 m, y CRE 3 en 7.600 AP, con elevación de 6,5 m.

Evidencia de tan dramáticos cambios del nivel del mar durante el descongelamiento del casquete glaciar tiene implicaciones potencialmente desastrosas en el futuro, al menos mientras que la estabilidad de las capas de hielo en la Antártida y en Groenlandia permanezca en entredicho (Blanchon & Shaw 1995). Según otros investigadores (Blindschadler & Bentley

2002), inundaciones de las áreas bajas costeras alrededor del mundo no son inminentes, ya que el proceso de retirada o recogimiento del casquete de hielo de la Antártida occidental es mucho menor de lo que inicialmente se pensaba. Sin embargo, recientes observaciones de campo sugieren que el riesgo de un colapso de una parte de la masa de hielo, con el correspondiente aumento del nivel del mar a nivel mundial, deber ser tomado seriamente en cuenta para el futuro (de Angelis & Skvarca 2003).

El calentamiento global en el presente y futuro se debe en buena parte a la utilización de combustibles fósiles. Esta es la principal causa del casi inevitable derretimiento del casquete de hielo en la Antártida y el Ártico, produciendo la elevación gradual del nivel del mar en el futuro inmediato. Desde 1900 se ha elevado el nivel del mar entre 10 y 20 cm. En el transcurso de los últimos 20 años, el casquete de hielo de la Antártida se ha reducido en 6%. En consecuencia, el nivel del mar continúa elevándose gradualmente en todo el mundo, pero a un ritmo más acelerado. Según un informe de la UNEP publicado en Shangai en 2001, los científicos esperan un calentamiento del clima mundial (1,4° a 5,6° C), potencialmente catastrófico, para el presente siglo. Como resultado de este calentamiento, el casquete de hielo en Groenlandia y La Antártida continuará deritiéndose gradualmente, y globalmente se podría elevar el nivel del mar hasta 88 cm por encima actual hasta el año 2.100.

7.4.3 Posibles Efectos en el Archipiélago

Como simple hipótesis, si bien no imposible, en el caso de una elevación catastrófica del nivel del mar de algunos metros en un futuro próximo, ésta no sucederá como un evento repentino en el Caribe, sino que tardará muchos años y gradualmente se sumergirán las áreas insulares bajas del archipiélago. La inundación afectaría la terraza emergida de San Andrés y los cayos arenosos de los atolones. En San Andrés, la inundación más grave afectaría a North End, localizado en un área baja y donde las construcciones se encuentran apenas a poco más de 1 m sobre el nivel del mar actual. En Providencia, esa posible elevación de algunos metros del nivel del mar difícilmente tendría la categoría de desastre debido a su elevada y empinada topografía costera y la casi total ausencia de pobladores en los terrenos bajos. Existe un riesgo menor de inundación de las áreas pobladas en Santa Isabel y en la isla de Santa Catalina.

El incremento del nivel de mar no sólo reduce la extensión de las áreas ya emergidas sino que también puede afectar los depósitos de agua localizados en terrenos bajos inundables al contaminarlos con agua salada. A este riesgo se encuentran especialmente expuestos los acuíferos lenticulares de agua dulce, constituidos por depósitos de arenas de playa, y los acuíferos que ocupan las cavidades de origen kárstico localizadas en la terraza emergida de San Andrés. Por otra parte, el gradual ascenso del nivel del mar puede resultar muy favorable para

el desarrollo y crecimiento de muchos arrecifes someros que ya alcanzaron el nivel intermareal. La circulación de agua y su flujo rápido se puede intensificar en ambientes lagunares restringidos. Estas circunstancias mejorarían las condiciones ambientales para las comunidades de arrecifes de parche e incrementarían su diversidad y productividad.

7.5 Huracanes y Tormentas Tropicales

Los huracanes y tormentas tropicales se forman sobre los océanos cálidos cuya superficie alcanza temperaturas de por lo menos 26° C. El efecto geológico de los huracanes (con vientos de por lo menos 33 mts) y de las tormentas tropicales (vientos de por lo menos 18 m/s) es esencialmente destructivo debido a la acción de las olas, al ascenso temporal del nivel del mar y a las lluvias torrenciales.

7.5.1 Efectos Geológicos de los Huracanes

Los huracanes forman olas inmensas que destruyen los arrecifes, aceleran la erosión costera a lo largo de sus acantilados, arrancándoles pedazos y erosionando sus bases mediante un proceso de movimiento turbulento que involucra fragmentos coralinos que actúan como material abrasivo. Al igual que los tsunamis, las olas huracanadas son capaces de arrancar grandes pedazos de la parte frontal del arrecife y depositarlos sobre su plano y las terrazas costeras. Las olas acumulan restos de coral y arena sobre depósitos de tormentitas; también pueden remodelar y formar cayos arenosos y diminutos bancos de arena localizados en aguas someras.

Las inundaciones ocasionadas por olas de tormenta pueden parecer muy exageradas debido a la elevación del nivel del mar. Su causa es el descenso de la presión atmosférica en el centro de la tormenta. El oleaje formado en el centro de los huracanes en el Golfo de México ha sido medido, hallándose olas de más de 6 m. Generalmente los dos primeros frentes de olas anómalas llegan acompañados de elevación lenta del nivel del mar. La elevación del nivel del agua durante los fuertes oleajes aumenta la altura de las olas en más o menos 5 m. Las olas de los huracanes y el oleaje de corto periodo (storm surge) inundan áreas costeras bajas salinizando las tierras cultivables. Las grandes olas de las tormentas pueden adentrarse en áreas desprotegidas, especialmente en franjas costeras bajas, ocasionando destrucción de edificaciones y pérdida de vidas.

7.5.2 Amenaza por Huracanes en el Archipiélago

En el pasado los huracanes frecuentaron el archipiélago a intervalos irregulares. Los últimos huracanes que causaron daños en las dos islas mayores ocurrieron en 1932, 1935,

1971 y 1988. Las áreas especialmente azotadas por el oleaje en San Andrés fueron toda la costa W y SE, así como algunos sitios en el N y S en los que las olas alcanzaron gran altura debido a los efectos de refracción. Como medida de precaución contra las inmensas olas y las inundaciones, se recomienda evitar construir infraestructura en las costas expuestas, sin protección, y en las áreas bajas de los valles.

Los huracanes llegan acompañados de intensas lluvias que generalmente ocasionan inundaciones y fuerte erosión en los valles. Desde las laderas empinadas e inestables se pueden producir deslizamientos que bloquean los cursos de agua, formando represas naturales que, al romperse repentinamente, causan avalanchas aguas abajo que pueden ocasionar inundaciones y daños. Este tipo de eventos podría presentarse en el archipiélago únicamente en Duppy Gully (San Andrés), donde las laderas de su valle están constituidas por material arcilloso blando, potencialmente deslizante si se satura de agua y tiene poca cobertura vegetal.

7.6 Erosión y Acreción de la Costa: Pasado y Presente.

Desde que finalizó la transgresión holocénica y cesaron los procesos de destrucción costera por erosión y los episódicos desprendimientos del acantilado (Fig. 50), se inició la formación de la terraza de -4 m. que se observa a lo largo de la costa occidental de San Andrés. Durante los últimos 5.000 años el acantilado ha retrocedido a una tasa de 0,5 a 60 mm/año según las condiciones locales. El mayor retroceso se puede observar en las cabeceras de la costa (May Cliff, Evans Point, etc), donde las terrazas tienen 300 m de ancho. Las menores tasas de erosión litoral se aprecian en sitios como inmediatamente al S de Pox Hole. En cambio, la costa oriental, que muestra subsidencia en Cocoplum Bay, se está ensanchando por la progradación de su playa hacia la laguna somera de barlovento, que es su fuente de sedimentos. La mayoría de los sedimentos originados en esta laguna se depositan en la playa a lo largo de la costa oriental de la isla (Fig. 51). En Cocoplum Bay, durante los últimos 5.000 años (Holoceno), la playa ha crecido aproximadamente 250 m, es decir, a una tasa promedio de 50 mm anuales. La pérdida actual de tierra por erosión a lo largo de la costa acantilada occidental se compensa con la que se gana con la acreción de las playas al E. La costa de San Andrés ha experimentado cambios muy importantes en el Holoceno desde cuando el nivel del mar alcanzó su nivel actual, y se espera que ocurran cambios similares en el futuro cercano.

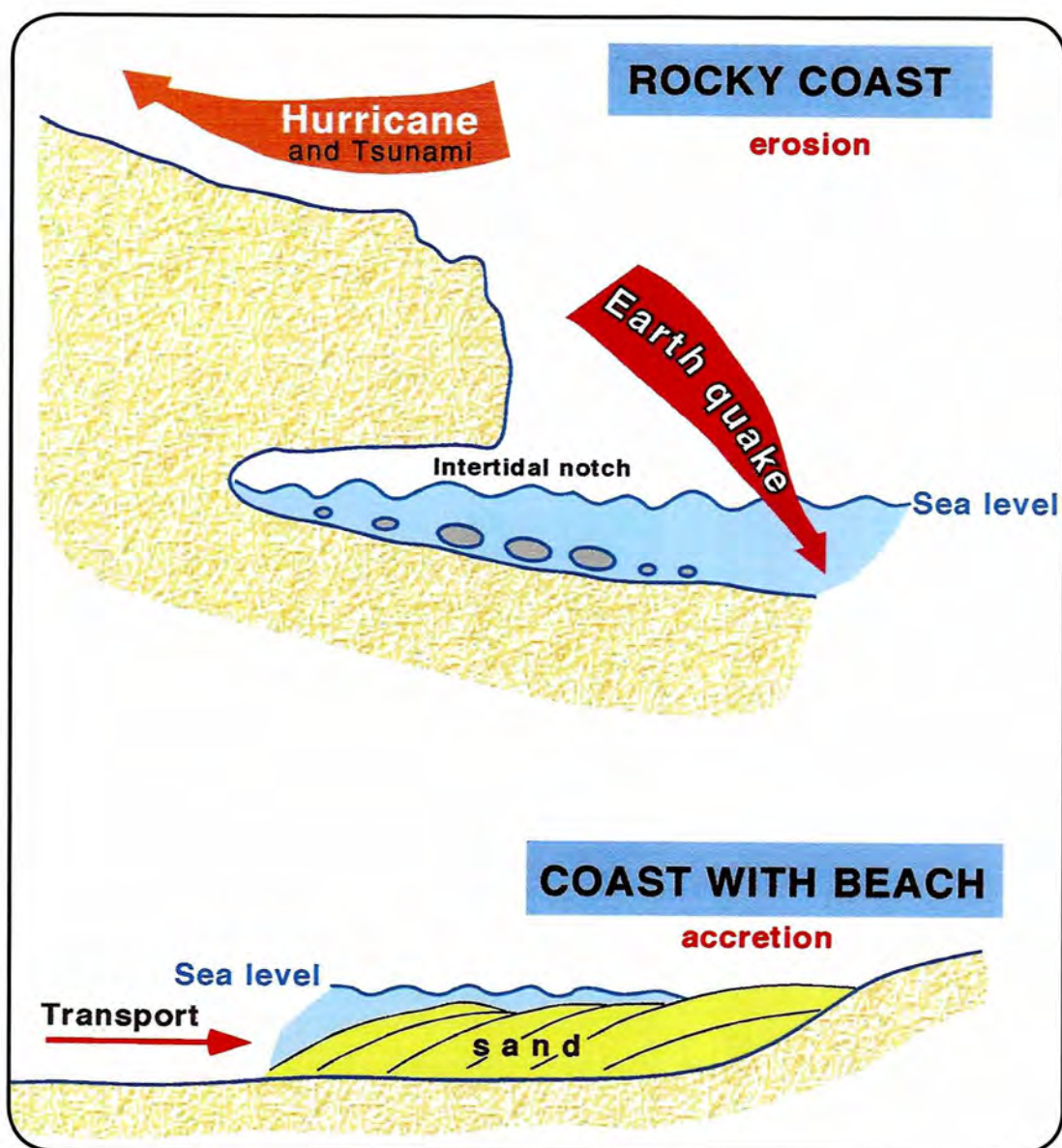


Figura 50. Retroceso de acantilado y acreción de playa Arriba: En el acantilado vertical de una costa calcárea, la bioerosión y abrasión forman una profunda muesca intermareal. El extraplomo puede ser arrancado por olas de huracanes o tsunamis y arrojado tierra adentro. En la costa oeste San Andrés se han encontrado estos bloques, de varios m³ de tamaño, arrojados hasta 50 m desde el margen del acantilado. Durante los sismos, los extraplomos tienden a fracturarse y a caer en aguas profundas frente al acantilado. Las tasas de retroceso del acantilado varían considerablemente a lo largo de la misma costa. La línea de costa de San Andrés ha retrocedido hasta 300m en los últimos 3.000 años. Una amplia terraza holocénica a -4m se ha formado en estos sitios.

Abajo: Desde la transgresión holocénica, la acreción de la playa ha incrementado el 'para' emergida. A lo largo de la costa este de San Andrés, cerca de Cocoplum Bay, la ganancia de tierra ha sido del orden de 300m en los últimos 3.000 años.

8. EXCURSIONES DE CAMPO EN LAS ISLAS Y LOS ARRECIFES

Se ha descrito un número de estaciones mayor al que podría ser visitado razonablemente durante un día con un grupo numeroso de participantes. Sin embargo, de presentarse fuerte oleaje, no será posible visitar las barreras de barlovento. Cada participante debe proveerse de los siguientes elementos para su protección: un sombrero de ala ancha, camiseta de manga larga, pantalón largo y bloqueador solar. Si no tiene un traje de buceo adecuado, debe entonces usar camisa de manga larga y pantalón para las inmersiones con snorkel. Esta ropa no solamente le protegerá contra la insolación y las raspaduras con los corales, sino también evitará la hipotermia. También debe contar con máscara, snorkel y aletas. Para las caminatas deben usarse zapatos de goma, especialmente en las zonas intermareales y sobre las afiladas salientes de los arrecifes. Para visitar las cuevas donde se encuentran los afloramientos del Mioceno y Pleistoceno, se recomienda una linterna.

8.1. Visita a la Isla de San Andrés: Arrecifales y Ambientes Lagunares del Holoceno, Pleistoceno y Mioceno (Excursiones A a E)

Todas las estaciones están señaladas en el mapa de ruta (Fig. 51). Los sitios de buceo con snorkel se visitarán en un bote y se localizan fácilmente en el mapa geológico y de topografía submarina (Fig. 15), pero no están marcados en el mapa de ruta. Se recomienda consultar los mapas de las figuras 24 y 26, que muestran los ambientes bentónicos durante el Pleistoceno y recientes.

Excursión A: Desplazamiento en bus hasta los sitios donde se observan los ambientes arrecifales y su laguna cuaternaria al S de la isla.

Fracturas extensionales sinsedimentarias: desde el Sangamiano hasta el Holoceno (Mapa de ruta Fig. 51).

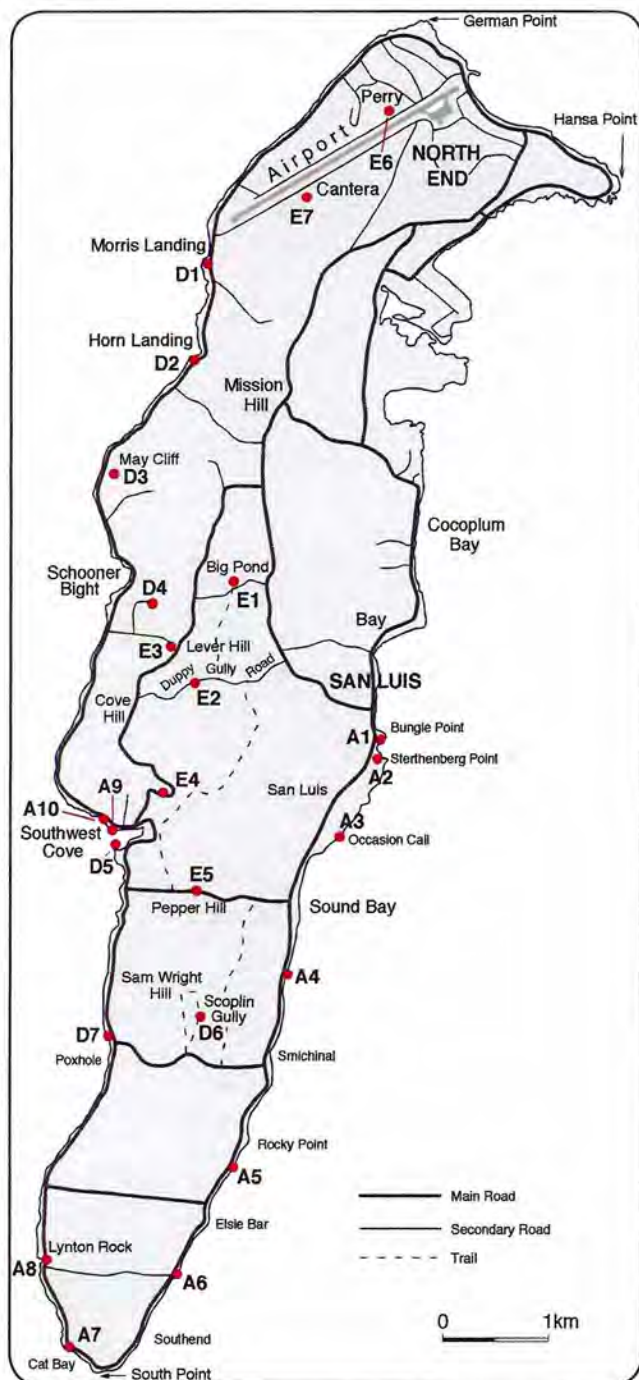


Figura 51. Mapa vial de San Andrés: Las letras A a E indican rutas de la excursión de campo. Los números denotan localidades de estaciones en tierra. Estaciones en el mar se localizan en los mapas de las figs. 15 y 64 con topónimos.

Estación A1: Registro tectónico sinsedimentario en ambientes lagunares de edad Sangamoniano. En Bungie Point (Fig. 52), la caliza del Sangamoniano en los afloramientos cerca de la playa muestra lodo de la laguna litificado, conchas (caracol pala) y galerías. Son muy evidentes las grietas orientadas al NW rellenas con sedimentos ricos en moluscos del Sangamoniano. Durante las transgresión sangamoniana, las conchas cayeron dentro de las grietas aún en formación y las rellenan junto con el lodo. Más de ocho especies de bivalvos y gasterópodos se han encontrado en estas grietas



Figura 52. Estación en tierra A1. San Andrés: Bungie Point en el poblado de San Luis. Fractura sinsedimentaria en rocas de la laguna del Sangamoniano. El relleno de sedimentos fue meteorizado como un “dique sedimentario”. Nótese los corales fragmentados y la concha de *Strombus gigas*. Martillo 32cm. Septiembre de 2000.

(Geister 1973b). Estos depósitos o rellenos litificados, al meteorizarse, se muestran como una depresión.

Estación A2: Ambientes lagunar y arrecifal sangamonianos afectados por paleosismos, que se pueden estudiar entre Bungie Point y Sterthenberg Point, en San Luis (Fig. 53). Hacia el N, en los alrededores de Sterthenberg Point, las rocas del Sangamoniano que afloran son principalmente sedimentos lagunares litificados; los mejores afloramientos se encuentran en la playa o cerca de ella. Se encuentran galerías frecuentemente. Al N del restaurante Yellow Moon es frecuente encontrar conchas de caracol pala (*Strombus gigas*). Costa adentro, en los sedimentos lagunares de la terraza sangamoniana, es común encontrar, aunque aisladas y muy esparcidas, inmensas colonias del coral cerebro *Diploria strigosa*; en esta asociación también se presenta *Acropora palmata*. Sobre amplias áreas no se observan sedimentos de origen coralino. Prácticamente todas las colonias hemisféricas se encuentran en posición invertida. Una gran columna del coral *Dendrogyra cylindrus* está tumbada. Muy probablemente los terremotos desraizaron los corales durante la transgresión del Sangamoniano, al tiempo que se formaron las fracturas sinsedimentarias. Las colonias hemisféricas se desprenden del sustrato y se vuelcan ante la sacudida de los sismos (Stoddart 1972). Es improbable que hubieran sido arrancados y transportados por las olas huracanadas, pues en tal caso estarían apiladas.



Figura 53. Estación en tierra A2. San Andrés: Terraza arrecifal del Sangamoniano en Bungie Point en el poblado de San Luis. Colonia de *Diploria strigosa* en posición invertida. Esta y otras colonias de corales masivos fueron volteadas probablemente por remezones sísmicos en esta área. Septiembre de 2001.

Estación A3: La franja arrecifal sangamoniana en la costa de Occasion Call. Hacia el S de Occasion Call hay una laguna frente a la cresta arrecifal, que se encuentra interconectada con un almacén de varios metros conformado por *Diploria strigosa* (fig. 54). Estos corales están asociados con colonias de *Montastraea annularis* y *Acropora palmata*. Costras de algas con espesor mayor a 10 cm recubren la mayoría de los corales. En dirección a la costa, las asociaciones coralinas se encuentran muy dispersas y por lo tanto no constituyen una estructura. Aquí la diversidad es muy alta, pero la especie más común es *Acropora palmata*. Aquí también, muchos de los corales con forma de cerebro se encuentran en posición invertida. Son frecuentes las áreas donde no se aprecian sedimentos derivados del coral.



Figura 54. Estación en tierra A3. San Andrés: Andamiaje denso construido por corales cerebroides masivos (*Diploria strigosa*) en el acantilado costero cerca de Occasion Call, San Luis. Este arrecife franjeante del Sangamoniano estaba protegido por una barrera, que se preserva aún como el área de bajos de Broken Ground. Verano de 1969.

Estación A4: Franja arrecifal reciente y un canal navegable entre Sound Bay (Bahía Sonora) y Smichinal (Smith Channel). Este canal del arrecife se angosta y se hace muy somero entre Sound Bay y Smichinal. El sitio de buceo es al N de Smichinal. La playa arenosa se encuentra acompañada por una costa rocosa. El fondo del canal (1 m de profundidad), está cubierto por fragmentos de coral o por densos setos de *Acropora palmata*, alcanzando algunos de ellos el nivel de la marea baja. La cresta del arrecife franjeante se encuentra a sólo 0,60 m de profundidad. Se presentan coberturas de *Porites astreoides* y *Diploria clivosa* y algo de *Acropora palmata*. Una armazón compuesta por *Millepora* y grandes cabezas de *Diploria strigosa* domina la zona de rompiente en la cresta del arrecife. El margen arrecifal de barlovento no es favorable para ser colonizado por corales. Debido a las fuertes olas que rompen en la parte más somera del arrecife, no es siempre posible nadar hacia su frente, por lo que será visitado en bote en otra ocasión (ver Estación C2). En aquel sitio se descibirá una sección completa del arrecife.

Estación A5: Entre Rocky Point y Elsie Bar (fig. 55) se tiene roca arrecifal del Pleistoceno disectada durante el fracturamiento extensional de finales del Wisconsiniano y en el Holoceno. A mitad de camino entre Rocky Point y Elsie Bar, los afloramientos en la costa permiten observar dos hermosas fracturas tectónicas con hendiduras que no han sido rellenadas con espeleothem. Inmediatamente al N de Elsie Bar, hay algunas hendiduras rellenas parcialmente con suelo rojo. Otras están recubiertas con delgadas costras calcíticas. Todas estas hendiduras extensionales hacen parte del sistema de fracturamiento durante el Holoceno temprano, que ocasionó el colapsamiento de la margen de la plataforma cerca de Bocatora Hole, exactamente a 200 m de la playa. Se infiere la edad tan reciente del fracturamiento por el aspecto inalterado de las grietas y por la ausencia tanto del relleno de espeleothem como por el no ensanchamiento de las hendiduras a causa de la circulación de aguas superficiales.

Estación A6: Roca arrecifal del Pleistoceno disectada por fracturas del Wisconsiniano tardío (fig. 54). A lo largo de la



Figura 55. Estación en tierra A5. San Andrés: Litoral al S de Rocky Point. Fractura holocénica cortando la terraza del Sangamoniano. La fisura está rellena de sedimentos sueltos y su superficie superior fue pulida durante las tormentas. No se observa recubrimiento por espeleotemas. Este sitio queda en frente de Bocatora Hole. Martillo 32cm. Septiembre de 2000.

playa se pueden observar, en rocas arrecifales del sangamoniano, cuatro grietas, exactamente en la bifurcación del carreteable que conduce a la costa occidental en Lynton Rock. El poquísimo relleno de las facetas de las hendiduras sugiere para el fracturamiento una edad del Wisconsiniano tardío.

Estación A7: Ambientes en el lado de sotavento de la franja arrecifal del Sangamoniano, en Cat Bay (fig. 55). Una estruc-



Figura 56. Estación en tierra A6. San Andrés: Costa E cerca de South End. Fisura de una fractura extensional, probablemente del Wisconsiniano tardío, en la terraza del Sangamoniano. Martillo en la fisura 32cm. Septiembre de 2000.

tura muy densa conformada por una diversa fauna coralina hermatípica, dominada por *Montastraea* spp, se aprecia muy bien preservada formando la playa. Esta asociación es la característica de los ambientes protegidos de sotavento, y corresponden al frente de la zona *M. annularis* de los arrecifes de sotavento. Mirando al N desde este sitio, se observa las características morfológicas de la costa occidental de San Andrés: la amplia plataforma arrecifal emergida de edad Sangamoniano y el escarpe de May Cliff cortado en rocas del Mioceno por la transgresión del Pleistoceno Medio.

Estación A8: Lynton Rock. Colapso de un acantilado costero reciente a causa de movimientos sísmicos. Depósito de bloques y playa generados por tormentas (fig. 58 y 59). En una pequeña entrante en la playa, al sur de Lynton Rock,



Figura 57. Estación en tierra A7. San Andrés: Terraza arrecifal del Sangamoniano en Cat Bay. Grandes colonias de *Montastraea* sp. meteorizadas sobre el plano arrecifal. Agosto de 2000.

una saliente fue rota durante el sismo de mayo de 1996 y se hundió sobre el margen interno de la terraza de -20 m hasta 6-8 m de profundidad (fig. 58). Grandes y numerosos bloques se observan alineados al pie del acantilado a lo largo de la costa occidental atestiguando sismos anteriores. A unos 10-20 m de la costa se observan bloques calcáreos de una docena de metros cúbicos, desprendidos también de la misma sección del acantilado y distribuidos alrededor de la ensenada. Los bloques fueron arrancados del acantilado por olas huracanadas y/o tsunamis y transportados costa adentro.



Figura 58. Estación en tierra A7. San Andrés: Terraza arrecifal del Sangamoniano en Cat Bay. Grandes colonias de *Montastraea* sp. meteorizadas sobre el plano arrecifal. Agosto de 2000.



Figura 59. Estación en tierra A8. San Andrés: Lynton Rock. Bloques de tonnenta provenientes del extraplomo de la muesca del acantilado reciente. Las olas arrojan los bloques más de 10 m tierra adentro. Agosto de 2000.

Al lado de la carretera se puede ver la playa de tormentitas formada durante los huracanes por una mezcla de restos coralinos y depósitos de arena. La playa de tormentitas puede seguirse por toda la costa occidental. La actual carretera costera fue casi toda construida sobre este basamento natural.

Estación A9: En Cove Seaside se ve un “dique” con speleothemos, meteorizado, de probable edad Winconsiniano Temprano (250 m al W de la intersección de la carretera) (fig. 61). Este conspicuo “dique” de color blanco, con rumbo NW, situado junto a la pared de una edificación inconclusa, puede localizarse fácilmente desde la carretera principal. Se encuentra exactamente en el lado sur de la península del Cove. El “dique” tiene unos 10 m de largo, 10 cm de ancho y sobresale 1 m por encima de la superficie conformada por rocas arrecifales del Sangamoniano. El fracturamiento extensional seguramente ocurrió en el Wisconsiniano temprano, seguido por el relleno de la grieta con speleothemos de calcita y finalmente por un proceso de disolución diferencial que hizo sobresalir el “dique” de la plataforma calcárea.

