

SEDIMENTACION Y PALEOGEOGRAFIA DEL CRETACICO Y CENOZOICO DEL LITORAL PACIFICO
DE COSTA RICA

Peter O. Baumgartner', Claudia R. Mora', Jacques Butterlin''', J. Sigal''',
Georgette Glacon''', Jacques Azéma''', & Jacques Bourgois'''

' Escuela Centroamericana de Geología, Apdo. 35, Universidad de Costa Rica,
América Central.

'' Université Paris VII, Paris, France.

''' Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris, France.

ABSTRACT

The systematic stratigraphy of the Pacific littoral of Costa Rica has been reorganized in three supergroups: 1. Papagayo: mafic and ultramafic oceanic basements and volcanically or tectonically associated sediments. 2. Garza: oceanic sedimentary cover including pelagics (Sabana Grande Group) and slope deposits (Sámara Group). 3. Mal País: neritic sedimentary cover, subdivided into 5 epochs.

A major, upper Santonian tectonic event divides the geologic history into two phases: 1. The Nicoya Complex with its Bathonian/Callovian - Santonian (BAUMGARTNER 1984) oceanic sedimentary cover and the Santa Elena Peridotite form together a nappe edifice with a southern vergence (BOURGOIS et al. in press). 2. Since the Campanian, this structure is part of the stable isthmic crust, the substrate of the studied upper Senonian-Cenozoic sedimentary sequences, affected by open folding and normal faulting only. No accretionary structures related to subduction along the Middle-American Trench, effective since that latest Senonian, have been observed. Ocean floor continued to form during the latest Senonian-early Paleocene in a primitive island arc environment (Quepos, Osa).

Campanian-middle Eocene pelagic (and background) sedimentation followed the paleoceanographic trends observed in the Pacific, amplified by local (equatorial, eastern ocean margin) high fertility. A shallow CCD is reflected by Santonian-lower Campanian and upper Paleocene-middle Eocene radiolarian-rich siliceous deposits. In the late Campanian-Maestrichtian a drastic drop of the CCD overruled subsidence and resulted in deposition of foraminifer-rich pelagic limestones. Thick Maestrichtian-Paleocene turbidite and mass flow sequences were deposited in NW-SE trending elongate basins and document the erosion of an emerged andesitic volcanic arc, the product of active subduction, surrounded by narrow carbonate and siliciclastic shelves, set above steep, unstable slopes.

A tectonic event at the middle/late Eocene boundary caused mayor gravitative sliding and slumping of the upper part of the oceanic sequence, subsequent uplift and a regional, unconformable onset of shallow carbonate deposition, while turbiditic sedimentation persisted in some areas (Santa Elena, Quepos).

An inferred thickened oceanic crust in isostatic equilibrium should form a sea floor at subphotic depths. However, tectonic uplift has repeatedly brought the substrate to shallow depth and allowed the deposition of unconformable, thin, shortlived, neritic sequences, formed during five successive epochs:

Epoch 1. Campanian-Maestrichtian: The structurally highest parts of the upper Santonian orogen were uplifted to subaerial and shallow photic depths where rudistid limestones developed.

Epoch 2. Paleocene-early Eocene: Volcanic activity related to subduction gave rise to an island arc surrounded by shallow platforms NE of the study area, only known from reworked carbonate clasts in slope deposits (Sámara, Quepos).

Epoch 3. Middle-late Eocene: Tectonic uplift brought most of the area to shallow photic depth which led to the formation of the widespread larger foraminifer - red algal limestones.

Epoch 4. Oligocene-early Miocene: Most of the central area was emerged and only near the trench (Nosara-Mal País) thin shallow clastic sequences developed, while turbidite basins persisted in the NW and SE (Dept. Rivas, Nicaragua, Fila Costeña).

Epoch 5. Late Miocene-Pleistocene: Littoral deposits are concentrated around the south of Nicoya, in areas of recent uplift (FISCHER 1980).

RESUMEN

En base a criterios genéticos se reorganiza la estratigrafía sistemática del litoral pacífico en tres supergrupos: 1. Papagayo: basamentos básicos y ultrabásicos oceánicos. 2. Garza: cobertura sedimentaria oceánica. 3. Mal País: cobertura sedimentaria nerítica, subdividida en 5 épocas. Se describen 6 nuevas formaciones.

La historia geológica queda subdividida en dos fases: 1. El Complejo de Nicoya (Batoniano/Calloviano-Santoniano) y la Peridotita de Santa Elena constituyen un edificio de mantos de corrimiento del Santoniano superior con vergencia de norte a sur. 2. Desde el Campaniano esta estructura forma parte de la corteza estable ístmica, afectada únicamente por plegamiento abierto y fallamiento normal. No se han observado estructuras de acreción relacionadas con la fosa mesoamericana, establecida desde el Senoniano terminal.

Aparte de las calizas con rudistídes del Senoniano superior (Epoca 1), la sedimentación pelágica desde el Campaniano al Eoceno medio obedeció a cambios paleoceanográficos conocidos del Pacífico, ocasionando los depósitos silíceos del Santoniano-Campaniano y del Paleoceno superior-Eoceno medio. Las potentes secuencias turbidíticas del Maestrichtiano-Paleoceno documentan la erosión de un arco volcánico andesítico emergido, producto de la subducción activa, rodeado de plataformas someras silicoclásticas y carbonatadas (Epoca 2).

Un evento tectónico en el límite Eoceno medio/superior causó desprendimientos y deformación por gravedad en el techo de la secuencia oceánica, levantamiento drástico y un nuevo establecimiento en grandes áreas de depositación nerítica carbonatada (Epoca 3) discordante, mientras que la sedimentación turbidítica persistió (Santa Elena, Quepos).

Sedimentos neríticos someros se depositaron discordantemente en el sector central durante el Oligoceno-Mioceno inferior (Epoca 4) y durante el Mioceno superior-Pleistoceno (Epoca 5), mientras que secuencias turbidíticas potentes se acumularon en el sur (Oligoceno-Mioceno: Fila Costeña, Plioceno: Osa, Burica).

INDICE

	Pág.
1. INTRODUCCION	60
1.1 Objetivos y metodología	61
1.2 Situación geotectónica	62
2. ESTRATIGRAFIA SISTEMATICA	64
2.1 Introducción	64
2.2 Basamento de rocas básicas y ultrabásicas: Supergrupo Papagayo	66
2.3 Cobertura sedimentaria oceánica: Supergrupo Garza	67
2.4 Cobertura sedimentaria nerítica: Supergrupo Mal País	72
3. ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DE AREAS CLAVES DEL LITORAL PACIFICO	75
3.1 Península de Santa Elena	75
3.2 Suroeste de la Península de Nicoya: Carrillo-Sámara-Nosara	83
3.3 Sur de la Península de Nicoya: Cabo Blanco-Paquera	95
3.4 Promontorio de Quepos	104
4. HISTORIA DE SEDIMENTACION Y PALEOGEOGRAFIAS SUCESIVAS	113
4.1 Eventos pre-Campanianos	113
4.2 Campaniano-Maestrichtiano	118
4.3 Maestrichtiano superior-Paleoceno	121
4.4 Paleoceno superior-Eoceno medio	123
4.5 Eoceno medio-superior	124
4.6 Oligoceno-Mioceno inferior	126
4.7 Mioceno superior-Pleistoceno	126
5. CONCLUSIONES PRINCIPALES	127
AGRADECIMIENTOS	130
BIBLIOGRAFIA	131

1. INTRODUCCION

Los afloramientos de la costa Pacífica de Costa Rica ofrecen una multitud de secuencias litológicas aptas para estudiar la historia sedimentaria de la región. Los sedimentos sobreyacentes a los complejos básicos han sido objeto de varios estudios durante los últimos años (Dengo 1962, Stibane et al. 1977, Galli & Schmidt-Effing 1977, Lundberg 1982). Sin embargo, el Complejo de Nicoya con sus sedimentos asociados e inmediatamente sobreyacentes ha sido el énfasis de muchos trabajos recientes (Weyl 1966, Henningsen & Weyl 1967, Schmidt-Effing 1979, Kuypers 1979, 1980, Wildberg et al. 1981, Gursky et al. 1982 y otros).

Desde que la naturaleza oceánica de los complejos básicos en la costa Pacífica fue reconocida (Henningsen & Weyl 1967) la problemática básica ha sido: La edad, la estructura y la génesis de los complejos básicos y su relación con la situación geotectónica actual. Mientras que los trabajos del grupo alemán (iniciados con el trabajo de Schmidt-Effing 1979) interpretaron la historia del Complejo como un edificio autóctono formado por eventos volcánicos muy heterocronos, los trabajos de Kuypers (1979, 1980) y consecutivamente de Azéma et al. (en prensa) y Bourgois et al. (en prensa) dibujan un edificio de mantos de corrimiento, formado en un corto plazo y luego sujeto a erosión y fallamiento posterior.

Este trabajo sostiene la hipótesis "mobilista" y aporta nuevas evidencias, producto de observaciones sedimentológicas detalladas en las secuencias sobreyacentes que apoyan a la existencia de una estructura de sobrecorrimentos pre-Campanianos. Estudios detallados revelan que la asociación de sedimentos pelágicos con las rocas volcánicas de los complejos básicos es, en varios casos como clásicamente se ha admitido (Dengo 1962), una asociación sedimentaria, de rocas sobreyacentes y posteriores, y no una asociación volcánica con sedimentos más antiguos que la extrusión de las lavas, como ha sido concluido por Schmidt-Effing (1979 y trabajos subsecuentes) en muchos lugares.

1.1. OBJETIVOS Y METODOLOGIA DEL PRESENTE TRABAJO

Este trabajo es producto de tres años de labor de campo de los primeros autores. Propone hacer una síntesis preliminar de la evolución sedimentaria espacio-temporal de las secuencias Senoniano superior-Cenozoicas del litoral Pacífico de Costa Rica, basándose en la comparación de las secuencias litológicas en las diferentes zonas estudiadas y haciendo abstracción de su asignación previa a formaciones o unidades. Se hizo un estudio sedimentológico en los afloramientos y en secciones delgadas para la interrelación de facies sedimentarias de una zona a otra. Se efectuaron varios cientos de dataciones basadas en el estudio de macroforaminíferos en sección delgada (J. Butterlin), foraminíferos planctónicos en sección delgada y lavados (J. Sigal: Cretácico, G. Glacon: Cenozoico), y radiolarios en preparaciones con ácido fluorhídrico y clorhídrico (P.O. Baumgartner) para obtener el cuadro temporal de la sedimentación y para poder reconstruir una paleogeografía preliminar.

En base a estos trabajos y en base a la experiencia de la cartografía detallada efectuada durante las Campañas de la Escuela Centroamericana de Geología (citados como Informes Campaña Geológica, "ICG") se procedió a describir unidades litoestratigráficas, de las cuales algunas se definen como nuevas formaciones. En la reorganización de la estratigrafía sistemática y la definición o redefinición de formaciones se procedió según los conceptos y normas sugeridas por Sprechmann (1982, 1984, en prensa). Se hace uso de nombres existentes informales y formales hasta donde es posible para evitar una proliferación de términos estratigráficos.

Queremos enfatizar que las unidades estratigráficas formales propuestas se basan en una vista sintética de todos los afloramientos estudiados y creemos que reflejan subdivisiones "objetivas" y "genéticas" relacionadas con la evolución de los ambientes sedimentarios, observables en el campo.

1.2. SITUACION GEOTECTONICA

El área estudiada se sitúa entre la fosa mesoamericana y el correspondiente arco volcánico plio-cuaternario (Fig. 1). Clásicamente se han diferenciado en esta zona las unidades geotectónicas propuestas por Dickinson (1974). Según Mora (1982), las penínsulas de la costa pacífica corresponderían con el "arco externo", las depresiones de los Valles del Tempisque, Parrita, Diquis y Coto Colorado con la "intrafosa", mientras que las cordilleras corresponden con el arco interno. Los trabajos clásicos (p.e. Seely & Dickinson 1977) definen el arco externo como un prisma de acreción formado por escamas de la placa oceánica adjuntadas al lado "continental" mediante fallas inversas, paralelas a la fosa (este concepto está aplicado para Costa Rica en Mora 1982, figs. 4, 6, 7).

Sin embargo, no hay evidencias de estas fallas inversas, ni en los perfiles sísmicos frente a la costa (Buffler, en prensa, Crowe & Buffler, en prensa), ni en los afloramientos de las penínsulas. Las estructuras dominantes son fallas normales que afectaron un basamento estable desde el Senoniano superior (Nicoya) o desde el Eoceno (Osa), véase Azéma et al. (en prensa).

Por consecuencia, la terminología de Dickinson (1974) no puede tener más que un significado morfológico, puesto que las penínsulas, llamadas "arco externo" no representan un prisma de acreción relacionado con la fosa mesoamericana, sino forman parte de la corteza ístmica, que fue estructurada por eventos compresivos pre-Campanianos (Nicoya), y que es estable desde entonces. La historia de la estructura llamada "intrafosa" necesita ser reevaluada bajo este aspecto.

