

GEOLOGIA CUATERNARIA DE LA ISLA LA ORCHILA, DEPENDENCIAS FEDERALES¹

Carlos Schubert

Centro de Ecología, Instituto Venezolano de Investigaciones
Científicas, Apartado 1827, Caracas 101

Sam Valastro, Jr.

Radiocarbon Laboratory, University of Texas, Austin, Texas 78757, U.S.A.

R E S U M E N

Las evidencias de antiguos niveles del mar en la isla La Orchila incluyen rasgos erosionales: entalles por oleaje en el basamento de rocas metamórficas a elevaciones sobre el nivel del mar de 9, 11,5 y 33 m; un entalle por oleaje justo encima de una terraza marina plana (1 a 3 m de elevación); y una ciénaga de manglares residual. La terraza marina principal consiste de una facies de grano grueso (brecha de corales y conchas cementados) y una facies de grano fino (arena calcárea y silicea cementada). Hay otros sedimentos Pleistocenos, los cuales incluyen eolianita (dunas calcáreas cementadas y estabilizadas) y salinas. Actualmente se forma roca de playa en forma activa a lo largo de las costas sur y este; la erosión por oleaje es prominente a lo largo de las costas norte y noreste.

Las edades radiocarbónicas de muestras de coral, concha y roca de playa, recolectadas de la terraza marina, varían entre aproximadamente 8.000 y 41.000 años A. P. Los análisis por difracción de rayos X y secciones finas indican que existe una alteración y recristalización significativas de la aragonita original, lo cual resulta en edades radiocarbónicas demasiado jóvenes. Dos fechamientos por $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de corales de la terraza arrojaron una edad aproximada de 131.000 años A. P. Por lo tanto, la terraza es de edad Sangamon.

Los entalles por oleaje por encima de 3 m probablemente se originaron cuando la isla emergió por primera vez en el Cuaternario Temprano (?). Durante el Interglacial Sangamon se depositó un cascojo de coral y conchas por la acción de tormentas, el cual fue cementado como roca de playa en los bordes de la isla. La nivelación por la acción de las olas se produjo durante el nivel del mar más alto (Sangamon Tardío). Durante la Glaciación Wisconsin, la terraza estaba expuesta y la resurgencia postglacial del nivel del mar no alcanzó su nivel debido al levantamiento de la isla.

¹Traducción de un manuscrito en inglés a publicarse en el Geological Society of America Bulletin. Manuscrito recibido en febrero de 1976.

A B S T R A C T

Evidences of former sea level stands on La Orchila island include erosional features: wave-cut notches in metamorphic basement rocks at 9, 11.5, and 33 m above sea level; a wave-cut notch just above a flat marine terrace (1 to 3 m elevation); and a relict mangrove swamp. The main marine terrace consists of a coarse-grained facies (cemented coral and shell rubble), and a fine-grained facies (cemented calcareous and siliceous sand). Other Pleistocene sediments include eolianite (stabilized and cemented calcareous dunes) and salt flats. Beach rock is actively forming today along the southern and eastern coasts; wave erosion is prominent along the northern and northeastern coasts.

Radiocarbon ages of coral, shell, and beach rock samples, collected from the marine terrace, range between approximately 8,000 and 41,000 years B. P. X-ray diffraction and thin section analyses indicate that significant alteration and recrystallization of the original aragonite may have taken place, thus rendering the radiocarbon ages too young. Two $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ dates on coral from the terrace gave an approximate age of 131,000 years B. P. Thus, the terrace is of Sangamon age.

The wave-cut notches above 3 m were probably cut as the island first emerged in the Early Quaternary (?). During the Sangamon Interglacial, coral and shell rubble, deposited by storms, were cemented into beach rock along the edge of the island. Planation by waves took place during the highest (Late Sangamon) sea level stand. During the Wisconsin Glaciation, the terrace was exposed and postglacial sea level rise did not reach its level because of island uplift.

I N T R O D U C C I O N

La isla La Orchila está situada a aproximadamente 160 km al noreste de la costa central de Venezuela, en la parte sur del Mar Caribe (Fig. 1). Sus coordenadas geográficas son: $11^{\circ} 47' 49''$ de latitud norte, $66^{\circ} 6' 13''$ de longitud oeste, y su área es

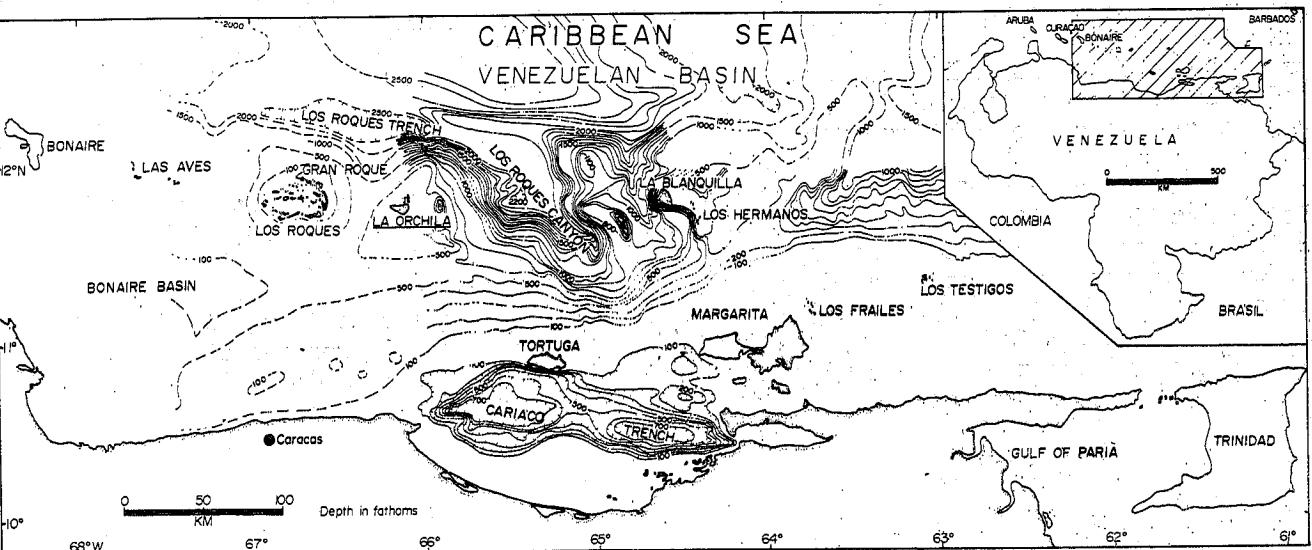


Figura 1. Mapa índice de la parte sur del Mar Caribe.

de aproximadamente 20 km^2 . La isla tiene una forma triangular, con su dimensión más larga de 11,5 km en dirección este-oeste y una anchura máxima de 5,5 km. Al noreste de la isla principal se encuentran numerosos cayos y bancos de arena pequeños, los cuales rodean una laguna interior. La isla principal tiene seis colinas a lo largo de la mitad norte, de las cuales la más alta es Cerro Walker (Fig. 2), con una elevación de aproximadamente 135 m sobre el nivel del mar. Un complejo igneo-metamórfico (Schubert y Moticska, 1972; Santamaría y Schubert, 1975) aflora en estos cerros (los cuales ocupan menos del 10% del área total de la isla), el cual consiste de rocas metasedimentarias (parte superior de la facies de los esquistos verdes), rocas metavolcánicas y metagraníticas (parte inferior de la facies de los esquistos verdes), y serpentinita. Estas rocas son de edad Cretáceo a Terciario Inferior. El resto de la isla consiste de una superficie plana, la cual representa la parte superior de una terraza calcárea de 1 a 3 m de elevación y que rodea todos estos cerros, excepto el Cerro Walker, cuyo flanco norte cae abruptamente en el mar.

Una revisión detallada de los trabajos previos en La Orchila y otras islas venezolanas en el Caribe fue publicado por Schubert y Moticska (1972). La primera mención de la terraza calcárea de La Orchila fue hecha por Richard Ludwing, quien visitó la isla en 1885 (Sievers, 1898, p. 292). Rost (1938) menciona brevemente la terraza y la consideró de edad Holocena. En un informe sobre Los Roques y La Orchila por la Sociedad de Ciencias Naturales La Salle (1956, p. 24) se considera que la edad de la terraza es cuaternaria. Finalmente, Vila (1967, p. 42) considera a La Orchila como la cima de una montaña submarina la cual, durante el Pleistoceno, se convirtió en un atolón irregular. El presente informe describe los depósitos cuaternarios de La Orchila con más detalle e intenta delinear su evolución.

Alrededor de la isla se encuentra un banco angosto, somero y orientado en dirección noreste, el cual tiene una longitud de 25 km, una anchura de 10 km y cuya profundidad es menor de 30 brazas (Maloney, 1967, Figs. 2 y 4); Peter, 1972, Figs. 4 y 5). Este banco está situado sobre una plataforma submarina más ancha, de forma aproximadamente triangular y con un área de aproximadamente 1800 km^2 , la cual está separada del archipiélago de Los Roques (oeste) por un canal de 700 brazas de profundidad; de la isla La Blanquilla (este) por el Cañón de Los Roques (hasta 2300 brazas); de la Cuenca de Venezuela (norte) por la Fosa de Los Roques; y de la costa venezolana (sur) por un canal submarino (560 brazas), el cual conecta a la Cuenca de Bonaire (más de 1000 brazas) con el Cañón de Los Roques. Basado en datos sísmicos, Peter (1972, p. 48-50 y Fig. 33) sugirió que las islas La Orchila y La Blanquilla, así como sus respectivas plataformas submarinas, tienen un basamento de rocas graníticas intrusivas. En algunos sitios (tal como La Orchila) estas rocas graníticas están cubiertas por rocas metasedimentarias. El Cañón de Los Roques es un graven activo en dirección noroeste-sureste y Peter sugirió (p. 48) que esta estructura representa la continuación de estructuras similarmente orientadas en Venezuela nororiental (Rod, 1959; Salvador y Stainforth, 1968). El límite sur de la Fosa de Los Roques fue interpretada como una falla normal, con el labio deprimido hacia el norte, la cual forma el límite norte de La Orchila (Silver y otros, 1975, Fig. 5). La Orchila es el afloramiento más oriental de un alto submarino orientado en dirección este-oeste, el cual se extiende entre Aruba y el Cañón de Los Roques. Estudios geofísicos recientes de las Antillas Holandesas de Sotavento (Lagaay, 1969, p. 75-76) indican que este alto submarino se formó probablemente durante el Eoceno Tardío. Toda esta región ha sido interpretada como un bloque de la corteza (Bloque de Bonaire), el cual ha sido acuñado y rotado entre las Placas del Caribe y América del Sur (Silver y otros, 1975). Las islas (Aruba, Curacao y Bonaire) probablemente permanecieron a profundidades someras o más altas durante gran parte del Terciario, y desde el Mioceno Temprano fueron sometidas

a un levantamiento gradual. La deformación de las Antillas Holandesas de Sotavento probablemente comenzó en el Eoceno Tardío, culminó en el Mioceno Plioceno y continuó durante el Cuaternario.