Estación A10: Ambientes de sotavento del arrecife franjeante sangamoniano, en Morgan’s Jump, Southwest Cove (450 m al W del empalme de la carretera) (figs. 61 y 62). En este balneario popular, en la parte más alta y escarpada del acantilado marino, se encuentra el afloramiento. La fauna coralina del Sangamoniano está constituida principalmente por *Acropora cervicornis*, *Diplona* spp, *Montastraea annularis* y *Montastraea* sp. Esta asociación es la característica del costado de sotavento del cinturón arrecifal de San Andrés (figs 21 y 22). Se aprecia que todos los corales cuerno de venado *Acropora cervicornis* están rotos y no están dispuestos en posición de vida (fig. 62). La causa del rompimiento de los corales pueden haber sido el impacto de las tormentas, las sacudidas sísmicas o simplemente, dentro de un proceso natural, cuando las colonias alcanzan una determinada edad en un ambiente de poca acumulación de sedimentos. Como los fragmentos no muestran abrasión, ni apilamiento, ni orientación preferencial, que podrían indicar acción de tormentas, es posible que su rompimiento fuera causado por el choque

de ondas sísmicas. Una discontinuidad muy notoria se ve en el afloramiento. Algunos corales continúan su crecimiento desde debajo de las rocas, sobre la continuidad. Esta y otras discontinuidades pueden reconocerse en el acantilado a todo lo largo de la costa occidental de la isla. Su causa aun no se conoce, pero pudo deberse a un breve cambio en el régimen de sedimentación durante la transgresión del Sangamoniano.



Figura 60. Estación en tierra A9, San Andrés: terraza costera en Cove Seaside inmediatamente al N de la entrada a la ensenada. “Dique de Espeleotemas” de una fractura extensional del Wisconsiniano temprana meteorizada de la caliza del Sangamoniano. Septiembre de 2001.



Figura 61. Estación en tierra A10, San Andrés: Acantilado marino en la terraza arrecifal del Sangamoniano en Morgan Jump, Cove Seaside. Fragmentos de colonias de *Acropora ferrugineus* no están rodadas ni orientadas, lo que sugiere un rompimiento por sismo más que por tormenta. Navaja 8cm, Septiembre de 2001.

Excursión B: Visita en bote al sector norte del complejo arrecifal holocénico (para su localización ver los mapas en las figs. 15 y 61).

Estación B1, en el mar: Barrera arrecifal de barlovento, “Big Reef,” cerca de “Johnny Cay” (fig 64). La parte baja del Big Reef y los surcos de resaca (surge channels) que lo comunican con la laguna permiten a las grandes olas pasar rápidamente hacia ésta. El andamiaje arrecifal de la barrera y los arrecifes de parches adyacentes de la terraza lagunar están dominados por *Millepora* spp. La terraza y el talud frente al



Figura 62. Estación en tierra A10, San Andrés: Acantilado en Morgan Jump, Cove Seaside. Discontinuidad en la caliza arrecifal del arrecife franjeante de sotavento del Sangamoniano. La misma discontinuidad es visible en la cara del acantilado a lo largo de buena parte de la costa occidental. Documenta un cambio temporal o interrupción del régimen de sedimentación. Algunos corales (*Montastraea* sp.) crecieron a través de la discontinuidad. Septiembre de 2001.

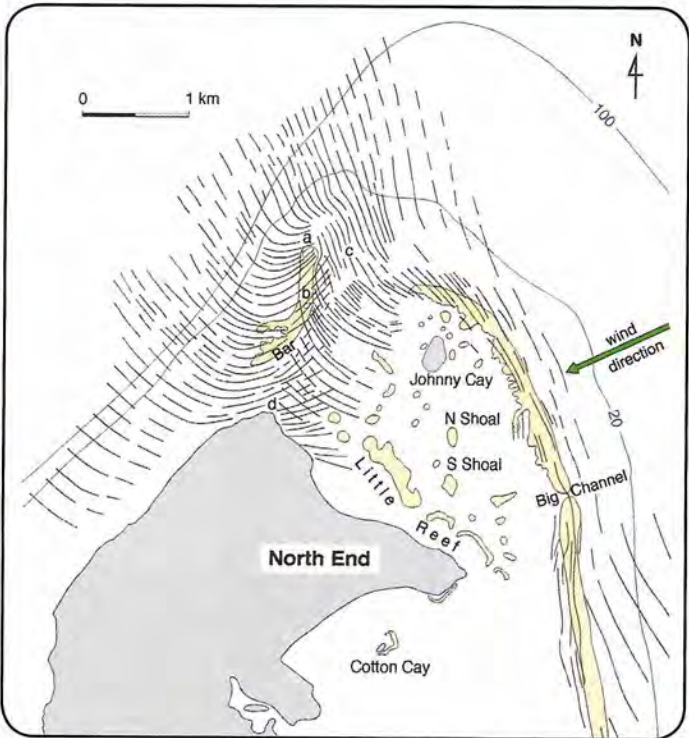


Figura 63. Mapa esquemático de la parte septentrional del complejo arrecifal de San Andrés mostrando la distribución de los arrecifes en relación con la dirección predominante del oleaje. (a) Top Blowing Rock, (b) Bottom Blowing Rock en la barrera de sotavento (“Bar”), (c) Table Rocks, (d) Gernan Point.

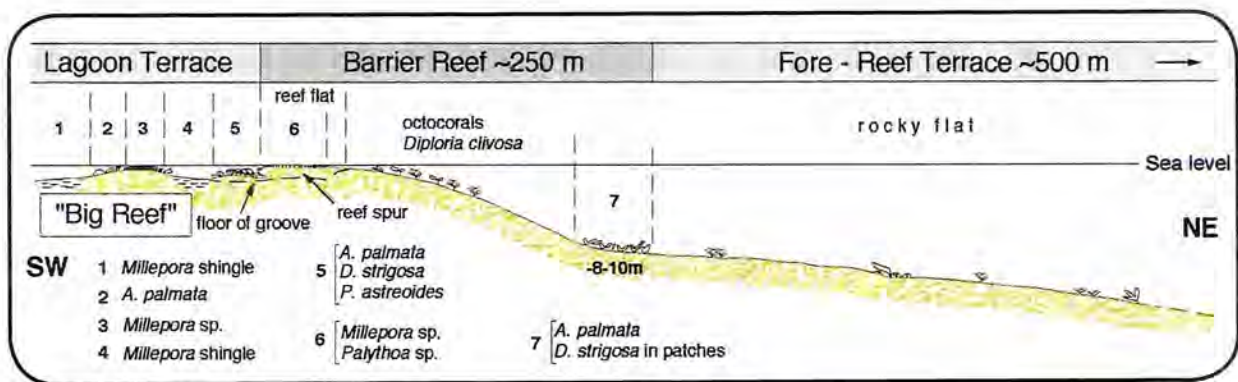


Figura 64. Estación en el mar B 1: San Andrés. Perfil ecológico y geomorfológico a través de la barrera arrecifal de barlovento. Big Reef cerca de Johnny Cay. Exageración vertical aproximadamente cuatro veces. Adaptado de Geister (1975).

arrecife se deben al escaso cubrimiento coralino, y han sido formados por un fondo duro calcáreo abrasionado durante las tormentas. Johnny Cay es un verdadero cayo arenoso sin afloramientos del basamento del Pleistoceno. Sus playas W, N y E se alinean con areniscas de playa del Holoceno.

Estación B2, en el mar: Crestas de algas en el margen externo del arrecife en "Top Blowing Rock" y "Table Rocks" (figs. 63 y 65). El fuerte oleaje en "Top Blowing Rock" resulta de la interferencia entre las olas refractadas provenientes del NE y NW. Un bajo rocoso causa refracción inmediatamente hacia el N de Top Blowing Rock, su parte superior es una verdadera formación intermareal de algas, construida por profusas incrustaciones de algas rojas. Sobre la vertiente del arrecife de barlovento se observan surcos y espolones muy bien desarrollados orientados hacia el NW. Bottom Blowing Rock es una cresta de algas poco desarrollada. La prolongación al norte de la barrera arrecifal de barlovento forma el basamento de las dos crestas algales, accesibles solamente con mar en calma. Los Table Rocks (Geister, 1983: fig. 15) son dos pináculos aislados al E de Top Blowing Rock, profusamente incrustados por algas rojas en sus cimas. El pináculo occidental tiene forma de hongo, lo que le da apariencia tabular. El basamento rocoso de Blowing Rocks y Table Rocks parece ser el remanente erosivo de un acantilado del Pleistoceno que subyace a Big Reef y a la barrera de barlovento. Una profunda incisión sumergida a -8 m sugiere esta situación. La misma incisión puede seguirse a lo largo de toda la costa; obsérvese que Top Blowing Rock constituye la prolongación más septentrional del antiguo acantilado del Sangamoniano y puede seguirse a lo largo de la costa occidental de la isla (fig. 24). Este acantilado sirvió de sustrato para el crecimiento exuberante de la barrera arrecifal del Sangamoniano, y ésta, a su vez, es el basamento del actual promontorio algal. En toda el área se aprecian fácilmente agrietamientos de origen tectónico. Al norte de esta área, siguiendo las grietas tectónicas, se pueden observar inmensos bloques del Pleistoceno que fueron arrancados de su sitio por las tormentas. Cerca se observa también el pre-Sangamoniano representado en el nivel -8 m del margen interno de la terraza de -20 m, así como la muesca correspondiente a -8 m, la misma que se observa a todo lo largo de la costa occidental, que aquí fue labrada en el basamento de Blowing Rock y Table Rock (Geister, 1983).

Estación B3, en el mar: Barrera arrecifal (Bar) de sotavento (ver fig. 66). El talud del arrecife de barlovento se encuentra disectado por amplios canales que conducen a la terraza arenosa en la parte trasera del arrecife. La cresta del arrecife está dominada por *Acropora palmata*. El talud del arrecife está poblado a barlovento por la comunidad de *Montastraea* spp., que corresponde a aguas tranquilas. La extensión norte de la franja arrecifal de sotavento (truncada) del Pleistoceno constituye la base topográfica del arrecife (fig. 66). Entre German Point y la barrera a de sotavento sale una fuerte corriente de la laguna. Durante las tormentas, la corriente transporta sedimentos finos en suspensión desde la laguna, que son depositados sobre la terraza de -20 m del arrecife de barlovento y sobre el talud externo, formando un amplio abanico sedimentario. (fig 67)

Estación B4, en el mar: Pequeño arrecife lagunar (somero) al S de Johnny Cay. Los planos rocosos de ambos arrecifes (North Shoal y South Shoal) se encuentran a 1-1,5 m de profundidad, predominando setos de *Acropora palmata*, actualmente casi completamente muertos. En la esquina NE de South Shoal se observó entre 1993-2001 un seto joven vivo de *A. palmata* de unos 10 m de diámetro. Esta colonia se expandía estrictamente sobre la estructura muerta del arrecife, mostrando que las condiciones que condujeron a la muerte del coral (presumiblemente blanqueamiento) habían cesado. En North Shoal se encontraban en 1993 unas pocas colonias vivas de *A. palmata*, aunque estaban afectadas por la enfermedad de la Banda Blanca. En 1993, alrededor de los bajos era muy raro hallar colonias vivas de *Acropora cervicornis*, aun cuando sus escombros estaban presentes por doquier.

Estación B5, en el mar: Franja arrecifal lagunar somera en Cotton Cay (fig. 68). Una estructura rígida, casi monoespecífica de *Porites porites*, se localiza cerca del nivel de marea baja formando un característico arrecife franjeante. El alga roja *Goniolithon strictum* es muy común en la estructura y en la amplia plataforma arrecifal intermareal, vegetada también por pastos marinos (*Thalassia testudinum*). Sobre el margen externo, a 0,70 m de profundidad, se localiza un cinturón discontinuo formado por gran cantidad de *Porites astreoides*. Una pradera de *Thalassia testudinum* cubre densamente el fondo de la laguna que circunda el arrecife a partir de 0,7 m de profundidad. El

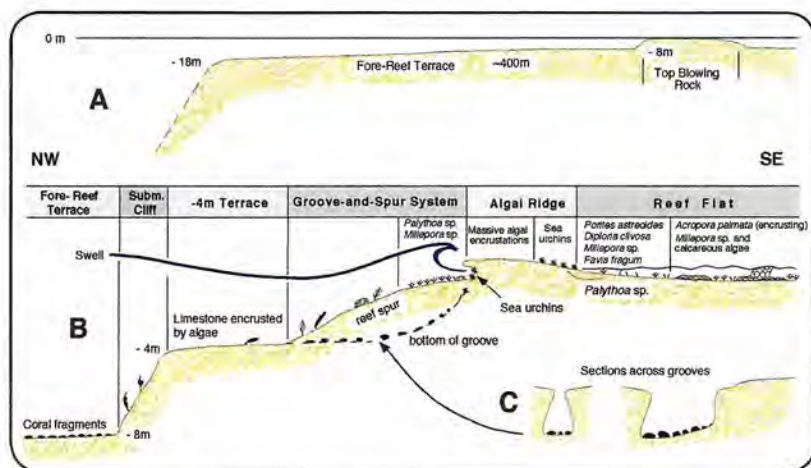


Figura 65 Estación en el mar B2: San Andrés. Perfil a través de Top Blowing Rock. a) Perfil topográfico a través de la terraza pre-arrecifal, terraza lagunar y talud externo. Sin exageración vertical. b) Rasgos geomorfológicos y ecológicos de la barrera arrecifal en Top Blowing Rock: una cresta algal en el margen externo del plano arrecifal, una terraza de -4m en la parte pre arrecifal, sistema de surcos y espolones, terraza pre-arrecifal. c) Surcos en sección transversal, simplificado.

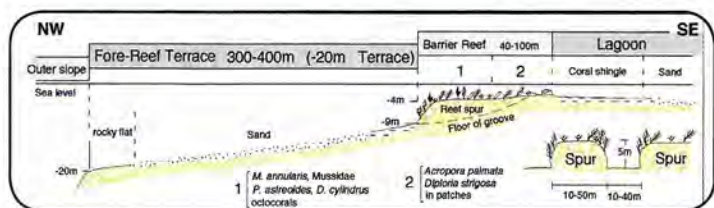


Figura 66. Estación en el mar B3. San Andrés: Perfil geomorfológico y ecológico a través de la barrera de sotavento al NW de la isla ("Bar"). Sección transversal de los surcos y espolones. Exageración vertical aproximadamente 4x. Adaptado de Geister (1975).

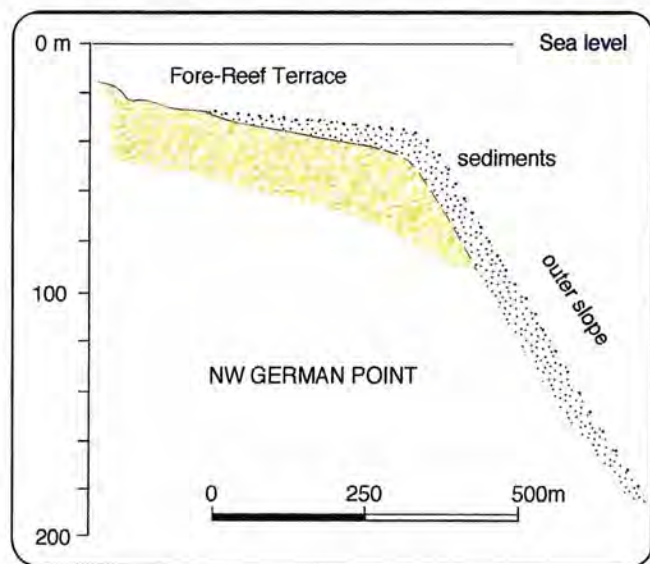


Figura 67. Estación en el mar B3. San Andrés: Perfil geomorfológico y ecológico a través de la barrera de sotavento al NW de la isla ("Bar"). Sección transversal de los surcos y espolones. Exageración vertical aproximadamente 4x. Adaptado de Geister (1975).

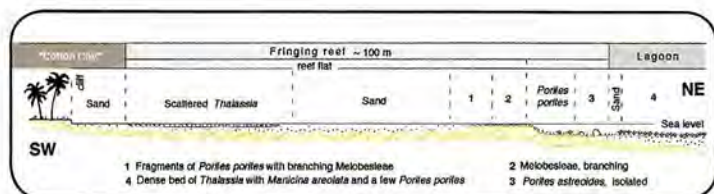


Figura 68. Estación en el mar B5. San Andrés: Perfil geomorfológico y ecológico a través de arrecife flotante de Cotton Cayo. Exageración vertical x2. Adaptado de Geister (1975).

islot coralino de Cotton Cay, de edad Sangamoniano, se elevó sobre el fondo de la laguna a partir de un arrecife de parche construido por *Acropora cervicornis*.

Excursión C: Visita en bote durante todo el día al sector oriental del complejo arrecifal (mapa, fig. 15).

Estación C1, en el mar: Escarpe en Bocatora Hole (figs. 69 a 73). Bocatora Hole es el nombre local de esta pared rocosa submarina, resultante del colapso que sufrió el margen de la plataforma; se puede visitar usando snorkel y desplazándose a lo largo del borde externo de la plataforma insular. El borde externo de la terraza a barlovento del arrecife es muy somero. Forma un semi-círculo con profundidad mínima de 5 m en su porción más interna. La pared del escarpe de cara al mar es un precipicio vertical que alcanza hasta por lo menos 200 m de profundidad (fig. 69). Nótese el pobre cubrimiento de coral sobre la terraza y la pared del acantilado. Las hendiduras y el borde externo (fig. 70), con rumbo NNE, son fracturas tectónicas. Bocatora Hole se formó muy seguramente en un sismo que hizo colapsar el escarpado e inestable margen de la plataforma, lo que debe ser contemporáneo con el fracturamiento ocurrido a finales del Pleistoceno o a principios del Holoceno.

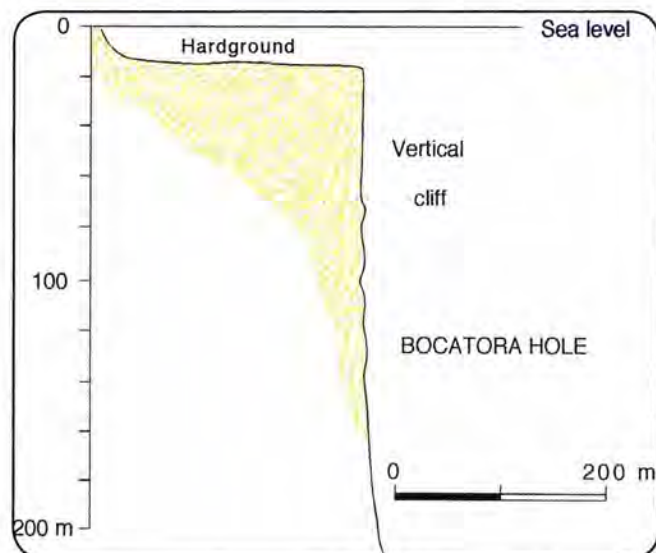


Figura 69. Estación en el mar C1. San Andrés: Perfil esquemático a través del cantil vertical de Bocatora Hole.

Estación C2, en el mar: Franja arrecifal al S de South Bay (fig. 79). La franja arrecifal a barlovento de San Andrés corre paralela a la costa SW de la isla. El segmento del arrecife que visitaremos está interrumpido por dos pasadizos: Big Channel, en el N (afuera de Sound Bay), y Smichinal ("Smith Channel"), en el S. Los ambientes del canal y del margen interno del arrecife fueron ya descritos en la Estación A4. La pendiente del arrecife a barlovento desciende desde la parte superior hasta aproximadamente 8 m de profundidad. Muestra cubrimiento pobre y discontinuo, especialmente de escleractinios incrustante como *Diploria clivosa*, *Millepora* sp., *Porites astreoides*, unos pocos setos de *Acropora palmata* y grandes cabezas de *Diploria strigosa*, además de octocorales. No existe un sistema



Figura 70. Estación en el mar C1. San Andrés: Cantil vertical de Bocatora Hole a -40 m. Esponjas, octocorales ramificados y el alga *Halimeda*. Agosto de 1998.

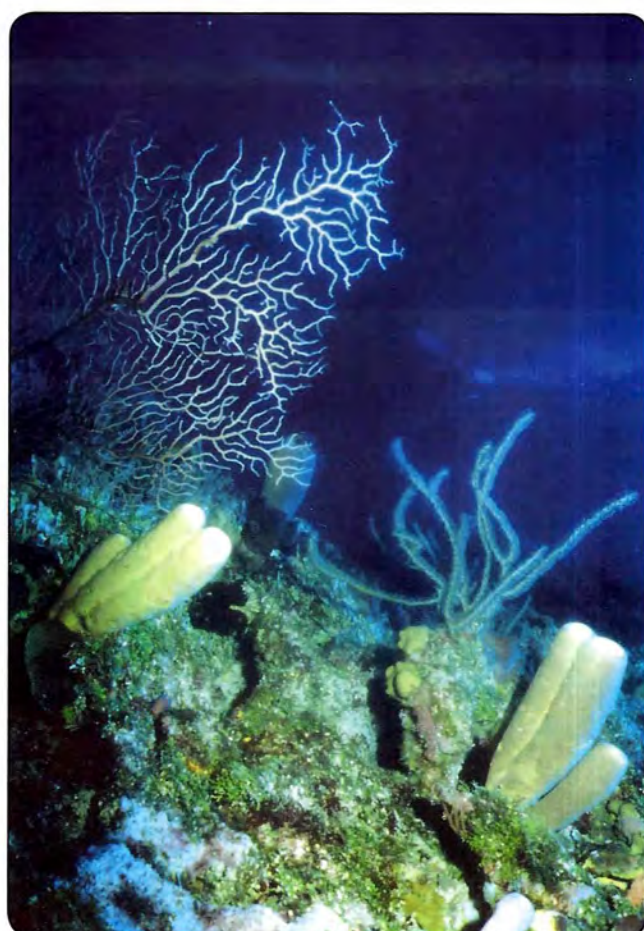


Figura 72. Estación en el mar C1. San Andrés: Cantil vertical de Bocatora Hole a -40 m. Esponjas, octocorales ramificados y el alga *Halimeda*. Agosto de 1998.



Figura 71. Estación en el mar C1. San Andrés: Pared vertical de Bocatora Hole a -30m. El coral *Montastraea* sp. adoptó una forma plana. Agosto de 1998.



Figura 73. Estación en el mar C1. San Andrés: Proliferación del alga *Halimeda* sp. en el cantil vertical de Bocatora Hole a -45 m. Esponjas en el centro. Agosto de 1998.

de surcos y espolones. La terraza del arrecife a barlovento buza suave e indiscriminadamente desde la base del arrecife a -8 m hasta el borde externo del escarpe que se encuentra a 18-20 m de profundidad. El crecimiento coralino es extremadamente pobre, a excepción del margen externo de la terraza, donde se presentan “parches” de *Porites porites* y *Montastraea annularis*. La superficie de la terraza tiene trazas de abrasión que se pueden reconocer muy bien después de las tormentas. La parte superior del talud externo es principalmente un escarpe muy vertical, con un rico y masivo cubrimiento de escleractinios y octocorales, que termina en una terraza estrecha cubierta con arena muy limpia a -35 - 40 m, difícilmente visible desde la superficie. En algunos lugares, donde la pendiente es menos pronunciada, está cubierta por sedimentos finos, transportados y depositados probablemente por corrientes durante las tormentas.

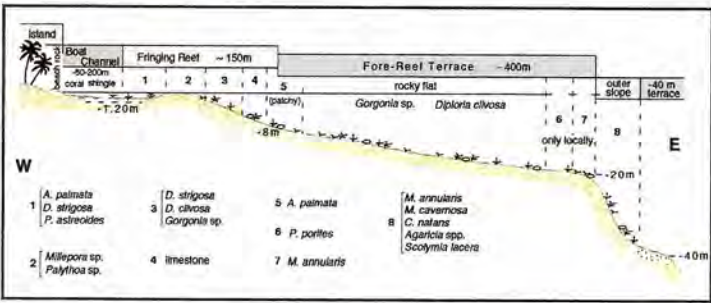


Figura 74. Estación en el mar C2, San Andrés: Perfil geomorfológico y ecológico a través del arrecife franjeante de barlovento entre Sound Bay y Smíchinal. Exageración vertical 4x. Adaptado de Geister (1975).

Estación C3, en el mar: Barrera a barlovento de East Reef. (ver fig. 75) y visita al islote de Haines Cay. Un hermoso sistema de acanaladuras y espolones ocupa el área del arrecife de barlovento cerca de Haines Cay. El principal constructor de los espolones es *Millepora* spp. con setos aislados de *Acropora palmata* cerca de su base. La plataforma continua y somera de la barrera emerge durante las mareas bajas de primavera. Mitchel Hole, situado al N de Haines Cay, es un paso estrecho que utilizan las lanchas para atravesar este sector de la barrera. Haines Cay está conformado por calizas coralinas del Sangamoniense inferior cubiertas por tormentitas arenosas del Holoceno. La facies de la caliza indica un ambiente somero de parche arrecifal de laguna, con *Acropora cervicornis*.

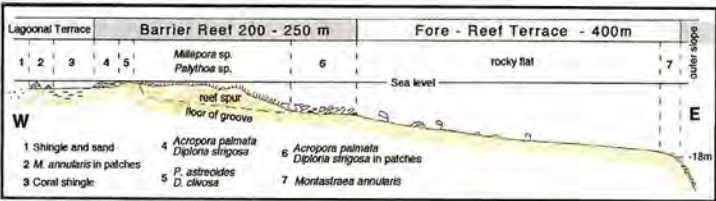


Figura 75. Estación en el mar C3, San Andrés: Perfil topográfico y ecológico a través de la barrera de East Reef cerca de Haine Cayo. Exageración vertical 4x. Adaptado de Geister (1975).

Estación C4, en el mar: El parche arrecifal somero de “Dry Shoal”. Este montículo coralino se localiza en la cuenca lagunar oriental, bien protegida por la barrera de East Reef. El andamiaje lo constituye un lozano y reciente crecimiento de *Porites porites* a unos 1,5 m de profundidad. En Junio de

1993 se observaban algunos erizos de mar de espina larga (*Diadema antillarum*), a veces en grupos de hasta 6 individuos. Tal concentración no había sido observada en los alrededores de la isla desde la dramática mortandad de esta especie en 1983/84. En 2000 y 2001, *Diadema* era aún frecuente en este arrecife.

Estación C5, en el mar: Terraza lagunar y talud de arena cerca de “Rose Cay” (El Acuario): El Acuario es un islote arenoso formado sobre la terraza de la laguna por sedimentos que han sido transportados y depositados por secuencias de olas que convergen y se refractan alrededor de Haines Cay. Durante las tormentas, los escombros coralinos y las arenas erosionadas del arrecife son transportados hacia la terraza lagunar, donde se depositan formando una zona de escombros de coral y capas de arena. Los sedimentos finos son transportados por las olas hacia la cuenca lagunar, donde se depositan con su ángulo natural de reposo para formar un talud arenoso (fig. 9). Ver también Geister (1983: fig. 31).