Fundamental para la comprensión de la evolución geotectónica post-Santoniana son los resultados obtenidos en las perforaciones efectuadas por el D.S.D.P. (Deep Sea Drilling Project) en la fosa Centroamericana frente a Guatemala (Fig. 1) durante los viajes (Legs) N° 67 y 86 (Aubouin, von Huene et al. 1982, Aubouin et al. 1982 a, b, 1984): Tanto frente a Guatemala como en la zona pacífica de Costa Rica la secuencia Senoniana superior-Cenozoica descansa sin mayores deformaciones sobre un orógeno "fósil" compuesto de fragmentos de corteza oceánica deformada e incorporada en el margen "continental" durante el Cretácico superior. Actualmente la placa de Cocos con todas sus irregularidades "se hunde" mediante una flexura por debajo del margen continental Americano y no hay evidencias de esfuerzos com-

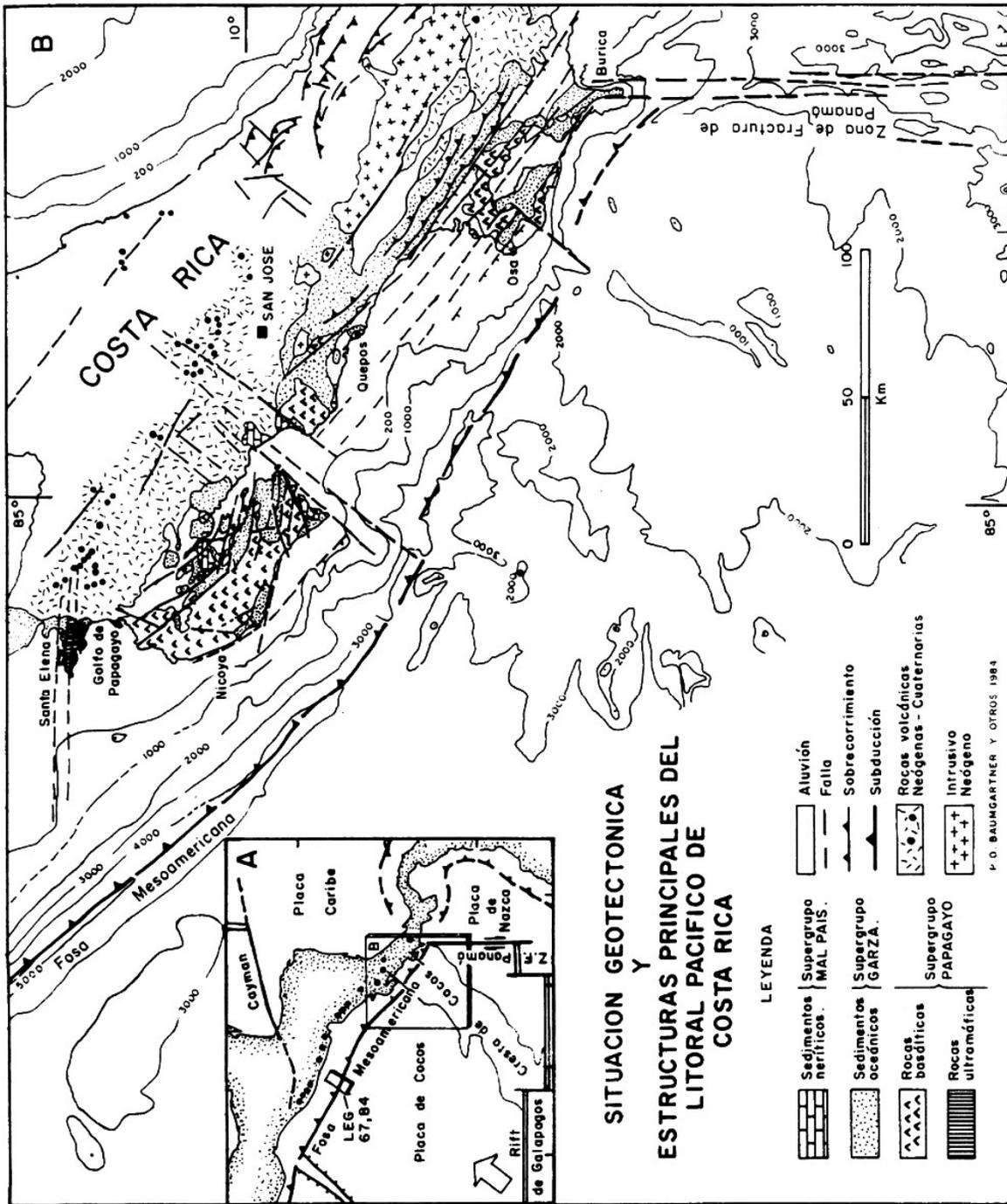


Figura 1:

Situación geotectónica de América Central (A), distribución de los supergrupos definidos y estructuras principales en el litoral pacífico de Costa Rica (B). Mapa base según Case & Holcombe (1980, modificado), Geología basada parcialmente en el mapa Geológico de Costa Rica 1:200 000 editado por la Dirección de Geología, Minas y Petróleo (1982). Las fallas en la Península de Nicoya son basadas en fotos de satélite (véase Bourgois et al. en prensa) y las fallas entre las penínsulas de Nicoya y Osa son inferidas por los autores en base a los perfiles de sísmica de reflexión (Buffler en prensa) y batimetría.

presivos vinculados con el proceso actual de subducción, lo que sugiere que en la zona de contacto entre la placa subducida oceánica y la placa "continental" hay un desacoplamiento muy importante (von Huene & Lee, en prensa). Esta situación conduce a Aubouin et al. (1984) a definir un nuevo tipo de margen activo: el margen convergente-extensional. Los resultados de las perforaciones permiten concluir que no había acreción a lo largo de la fosa mesoamericana al menos desde el Eoceno basal, o posiblemente desde el Campaniano.

Por consecuencia no puede haber estructuras comparables con prismas de acreción post-Santonianas. Más bien, la evolución tectónica está caracterizada por fases de compresión muy moderada, interrumpidas por fases de distensión con falla normal. Es esta evolución que permite el desarrollo de las secuencias sedimentarias, la deformación gravitatoria y las discordancias aquí descritas.

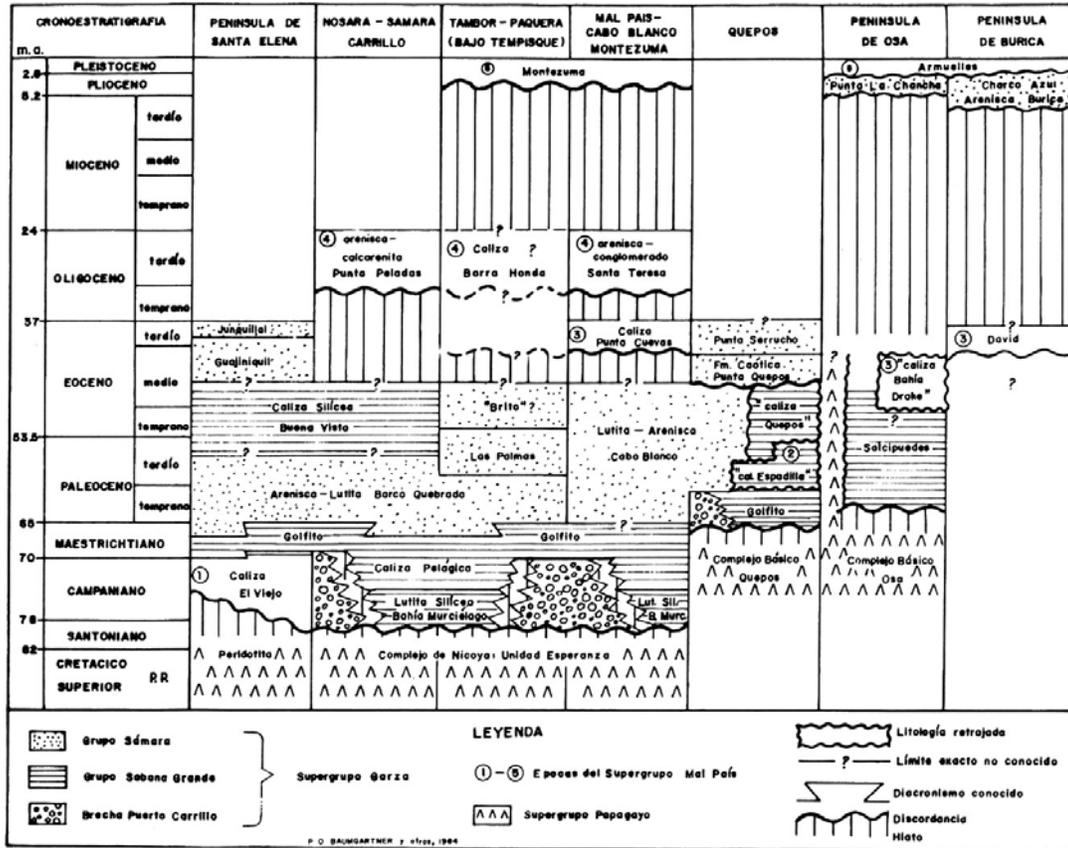
2. ESTRATIGRAFIA SISTEMATICA

2.1 INTRODUCCION

Clásicamente algunas secuencias sedimentarias que sobreyacen a complejos básicos en la costa pacífica de Costa Rica fueron correlacionadas con sus equivalentes cronológicos en Nicaragua (Dengo 1962: Formaciones Rivas, Brito, Masachapa). Estas unidades, ampliamente usadas en la literatura estratigráfica del país, tienen principalmente un carácter de unidades cronoestratigráficas de las cuales cada una incluye una variedad de litologías y/o facies de depositación. Recientemente Sprechmann (1982, 1984, en prensa) introduce criterios litoestratigráficos y genéticos para la redefinición e introducción de unidades litoestratigráficas aplicando las normas del código internacional de estratigrafía (Hedberg 1976).

Los conceptos de Sprechmann (1982, 1984, en prensa) se han mantenido en este trabajo (dentro de lo posible) y se han ampliado de forma tal que algunas unidades introducidas por él adquieren un rango más alto, con el fin de obtener una diferenciación más adecuada a nivel de formaciones cartografiadas. Seguidamente se da un sumario de las unidades litoestratigráficas formales e informales usadas en este trabajo (Fig. 2), de las cuales algunas son redefinidas y otras introducidas por primera vez. Las definiciones detalladas de formaciones y litozonas informales se dan en el capítulo 3 en el área tipo de cada unidad.

Figura 2:
Distribución espacio-temporal de las unidades litostratigráficas del litoral pacífico de Costa Rica



2.2 BASAMENTO DE ROCAS BASICAS Y ULTRABASICAS (OFIOLITAS, CORTEZA OCEANICA): SUPERGRUPO PAPAGAYO

Se define el Supergrupo Papagayo para agrupar todos los tipos de basamento básico y ultrabásico, de origen oceánico (corteza oceánica y/o arco de islas primitivo y/o cuenca de intrafosa), incluyendo sedimentos asociados por procesos tectónicos y/o volcánicos. Se designa el golfo Papagayo como área tipo, el cual está situado entre las Penínsulas de Santa Elena al norte y Nicoya al sur (Fig. 1).

2.2.1 Complejo de Nicoya

La unidad Complejo de Nicoya (Dengo 1962) que tiene de facto rango de grupo (Sprechmann en prensa), se restringe a rocas basálticas y sedimentos asociados de edad pre-Campaniana, que fueron afectados por un fuerte tectonismo incluyendo emplazamiento tangencial pre-Campaniano (Kuypers 1979). Se incluyen las dos unidades tectonoestratigráficas definidas por Kuypers (1979, 1980) y redefinidas por Azéma et al. (en prensa), Bourgois et al. (en prensa): La Unidad Esperanza incluye sedimentos de edad Cretácico tardío, y forma el autóctono relativo en la Península de Nicoya. La Unidad Matapalo incluye sedimentos de edades del Batoniano-Calloviano al Cretácico medio, formando klipfes sobre la Unidad de Esperanza en el noroeste de la Península de Nicoya y constituye el sustrato de la Peridotita de Santa Elena.

La Formación Punta Conchal, introducida por Gursky et al. (1983) como parte del Complejo de Nicoya agrupa rocas sedimentarias que pertenecen tanto a la Unidad Esperanza (p.e. Punta Gorda) como a la Unidad Matapalo (p.e. Punta Conchal) por lo cual se hace necesario una redefinición de esta formación.

2.2.2 Peridotita de Santa Elena

La Peridotita de Santa Elena (Harrison 1953), es una unidad tectonoestratigráfica que descansa tectónicamente sobre equivalentes de la Unidad Matapalo (Azéma & Tourmon 1980, Azéma et al. 1982).

2.2.3 Complejos Básicos post-Santonianos

Los basamentos básicos que afloran en Quepos y Osa son más jóvenes que el Complejo de Nicoya y tienen una historia tectónica y posiblemente una composición química distinta. Hasta disponer de estudios petrológicos y geoquímicos más detallados se tratarán como litozonas informales que ocupan una posición litoestratigráfica basal similar a la del Complejo de Nicoya.

2.3 COBERTURA SEDIMENTARIA OCEANICA: SUPERGRUPO GARZA

Sprechmann (1982, 1984, en prensa) introduce el Grupo Garza para agrupar unidades litoestratigráficas depositadas en cuencas oceánicas y en zonas de talud. Se propone un cambio de rango a supergrupo, sin cambiar lo esencial de la definición original, con el fin de permitir un rango de grupo para dos tipos de sedimentación diferentes: a. sedimentación esencialmente pelágica (Grupo Sabana Grande), b. sedimentación clástica con estructuras típicas de depósitos por flujos de gravedad (Grupo Sámara).

Esta subdivisión podría ser considerada algo arbitraria puesto que ambas facies están muy relacionadas y a veces interestratificadas. Sin embargo, la diferenciación se basa en criterios de campo como la dominancia de uno u otro tipo de sedimentación. Véase las definiciones de los grupos y discusión en Sprechmann (en prensa).

2.3.1 Formación Brecha Puerto Carrillo (Sprechmann 1982)

Introducida por Sprechmann como unidad formal. Cartografiada como unidad conglomerado o unidad conglomerado basáltico en la zona de Sámara-Nosara (ICG 1980), y como varias subunidades del Complejo de Nicoya en el sur de Nicoya (ICG 1983, 1984): Brecha basáltica, brecha varicolor, arenisca basáltica. Para los fines prácticos de la cartografía geológica ha resultado más conveniente incluir estas rocas de composición predominantemente basáltica en el Complejo de Nicoya. Sin embargo la mayoría de las litologías incluidas claramente sobreyacen el Complejo de Nicoya y son de origen sedimentario oceánico como lo expuesto por Sprechmann (1982, 1984, en prensa). En el capítulo 3 se detallará los aspectos sedimentológicos de las unidades incluidas en esta formación.

2.3.2 Grupo Sabana Grande

Originalmente introducido por MacDonald (1920) el nombre fue utilizado con varias connotaciones por Dengo (1962), Schmidt-Effing (1975, 1979) y Lundberg (1982). Mientras Dengo (1962) y Galli & Schmidt-Effing (1977) incluyeron calizas pelágicas del Senoniano en la Formación Rivas (p.e. en Punta Quesera, Dengo 1962, Fig.), Lundberg (1982) y Sprechmann (1982) en su redefinición de la "Formación Lutita-Radiolarita Sabana Grande" incluyen tanto lutitas silíceas ("radiolaritas") como las calizas pelágicas y hemipelágicas del Senoniano superior en esta formación.