La isla La Orchila está situada dentro de una faja árida, la cual se extiende a lo largo de la costa norte de América del Sur e incluye todas las islas del Caribe sur al oeste de Grenada (Trewartha, 1961, p. 59-64; Lahey, 1973). La Tabla 1 muestra los

Tabla 1. Datos climatológicos de la isla de La Orchila, 1951 - 1960 (Servicio de Meteorología y Comunicaciones, Comandancia General de la Aviación)

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AÑO
Precipitación (mm)													
Total	25	4	1	0	26	6	25	14	3	13	21	16	152
Máximo total	45	7	4	0	77	6	32	19	10	39	50	31	320
Mínimo total	19	0	0	0	0	1	16	8	0	0	0	0	44
Viento													
Dirección predominante	E-NE-E	E-ESE	E-ENE	E-ENE	E-ENE	E-SSE	E-ESE	E-ENE	E-ENE	E-ENE	E-ENE	E-ENE	E-SSE
Velocidad media (km/hora)	19.3	21.6	25.0	22.2	19.4	24.1	20.7	15.3	15.7	21.3	20.2	19.1	20.3
Velocidad máxima (km/hora)	67.3	64.8	65.5	65.2	59.8	63.4	68.4	74.9	46.4	61.0	60.5	75.2	64.4
Temperatura (°C)													
Media	26.4	26.3	26.6	27.4	28.0	28.3	28.2	28.3	28.8	28.3	27.8	27.0	27.6
Amplitud media diaria	5.7	6.2	5.4	5.7	5.5	5.7	5.3	5.9	6.1	5.4	6.0	5.7	5.7
Evaporación (mm)													
Total	148	166	225	219	210	185	189	226	195	189	149	158	2259

datos climáticos de la isla. La temperatura media anual en La Orchila es de 27,6°C. (el rango medio diario de temperatura es de 5,7°C); la humedad relativa media es de 82%; la precipitación anual total es de 150 mm; la evaporación anual total es de 2259 mm; y la dirección de los vientos es casi constante en dirección E-ENE a O-OZO, con una velocidad media anual de 20,3 Km/hora. Estas condiciones climáticas causan la formación de rasgos en los suelos típicos de desiertos salados, entre ellos un curioso tipo de suelo estriado (Schubert, 1974).

La evolución climática post-Pleistocena de la región sur del Caribe-norte de América del Sur fue estudiada por Wilhelmy (1964), quien concluyó que esta región, actualmente dentro de una faja semi-árida a árida (Passatwuste = desierto de los aliños) en una época era más húmeda y fértil. La evidencia de ésto es principalmente geomorfológica e incluye la red de cárcavas y arroyos profundos en las Islas Holandesas de Sotavento, remanentes de plantas más hidrófilas e informes de los visitantes europeos durante los siglos XV y XVI. Zonneveld (1968) resumió los datos sobre cambios climáticos de esta región y concluyó que durante las glaciaciones existía una aridez general en el norte de América del Sur, mientras que durante los interglaciares existían períodos pluviales. Estas conclusiones han encontrado apoyo en investigaciones marinas, palinológicas y sedimentológicas en el Océano Atlántico ecuatorial y las sabanas del norte de América del Sur (Bakker, 1968; Damuth y Fairbridge, 1970; van der Hammen, 1972 y 1974; Roa, 1973).

Las variaciones de la marea no se conocen en La Orchila. El rango medio de la marea no es grande, probablemente menos de 0,4 m. Esta conclusión está basada en los

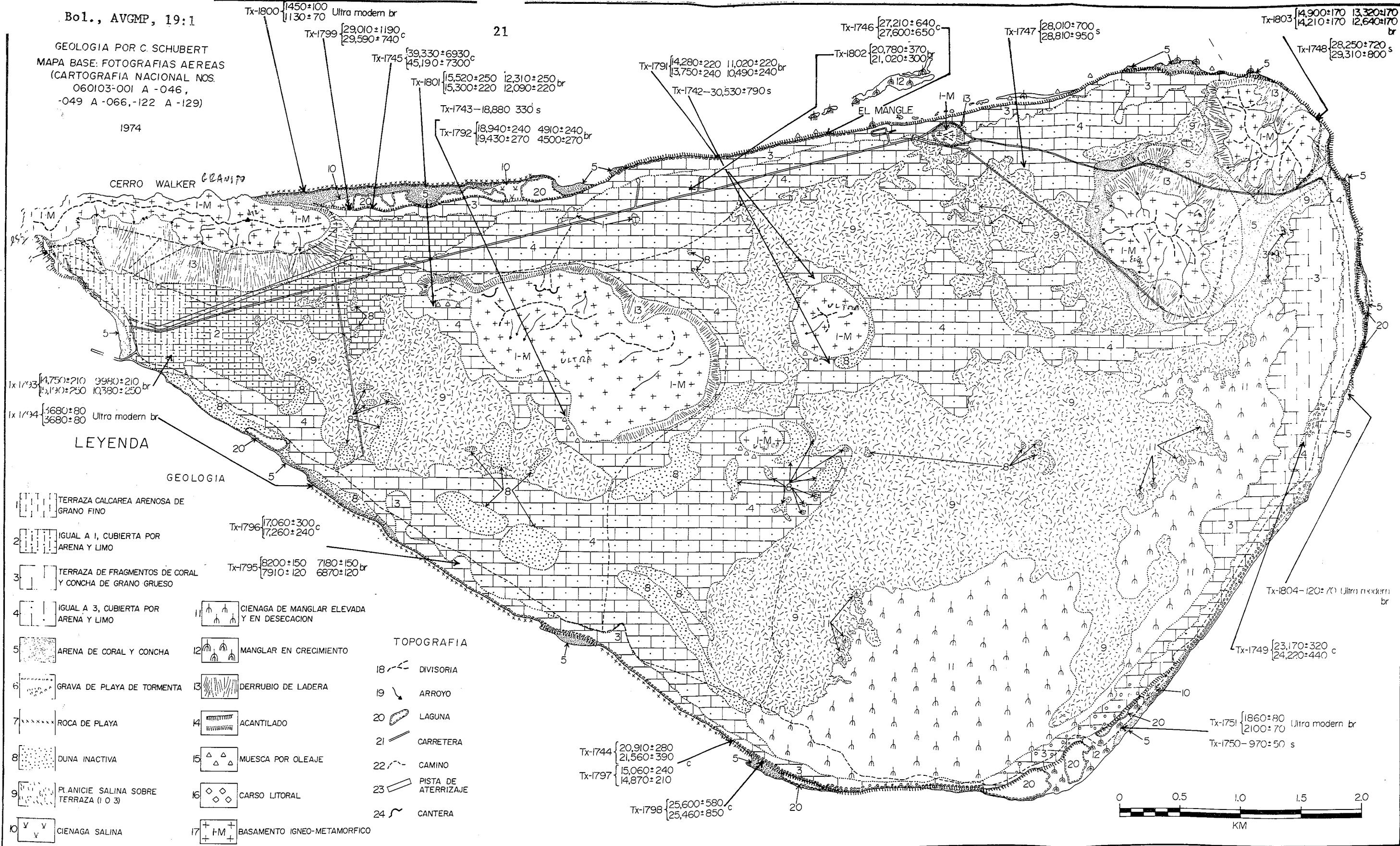


Figura 2. Mapa geológico de La Orchila, Dependencias Federales.

registros mareográficos en varias estaciones entre Venezuela oriental y occidental, en donde el rango de marea varía entre unos pocos centímetros y 0,4 a 0,5 m (Cartografía Nacional, 1973). La corriente oceánica principal en la parte sur del Mar Caribe es de este a oeste y forma parte del Sistema de la Corriente del Golfo (Febres, 1970; Ginés, 1972, Fig. 2.2.2).

La Fig. 2 muestra la distribución de los ambientes sedimentológicos y biológicos en la isla La Orchila. Ellos fueron estudiados en numerosas localidades en el campo y su extensión fue cartografiada en fotografías aéreas. La Sociedad de Ciencias Naturales La Salle (1956) y el Ministerio de la Defensa (1973) publicaron información general sobre aspectos geográficos y geológicos de La Orchila.

Los estudios más importantes sobre terrazas marinas cuaternarias en el sur del Caribe, al norte de Venezuela, son aquellos por Alexander (1961), de Buisonjé (1964 y 1974) y Bandoian y Murray (1974). En particular, el informe de Buisonjé (1974) es un estudio detallado de las terrazas marinas en las Islas Holandesas de Sotavento y es una de las principales referencias con las que comparamos nuestros resultados.

TERRAZAS EROSIONALES

Se hallaron varias terrazas erosionales probables en el cerro noreste de la isla La Orchila, las cuales representan antiguos niveles del mar (Fig. 2). A lo largo del borde noroeste de este cerro se hallaron tres rasgos semejantes a entalles por oleaje (wave-cut notch) en los afloramientos de esquisto hornbléndico-clorítico (Fig. 3). Estos rasgos se encuentran a elevaciones de 9, 11,5 y 33 m sobre el nivel del mar (medido con nivel de mano), y no se hallaron depósitos marinos asociados. A lo largo del borde este del cerro se pueden reconocer por lo menos dos terrazas erosionales en el perfil, especialmente a los niveles de 9 y 11 m.

En el flanco oriental del más oriental de los cerros centrales (al suroeste del cerro anterior), la superficie del esquisto epidótico y néis, los cuales forman el núcleo del cerro, tiene oquedades similares a los que se forman en la zona de erosión por oleaje en costas rocosas modernas (Wellman y Wilson, 1965) o inmediatamente encima del límite de la marea alta. Este rasgo se halló a una elevación de 10 a 20 m. Finalmente, en la parte norte-central del Cerro Walker (Fig. 2), a una elevación de 50 a 60 m, los afloramientos de metadiabasa también muestran posibles efectos de formación de oquedades por acción salina. La meteorización salina fue observada actualmente en otras islas venezolanas, tales como Gran Roque y Los Testigos. Además, en otra localidad en la parte norte-central del Cerro Walker, la metadiabasa está cubierta por una pequeña masa de conglomerado de metadiabasa, consistente de guijarros bastante redondeados cementados por un material marrón, arenoso y calcáreo. Esto podría representar un posible depósito de playa antiguo.

Todas estas evidencias tenues indican posibles antiguos niveles altos del mar o una elevación menor de la isla. En el segundo caso, el levantamiento tectónico ha levado estos rasgos a su nivel actual.