Excursión D: Recorrido en bus durante todo el día a los ambientes arrecifales de sotavento (Pleistoceno y Holoceno), niveles del mar y ambientes arrecifales del Mioceno

Estación D1: Visita al S de Morris Landing (anterior botadero de basura, fig. 76), para apreciar un gran bloque del Pleistoceno y los ambientes de arrecifes franjeantes de sotavento del Sangamoniense. Desde la carretera principal puede verse cómo la terraza costera del Pleistoceno se proyecta costa afuera exactamente al S de Morris Landing. Aquí se observa un enorme bloque de tormentita depositado por las olas 12 m tierra adentro y 2 m por encima de la costa actual. El bloque tiene la forma trapezoidal regular, cuyos lados miden 4, 2, 4, y 4 m, y su grosor entre 50 y 100 cm. Un evento de alta energía (tsunami o huracán) arrancó este bloque del acantilado cercano y lo depositó en posición invertida sobre la terraza costera, su volumen se estima en 9 m³. En el bloque



Figura 76. Estación en tierra D1, San Andrés: al S de Morris Landing. Enorme (9 m³) bloque calcáreo caído del margen del acantilado y arrojado 15 m tierra adentro por olas catastróficas y depositado a 2 m sobre el actual nivel del mar. Los corales fósiles indican que el bloque se encuentra en posición invertida. Nótese los principios de karsificación en la superficie superior. Agosto de 2002.

se observan los corales del Pleistoceno en posición invertida. La actual superficie superior muestra signos de avanzada erosión kárstica. La superficie general de la terraza calacárea ha sufrido disolución diferencial por acción de la lluvia, permitiendo que el bloque, más resistente a la erosión, sobresalga como un “pedestal” unos 10 cm sobre ella. Conociendo la proporción de disolución de la caliza en climas tropicales secos, se cree que el bloque fue depositado en este sitio hace ya varios miles de años. Unos 200 m al S del antiguo basurero se observa un hermoso seto de *Acropora palmata*, de aproximadamente 20 m de diámetro, el cual, por erosión diferencial, sobresale de la caliza del Sangamoniano. Está rodeado por una facies coralina en la que predomina *Acropora cervicornis*, muy común en esta terraza del arrecife de sotavento. Las colonias de *Acropora palmata* son muy conspicuas por grosor de sus ramificaciones, que superan los 40 cm de diámetro. La sección vertical del acantilado cercano, al lado N de una pequeña entrante del mar, deja ver una característica discontinuidad horizontal similar a la observada en la Estación A10.



Figura 77. Estación en tierra D1, San Andrés: Setos de *Acropora palmata* meteorizándose sobre la superficie de la terraza del Sangamoniano al S de Horn Landing, Martillo 32 CID, Agosto de 2000.

La cara hacia el mar del acantilado y la terraza costera se ven hermosamente pulidas por los fragmentos de vidrio de botellas arrastrados por las olas en el antiguo botadero de basuras; gracias a ello, la estructura interna de la roca puede estudiarse en detalle. Una vez más, *A. cervicornis* es la especie dominante; sus colonias no están en posición de vida sino rotas. La evidencia tafonómica sugiere que los fragmentos no fueron transportados y apilados por olas de tormenta. Al igual que en la Estación A10 (Morgan Jump), los sismos parecen haber sido los causantes del despedazamiento. Aproximadamente 200 m al S del basurero existe otro soberbio seto de *Acropora palmata*. Los corales se reconocen perfectamente en relieve sobre la superficie de la terraza (fig. 77). Tanto al N como al S de una bahía cercana podremos estudiar varios “tubos de órganos”, *Montastraea sp.*, de gran tamaño, así como especies no descritas de escleractinios, desconocidas del Holoceno (Pandolfi et al, 2001).

Estación D2: Horn Landing. Facies arrecifales a sotavento del Sangamoniano. Cerca del acantilado norte de la pequeña

ensenada, unas pocas colonias de *Montastraea sp.* pueden verse en la terraza sangamoniana, así como “manchas” de *Acropora palmata* y *Montastraea spp.* espectacularmente expuestas a todo lo largo del costado sur de la ensenada.

Estación D3: May Cliff. Máximos niveles del mar durante el Pleistoceno. Este prominente acantilado consiste en calizas del Mioceno labradas por el mar durante los máximos niveles que alcanzó durante el Pleistoceno. Está muy karstificado e incrustado por material estalactítico. La gran muesca intermareal localizada a +13 m está rellena parcialmente con fragmentos de coral, sedimentos y depósitos de speleothemos, y marca el final de la gran transgresión del Pleistoceno Medio (¿Cromeriano?), durante la cual se formó el acantilado. La pared del acantilado por encima de la muesca es una caliza lagunar del Mioceno, muy meteorizada. Sin embargo, la pared por debajo de la hendidura es una caliza coralina del Pleistoceno Medio (Terraza Inferior más Antigua), depositada dentro y por debajo de la gran muesca intermareal. La lluvia ha desgastado por disolución toda la superficie de la Terraza Inferior más Antigua en por lo menos 4 m desde el momento en que emergió. También de probable edad Pleistoceno Medio son las poco conspicuas y meteorizadas muescas situadas a +18 m y +25 m. Obsérvese las secciones verticales de la descomunal *Diploria strigosa* de más de 3 m de ancha, que se encuentra en la caliza de la Terraza Inferior más Antigua, abajo de Room y Hall Cove (fig. 78). Los esqueletos tienen forma achatada



Figura 78. Estación en tierra D3, San Andrés: May Cliff en la cueva de Room and Hall. Varias colonias aplanadas de *Diploria* de hasta 2m de ancho crecieron encima de otras. “Complejo arrecifal del Pleistoceno Medio”. Nótese la muesca de +13 m en la parte superior de la fotografía. Septiembre de 2000.

debido a que habitaron a la sombra del acantilado. En esta misma estructura arrecifal, en afloramientos 100 m al S, se aprecian grandes setos de *Acropora palmata*.

Un túnel horizontal y estrecho, parcialmente provisto de incrustaciones de estalactitas, conduce desde la profunda muesca interna del Pleistoceno Medio hasta el acantilado. El túnel se ensancha en “Room and Hall Cave”, una caverna kárstica relativamente amplia, de algunos metros de altura, que se formó a lo largo de la fractura por disolución. La luz penetra desde arriba a lo largo del plano de la fractura. Este sistema de cavernas muy probablemente actuó como se aprecia hoy en el Hoyo Soplador (Blowing Hole), en South Point, pero

cuando el nivel máximo del mar se encontraba a +13 m. Más abajo, hacia los +9 m, la marca del máximo nivel del mar durante el Sangamoniano (125.000 años A.P.) se ha preservado. Allí, la grieta también se encuentra llena de fragmentos litificados de coral. La superficie de la terraza arrecifal que se encuentra adyacente, de edad Sangamoniano (Younger Low Terrace), ha sido rebajada en aproximadamente 0.5-1 m por la acción disolvente de la lluvia, desde cuando emergió finalmente hace menos de 120.000 años. Una serie de fracturas verticales disectan la antigua pared del acantilado. Estas grietas son similares a las observadas en Bocatora Hole (Estación C1). La zona fracturada del acantilado presenta un alto grado de erosión, lo que permite ascender hasta la Terraza Intermedia Inferior (+30 a +40 m). Siguiendo esta terraza hacia el NE, se encuentra un doble acantilado muy meteorizado, que forma un escalón característico y conduce a la Terraza Intermedia Superior (+55 a +65 m). Las dos terrazas fueron talladas en las calizas del Mioceno. Los sedimentos depositados durante su formación ya han sido erosionados. La edad de ambas terrazas debe ser Pleistoceno Medio temprano o Pleistoceno Temprano.

Las Terrazas Intermedias Superior e Inferior son mucho más antiguas que las muescas que se observan más abajo en la pared de May Cliff.

Estación D4: Caverna Schooner Bight. Discordancia y estructura arrecifal del Pleistoceno. Esta pequeña caverna kárstica cerca de Schooner Bight se formó cuando la parte inferior de su base colapsó y cayó en un lago subterráneo que se encuentra por debajo de la actual entrada a la caverna. Este excelente afloramiento deja ver secciones casi horizontales y verticales en el techo y paredes de la caverna, lo que permite tener una visión tridimensional de la estructura. Hay cantidad de corales in situ sin meteorizar, provenientes del plano arrecifal, que podemos apreciar desde abajo en las secciones verticales. Un nivel de color rojizo separa las dos unidades de coral que se encuentran superpuestas, apreciable cerca de la entrada de la caverna. Se trata de un paleosol que se formó cuando emergió el arrecife durante los sucesivos niveles máximos del mar en el Pleistoceno. La unidad coralina superior es del Sangamoniano (Terraza Inferior más Joven), y la inferior es del pre-Sangamoniano (probablemente corresponde a la Terraza Inferior más Antigua). Las especies más comunes que constituyen la unidad inferior son *Montastraea annularis*, *M. cavernosa*, *Colpophyllia natans*, *Acropora cervicornis*, entre otras. Para poder examinar en detalle la roca arrecifal en esta caverna, es esencial tener una lámpara o linterna.

Estación D5: Setos del coral ramificado *Pocillopora* del Pleistoceno en Southwest Cove. Inmensas colonias del género *Pocillopora*, coral propio de los arrecifes del Indo-Pacífico, se encuentran entre los corales con cierta afinidad caribe, como *Montastraea annularis*, *Acropora palmata*, *A. cervicornis*, *Diploria strigosa*, *D. labyrinthiformis*, *Colpophyllia natans* y otros. La edad de la caliza arrecifal es Sangamoniano (125.000 años A.P.). Los mejores afloramientos se encuentran al sur de la caverna, a lo largo de la costa y en el extremo norte de la pequeña

península a la entrada del Cove. Actualmente, *Pocillopora* vive exclusivamente en el Indo-Pacífico y el Pacífico oriental tropical. Una discusión acerca de la amplia distribución de *Pocillopora* en el Caribe durante el Sangamoniano se encuentra en Geister (1977b, 1984) y Pandolfi et al. (2001).

Estación D6: Colonias coralinas del Mioceno en Scoplín Gully y Sam Wright Hill. Formaciones coralinas conformadas por porítidos y cabezas de *Montastraea* spp. y *Goniopora* sp. (fig. 79) se hallan en las faldas y en la cima de Sam Wright Hill. La sección que mejor nos permite estudiar las relaciones de facies se localiza a lo largo de Scoplín Gully. Aquí, se pueden ver numerosas colonias de coral, pero muy estropeadas. Se colectó en esta localidad un inmenso *Strombus* sp. de tamaño similar al de *Strombus gigas*. En la cima, en afloramientos deficientes, son comunes “parches” de varios escleractinios (*Montastraea*,



Figura 79. Estación en tierra D6. San Andrés: Mioceno de Scoplín Gully. *Montastraea* sp. La colonia fue volteada, pero no se fracturó. Julio de 1970.

Porites, etc.). No hay verdaderas estructuras arrecifales sino mas bien “parches” coralinos estratificados que cubre justamente el fondo de la laguna. Esta facies, típica en la parte sur de Sam Wright Hill, corresponde a la parte marginal somera de la laguna, muy cerca de la pared del arrecife periférico. Los estratos buzan al E debido al basculamiento en esa dirección del antiguo atolón. Una lista de la fauna que se observa en este afloramiento se puede consultar en Geister (1975: 144).

Estación D7: Poxhole: Formación del arrecife durante el Pleistoceno, su truncamiento transgresivo y el emplazamiento del complejo arrecifal moderno (figs. 80 y 81). En Poxhole (“La Piscinita”), el antiguo y prominente acantilado pre-sangamoniano constituye hoy el acantilado costero (fig. 80). Una muesca intermareal reciente es muy evidente en el presente nivel del mar, además de una muesca fósil a -8 m. Esta última registra un bajo nivel del mar anterior, que marca el final de la transgresión pre-sangamoniana (presumiblemente yarmouthiana) y formó por truncamiento la terraza de -20 m (terrazza arrecifal de barlovento). La parte del antiguo acantilado hoy emergida y el margen de la plataforma adyacente están profusamente pobladas por la estructura arrecifal del Sangamoniano, dominada por densas colonias de *Montastraea annularis*, en forma de coliflor, y por *Montastraea* sp. en la forma de órgano de tubos. Hacia

la carretera costera se pueden observar ramificaciones fósiles de *Acropora cervicornis* sobre la plataforma arrecifal emergida. Ellas hacen parte de la facies de la cresta del arrecife franjeante del Sangamoniano (fig. 23). Inmediatamente hacia el N, la transgresión del Holoceno truncó Poxhole Cliff, formado por la terraza de -4 m, y erosionando del arrecife la zona costa afuera con *Montastraea annularis* (fig 81). Como consecuencia, la sección moderna del acantilado y los afloramientos cercanos revelan aquí las facies de la cresta del arrecife sangamoniano dominada por *Acropora cervicornis*. Buceando con snorkel a lo largo del margen externo de la terraza de -4 m hacia el N, podemos observar cómo aumenta la cobertura coralina al alejarse del moderno acantilado y reducirse los efectos abrasivos.

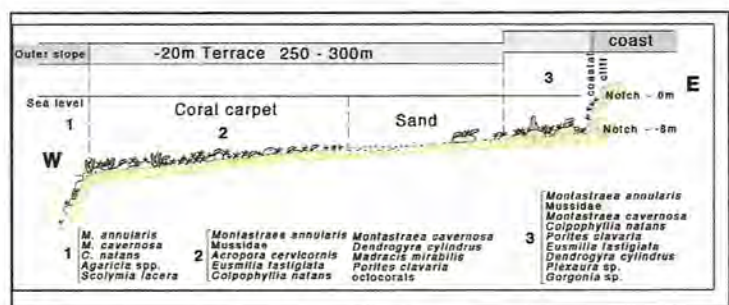


Figura 80. Estación en tierra D7. San Andrés: Poxhole. Perfil ecológico y geomorfológico representando la terraza de -20 m y el acantilado antiguo (pre-Sangamoniano) parcialmente sumergido (Poxhole Cliff) con su muesca intermareal a -8 m. En este caso particular, la costa actual está formada por el acantilado pre-Sangamoniano, que fue colonizado por coniles hermatípicos cuando resultó sumergido durante la gran transgresión del Sangamoniano. Adaptado de Geister (1975).

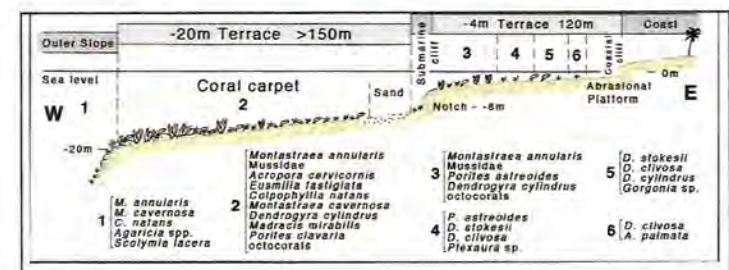


Figura 81. Estación en tierra D7. San Andrés: al N de Poxhole. Perfil ecológico y geomorfológico representando la terraza de -20 m con su muesca intermareal a -8 m. Las salientes del acantilado pre-Sangamoniano fueron truncadas desde el final de la transgresión holocénica formando la terraza de -4 m. Debido al truncamiento gradual, la línea del acantilado holocénico se movió más de 100 m tierra adentro desde el antiguo escarpe, el, cual aparece como un acantilado hundido. Adaptado de Geister (1975).

Una zonación de escleractinios muy característica que se extiende desde la costa hasta el borde externo de la terraza de -4 m refleja una exposición decreciente a la abrasión producida por el oleaje de tormentas (fig. 9). Esta terraza submarina tiene en su margen distal una cobertura densa de corales, dándole apariencia de un verdadero arrecife franjeante. Aquí aparece en forma conspicua *Dendrogyra cylindrus* (Geister, 1972). La parte menos poblada por corales es la antigua muesca intermareal a -8 m, que se puede apreciar en la base de este "arrecife". Al S de "La Piscinita", Poxhole Cliff ha sido muy poco erosionado por las inundaciones ocurridas desde el Holoceno. Por lo tanto, se puede observar a lo largo de unos 800 m la actual línea de costa el antiguo acantilado, con su pesado arrecife encima de la caliza sangamoniana y

su muesca a -8 m. Nadando costa afuera sobre la terraza de -20 m se atraviesa una zona arenosa que se extiende de -9 a -13 m, donde pueden observarse colonias de anguilas de jardín. Luego continúa un tapete coralino que se extiende hasta el inicio de la pendiente a -20 m. En Poxhole, una ancho lengua de sedimentos reemplaza el tapete coralino en el margen externo de la terraza. Ello revela la presencia de una corriente turbulenta que se forma durante las tormentas. Cuando el agua está clara, desde la superficie se puede reconocer tenuemente la cobertura arenosa de la terraza de -4 m. En lugares donde los segmentos principales de la terraza de -4 m se proyectan mar afuera, la zona arenosa se estrecha, pero se ensancha al frente de las re-entrantes, situadas entre los promontorios actualmente truncados.

Esto sugiere que las corrientes turbulentas, responsables del transporte de la arena mar adentro durante las tormentas, devuelven el agua hacia mar abierto desde las entrantes con profundidades entre 6 y 8 m, localizadas entre las re-entrantes y no desde los segmentos de la terraza de -4 m, los cuales actúan como rompeolas (ver Geister, 1983: fig. 29).

Excursión E: Recorrido en bus durante todo el día a los ambientes del atolón del Mioceno (Formación San Andrés)

Estación E1: Big Pond y Duppy Gully. Big Pond y algunas otras dolinas similares se formaron mediante un proceso de karstificación a lo largo de fracturas que tienen rumbo NNE; la karstificación comenzó muy probablemente desde el inicio del basculamiento a finales del Mioceno/Plioceno. El núcleo de una perforación (110 m) cercana, muestra varias capas de arcilla (tefra alterada), dentro de una secuencia de rocas de ambiente lagunar del Mioceno, que contienen material vegetal fósil (ver también Rojas-Barahona 2001). Desde Big Pond, se continúa un camino en dirección sur, se pasa la estación de bombeo del acantilado y se llega a Duppy Gully Road. Allí mismo, al W, se localiza la Estación E2. A esta cantera también se puede llegar en vehículo, bajando desde Cove Hill.

Estación E2: Cantera en Duppy Gully Road (fig. 82). Esta cantera, explotada en rocas de ambiente lagunar (central) del Mioceno, revela sedimentos depositados en un fondo marino no muy somero. Numerosos bivalvos ostreoides (*Pycnodonte* sp.), de concha grande y gruesa, bien preservados (fig. 82), dominan la poca diversidad de la malacofauna. Localmente, también se encuentran niveles de una fauna más diversa de pequeños bivalvos (lucínidos, cardidos, venéridos, etc.) y gasterópodos (principalmente turritélidos). Con excepción de los pectínidos, todas estas conchas sólo se preservan como moldes. La presencia de *Pycnodonte* sp. y la ausencia de corales sugiere un ambiente profundo dentro de la cuenca lagunar. El buzamiento hacia el E de los estratos lagunares es bien visible en las paredes de la cantera, orientadas E-W. Este corresponde al basculamiento que tuvo el monte submarino de San Andrés desde finales del Mioceno. Una capa arcillosa (probablemente fina ceniza volcánica alterada) puede observarse en la pared de la cantera y se interpreta como regis-

tro de actividad volcánica durante el Mioceno en el área que rodeaba el atolón de San Andrés.



Figura 82. Estación en tierra E2, San Andrés: Cantera de Duppy Gully. Sedimentos lagunares del Mioceno con abundantes ostras del género *Pycnodonte*. Agosto de 1998.

Estación E3: Sección de Schooner Bight - Roaden Lever Hill. El corte vertical de la carretera cerca de la cima de la colina muestra por lo menos dos magníficas capas de ceniza volcánica interpuestas en los depósitos lagunares del Mioceno (fig. 83). En este afloramiento también se puede ver claramente el buzamiento hacia el E de los estratos que se formaron en la antigua cuenca lagunar. Obsérvese que un coral sobrecreció la sedimentación de la tefra. En el lado N de la sección de la carretera, detrás de la vegetación (fig. 84), es visible un intrincado sistema de galerías de *Thalassinoides*. Galerías similares son construidas en los sedimentos lagunares recientes de San Andrés, por el crustáceo *Callinassa* sp.



Figura 83. Estación en tierra E3, San Andrés: Perfil de la carretera de Schooner Bight en Lever Hill. Capa de cenizas volcánicas intercaladas entre sedimentos lagunares. Un coral ramificado sobrecreció la sedimentación de tefra y sobrevivió hasta que se reinició la sedimentación. Agosto de 1998.

Estación E4: Depósitos lagunares del Mioceno entre Cove Hill y Southwest Cove. Los sedimentos lagunares del Mioceno que se observan en la cantera y en el corte de la carretera muestran abundantes moldes de una fauna muy diversa de bivalvos y gasterópodos y algunas colonias de *Acropora* sp. Entre los gasterópodos están *Xenophora*, *Semicassis*, *Oliva*



Figura 84. Estación en tierra E3, San Andrés: Parte norte de la sección en la carretera en Lever Hill (hacia Schooner Bight). Galerías (*Thalassinoides* sp.) de crustáceos en sedimentos lagunares del Mioceno. Agosto de 1998.

y *Bulla*. Los bivalvos más frecuentes son los pectínidos, *Spondylus*, *Anodonta*, venéridos, ostreidos y *Kuphus*. Solo se encuentran preservadas las conchas de calcita de los ostréidos y pectínidos, mientras que las conchas de aragonita de los otros generos de moluscos han sido disueltas. También se hallaron testas de los equinoideos *Chelypeaster* y *Echinolamparus* (Geister 1975: 141).

Estación E5: Pepper Hill. Tapetes de corales ramificados en ambientes lagunares del Mioceno (fig. 85). Los mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la carretera entre Pepper Hill y el acceso a la carretera que conduce a un restaurante situado en la cima de la colina. La sección muestra formaciones de corales interrelacionados y finamente ramificados (principalmente *Porites* spp), formando extensos tapetes sobre el fondo somero de la laguna del Mioceno (fig. 81). *Montastraea* sp. es aquí poco frecuente. En afloramientos transitorios en Sound Bay y al N de Pepper Hill se encuentran formaciones similares de *Acropora* spp. y *Stylophora* sp. Los corales ramificados generalmente se encuentran quebrados, pero los fragmentos faltantes se hallan cerca. La mayoría de las colonias aparecen tumbadas. La



Figura 85. Estación en tierra E5, San Andrés: Corte en la carretera en Pepper Hill. Corales poritidos rotos en depósitos de laguna. Un terremoto fue el probable causante de su destrucción. Septiembre de 2000.

razón de esta inusual situación tafonómica puede ser la compactación del lodo, o mejor, la rotura causada por sacudidas telúricas. Hay predominio de corales ramificados de la laguna central desde el S de Pepper Hill y Sound Bay hasta cerca de Duppy Gully en el N.

Estación E6: Cerca Little Cliff, junto a la pista de aterrizaje en Perry (fig. 86), se observa una discordancia en el Mioceno (¿?). En un corte de la carretera en la pequeña colina localizada al N de la pista de aterrizaje, a unos 800 m del restaurante Fisherman's Place en Sprat Bight, sobre el carreteable que va paralelo a la pista en el N. El afloramiento expone en la base una caliza marrón, muy recristalizada, sin fósiles, de 1,8 m de espesor. Está truncada en su parte superior por un plano de discordancia (Perry), que muestra un relieve irregular de unos 50 cm, recubierto por fragmentos calcáreos parcialmente corroidos por disolución. No hay galerías ni organismos incrustantes sobre la superficie, cuyo buzamiento se estima en 10° al N.



Figura 86. Estación en tierra E6. San Andrés: Inconformidad intra-miocénica truncando calizas lagunares. La caliza de encima y debajo de la inconformidad no posee fósiles. Corte en la carretera en Perry, cerca de Little Cliff. Agosto de 2000.

Una caliza maciza, blanzuca de por lo menos 2 m de espesor suprayace la discordancia. En la base de esta caliza se tiene estratificación pre-set, cuyas capas tienen espesores de 20 -30 cm. No se encuentran fósiles en todo el afloramiento. La discontinuidad está cortada por una microfalla que produce un desplazamiento en la vertical de aproximadamente 30 cm. Varios afloramientos en los alrededores del área del aeropuerto tienen fósiles que corroboran definitivamente una edad Mioceno para la discordancia.

Estación E7: Ambientes lagunares durante el Mioceno y estructuras coralinas en la “Cantera San Andrés” (figs. 87 y 88). Esta cantera está situada exactamente al S de la pista de aterrizaje y a unos 1,5 km del edificio del aeropuerto. Se puede visitar saliendo en vehículo desde el aeropuerto, siguiendo la carretera paralela al costado S de la pista. Después de entrar a la cantera, al virar al W, se ve una cantera abandonada de acceso fácil, de unos 90 m de longitud y 10 m de alto. Este sitio ofrece el mejor afloramiento para estudiar y comprender la ecología y estructura de la parte profunda de la laguna septentrional del antiguo atolón del Mioceno. Las rocas son muy ricas en fósiles, especialmente corales y moluscos.



Figura 87. Estación en tierra E7. San Andrés: Depósitos de la laguna miocénica en la “Cantera San Andrés” en North End. Nótese que colonias masivas de coral fueron disueltas diagenéticamente y aparecen como cavidades en la pared. Un gran colonia de *Colpophyllia* (a la izquierda, sobre la persona) y otras colonias están invertidas, sugiriendo el efecto de un remezón sísmico. Agosto de 2000.



Figura 88. Estación en tierra E7. San Andrés: Depósitos de la laguna miocénica en la “Cantera San Andrés” en North End. Nótese biohermas masivas a la izquierda de la persona, consistentes en corales poritidos. Agosto de 2000.

Sinembargo, todos los esqueletos aragoníticos están disueltos. Entre los moluscos, solamente las conchas de calcita de los ostreidos y pectínidos están completamente preservadas.

En el lado WSW del frente de la cantera (lado izquierdo), se observan varias cavernas de hasta 1m de diámetro, que corresponden a los moldes vacíos que quedaron después de que se disolvieron los esqueletos coralinos masivos (entre otros, *Colpophyllia* sp.) de especies que vivieron sobre el fondo de la laguna. Todas las trazas de agujeros de litófagos y clinoides en el esqueleto coralino aparecen en gran detalle en las oquedades como hermosos moldes calcíticos. Muchas de estas estructuras coralinas están en posición invertida dentro del antiguo fondo de la laguna (fig. 87). Puesto que el fondo de la laguna era plano, la posición inusual invertida se puede explicar como el resultado de sacudidas sísmicas. Muchos de los corales no son hemisféricos sino considerablemente achatados, lo que sugiere un ambiente de aguas profundas, posiblemente de 20 a 50 m de profundidad (Geister 1975: 145).

En la pared del centro de la cantera se pueden examinar una estructura de corales ramificados (*Acropora cervicornis* y porifidos) y fragmentos coralinos, de unos 6 m de ancho, que forma una cúpula de por lo menos 3 m de alto (fig. 88). Las rocas que infrayacen esta estructura son bancos de caliza. Los esqueletos se preservan parcialmente como moldes y parcialmente como réplica calcítica de los moldes. En la esquina nororiental de la cantera hay otra estructura formada por abundantes corales. Algunas de las colonias alcanzan un tamaño hasta de 1 m.

En esta parte de la cantera, la única sección accesible tiene aproximadamente 50 m de estratos lagunares que buzan hacia el oriente. Cuando se siguen los planos de estratificación a lo largo de la cantera, se observan en su parte WSW grandes colonias aisladas que están estratigráficamente debajo. Sobre la parte media de la pared de la cantera, la estructura formada por corales ramificados se localiza en la parte alta de la sección, y la estructura de corales masivos en el ENE se localiza cerca del techo de la secuencia.

8.2. Visita a la isla de Providencia: Arrecifes Cuaternarios y Geología de la Isla (Excursiones F a L).

Las estaciones están indicadas en el mapa vial de la fig. 89. Las estaciones costa afuera se encuentran en la carta de navegación de la fig. 32.

Excursión F: Recorrido en bote a la laguna arrecifal, los arrecifes franjeados y los ambientes del arrecife de sotavento.