Muchas de las litologías incluidas en este grupo pueden ser en realidad turbiditas muy distales o, turbiditas pelágicas o estratos depositados por corrientes de fondo y no pelagitas verdaderas. Sin embargo, la diferenciación con respecto al Grupo Sámara se basa en estructuras macroscópicas, evidentes en el campo, como la casi ausencia de material arenoso, la estratificación delgada muy regular, y la abundancia de microfósiles planctónicos (foraminíferos, radiolarios).

Con la finalidad de dar el rango de formación a unidades cartografiadas en varias zonas de la Península de Nicoya y Quepos, se propone un rango de grupo para Sabana Grande incluyendo las siguientes formaciones.

Formación Lutita Silícea Bahía Murciélago. (nueva formación)

Fue cartografiada como unidad lutitas silíceas en varias zonas de la Península de Nicoya (ICG 1980, 1983, 1984). Incluye lutitas silíceas y radiolaritas que sobreyacen el Complejo de Nicoya o la Brecha Puerto Carrillo. Edad: Campañiano.

Formación Caliza Pelágica Golfito. (Dengo 1962, redefinida)

La formación Caliza Pelágica Golfito (Dengo 1962) se restringe en este trabajo a las calizas silíceas con estratificación delgada que sobreyacen el conglomerado basal (incluido en la Formación Brecha Puerto Carrillo) y que son sobreyacidas por las lutitas y areniscas mencionadas por Dengo (1962) en la localidad tipo. Esta secuencia fue descrita en detalle por Schmidt-Effing (1979, p. 475). Se define la sección de Punta Murciélago (véase Fig.) como hipoestratotipo. La Formación incluye las calizas hemipelágicas y pelágicas del Senoniano superior (a

veces alcanzan el Paleoceno basal, Quepos), que sobreyacen el Complejo de Nicoya, la Brecha Puerto Carrillo o la Formación Lutita Silícea Bahía Murciélago. La formación ha sido cartografiada en varias zonas de la Península de Nicoya (véase detalle en capítulo 3).

Formación Caliza Silícea Buenavista (nueva formación)

Las rocas asignadas a esta formación han sido cartografiadas como unidades litoestratigráficas formales e informales: unidad Buenavista (Laguna TLECG 1977), calcilitas superiores (div. ICG, 1980), "Seasnake Formation" (Lew, en preparación) y descritas por Henningsen (1966) como calizas de Quepos. Posiblemente hay que incluir la Formación Salcipuedes en Osa (Lew 1983). Incluye calizas pelágicas silíceas y margosas que sobreyacen formaciones turbidíticas s.l. del grupo Sámara en Santa Elena, Sámara, Quepos y otros lugares. Edad: Paleoceno tardío-Eoceno temprano/medio.

2.3.3. Grupo Sámara

Introducido por Sprechmann (1982, 1984) como Formación Arenisca-Lutita Sámara, abarca según su definición todas las unidades formales e informales descritas que tienen carácter de depósitos clásticos de talud, con estructuras sedimentarias producto de flujos de gravedad (incluyendo corrientes de turbidez, flujos de detritos, "slides", "slumps" y formaciones caóticas). Con el fin de permitir un rango de formación a varias unidades cartografiadas se eleva esta formación al rango de Grupo y se incluyen las formaciones abajo mencionadas.

Las formaciones caóticas que incluyen olistolitos cartografiables y los desprendimientos y deslizamientos que abarcan toda una formación pueden ocasionar incertidumbres de denominación estratigráfica (véase discusión en Sprechmann en prensa). En este trabajo se utiliza una solución práctica: Si una mezcla caótica de varias litologías es evidente a nivel de afloramiento, se incluyó la unidad en el Grupo Sámara (p.e. Formación Caótica Punta Quepos) y se trató a los olistolitos incluidos como unidades litológicas informales (p.e. caliza de Quepos). Si la deformación por gravedad no ocasionó mezcla, sino deslizamiento y plegamiento de una sola unidad litológica pelágica, se incluyó con el Grupo Sabana Grande (p.e. Formación Caliza Silícea Buenavista).

Formación Lutita-Arenisca Barco Quebrado. (nueva formación)

Las rocas asignadas a esta formación han sido cartografiadas y descritas como unidades formales e informales: parcialmente incluídas en Formación Rivas sensu Dengo (1962), Formación Cariacu (Lew en preparación), unidad arenisca y lutita en la zona de Sámara (ICG 1980) y Cóbano-Pochote-Paquera (ICG 1983, 1984). Consiste en areniscas y lutitas depositadas por corrientes de turbidez, areniscas masivas, conglomerados y brechas depositadas por varios tipos de flujos de gravedad (véase descripción detallada en capítulo 3). Edad: Senoniano terminal-Paleoceno.

Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco (nueva formación)

Introducida como unidad litoestratigráfica informal por Lundberg (1982), y cartografiada en la zona de Arño-Mal País-Cabo Blanco-Cabuya (ICG 1983). En la zona de Quepos esta unidad fue cartografiada como unidad lutita-arenisca (ICG 1982). Consiste en areniscas finas, lutitas silíceas y calcáreas, depositadas por corrientes de turbidez distales y/o locales. Las lutitas son dominantes en la parte somital, con tendencia a un enriquecimiento en sílice. Sobreyace a la formación Caliza Pelágica Golfito. Edad: Senoniano terminal-Paleoceno a Eoceno medio.

Formación caótica Punta Quepos (nueva formación)

Esta formación fue cartografiada en la zona de Quepos como unidad caliza y unidad lutita-arenisca (ICG 1982). Consiste en una matriz de areniscas y lutitas predominantemente silíceas, en la cual se encuentran bloques de todos tamaños desde métricos hasta hectométricos de caliza silícea, calizas someras, areniscas, y cantos de basalto, dispuestos en forma caótica, como resultado de "slides" y "slumps" y en menor grado de flujos de detritos (debris flows). Edad de los materiales retrabajados: Senoniano tardío-Eoceno temprano/medio, edad de la Formación Caótica: probablemente límite Eoceno medio/superior.

Formación Calcarenita Punta Serrucho (nueva formación)

Fue cartografiada en la zona de Quepos como unidad arenisca-lutita (ICG 1982) Consiste en una secuencia de brechas, conglomerados, areniscas calcáreas y calcarenitas que fue depositada por corrientes de turbidez y flujos de gravedad, dispuestos en una megasecuencia positiva. Sobreyace la Formación Caótica Punta Quepos. Edad: Eoceno tardío.

Formación Arenisca Burica (Olson 1942)

Introducida por Olson (1942) en el sur de la Península de Burica. Incluye areniscas, conglomerados y lutitas depositadas por corrientes de turbidez. Edad: Mioceno tardío o Plioceno temprano.

Formación Charco Azul (Terry 1941)

Introducida por Terry (1941) en Punta Burica. Consiste en una secuencia monótona de areniscas y lutitas gradadas, depositadas por corrientes de turbidez. Edad: Plioceno.

Formación Punta la Chancha (Lew 1983)

Formación introducida por Lew (1983) y cartografiada en la Península de Osa. Consiste en conglomerados, areniscas y limolitas calcáreas gradadas pobremente endurecidas, producto de flujos de gravedad y corrientes de turbidez (ambiente de "abanico proximal"). Sobreyace el complejo básico de Osa y la Formación Salcupuedes. Edad: Plioceno medio. Representa probablemente una facie más proximal con respecto a la secuencia contemporánea de las Formaciones Arenisca Burica y Charco Azul.

Existen varias formaciones no tratadas en este trabajo que deben ser redefinidas e incluidas en el grupo Sámara, o según el caso, abandonados: Formación Las Palmas, Formación Brito, Formación Terraba (excluyendo la unidad Cajón, Mora 1979) El uso del nombre Formación Masachapa (Dengo 1962) para rocas del Oligoceno de la Península de Nicoya se considera inapropiado (véase sección 2.4 y capítulo 3.2).

En la zona de la Península de Santa Elena se mencionan las unidades Guajiniquil y Junquillal como litozonas informales propuestas por Lew (en preparación). Estas unidades han sido incluidas clásicamente (Dengo 1962) con las Formaciones Rivas y Brito, en base a criterios cronológicos (véase capítulo 3.1).

2.4 COBERTURA SEDIMENTARIA NERITICA; SUPERGRUPO MAL PAIS

Lundberg (1982) describió una litozona informal denominada "caliza y arenisca Mal País" y le asignó una edad Eoceno medio a Oligoceno. Estudios detallados revelan la presencia de mínimo 4 unidades neríticas de edad y/o ambientes de deposición diferentes en la zona de Mal País, que abarcan litologías carbonatadas y silicoclásticas de edad Eoceno superior a Plio-Pleistoceno (Mora, C. en preparación). Por lo tanto cabe designar esta zona como localidad tipo del supergrupo de depósitos neríticos del litoral Pacífico.

Aspecto episódico de la sedimentación nerítica: Depósitos de plataforma nerítica (0-200 m) tanto carbonatados como silicoclásticos se formaron a partir del Campaniano durante cinco épocas que se relacionan con fases de levantamiento tectónico (véase capítulo 5):

Epoca 1. Senoniano superior: Calizas con rudístides, arrecifales y bioclásticos: Formación el Viejo (Schmidt-Effing 1975).

Epoca 2. Paleoceno-Eoceno inferior: Calizas con macroforaminíferos y algas coralígenas, conocidas como material re TRABAJADO en la Formación Caótica Punta Quepos y calizas de algas conocidas como cantos redondeados en los conglomerados de la Formación Barco Quebrado (véase capítulos 3.2 y 3.4).

Epoca 3. Eoceno medio-superior: Calizas con macroforaminíferos y algas coralígenas, con areniscas y conglomerados asociados de menor importancia: Unidad El Cajón (Mora 1979), calizas de Damas (Malavassi 1961), calizas con macroforaminíferos Punta Cuevas y otros.

Epoca 4. Oligoceno superior-Mioceno basal: a. Calizas con macroforaminíferos, equinodermos y algas coralígenas: Unidad arenisca y calcarenita Punta Peladas. b. Areniscas y conglomerados con estratificación cruzada de alto ángulo: Unidad arenisca y conglomerado Santa Teresa (Mora, C. en preparación).

Epoca 5. Mioceno medio-Pleistoceno: Formaciones predominantemente silicoclásticas de ambientes de plataforma hasta continentales: Formación Punta Carballo, Formación Montezuma.

Las diferentes unidades neríticas de cada época descansan mediante una discordancia angular sobre rocas de la época anterior, sobre rocas del Supergrupo Garza o mediante una inconformidad directamente sobre el Supergrupo Papagayo.

La caliza Barra Honda (Mora 1981, Rivier 1983) hasta la fecha no ha sido datada. Por su carácter discordante sobre unidades del Supergrupo Garza (Rivier 1983) podría pertenecer tanto a la Epoca 3 (Eoceno medio-superior) como a la Epoca 4 (Oligoceno-Mioceno inferior).

Aspecto litoestratigráfico: Se necesitan más estudios detallados para poder completar el sistema de clasificación formal de las unidades neríticas. Por ejemplo algunas de las unidades de calizas con macroforaminíferos son litológicamente muy parecidas y podrían ser reagrupados en una formación. Esta, junto con otras unidades de calizas de plataforma podrían formar un grupo, mientras las varias unidades de depósitos silicoclásticos someros formarían otro grupo. Sin embargo, la interestratificación de litologías calcáreas y silicoclásticas a pequeña escala (p.e. Punta Nosara, Fig. 4) deja dudas acerca de la utilidad de tal jerarquía estrictamente litológica, ya que se evidencia que mucho del material bioclástico se encuentra re trabajado junto con material silicoclástico en el mismo ambiente de plataforma somera. Cualquier definición debe ser basada en una documentación más detallada de estas unidades que se presentará en trabajos futuros.

Solución preliminar: En este trabajo se les asigna tentativamente el rango de grupo a las épocas anteriormente definidas, de forma tal, que se asocian en un grupo formaciones de diferentes facies y/o litologías neríticas, depositadas en una secuencia continua delimitada por discordancias. Estas secuencias fueron depositadas durante un lapso de tiempo que está determinado por eventos tectónicos que ocasionaron las discordancias. Este procedimiento no está considerado por la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg 1976). Sin embargo, el reconocimiento de discordancias ha sido utilizado ampliamente en la interpretación estratigráfica de datos de sísmica de reflexión ("estratigrafía sísmica", p.e. Vail et al. 1977). Además cumple con las necesidades de la cartografía generalizada; Con la excepción de la Epoca 2, de la cual hasta la fecha no se conocen depósitos "in situ", los de

pósitos de cada época cubren por lo general áreas más grandes que las unidades litológicas incluidas y están claramente delimitadas por discordancias cartográficas.

Por el momento se describen tres litozonas informales nuevas, además se mencionan las otras unidades utilizadas.

Caliza con macroforaminíferos Punta Cuevas (litozona informal)

Cartografiada como calizas y areniscas de Mal País por Lundberg (1982), como calizas someras de Mal País (ICG 1983). Consiste en calizas macizas con macroforaminíferos y algas coralígenas que descansan concordantemente sobre una secuencia de areniscas y conglomerados, la cual a su vez descansa discordantemente sobre el Supergrupo Garza. Edad: Eoceno tardío (Epoca 3).

Arenisca y conglomerado Santa Teresa (litozona informal)

Cartografiada como Formación Masachapa y Formación Punta Carballo por Dengo 1962, unidad caliza y arenisca Mal País por Lundberg (1982) y como arenisca conglomerádica y arenisca masiva (ICG 1983). Consiste en areniscas bien lavadas, una variedad de conglomerados líticos y calcáreos con moluscos, macroforaminíferos y algas coralígenas. Sobreyace mediante una discordancia angular a la Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco y a la caliza con macroforaminíferos Punta Cuevas. Edad: Oligoceno-Mioceno basal (Epoca 4).

Arenisca y calcarenita Punta Peladas (litozona informal)

Cartografiada por Dengo (1962) como Formación Masachapa, y como "unidad arrecifal" (Avila, Gutiérrez, ICG 1980), introducida como litozona informal "arrecife Punta Peladas" por Sprechmann 1982. Consiste en una secuencia de areniscas finas calcáreas macizas, calcarenitas bioclásticas ricas en macroforaminíferos y equinodermos, esta última está caracterizada por la presencia de estratificación cruzada de alto ángulo. Descansa discordantemente sobre el Supergrupo Garza. Edad: Oligoceno tardío (Epoca 4).