Estos rasgos erosionales son similares a aquellos descritos por Bowen (1964) en la isla Gran Roque, aproximadamente a 50 km al oeste de La Orchila (Fig. 1), en donde se determinaron cinco terrazas erosionales a 15, 25, 38 a 43, 55 y 70 m sobre el nivel del mar. No se intenta aquí una correlación con estos rasgos, debido a la evidencia fragmentaria y a la historia tectónica activa del área del sur del Caribe (ver,

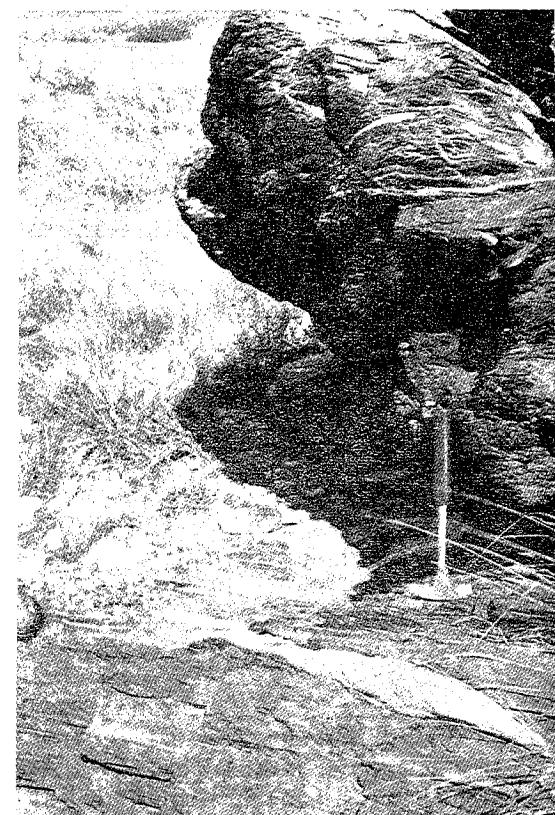


Figura 3. Entalle por oleaje en esquisto clorítico-hornbléndico en el cerro más oriental de La Orchila.

por ejemplo, Bell, 1972; Maresch, 1974) desde el Terciario. Esta actividad tectónica consiste principalmente de levantamiento a lo largo de la mayor parte de las Montañas del Caribe del norte de Venezuela, excepto el Golfo de Unare y la Fosa de Cariaco, y de movimientos predominantemente transcurrentes a lo largo del borde fallado entre las Placas del Caribe y América del Sur (Santamaría y Schubert, 1974).

TERRAZA MARINA

Sin duda el rasgo más extenso en la isla La Orchila es una terraza calcárea, de 1 a 3 m de elevación, la cual cubre toda la isla (Fig. 2) y rodea los cerros del basamento, excepto Cerro Walker. Esta terraza forma una superficie casi plana sobre la cual se encuentran muchos depósitos sedimentarios peculiares al medio climático descrito en la introducción: dunas estabilizadas e inactivas, salinas y ciénagas salinas, ciénagas de manglares en crecimiento y en proceso de desecación, depósitos de tormenta en playas y arena y limo aluvial.

La Fig. 2 muestra la distribución de las facies de la terraza (de grano fino: 1 y 2; de grano grueso: 3 y 4) y los depósitos sedimentarios sobre la terraza. La facies de grano grueso es la más extensa y cubre la mayor parte de la isla, excepto la región inmediatamente al sur y este de Cerro Walker. La parte central de la isla consiste de una caliza de grano grueso, cubierta por arena y limo marrón rojizo, con un borde externo de caliza expuesta.

La terraza calcárea de grano grueso (Fig. 2, Nos. 3 y 4) consiste de fragmentos de corales y conchas (Fig. 4) muy abundantes (~ 90%), con tamaños hasta de cantos, cementado por material calcáreo (carbonato de calcio fibroso y espáctico), formando un depósito muy duro, de color marrón o canela claro (gris en superficies meteorizadas), con una superficie extremadamente áspera (Fig. 5). No se identificaron positivamente corales en posición de crecimiento; es probable, sin embargo, que algunas colonias dentro de la terraza todavía conserven su orientación de crecimiento. Esto se tomó en cuenta al recolectar muestras para fechamiento radiométrico. En algunas localidades, principalmente al sur del extremo occidental de Cerro Walker, la caliza de la terraza muestra buzamientos someros en dirección hacia el mar (5 a 10°). Esto se interpretó como la inclinación original cuando estas calizas se formaron, probablemente en gran parte como roca de playa (ver, por ejemplo, Russell, 1963; Russell y McIntire, 1965). Se identificaron las siguientes especies de corales en la terraza, con la ayuda de las claves de Roos (1971), Olivares y Leonard (1971) y Campos (1972): *Diploria strigosa*, *D. labyrinthiformis*, *Acropora cervicornis*, *Montastrea annularis*, *Porites*

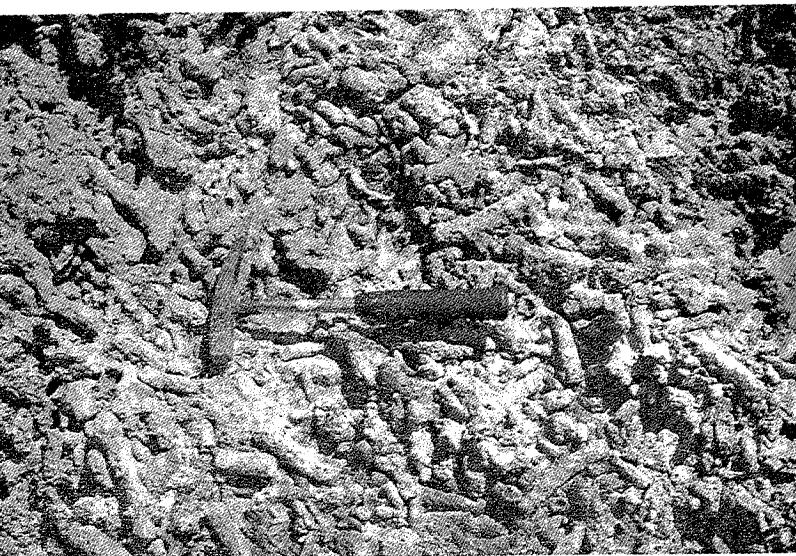


Figura 4. Cascajo cementado de corales y conchas en un afloramiento superficial de la terraza principal de La Orchila.

te de una coquina, con numerosos gastrópodos y pelecípodos. Algunos de los géneros identificados son: Ostrea, Melongena, Murex y Bulla (G. Rodríguez, comunicación personal, 1973). Estos probablemente representan una facies playera durante la formación del entalle por oleaje en rocas del basamento, justo encima de la superficie de la terraza (Fig. 6).

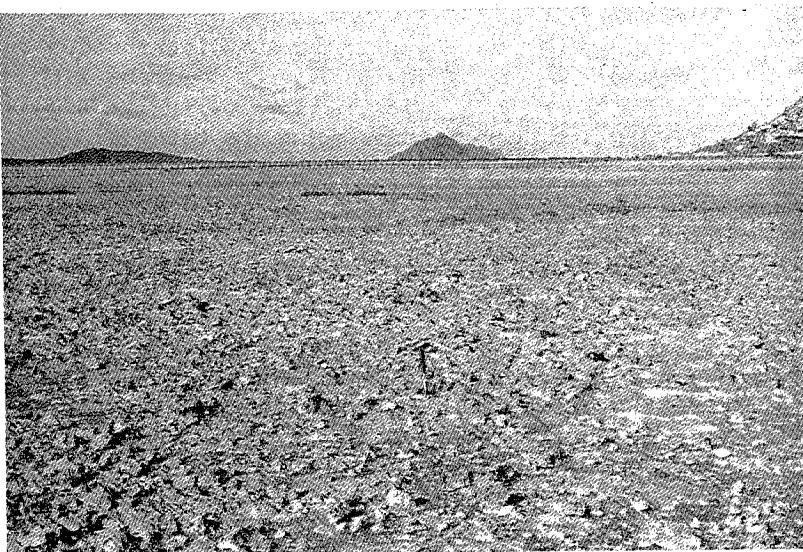


Figura 5. Superficie de la terraza principal de caliza, La Orchila, mirando hacia el oeste de la parte centro-oriental de la isla. El cerro en la parte central lejana es Cerro Walker; el cerro a la derecha está al sur-este de El Mangle (Fig. 2).

astreoides y p. sp. La presencia frecuente de Diploria en esta terraza indica que el ambiente de posición debe haber sido una costa protegida cerca de un farallón; solo se han 116 Acropora cervicornis a largo de la costa sur e indica una costa baja y una plataforma somera, probablemente un ambiente de bahía tranquila (Roos, 1964, p. 34-35, 41 y 45). Las conchas, tanto los fragmentos como los especímenes relativamente completos, pertenecen exclusivamente a la especie Strombus gigas. En algunos sitios, tales como el borde sur de los dos cerros centrales de la isla, la parte superior de la terraza consiste

La terraza de caliza de grano fino (Fig. 2, Nº 1 y 2) consiste de un conglomerado arenoso marrón con fragmentos frecuentes de corales y conchas. Su apariencia es muy distinta de los depósitos de la terraza descrita anteriormente, la cual consiste casi exclusivamente de fragmentos de corales y conchas. Esta facies es arenosa y bien cementada por carbonato de calcio (en su mayor parte del tipo espáctico). Probablemente representa un antiguo depósito de roca de playa, comparable a la que se está formando actualmente (ver la próxima



Figura 6. Entalles por oleaje en rocas del basamento justo por encima de la terraza principal de caliza, La Orchila.

puede ser de origen tectónico, producida durante el levantamiento cuaternario de la isla. La nivelación fue probablemente producida durante el máximo nivel del mar Sangamon, antes de la Glaciación Wisconsin (ver la sección sobre evolución cuaternaria). Esto es apoyado por las observaciones de Newell (1960) durante sus estudios de calizas cuaternarias del Caribe. El borde externo de la terraza está picado por la acción actual de la espuma del mar. Localmente se ha desarrollado un carso litoral en la caliza, el cual es del tipo "normal", o sea, producido por la acción de las lluvias.

Numerosos autores han descrito los cascajos cementados de coral por encima del nivel del mar, entre otros sitios en el Mar Caribe y el Océano Pacífico (ver, por ejemplo, Newell, 1961; Newell y Bloom, 1970). Estos autores concluyeron que los cascajos de coral y la arena calcárea se acumulan por encima del nivel de la marea baja durante las tormentas. Este material es posteriormente cementado y soldado al plano del arrecife, y también es cementado como roca de playa. La superficie plana y horizontal de este tipo de depósito representa el límite superior de la cementación contemporánea. La terraza calcárea principal de La Orchila tiene un origen similar. Consiste de un cascajo de corales y conchas, y arena (calcárea y silícea), depositados sobre un plano de arrecife, o posiblemente un plano de marea, y los cuales fueron cementados por aragonita (posteriormente invertida a calcita) y/o calcita magnésica, en forma de una roca de playa de grano grueso (como sucede actualmente a nivel del mar) y también por procesos de cementación sobre el nivel del mar (calcita de agua dulce). Las siguientes evidencias apoyan un levantamiento reciente de la terraza, después de su formación y cementación: 1) su superficie está por encima del límite superior de la marea (rango máximo de 0,5 m); 2) la superficie de la terraza buza someramente hacia el sureste, lo cual indica movimientos tectónicos recientes; y 3) se encuentra un entalle por oleaje justo por encima de la superficie de la terraza.

sección). Esta caliza de grano fino está restringida al área al sur y este de Cerro Walker. La ausencia de fragmentos de grano grueso probablemente se deba a esta posición protegida; el cerro no permitió que las olas depositaran fragmentos gruesos de corales y conchas, los cuales hubieran sido incorporados dentro de la terraza.