Estación F1, costa afuera: Arrecife franjeante lagunar de Maracaibo Hill (fig. 90). Entre la costa y el arrecife hay una zona de 2 m de profundidad vegetada con pastos marinos. La parte superior del arrecife está a 1.5 m de la superficie. En la margen externa hay una pendiente hacia el fondo de la laguna adyacente, que está 3,5 – 5 m de profundidad. La cresta del arrecife y su pendiente hacia la laguna se caracterizan por tener una asociación de coral de aguas tranquilas dominada por *Montastraea faveolata*. Sin embargo, las siguientes especies son las más frecuentes: *Porites furcata*, *Siderastrea siderea*, *Colpophyllia natans*, *Favia fragum*, *Diploria strigosa*, *D. labyrinthiformis*, *Dichocoenia stokesii*, *Agaricia agaricites*, *A. crassa*. En 1994 se encontraban macroalgas sobrecreciendo profusamente los corales, especialmente *Dictyota* y *Halimeda*. Cuando visitamos este arrecife en Septiembre de 2001, lo encontramos densamente sobrecrecido por un alga tierna.

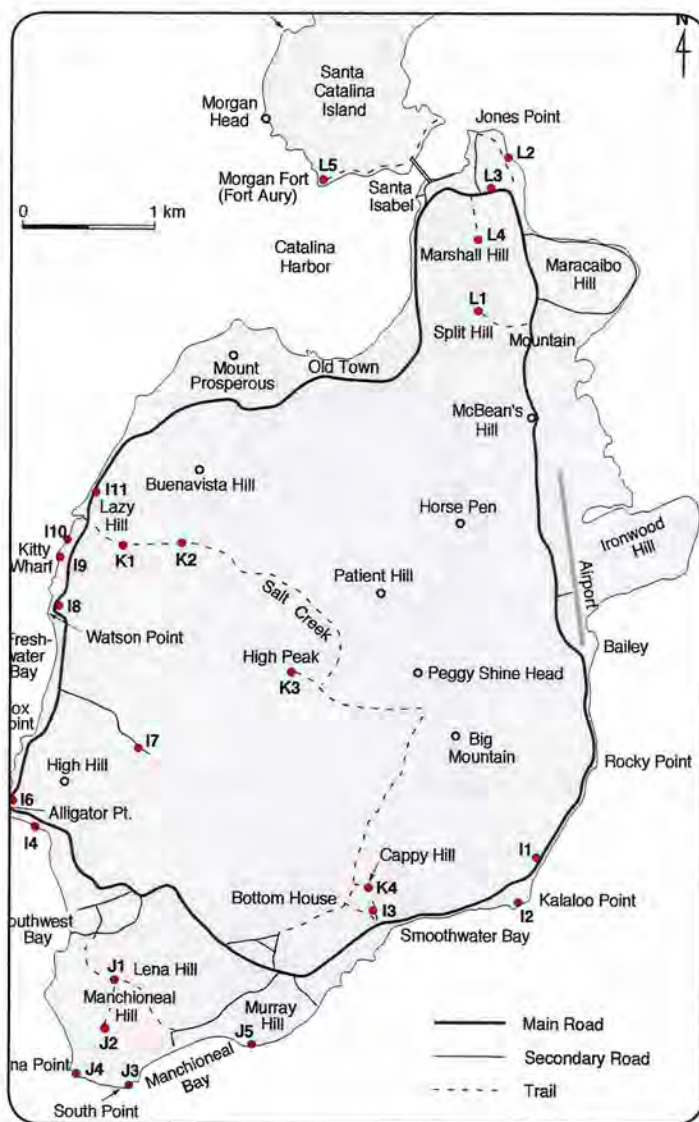


Figura 89. Mapa vial de Providencia con las rutas de la excursión (I-L) y estaciones en tierra (números). Estaciones en el mar se muestran con topónimos en el mapa de la fig. 33.

Estación F2, costa afuera: el arrecife Lawrance, a Sotavento de Santa Catalina. Es un parche arrecifal aislado, somero, de 700 m de longitud, rodeado por arenita vegetada por pastos marinos hasta 8 m de profundidad. El plano del arrecife lo caracteriza y domina la asociación de aguas somera *Acropora palmata* y octocorales. Gran parte de *A. palmata* se encontraba muerta en 1996. Encontrar *Acropora cervicornis* vivo es muy raro. En 1994 se observó que aquí existía intensa competencia entre *Halimeda* y los pocos escleractinians que sobrevivían.

Estación F3, costa afuera: Arrecifes de barrera a sotavento de Providencia, en las afueras de la aldea Lazzie Hill. Fondos blandos lodosos y arenosos con bajos coralinos esporádicos caracterizan el área de la plataforma a sotavento de Providencia. Topográficamente hablando, verdaderos arrecifes no existen. Los bajos están caracterizados por extensas asociaciones de abundante *Montastraea annularis* con *M. cavernosa*, *Porites astreoides*, *Porites porites*, *Diploria strigosa*, *D. labyrinthiformis*, *Agaricia agaricites*, *Siderastrea siderea*, *Isophyllia rigida* y ocasionalmente *Acropora cervicornis*. Se encuentran en forma numerosa los octocorales y látigos de mar. *Dendrogyra*

es común y muy conspicua. Los bancos de arena se encuentran entre 3-5 m de profundidad y se disponen paralelamente a cierta distancia de la costa. Los fondos con pastos marinos cubren las áreas arenosas que se encuentran entre el arrecife y la costa.

Excursión G: Recorrido en bote a los ambientes arrecifales de barlovento (ver mapa fig. 30).

Estación costa afuera G1: Barrera arrecifal discontinua, a barlovento, cerca de Crab Cay. Algas pardas y *Halimeda* cubren extensamente la terraza (-15 m) del arrecife a barlovento. Algunos escleractinios incrustantes se encuentran en forma masiva (*Dichocoenia stokesi*, *Diploria clivosa*, *D. strigosa*, *Porites astreoides*, *Colpophyllia natans*) pero dispersa sobre el sustrato duro. Muchos corales se encuentran muertos, y los que sobreviven sirven de sustrato a las algas. En 1994 los corales vivos cubrían cerca del 1% de la superficie, en el 2001 no se observaron cambios. La barrera es discontinua, formada por elevados pináculos de coral (localmente llamados “gigantes”), muchos de ellos se elevados desde 6-8 m por debajo de la superficie (fig. 91.) El lado de barlovento de los pináculos está recubierto por *Millepora* y hacia el centro *Acropora palmata*. También se encuentran pináculos formados por *Montastraea faveolata*. En 1973 se observó que el crecimiento de la estructura arrecifal aun continuaba cerca de la cima de los pináculos. La estructura de los pináculos está prácticamente muerta y sirve de base para el crecimiento de algas blandas (*Turbinaria* y *Dictyota*) y rojas incrustantes.

Estación costa afuera G2: “Mini-atolón” de White Shoal (fig. 92). Es un arrecife de parche de forma casi anular. Se aprecia en el centro una mini-laguna arenosa somera. En sus márgenes y pendiente periférica se observa exuberante crecimiento de *Acropora cervicornis*. La pendiente externa está densamente poblada por *Montastraea annularis* y, más abajo, hacia la laguna, hasta los 5-8 m de profundidad, aparece *Montastraea faveolata* y otros escleractinios de aguas tranquilas.

En octubre de 1994, gran parte de *A. cervicornis* estaba muerta y la pendiente hacia la laguna densamente poblada por las algas pardas *Dictyota* y *Turbinaria*. En 2001 la situación era la misma.

Estación costa afuera G3: La barrera arrecifal continua al E de Iron Wood Hill. Esta cresta arrecifal aparece densamente poblada por colonias del zoantídeo *Palythoa* sp. Costa afuera se observan bien desarrollados los canales y espolones. La estructura de los espolones está constituida por *Millepora* sp. Costa afuera existen setos vigorosos de *Acropora palmata*. Frente a los espolones, a -8 m de profundidad, las cabezas de coral (*M. annularis*, *D. strigosa*) están densamente cubiertas por algas. La estación es solamente accesible con mar en calma. (Corresponde a la fig. 90).

Estación costa afuera G4: Arrecife lagunar de parche en las afueras de Manchioneal Bay (fig. 93). Este arrecife de tipo aglomerado, está situado a unos 500 m afuera del tercio orien-

tal de la playa de Manchioneal Bay (marcada en el mapa como fig. 16). Se levanta desde el fondo arenoso de la laguna a -6 m de profundidad hasta -2 a -3 m. El arrecife tiene forma oval (100 x 40 m) y está orientado hacia el NE. En este sector se dispone casi en paralelo a la barrera arrecifal. Una muy variada asociación de *Montastraea* spp. domina en los flancos del arrecife la estructura coralina. La especies más abundantes son *Montastraea faveolata*, *M. annularis*, *M. cavernosa*, *Porites asteroides*, *Siderastrea siderea*, *Favia fragum*, *Diploria labyrinthiformis*, *Dendrogyra cylindrus* y *Agaricia agaricites*. El abanico de mar *Gorgonia* sp. es rara, pero los látigos de mar (*Antipathes* sp.) abundan.

Sólo la parte más somera de la cresta del arrecife, 2-3 m de profundidad, presenta en algunos lugares parches de una asociación coralina compuesta casi toda por *Porites porites*, con algo de *Millepora*, *Dendrogyra cylindrus*, *Acropora cervicornis* y otras especies. En Octubre de 1994, gran parte del sustrato coralino estaba cubierto por algas blandas, principalmente *Dictyota*, que cubrían localmente hasta el 99% de la superficie.

Excursión H: Recorrido en bote durante todo el día al sector norte del complejo arrecifal (ver mapa fig. 32).

Estación costa afuera H1: El arrecife de Rocky Cay. Este es un pequeño y aislado segmento de un arrecife localizado afuera de la barrera de barlovento. La zonación coralina costa afuera está bien desarrollada, con una estructura de *Millepora* en la cresta del arrecife, cerca del nivel de marea baja, *Acropora palmata* en la pendiente y *Acropora cervicornis* en la terraza pre-arrecifal a 7-8 m de profundidad. La mayoría de *A. palmata* se encuentra muerta pero aun en posición de vida. A -7 m, *A. cervicornis* se encuentra muerto y fragmentado, probablemente por causa del huracán Joan (1988). En la cresta del arrecife se observa *Millepora* aun viva pero sobrecrecida por algas blandas. En 1977 y 1979 el arrecife estaba todavía aun vivo. Cuando se revisitó en 1993, estaba ya casi muerto en su totalidad, y en septiembre de 2001 aún un se observaban signos de recuperación.

Estación costa afuera H2: Nadando a sotavento de Taylor Big Reef. Numerosos canales someros interrumpen el arrecife de Taylor Big Reef. El fuerte oleaje generado por los vientos alisios rompe en la cresta dando lugar a una corriente pulsante rápida, que circula sobre la terraza de la laguna somera y a través de la cuenca lagunar, que es semicerrada al W de Point Blue.

Es necesario nadar con máscara y snorkel para observar la gran variedad de arrecifes de parche que están situados inmediatamente detrás de la cresta del arrecife, formados por *Millepora*, y grandes setos de *Acropora palmata* y *A. cervicornis*. Gran parte de ellos se encontraba muerta en 1994. Hacia el W se observan arrecifes muy robustos (fig. 94) y arrecifes irregulares de plataforma (fig. 95). Aquí predominan los corales masivos como *Montastraea annularis*, la mayoría de ellas vivas. En 1994, 1996 y 2001 las algas blandas eran muy abundantes en estos arrecifes. Por debajo de 1,5 m de profundidad

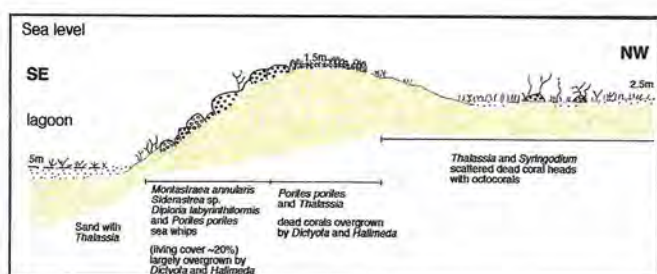


Figura 90. Estación en el mar Fl. Providencia: Perfil ecológico y geomorfológico a través del arrecife franicante de Maracaibo Hill.

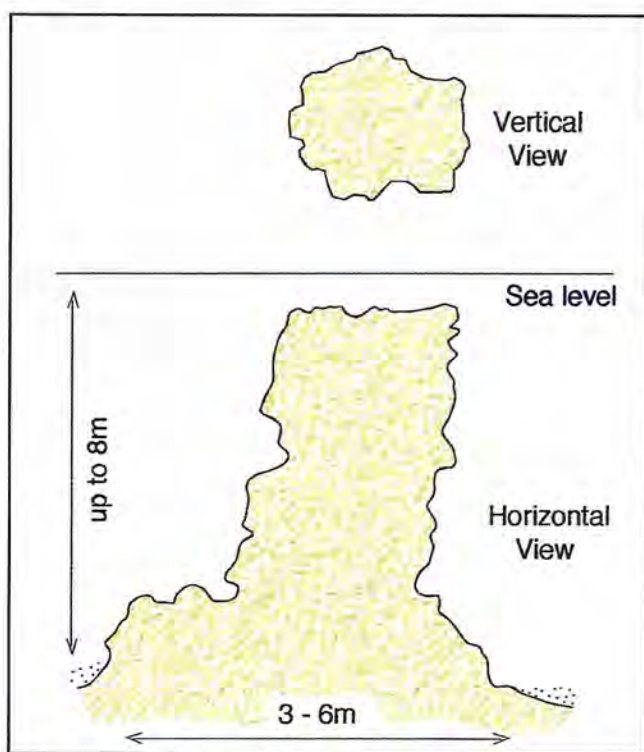


Figura 91. Estación en el mar GI: Vista típica del arrecife de pináculos del área de Cavo Cangrejo.

se aprecian sobre el plano arrecifal parches corales bien desarrollados.

Estación costa afuera H3: The Elbow. En el área de The Elbow la barrera presenta a barlovento una pendiente rocosa plana buzando suavemente hacia la terraza. Muy escaso es el desarrollo coralino vivo, probablemente debido al efecto abrasivo que producen los fragmentos de coral que son arrastrados por el oleaje durante las tormentas. Se observan algunos surcos de erosión perpendiculares al arrecife. *Millepora* y otros corales hermatípicos son abundantes, pero únicamente lo largo del margen del arrecife que mira hacia la laguna. Se puede visitar este arrecife a barlovento únicamente en días de mar calmo. El perfil del arrecife corresponde a la fig. 36 c.

A sotavento de The Elbow, el fondo de la laguna está generalmente bioturbado. En 1996 se observaron tapetes de algas filamentosas (fig. 96) que habían estabilizado su superficie.

Estación costa afuera H4: Low Cay (fig. 97). Cerca al recordo NW que hace la barrera de barlovento se localiza un risco rocoso con un faro para navegación, formado por grandes bloques de escombros de *Acropora palmata* depositados allí

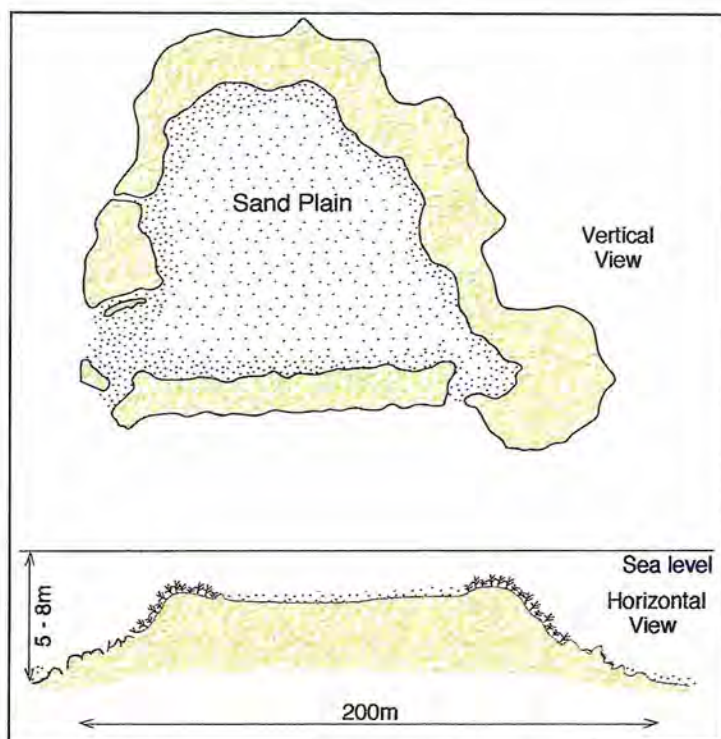


Figura 92. Estación en el mar G2. Providencia: Vista horizontal y vertical del miniatolón "White Shoal". *Acropora cervicornis* a lo largo de la cresta y *Montastraea annularis* al pie del talud.

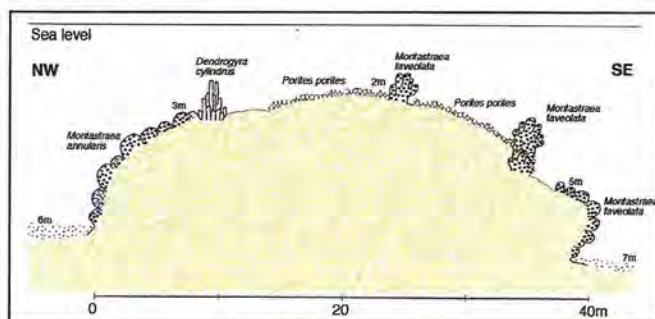


Figura 93. Estación en el mar G4. Providencia: Perfil ecológico y geomorfológico a través de un arrecife aglomerado de laguna, 500 m afuera de Manchioneal Bay. Sin escala.

por olas de tormenta. La forma de este islote es variable en el tiempo. No está vegetado por planta terrestre alguna.

Estación costa afuera H5: Pearstick Bar (o Second White Water). Este promontorio arenoso y somero se localiza entre Point Blue (con profundidad >20 m) en el N y Sea Devil Channel (a -8 m de profundidad), al S. Su cresta se localiza a 2-3 m de profundidad y está constituida por “parches” de *Acropora palmata* asociado con *Porites astreoides* y *Diploria strigosa* y también con octocorales plexaúridos. La mayoría de *A. palmata* estaba muerta en 1994-1996. Un promontorio arenoso similar (First White Water) con setos parcialmente vivos de *A. palmata* se encuentra hacia el S. El entorno general de los ambientes arrecifales en ambas crestas es similar al de Lawrance Reef (Estación F2).

Estación costa afuera H6: Cayo Basalto. Basalt Cay y el vecino Palm Cay están formados totalmente por lavas columnares y desprovistos prácticamente de vegetación. Al aproximarse, ofrecen un panorama espectacular. Los minerales dentro de la roca están muy alterados.

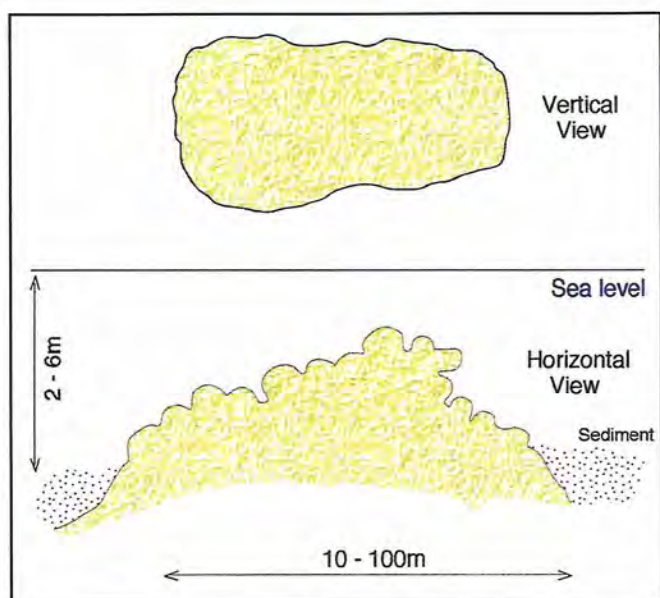


Figura 94. Estación en el mar H2. Providencia: Contorno típico de un arrecife de plataforma en la laguna al W de Taylor Big Reef. Corales masivos y ramificados.

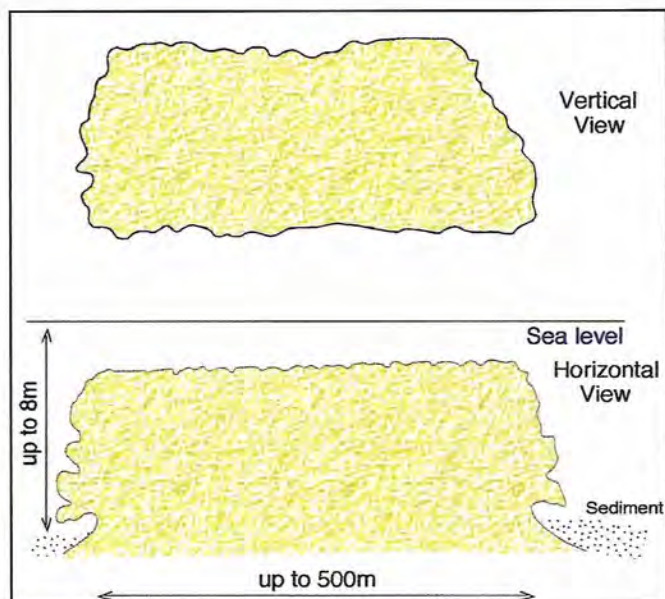


Figura 95. Estación en el mar H3. Providencia: Fondo lagunar a sotavento de The Elbow. Parches del alga verde *Halimeda*. Algas filamentosas as han estabilizado los sedimentos superficiales del fondo, Junio de 1996.

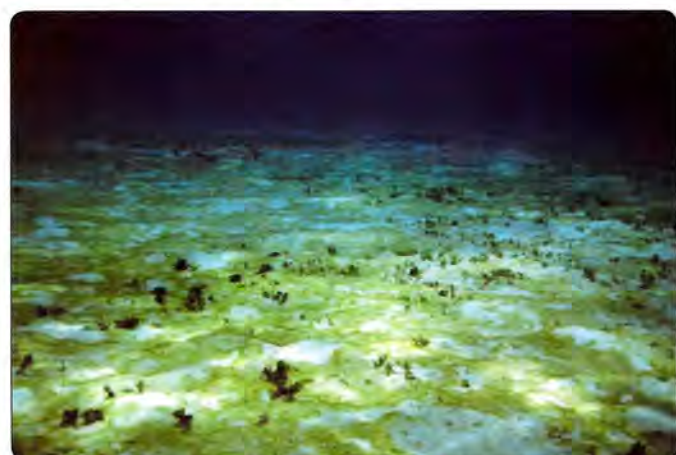


Figura 96. Estación en el mar H3. Providencia: fondo lagunar a sotavento de The Elbow. Parches del alga verde *Halimeda*. Algas filamentosas han estabilizado los sedimentos superficiales del fondo, Junio de 1996.



Figura 97. Estación en el mar H4. Providencia: Low Cay, cerca de la esquina NW de la barrera arrecifal. Al fondo, el faro, Junio de 1993.

Estación costa afuera H7: Gun Point, Santa Catalina. Algunas armas de fuego de la época de los piratas pueden encontrarse a poca profundidad inmediatamente al frente de este punto, y se hallan recubiertas por corales y algas pétreas.

Excursión I: Recorrido en vehículo descubierto durante todo el día alrededor de Providencia para observar su geología (mapa vial, fig. 89, y mapa geológico, fig. 31).

Estación I1: Cantera de riolitas al N de Kalaloo Point (fig. 98). Afloramiento en la cantera. Lavas félsicas estratificadas de color blanco a gris claro, con flujo bandeado, pertenecientes al domo riolítico, que aflora ampliamente entre Lazy Hill y Freshwater Bay al W, y Rocky Point y Kalaloo Point al E. Este complejo es tal vez pre-miocénico a miocénico temprano. El diaclasamiento coincide con el buzamiento del talud. El flujo laminar que se observa dentro de la roca es casi vertical (no visible en la fotografía).

Estación I2: Delta (stream) del Pleistoceno emergiendo en Kalaloo Point (fig. 99). La sección costera inferior muestra un conglomerado de cantos de tamaño mediano a grueso transportados por los arroyos de los alrededores hacia el mar. Este conglomerado se cementó más tarde con carbonatos. Si se calcula su edad con base en la actual elevación sobre el nivel del mar y la cementación por carbonatos, el conglomerado debe ser del Sangamoniano.

Estación I3: Cantera de cenizas volcánicas y basaltos en Smoothwater Bay (fig. 100). En una cantera ubicada exactamente al N de la carretera principal se puede examinar un grueso conjunto de cenizas volcánicas del Mioceno, las que podrían representar el relleno de un conducto tobáceo. Se puede examinar al norte, casi al final del afloramiento, la posible pared vertical en basaltos oscuros de un conducto volcánico. La posición del afloramiento no es tan buena como para poder delinear la posible ventana. Sin embargo, la proximidad de un conducto tobáceo en el área puede deducirse de la presencia de capas muy gruesas de cenizas y tobas en bloques que cubren las colinas bajas localizadas al N y NW de Smoothwater Bay. Como alternativa se puede

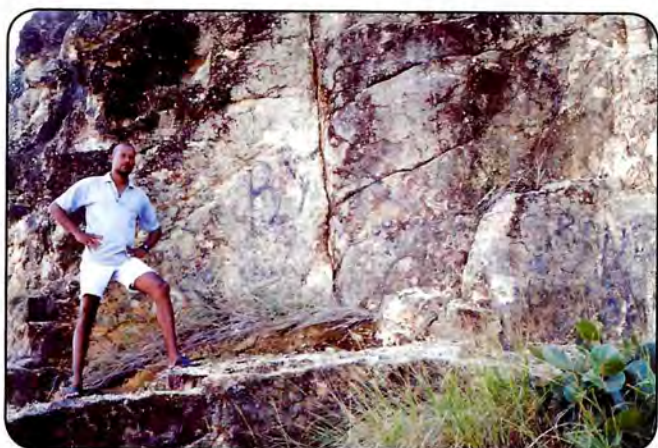


Figura 98. Estación en tierra 11. Providencia: Riolitas masivas del domo volcánico en la cantera al N de Kalaloo Point. Estratificación aparente es un efecto de la exfoliación paralela a la superficie del terreno. Septiembre de 2001.



Figura 99. Estación en tierra 12. Providencia: Delta pleistocénico de guijarros atrola en el perfil del acantilado cerca de Kalaloo Point. Las rocas están cementadas, fueron depositadas probablemente durante el alto nivel del mar del Sangamoniano. Septiembre de 2001.

pensar que la sección vertical de los basaltos resulta de una falla tectónica; las cenizas podrían representar entonces un material epiclástico que fue transportado lateralmente hacia la depresión. Al N, afloran lavas basálticas en toda la cima de la colina (fig. 101).

Estación I4: Alligator Point, sección del acantilado con depósitos de playa del Pleistoceno (fig. 102). En la parte más septentrional de Southwest Bay, en el acantilado costero, son visibles los depósitos de playa y de la laguna somera del Pleistoceno. Se observa estratificación ondulada y laminada con trazas de tubos de escape que, al quedar expuestos, se aprecian como cilindros verticales que cortan los planos de estratificación. Estas trazas habían sido interpretadas como registros de plantas sin raíz. Son raros los moldes internos fósiles. En este afloramiento sólo se colectaron *Cittarium pica* (Gastropoda) y fragmentos de bivalvos.

Estación I5: Alligator Point, en una sección del acantilado del Mioceno, se encuentran depósitos submarinos sobre una pendiente de la isla (fig. 103). Cerca del afloramiento anterior, a lo largo del acantilado situado al sur de Alligator Point, se puede colectar una rica fauna coralina del Mioceno. A lo largo del flanco sur de Alligator Point, en el acantilado marino



Figura 100. Estación en tierra 13. Providencia: Sección vertical en el posible ducto de la chimenea en Aguamansa (Smoothwater Bay). La roca basáltica de la izquierda está atravesada por el ducto. Septiembre de 2001. Estación en tierra 13. Providencia: Sección vertical en el posible ducto de la chimenea en Aguamansa (Smoothwater Bay). La roca basáltica de la izquierda está atravesada por el ducto. Septiembre de 2001.