Por ser de edad Oligoceno, las dos últimas unidades fueron comparadas tentativamente con la Formación Masachapa por Dengo (1962, p. 34) y equivocadamente cartografías como tal, incluyendo sus sustratos pertenecientes al Grupo Sámara. Sin

embargo, las dos unidades nuevamente definidas son restringidas a facies someras no comparables con la Formación Masachapa descrita en Nicaragua, que parece ser una secuencia monótona de talud de mínimo 1600 m de espesor (Kuang 1971). Por lo tanto se considera inapropiado el nombre Masachapa para estas unidades.

Formación Montezuma (Dengo 1962)

Descrita inicialmente por Goudkoff & Porter (1942), formalmente introducido por Dengo (1962), consiste en conglomerados y areniscas calcáreas fosilíferas, depositadas en ambientes (del muro al techo): litorales, sublitorales someros y continentales. Edad: Plioceno-Pleistoceno (Epoca 5).

3. ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DE AREAS CLAVES DEL LITORAL PACIFICO DE COSTA RICA

3.1 PENINSULA DE SANTA ELENA

3.1.1 Antecedentes y situación estructural

La Península de Santa Elena está compuesta principalmente por rocas ultramáficas y máficas, que han sido incluidas en la Unidad Peridotitas de Santa Elena (Harrison 1953, Dengo 1962). En los últimos años Azema & Tournon (1980) propusieron una posición alóctona para esta unidad sobre un equivalente de la Unidad Matapalo (véase cap. 4). El edificio de mantos de sobrecurso está afectado por varias fallas normales de rumbo este-oeste (Fig. 3), que contribuyeron entre otros a la formación de la ventana tectónica del río Potrero Grande (Azema & Tournon 1980), y de las cuales la falla Murciélago constituye el contacto regional entre las harzburgitas serpentinizadas de la Unidad Santa Elena y la secuencia sedimentaria del Senoniano-Paleógeno expuesta en el norte de la Península de Santa Elena. Sin embargo, la falla Murciélago tiene un desplazamiento vertical poco considerable y un desplazamiento horizontal de amplitud desconocida, puesto que a ambos lados de la falla, tanto en el río Nisperal (Azema et al., en prensa) como en la Bahía Santa Elena, la cobertura sedimentaria descansa sobre conglomerados serpentínicos/basálticos, que a su vez descansan sobre la misma Unidad de Santa Elena.

Leyenda de la simbología usada en las figuras 3 a 6:

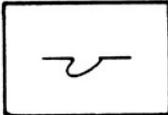
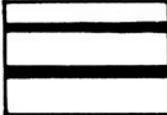
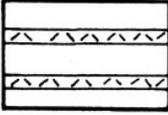
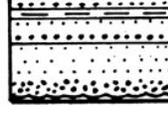
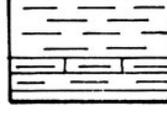
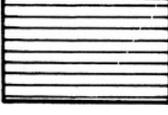
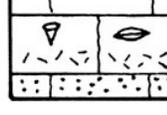
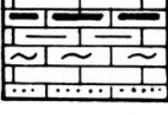
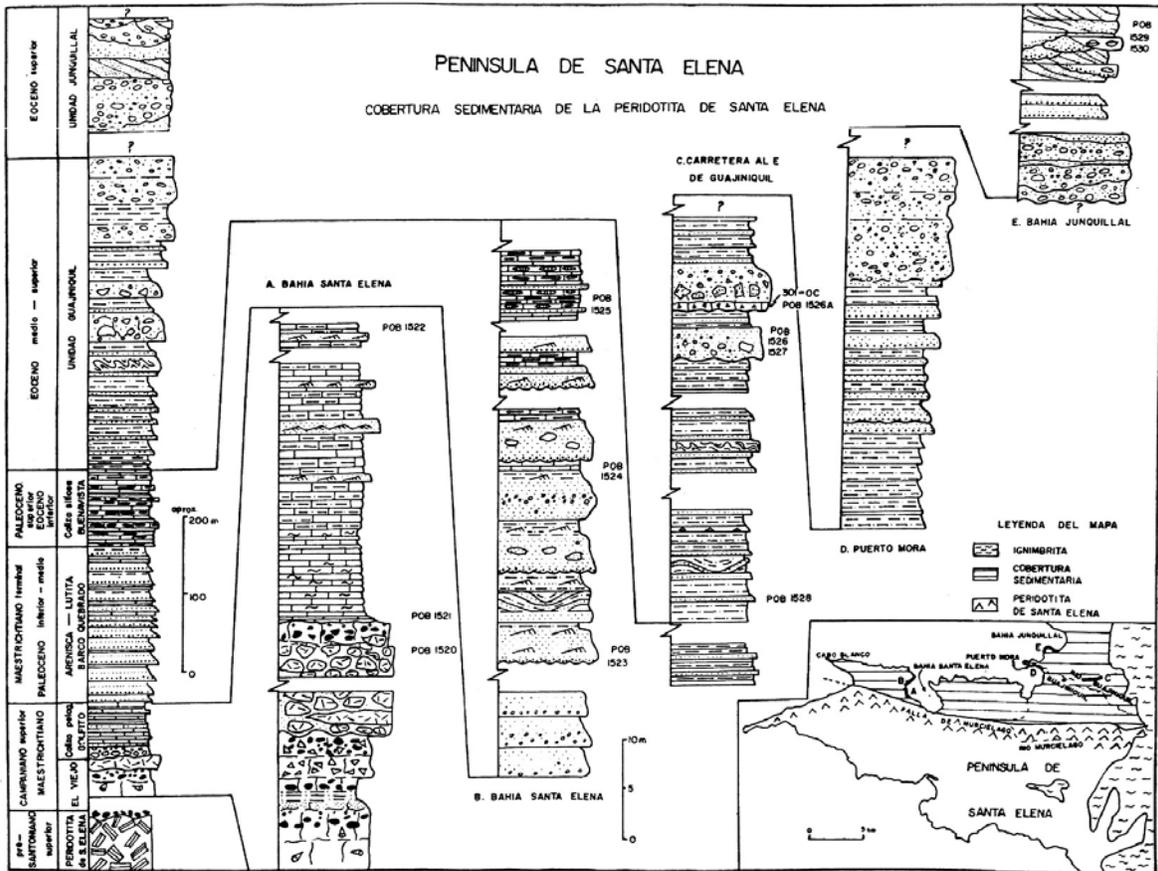
Marcas de corriente		Capas ricas en materia orgánica		Laminación paralela ondulada	
Bloques retra-bajados olistolitos		Deformación por gravedad		Ripples de corrientes (M: Mega-)	
Conglomerados brechas		Areniscas macizas (calcáreas)		Capas de ceniza	
Areniscas estratificadas (turbidíticas) fino grueso		Lutitas (calcáreas)		Lutitas silíceas / radiolaritas	
Brechas y conglomerados (predominantemente) basálticos		Calizas someras, con rudistides, macroforaminíf. bioclásticas, arenosas		Calizas pelágicas silíceas margosas arenosas	
Peridotita serpentinizada		Basalto		Basalto en almohadillas	

Figura 3:

Columna generalizada y detalles litológicos representativos de la cobertura sedimentaria de la peridotita de Santa Elena en el lado norte de la Península de Santa Elena.



La secuencia sedimentaria del Senoniano-Paleógeno forma en general, un homocli-
nal buzante hacia el norte, del cual las superficies estructurales forman la cos-
ta norte de la Península, orientada este-oeste; las partes más jóvenes de la se-
cuencia se encuentran en la Bahía Junquillal y en la Punta Zacate (Fig. 3).

3.1.2 Formación El Viejo (Schmidt-Effing 1975)

Este nombre fue utilizado por Schmidt-Effing (1975), para denominar a las ca-
lizas someras bioclásticas y arrecifales con abundantes rudístides en posición
vital; se incluyen los conglomerados de serpentinita y rocas básicas, que forman
la base de las calizas y marcan la inconformidad con la Unidad Santa Elena.

En los acantilados del sector sureste de la Bahía de Santa Elena se observa
la siguiente secuencia: (ver Fig. 3, column A).

-varios metros de caliza bioclástica somera de color rosado con fragmentos
de rudistas y equinodermos.

-2 metros de la misma caliza formando la matriz de un conglomerado polimíc-
tico con cantos bien redondeados de basalto y serpentinita que pasa a una arenis-
ca volcánica calcárea y posteriormente a limolitas oscuras.

-5 metros de conglomerado con cantos angulares de caliza y clastos más re-
dondeados de rocas intrusivas y volcánicas.

-20 metros de rocas basálticas con un contacto inferior irregular sin evi-
dencia de enfriamiento rápido. Bloques y zonas lenticulares de basaltos de color
oscuro, dolerita y material volcánico alterado, se encuentran en una matriz roji-
za que puede ser de origen sedimentario. Los tres metros superiores muestran una
red de fracturas de 5-10 cm de ancho que están rellenas de material carbonatado
somero con macroforaminíferos del Campaniano tardío.

-2 metros de conglomerado volcánico con una matriz calcárea que grada a are-
niscas. El contacto es neto con las calizas hemipelágicas de la unidad sobrea-
cente.

Esta secuencia evidencia una actividad volcánica basáltica sinsedimentaria
o un retrabajado del material volcánico en un ambiente somero durante el Campa-
niano superior.

3.1.3 Formación Caliza Pelágica Golfito (Dengo 1962, redefinida en cap. 2.3)

Las lutitas calcáreas o calcilutitas hemipelágicas del Senoniano fueron descritas por Dengo (1962) como parte de la Formación Rivas. En base a criterios litoestratigráficos se incluye la siguiente secuencia en la Formación Caliza Pelágica Golfito (ver Fig. 3, columna A):

-10 metros de calcilutitas hemipelágicas de color rosado-rojizo con abundantes foraminíferos planctónicos del género Globotruncana indicando una edad del Campaniano terminal-Mastrichtiano.

-las calcilutitas pasan gradualmente a lutitas calcáreas y areniscas muy finas de color café-verduzco-gris, ricas en foraminíferos planctónicos y con un espesor aproximado de 80 metros. Interestratificado con éstas, se encuentran capas de arenisca color amarillo de 3-30 cm de espesor, con abundante laminación cruzada formando ripples cabalgantes (climbing ripples), laminación paralela y estructuras de almohadillas. Estas capas interestratificadas aumentan su espesor y abundancia hacia el techo de la secuencia, el cual contiene Globotruncana spp. indicando una edad Senoniano terminal.

En esta secuencia, la sedimentación hemipelágica de trasfondo se enriquece gradualmente hacia el techo, en material silicoclástico y queda interrumpida ocasionalmente por turbiditas cargadas de sedimentos bien seleccionados.

3.1.4 Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado (nueva formación, definida en cap. 3.2)

Consiste en una secuencia turbidítica con dominancia de arenisca de edad Paleoceno inferior medio que fue descrita por Dengo (1962) como parte de la Formación Rivas. Aquí se incluyen en la Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado, nuevamente definida en este trabajo en la zona de Sámara. La formación sobreyace concordantemente a las calcilutitas del Senoniano.

En la Bahía de Santa Elena se observa la siguiente secuencia (Fig. 3, columna B):

-pocas decenas de metros de areniscas macisas en estratos de 1 a 3 metros, con gradación normal de grava a arena media. Ricas en minerales máficos y clastos líticos máficos.

-más de 100 metros de arenisca macizas gruesas de composición básica interes-
tratificadas con capas delgadas de areniscas feldespáticas finas de color claro.
En la parte superior de esta secuencia las areniscas gruesas máficas desaparecen
y las areniscas finas feldespáticas se hacen cada vez más calcáreas pasando transi-
cionalmente a calizas silíceas pelágicas de la formación sobreyacente.

En la parte inferior dominada por areniscas la gradación y otras estructuras
sedimentarias de la secuencia de Bouma son indistintas. Los procesos de deposita-
ción en parte, pueden haber sido flujos de granos. La parte superior está clara-
mente compuesta por turbiditas (s. str.) de la facie distal depositadas en un am-
biente pelágico, evidenciado también por la litología de la formación sobreyacente

3.1.5 Formación Caliza Silícea Buenavista (nueva formación, definida en ca. 3.2)

Las calizas silíceas y pedernales estratificados que sobreyacen a la forma-
ción antes descrita mediante un contacto transicional, fueron incluidos también
en la Formación Rivas por Dengo (1962).

En el presente trabajo se atribuyen a la Formación Caliza Silícea Buenavista.
definida en la zona de Sámara por sus litofacies idénticas. Esta formación aflo-
ra en la costa norte de la Península de Santa Elena entre Cabo Blanco y Puerto
Mora.

En la Bahía Santa Elena se observa una secuencia con una potencia aproximada
de 100 metros compuesta por la siguiente litología: (Fig. 3, columna B).

En la base se encuentran calizas silíceas pelágicas de color verduzco y/o ro-
jizo claro en capas delgadas de 5-10 cm de espesor. Hacia la parte central de la
unidad las calizas son muy silíceas y están interestratificadas con capas de pe-
dernal de reemplazamiento que ocurren en estratos ondulados o en nódulos que se
encuentran en los estratos de la caliza, la cual posee una abundancia de radiola-
rios y foraminíferos planctónicos. Los estratos presentan una gradación indistin-
ta de los microfósiles que permite especular que fueron depositados por corrien-
tes de turbidez de baja densidad y de origen pelágico. Hacia el techo de la uni-
dad la estratificación se hace aún más delgada con capas de 2-5 cm, notándose un
aumento de material silococlástico muy fino, posiblemente tobáceo. En el techo,

la secuencia pasa gradualmente a lutitas y areniscas silíceas de color verde aparentemente muy tobáceas. Se observa laminación paralela, gradación de las arenas finas y pocos radiolarios. Estas rocas se parecen a las lutitas silíceas de la zona de Quepos y a algunas litologías de la zona del Cabo Blanco. Esta transición se observa muy bien en la carretera entre Puerto Mora y la carretera interamericana a 2 km al este de Guajiniquil (Fig. 3, columna C) (aparentemente la base de la unidad Guajiniquil se encuentra en este sitio levantado por falla).