La superficie de la terraza es casi plana, con una pequeña inclinación hacia el sur y este. Esto se refleja en el cambio en su elevación: 2 a 3 m en el oeste y noroeste y aproximadamente 1 m en las partes sur y sureste de la isla. Esta inclinación

OTROS RASGOS Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Además de la prominente terraza marina (Fig. 2) se muestran otros rasgos sedimentarios, tales como salinas, eolianitas y ciénagas de manglares relictos (en desecación); arena coralina y de conchas, grava playera de tormenta, roca de playa, y ciénagas salinas y de manglares. Los primeros tres son rasgos relictos, inactivos actualmente; los otros cinco son rasgos actuales, los cuales son depositados activamente en la actualidad.

Una gran parte de la terraza marina de La Orchila está cubierta por salinas (Figs. 2 y 7). Estas se encuentran en depresiones muy someras en la superficie de la terraza y están en su mayoría secas. Los cristales de sal son muy comunes en el limo y la arcilla marrón rojizo que forman los sedimentos de las salinas. Estas sólo se inundan durante las escasas lluvias (Tabla 1) o durante las tormentas poco frecuentes, las cuales producen olas que rebasan el borde de la terraza o los sedimentos de tormenta a lo largo de ésta. Algas halófitas rojas y verde-azules crecen sobre las salinas produciendo pequeños domos cubiertos por una costra de sal (hasta de 10 a 15 cm de diámetro), los cuales están llenos de gas formado por las algas (E. Medina, comunicación personal, 1974). Durante las escasas lluvias, la sal en los sedimentos se disuelve y al secarse por

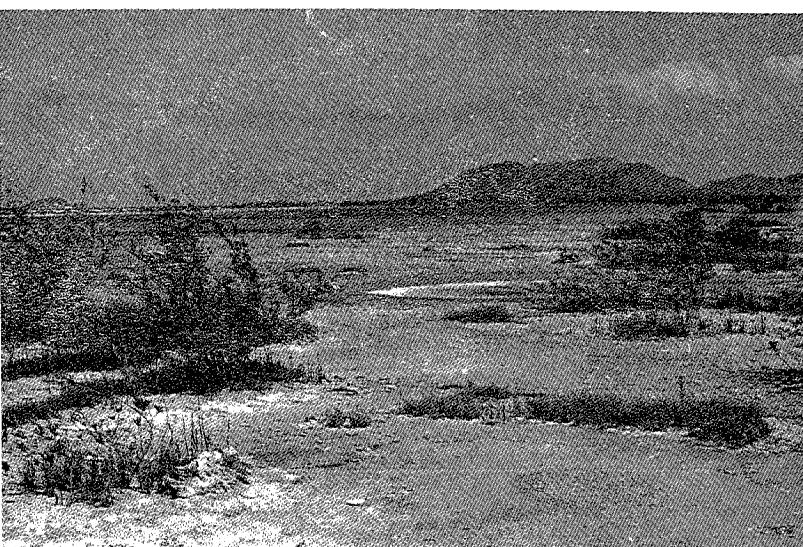


Figura 7. Salina en la parte sureste de La Orchila. Los arbustos en la parte anterior son Avicennia, en el contacto con el manglar relicito.

el viento cristaliza y produce un tipo de suelo estriado, con estrías orientadas en sentido paralelo a la dirección del viento (ENE; Schubert, 1974). Actualmente hay muy poca adición de sal debido a la elevación de la terraza (1 a 3 m).

En la parte central de La Orchila se encuentran varias dunas de arena calcárea sobre la terraza de caliza o sobre las salinas (Figs. 2 y 8). Algunas de ellas retienen la forma semi-lunar de barcanes; la mayoría consiste de cuerpos alargados de arena blanca, con espesores de 4 a 5 m. La superficie de las dunas está cementada por una costra calcárea; debajo de esta costra (de algunos centímetros de espesor) la arena es más friable, pero alguna cementación ha ocurrido a través de todas las dunas. Este cemento consiste de calcita espática cuya cristalización fue inducida por la evapotranspiración en un clima semi-árido (Tabla 1). La erosión por el viento y la lluvia ha redondeado la parte superior de las dunas. La vegetación sobre ellas es escasa, pero algunos árboles han logrado prosperar sobre ellas. La orientación de los barcanos (Fig. 2) es consistente con la dirección actual de los vientos (ENE). No hay evidencias de formación de dunas en el presente, excepto en una faja angosta a lo largo de la costa oriental, en donde la terraza de caliza está cubierta

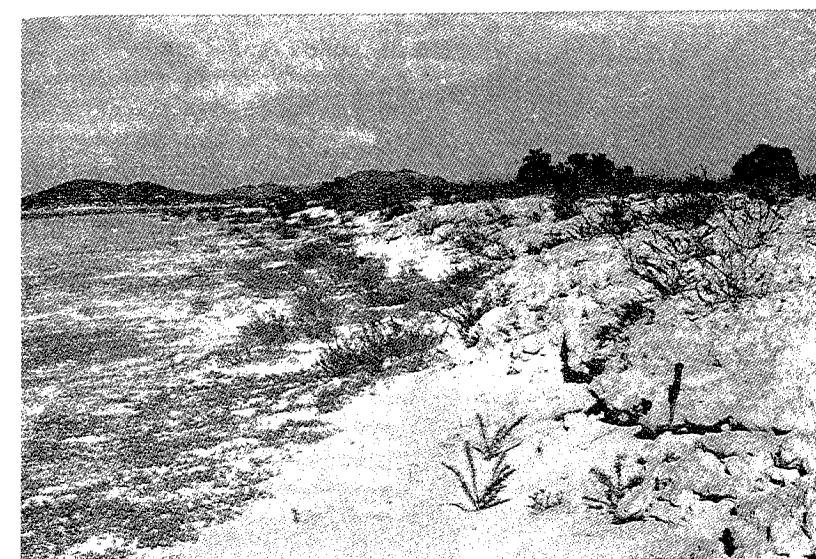


Figura 8. Eolianita cementada al sureste del cerro central, La Orchila.

distribución tiene poca densidad. Las plantas individuales son pequeñas y de poco desarrollo. Avicennia es un mangle típico de las áreas más salinas de la parte interior de la costa (Walter, 1973, p. 379-390), pero en el caso de La Orchila, estos manglares están muy por encima de la mesa de agua y están desconectados de la línea de costa actual, de los procesos costeros actuales y de las ciénagas de manglares. Debido a ésto se interpretan como remanentes de un nivel del mar Pleistoceno más alto y actualmente están desecándose.

A lo largo de la costa actual de La Orchila se encuentran fajas angostas de arena de coral y conchas (Fig. 2). En algunas localidades, tales como las costas norte y este, estas fajas arenosas forman barreras detrás de las cuales se encuentran lagunas y ciénagas salinas. La arena de playa es depositada activamente por las olas y a nivel del mar está siendo cementada como roca de playa.

Extensos depósitos de grava de tormenta (formada por corales y conchas) forman colinas paralelas a las costas norte y este. Estas colinas tienen una altura de hasta 3 m y su anchura varía entre unos metros hasta más de 100 m (Fig. 9). El componente principal de la grava son fragmentos de corales, los cuales varían entre guijarros y cantos. El borde de la terraza de caliza frecuentemente está cubierta por la grava de tormenta. En varias localidades la roca de playa está incorporando esta grava, de tal forma que este tipo de sedimento, depositado durante tormentas o huracanes poco frecuentes, parece jugar un papel importante en la incorporación de material a la isla. Este rasgo es similar al descrito por McKee (1959) y Maragos y otros (1973) en atolones del Océano Pacífico.

La formación actual de roca de playa es un proceso omnipresente en aquellas partes de la costa de La Orchila que no están siendo erosionadas. Este proceso es especialmente prominente a lo largo de la costa norte, al este de Cerro Walker (2 km), a lo largo de la parte central de la costa sur (caracterizada por deposición de playa y barreras) y algunos sitios a lo largo de la costa este. En todas estas localidades la roca de playa se forma a nivel del mar e incorpora arena calcárea, fragmentos

por una capa delgada de arena calcárea. La ausencia de deposición actual de eolianitas y la estabilización y cementación de las dunas en la parte central de la isla, son indicaciones de su edad pleistocena, al igual de otras descritas en otras localidades en el Caribe (Newell, 1960, Ward, 1973).

En la parte oriental y suroriental de La Orchila, sobre la terraza de caliza y bordeando las salinas, se encuentran áreas bastante extensas de manglares (Fig. 7). Estos consisten exclusivamente del género Avicennia y su

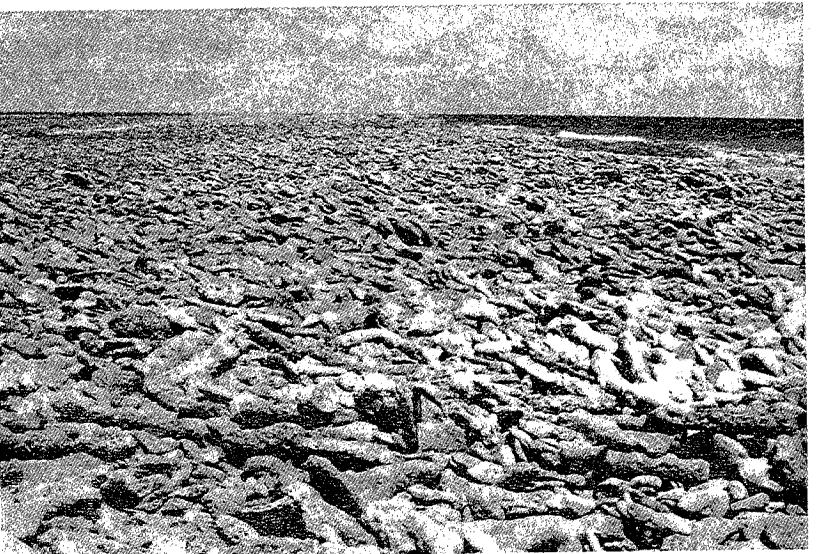


Figura 9. Grava playera de tormenta, costa oriental de La Orchila.

costa norte, al este de Cerro Walker, en donde se encuentran entre lagunas aisladas, justo al norte del pequeño acantilado que marca el borde externo de la terraza de caliza de 1 a 3 m de elevación. Ocupan las partes de las lagunas que se han secado debido a la falta de comunicación con el mar.

Las ciénagas de manglares en crecimiento activo, en contraste con los manglares relictos descritos anteriormente, se encuentran en áreas de lagunas abiertas, en las partes noreste y sureste de la isla. Ellas consisten de áreas someras parcialmente inundadas y el género de manglar más importante es *Rhizophora*, característico de la zona de balance de la marea (Walter, 1973, p. 381-390).

FECHAMIENTO RADIOMETRICO

Se fecharon por el método del radiocarbono veinticuatro muestras de carbonatos de diferentes ambientes sedimentarios, con el objeto de determinar una cronología del Pleistoceno Superior y Holoceno. En la Tabla 2 se relacionan las muestras, tipos de materiales, los análisis realizados y los resultados del fechamiento.