Figura 101. Estación en tierra 13. Providencia: Lavas basálticas. Julio de 1979.



Figura 102. Estación en tierra 14. Providencia: Vista frontal de la sección del acantilado mostrando sedimentos de playa pleistocénicos en el litoral sur de Alligator Point. Depósitos de piedras volcánicas en la parte inferior de la fotografía, cubiertos por capas cruzadas de arena seguidas de capas finamente laminadas. Estas últimas están cruzadas por cilindros verticales interpretados como galerías de crustáceos (*Ophiomorpha* sp.). Edad probable: Sangamoniano. Septiembre de 2000.

moderno, hay depósitos de pendiente submarinos bien expuestos. La erosión costera actual erodó la superficie del talud miocénico. Las capas buzan costa afuera con un ángulo estimado entre 15° y 20°. Hay corales ramificados fósiles (en su ma-

yoría *Stylophora* y *Porites*), asociados con numerosas cabezas de *Montastraea*. Se aprecian áreas cubiertas por corales hemisféricos y laminares (fig. 104), como también *Porites* sp. finamente ramificados. Se puede apreciar en los alrededores avalanchas de fragmentos de coral y cenizas volcánicas parcialmente intercaladas con fragmentos coralinos. Sobre el paleo-talud insular se han conservado aquí flujos de escombros constituidos por fragmentos coralinos, predominantemente de *Porites* sp. y *Montastraea* sp. masiva. Éstos, a su vez, están recubiertos por deslizamientos de cenizas volcánicas que contienen numerosas colonias ramificadas de *Porites* sp.

Estación I6: Afloramiento en un corte de la carretera arriba de Alligator Point: Estructura coralina del Mioceno y flujo de fragmentos de roca, suelo y lodo (fig. 105). Basaltos correspondientes al período temprano de la actividad volcánica (Mioceno temprano a medio), se interponen con calizas también del Mioceno, depositadas sobre el paleo-talud insular. En el punto más elevado, en un afloramiento del borde de la carretera, se observa una estructura arrecifal del Mioceno, formada por escleractinios (*Montastraea* sp.), en su mayoría masivos y desarrollados en forma de láminas gruesas. Intercalados hay flujos de fragmentos de coral y cenizas volcánicas de uno a dos metros de espesor.

Estación I7: Cerca de Fresh Water Bay en La Represa, se observan riolitas y depósitos de epiclastitas basálticas. A la entrada del valle, detrás de la planta purificadora de agua, se ve un dique basáltico de color oscuro. Sobre la pared de la carretera es bien claro cómo corta las rocas félsicas. Al S del carretable que conduce a La Represa, al E de Freshwater Bay, se accede a un muy buen afloramiento de lavas riolíticas. Sobre las verticales y encima de la colina localizada al S de La Represa, se encuentran las riolitas superpuestas por conglomerados con clastos volcánicos oscuros y cenizas blancas del Mioceno. Las cenizas están bien expuestas en las laderas del valle que miran hacia el embalse (fig. 106). Tiene estratificación en la misma dirección, estratificación cruzada de bajo ángulo y formas de dunas amontonadas, constituyendo posiblemente depósitos de piroclastitas depositadas de manera oscilante. En el lado N del valle, en dirección a La Represa, sobre la riolita, se han generado por meteorización unas geoformas piramidales con sus lados empinados, similares a los “pitones” de las Antillas Menores.

Estación I8: Watson Point, entre Lazy Hill y Freshwater Bay, afloran riolitas laminadas. En afloramientos al borde de la carretera, en Watson Point, se pueden examinar antiguas lavas riolíticas bandeadas (fig. 107). Hoy, las rocas buzan hacia



Figura 103. Estación en tierra 15. Providencia: Sección del acantilado en Alligator Point (lado sur). Talud insular sumergido con grandes cabezas in situ de *Montastraea* sp. Septiembre de 2000.



Figura 104. Estación en tierra 16. Providencia: Estructura de colonias aplanadas de *Montastraea* sp. colonias interdigitada con material volcánico gris. Talud insular miocénico. Sección de la carretera arriba de Alligator Point. Septiembre de 2001.



Figura 105. Estación en tierra 16. Providencia: Vista de acercamiento de una estructura entrelazada formada por colonias masivas aplanadas de *Montastraea* sp. cubriendo el talud insular del Mioceno. Sección de la carretera arriba de Alligator Point. Agosto de 2000.



Figura 106. Estación en tierra 17. Providencia: Vista de acercamiento de las cenizas volcánicas.



Figura 107. Estación en tierra 18. Providencia: Afloramiento de lava riolítica bandecada formando parte del domo volcánico. Las capas se orientan hacia el centro de la isla. Edad: pre-Mioceno tardío o Mioceno muy temprano. Corte en la carretera en Watson Point, entre Lazy Hill y Aguadulec. Agosto de 2002.

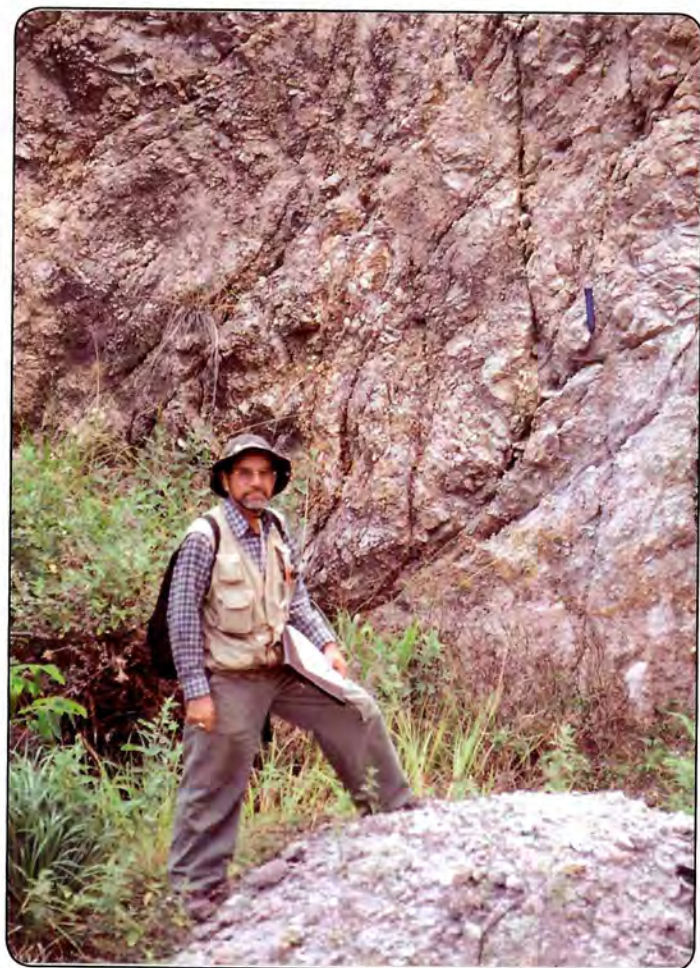


Figura 108. Estación en tierra 18. Providencia: Riolita sombreada del domo volcánico cerca de los depósitos de autobrechas en la Estación 19. Agosto de 2002.

costa adentro. Las rocas se ven algo fragmentadas, pero se encuentran más o menos en su posición original.

Hacia el N, estas mismas rocas se observan más destrozadas y forman una especie de brecha formada por colapsamiento del techo. Desde aquí se puede ver la transición gradual hacia la brecha, a lo largo del carretable y hasta la cantera ubicada al N (fig. 108).

Estación 19: Brecha de riolitas formada por colapsamiento, en Kitty Wharf (fig. 109). Los afloramientos se localizan desde la gran cantera a lo largo de la carretera costera. Las rocas en este balneario popular están formadas por una masa caótica de fragmentos de riolita finamente laminada, de color rosado, bien cementada. Como se puede ver en el afloramiento del acantilado marino, la secuencia de capas gruesas de fragmentos de riolita se depositó en varias fases o momentos. Parece que la brecha se formó por colapso gravitacional sobre el flanco muy empinado del domo riolítico que se estaba levantando, y muy posiblemente también ayudado a ponerse en movimiento por los terremotos. Los depósitos son caóticos, sin selección, y están compuestos principalmente por bloques angulares y fragmentos del tamaño arena a polvo, que son interpretados como flujos piroclásticos. Las brechas están cubiertas por depósitos de talud cuaternarios.



Figura 109. Estación en tierra 19. Providencia: Autobrecha de riolitas aflorando en el acantilado costero de Kitty Wharf. Septiembre de 2001.

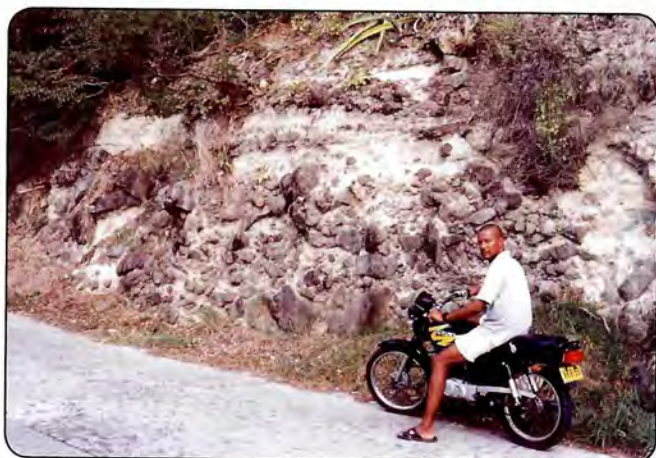


Figura 110. Estación en tierra 111 Providencia: Cenizas basálticas y conglomerados del Mioceno. Sección de la carretera al N de Lazy Hill (estatua de Cristo). Septiembre de 2001.

Estación I10: Basaltos columnares en la costa rocosa que se localiza al S del caserío Lazy Hill. Este afloramiento está al lado de la carretera y forma un acantilado marino bajo y la plataforma adyacente. La roca es un basalto olivínico, de color oscuro, con diaclasamiento columnar que ha resultado del enfriamiento gradual.

Estación I11: Afloramiento en un corte de la carretera al N del caserío Lazy Hill (debajo de la estatua de Cristo) (fig. 110). Como registro de las erupciones durante el Mioceno se tienen conglomerados de basalto y andesita(?), y cenizas. Algunos de los bloques oscuros que se encuentran en los conglomerados alcanzan tamaño de *boulder*.

Excursión J: Visita durante todo el día al área de la bahía de Manzanillo (Manchioneal), con el fin de observar los afloramientos de rocas sedimentarias y volcánicas (mapa de ruta fig. 89; mapa geológico, fig. 36).

Manchioneal Hill es la colina mas al sur de las isla (159 m de alta), conocida también como South Hill. En el camino a la cima se puede ver afloramientos de la caliza fosilífera del Mioceno. Los estratos de caliza se encuentran interpuestos con los flujos de lava y con los depósitos volcanoclásticos. Además, el panorama desde la cima de la colina es muy hermoso.

Los Afloramientos mas didácticos de las isla son los que se encuentran en la costa entre el extremo occidental del Manchioneal Bay y Lena Point. A lo largo de esta relativamente corta sección del acantilado podemos ver la franja arrecifal del Pleistoceno, la lava y los depósitos piroclásticos intercalados con la caliza fosilífera del Mioceno, y los diques volcánicos. Uno de los mejores afloramientos de riolita bandeada se tiene en los alrededores de Murray Hill.

Cuando se va por carretera desde Bottom House a Manchioneal Bay, antes de llegar, sale un camino que va por el lado occidental de una pequeña hondonada, y conduce cuesta arriba. Desde arriba, en la cima plana de Lena Hill, se desprende un camino a la derecha que desciende a Southwest Bay. Siga el camino a la izquierda, que lo conducirá hasta Manchioneal Hill. En los afloramientos de la hondonada se pueden ver conglomerados de basaltos y cenizas volcánicas de probable origen epiclástico.

Estación J1: Capas de cenizas volcánicas y tapetes coralinos del Mioceno en Lena Hill. Antes de llegar a la cima plana de Lena Hill, una capa de 3 m de espesor de cenizas volcánicas superpuesta por 1 m de caliza coralina, corta el camino. La capa superior de cenizas y la caliza que se encuentra encima, contiene una fauna muy rica de corales arrecifales del Mioceno. Los géneros presentes mas comunes son (branching) *Pocillopora*, *Stylophora*, *Porites* y algunas colonias masivas de *Montastraea* que forman un tapete de coral. Las colonias masivas de *Montastraea* (diámetro de la colonia: 0,5 m) y *Porites* forman la estructura de enlace de un pequeño arrecife (patch), que se verán en los afloramientos que hay a lo largo del camino que

lleva a la cima de Manchioneal Hill. Los equinoides, ostreidos y los nódulos de alga roja son comunes por todas partes en las exposiciones de Lena Hill.

Estación J2: Estructura arrecifal del Mioceno en la cima de Manchioneal Hill (fig. 111 y 112). Una caliza arrecifal pura formada casi exclusivamente de extensas y masivas colonias de *Montastraea* spp. que se entremezclan, coronan la cima de la colina. Estos metros de roca arrecifal son el relictos que se preservó de la erosión, probablemente por la protección que le dio el material volcánico que la suprayace y que es el que ha sido erosionado. Este tal vez sea el último testigo de lo que quedó del antiguo y gran arrecife que circundó a Providencia durante el Mioceno Superior. Desde la cima se tiene una gran panorámica hacia la parte sur de la barrera arrecifal moderna y de la laguna. Se regresa a Manchioneal Bay por el mismo camino.

Estación J3: El sitio South Point en Providencia: Franja arrecifal del Pleistoceno, caliza coralina del Mioceno y rocas volcánicas (fig. 113). Dos segmentos aislados de un arrecife coralino del Pleistoceno orlan los lados W y E de South Point donde forman una muy clara terraza (+3 m). Localmente la superficie de la terraza se eleva hasta 4 m por encima del actual nivel del mar (datum). Este arrecife documenta el máximo nivel de inundación al final del Sangamoniano que corresponde al sub-piso (substage). 5e de la estratigrafía estándar del isótopo de oxígeno marino, de la cronología del Pleistoceno (ver Geister 1992:55). Entonces, este arrecife es contemporáneo con la Younger Low Terrace Limestone de San Andrés. Esto ya se había supuesto en Geister (1980b, 1984, fig. 20).



Figura 111. Estación en Tierra 12 Providencia: Estructura entrelazada formada exclusivamente por colonias masivas de *Montastraea* sp., Mioceno Superior. Cima de Manchioneal Hill, Septiembre de 2001.

El acantilado marino del Sangamoniano, que se encuentra adyacente, deja expuestas las andesitas y tobas de la antigua línea de costa.

A lo largo del pie del acantilado (cliffline) sangamonien-ce, los depósitos arrecifales se interdigitan con material de *talus* contemporáneo que periódicamente avanza como ava-

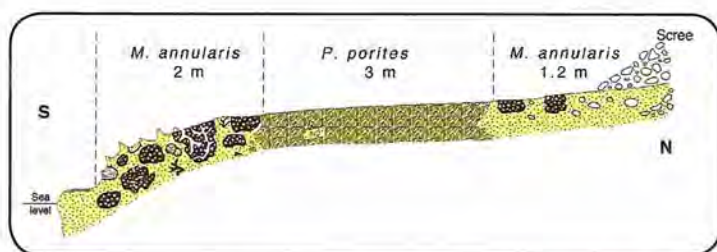


Figura 112. Estación en tierra J2. Providencia: Sección a través del arrecife franjeante del Sangamoniano en South Point, mostrando la zonación ecológica de las especies predominantes. Según Geister (1980).

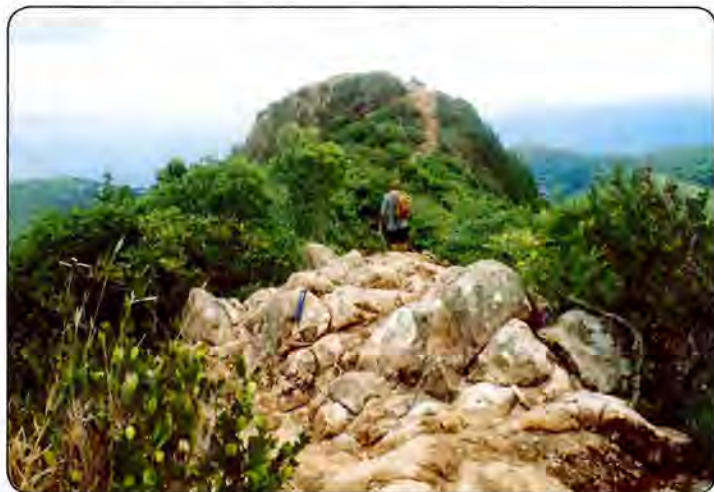


Figura 113. Estación en tierra J3. Providencia: Cenizas volcánicas blancas estratificadas con bloques balísticos cubriendo lavas almohadilladas negras en Lena Point. Las cenizas y los bloques indican volcanismo explosivo. Los basaltos son las rocas efusivas más antiguas de la isla (14.5Ma). Septiembre de 2000.

lanchas pendiente abajo hacia las aguas someras. Entonces, fragmentos de rocas volcánicas del Mioceno y corales del Terciario, que más tarde fueron cocinados por lavas calientes e impregnados por óxidos de hierro, quedaron incorporados en la roca arrecifal del Sangamoniano, y subsecuentemente cementados por lodos marinos calcáreos. Algunos corales del Pleistoceno como *Siderastrea radians* se incrustaron en los fragmentos volcánicos de la antigua zona cerca de la costa. Una colonia de *Psaminocora trinitatis* (scleractinian), de tamaño grande (50 cm.), que se calcinó, se encuentra aglutinada junto a los corales arrecifales del Pleistoceno que se tienen en el segmento oriental del arrecife. El intervalo que se erosionó entre los dos segmentos de la franja arrecifal, deja ver secciones de derrubios de pendiente que se intercalan con la estructura del arrecife.

La franja arrecifal propiamente dicha es estrecha (2-5 m), y muestra una zonación de los corales muy clara: Densas poblaciones de *Porites furcata* colonizaron el arrecife (flat), mientras que *Montastraea annularis* y las especies masivas relacionadas formaron estrechas cintas a lo largo del arrecife de barlovento y cerca del acantilado a sotavento (fig. 109). En conjunto, del arrecife se han recolectado 14 especies de coral, y siete especies de gasterópodos y de bivalvos. Note que la mayoría de los corales se encuentran recubiertos por una costra gruesa de algas rojas calcáreas, muy similares a las que se ven en el arrecife Sangamoniano de San Andrés y a lo largo de su acantilado.

El intervalo que también se erosionó entre los dos segmentos de la terraza del arrecife Sangamoniano, permite tener acceso a los depósitos del substrato del arrecife, que en este sector se encuentran formados por sedimentos cercanos a la costa y de laguna somera del Mioceno. Una gruesa capa de cenizas volcánicas cubre este ambiente lagunar cercano a la costa. Esta tefra es fosilífera en sus capas basales, bioturbadas y mezcladas con sedimentos calcáreos. Estas rocas fosilíferas contienen numerosos corales, madrigueras de equinoideos, balanidos y otros fósiles que indican una edad del Mioceno Temprano o Medio. En un conglomerado costero del Mioceno, se encuentran cantos retrabajados de la riolita bandeada que proviene de Murray Hill, mezclados con fósiles. Ello prueba que la extrusión del domo riolítico fue anterior a los basaltos que suprayacen las capas de tefra. La capa de cenizas tiene varios metros de espesor y se puede seguir a lo largo de la costa al W, por unos 100 m, y hacia el E, desaparece por debajo de la terraza del arrecife Pleistoceno.

Esta capa de tefra la suprayace un flujo de andesitas de algunos metros de espesor, cuya base es una auto-brecha formada por lava fragmentada. El enfriamiento del flujo de lava masivo dio como resultado un muy característico diaclasamiento columnar. También, se observa que la superficie de la lava es áspera, como espinosa con fragmentos de escoria, lo que es característico de las lavas aa. Una matriz densa y de color gris formada principalmente por numerosos microlitos de plagioclasa y rica en grandes fenocristales de plagioclasa. Capas con vesículas.

Estación J4: Lena Point, lavas almohadilladas y rocas piroclásticas. La datación de roca total con K/Ar de las lavas olivínicas almohadilladas en Lena Point, dio una edad de 14.5 ± 1.1 Ma. Esta corresponde a una edad del Mioceno Medio Temprano (Göebel 1985). Sobre estas lavas descansa una capa de tefra, que parece ser la continuación lateral de las cenizas del afloramiento previo. En este sitio el acantilado marino moderno tiene depósitos de ceniza blanca de varios metros, atravesados por diques. Bombas clásticas de la riolita bandeada de tamaños grandes y pequeños cayeron sobre los depósitos de ceniza en capas, dejando donde caían la superficie combada. Esta capa de ceniza se puede seguir a todo lo largo de la costa occidental de Manchioneal Hill y muy probablemente continúa hasta Lena Hill (Estación J1).

Como se vió, los bloques de riolita bandeada estaban ya incorporados en esta secuencia volcánica joven. Podemos entonces asegurar una vez más que la formación del domo riolítico de la isla antecedió todos los basaltos y los depósitos de carbonatos que constituyen Manchioneal Hill.

Estación J5: Murray Hill, riolitas bandeadas (en el extremo oriental de la bahía de Manzanillo). A lo largo del acantilado marino de Murray Hill se encuentran hermosamente expuestas las rocas félsicas bandeadas, de color gris-rojizo, de edad pre-Mioceno o del Mioceno muy temprano. La mayor parte de las rocas que forman los afloramientos están muy fragmentadas y fuera de su sitio original. Las rocas muestran

un hermoso bandeamiento en capas rojizas y blancuzcas con un intrincado patrón de plegamiento fluidal. El bandeamiento se ve localmente ondulado y cortado en planos de cizalla en forma de rampa. La matriz de la roca consiste principalmente de microlitos de feldespato orientados según la laminación del flujo. A diferencia de las otras localidades de afloramiento de la riolita en la isla, aquí se encuentra aproximadamente horizontal.

En general la litología es similar a las rocas que afloran en el corte de la carretera en Watson Point entre Luzy Hill y Freshwater Bay. Hacia el N de Murray Hill los conglomerados de basalto oscuros, provenientes de erupciones mas recientes, recubren estas rocas.

Excursión K: Caminata durante todo el día a través de la isla: Valle Salt Creek y de High Peak hasta Aguamansa (Smoothwater Bay) (mapa vial, fig. 89, mapa geológico, fig. 31).

Para esta excursión se recomienda usar botas de campo y llevar bastante agua. Como una parte de la ruta (entre las cabeceras de Salt Creek y High Peak), es por fuera del camino, se aconseja llevar un machete. Aquellos que no están familiarizados con el área deben contratar un guía local.

El itinerario comienza en Lazy Hill (cerca de la Estación I10 o I11), y sigue aguas arriba por todo el techo de Salt Creek hasta alcanzar un amplio terreno llano que se extiende entre High Peak, Patient Hill y Peggy Shore Head. Desde las cabeceras de Salt Creek, la ruta ha seguir es hacia el sur a través de un terreno con mucha maleza hasta alcanzar el camino, que conduce a High Peak. La caminata a lo largo de Salt Creek hasta el Peak debe hacerse únicamente durante la estación seca. Como alternativa para la época lluviosa, la ruta a seguir hasta High Peak puede ser la que sale desde Bottom House a Smoothwater Bay y va directamente a la Estación K4 y desde aquí hasta el Peak. El regreso puede hacerse por la misma ruta.

Estación K1: Riolitas bandeadas a la entrada del Salt Creek Valley. Las riolitas laminadas que afloran en la hondonada hacen parte del domo volcánico que forma las colinas empinadas que se sitúan al S. La laminación buza 45° hacia el E. La ruta sigue todo el cauce aguas arriba, sobre inmensos bloques de basaltos y de riolitas bandeadas.

Estación K2: Flujos de lava basáltica aflorando en el lecho de Salt Creek. En el lecho del arroyo afloran flujos de lava bioítica de color oscuro, con plagioclasa blanca y conglomerados de basalto oscuro con capas de cenizas. El itinerario se continua aguas arriba y a lo largo de esta caminata se verá en forma repetida afloramientos de las rocas ya descritas. Las montañas al N del valle Salt Creek. Continuando el itinerario, para poder llegar a los 300 m de altura donde se encuentra la parte llana central de la isla, es necesario rodear inmensos bloques basálticos y cascadas. La superficie plana parece que la constituye material traquítico alterado.

Estación K3: Las riolitas de High Peak (figs. 114 y 115). A lo largo de todo el camino que conduce a High Peak se verán riolitas macizas, profundamente meteorizadas. Aquí también las rocas exhiben laminación vertical. Esta debe ser el área central del domo riolítico. Estas mismas rocas son las que forman todos los picos menores al W de High Peak. Ellos desarrollan la forma típica de los “pitones”, geoformas muy características de los domos volcánicos erosionados que se ven en las Antillas Menores.



Figura 114. Estación en tierra K3. Providencia: Rocas riolíticas del domo volcánico central meteorizadas, en el camino hacia el High Peak. Septiembre de 2000.



Figura 115. Providencia: Riolitas aflorando en el camino entre el High Peak y Casa Baja (Bottom House). Agosto de 2002.

La vista desde High Peak alrededor de la isla y de la plataforma somera arrecifal que la circunda es espectacular. En días muy claros se divisa desde aquí La Loma (Hill) de San Andrés.

En el camino de regreso, la situación del afloramiento es generalmente pobre, pues la vegetación es exuberante y la observación de la naturaleza viva gratificante. En algunos de los barrancos, los pocos afloramientos que se ven son de riolitas bandeadas y conglomerados de rocas volcánicas oscuras con cenizas claras provenientes de las erupciones basálticas más antiguas.

Estación K4: En el tanque de distribución de agua y en las colinas cercanas afloran dentro de las cenizas blancas bloques de basalto. Las cenizas blancas y el basalto en bloques coronan todas las colinas en el área. Las capas de conglomerados de basalto son comunes. Éstos pueden ser rocas piroclásticas y epiclásticas. Las cenizas volcánicas y los clastos del tamaño de bloques se pueden estudiar en los afloramientos cerca de un tanque de distribución de agua que se halla en el filo que une Bottom House Gully y Smoothwater Bay.

El itinerario termina en la Estación I3, sobre la carretera principal en Smoothwater Bay.

Excursión L: Afloramientos de rocas volcánicas en inmediaciones de Santa Isabel.

Estación L1: Caminata a Split Hill desde el caserio de Mountain (figs. 116 y 117). A la cima de Split Hill se puede llegar fácilmente a pie desde el caserio de Mountain, subiendo por un terreno pendiente y con pasto. Desde la cima se puede examinar la ancha grieta tectónica que tiene un rumbo NW. Esta es una fractura extensiva que ha sido ensanchada por erosión. Al N de Split Hill, se puede ver también en el filo de la montaña, una serie de grietas paralelas similares a la anterior pero menos espectacular. Las rocas son de grano muy grueso, los conglomerados buzcan hacia el norte y están compuestos por clastos de rocas volcánicas (principalmente basálticos), clastos apenas redondeados. El material que se encuentra en este filo parece ser de origen piroclástico y debe provenir de las erupciones explosivas mas recientes registradas en la secuencia litoestratigráfica de la isla. Las explosiones freático-magmáticas pueden ser el origen de estos depósitos, cuando grandes volúmenes de escombros líticos fueron expulsados a través de los conductos que se encontraban taponados y se localizaban cerca del centro de las isla. Gran parte del material oscuro en bloques se encuentra embebido en una matriz de cenizas blancas. Las rocas que forman el filo y Split Hill, y se extienden hacia el N, por lo menos hasta Marshall Hill y Jones Point.