La edad de la formación en base a dataciones efectuadas para las localidades de Cabo Blanco de Santa Elena y Guajiniquil por Azema et al. (1981) es del Pa-leoceno superior Eoceno inferior.

3.1.6 Unidad Guajiniquil (litozona informal)

Los afloramientos de areniscas tobáceas y conglomerados que se encuentran en los alrededores de Guajiniquil y a lo largo de la carretera entre Puerto Mora y la carretera interamericana fueron incluidos en la formación Rivas por Dengo (1962). En el presente trabajo se usa el nombre unidad Guajiniquil, propuesta por Lew (en prep.) informalmente. Estudios litoestratigráficos y sedimentológicos definirán si las litofacies de la Unidad Guajiniquil en verdad son comparables, con las de la Formación Rivas y por lo tanto ameriten ser incluidas como miembro de esa Formación.

En la carretera de Puerto Mora a la carretera interamericana, unos 2 km al este de Guajiniquil se observa la parte basal de la formación (Fig. 3, columna C): Lutitas silíceas pasan gradualmente a areniscas finas silíceas de color pardo claro, aparentemente muy tobáceas, dispuestas en estratos de pocos centímetros a varios decímetros de espesor. Los estratos delgados pueden tener una granulometría algo más gruesa y representan capas de ceniza pura, sin ninguna estructura. En general es una secuencia bastante monótona con pocas estructuras sedimentarias, ocasionalmente se observan estructuras de deformación por carga y capas de pocos decímetros con pliegues de slump. En la parte alta de esta secuencia se observan dos estratos de conglomerados muy prominentes.

-el inferior es de 3 metros de espesor, tiene una matriz areno-limosa, contiene clastos redondeados de tamaño grava a guijarro de rocas volcánicas ácidas,

calizas someras con algas y areniscas calcáreas. El estrato es desorganizado y contiene mucha matriz arenosa. Puede representar un flujo de detritos (debris flow).

-el estrato superior queda separado del inferior por unos pocos metros de limolitas ceníceas. En su base está compuesto por abundantes clastos angulares de caliza somera que pueden tener hasta medio metro de diámetro. Estos clastos contienen macroforaminíferos del Eoceno superior, la parte superior del estrato es parecida al estrato inferior.

-la secuencia continua con limolitas ceníceas.

En la carretera de Guajiniquil a (Fig. 3 column D) Puerto Mora se observa la parte somital de la unidad Guajiniquil. Las limolitas y areniscas tobáceas bien estratificadas en una secuencia monótona, pasan a conglomerados en los afloramientos que se encuentran, detrás de las nuevas instalaciones del Puerto. En este pasaje se observa un aumento del tamaño del grano y del espesor de los estratos en varias megasecuencias positivas que empiezan con capas de 1-2 metros de conglomerados finos a areniscas.

Al oeste del muelle nuevo se encuentra el techo de la unidad: Es un conglomerado mal estratificado en capas de varios metros con clastos volcánicos de tamaño grava, redondeados, con pocos guijarros, dispuestos en una matriz arenosa. A menudo hay soporte de matriz, pero se observa cierta imbricación de los clastos cuando son más densos. Se observan bioclastos de origen somero: macroforaminíferos del Eoceno superior, moluscos, corales.

La secuencia somital se puede interpretar como megasecuencia negativa testigo de una progradación rápida de facies proximales, sobre facies distales de la Unidad Guajiniquil.

3.1.7 Unidad Bahía Junquillal (litozona informal)

Las areniscas y conglomerados que afloran en la Bahía Junquillal fueron descritos por Dengo (1962) como parte basal de la Formación Brito, por tener una edad de Eoceno superior. Aquí se tratan como unidad informal, puesto que falta por comprobar si las litologías abajo descritas se comparan con la Formación Brito.

En la parte sur de la Bahía Junquillal se observa de la base al techo: (Fig. 5, columna D).

-Una secuencia de conglomerados predominantemente volcánicos con guijarros bien redondeados, en una matriz arenosa dispuestos en estratos irregulares muy acuñados, con bases erosivas. Se observa gradación inversa en la parte baja de algunos estratos y gradación normal, pobre en las partes superiores.

-Una secuencia de turbiditas en estratos de unos decímetros con gradación normal de areniscas gruesas a finas.

-Una secuencia de areniscas macisas caracterizadas por estratificación cruzada en cuñas con erosión y relleno, destacada por conglomerados finos en las bases de los rellenos. En esta secuencia se encuentran bloques de tamaño decamétrico de calciruditas de aguas someras y de lutitas calcáreas. Estos bloques pueden ser olistolitos (paquetes sedimentarios compactos transportados en flujos de derrumbe) o escamas tectónicas. Las calizas someras son muy ricas en macroforaminíferos de Eoceno superior (véase Malavassi 1961).

La correlación de estas tres secuencias con el techo de la Unidad Guajini - quil no queda clara. Pueden ser facies laterales o sobrepuestas al conglomerado del muelle de Puerto Mora.

3.2 SUROESTE DE LA PENINSULA DE NICOYA: CARRILLO-SAMARA-NOSARA

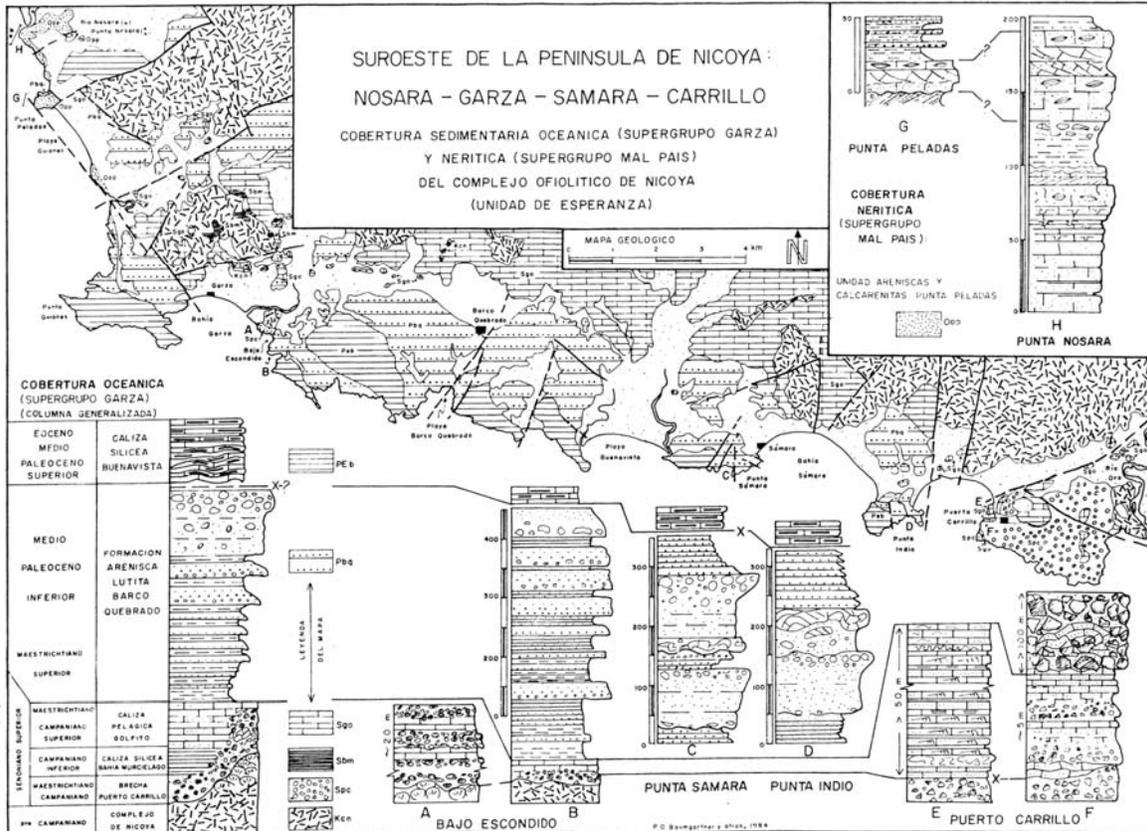
3.2.1 Introducción y situación estructural

En la costa suroeste de la Península de Nicoya descansa una secuencia de 2000 a 3000 m de sedimentos pelágicos y turbidíticos del Supergrupo Garza sobre el Complejo de Nicoya (Unidad Esperanza). Una secuencia de unos 200 m de areniscas y calcarenitas someras del Supergrupo Mal País (época 3) sobreyace discordantemente a las rocas del Supergrupo Garza, entre Punta Nosara y Punta Peladas (Fig. 4).

El Complejo de Nicoya aflora en la costa al sur de San Juanillo, en Bahía Garza y al sureste de la Bahía Carrillo. Entre estos lugares son sedimentos los que constituyen la costa rotosa y el Complejo aflora a varios kilómetros tierra adentro en los cerros altos. La estructura general es un homoclinal buzante ha-

Figura 4:

Mapa geológico, columna generalizada y columnas basadas en secciones medidas en las localidades A-E (ver mapa) de la cobertura sedimentaria del Complejo de Nicoya (Unidad Esperanza) en la zona Nosara-Puerto Carrillo. Leyenda de la simbología litológica véase figura 3. El mapa geológico está basado en los informes de la Campaña Geológica 1980 (Alvarado, E., Avila, M., Díaz, J., Siu, D., Gamboa, E, Gutiérrez, M., Marín, F., Mosheim, J., Pinilla, G., Sáenz, L., Sánchez, F., Tejera, R.).



cia el sur-suroeste que corresponde con el flanco suroeste del domo de la Península de Nicoya (Kuypers 1980), formado durante la fase tectónica más reciente (fase D4 de Strebin en Gursky et al. 1982). La domificación afectó a una serie de pliegues abiertos con ejes orientados noreste-suroeste que son testigos de la fase D3 de Strebin (en Gursky et al. 1982). Estos pliegues consecuentemente tienen ejes inclinados hacia el suroeste y determinan la distribución de las formaciones a lo largo de la costa: en los sinclinales aflora el techo de la secuencia y en los anticlinales el Complejo. La estructura descrita está modificada por una serie de fallas normales con rumbo noreste-suroeste.

3.2.2 Formación Brecha Puerto Carrillo (Sprechmann 1982)

El Complejo de Nicoya está sobreyacido generalmente por una zona de brechas y conglomerados basálticos. Sprechmann (1982) definió la Formación Brecha Puerto Carrillo para agrupar estos productos de erosión submarina del Complejo de Nicoya.

Estas brechas y conglomerados pueden ser producto de varios mecanismos de sedimentación y las calizas pelágicas asociadas o inmediatamente sobreyacentes (Formación Caliza Pelágica Golfito), permiten una datación exacta de los conglomerados de edad post-Santoniana diacrónica.

Puerto Carrillo. En la localidad tipo de la formación entre la desembocadura de la Quebrada Pilas y Punta Carrillo se observa la siguiente secuencia (Fig. 4, columnas E, F).

-Los primeros afloramientos después de la Quebrada Pilas muestran unos metros de brecha basáltica con lentes deformados de caliza pelágica, hacia el techo la brecha muestra gradación normal de grava a arenisca calcárea y después a calcarenita.

-Se sobrepone una secuencia de unos metros de espesor compuesta por otra brecha volcánica con matriz calcárea, la cual gradada a arenisca calcárea y después a calcarenitas y calcilimolitas en capas delgadas gradadas. Se nota la presencia de dos componentes: a. Caliza pelágica rosada-beige con abundantes fragmentos de Globotruncana que documentan una edad de Campaniano superior-Maestrichtiano. b. Material basáltico en clastos angulares de tamaño guijarro hasta arena muy fina.

La gradación normal de las brechas y la laminación paralela de las areniscas basálticas dentro de las calizas documenta una depositación de flujos de detritos seguidos por corrientes asociadas que depositaron el material arenoso.

-La secuencia anterior está sobreyacida por una megabrecha basáltica que constituye la litología de Punta Carrillo y puede tener un espesor de más de 100 metros. En su base se observan bloques de basalto angulares con tamaños de hasta 1 m, también hay material de tamaño grava y arena. Además se observan lentes y bloques lenticulares de caliza pelágica que evidentemente fue arrastrada del substrato y deformada en estado blando, por la acción del derrumbe de la brecha. En los clastos de basalto no se observa ningún borde de enfriamiento rápido.

La secuencia descrita documenta claramente que en su localidad tipo, la Brecha Puerto Carrillo fue depositada por flujos de gravedad en un ambiente sedimentario pelágico, posterior a la formación y el emplazamiento de los basaltos del Complejo. Flujos de detritos y corrientes asociados parecen haber depositado la parte inferior calcárea de la secuencia, mientras que el sector de Punta Carrillo parece ser producto de una caída de bloques o un flujo de detritos, formando un olistostromo.

Bahía Garza: Entre la desembocadura del río Garza y Punta Escondida, Stibane et al. (1977) y Schmidt-Effing (1979) describieron los sedimentos basales sobreyacentes al Complejo de Nicoya.

En la plataforma de abrasión marina que se extiende por unos 200 metros al sur de la desembocadura del río Garza se observa la siguiente secuencia (Fig. 4, columna A):

-Basaltos macizos del Complejo de Nicoya sobreyacidos mediante un contacto muy irregular por unos 20 metros de conglomerados de basalto, en los cuales varios lentes irregulares de caliza pelágica están interestratificados. El análisis detallado muestra: El conglomerado tiene una matriz arenosa volcánica que se enriquece en carbonato en la proximidad de la caliza sobreyacente, hasta que la caliza misma forma la matriz del conglomerado. Los clastos son subangulares a subredondeados y no muestran ningún borde enfriamiento rápido. Las calizas muestran láminas paralelas de material arenoso basáltico y no poseen evidencia de al

teración termal. Lo que si es evidente es la interestratificación sedimentaria de las calizas en el conglomerado. Schmidt-Effing (1979) determinó en estas calizas una fauna rica de Globotruncana y concluyó una edad del Maestrichtiano medio superior. En la playa de Bajo Escondido, calizas muy similares sobreyacen el conglomerado y están en contacto con la formación sobreyacente (Arenisca-Lutita Barco Quebrado, Fig. 4, columna B).