Las muestras se recolectaron de las diferentes facies sedimentarias asociadas con la terraza de caliza principal (Tabla 3) y de la roca de playa moderna, con objetivo de comparación. Las muestras de corales fueron recolectadas de la superficie vertical del pequeño acantilado (1 a 3 m) que forma el borde de la terraza (Tx-1744 a -1746; Tx-1747 a -1799); y de la superficie de la terraza (Tx-1749 a -1799). Como se mencionó anteriormente, no se halló evidencia positiva de corales en posición de crecimiento; todos los afloramientos examinados mostraron un casco de corales y conchas cementado, el cual daba la apariencia de haber sido retrabajado antes de la cementación. Las muestras de conchas fueron recolectadas de la superficie de la terraza (Tx-1747 y -1748). Una muestra de concha (Tx-1750) fue recolectada en situación similar en la parte sureste de la isla (Fig. 2). Su edad radiocarbónica es muy

de todos los tamaños de corales y conchas (incluyendo la parte más cercana a la costa de las gravas de tormenta) y fragmentos de rocas ígneas y metamórficas, derivados de los cerros de basamento. Cuatro muestras de roca de playa, recolectadas al nivel del mar actual, fueron fechadas por radiocarbono (Tx-1751, -1794, -1800 y -1804). Todas ellas arrojaron edades ultra-moderñas (Tabla 2).

Las ciénagas salinas no son comunes en La Orchila, principalmente debido a la poca extensión de las lagunas costeras (Fig. 2). Están restringidas a la

MUESTRA	EDAD (años A.P.) ²	EDAD PROMEDIO (años A.P.) ³	MATERIAL	MINERALOGIA (CITACIONES RAYON-X) ⁴	SECCION FINA CRISTAL 40	EDAD CORRECTA DE C EN AÑOS A.P. ⁵	EDAD PROMEDIO DE LA CORRECTORA (años A.P.)
Tx-1742	10,310 ± 260		Dolomita, Calcarenos, Mica, Feldspato.		xx		x
Tx-1743	18,460 ± 310		Marga sp.		xx	18,979	x
Tx-1744	20,510 ± 280	21,340 ± 390	Acaypata calcareo-silicatado	x	xx		
Tx-1745	19,310 ± 6,710	47,160 ± 1,200	Mujibito silicatado	x	xx		
Tx-1746	27,210 ± 460	27,660 ± 530	Dolomita calcarenosa, D. Feldspato, Mica	x	xx	27,166	x
Tx-1747	28,610 ± 700	28,810 ± 930	Feldspato, Mica	x	xx		
Tx-1748	29,310 ± 800	28,230 ± 720	Hornblende clásica	x	xx		
Tx-1749	31,110 ± 210	31,230 ± 460	Hornblende clásica	x	xx		
Tx-1750	970 ± 50		Feldspato	x	xx	24,24	x
Tx-1751	1,460 ± 80	2,100 ± 70	Feldspato	x	xx	18,72	x
Tx-1752	14,280 ± 220	13,730 ± 730	Roca de playa, Roca de playa secundaria	x	xx	14,670 ± 130	10,840 ± 160
Tx-1753	18,440 ± 240	18,440 ± 270	Roca de playa, coral	x	xx	18,511	4,380 ± 240
Tx-1754	14,350 ± 210	15,110 ± 230	Roca de playa, coral	x	xx	4,676	9,380 ± 210
Tx-1755	3,680 ± 80	3,680 ± 80	Roca de playa	x	xx	3,913	16,110 ± 160
Tx-1756	8,200 ± 110	7,910 ± 110	Roca de playa	x	xx	10,914	7,180 ± 150
Tx-1757	17,260 ± 900	17,260 ± 240	Dolomita calcarenosa, Feldspato, Mica	x	xx	9,917	6,970 ± 120
Tx-1758	15,680 ± 240	14,870 ± 210	Dolomita calcarenosa	x	xx	7,219	
Tx-1759	25,600 ± 360	25,440 ± 510	Dolomita calcarenosa	x	xx	10,913	
Tx-1760	27,610 ± 190	28,350 ± 260	Feldspato	x	xx		
Tx-1761	1,450 ± 100	1,110 ± 70	Roca de playa, coral	x	xx	21,510	ultramoderna ⁴
Tx-1762	13,120 ± 200	13,120 ± 220	Roca de playa, coral	x	xx	4,910 ± 180	12,070 ± 220
Tx-1763	20,160 ± 210	21,670 ± 300	Roca de playa	x	xx	-	12,460 ± 170
Tx-1764	14,910 ± 170	14,240 ± 120	Roca de playa	x	xx	6,915	13,220 ± 170
Tx-1765	120 ± 30		Roca de playa	x	xx	6,945	14,360 ± 120

Tabla 2.- Análisis radiocarbónicos de 24 sitios de La Orchila (para su localización ver Fig. 2).¹

1 Para síndrome y equipo ver Valastro y otros (1972).

2 Años de 1950 d.C.

3 EDAD MÍNIMA Y EDAD MAXIMA X: Edad más o menos subordinadas; $\Delta \text{A}_{\text{CP}}$: variación del pico argón/carbono-14.

4 Por encima de una actividad 955 531.

Tabla 3. Distribución de las edades radiocarbónicas de la Tabla 2 de acuerdo a las facies sedimentarias
(para la localización ver Fig. 2)

MUESTRA No.	CORAL DENTRO DE TERRAZA	CONCHA DENTRO DE TERRAZA	ROCA DE PLAYA EN TERRAZA	FACIES PLAYERA SOBRE TERRAZA	ROCA DE PLAYA MODERNA
Tx-1744	21,130 [±] 240				
Tx-1745	41,283 [±] 5,030				
Tx-1746	27,340 [±] 460				
Tx-1749	23,520 [±] 270				
Tx-1796	17,190 [±] 190				
Tx-1797	14,930 [±] 160				
Tx-1798	25,550 [±] 510				
Tx-1799	29,400 [±] 700				
Tx-1717		28,280 [±] 590			
Tx-1748		28,600 [±] 540			
Tx-1791		14,100 [±] 160			
Tx-1792		19,100 [±] 180			
Tx-1793		14,900 [±] 160			
Tx-1795		3,010 [±] 100			
Tx-1802		20,940 [±] 240			
Tx-1803		14,560 [±] 120			
Tx-1742		30,530 [±] 790			
Tx-1743		18,880 [±] 330			
Tx-1801		15,420 [±] 170			
Tx-1751		Ultra moderna			
Tx-1794		Ultra moderna			
Tx-1800		Ultra moderna			

joven (970[±]50 años A. P.) y se interpreta como material reciente depositado sobre la terraza durante una tormenta e incorporado a ella por cementación subaérea (la edad de la roca de playa asociada a esta muestra, Tx-1751, es ultra-moderna). Muestras del material arenoso calcáreo que cementa al cascajo de corales y conchas fueron recolectadas de la superficie de la terraza (Tx-1791 a -1795, y Tx-1802), en parte asociado con las muestras de corales; una muestra del afloramiento en el acantilado (Tx-1803). En tres localidades, a lo largo del borde sur y suroeste de los cerros centrales, se halló un material coquinoide sobre la terraza, cubriendo el contacto terraza-basamento y por debajo del prominente entalle por oleaje en las rocas del basamento. Se recolectaron muestras de los tres afloramientos (Tx-1742 y -1743; y Tx-1801). Finalmente, se recolectaron cuatro muestras de roca de playa moderna (Tx-1751, -1794, -1800 y -1804) con propósito comparativo.

Todas las muestras para el fechamiento radiocarbónico fueron recolectadas siguiendo las sugerencias de Polach y Golsen (1966). Antes de los análisis se removió toda evidencia de material incrustado o meteorizado, en parte por solución en HCl (32%). Se prepararon secciones finas de aquellas muestras que, macroscópicamente, eran sospechosas de recristalización de la aragonita (Tabla 4). Se realizaron análisis de difracción de Rayos-X de todas las muestras (Tabla 2) excepto una (Tx-1742), para determinar la relación aproximada de aragonita/calcita. Para las muestras de roca de playa se supuso que cualquier contenido de calcita representaba el cemento original y no aragonita recristalizada. Para estas muestras se determinó una edad radiocarbónica

Tabla 4. Descripciones petrográficas de muestras analizadas por radiocarbono de La Orchila y comentarios sobre la validez de las fechas.

Muestra	Descripción	Comentarios
Tx- 1742	Pelecípodos; aragonita original en una matriz de tunicados; la concha no muestra alteración o perforaciones de hongos.	La muestra analizada fué tomada de concha limpia y tratada químicamente; la edad obtenida debe ser correcta.
Tx- 1744	Coral; aragonito original con pequeñas perforaciones de hongos sin algas; hay aglomeraciones de sedimento aragonítico con muchas espícululas de tunicados sin cementación.	La edad de la muestra puede ser más joven que la edad radiocarbónica porque fluidos alterantes puedan haber penetrado las perforaciones.
Tx- 1745	Coral; aragonita original con pocas perforaciones de algas a hongos.	Las perforaciones no deben haber alterado mucho la edad radiocarbónica.
Tx- 1746	Coral; aragonita original sin inversión o cementación, con muchas perforaciones de algas y hongos.	La edad puede ser algo más joven debido a la entrada de fluidos alterantes en las perforaciones.
Tx- 1747	Concha de <i>Strombus gigas</i> aragonita original sin alteración sustancial.	La edad radiocarbónica debe ser correcta.
Tx- 1748	Concha de <i>Strombus gigas</i> ; aragonita original con algunas perforaciones minúsculas de hongos.	La edad radiocarbónica debe ser aproximadamente correcta.
Tx- 1749	Coral; aragonita original con muchas perforaciones de hongos y una descoloración marrón producida por burbujas de agua causadas por efectos de solución durante la alteración posterior, o pueden haber sido atrapadas por el organismo durante su crecimiento.	Si el efecto de solución es un proceso tardío, la edad real; de otra forma, la edad radiocarbónica sería algo más joven debido a la penetración de fluidos alterantes en las perforaciones.
Tx- 1750	Concha de <i>Strombus gigas</i> aragonita original con algunos efectos de solución marrones debido a burbujas de agua (ver Tx- 1749); muy pocas perforaciones de hongos.	La muestra fué recolectada en una situación geológica a Tx- 1749 y muestra efectos de solución similares. La edad radiocarbónica joven, probablemente no influenciada mucho por las perforaciones, podría ser correcta.
Tx- 1791	Coral; aragonita original sin inversión o cementación, con muchas perforaciones de hongos (1 μ de ancho) y algas (hasta 5 μ de ancho).	El análisis radiocarbónico se realizó en roca de playa cementando el coral. La edad es probablemente la edad de la cementación. La edad radiocarbónica probablemente se puede descartar.
Tx- 1796	Coral; toda la aragonita muestra dos tipos de cementación; 1.- más abundante son agujas pequeñas de aragonita (1 a 4 μ de longitud) con micrita del mismo tamaño, de origen marino; 2.- menos abundante es una costra de cristales equidimensionales (20 μ.), probablemente de la calcita, y poros llenados con posible calcita de agua dulce.	La edad radiocarbónica probablemente se pueden descartar.
Tx- 1797	Coral; aragonita original sin cementación, con muchas perforaciones de hongos y algas.	La edad radiocarbónica es significativamente más joven que la edad real.
Tx- 1798	Coral; aragonita original sin cementación o inversión con muchas perforaciones de hongos y algas.	La edad radiocarbónica es significativamente más joven que la edad real.

corregida, tomando en cuenta que pueden existir dos edades diferentes (Máxima y mínima): 1) se supuso que los fragmentos de corales y conchas contienen carbono inactivo (muerto); y 2) se supuso que el cemento de calcita y calcita magnésica contienen todo el carbono moderno (Tabla 2). En secciones finas se observó la presencia de cemento original consistente de ambas, aragonita acicular y calcita espática (Tabla 4). Esta última es probablemente el producto de la recristalización de la aragonita y en parte puede haberse derivado de agua dulce.