Desde la cima se tiene un excelente panorama de la morfología de la parte norte de la isla, incluyendo Santa Catalina Bay, Cayo Cangrejo, Maracaibo Hill y el complejo arrecifal que la rodea. La caminata ida y vuelta desde Mountain toma entre 1 y 2 horas.

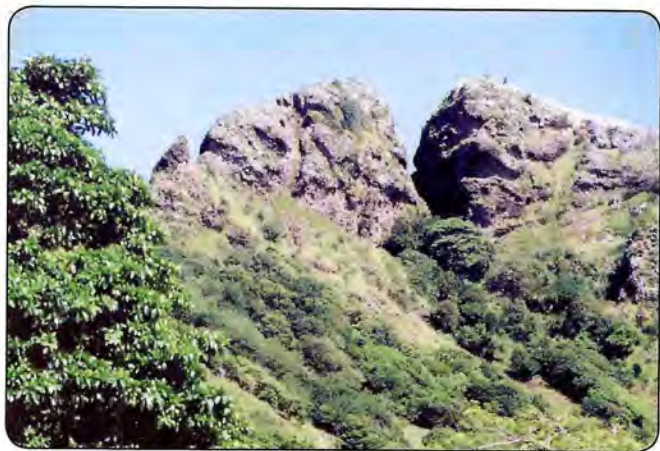


Figura 116. Estación en tierra L1. Providencia: Flanco oriental de Split Hill visto desde el avión. Dos fracturas extensionales meteorizadas son claramente visibles. Nótese que los estratos se orientan hacia el norte (a la derecha), Septiembre de 2000.



Figura 117. Estación en tierra L1. Providencia: Pared norte de la fractura de Split Hill. Septiembre de 2000.

Estación L2: Basalto columnar en la costa oriental de Jones Point. Esta península está conformada por rocas piroclásticas y epiclásticas como continuación de las secuencias que se encuentran en Split Hill y que presentan inclinación hacia el norte. Ellas suprayacen un basalto alcalino, olivínico de color oscuro, que dio con base en K-Ar una edad de $7,4 \pm 0,4$ millones de años. Las columnas del basalto afloran en la costa oriental de Jones Point; muchas de ellas ha sido dislocadas por la erosión costera, pero otras permanecen en la posición original.

Estación L3: En un corte de la carretera en Jones Point, se pueden observar rocas epiclásticas. Las rocas epiclásticas (cenizas volcánicas con grandes bloques de tamaño métrico), suprayacen un flujo de lava basáltica, de color oscuro, de más de 3 m de espesor. Iguales basaltos oscuros se vieron en Maracaibo Hill y en la parte inferior del piedemonte al W de la carretera principal entre McBeans Hill y el caserío de Mountain.

Estación L4: Vista panorámica desde Marshall Hill. A esta colina se puede acceder caminando por una pendiente empinada y cubierta de pasto que se inicia cerca del hospital en Santa Isabel. La colina esta formada por conglomerados volcánicos. Su cima culmina con un flujo basáltico.

El panorama abarca el puerto de Santa Catalina, el pueblo de Santa Isabel y la Isla de Santa Catalina, como también la laguna oriental con Cayo Cangrejo. En los años anteriores al descubrimiento, Providencia y Santa Catalina conformaban una sola isla (se llamaba Santa Catalina); las dos estaban conectadas por una barra (tómbolo) arenosa o lodosa, probablemente protegida por vegetación de manglar. Al principio de la ocupación de la isla, en el Siglo 17, se excavó una trinchera como defensa adicional a las fortificaciones que luego constituyeron el Fuerte de Morgan (más tarde llamado Fort Aury). Desde entonces, parece que las corrientes, especialmente durante los huracanes, han ensanchado la trinchera hasta lo que hoy conocemos como Aury Channel (ver Geister 1992:7). Hoy, ambas islas estan conectadas por un puente flotante.

Estación L5: Afloramiento de escoria volcánica en Morgan's Fort (o Fort Aury). Para construir las fortificaciones se utilizaron las acumulaciones existentes de escoria volcánica colorada. Las rocas escoriáceas se encuentran ampliamente distribuidas en Santa Catalina. Ellas también forman la Cabeza de Morgan (Morgan Head), un peñasco volcánico espectacular, hoy en proceso de meteorización, localizado sobre la costa a unos 700 m al NW de Morgan's Fort. Las rocas de Santa Catalina parece que están entre las rocas eruptivas mas jóvenes, y se posicionan a continuación de la secuencia estratigráfica de Split Hill a Jones Point. El buzamiento de los estratos es aproximadamente hacia el N y NW. Las rocas son vesiculares y por consiguiente porosas. Las vesículas se encuentran rellenas por minerales formados recientemente.

8.3 Visita a los ambientes holocénicos del atolón de Courtown Cays

Excursión M: Recorrido en bote desde San Andrés para visitar los islotes y ambientes submarinos (mapas, figs. 37 y 38. Los sitios a visitar se encuentran ubicados en el plano de la fig. 118).

Estación costa afuera M1: Las comunidades en la terraza pre-arrecifal de barlovento. Es una terraza calcárea con buzamiento suave, con estructuras de espolones calcáreos de poco relieve. Los surcos entre los espolones son poco profundos y se rellenaron con arenas calcáreas. Las siguientes comunidades son conspicuas: Gorgonáceos (*Pseudopterogorgia* spp.), colonias dispersas de corales masivos (*Montastraea* spp., *Colpophyllia natans*, *Siderastrea siderea*) y sábanas extensas de esponjas excavantes (*Cliona* spp.). La terraza descende gradualmente hasta -20 m, donde la pendiente se hace casi vertical y se profundiza hasta -30 m.

Estación costa afuera M2: Arrecife periférico de barlovento con surcos. En este sitio, la cara a barlovento del arrecife se encuentra intercalada, la cresta del arrecife es discontinua y aparece un sistema bien desarrollado de surcos y espolones. Los surcos tienen una profundidad entre 2 y 5 m, lo que permite el paso de embarcaciones menores a través de la barrera con mar calmo. En los espolones se ven profusos crecimientos de *Millepora complanata* y *Porites porites*. Quienes bucean con snorkel pueden observar con frecuencia la presencia de tiburones de arrecife (*Carcharhinus perezi*) y tiburones nodriza (*Ginglymostoma cirratum*).

Estación costa afuera M3: Visita a East Cay. Cayo Este (East Cay) es una pequeña isla con forma de flecha localizada en la terraza lagunar, densamente vegetada con cocoteros, *Tournefortia* y arbustos (*Scaevola*) (fig 119). Ésta isla está conectado con el cayo vecino (Sand Cay) por medio de una barra (tómbolo) formada por arena y cascajo. Al parecer, hacia el NW ha ocurrido la más reciente ampliación de la playa. Algunas bandas de arenisca de playa, dispuestas paralelas a la línea de costa de barlovento de East Cay, se localizan a unos 50 m al E de la terraza lagunar. Esas bandas marcan la posición de las anteriores líneas de costa e indican que el cayo está migrando hacia la laguna. La arenisca sumergida se encuentra poblada por algas coralinas y verdes y por erizos de mar que horadan el sustrato (*Echinometra lucunter*). La única pradera de pastos marinos (*Syringodium* y *Halodule*) en este atolón se presenta sobre el lado protegido de East Cay.

Estación costa afuera M4: Comunidades arrecifales de sotavento. El arrecife periférico situado más al sur emerge parcialmente durante la marea baja y está recubierto por una costra de algas rojas calcáreas (*Porolithon pachydermun* y otros), que aparentan una verdadera cresta algal pero que carece de la gruesa y maciza estructura melobesioide. La costra algal presenta numerosos agujeros perforados por moluscos (chiton: *Choneplax lata*). El plano arrecifal está incrustado por colonias dispersas de *Diploria* y *Millepora*. Se encuentran comúnmente sobre las paredes subverticales del arrecife, a profundidades entre 3 y 7 m, *Dendrogyra cylindrus*, *Agaricia agaricites*, octocorales ramificados y *Halimeda*.

Estación costa afuera M5: Una pendiente de arena y comunidades a sotavento de la pared del arrecife externo. La terraza de sotavento descende en un trayecto no mayor a 250 m, desde el plano arrecifal somero del atolón hasta -17 y -20 m,

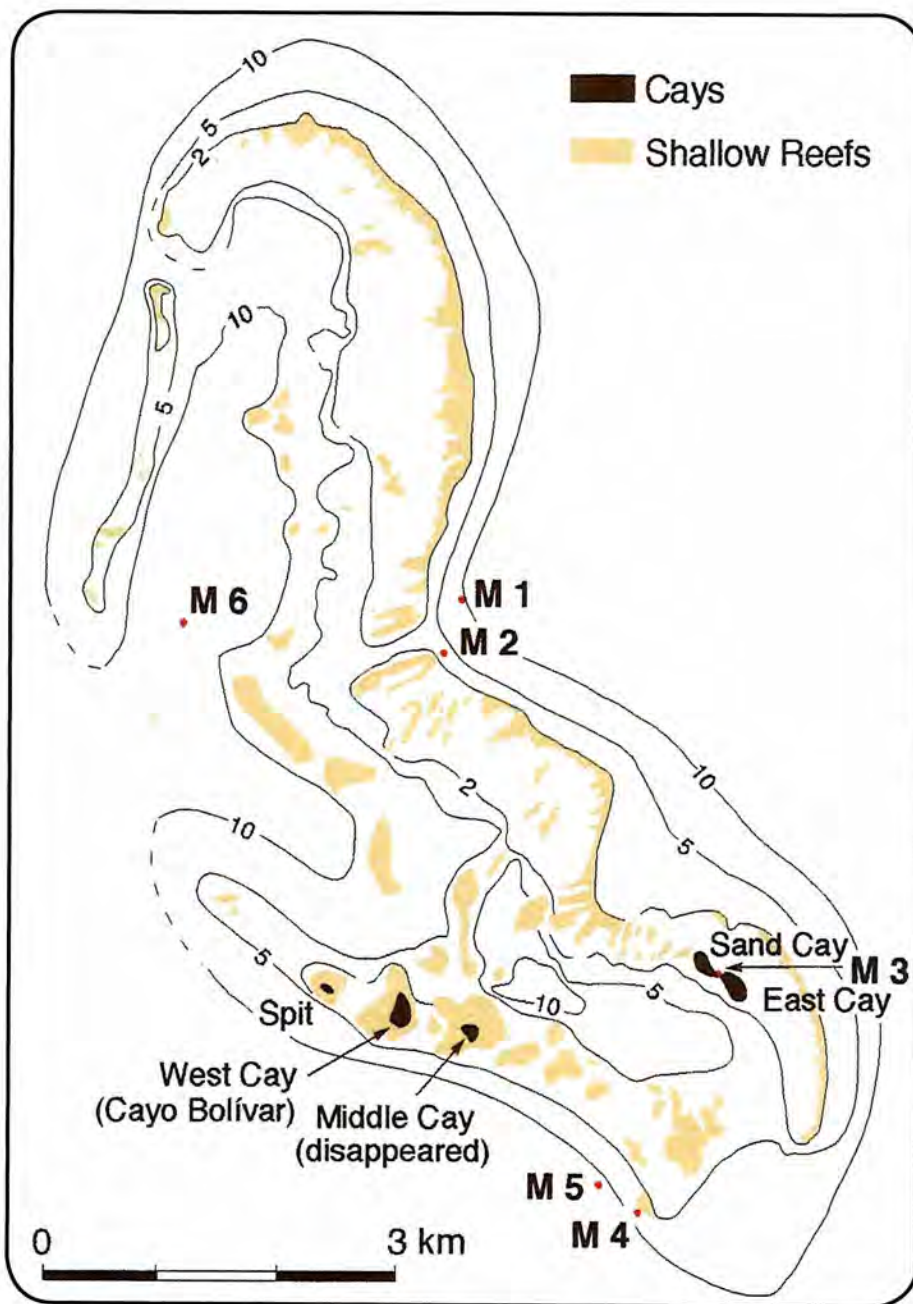


Figura 118. Mapa esquemático del atolón de Courtown Cays atollo Se indica la posición de las estaciones M1 a M6. Ver también figs. 37 y 38. Adaptado de Milliman (1967a).



Figura 119. Mapa esquemático del atolón de Courtown Cays atollo Se indica la posición de las estaciones M1 a M6. Ver también figs. 37 y 38. Adaptado de Milliman (1967a).

donde repentinamente se encuentra una pendiente de arena empinada o hasta un acantilado vertical. Sobre la margen externa de la terraza, se tiene una muy alta diversidad y abundancia de escleractinios. *Monstraea* spp. en grandes cantidades y *Colpophyllia natans* forman enormes estructuras dómicas, entre las cuales se pueden observar “cascadas” de arena. El acantilado vertical está casi en su totalidad desprovisto de corales, pero adheridas al substrato se observan esponjas tubulares y antipatarios.

Estación costa afuera M6: Comunidades lagunares con arrecifes anastomosados. Aquí, los arrecifes de parche lagunares de forma elongada están dominados por *Montastraea annularis* y *M. faveolata*, coalescen y forman un intrincado sistema de arrecifes anastomosados. El fondo de la laguna entre los arrecifes se localiza a unos 8 m de profundidad y esta cubierto por arena blanca. Aunque la mayoría de los arrecifes está bien sumergido, algunos casi emergen durante la marea baja. Estos últimos pueden exhibir en sus crestas, principalmente y de manera esparcida, setos de *Acropora cervicornis*. Las colonias coralinas muertas presentan profuso recubrimiento de algas pardas (*Dictyota*, *Lobophora*).

9. SOBREVUELO DEL ARCHIPIÉLAGO EN AVIONETA

El sobrevuelo en avioneta saliendo del aeropuerto de San Andrés, permitirá examinar en forma regional la morfología de los siguientes complejos arrecifales: La barrera arrecifal de San Andrés, los atolones de Courtown Cays, Albuquerque Cays, Roncador Bank, Serrana Bank y Quitasueño Bank, como también la barrera arrecifal de Providencia (ver fig. 2). La mejor vista de los arrecifes, especialmente para tomar fotografías, es a horas del mediodía, cuando el sol se encuentra en el cenit, la luz penetra profundamente en el agua y la reflexión es mínima. El vuelo en total tomará 3 horas. Se puede combinar con la visita a Providencia.



Figura 120. San Andrés: Panorámica aérea de German Point con la barrera de sotavento (Bar). Nótese el “camino” de sedimentos que atravesó el lugar. Junio de 1996.

Debido al tiempo y a las limitaciones de combustible, el sobrevuelo no cubrirá los arrecifes localizados en la parte mas norte del archipiélago: Banco Serranilla, Bajo Alicia y Bajo Nuevo.

9.1 Panorámica Aérea de San Andrés y su Complejo Arrecifal

Este complejo arrecifal mide aproximadamente 17 km de N a S., incluyendo la plataforma insular.

Después de despegar del aeropuerto de San Andrés, sobre German Point, donde podemos ver claramente el monto de sedimentos finos transportados por corrientes que circulan por el extremo norte de la isla y se depositan en la terraza del arrecife externo (fig. 120) y en su pendiente. Observe el acantilado sumergido (en color oscuro) del pre-sangamoniano; la línea del acantilado se ubica en la prolongación hacia el sur de la barrera de sotavento, denominada Bar (en el centro, a la izquierda, en la fig. 120).

- La barrera de sotavento aparece a la izquierda. Termina al N con la crista algal ondulada de Top Blowing Rock, que no tiene protección por el NE.
 - En el área de Johnny Cay, la barrera arrecifal muestra surcos y espolones dirigidos hacia la laguna. Se aprecian arrecifes de parche poco profundos en la terraza y cuenca lagunares.
 - Enrumbando hacia el S, la barrera de East Reef (fig. 117) se verá con su característico sistema de surcos y espolones dirigidos hacia la terraza del arrecife, especialmente bien desarrollados en el área de Haine Cay (al fondo).
- La terraza lagunar aparece como una acumulación amplia de restos coralinos y arena transportados por las olas y corrientes hacia el W; la terraza termina abruptamente y forma una pronunciada pendiente arenosa (fig. 121) hacia la cuenca lagunar (muy visible cerca de Haine Cay).
- Se aprecian en la cuenca lagunar los arrecifes de parche profundos y someros, con sus tonos oscuros o claros respectivamente.



Figura 121. San Andrés: Panorámica aérea del lado e del complejo arrecifal, East Reef, terraza lagunar y cuenca lagunar. Junio de 1993.



Figura 122. San Andrés: Cotton Cay con arrecife franjeante somero. (1969).

- La avioneta pasará cerca de Cotton Cay para ver su arrecife franjeante (fig. 122).
- Al S de San Luis la barrera se aproxima a la costa y se convierte en una franja arrecifal. Ésta se interrumpe en Rocky Point, donde podemos ver la muesca azul profundo de Bocatora Hole (fig. 123), ubicado en el margen externo de la terraza arrecifal de barlovento.
- A lo largo de la costa occidental se puede ver con toda claridad la terraza de -4 m (fig. 124) con su margen externo de color oscuro. La línea perfectamente definida del acantilado submarino marca el comienzo de la zona interna arenosa de la terraza de -20 m. La cobertura de sedimentos blancos presenta manchas que representan parches de algas. El tapete coralino de la "terrazza de -20 m" (de tono oscuro) se localiza hacia afuera. El borde externo de la terraza se reconoce vagamente desde el aire cuando las lengüetas de sedimentos se hunden hacia la pendiente externa (fig. 125).
- Desde encima del centro de la isla podremos ver Hill con Duppy Gully y Big Pond en la mitad (fig. 126) y también un hermoso panorama del complejo arrecifal con Haine Cay (fig. 127).

9.2 Panorámica Aérea del Atolón Courtown Cays

El atolón se localiza 22 Km. al ESE de San Andrés y 47 Km. al NE de Albuquerque.

Incluyendo la terraza a barlovento del arrecife, la extensión de NW a SE es mayor de 13 Km., la mitad norte tiene un rumbo NNE, y la mitad sur NW, lo que le da al atolón una forma de riñón. (Ver mapa de las fig. 118).

- La mitad norte de la laguna profunda está cubierta por una densa red de arrecifes anastomosados.



Figura 123. San Andrés: El mecife franjeante de barlovento de la costa SE está interrumpido en Rocky Point. La mediahna de color azul oscuro en la terraza pre-mecifal denota el catil vertical de Bocatora Hole. Agosto de 1998.



Figura 124. San Andrés: Vista de la costa de sotavento al S de el Cove. Se aprecia la terraza somera de -4 m y el margen interno arenoso de la terraza de -20 m. Los tonos oscuros denotan el tapete coralino de la terraza de -20 m. Agosto de 1998.

- La terraza pre-arrecifal de barlovento es muy amplia. Asciende con ángulo suave desde el margen externo del atolón hasta la cresta del arrecife. Estructuras de espolones y surcos se disponen perpendicularmente a la cresta a todo lo ancho de la terraza.



Figura 125. San Andrés: Vista de la costa de sotavento al S de el Cove. Se aprecia la terraza somera de -4 m y el margen interno arenoso de la terraza de -20 m. Los tonos oscuros denotan el tapete coralino de la terraza de -20 m. Agosto de 1998.



Figura 128. Courtown Cays: Vista desde el N. Junio de 1996.

- Los cayos Sand Cay y East Cay, situados sobre la terraza lagunar de barlovento, se fusionaron por medio de un tómbolo formado recientemente (figs. 129 y 130).
- La pared del arrecife que da hacia el mar está claramente interdentada en dos sitios, donde no se presenta una cresta arrecifal, pero en su lugar aparece un sistema de surcos y espolones muy bien desarrollado que se puede distinguir claramente desde el aire (fig. 131).
- Algunos bancos de arena localizados a sotavento forman un umbral discontinuo, que parcialmente encierra la cuenca lagunar (fig. 125). Estos arrecifes en su mayoría emergen durante la marea baja y están recubiertos por algas rojas calcáreas, a manera de crestas algales.
- Cayo Bolívar (West Cay), la barra de arena blanca y el cayo que desapareció (Middle Cay) se formaron por acumulaciones de escombros y arena de los arrecifes periféricos (fig. 129, al fondo).
- El cambio rápido de tono claro a oscuro al oriente de los arrecifes periféricos indica lo empinado de la pendiente de la terraza arrecifal de sotavento y del talud externo del atolón (fig. 130). La terraza generalmente termina a una profundidad entre -15 a -20 m, dando lugar al cantil casi vertical.

- La principal rampa de sedimentación se puede reconocer vagamente en el margen de la terraza cerca de West Cay (El faro). Aquí, los sedimentos arrecifales salen de la laguna para caer grandes profundidades sobre el talud del atolón (fig. 131, al fondo).



Figura 126. San Andrés: Panorama de La Loma y el valle de Duppy Gully con el Big Pond en el centro. Junio de 1996.



Figura 127. San Andrés: Panorama de La Loma hacia la parte oriental del complejo arrecifal con Haines Cayo Junio de 1996.

- El arrecife periférico que es continuo, se arquea hacia el sotavento del atolón en sus dos extremos, el NW (fig. 128) y el SE.
- Un ancho manto de sedimentos prograda hacia la cuenca lagunar y allí terminan en un típico acantilado de arena (fig. 128).



Figura 129. Courtown Cays: Vista desde el E con East Cay (izquierda) y Sand Cay en la terraza lagunar de barlovento. West Cay y Sand Spit (izquierda, al fondo) se reconocen en la terraza lagunar de sotavento. Estación en el mar I.3, Octubre de 1994.



Figura 130. Courtown Cays: East Cay (izquierda) y Sand Cay conectados por un tómbolo. Vista hacia el S, septiembre de 2001.



Figura 130. Courtown Cays: Abultamiento hacia el W del frente de barlovento del atolón con la zona de surcos y espolones. Estaciones en el mar M1 y M2, Octubre de 1994.

9.3 Panorámica Aérea del Atolón de Albuquerque Cays

Albuquerque Cays es un atolón casi circular que se localiza a unos 35 km al SW de la isla de San Andrés. Mide de E a W unos 8 km (figs. 132 y 133).

- Hacia los lados norte y oriente del atolón se desarrolla en forma casi continua un arrecife periférico de barlovento.

- Por el contrario, a sotavento está completamente ausente el arrecife periférico. Al occidente se tienen segmentos pobremente definidos del arrecife de sotavento, separados uno del otro por boquetes y canales (fig. 133).
- Dos pequeños cayos, North Cay y South Cay, se elevan escasamente unos 2 m sobre el nivel del mar. Están separados por un canal somero de 250 m de ancho (figs. 133 y 134).
- Se pueden observar en la cuenca lagunar, cerca de los cayos, unos “mini-atolones” semi-emergidos y también algunos arrecifes anastomosados de *Montastraea* (de color oscuro).

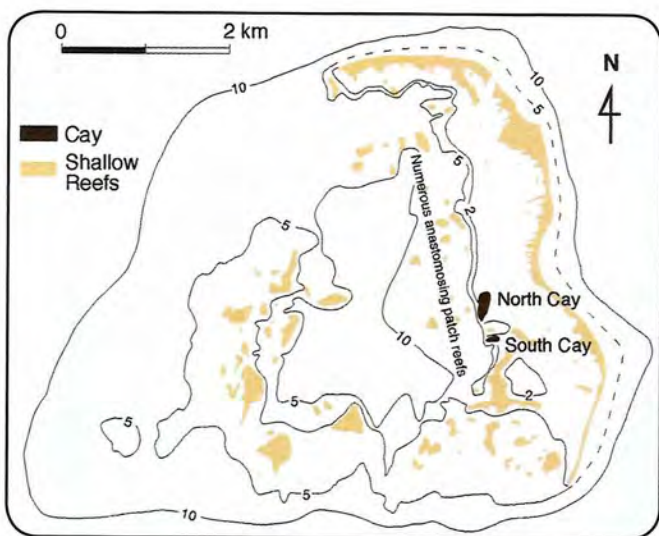


Figura 132. Mapa esquemático del atolón de Albuquerque Cays. Distribución de los arrecifes y batimetría. Adaptado de Milliman (1967a).



Figura 133. Albuquerque Cays visto desde el SE, con South Cay (izquierda) y North Cay (derecha). Algunos arrecifes lagunares de parche son "miniatolones". Octubre de 1994.

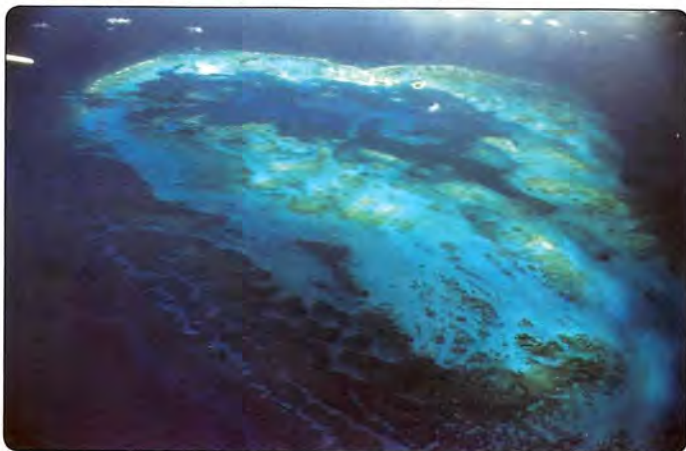


Figura 134 Albuquerque Cays: Vista desde el W. Se observa todo el arrecife periférico de barlovento (al fondo). En primer plano, el margen de sotavento de la terraza lagunar con las pendientes arenosas. Nótese las terrazas lagunares de color claro y las partes profundas de la cuenca lagunar (de color oscuro). Junio de 1996.



Figura 135. Albuquerque Cays: Vista desde el NE. Junio de 1996.

9.4 Panorámica Aérea del Semi-Atolón del Banco Quitasueño

- El arrecife periférico está espectacularmente desarrollado. Observe una "barrera secundaria" que sale desde la laguna y se une al arrecife principal; se encuentra cubierta densamente por rodolitos. Varias líneas de arenitas limpias indican las áreas por donde las corrientes y olas de tormenta las transportan desde el frente del arrecife hasta la terraza lagunar. La topografía de la terraza frente al arrecife revela un relieve pre-holocénico muy retrabajado durante las tormentas (fig. 137).
- En el arrecife periférico se observa una profunda brecha.



Figura 136. Albuquerque Cays: Vista desde North Cay hacia South Cay. Litoral húmedo de South Cay con arenisca de playa erosionada, dispuesta en paralelo a la línea de costa. Septiembre de 2001.

- Conectando la cuenca lagunar con el mar abierto, se presentan, al NE y SW, dos canales navegables.
- Note que en Albuquerque casi un 25% del fondo de la laguna está cubierto por arrecifes de parche.

- Detrás del arrecife periférico se presentan irregularmente arrecifes de parche en casi toda la laguna, los cuales están distribuidos en forma de cintas (fig. 138) y forman densas redes en diferentes estados de desarrollo (figs. 139 a 141).



Figura 137. Quitasueño: Arrecife periférico oriental (con restos de un naufragio y barrera secundaria (a la derecha). Terraza pre-arrecifal con rasgos erosionales (en primer plano) y terraza lagunar con arrecifes de parche (al fondo). Agosto de 1998.