Schmidt-Effing (1979) al interpretar estas calizas como xenolitos incluidos por acción volcánica en flujos de basaltos submarinos, definió el "subcomplejo" Garza datado en base a la fauna de las calizas incluidas y a las sobreyacentes, como Maestrichtiano medio. Nuestras observaciones comprueban que al igual que en Puerto Carrillo, se trata de una formación sedimentaria compuesta por conglomerados y calizas pelágicas interestratificadas, que se originaron posterior al emplazamiento del Complejo de Nicoya. La erosión del mismo puede haber durado un tiempo considerable dentro del rango Campaniano-Maestrichtiano.

3.2.5 Formación Lutita Silícea Bahía Murciélago (nueva formación definida en cap. 3.3)

Al norte y noroeste de Bahía Garza lutitas silíceas sobreyacen los conglomerados y brechas de la Formación Puerto Carrillo (Pinilla, Alvarado, ICG 1980). Por su posición litoestratigráfica y litología se incluye con la Formación Lutita Silícea Bahía Murciélago nuevamente definida (Cap. 3.3). Los afloramientos se encuentran en los alrededores de la loma Rempujo, al norte del Cerro Nancital y además en la Quebrada Cacao (Fig. 4). En los dos últimos lugares se puede observar que las lutitas silíceas están sobreyacidas concordantemente por la Formación Calizas Pelágicas Golfito.

La formación está constituida por pocas decenas de metros de lutita silícea de colores claros (amarillento, verduzco) en capas de 20-40 cm de espesor. En sección delgada se observa la abundancia de radiolarios, material volcánico vidrioso y cemento silíceo arcilloso.

Estas lutitas silíceas se interpretan como el sedimento más viejo que se depositó en cuencas locales de la topografía irregular del Complejo, mientras que las zonas vecinas eran más elevadas y estaban expuestas a la erosión antes de que

las calizas pelágicas de la Formación Golfito, se depositaran en toda el área. Una edad del Campaniano temprano es probable. Sin embargo, la bioestratigrafía necesaria no ha sido elaborada: Es necesario un estudio detallado de los radiolarios, para comprobar la anterioridad de facies silíceas sobre las facies calcáreas.

3.2.4 Formación Caliza Pelágica Golfito (Dengo 1962, redefinida en cap. 2)

Entre las bahías de Garza y Sámara una secuencia importante de calcilutitas hemipelágicas/pelágicas con areniscas asociadas sobreyace el Complejo de Nicoya, la Brecha Puerto Carrillo o las Lutitas Silíceas Bahía Murciélago. Por su posición litoestratigráfica y su litología se incluyen con la Formación Caliza Pelágica Golfito redefinida en este trabajo. Litologías pertenecientes a esta formación fueron cartografiadas como unidad Terciopelo (Laguna TLECG, 1977), unidad calcilutitas (Alvarado, Sánchez ICG 1980), unidad calcilutitas inferiores (Avila, Díaz, Sáenz, Siu ICG 1980), unidad calcilutitas masivas (Gutiérrez ICG 1980) unidad caliza arcillosa (Marín ICG 1980), unidad lutitas (Pinilla ICG 1980) y unidad lutitas calcáreas (Tejera ICG 1980).

El espesor de esta formación varía mucho y expresa el importante relieve de la superficie del Complejo: En cuencas locales (al norte de Garza, Quebrada Cacao, hasta el norte de Sámara) puede alcanzar 850 m (Tejera ICG 1980), mientras que en altos fondos adyacentes (p.e. Bajo Escondido antes descrito, alrededores de Puerto Garrillo) la formación puede ser reducida a pocos metros, asociados a las brechas de la Formación Puerto Carrillo. La litología incluye una predominancia de caliza pelágica con foraminíferos planctónicos Globotruncana y otros, a la cual se adjuntan arcillas terrígenas. Capas delgadas de areniscas (turbiditas) se encuentran ocasionalmente interestratificadas, aumentando su abundancia hacia el techo de la formación.

La edad abarca el Campaniano superior-Maestrichtiano superior. La base es diacrónica con un hiato variable determinado por la morfología submarina.

3.2.5 Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado (nueva formación)

Definición: Sprechmann (1982, 1984, en prensa) definió la Formación Arenisca-Lutita Sámara para agrupar los depósitos turbidíticos (s.l.) del litoral Pacífico de Costa Rica. Como esta formación fue elevada al rango de grupo, se hace necesario la definición de una nueva formación que incluya a depósitos turbidíticos y conglomerados en el sur-oeste de la Península de Nicoya.

Estratotipo: Se define como estratotipo los acantilados de la Playa Barco Quebrado y de Punta Sámara.

Contactos: Esta formación sobreyace concordantemente a la Formación Caliza Pelágica Golfito y está sobreyacida por la Formación Caliza Silícea Buenavista.

Espesor: Su espesor varía considerablemente de aproximadamente 500 metros (Bajo Escondido) a casi 2000 m (alrededores del Pueblo Barco Quebrado, Fig. 4).

Litología: La secuencia incluye varias litofacies que han sido estudiadas en Punta Indio, Punta Sámara, Playa Barco Quebrado y Bajo Escondido.

Facies 1: Turbiditas clásicas (s. str. secuencia de Bouma)

Turbiditas clásicas caracterizadas por la presencia de varios horizontes de la secuencia de Bouma forman el sedimento normal de la Formación Barco Quebrado. Constituyen la base de la formación y están hacia la parte media cada vez más interrumpidos por los sedimentos "catastróficos" descritos abajo.

Son capas de areniscas gradadas, la mayoría de 5 a 50 cm en espesor, algunas alcanzan 1-2 m. Las areniscas gradan de arena gruesa a fina y las capas más gruesas representan el horizonte Ta de la secuencia de Bouma. Muchas capas empiezan solo con Tb o Tc, caracterizadas por laminación paralela (Tb) y laminación ondulada, convoluta o cruzada en forma de "climbing ripples" (Tc). Td está caracterizado por areniscas muy finas, oscuras y laminadas, Te, representado por lutitas, es abundante en la base de la secuencia y muy escaso en las partes más altas de la formación, donde la amalgación es frecuente los horizontes Ta-c/a-c o Ta-b/a-b etc. Petrográficamente se trata de areniscas feldespáticas líticas, a veces calcáreas con láminas (microplaceres ?) de magnetita en Tc-d.

Al noroeste del Pueblo Barco quebrado y en la Playa del mismo nombre, afloran calciturbiditas con capas métricas gradadas de calcirudita a calcarenita, que fueron equivocadamente llamados "calizas arrecifales" (div. ECG 1980). Están compuestas principalmente por litoclastos de calizas someras con algas, de bioclastos de equinodermos y bivalvos, también contienen litoclastos de rocas pelágicas silíceas con foraminíferos planctónicos.

Facies 2: Areniscas macisas

Areniscas macisas son abundantes en la parte intermedia y en el techo de la formación. Buenos ejemplos se pueden ver en Playa Barco Quebrado y Punta Sámara.

Consisten en cuerpos lenticulares que varían de pocas decenas a cientos de metros de espesor. Por lo general, presentan un conglomerado con clastos blandos intraformacionales, flotantes en la base. En general no muestran signos de estratificación, aunque esporádicamente hay estratificación en capas métricas. Secuencias que superan varias decenas de metros, parecen estar compuestas por varias unidades de flujos individuales, que se diferencian por cambios de granulometría y a veces por estar separados por capas turbidíticas normales. En el techo de algunas unidades de flujos, se observa gradación inversa que pasa a conglomerados. La facies 3 parece estar asociada a las areniscas macisas.

Se interpreta como megaturbiditas depositadas por flujos densos de granos y/o de detritos en un ambiente de canales o vertientes de alta pendiente.

Facies 3: Conglomerados y brechas

Conglomerados y brechas se encuentran intercalados en la sedimentación normal turbidítica y forman generalmente el techo de la formación. Ejemplos excelentes se encuentran en Punta Sámara y en Punta Indio.

Los componentes incluyen: clastos decimétricos a métricos de rocas volcánicas (andesíticas) bien redondeados, clastos decimétricos de calizas someras con algas verdes, bien redondeados, oncolitos de algas coralígenas retrabajados, cantos de pedernal redondeados, bloques de tamaño decímetro hasta de varias decenas de metros de areniscas y lutitas plegadas penecontemporáneamente. Los componentes se encuentran a menudo flotantes en una matriz de arenisca gruesa feldespática lítica. En Punta Sámara los conglomerados están asociados a las areniscas macizas

(Fig. 4, column C) en Punta Indio conglomerados, areniscas y paquetes grandes desprendidos ("slumps") forman una secuencia de flujos de masa de más de 100 m de espesor (Fig. 4, column D).

Estos depósitos se interpretan como flujos de alta densidad de detritos y deslizamientos de masas desprendidas en un ambiente de altas pendientes y vertientes sobrecargadas de sedimentos. Entre las fuentes de los componentes, está una plataforma somera incluyendo playas rocosas en las cuales rocas andesíticas y calizas someras estaban expuestas, evidenciadas por la presencia de grandes bloques bien redondeados de estas rocas. Los paquetes de areniscas presentan características similares a la facies 1 y pueden ser interpretados como fragmentos de la secuencia infrayacente a los flujos, arrastrados y plegados por la acción de éstos.

Secuencias y variaciones laterales

La Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado representa una megasecuencia negativa ("coarsening and thickening upwards sequence") o sea documenta la progradación de facies cada vez más proximales sobre facies más distales. La progradación también está evidenciada en la secuencia de Punta Sámara donde se pueden observar un mínimo de dos megasecuencias negativas que culminan en conglomerados con bloques métricos (Fig. 4, column C).

Las areniscas macisas y conglomerados aumentan en abundancia, espesor y granulometría hacia el sureste.

Edad: Los fragmentos de calizas someras retrabajados se caracterizan por pertenecer a una facie muy restringida, en la cual aparentemente los microforaminíferos eran escasos, lo que dificulta la datación. En algunos sitios se han hallado Globotruncana spp. y otros foraminíferos planctónicos en la parte basal de la formación, documentando el Maestrichtiano medio-superior. El techo puede alcanzar el Paleoceno medio, pero no ha sido datado directamente.

3.2.6 Formación Caliza Silícea Buenavista (nueva formación)

Definición: En Santa Elena, Nicoya, Quepos y otros lugares existe una secuencia de calizas silíceas pelágicas que sobreyace a las secuencias turbidíticas. Es diferenciable por su posición litoestratigráfica y sus caracteres litológicos. Se

usa el nombre de la litozona informal definida por Laguna (1977).

Estratotipo: Se define como estratotipo los acantilados que bordean la Playa Buenavista, al oeste de Punta Sámara (Fig. 4).

Contactos: En la zona de Garza-Sámara, la formación descansa discordantemente sobre la Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado. Esta discordancia parece tener relación con una deformación penecontemporánea de la formación y no implica un hiato mayor entre ambas formaciones. Como lo antes descrito, en la Península de Santa Elena, la formación descansa con un contacto concordante transicional sobre la Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado.

Espesor: El espesor máximo observable puede alcanzar unos 500 metros.

Litología: La litología es bastante monótona y muestra poca variación desde Santa Elena hasta Quepos: Consiste en una sedimentación rítmica pelágica/hemipelágica con estratos de 5-15 (30) cm de espesor de calizas silíceas arcillosas color beige claro que están interestratificadas con capas delgadas de unos milímetros hasta varios centímetros de lutitas calcáreas laminadas. En sección delgada las calizas silíceas muestran una abundancia de radiolarios y foraminíferos planctónicos, con poco material silicoclástico (plagioclasas, piroxenos), en una matriz micrítica silícea-arcillosa.

Deformación penecontemporánea: En la zona Garza-Sámara, se observa una intensa deformación penecontemporánea que parece esta limitada a la Formación Calizas Silíceas Buenavista. El contacto basal de la formación parece estar fallado y los primeros estratos se destacan por tener un estilo de deformación y buzamientos distintos a la formación subyacente. Se observan pliegues a varias escalas desde métricos hasta de cientos de metros. Los pliegues son abiertos, algunos son volcados con ejes de direcciones muy variables y con una extensión limitada a ciertos estratos. Se interpretan como pliegues de desprendimiento penecontemporáneo en una situación de pendientes fuertes con sedimentos inestables.

Edad: La asociación de foraminíferos planctónicos hallada indica una edad del Paleoceno superior-Eoceno inferior.

3.2.7 Unidad arenisca y calcarenita Punta Peladas (litozona informal)

En la parte baja del río Nosara la secuencia del Supergrupo Garza está discordantemente sobreyacida por una secuencia de areniscas y calcarenitas que carece de estructuras turbidíticas y presenta evidencias de depositación en un ambiente somero. La zona fue cartografiada por Dengo (1962) como Formación Masachapa, delimitando ésta por fallas y sobrestimando la superficie, incluyendo también áreas donde afloran las formaciones Barco Quebrado y Buenavista. Dengo (1962) describió una secuencia de 225 m de areniscas, caliza arenácea, caliza lutácea y areniscas y lutitas calcáreas, no observando los contactos basales y superiores. Avila (ICG 1980) cartografió en la Punta Peladas la unidad arrecifal (calcarenitas con macroforaminíferos) y reconoce la posición discordante de esta unidad sobre la formación Barco Quebrado. Sprechmann (1982, 1984) menciona la litozona informal "arrecife Punta Peladas", pero se corrige (en prensa) y aconseja la eliminación del término "arrecife" de la terminología estratigráfica.

En Punta Nosara se observa la siguiente secuencia de la base (en la desembocadura del río Nosara) al techo (Fig. 4, columna H):

-40 m de areniscas calcáreas mal estratificadas.

-60 m de calcarenitas, muy bioturbadas en la base y con estratificación cruzada hacia el techo.

-30 m de arenisca calcárea mal estratificada.

-aproximadamente 50 m de calcarenitas arenosas con estratificación cruzada.

En Punta Peladas la siguiente secuencia sobreyace por medio de una discordancia angular a turbiditas distales de la Formación Barco Quebrado (Fig. 4, columna G):

-1 m de arenisca calcárea.