La Fig. 2 muestra la distribución superficial de las edades radiocarbónicas y la Tabla 3, su distribución de acuerdo a las facies sedimentarias. De esta tabla se puede inferir, en términos generales, que los fragmentos de corales y conchas son más antiguos que la roca de playa que los contiene. La edad radiocarbónica y las edades radiocarbónicas corregidas (Tabla 2) de estas rocas de playa, las cuales se pueden interpretar como edades máximas y mínimas, en términos del cemento, pueden representar el intervalo de tiempo entre la deposición y la cementación. Las edades de la facies playera que cubre la terraza en partes protegidas y debajo del entalle por oleaje, son consistentes con un nivel del mar justo por encima del nivel actual de la terraza, y el cual pudo ser el responsable por la cementación y posterior nivelación de la terraza.

En la Tabla 4 se encuentra la descripción de las secciones finas de las muestras fechadas por radiocarbono. De estas descripciones se aprecia que, en general, las muestras de conchas (*Strombus gigas*) todavía conservan la aragonita original, mientras que algunas muestras de coral fueron afectadas por perforaciones de hongos y algas, y recristalización parcial. En la tabla también se encuentran comentarios acerca de la validez de las edades radiocarbónicas determinadas. De estos y la Tabla 3 se puede concluir que ambos tipos de muestras (coral y concha) fueron sometidos a grados diferentes de alteración. Más adelante nos volveremos a referir a esto. La Fig. 10A muestra micro-fotografías de muestras selectas con grados diferentes de alteración. Una comparación entre estas fotografías y los datos de la Tabla 4, con los datos de Chappell y Polach (1972), revela que nuestras muestras fueron afectadas por ambos tipos de recristalización notados por estos autores: una recristalización de aragonita a calcita espática (Fig. 10B) y un engrosamiento sutil de aragonita (Fig. 10C). De acuerdo con estos autores, el primer tipo es un sistema abierto y permite la contaminación con ^{14}C reciente, mientras que el segundo tipo es un sistema cerrado, el cual con frecuencia arroja resultados confiables. Tomando en cuenta que algunas de nuestras muestras han sido afectadas significativamente por



Figura 10 A. Microfotografías (100x) de muestras seleccionadas fechadas radiométricamente. Aragonita no recristalizada en concha de *Strombus gigas* (Tx-1748).

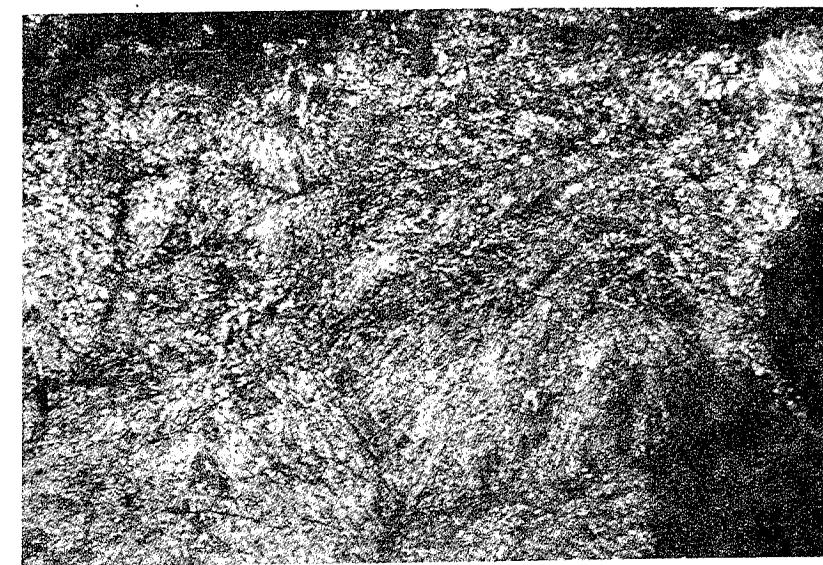


Figura 10-B. Recristalización en forma de calcita espática en cristales gruesos de aragonita en coral (Tx-1796).

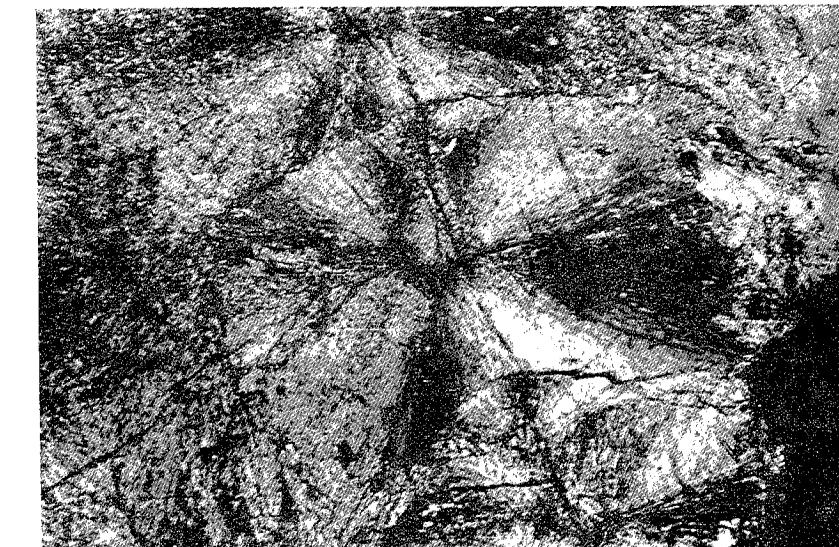


Figura 10-C. Engrosamiento sutil de cristales de aragonita en coral (Tx-1745).

ron recolectadas en o cerca de la superficie de la terraza, deben representar material más joven, posiblemente depositado sobre la terraza por la acción de tormentas e incorporado a ella por cementación sub-aérea.

Además de las muestras de La Orchila, se fecharon por el método del radiocarbono dos muestras de la isla de Gran Roque y cuatro muestras de Aruba (Fig. 1) con

recristalización a calcita espática, sus edades radio-carbónicas probablemente representan la edad de la recristalización, no su edad verdadera.

Con respecto al fechamiento radiocarbónico de conchas marinas, Mangerud (1972) concluyó que deben verse con escepticismo las edades, en conchas, mayores de 20.000 años, debido a un problema de contaminación cada vez mayor a medida que aumenta la edad de la muestra. Esta conclusión se aplica a las muestras Tx-1747 y -1748 (conchas dentro de la terraza; Tabla 3), y Tx-1742 (facies playera sobre la terraza; Tabla 3). Sin embargo, los análisis petrográficos de estas muestras (Tabla 4) y los análisis por difracción de Rayos-X de las primeras dos (Tabla 2) muestran que las conchas consisten exclusivamente de aragonita; no se observó evidencia de recristalización, ni siquiera del tipo de engrosamiento sutil de aragonita de Chappell y Polach (1972). Por esto concluimos que las edades radiocarbónicas obtenidas en conchas contenidas en la terraza (Tx-1747 y -1748) son edades radiocarbónicas verdaderas (28.280 ± 560 y 28.600 ± 540 años A. P., respectivamente). Debido a que estas muestras fueron recolectadas en o cerca de la superficie de la terraza, deben representar material más joven, posiblemente depositado sobre la terraza por la acción de tormentas e incorporado a ella por cementación sub-aérea.

propósitos de comparación. La Tabla 5 muestra los datos analíticos y las edades obtenidas. Las muestras de Gran Roque fueron recolectadas de una pequeña terraza en la

Tabla 5. Análisis radiocarbónicos de muestras de Gran Roque (GR) y Aruba (A) (Fig. 1)¹

MUESTRA	EDAD (años A.P.) ²	MATERIAL	MINERALOGIA (DIFRACCION RAYOS-X) ³		SECCION FINA
			Calcita-Mg ²	Aragonita	Calcita A _H /C _H
Tx-1897 (GR)	29,310 [±] 1,000	<i>Strombus gigas</i>	XX		
Tx-1898 (GR)	29,600 [±] 990	30,030 [±] 1,270	<i>Strombus gigas</i>	XX	
Tx-1899 (A)	41,890 [±] 4,820	38,780 [±] 2,980	Coral	XX	x
Tx-1900 (A)	26,110 [±] 680	25,550 [±] 480	Coral	XX	x 72/47
Tx-1901 (A)	32,300 [±] 1,330	31,700 [±] 1,050	Coral	XX	x
Tx-1902 (A)	29,360 [±] 990	28,010 [±] 860	Coral	x	82/12 x

¹ Para método y equipo ver Valastro y otros (1972)² Antes de 1950 D.C.³ XX: mineral dominante; X: mineral subordinado; A_H/C_H: altura del pico aragonita/calcita (%)

costa sur de la isla, mencionada por primera vez por Schubert y Moticska (1972). Esta terraza, con una elevación de 1 a 2 m sobre el nivel del mar, consiste de un conglomerado de meta-lamprófido (derivado de las laderas empinadas de la isla), cementado por material carbonático conteniendo numerosas conchas de *Strombus gigas* y fragmentos de corales (en su mayoría *Acropora cervicornis*). Las muestras de conchas consisten de aragonita como lo indica el análisis por difracción de Rayos-X. Su edad radiocarbónica (Tabla 5) es consistente con la edad de conchas similares de una situación geológica similar en La Orchila (Tabla 3; Tx-1747 y -1748). Las muestras de Aruba fueron recolectadas de la Terraza Inferior en Guadirkiri (Tx-1899), Andicouri (Tx-1900 y -1901) y California Punt, al norte de Malmok (Tx-1902). Todas estas localidades se encuentran en el Mapa 3 de Buisonjé (1974). De estas muestras, Tx-1900 y -1901 fueron recolectadas en la misma localidad que la muestra X-1499, recolectada y fechada por el método del radiocarbono por Buisonjé (1974, Tabla 1) y la cual arrojó una edad de 39,550[±]1700 años A. P. El rango de edades obtenido por nosotros es consistente con el de La Orchila. Los análisis petrográficos de las muestras Tx-1899, -1900 y -1902, junto con los análisis de difracción de Rayos-X (Tabla 5), indican que todas las muestras de Aruba, excepto la muestra Tx-1902, fueron afectadas significativamente por la recristalización. Por eso creemos que las edades radiocarbónicas obtenidas de esta isla probablemente representan la edad de la recristalización.