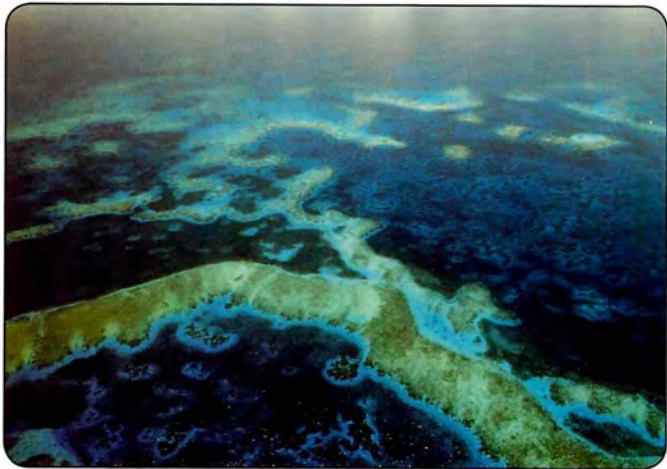


Figura 138. Quitasueño: Laguna con arrecifes someros de cinta y arrecifes profundos anastomoseados. Agosto de 1998.



Figura 139. Quitasueño: Laguna con arrecifes de parche someros y arrecifes anastomoseados incipientes. Agosto de 1998.



Figura 140. Quitasueño: Laguna con arrecifes someros de cinta cerca de la superficie y arrecifes anastomoseados incipientes en las partes profundas. Al E (al fondo), el arrecife periférico. Agosto de 1998.

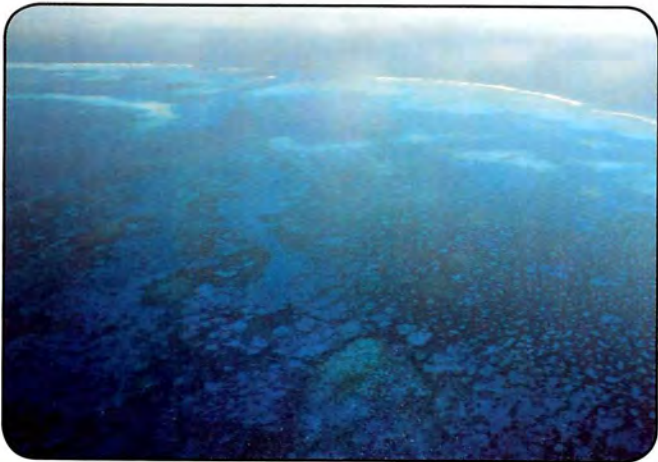


Figura 141. Quitasueño: Red densa de arrecifes anastomoseados cubren el fondo de la laguna. Agosto de 1998.



Figura 142. Quitasueño: El frente del talud arenoso (en primer plano) progresa gradualmente sobre los arrecifes anastomoseados fusionados en grandes parches. Agosto de 1998.



Figura 143. Quitasueño: Arrecifes de parche y fondos de arena. Arrecifes periféricos al fondo. Agosto de 1998.

- Los sedimentos que provienen del arrecife periférico cubren los arrecifes de parche, quedando incorporados a la terraza lagunar (figs. 142 y 143).
- Desde la cresta del arrecife, el fondo se va profundizando gradualmente hacia el W. La “laguna” es completamente abierta hacia el W debido a que la pared arrecifal de sotavento no se formó.

Este atolón se localiza unos 80 km al NNW del Cayo Roncador (Roncador Cay); es el mayor atolón del archipiélago. En dirección NE-SW tiene una longitud de aproximadamente 36 km y su anchura de 15 km.

Observe que, con excepción de sus márgenes W y SW, el banco está rodeado por un arrecife periférico, solamente interrumpido en tres sitios o pasadizos importantes.

9.5 Panorámica Aérea del Atolón del Banco Serrana

La avioneta se aproximará al atolón desde el S volando sobre el Cayo Serrana o “southwest Cay (con un faro), ubicado en el extremo SW del arrecife periférico. Este cayo mide 500 x 200 m. Aunque la mayor parte de la isla tiene sólo unos pocos metros de altura, sus dunas de arena se elevan hasta unos 10 m.

La parte occidental es la más ancha de la laguna, y es una extensa y monótona llanura de arena con unas pocas formaciones arrecifales en parches muy localizados. La parte W de la laguna está completamente abierta al océano. Aquí se ve una apreciable cantidad de sedimentos formados por oolitos modernos. (Ver plano de la fig. 144)

Saliendo del Cayo Serrana, la avioneta gira hacia el NE siguiendo la ramificación sur de la pared arrecifal y se aproxima a Narrow Cay y Little Cay (fig. 145). Sobre la ruta se puede avistar un barco que naufragó recientemente. Observe el arrecife de parche que se desarrolla en la laguna cerca de Little Cay. El fondo de la laguna se ve cubierto por vegetación

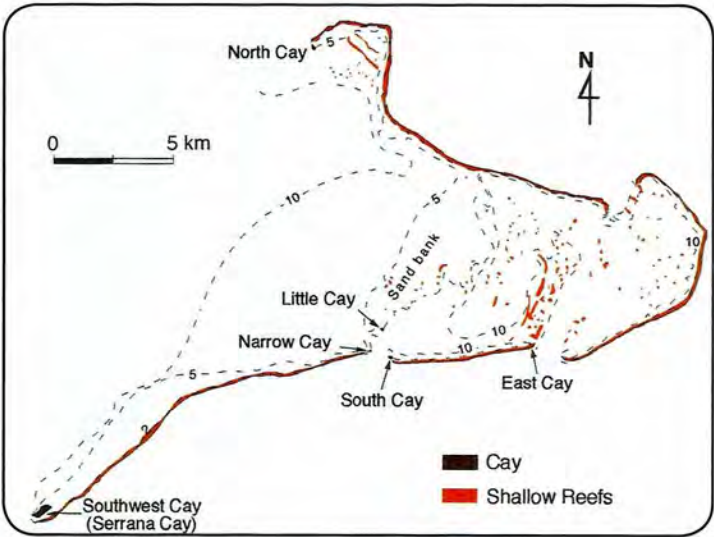


Figura 144. Mapa esquemático de del atolón de Serrana mostrando la distribución de los arrecifes y la batimetría. Adaptado de Milliman (1967a).

marina. Los peces que pacen en el arrecife hacen halos en la vegetación alrededor de los arrecifes de parche.

La avioneta continua hacia el E siguiendo el arrecife periférico hasta East Cay (fig. 146). Desde aquí la avioneta volará hacia el N hasta encontrar el ramal norte del arrecife. Observe la

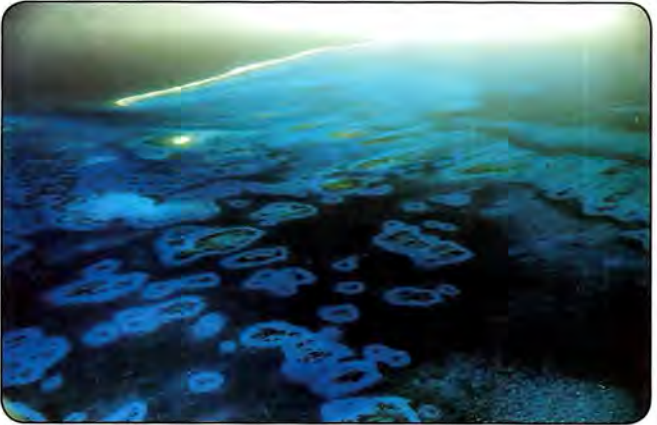


Figura 145. Serrana: Laguna con Little Cay (derecha) and Narrow Cay vistos desde el NE. Cuenca lagunar con arrecifes de parche, fondo arenoso cubierto por algas. Junio de 1996.



Figura 146. Serrana: Arrecife periférico cerca de East Cay visto desde el NE. Laguna con arrecifes de parche. Junio de 1996.

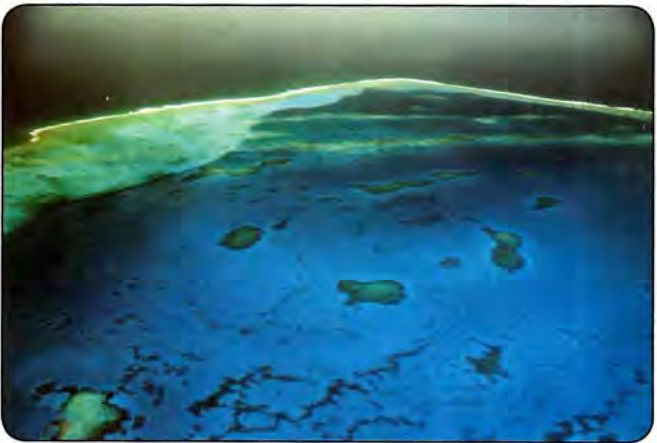


Figura 147. Serrana: Curvatura septentrional del arrecife periférico cerca de North Cay (a la izquierda) con la barrera secundaria interna y arrecifes lagunares de parche. Junio de 1996.

formación de la “barrera arrecifal secundaria”, cerca de North Cay (fig. 147).

Durante el vuelo se podrá ver con toda claridad cómo una cresta arenosa divide la laguna en una cuenca oriental y otra occidental. Observe que en el sector más oriental de la laguna predominan los arrecifes reticulados e intrincados. El sector occidental esta principalmente formado por bancos de oolitos.

9.6 Panorámica Aérea del atolón del Banco Roncador

El Banco Roncador (Roncador Bank) mide aproximadamente 13 por 6 km y se localiza a unos 100 km al S del Banco Serrana.

- La avioneta se aproximará desde el N y volará primero sobre el Cayo Roncador, que es pequeño, cubierto por escombros coralinos, con escasa sin vegetación, situado sobre el extremo más septentrional del arrecife (fig. 148 y 149).

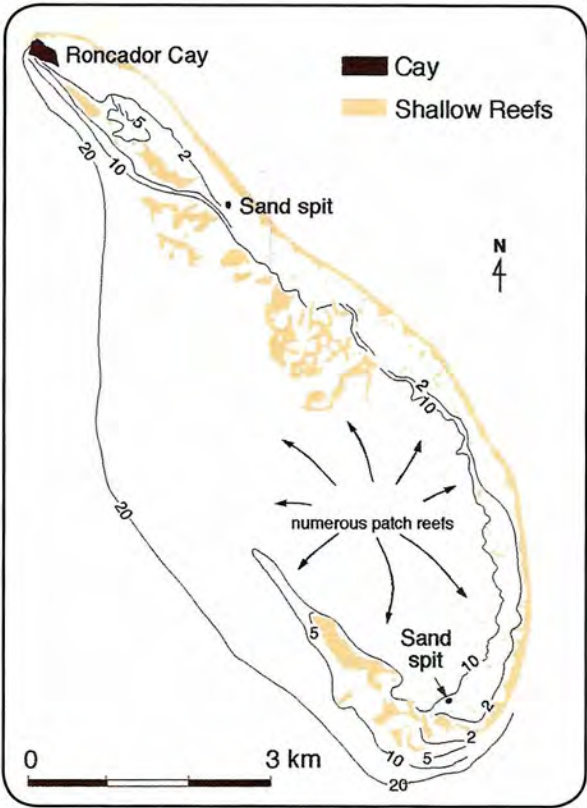


Figura 148. Mapa esquemático del atolón de Roncador mostrando la distribución de los arrecifes y la batimetría. Adaptado de Milliman (1967 a).

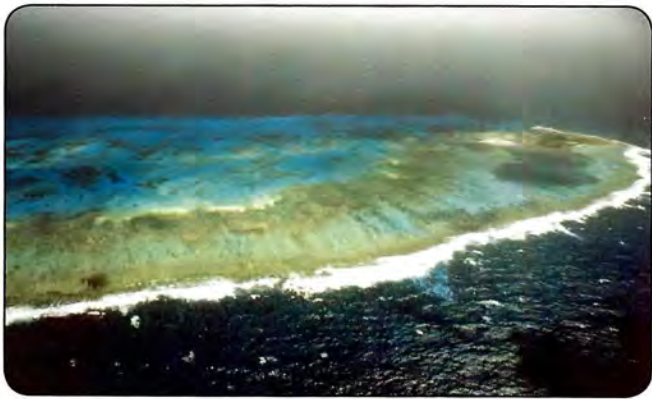


Figura 150. Roncador: Arrecife periférico, el cayo roncador al fondo, Junio de 1996.

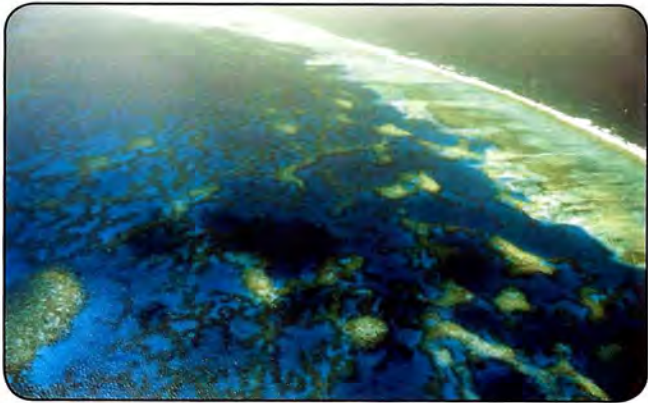


Figura 151. Roncador: Laguna con buen desarrollo de arrecifes anastomoseados, Junio de 1996.



Figura 149. Roncador: Cayo Roncador, en el extremo NE del arrecife periférico, Junio de 1996.



Figura 152. Roncador: Arrecife periférico. Los arrecifes de parche en la laguna han sido incorporados a la terraza lagunar debido a la pro gradación del talud de arena de la terraza lagunar, Junio de 1996.

- Desde Cayo Roncador la avioneta volará hacia el SE a lo largo del arrecife periférico continuo de barlovento (figs. 150 a 152). Observe los inmensos bloques arrecifales que emergen y se alinean al frente del plano arrecife. La arena del acantilado prograda rápidamente hacia la cuenca lagunar y a su paso va “sofocando” numerosos arrecifes de parche.
- Se pueden ver los restos de un naufragio cerca del extremo sur de la cresta del arrecife de barlovento.
- El fondo de la cuenca lagunar se profundiza gradualmente hacia el W. Cubriendo el fondo profundo de la cuenca se observan densas concentraciones de arrecifes anastomosados, formados por *Montastraea*.
- Arrecifes de parche de *Acropora cervicornis*, poco profundos, se elevan hasta la superficie.
- Dado que no se desarrolló un arrecife a sotavento, la laguna es completamente abierta al W.

9.7 Panorámica Aérea de la Isla de Providencia y su Complejo Arrecifal

Todo el complejo arrecifal, incluyendo el margen de la plataforma, alcanza 33 km de longitud en dirección NNE. (mapa de la fig. 31).



Figura 153. Providencia: La curvatura NE de la barrera arrecifal (The Elbow) vista desde el SW. Arrecifes de plataforma ocupan la laguna somera. La terraza lagunar y el talud de arena son visibles como una franja de tono claro entre el arrecife y la laguna. Agosto de 1998.

- La avioneta se aproximara al complejo arrecifal desde el N pasando entre Low Cay (con un faro) y la curvatura NE de la barrera (The Elbow). Ver figs. 97 y 153.
- La barrera arrecifal continúa que se aprecia al N y E (figs 154) protege una media-laguna con más de 20 m de profundidad (Point Blue), abierta hacia el W.

- Los arrecifes de parche someros en la laguna son generalmente de tipo plataforma, algunos con más de 100 m de diámetro (figs. 149 y 150). Los arrecifes lagunares profundos son principalmente del tipo aglomerado. Su parte más elevada se ubica a -20 m.
- La cuenca lagunar de Point Blue es incompleta y separada al S de otras cuencas lagunares (Long Shoal Blue y Moore Bar Blue) por dos crestas recubiertas por parches coralinos (principalmente *Acropora palmata*). Las crestas Pearstic Bar (Second White Water) y First White Water están separadas una de otra por el Canal Sea Devil (figs. 155).
- Observe hacia el E sobre la terraza pre-arrecifal de barlovento arrecifes aislados poco profundos.
- Al S de Moore Reef se aprecia la transición entre la barrera arrecifal continua y la barrera discontinua, formada por una banda ancha de multitud de arrecifes pequeños.
- A sotavento de la Isla de Santa Catalina, al N de Morgan Head y Lawrance Reef, se localiza un arrecife franjeante.
- Hacia el NW se puede ver Channel Mouth, que es un valle fluvial hoy sumergido, labrado en la plataforma arrecifal durante la máxima regresión del mar en el Pleistoceno.

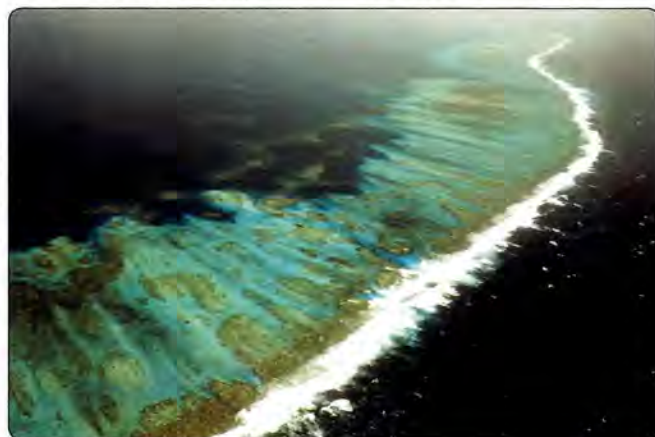


Figura 154. Providencia: Extremo NW de la barrera arrecifal con la Table Rock (ultimo parche coralino a la izquierda) y Low Cay Junio de 1993.



Figura 155. Providencia: Vista hacia el E sobre Pearstick Bar. Sea Devil Channel a la derecha. Agosto de 1998.

- Después de cruzar Aury Channel (fig. 152), situado entre las islas de Santa Catalina y Providencia, aparecerá distante de Maracaibo Hill el arrecife franjeante (fig. 153).
- En el área de Cayo Cangrejo (Crab Cay), se hace visible una espectacular concentración de pináculos que forma un cinturón extenso que reemplaza la barrera arrecifal continua.
- Observe en la cuenca lagunar al S de Crab Cay el “mini-atolón” de White Shoal. En la costa se observa de McBean’s Lagoon con el manglar (fig. 156).
- Afueras de Iron Wood Hill, la barrera se hace continua por unos 2 km. Observe que la banda ancha de pináculos continua como una cadena de arrecifes de parhúe en la terraza lagunar.



Figura 156. Providencia: Arrecife de Moore Bar (al fondo) y Moore Bar Blue (cuenca lagunar en el centro, con “mini-atolón”). Agosto de 1998.



Figura 158. Providencia: Canal Amy visto desde el NE. Providencia queda a la izquierda, con su capital Sta. Isabel, y Sta. Catalina Island a la derecha del canal. Agosto de 1998.

- Estos arrecifes de la terraza lagunar, se alinean hacia el S y algunos de ellos se disponen paralelamente a la barrera. Algunos arrecifes circulares localizados cerca de Tinkhams Cut, dominados por *Montastraea*, se encuentran a profundidades mayores a 15 m.

- La parte sur de la isla se hace visible entre Kalaloo Point y Manchioneal Hill. Note la espectacular progradación de las arenas del acantilado en la cuenca lagunar (fig. 158).

- Al W de Manchioneal Bay se aprecia ver la franja arrecifal costera del Pleistoceno y en South Point los afloramientos de rocas coralinas del Mioceno.



Figura 157. Providencia: Isla de Sta. Catalina Island vista desde el NW. Lawrance Reef (Estación en el mar Pl) en primer plano (derecha). Agosto de 1998.



Figura 159. Providencia: Cinturón de pináculos en el área de Cayo Cangrejo (Estación en el mar G 1). Junio de 1996.



Figura 159. Providencia: Cinturón de pináculos en el área de Cayo Cangrejo (Estación en el mar G 1). Junio de 1996.



Figura 159. Providencia: Laguna oriental cerca de la península de Ironwood Hill vista desde el E. El parche de tono claro en el centro es el “miniatolón” White Shoal (Estación G2). La costa alrededor de McBean’s Lagoon (a final de la pista de aterrizaje) es el manglar más grande de Providencia. Agosto de 1998.



Figura 159. Providencia: Cuenca lagunar meridional, entre Kalaloo Point y Manchioneal Hill. Nótese el talud de arena progradante. Agosto de 1998.

10. REFERENCIAS SELECCIONADAS Y BIBLIOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL ARCHIPIÉLAGO/ REFERENCES AND GEOLOGICAL BIBLIOGRAPHY OF THE ARCHIPELAGO

• Volando hacia el norte desde South Point, siguiendo la línea de costa occidental, sobre la plataforma insular se hacen conspicuos los parches coralinos de sotavento y praderas de pastos marinos.

*** Publicaciones pertinentes al Archipiélago de San Andrés, Providencia y Sta. Catalina.**

**** Artículos sintéticos con bibliografía extensa**

*Arden, D.D. (1969): Geologic history of the Nicaraguan Rise. - Trans. Gulf Coast Assoc. geol. Socs. 19, 295-309, 8 figs., Miami Beach.

Bard, E., Antonioli, F. & Silenzi, S. (2002): Sea level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy). - Earth & planetary Sci. Lett. 196, 135-146, 5 figs., 1 table, Amsterdam.

Bindschadler, R.A. & Bentley, C.R. (2002): On thin ice? - Scientific American, December 2002, 66-73, 7 figs., New York.

Blanchon, P. & Shaw, J. (1995): Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea level rise and ice sheet collapse. - Geology 23/1, 4-8, 4 figs., 1 table, Boulder, Colo.

*Bock, W.D. & Moore, D.R. (1971): The foraminifera and micromollusks of Hogsty Reef and Serrana Bank and their paleoecological significance. - Trans. 5th caribb. geol. Conf., Geol. Bull. 5, 143-146, Flushing, N.Y. (Queens College Press).

Bourrouilh-Le Jan & Talandier, J. (1985): Sédimentation et fracturation de haute énergie en milieu récifal: tsunamis, ouragans et cyclones et leurs effets sur la sédimentologie et la géomorphologie d'un atoll: motu et hoa, à Rangiroa, Tuamotu, Pacifique SE. - Marine Geol. 67, 263-333, 18 figs., Amsterdam.

*Bowland, C.L. (1984): Seismic stratigraphy and structure of the western Colombian Basin, Caribbean Sea. - M.S. thesis, University of Texas at Austin, 247 pp.

*Bowland, C.L. & Rosencrantz, E. (1988): Upper crustal structure of the western Colombian Basin, Caribbean Sea. - Geol. Soc. America Bull. 100, 534-546, 12 figs., Washington, D.C.

* Bowland, C.L. (1993): Depositional history of the western Colombian basin, Caribbean Sea, revealed by seismic stratigraphy. - Geol. Soc. America Bull. 105, 1321-1345, 19 figs., Boulder, Colo.

*Bürgl, H. (1961): Contribución a la estratigrafía y litogénesis de la Isla de San Andrés. - Bol. geol. 7/1-3, 5-25, 4 figs., 6 photographs, Bogotá.

Camacho, E. (1994): El tsunami del 22 de abril de 1991 en Bocas del Toro, Panamá. - Rev. geol. America Central, Vol. esp. Terremoto de Limón, pp. 61-64, 2 figs., San José, Costa Rica.

Chappell, J. (1974): Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of quaternary tectonic movements and sea-level changes. - Geol. Soc. America Bull. 85, 553-570, 20 figs., Boulder, Colo.

*Christofferson, E. (1983): Plate model of the collapsing Caribbean continental slope of Nicaragua and the adjacent San Andrés Island Trough. - Paper presented at the 10th Caribbean Geological Conference at Cartagena, Colombia, August 15, 1983, 5 pp., 2 figs.

*Christofferson, E. & Hamil, M. M. (1978): A radial pattern of seafloor deformation in the southwestern Caribbean Sea. - Geology 6, 341-344, 2 figs., Boulder, Colo.

*Collett, C.F. (1937): On the island of Old Providence. - J. r. geogr. Soc. of London 7, 303-310, no figs., London.

*Concha-Perdomo, A.E. (1989): Geochemisch-petrologische Untersuchungen an Vulkaniten der kolumbianischen Insel Providencia/Karibik.- PhD Dissertation, pp.i-iii, 1-140, 51 figs., 3 tables, 5 appendices, Johannes Gutenberg-Universität, Mainz (unpublished).

*Concha, A.E. & Macia, C. (1993): Caracterización y clasificación geoquímica de las rocas volcánicas de Providencia en el Caribe Colombiano. – Geol. colombiana 18, 137-142, 8 figs., Bogotá.

*Concha, A.E. & Macia, C. (1995): Análisis petrogenético de las rocas volcánicas de la Isla de Providencia en el Caribe colombiano.- Geol. colombiana 19, 173-186, 7 figs., Bogotá.

*Contreras, R. (1983): Evaluación preliminar del estado de los manglares en la Isla de San Andrés (Atlántico colombiano) con especial énfasis en la zona de Bahía Hooker.- In: Mem. Seminario "Desarrollo y Planificación ambiental en las Islas de San Andrés y Providencia" (pp. 81-103, 1map, 18 fotogr., 1 table) - FIPMA & Ministerio de Agricultura, Bogotá.

Darwin, C. (1851): The structure and distribution of coral reefs. (Reprinted by University of California Press, Berkeley & Los Angeles 1962, ix+ 214 pp., 5 figs., 3 pls.).

De Angelis, H. & Skvarca, P. (2003): Glacier surge after ice shelf collapse. – Science 299, 1560-1562, 5 figs., New York.

*DHI (Deutsches Hydrographisches Institut) (1983): Westindien-Handbuch. 1.Teil: Die N-Küste Süd- und Mittelamerikas. 5th edition, 370 p., 102 figs., Publ. No. 2048, Hamburg 1983.

Díaz, J.M. (1995): Zoogeography of marine gastropods in the southern Caribbean: A new look at provinciality. Carib. J. Sci., 31(1-2), 104-121, 4 figs., 3 tables, 1 appendix, Mayagüez.

*Díaz, J.M. (2005): Esquemas espaciales de zonación ecológica y morfológica de las lagunas de los atolones y complejos arrecifales de un archipiélago oceánico del Caribe: San Andrés y Providencia (Colombia). Rev. Acad. Col. cienc. Exact. Fis. Nat 112, 357 - 369.

**Díaz M., J.M., Barrios, L.M., Cendales, M. H., Garzón-Ferreira, J., Geister, J., Parra-Velandia, F., Pinzón, J., Lopez-Victoria, M., Ospina, G.H., Vargas, B., Zapata, F. & Zea S., S. (2000): Areas coralinas de Colombia. - Edited by J. M. Díaz M., INVEMAR Serie Publicaciones Especiales No. 5, 1-176, 176 figs., 4 tables, Sta. Marta.

*Díaz M., J.M., Díaz-Pulido, G., Garzón-Ferreira, J., Geister, J., Sánchez M. & Zea, S. (1996): Atlas de los arrecifes coralinos del Caribe colombiano. Complejos arrecifales oceánicos. - INVEMAR, Ser. Publicaciones Especiales No. 2, 1- 83, figs. 1.1-9.1, 31 plates., 12 maps, Sta. Marta.

**Díaz, J.M., Garzón-Ferreira, J. & Zea, S. (1995): Los arrecifes coralinos de la Isla de San Andrés, Colombia: estado actual y perspectivas para su conservación. - Academia colombiana de Ciencias exactas, físicas y naturales, Colección Jorge Alvarez Lleras No. 7, 150 pp., figs. 3.1- 7.1, 15 pls., tables 5.1-7.1, 1 appendix, Bogotá.

Díaz, J.M. & Puyana Hegedus, M. (1994): Moluscos del Caribe colombiano. Un catálogo ilustrado, 291 pp., 18 figs., 74 pls., 12 colored pls., Bogotá.

*Díaz, J.M., Sánchez, J. A. & Geister, J. (1997): Development of lagoonal reefs in oceanic reef complexes of the southwestern Caribbean: geomorphology, structure and distribution. - Proc. 8th Coral Reef Symp. 1, 779-784, 5 figs., Balboa, Panamá.

* Díaz, J.M., Sánchez, J.A., Zea, S. & Garzón-Ferreira, J. (1996): Morphology and marine habitats of two southwestern Caribbean atolls. - Atoll Res. Bull., No. 435, 1-33, 8 figs., 9 pls., Washington, D. C.