-aproximadamente 8 a 15 metros de cuerpos lenticulares de calcarenitas bien lavadas, ricas en macroforaminíferos y equinodermos, con estratificación cruzada en capas métricas gradando hacia arriba a:

-por lo menos 30 metros de areniscas finas con areniscas gruesas en capas de cimétricas interestratificadas, que afloran bien en el extremo norte de la Playa Guiones.

Ambas secuencias son caracterizadas por: la ausencia de estructuras sedimentarias de turbiditas, la presencia de estratificación cruzada de ángulos altos (hasta 30 grados) en las calcarenitas, que aparte del material bioclástico presentan un porcentaje importante de material silicoclástico. Se concluye que la unidad fue depositada en un ambiente de energía mediana a alta en la plataforma somera, en parte como dunas submarinas.

3.3 SUR DE LA PENINSULA DE NICOYA: CABO BLANCO-PAQUERA

3.3.1 Introducción

Lundberg (1982) presentó un estudio sedimentológico y un mapa generalizado de las secuencias sedimentarias que sobreyacen el Complejo de Nicoya en el sur de la Península de Nicoya. Las Campañas geológicas de la Escuela Centroamericana de Geología efectuadas en los años 1983 y 1984 y trabajos de campo de los autores confirman los grandes rasgos de la evolución sedimentaria pelágica y turbidítica desarrollados por Lundberg (1982), aportando más detalle y más control bioestratigráfico. Sin embargo, la evolución de facies someras a partir del Eoceno superior, resumido por Lundberg en las unidades calizas y areniscas Mal País y Formación Montezuma necesita modificaciones importantes que son el objeto de trabajos en preparación (Mora, C., en preparación, Fischer et al. en preparación). Con el fin de tener una vista más completa de la paleogeografía se mencionan las unidades respectivas en la estratigrafía sistemática basándose en resultados preliminares de estos trabajos.

El presente capítulo tiene como fin relacionar las secuencias descritas por Lundberg (1982) con la estratigrafía sistemática propuesta en este trabajo, así como de describir las formaciones nuevas Lutita Silícea Bahía Murciélago y Lutita-Arenisca Cabo Blanco en base a trabajos anteriores y observaciones propias (Fig. 5).

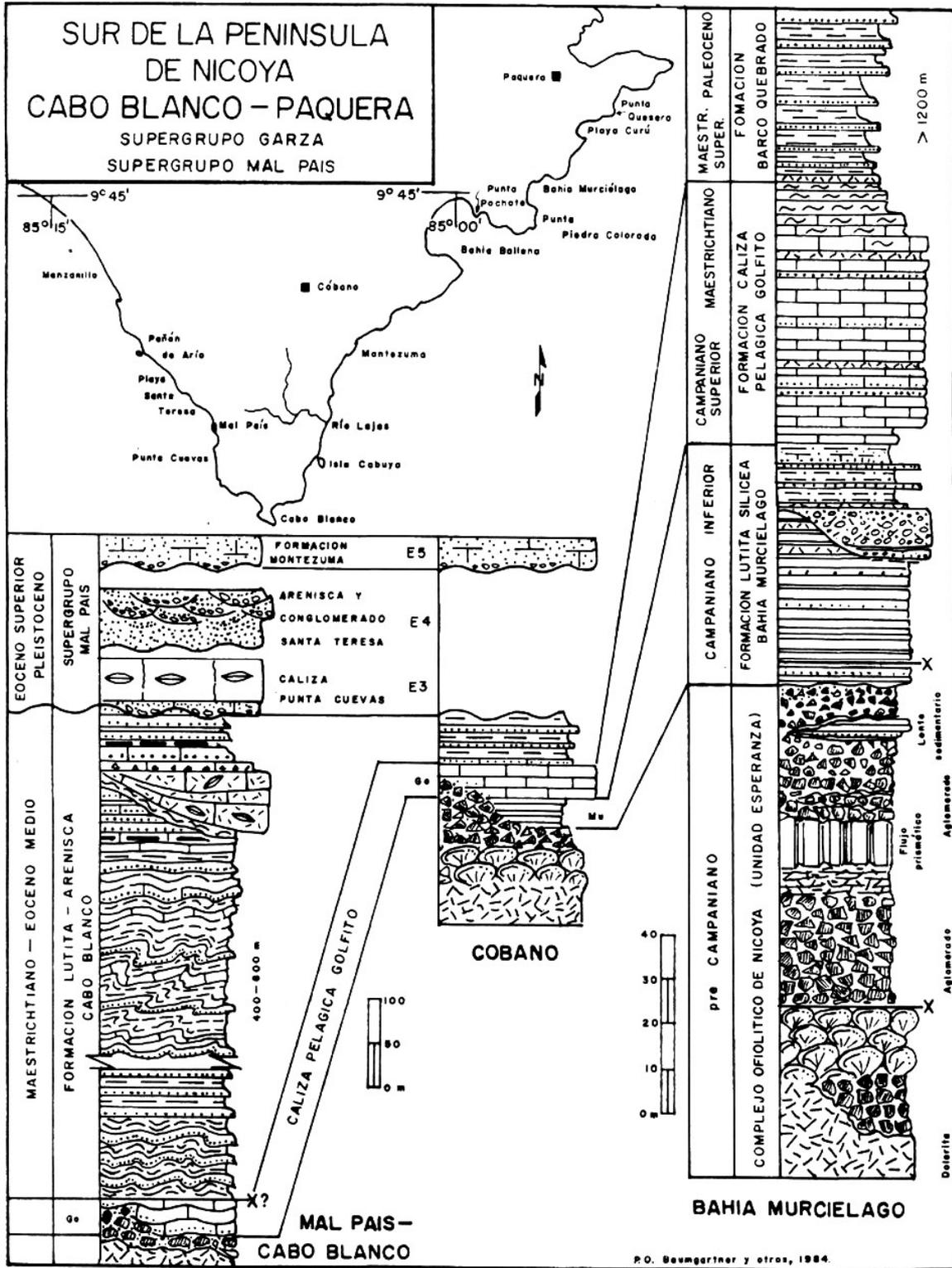


Figura 5:

Mapa de ubicación y columnas generalizadas de la zona sur de la Península de Nicoya.

Leyenda de la simbología litológica, véase figura 3.

3.3.2 Mal País-Cabo Blanco-Montezuma

En el promontorio sur de la Península de Nicoya Lundberg (1982) reconoció una secuencia de poco espesor y de carácter distal que llamó "seaward section". En esta secuencia el Complejo de Nicoya (Unidad Esperanza) está sobreyacido por formaciones del Grupo Sabana Grande con espesores muy reducidos. La Formación Lutita Silícea Bahía Murciélago está representada (p.e. en Playa Montezuma, Chinchilla ICG 1983) por pocos metros de radiolaritas que sobreyacen con un contacto muy irregular las brechas varicolores de la Formación Brecha Puerto Carrillo. En otros sitios (p.e. Río Lajas, Quebrada Cenízaro, Chinchilla, Calvo ICG 1983) son las calizas de la Formación Caliza Silícea Golfito que son el primer sedimento pelágico que sobreyace el Complejo. Pocos metros de calizas ricas en Globotruncana sp. indican una edad del Campaniano tardío-Maestrichtiano. Estas calizas son sobreyacidas directamente por la Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco.

3.3.3 Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco (nueva formación)

Definición: Lundberg (1982) describió las areniscas y lutitas de Cabo Blanco como unidad litoestratigráfica informal. Dado que se trata de facies distales distintas de las de la Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado y que parecen haberse formado en una cuenca o cuencas separadas se introduce esta unidad como nueva formación dentro del Grupo Sámara.

Estratotipo: Cabo Blanco y alrededores.

Contactos: El contacto basal, donde aflora sin ser afectado por desprendimientos penecontemporáneos, es concordante con la Formación Caliza Pelágica Golfito (Chinchilla, Bolaños, Calvo, ICG 1983). Lundberg (1982) incluye las areniscas y lutitas que son concordantes con las calizas, con la Formación Barco Quebrado (llamada Rivas por él) y propone una discordancia entre éstas y las turbiditas distales de Cabo Blanco. Creemos que la discordancia propuesta es intraformacional, debida al desprendimiento y plegamiento por gravedad que afectó grandes partes de la secuencia. La formación está sobreyacida mediante una discordancia an

gular por varias unidades del Supergrupo Mal País: La unidad caliza con macroforaminíferos Punta Cuevas (época 3), la unidad arenisca y conglomerado Santa Teresa (época 4) o la Formación Montezuma (época 5).

Litologías y espesores: La Formación está compuesta por varias litologías distintas, descritas por Lundberg (1982) y cartografiadas como subunidades durante la Campaña Geológica (Calvo, Vásquez, Vega, ICG 1983). La secuencia puede tener un espesor cerca de 800 metros (Calvo, Vega, Obando, ICG 1983).

-Lutitas y Areniscas: Consiste en capas de 2-20 cm de espesor de areniscas medias a finas, líticas y/o feldespáticas, calcáreas representando la parte B-D de la secuencia de Bouma, y están interestratificadas con lutitas oscuras calcáreas o silíceas en capas de 1-30 cm de espesor que representan la parte E de Bouma. Esta litología tiene un mínimo de 400 m de espesor (Calvo ICG 1983) y forma la litología dominante de la formación.

-Lutitas silíceas y calcáreas hemipelágicas: Son capas de 5-20 (30) cm de espesor de lutita silícea de color verde oscuro o de lutita calcárea hasta caliza margosa de color crema. Se nota un alto porcentaje de radiolarios y espículas de esponjas en las lutitas silíceas y de foraminíferos planctónicos y radiolarios en las lutitas calcáreas. Los microfósiles están concentrados en láminas paralelas que presentan frecuentemente gradación positiva. Material silicoclástico volcánico se encuentra disperso en la matriz en la parte basal de algunos estratos. Ocasionalmente se interestratifican areniscas gradadas. El espesor de esta litología puede alcanzar 400 metros (Calvo, Vega, ICG 1983).

-Conglomerados: Conglomerados son muy raros en la secuencia. Al sur de Playa Balsitas (Calvo ICG 1983) se encuentra un conglomerado que contiene clastos subredondeados de areniscas basálticas, basaltos y calizas pelágicas que fueron datados del Senoniano superior. Aparentemente estos conglomerados retrabajan la secuencia que subyace la formación. También hay algunos conglomerados intraformacionales.

-Calciruditas y calcarenitas interpretadas como relleno de canales: En el Peñón de Arío (Fig. 5, Obando ICG 1983) y en otros lugares, afloran cuerpos muy limitados de calizas macisas intercaladas en las turbiditas distales de la for-

mación. Muestran estratos macisos que lateralmente se acuñan, con bases discordantes y erosivas sobre las turbiditas distales. Litológicamente se trata de arenas carbonatadas ricas en macroforaminíferos y equinodermos, retrabajados de una plataforma somera. Hay un bajo porcentaje de clastos volcánicos que aumenta hacia el techo de la unidad. Se interpreta como flujos densos de gravedad (flujos de granos) que se encuentran como rellenos de canales submarinos. El espesor de estos cuerpos llega a pocas decenas de metros.

Relaciones estratigráficas y deformación por gravedad penecontemporánea: Se nota claramente un aumento de la deformación por gravedad desde las cercanías del poblado de Montezuma hacia el Cabo Blanco. Con el aumento de la deformación aumenta también la incertidumbre de la posición relativa de las litologías descritas. Sin embargo, parece que las lutitas y areniscas por lo general forman la parte inferior de la formación, mientras que las litologías hemipelágicas lutíticas forman el techo, que en algunas localidades se enriquece en sílice (Calvo, Vega, ICG 1983), aunque turbiditas arenosas pueden estar interestratificadas a cualquier nivel.

La deformación consiste en un plegamiento disarmónico, plástico, a escala métrica hasta decamétrica con ejes orientados NE-SW y buzantes hacia el SW (Calvo, ICG 1983). Se notan variaciones importantes en el estilo y la intensidad de la deformación de una litología a otra.

Interpretación: La Formación Cabo Blanco se depositó en una cuenca protegida y/o lejana del aporte turbidítico de material grueso. Las turbiditas tienen características distales (asociación de llanura de cuenca de Walker & Mutti 1973), pero pueden también ser de carácter local. Muchas de las litologías hemipelágicas se interpretan como turbiditas que retrabajan material pelágico dentro de la misma cuenca. Este material pelágico refleja las mismas tendencias paleoceanográficas (fluctuación de la CCD local) observadas en otras áreas de depositación pelágica (Santa Elena, Sámara).

La deformación por gravedad afectó hacia el SW niveles cada vez más bajos de la secuencia y tiene una vergencia bastante consistente hacia el SW que deja suponer una pendiente en esta dirección con grandes desprendimientos y desliza-

mientos hacia la Fosa Mesoamericana, relacionados con el basculamiento y levantamiento del Eoceno medio/superior (véase capítulo 5).

Edad: La base de la formación sobreyace concordantemente a calizas del Campaniano superior-Maestrichtiano y contiene todavía faunas de Globotruncana sp. indicando una edad del Maestrichtiano. Lundberg (1983) menciona una edad del Paleoceno (según Hart & Percival) en base de nannofósiles de las turbiditas distales, una edad que queda confirmada por foraminíferos planctónicos que indican el Paleoceno superior o Eoceno basal en esta litología. Por otro lado, los macroforaminíferos que se encuentran abundantes en las calcarenitas que rellenan canales en parte superior de la formación indican una edad del Eoceno medio, edad corroborada por una fauna de radiolarios determinada en las turbiditas silíceas que están asociados a los canales.

En conclusión, la formación abarca un lapso de tiempo considerable del Maestrichtiano al Eoceno medio.

3.3.4 Tambor-Pochote-Paquera

En esta zona, Lundberg (1983) sitúa su "landward section", una secuencia espesa de un mínimo de 2500 m compuesta por las formaciones del Grupo Sabana Grande, la Formación las Palmas. Las formaciones del Grupo Sabana Grande están bien desarrolladas (Fig. 5), por lo tanto se describe en esta zona la Formación Lutita Silícea Bahía Murciélago y se define un hipoestratotipo para la Formación Caliza Pelágica Golfito.