Con el propósito de verificar las edades radiocarbónicas dispersas obtenidas en el presente estudio, se fecharon tres muestras por el método de $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$. Los resultados se muestran en la Tabla 6. Dos muestras (Tx-1799 y -1745) fueron seleccionadas por sus edades radiocarbónicas tan distintas, aunque fueron recolectadas en la misma situación geológica. La localización de ellas se muestra en la Fig. 2: proceden del pequeño acantilado que marca el borde norte de la terraza de caliza. La tercera muestra (Tx-1901) procede de Aruba (Tabla 5). Las edades $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ obtenidas son considerablemente más antiguas que las edades radiocarbónicas, apoyando de esta forma nuestra conclusión anterior de que las edades radiocarbónicas se relacionan con

Tabla 6. Fechamiento $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de muestras de La Orchila (LO) y Aruba (A) (para localización y material ver Figs. 1 y 2, y Tablas 2 y 3)¹

MUESTRA	^{230}Th (dpm/g)	^{238}U (dpm/g)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Edad (años A.P.)
Tx-1745 (LO)	1.315	1.67	1.13	0.787	131,000 [±]
Tx-1799 (LO)	1.89	2.40	1.07	0.787	131,000 [±]
Tx-1901 (A)	1.99	-	-	-	>100,000 ²

¹ Análisis por W.S. Moore, Oficina Oceanográfica Naval de los Estados Unidos.² El U se perdió, pero el contenido de ^{230}Th es demasiado alto para que la edad sea menor a 100,000 años A.P. (W.S. Moore, en carta a L.S. Land, 28-5-1974)

la recristalización de los carbonatos. La discrepancia entre los dos métodos de fechamiento nos lleva a la conclusión de que la recristalización sólo afectó el contenido de ^{14}C y no el contenido de Th y U. No se evaluó si este último sistema es cerrado o no (Broecker, 1963; Gustavsson y Hogberg, 1972). Hemos incluido los análisis radiocarbónicos y su discusión en este informe con el propósito de subrayar las dificultades en el fechamiento de los carbonatos de La Orchila, los cuales no habían sido fechados por ningún método radiométrico anteriormente.

De la discusión previa concluimos que la terraza de caliza de La Orchila y la Terraza Inferior de Aruba, basado en el método de $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, puede ser equivalente a la Terraza III de Barbados (Broecker y otros, 1968; Matthews, 1973), la única secuencia de terrazas marinas razonablemente cercana y fechada por métodos radiométricos. También pueden ser correlacionadas con la Terraza I de Jamaica (Cant, 1973). Por esto, la terraza de caliza de La Orchila tiene una edad Sangamon. Estudios estratigráficos y geocronológicos que se realizan actualmente en las islas venezolanas (Fig. 1), especialmente en La Blanquilla (Maloney, 1971; Schubert, 1976) verificarán y posiblemente extenderán estas correlaciones.

EVOLUCION CUATERNARIA DE LA ORCHILA: UNA INTERPRETACION

De las secciones anteriores está claro que existen evidencias de niveles del mar anteriores en La Orchila, principalmente por la existencia de entalles por oleaje, una terraza de caliza plana y ciénagas de manglares relictas. Todos estos rasgos se encuentran sobre el nivel del mar actual. La suposición principal en la interpretación que sigue sobre la evolución cuaternaria de la isla es que ésta ha sido levantada gradualmente durante el Cuaternario. Esta suposición es consistente con el levantamiento Cuaternario a lo largo de la costa norte-central de Venezuela (Royo y Gómez, 1959; Schubert y otros, 1976), así como también con el hecho de que en los cerros de La Orchila afloran rocas ígneas y metamórficas Mesozoicas y del Terciario Inferior

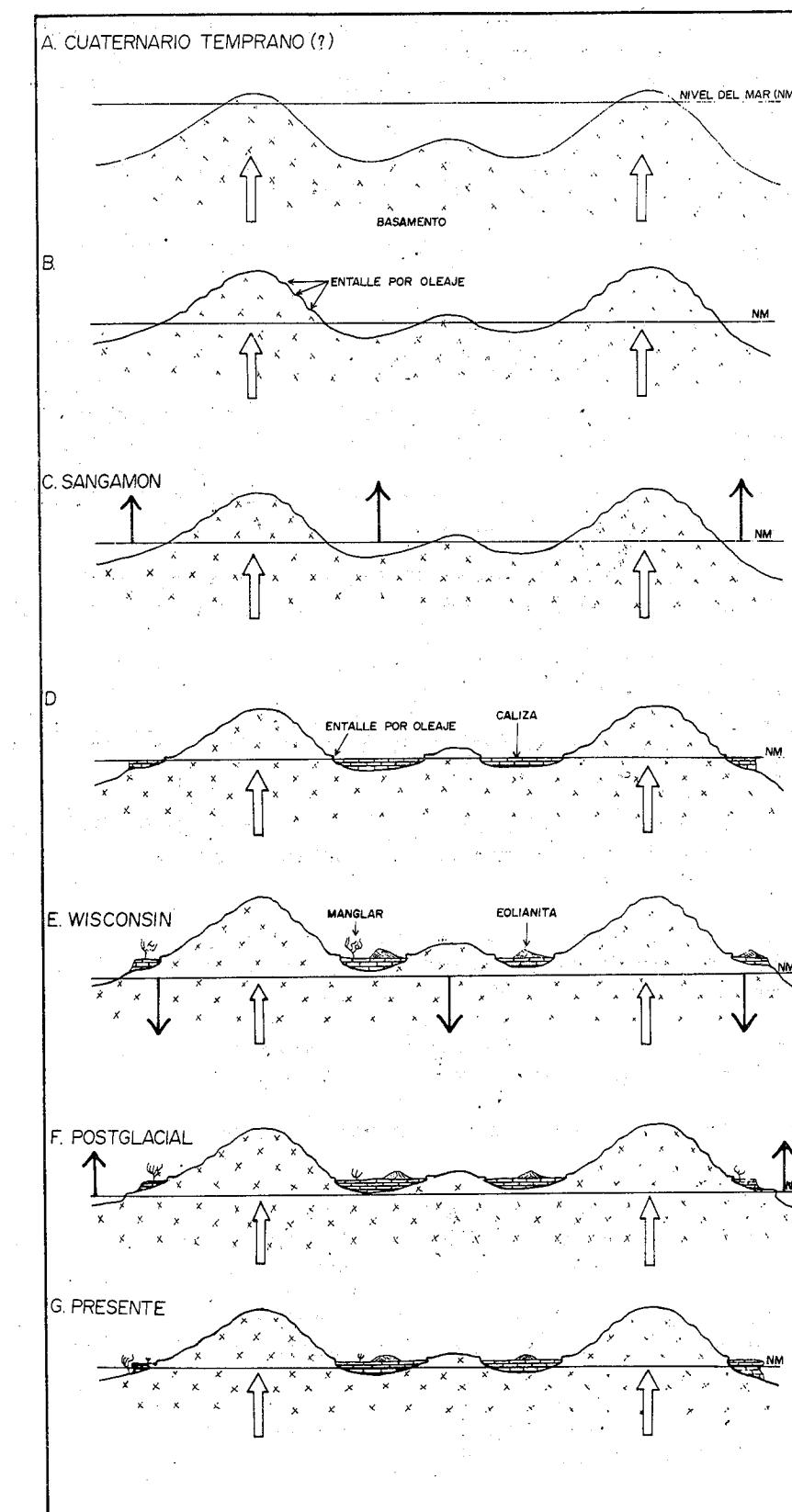
(Santamaría y Schubert, 1974).

La Fig. 11 ilustra nuestra interpretación del desarrollo de La Orchila. Al igual que las Antillas Holandesas de Sotavento (ver la Introducción), La Orchila, situada sobre el mismo rasgo submarino, fue sometida a un levantamiento gradual desde el Terciario Tardío. Al acercarse al nivel del mar probablemente formó un atolón. Al emerger los primeros cerros sobre el nivel del mar (Fig. 11A), probablemente en el Cuaternario Temprano, comenzó la erosión y se formaron entalles por oleaje en las rocas del basamento. En la isla no se encuentran remanentes de los carbonatos depositados durante esta fase inicial. Por lo menos se formaron tres niveles de terrazas erosionales (Fig. 11B), los cuales se encuentran actualmente a 9; 11,5 y 33 m sobre el nivel del mar. Estos niveles posiblemente corresponden a interglaciales anteriores al Interglacial Sangamon. Cualquier rasgo producido durante los niveles bajos del mar correspondientes a los períodos glaciales estaría bajo el nivel del mar actualmente, debido a que la depresión del nivel del mar fue mayor (más de 100 m) que el levantamiento posterior de la isla.

Durante el Interglacial Sangamon el nivel del mar probablemente subió con mayor rapidez que el levantamiento de la isla (Fig. 11C). Cuando el nivel del mar Sangamon se estabilizó (o quizás cuando su velocidad de ascenso fue igual al levantamiento de la isla) comenzó a formarse una roca de playa, incorporando un casco de corales y conchas depositado en las playas por tormentas (Fig. 11D). Las edades radiométricas de muestras de corales y conchas de estos depósitos, discutidas en la sección anterior, indican que probablemente se depositaron en esta época. La caliza fue nivelada durante el máximo nivel del mar Sangamon. Durante este último también se formó el entalle por oleaje justo encima de la terraza nivelada, así como también las ciénagas de manglares sobre ella (actualmente grupos relictos de *Avicennia*). Cuando el nivel del mar comenzó a bajar durante la Glaciación Wisconsin, las eolianitas invadieron la superficie de la terraza y se formaron extensas salinas. Durante la Glaciación Wisconsin, la terraza de caliza afloró y el nivel del mar deprimido probablemente formó terrazas actualmente submarinas (Fig. 11E). Las eolianitas continuaron invadiendo la terraza y las ciénagas de manglares comenzaron a secarse. Durante el tiempo post-Wisconsin, el nivel del mar subió nuevamente pero, debido al levantamiento de la isla, no llegó a la superficie de la terraza de caliza (Fig. 11F). Las eolianitas se estabilizaron y cementaron debido a un clima más húmedo y comenzó a formarse un entalle por oleaje debajo del nivel de la terraza, después que el mar llegó a su nivel actual (Fig. 11G). Actualmente se está formando una roca de playa incorporando cascachos de tormenta con fragmentos de corales y conchas; también se está formando una plataforma angosta cortada por oleaje, especialmente a lo largo de la costa sur, más protegida. Las costas norte y noreste actualmente son erosionales.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos agradecer a las siguientes instituciones y personas: Comandancia General de la Marina, por el permiso para trabajar en La Orchila y su asistencia en la isla; Compañía Maraven, por la preparación de las secciones finas; Dirección de Cartografía Nacional, por proveernos de las fotografías aéreas; Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, por organizar una excursión geológica a Aruba, durante la cual fueron recolectadas nuestras muestras (por C. S.); Jack Morelock, por volar a uno de nosotros (C. S.) a Gran Roque para recolectar muestras; y P. Wagenaar Hummelinck y H. A. M. de Kruif, por proveernos de separatas y copias de publicaciones importantes sobre las Antillas Holandesas de Sotavento.