*Díaz-Pulido, G. & Bula-Meyer, G. (1998): Marine algae from oceanic atolls in the southwestern Caribbean (Albuquerque Cays, Courtown Cays, Serrana Bank and Roncador Bank). - Atoll Res. Bull. 448, 1-18, 2 figs., 2 tables, Washington, D.C.

*Duncan, D.S., Hine, A.C. & Droxler, A.W. (1999): Tectonic controls on carbonate sequence formation in an active strike-slip setting: Serranilla Basin, Northern Nicaragua Rise, Western Caribbean Sea. - Marine Geology 160, 355-383, 16 figs., Amsterdam.

Ehrenborg, J. (1996): A new stratigraphy for the Tertiary volcanic rocks of the Nicaraguan highland. - Geol. Soc. Amer. Bull. 108, 830-842, 7 figs., 5 tables, Boulder, Colo.

*Elhuyar, M. (1988): Estudio geomorfológico y sedimentológico del complejo carbonatado de las Islas Providencia y Sta. Catalina. - Bol. cient. CIOH 8, 35-70, 21 figs., Cartagena.

*Garay, J.A., Castillo, F., Andrade, C., Aguilera, J., Nino, L., de la Pava, M., Lopez, W. & Márquez, G. (1988): Estudio oceanográfico del área insular y oceanográfica del Caribe Colombiano - Archipiélago de San Andrés y Providencia y cayos vecinos. - Bol. cient. CIOH 9, 3-73, 43 figs., 6 tables, Cartagena.

*Garay, J. & Gutierrez, H. (1984): Contribución al estudio oceanográfico químico del archipiélago de San Andrés y Providencia. - Bol. cient. CIOH 5, 25-59, Cartagena.

*García-Llano, C. F. (1998): Composición y distribución de la malacofauna fósil de la Isla de San Andrés, Caribe Colombiano. - Trabajo de Grado (biología marina), 97 pp., 5

- annexes with 13 photographs, Universidad de Bogotá "Jorge Tadeo Lozano", Sta. Marta, Colombia.
- *Garzón-Ferreira, J. & Kielman, M. (1993): Extensive mortality of corals in the Colombian Caribbean during the last two decades. - In: Global Aspects of Coral Reefs, A15-A21, 1 fig., 2 tables, University of Miami, Miami, Fla.
- *Garzón-Ferreira, J., Zea, S. & Díaz, J.M. (1996): Coral health assessments in four western Caribbean atolls. - Abstracts 8th int. Coral Reef Symp., p.68, Balboa, Panamá.
- *Geister, J. (1972): Zur Oekologie und Wuchsform der Säulenkoralle *Dendrogyra cylindrus* EHRENBURG, Beobachtungen in den Riffen der Insel San Andrés (Karibisches Meer, Kolumbien). - Mitt. Inst. colombo-alemán Invest. cient. 6, 77-87, 2 figs., 2 pls., Sta. Marta.
- *Geister, J. (1973a): Los arrecifes de la Isla de San Andrés (Mar Caribe, Colombia). - Mitt. Inst. colombo-alemán Invest. cient. 7, 211-228, 1 fig., 3 pls., Sta. Marta.
- *Geister, J. (1973b): Pleistozäne und rezente Mollusken von San Andrés (Karibisches Meer, Kolumbien) mit Bemerkungen zur geologischen Entwicklung der Insel. - Mitt. Inst. colombo-alemán Invest. cient. 7, 229-251, 2 figs., 1 table, Sta. Marta.
- **Geister, J. (1975): Riffbau und geologische Entwicklungsgeschichte der Insel San Andrés (westliches Karibisches Meer, Kolumbien). - Stuttgarter Beiträge Naturk. (Geol. & Paläont.) 15, 1-203, 29 figs., 11 pls., 11 tables, Stuttgart.
- *Geister, J. (1977a): The influence of wave exposure on the ecological zonation of Caribbean coral reefs. - Proc. Third int. Coral Reef Symp. (Miami 1977) 1 (Biology), 23-29, 1 fig., Miami.
- *Geister, J. (1977b): Occurrence of *Pocillopora* in Late Pleistocene Caribbean coral reefs. - Mém. Bur. Rech. géol. min. 89, 378-388, 1 fig., 4 pls., Paris.
- *Geister, J. (1980a): Morphologie et distribution des coraux dans les récifs actuels de la mer des Caraïbes. - Ann. Univ. Ferrara (nuov. Ser.) Sez. IX - Sci. geol. & paleont. vol. 6 (suppl.), 15-28, 4 figs., 4 pls., Ferrara.
- *Geister, J. (1980b): Calm-water reefs and rough-water reefs of the Caribbean Pleistocene. - Acta palaeont. polon. 25/3-4, 541-556, 7 figs., pls. 50-53, Warszawa.
- Geister, J. (1982): Pleistocene reef terraces and coral environments at Santo Domingo and near Boca Chica, southern coast of the Dominican Republic. - Trans. 9th caribb. geol. Conf. (Sto. Domingo, 1980), vol 2, pp. 689-703, 18 figs., Sto. Domingo.
- **Geister, J. (1983): Holozäne westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Oekologie und Fazies. - Facies 9, 173-284, 57 figs., pls. 25-35, 8 tables, Erlangen.
- *Geister, J. (1984): Récifs pléistocènes de la mer des Caraïbes: aspects géologiques et paléoécologiques. - In: Geister, J. & Herb, R. (eds.): Géologie et Paléoécologie des Récifs (3.1 - 3.34, 21 figs.), Institut de Géologie de l'Université de Berne.
- *Geister, J. (1986): Recent coral reefs and geologic history of Providencia Island (western Caribbean Sea, Colombia). - Geol. colombiana 15, 115-134, 1 fig., 7 pls., Bogotá.
- ** Geister, J. (1992): Modern reef development and Cenozoic evolution of an oceanic island/reef complex: Isla de Providencia (Western Caribbean Sea, Colombia). - Facies 27, 1-70, 17 figs., 17 pls., 4 tables, Erlangen.
- *Geister, J. (1999): 30 Jahre im Leben eines karibischen Korallenriffes (Thirty years in the life of a Caribbean coral reef). - Profil 16, 1-11, 13 figs., Stuttgart.
- * Geister, J. (2001a): Coral life and coral death in a Recent Caribbean coral reef: a thirty-year record in photographs. - Proc. 8th Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Sendai, Japan 1999. - Bull. Tohoku Univ. Museum No.1, 113-123, 6 figs., Sendai.
- *Geister, J. (2001b): Un viaje a través del tiempo en los arrecifes de la Isla de San Andrés (Mar Caribe, Colombia). Resúmenes IX COLACMAR (Noveno Congreso Latinoamericano sobre Ciencias del Mar, San Andrés Isla), Sept. 16-20, 2001, pp. 66-68, San Andrés Island (Colombia).
- **Geister, J. & Díaz, J.M. (1997): A field guide to the oceanic barrier reefs and atolls of the southwestern Caribbean (Archipelago of San Andrés and Providencia, Colombia). - Proc. 8th int. Coral Reef Symp. 1, 235-262, 59 figs., Balboa, Panamá.
- Gischler, E. & Pisera, A. (1999): Shallow water rhodoliths from Belize reefs. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 214/1-2, 71-93, 10 figs., Stuttgart.
- Glasner, K.S. & Droxler, A.W. (1991): High production and highstand shedding from deeply submerged carbonate banks, northern Nicaraguan Rise. - J. sed. Petrol. 61, 128-142, 9 figs., Tulsa, Okla..
- *Göbel, V.W. (1985): On the Miocene volcanism of Providencia Island, Colombia, Western Caribbean. - Abstracts with Programs. - Geol. Soc. Amer., South Central Section, 19th ann. Meeting, Fayetteville 1985, 17/3, p.159.
- *Gomez, N. & Orozco, J.J. (1982): Petrografía de las rocas volcánicas de Providencia. - Tesis de grado, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá (unpublished).

*González, E.A. (1987): Oceanografía física y descriptiva del Archipiélago de San Andrés y Providencia con base en el análisis de los cruceros Océano VI al IX. - Bol. cient. CIOH 7, 73-100, Cartagena.

González, F. I. (1999): Tsunami. - Scient. American, May 1999, 44-55, several figs., New York.

Guzman, H. M. & Cortés, J. (1984): Mortandad de *Gorgonia flabellum* Linnaeus (Octocorallia: Gorgoniidae) en la costa Caribe de Costa Rica. - Rev. Biol. trop. 32/2, 305-308, figs. 1a and 1b, Costa Rica.

*Hallock, P., Hine, A.C., Vargo, G.A., Elrod, J.A. & Jaap, W.C. (1988): Platforms of the Nicaraguan Rise: examples of the sensitivity of carbonate sedimentation to excess trophic resources. - Geology 16, 1104-1107, 4 figs., Boulder, Colo.

*Hine, A.C., Hallock, P., Harris, M.W., Mullins, H.T., Belknap, D.F. & Jaap, W.C. (1988): *Halimeda* bioherms along an open seaway: Miskito Channel, Nicaraguan Rise, SW Caribbean Sea. - Coral Reefs 6, 173-178, 7 figs., Berlin.

*Hine, A.C., Locker, S.D., Tedesco, L., Mullins, H.T., Hallock, P., Belknap, D.F., Gonzales, J.L., Neumann, A.C. & Snyder, S.W. (1992): Megabreccia shedding from low-relief carbonate platforms in an active tectonic setting, Nicaraguan Rise. - Bull. geol. Soc. Amer. 104, 928-943, 15 figs., Boulder, Colo.

*Hine, A.C., Harris, M.W., Locker, S.D., Hallock, P., Peebles, M., Tedesco, L., Mullins, H.T., Snyder, S.W., Belknap, D.F., Gonzales, J.L., Neumann, A.C. & Martinez, J. (1994): Sedimentary infilling of an open seaway: Bawihka Channel, Nicaraguan Rise. - J. sed. Res. B64, 2-25, 16 figs., 2 tables, Lawrence, Kansas.

Holcombe, T.L., Ladd, J.W., Westbrook, G., Edgar, N.T. & Bowland, C.L. (1990): Caribbean marine geology: ridges and basins of the plate interior. - In: Dengo, G. & Case, J.E. (eds.): The Geology of North America. Vol. H: The Caribbean Region. - (pp. 231-306, 14 figs.), The Geological Society of America, Boulder, Colo.

*Hubach, E. (1956): Aspectos geográficos y geológicos y recursos de las Islas de San Andrés y Providencia. - Cuadernos de Geografía de Colombia 12, 39 pp., 3 maps, 4 tables, Bogotá.

*Keeley, F.J. (1931): Pinchot Expedition, 1929: Notes on some volcanic rocks. - Proc. Acad. nat. Sci. Philadelphia 82 (1930), 139-141, no figs., Philadelphia.

*Kerr, J.M., Jr. (1978): The volcanic and tectonic history of La Providencia Island, Colombia. - M.S. Thesis, 52 pp., 6 figs., 8 pls., 2 tables, appendices A+B, Rutgers - The State University of New Brunswick (unpublished).

Knight, J. (1999): Landslide. - New Scientist, Supplement, August 1999, 4-5, 4 figs., London.

*Kocurko, M. J. (1974): Modern and ancient reef complexes and associated limestone diagenesis of San Andres Island, Colombia. - Trans. Gulf Coast Assoc. geol. Soc. 24, 107-128, 25 figs., Miami Beach, Fla.

*Kocurko, M. J. (1987): Shallow-water octocorallia and related submarine lithification, San Andrés Island, Colombia. - Texas J. Sci. 39/4, 349-365, 5 figs., 7 pls., Austin.

Land, J. van der (1977): The Saba Bank - a large atoll in the northeastern Caribbean. - FAO Fisheries Rep. 200, 469-481, 3 figs., 1 table, Rome.

Le Maître, R.W. (1984): A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. - Austral. J. Earth Sci. 31, 243-255, 3 figs., 2 tables, 1 appendix, Melbourne.

Macintyre, I.G. (1972): Submerged reefs of eastern Caribbean. - Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. 56/4, 720-738, 8 figs., 2 tables, Tulsa, Okla.

Malfait, B.T. & Dinkelman, M.G. (1972): Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. - Bull. geol. Soc. Amer. 83, 251-272, 9 figs., Boulder, Colo.

Mann, P. & Burke, K. (1984): Cenozoic rift formation in the northern Caribbean. - Geology 12, 732-736, 4 figs., Boulder, Colo.

Mann, P., Schubert, C. & Burke, K. (1990): Review of Caribbean neotectonics. - In: Dengo, G. & Case, J.E. (eds.): The Geology of North America, Vol. H: The Caribbean Region. - (pp. 307-338, 3 figs., 3 tables, pl. 11), The Geological Society of America, Boulder, Colo.

** Márquez-C., G. (1987): Las Islas de Providencia y Santa Catalina. Ecología Regional. - 110 p., 17 figs., 32 colored photographs, 3 maps, 1 table, Fondo FEN Colombia & Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

*Márquez, G. & Perez, M. E. (eds.) (1992): Desarrollo sostenible del Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina. Perspectivas y acciones posibles. - 187 pp., O.E.A - COLCIENCIAS - IDEA Universidad Nacional, Bogotá.

Maul, G.A., Hendry, M.D. & Pirazzoli, P.A. (1996): Sea level, tides, and tsunamis. (pp. 83-119). In: Maul, G. A. (ed.): Small Islands: Marine Science and Sustainable Development. - Earth and Estuarine Studies No. 51, American Geophysical Union, Washington, DC.

- McBirney, A.R. & Williams, H. (1965): Volcanic history of Nicaragua. - Publ. geol. Sci. (Univ. California) 55, 1-73, 10 figs., 5 tables, 1 appendix, Berkeley.
- Mesolella, K.J., Matthews, R.K., Broecker, W.S. & Thurber, D.L. (1969): The astronomical theory of climate change: Barbados data. - J. Geol. 77, 250-274, 13 figs., 3 pls., 1 table, Chicago.
- *Milliman, J.D. (1969a): Four southwestern Caribbean atolls: Courtown Cays, Albuquerque Cays, Roncador Bank and Serrana Bank. - Atoll Res. Bull. 129, 1-41, figs. 1-10 + A1-A7, 13 pls., tab. 1-4 + A1 - A2, Washington, D.C.
- *Milliman, J.D. (1969b): Carbonate sedimentation on four southwestern Caribbean atolls and its relation to the "oolite problem". - Trans. Gulf Coast Assoc. geol. Soc. 19, 195-206, 14 figs., 7 tables, Miami, Fla.
- *Milliman, J.D. & Supko, P.R. (1968): On the geology of San Andrés Island, western Caribbean. - Geol. en Mijnbouw (nw. Ser.) 47/2, 102-105, 4 figs., s'Gravenhage.
- * Mitchell, R.C. (1953): New data regarding the dioritic rocks of the West Indies. - Geol. en Mijnbouw (nw. Ser.) 15, 285-295, 1 fig., 1 table, s'Gravenhage.
- * Mitchell, R.C. (1955): Geologic and petrographic notes on the Colombian islands of La Providencia and San Andrés, West Indies. - Geol. en Mijnbouw (nw. ser.) 17, 76-83, 3 figs., s'Gravenhage.
- Mullins, H.T. & Hine, A.C. (1989): Scalloped bank margins: beginning of the end for carbonate platforms? - Geology 17, 30-33, 6 figs., Boulder, Colo.
- *Munar, F. (2000): Interpretación estructural del área alrededor de los Cayos Quitasueño y Serrana, en el Caribe, costa afuera de Colombia. - Ciencia, Tecnología y Futuro 2/1, 83-93, 6 figs., Bogotá.
- *Muñoz, A., Baca, D., Ariles, V., Duarte, M. & Barboza, G. (1997): Nicaragua: Petroleum geology of the Caribbean margin. - The Leading Edge, December 1997, 1799-1805, 8 figs., Tulsa.
- *Ortega-Ricaurte, D. (1944): Los cayos colombianos del Caribe. - Bol. Soc. geogr. Colombia 7/3, 279-291, 4 figs., 8 pls., Bogotá.
- *Pagnacco, P.F. & Radelli, L. (1962): Note on the geology of the isles of Providencia and Santa Catalina (Caribbean Sea, Colombia). - Geol. colombiana 3, 125-132, 1 fig., Bogotá.
- * Pandolfi, J.M., Jackson, J.B.C. & Geister J. (2001): Geologically sudden extinction of two widespread Late Pleistocene Caribbean reef corals. - pp. 120-158, 13 figs., 5 tables. - In: Evolutionary Patterns: Growth, Form, and Tempo in the Fossil Record (Eds. J. B. C. Jackson, S. Lidgard & F. K. McKinney), Chicago University Press, Chicago and London.
- * Parsons, J.J. (1956): San Andrés and Providencia. English-speaking islands in the western Caribbean. - Publ. Geogr. (Univ. California) 12/1, 1-84, 5 pls., 3 maps, 2 tables, Berkeley & Los Angeles.
- * Parsons, J.J. (1964): San Andrés y Providencia. Una geografía histórica de las islas colombianas del Mar Caribe occidental. - 152 p., 2 maps, Publ. Banco de la República, Bogotá.
- * Pilsbry, H.A. (1931): Results of the Pinchot South Sea Expedition. I. Land mollusks of the Caribbean islands Grand Cayman, Swan, Old Providence and St. Andrew. - Proc. Acad. nat. Sci. Philadelphia 82, 221-261, 11 figs., 5 pls., Philadelphia.
- *Prahl, H. von (1983): Notas sobre las formaciones de manglares y arrecifes coralinos en la Isla de Providencia, Colombia. - In: Mem. Seminario "Desarrollo y Planificación ambiental Islas de San Andrés y Providencia" (p. 57-67, 4 figs.) - FIPMA & Ministerio de Agricultura, Bogotá.
- *Prahl, H. von & Erhardt, H. (1985): Colombia: corales y arrecifes coralinos. - 294 pp., color pls. A - N, 166 figs., FEN COLOMBIA (Fondo para la Protección del Medio Ambiente "José Celestino Mutis"), Bogotá.
- Radtke, U. (1989): Marine Terrassen und Korallenriffe – das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. - Düsseldorf geogr. Schriften 27, 1-246, 132 figs., 30 photos, 26 tables, Düsseldorf.
- *Richards, H.G. (1966): Dates of some Pleistocene coral reefs in the West Indies. - Program and Abstracts, Geol. Soc. Amer. Southeastern Section, Athens, Georgia: 39, p. 373.
- *Robertson, K. & Cano, M. (1987): Teledetección del sistema coralino de la Isla de Providencia, Colombia.- Rev. CIAF vol.11, 251-260, 7 figs., Bogotá.
- Robinson, L.F., Henderson, G.D. & Slowey, N.C. (2002): U-Th dating of marine isotope stage 7 in Bahamas slope sediments. - Earth & planetary Sci. Lett. 196, 175-187, 5 figs., 1 table, Amsterdam.
- *Rojas Barahona, B.E. (2001): Descripción macroscópica nucleos de perforación (piezómetros del Valle del Cove), San Andrés Isla. - 32 pp., anexos A-E, Informe CORALINA, San Andrés Isla.
- *Sánchez, A., Díaz, J.M. & Zea, S. (1997): Gorgonian communities in two contrasting environments on oceanic atolls of the southwestern Caribbean. - Bull. marine Sci. 61/2, 453-465, 4 figs., 3 tables, Coral Gables, Fla.

*Sánchez, A., Zea, S. & Díaz, J.M. (1998): Patterns of octocoral and black coral distribution in the oceanic barrier reef-complex of Providencia Island, Southwestern Caribbean. - *Caribb. J. Science* 34/3-4, 250-264, 5 figs., 2 tables, Mayagüez, Puerto Rico.

*Sarmiento-Alarcón, A. & Sandoval, J. (1953): Comisión geológica del Archipiélago de San Andrés y Providencia. Estudio de fosfatos. - *Bol. Geol.* 1 (11+12), 27-42, several maps, 2 anexos, Bogotá.

Scarcia, C.: Die geologische Entwicklung im Südtel der Insel Providencia (Karibisches Meer, Kolumbien). - Diplomarbeit, Institut für Geologie der Universität Bern (work in progress 2003).

Schuchert (1935): Historical geology of the Antillean-Caribbean region. - xxvi+811pp., 106 figs., 16 maps, tables, John Wiley & Sons, New York.

*Siegel, F.R., Hailer, J.C., Bloch, S. & Ziegler, C.L. (1976): Geochemistry of recent sediments off San Andrés Island (Caribbean, Colombia). - Preprint for III Congreso Latinoamericano de Geología, 10-16 June 1976, 2pp.

*Sigurdsson, H., Kelley, S., Leckie, R.M., Carey, S., Bralower, T. & King, J. (2000): History of circum-Caribbean explosive volcanism: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tephra layers. - *Proc. Ocean Drilling Progr., Scient. Results* 165, 299-314, 8 figs., 3 tables, College Station, Tex.

*Sinton, C. W., Sigurdsson, H. & Duncan, R.O. (2000): Geochronology and petrology of the igneous basement at the Lower Nicaraguan Rise, Site 1001. - *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 165, 233-236, 2 figs., 2 pls., College Station, Tex.

Smith, K. (2001): Environmental Hazards. Assessing Risk and Reducing Disaster. - 3rd edition, 392 pp., numerous figs., Routledge, London & New York.

Stoddart, D. R. (1972): Catastrophic damage to coral reef communities by earthquake. - *Nature* 239, 51-52, London.

*Téllez R., C., Márquez C., G. & Castillo G., F. (1988): Fitoplancton y ecología pelágica en el Archipiélago de San Andrés y Providencia: crucero Océano VI en el Caribe colombiano. - *Bol. cient. CIOH* 8, 3-26, 9 figs., 1 table, Cartagena.

*Triffleman, N.J., Hallock, P. & Hine, A.C. (1992a): Morphology, sediments and depositional environments of a small carbonate platform: Serranilla Bank, Nicaraguan Rise,

southwest Caribbean Sea. - *J. sed. Petrol.* 62, 591-606, 10 figs., 4 tables, Tulsa, Okla.

*Triffleman, N.J., Hallock, P., Hine, A.C. & Peebles, M.W. (1992b): Distribution of foraminiferal tests in sediments of Serranilla Bank, Nicaraguan Rise, southwestern Caribbean. - *J. foraminiferal Res.* 21/1, 39-47, figs., Washington, D.C.

*Valderrama, R. & Perez, G. (1978): The geology of San Andrés and Providencia Islands. - In: Collection Eighteenth annual Field Conference, Colombia. - *Soc. Petroleum Geol. & Geophys. Colombia*, p. 499-545, 6 figs., 11 pls., Bogotá.

*Wadge, G. & Wooden, J.L. (1982): Late Cenozoic alkaline volcanism in the northwestern Caribbean: tectonic setting and Sr isotopic characteristics. - *Earth & planetary Sci. Lett.* 57, 35-46, 4 figs., 2 tables, Amsterdam.

**Wells, S. (1988) (ed.): Coral reefs of the world. Vol. 1: Atlantic and Eastern Pacific (xlvii + 373 pp., 38 maps), UNEP Regional Seas Directories and Bibliographies, IUCN, Gland (Switzerland) and Cambridge, U.K./ UNEP, Nairobi, Kenya.

Williams, E.H. & Bunkley-Williams, L. (1990): The worldwide coral reef bleaching cycle and related sources of coral mortality. - *Atoll Res. Bull.* 335, 1-71, 4 figs., 23 tables, 1 appendix, Washington, D.C.

*Zea, S., Geister, J., Garzón-Ferreira, J. & Díaz, J.M. (1998): Biotic changes in the reef complex of San Andrés Island (southwestern Caribbean Sea, Colombia) occurring over nearly three decades. - *Atoll Res. Bull. No.* 456, 1-30, 7 figs., Washington, D.C.

11. CARTAS ARRECIFES Y MAPAS DEL ARCHIPIÉLAGO / REEF CHARTS AND MAPS OF THE ARCHIPELAGO

- British Admiralty Chart *1334 (Catalina harbour), 1: 18,241, surveyed in 1835, published 1912.
- British Admiralty Chart 1334 (Old Providence Island and Coral bank), 1: 72,636, surveyed in 1835, published 1912.
- British Admiralty Chart 1511 (St. Andrew Island, Scale 1: 28,900, Albuquerque Cays, 1: 72,300, and Courtown Cays, 1: 72,600) surveyed in 1834, published 1944.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 004 (Archipiélago de San Andrés y Providencia), 1: 600,000, Cartagena 1986.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 008 (Banco de Rosa Linda a Isla de San Andrés) 1: 1,000,000, Cartagena 1998.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), COL 044 (Old Providence Island a South West Cays), 1: 250,000, Cartagena 1998.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 045 (Banco Serrana a Old Providence Island), 1: 250,000, Cartagena 1998.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 046 (Banco Serrana a Bajo Nuevo) 1: 250,000, Cartagena 1998.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 200 (Puerto Interior de San Andrés) 1:7,500, Cartagena 1997.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 201 (Isla de San Andrés), 1:25,000, Cartagena 1998.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 202 (Rada de Cove) 1:7,500, Cartagena 1997.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 203 (Albuquerque), 1:20,000, Cartagena 1992.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 204 (Cayo Bolívar), 1:20,000, Cartagena 1992.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 206 (Bajo Alicia), 1:50,000, Cartagena 1996.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 208 (Cayo Serranilla) 1:25,000, Cartagena 1996.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 215 (Cayo de Quitasueño) 1:25,000, Cartagena 2000.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 416 (Banco Quitasueño), 1:100,000, Cartagena 2000.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 630 (Banco Quitasueño sector sur), 1:50,000, Cartagena 2000.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 631 (Banco Quitasueño sector norte), 1:50,000, Cartagena 2000.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 634 (Aproximación al Banco de Serranilla), 1:75,000, Cartagena 2000.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 1601 (Caribe Suroccidental – sector oeste), 1:1,000,000, Cartagena 2000.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 1624 (Isla de San Andrés – Providencia), 1:200,000, Cartagena, 1998.
- Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 1625 (Bancos de Quitasueño – Serrana), 1:200,000, Cartagena, 1999.

Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas (CIOH), carta COL 1626 (Banco de Serranilla a Bajo Nuevo), 1:250,000, Cartagena, 1999.

Defence Mapping Agency and Hydrographic/Topographic Center, Washington, D.C., No. 26081, Isla de San Andrés and adjacent Cays. Isla de San Andrés 1: 30,000, Cays 1: 75,000, Washington, D.C., 1974.

Deutsches Hydrographisches Institut Nr. 536 (Panama-Kanal bis Cabo Gracias a Dios), 1: 900,000, 3rd edition, Hamburg 1955.

Geister, J.: Geologische Karte von San Andrés und submarine Topographie des umliegenden Insularschelfes; Fazies- und Benthosverteilung auf dem rezenten Insularschelf sowie Inseltopographie von San Andrés, both maps 1: 25,000 (private printing, also published as figs. 3 and 23 in Geister 1975), Stuttgart 1975.

Geister, J.: Index map of the Providencia insular shelf showing submarine topography and the distribution of reefs

and lagoon basins, 1: 150,000 (published as fig. 1 in: Geister 1992), Erlangen 1992.

Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", Departamento Archipiélago de San Andrés, Providencia y Santa Catalina, 1: 20,000, Bogotá 1994.

Macia, C.A. (1986): Mapa geológico de Providencia y Sta. Catalina, 1: 25 000, unedited (manuscript supplied by the author).

Márquez-C., G. (1986): Mapa de las formaciones ecológicas de las Islas de Providencia y Santa Catalina, Intendencia de San Andrés y Providencia, Universidad Nacional (Depto. de Biología), Bogotá.

U.S. Naval Oceanographic Office Chart 1374: Serrana Bank 1: 72,060 (from a British Survey in 1833) and Roncador Bank 1: 72,170 (from a British survey in 1835).

U.S. Naval Oceanographic Office: Contoured position plotting sheet Nr. BC 903, 2nd ed., 1970.