P. H. de Buissonjé contribuyó con discusiones estimulantes e ideas útiles. R. L. Folk colaboró en los análisis petrográficos y su interpretación. L. S. Land clarificó muchas de nuestras ideas sobre la alteración y diagénesis de carbonatos, y amablemente hizo las gestiones para el fechamiento por $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, el cual fue realizado por W. S. Moore de la Oficina Oceanográfica Naval de los Estados Unidos. Una versión en inglés de este manuscrito fue revisada y mejorada significativamente por Robert L. Folk, William C. Ward, Gabriel Dengo y Menno G. Dinkelman.

Finalmente, deseamos agradecer a Alejandra Varela y Teresia López-Cepero su asistencia en el laboratorio.

REFERENCIAS

Alexander, C. S., 1961, The marine terraces of Aruba, Bonaire and Curaçao, Netherlands Antilles: Annals Assoc. American Geographers, v. 51, p. 102-123.

Bakker, J. P., 1968, Die Flussterrassen Surinams als Hinweise auf etwas trockenere Klimate während der Quartären Eiszeiten: Acta Geog. Debrecin, v. 7, p. 9-17.

Bandoian, C. A. y Murray, R. C., 1974, Pliocene-Pleistocene carbonate rocks of Bonaire, Netherlands Antilles: Geol. Soc. America Bull., v. 85, p. 1243-1252.

Bell, J. S., 1972, Geotectonic evolution of the southern Caribbean area: Geol. Soc. America Bull. Mem. 132, p. 369-386.

Bowen, J. M., 1964, Marine erosional features on Gran Roque: Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petróleo, v. 7, p. 234-251.

Broecker, W. S., 1963, A preliminary evaluation of uranium series inequilibrium as a tool for absolute age measurement on marine carbonates: Jour. Geophys. Res., v. 68, p. 2817-2834.

_____, Thurber, D. L., Goddard, J., Ku, T. L., Matthews, R. K. y Mesollela, K. S., 1968, Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments: Science, v. 159, p. 297-300.

Campos, R. A., 1972, Aporte al estudio de los corales (Coelenterata) de la bahía de Mochima, Estado Sucre: Bol. Soc. Ven. Cien. Nat., v. 29, p. 545-599.

Cant, R. V., 1973, Jamaica's Pleistocene reef terraces: Geol. en Mijubouw, v. 52, p. 157-160.

Cartografía Nacional, 1973, Predicción de las alturas horarias de la marea para los puertos de Amuay, La Guaira y Puerto de Hierro e informaciones mareográficas de interés general: Min. Obras Públicas, Caracas, sin paginación.

Chappell, J. y Polach, H. A., 1972, Some effects of partial recrystallization on ^{14}C dating Late Pleistocene corals and molluscs: Quaternary Research, v. 2, p. 244-252.

Damuth, J. E. y Fairbridge, R. W., 1970, Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 189-206.

de Buissonjé, P. H., 1964, Marine terraces and sub-aeric sediments on the Netherlands Leeward Islands, Curacao, Aruba and Bonaire, as indication of Quaternary changes in sea level and climate. I and II: Proc. Koninkl. Nederl. Akad. v. Wetensch. Amsterdam, Series B, v. 67, p. 60-79.

_____, 1974, Neogene and Quaternary geology of Aruba, Curacao and Bonaire: Uitgaven Natuurwetenschappelijke Studiekring voor Suriname en de Nederlandse Antillen, Utrecht, N° 78, 291 p.

Febres, G. A., 1970, Currents and waters of the upper 1200 m of the eastern Caribbean Sea, during winter: tesis, Texas A. and M. University, 85 p.

Ginés, H., 1972, Carta pesquera de Venezuela: Fund. La Salle de Ciencias Naturales, Monografía 16, 328 p.

Gustavsson, J. E. y Hogberg, S. A. C., 1972, Uranium/thorium dating of Quaternary carbonates: Boreas, v. 1, p. 247-274.

Lagaay, R. A., 1969, Geophysical investigations of the Netherlands Leeward Antilles: Verh. Koninkl. Nederl. Akad. v. Wetensch., Afd. Natuurk., Eerste Reeks, Deel 25, N° 2, 86 p.

Lahey, J. F., 1973, On the origin of the dry climate in northern South America and the southern Caribbean, en Amiran, D. H. y Wilson, A. W. (ed.), Coastal deserts. Their natural and human environments: University of Arizona Press, Tucson, p. 75-90.

Maloney, N. J., 1966, Geomorphology of continental margin of Venezuela. Part 1. Caribe Basin: Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente, v. 5, p. 38-53.

_____, 1967, Geomorphology of continental margin of Venezuela. Part 3. Bonaire Basin (66° W to 70° longitude): Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente, v. 6, p. 286-302.

_____, 1971, Geología de la isla de La Blanquilla y notas sobre el archipiélago de Los Hermanos: Acta Cient. Venezolana, v. 22, p. 6-10.

Mangerud, J., 1972, Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent ages of Recent shells from Norway: Boreas, v. 1, p. 143-172.

Maragos, J. E., Baines, G. B. K. y Beveridge, P. J., 1973, Tropical cyclone Bebe creates a new land formation on Funafuti atoll: Science, v. 181, p. 1161-1164.

Maresch, W. V., 1974, Plate tectonic origin of the Caribbean Mountain system of northern South America: discussion and proposal: Geol. Soc. America Bull., v. 85, p. 669-682.

Matthews, R. K., 1973, Relative elevation of Late Pleistocene high sea level stands: Barbados uplift rates and their implications: Quaternary Research, v. 3, p. 147-153.

McKee, E. D., 1959, Storm sediments on a Pacific atoll: Jour. Sedim. Petrol., v. 29, p. 354-364.

Ministerio de la Defensa, 1973, Estudio geográfico de las Dependencias Federales: Pub. G-130, Serv. Geog. y Cart. Fuerzas Armadas, Caracas, 137 p.

Newell, N. D., 1960, Marine planation of tropical limestone islands: Science, v. 132, p. 144-145.

_____, 1961, Recent terraces of tropical limestone shores, en Russell, R. J. (ed), Pacific island terraces: eustatic?: Zeit. f. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 3, p. 87-106.

_____, y Bloom, A. L., 1970, The reef flat and "two-meter eustatic terrace" of some Pacific atolls: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 1881-1894.

Olivares, M. A. y Leonard, A. B., 1971, Algunos corales pétreos de la bahía de Mochima, Venezuela: Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente, v. 10, p. 49-71.

Peter G., 1972, Geology and geophysics of the Venezuelan continental margin between Blanquilla and Orchila islands: NOAA Tech. Rep. ERL 226-AOML 6, 82 p.

Polach, H. A. y Golson, J., 1966, Collection of specimens for radiocarbon dating and interpretation of results: Australian Ins. Aborig. Studies, Canberra, 42 p.

Roa, P., 1973, Genesis of dunes of the central plains of Venezuela: Abstracts 9th INQUA Cong., Christchurch, p. 248-249.

Rod, E., 1959, West end of Serranía del Interior, eastern Venezuela: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 43, p. 772-789.

Roos, P. J., 1964, The distribution of reef corals in Curacao: Studies Fauna Curacao, v. 20, 51 p.

_____, 1971, The shallow water stony corals of the Netherlands Antilles: Studies Fauna Curaçao, v. 37, 108 p.

Rost, M., 1938, Die venezolanischen Inseln Las Aves, Los Roques, Las Orchillas und die Phosphoritlagerstätte von Gran Roque: Zeit. Deut. Geol. Ges., v. 90, p. 577-596.

Royo y Gómez, J., 1959, El glaciario pleistoceno en Venezuela: Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petróleo, v. 2, p. 333-357.

Russell, R. J., 1963, Recent recession of tropical cliffy coasts: Science, v. 139, p. 9-15.

_____, y McIntire, W. G., 1965, Southern hemisphere beach rock: Geog. Rev., v. 60, p. 17-45.

Salvador, A. y Stainforth, R. M., 1968, Clues in Venezuela to the geology of Trinidad, and viceversa, en Saunders, J. E. (ed.), Trans. 4th Carib. Geol. Conf., p. 31-40.

Santamaría, F. y Schubert, C., 1975, Geoquímica y geocronología del contacto entre las placas del Caribe y América del Sur (Venezuela septentrional): Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petróleo, v. 18, p. 1-38.

Schubert, C., 1974, Suelo estriado en una isla tropical árida: La Orchila, Dependencias Federales, Venezuela: Bol. Inf. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petróleo, v. 17, p. 103-108.

_____, 1976, Terrazas marinas cuaternarias de la isla de La Blanquilla, costa nororiental de Venezuela: Resumen, Conf. CICAR-II, Caracas.

Schubert, C., y Moticska, P., 1972, Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el Mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). I. Introducción e islas centrales: Acta Cient. Venezolana, v. 23, p. 210-223.

_____, Valastro, S. y Cowart, J. B., 1976, Aspects of Quaternary geology of the central Venezuelan coast and offshore islands, southern Caribbean Sea: Abstract, 25th Inter. Geol. Cong., Syney.

Sievers, W., 1898, Die Inseln vor der Nordküste von Venezuela: Globus, v. 74, p. 291-294.

Silver, E. A., Case, J. E. y MacGillavry, H. J., 1975, Geophysical study of the Venezuelan borderland: Geol. Soc. America Bull., v. 86, p. 213-226.

Sociedad de Ciencias Naturales La Salle, 1956, El archipiélago de Los Roques y La Orchila: Ed. Sucre, Caracas, 257 p.

Trewartha, G. T., 1961, The Earth's problem climates: Univ. Wisconsin Press, Madison, 334 p.

Valastro, Jr., S., Davis, E. M. y Valera, A. G., 1972, University of Texas at Austin Radiocarbon dates IX: Radiocarbon, v. 14, p. 461-485.

van der Hammen, T., 1972, Changes in vegetation and climate in the Amazon Basin and surrounding areas during the Pleistocene: Geol. en Mijnbouw, v. 51, p. 641-643.

_____, 1974, Pleistocene changes in vegetation and climate in tropical South America: Jour. of Biogeog., v. 1, p. 3-26.

Vila, M. A., 1967, Aspectos geográficos de las Dependencias Federales: Corp. Ven. Fomento, Caracas, 112 p.

Walter, H., 1973, Die Vegetation der Erde in öko-physiologischer Betrachtung: Gustav Fisher Verlag, Stuttgart, 743 p.

Ward, W. C., 1973, Influence of climate on the early diagenesis of carbonate eolianites: Geology, v. 1, p. 171-174.

Wellman, H. W. y Wilson, A. T., 1965, Salt weathering, a neglected geological agent in coastal and arid environments: Nature, v. 205, p. 1097-1098.

Wilhelmy, H., 1954, Die klimamorphologische und pflanzengeographische Entwicklung des Trockengebietes am Nordrand Sudamerikas seit dem Pleistozän: Die Erde, v. 6, p. 244-273.

Zonneveld, J. I. S., 1968, Quaternary climatic changes in the Caribbean and N. South America: Eiszeitalter u. Gegenwart, v. 19, p. 203-208.