El Complejo de Nicoya (Unidad Esperanza) compuesto principalmente por basaltos macisos y basaltos en almohadillas, está sobreyacido en Punta Pochote (Protti, ICG 1983) y Playa Curú por una unidad caótica, aquí incluida tentativamente con la Formación Brecha Puerto Carrillo. La unidad incluye brechas varicolores compuestas por rocas volcánicas, radiolaritas y lutitas silíceas con olistolitos de radiolarita/arenisca basáltica interestratificada y de areniscas calcáreas. En el techo la unidad pasa con gradación normal a la Formación Lutita Silícea Bahía Murciélago (Playa Curú-Punta Quesera, Fig. 5).

3.3.5 Formación Lutita Silícea Bahía Murciélago (nueva formación)

Definición y antecedentes: Entre Punta Piedra Colorado y Punta Murciélago en la Bahía Murciélago, el Complejo de Nicoya está sobreyacido por una secuencia bien expuesta de lutitas silíceas y calizas pelágicas, que ha sido descrita por varios autores. Stibane et al. (1977) mencionan la sección por primera vez. Schmidt-Effing (1979) define en este lugar el "subcomplejo" de Murciélago y da una descripción detallada de las litologías. Lundberg (1982) incluye tanto las lutitas silíceas como las calizas en la Formación Sabana Grande la cual aquí se utiliza con un rango de grupo. Esta nueva formación incluye únicamente las lutitas silíceas.

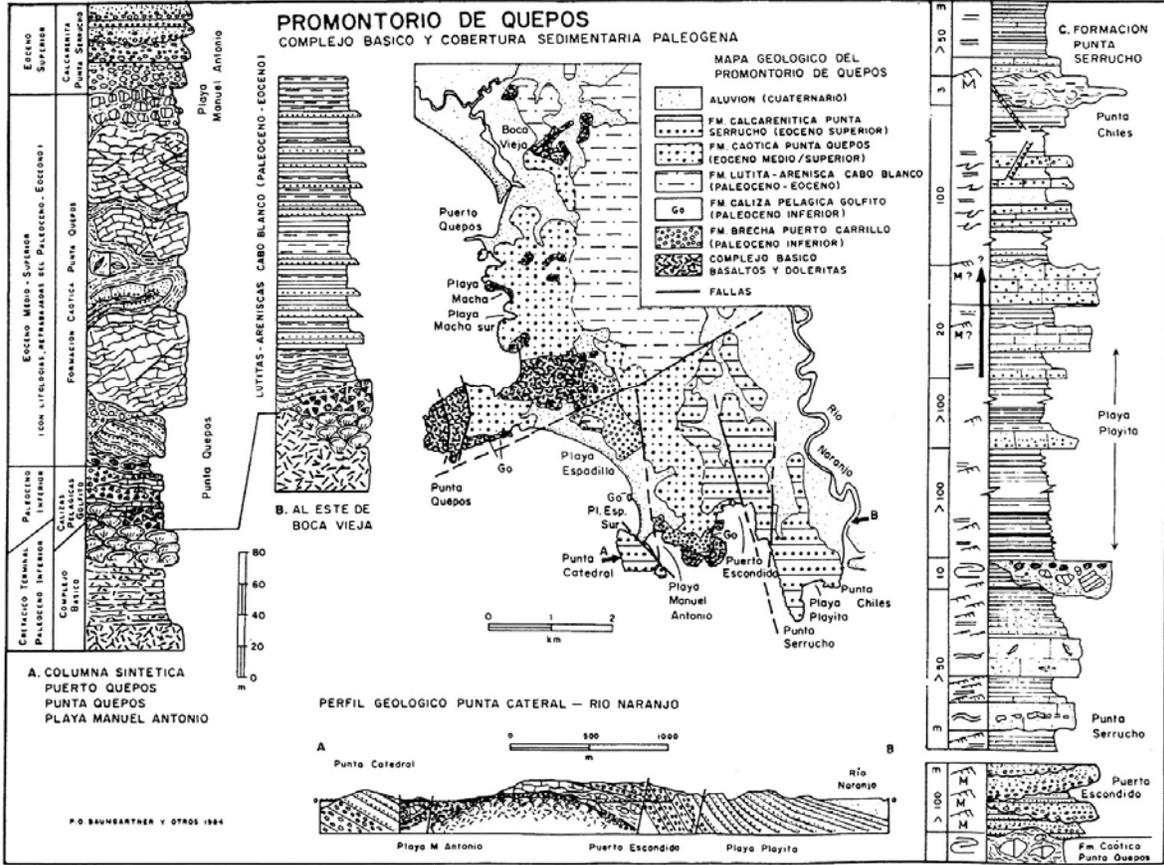
Contactos: En la localidad tipo las lutitas silíceas sobreyacen una secuencia de mucho espesor del Complejo de Nicoya que en su techo muestra lavas en almohadillas, aglomerados volcánicos, y una colada prismática que forma el sustrato inmediato de la secuencia sedimentaria. La parte basal de las lutitas silíceas está fallada. En Punta Pochote y al lado norte de la Playa Curú la unidad sobreyace mediante un contacto transicional a las brechas de la unidad caótica, incluida con la Formación Brecha Puerto Carrillo. La formación está sobreyacida concordantemente por las calizas pelágicas de la Formación Golfito. En la sección tipo interviene una capa de un espesor máximo de 10 m de una brecha silícea tobácea (Schmidt-Effing, 1979, p. 470, N° 4), que contiene clastos de tamaño grava de lutitas silíceas y de tobas silíceas en una matriz lutítica, silícea, tobácea. La capa se acuña rápidamente y se interpreta como flujo de detritos, que retrabajó la secuencia subyacente y depósitos de toba. En el área de Pochote-Paquera interviene además de tobas retrabajadas una secuencia de 5-15 m de areniscas y lutitas calcáreas, gradadas, que pasa gradualmente a calizas pelágicas y forma la base de la Formación Golfito.

Espesor: En la localidad tipo 30 m, pero en general es muy variable.

Edad: Campaniano inferior (Schmidt-Effing, 1979, p. 470).

Figura 6:

Mapa geológico, perfil y columnas generalizadas de la cobertura sedimentaria del complejo básico del Promontorio de Quepos. Leyenda de la simbología litológica véase figura 3. El mapa geológico está basado en los informes de la Campaña Geológica 1982 (Alvarado, G., Barboza, G., Cordero, Z., Gómez, A., Mora, C., Valerín, E.) y en una revisión por los autores (Baumgartner, P.O. & Mora, C.: mapa geológico 1:25 000, Instituto Geográfico Nacional, en prensa).



3.3.6 Formación Caliza Pelágica Golfito

Se define como hipoestratotipo de esta formación la secuencia de calizas pelágicas que sobreyace la Formación Lutita Silícea Bahía Murciélago en su localidad tipo (Schmidt-Effing 1979, p. 471, N° 6, véase Fig. 5). Se define la base de la formación en las areniscas y lutitas calcáreas antes mencionadas. La secuencia está compuesta de calizas puras y calizas margosas (base y techo) con intercalaciones ocasionales de areniscas volcánicas gradadas. Está sobreyacida mediante un contacto neto por las lutitas y areniscas de la base de la Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado. En la Bahía Murciélago la formación tiene una edad del Campaniano tardío (Schmidt-Effing 1979).

3.3.7 Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado

Lundberg (1982) describió esta secuencia bajo el nombre Formación Rivas y estima un espesor de más de 1200 m en la zona de Punta Blanca-Playa Curú.

3.4 PROMONTORIO DE QUEPOS

3.4.1 Introducción

El Promontorio de Quepos está constituido por un grupo de cerros aislados por llanuras aluviales, en los cuales aflora un complejo básico, de edad más joven que el Complejo de Nicoya, sobreyacido por una secuencia sedimentaria del Paleógeno (Fig. 6). Henningsen (1966) fue el primero en describir estas rocas básicas y supuso una edad Campaniana para su formación. Luego (Henningsen y Weyl 1967: 38) admitió una edad Terciario temprano para la formación. Schmidt-Effing (1979), interpretando las mezclas de rocas que se observan al oeste de la Playa Espadilla como resultado de eventos volcánicos, asume para la formación del "sub-complejo de Quepos" una edad en el límite Paleoceno/Eoceno. Azema et al. (1979a) reconocieron microfósiles del Daniano en calizas (aquí incluídas en la Formación Caliza Pelágica Golfito) asociados a lavas que se encuentran en Playa Espadilla-Punta Quepos.

3.4.2 Formación Caliza Pelágica Golfito (Dengo 1962, redefinida en cap. 2.3)

En el acantilado sur de Punta Quepos y en el lado oeste de Puerto Escondido existen afloramientos (Fig. 6: Go) con extensiones de pocos decímetros hasta varios metros de calizas rosadas pelágicas, que están en contacto con basaltos o brechas basálticas del complejo básico o con la Brecha Puerto Carrillo. Estas calizas fueron datadas del Daniano (Paleoceno temprano) por Azema et al. (1979a), hecho comprobado por varias muestras recogidas en varios afloramientos. Los mismos autores confirman la presencia de guijarros del Cretácico superior somero (citados por Henningsen 1966), asociados a estas calizas rosadas. La caliza ocurre como relleno de cavidades en los techos de flujos de basalto, a veces entre almohadillas, o como estratos que sobreyacen brechas basálticas, asociadas con areniscas basálticas laminadas y gradadas. El análisis petrográfico revela que entre la caliza y el basalto solo hay contactos fríos, puesto que la caliza no muestra ninguna alteración termal. Estructuras geopetales en las cavidades del basalto y laminaciones por corrientes concordantes demuestran que las calizas son el primer sedimento posterior a la extrusión y el enfriamiento de los flujos de lava. La erosión submarina está documentada por areniscas basálticas asociadas con las calizas o por la matriz calcárea de conglomerados basálticos en algunos afloramientos.

Así se puede determinar claramente la edad mínima del complejo básico de Quepos como Paleoceno inferior. La edad máxima no se conoce.

La deformación posterior relacionada con el emplazamiento de la Formación Caótica Punta Quepos afectó tanto al techo del complejo básico, como a los sedimentos sobreyacentes y causó una fracturación y cizalle que complica la observación de los contactos sedimentarios originales.

3.4.3 Formación Brecha Puerto Carrillo (Sprechmann 1982)

El complejo básico está sobreyacido por una variedad de brechas y conglomerados que se incluyen tentativamente con la Formación Brecha Puerto Carrillo. Por lo general se observan unos metros de brechas muy angulares basálticas o polimícticas con dolerita, basalto, pedernales y calizas que se encuentran sobreyacidos y afectados por el arrastre basal de la Formación Caótica Punta Quepos. La

asociación con calizas de la Formación Caliza Pelágica Golfito indica una edad del Paleoceno temprano para estos afloramientos.

En el pequeño islote entre Playa Espadilla y Playa Espadilla Sur se encuentran un conglomerado de cantos bien redondeados con soporte de clastos y un tamaño promedio de 5 cm. El tamaño máximo del eje longitudinal oscila entre 30-50 cm en clastos de dolerita, además se observa orientación paralela de los clastos. La matriz arenosa constituye menos del 1% de la roca.

Se observan clastos de basalto afanítico, dolerita con cristales de 2 mm, fragmentos de lavas en almohadillas, pedernal verde, caliza coralina, calcarenita y areniscas de grano fino con laminación paralela.

La buena redondez y la variedad de clastos de este conglomerado no concuerda con los otros afloramientos de la Formación. Se puede tratar de un conglomerado de playa o de río, redepositado por procesos gravitativos.

3.4.4 Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco (nueva formación definida en cap. 3.3)

Al norte y este de la población de Puerto Quepos una secuencia de lutitas y areniscas cubre una área considerable (Fig. 6), la cual fue cartografiada como unidad lutita-arenisca durante la Campaña Geológica 1982. Por su similitud litológica y genética la secuencia se incluye con la Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco.

Al norte de Puerto Quepos (Boca Vieja, Fig. 6) esta formación sobreyace los conglomerados de la Formación Brecha Puerto Carrillo o directamente el complejo básico. Tierra adentro, la unidad tiene un espesor considerable que parece sobrepasar los 200 metros. A lo largo de la costa, la formación está sobreyacida discordantemente por la Formación Caótica Punta Quepos, mediante un contacto de arraztre basal. Aquí, el espesor de la formación es reducido a pocas decenas de metros por lo general no diferenciables de la matriz de la Formación Caótica sobreyacente.

La unidad está constituida en gran parte por lutitas silíceas de color verde con estratificación fina de 5 a 15 cm de espesor. Se encuentran interestratificaciones de areniscas gradadas de grano medio a grueso. Microscópicamente se observan areniscas feldespáticas-líticas compuestas por feldespato, fragmentos líticos,

cuarzo, litoclastos y bioclastos retrabajados de aguas someras (Inoceramus s.l., algas coralígenas, fragmentos de macroforaminíferos) en una matriz silíceo, rica en radiolarios. Las estructuras sedimentarias incluyen: contactos erosivos, gradación positiva, laminación paralela, cruzada y convoluta, estructuras de carga y microfallas sinsedimentarias. Hacia la parte superior la unidad grada de lutita silíceo a lutita calcárea en estratos de 3 a 7 cm de espesor (Mora C., ICC 1982).

La unidad está constituida por turbiditas distales depositadas en un ambiente profundo con una depositación de trasfondo pelágica silíceo, rica en radiolarios. Se depositó en una situación parecida a la de Cabo Blanco, aparentemente protegida del alcance de turbiditas más proximales. Sin embargo, los bioclastos de aguas someras que se encuentran en la fracción gruesa evidencian un aporte de materiales de plataforma nerítica. Con excepción de la parte somital, la formación carece de carbonato, lo que puede indicar que fue depositada debajo del CCD local.

Edad: La asociación de radiolarios indica una edad del Paleoceno tardío al Eoceno temprano. Sin embargo, el techo puede alcanzar el Eoceno medio (en base a fragmentos de macroforaminíferos).

3.4.5 Formación Caótica Punta Quepos (nueva formación)

Introducción: Los cerros de la costa oeste del promontorio de Quepos están formados por cuerpos de caliza pelágica ("caliza de Quepos") que muestran una de formación interna muy intensa (Henningesen 1966) y en gran parte una ausencia de estratificación. La cartografía detallada a escala 1:10000 (Mora, Alvarado, Gómez, ICG 1982) ha revelado la forma y los contactos muy irregulares de estos cuerpos. Afloramientos de la parte inferior de esta unidad se encuentran en los acantilados situados entre el rompeolas de Puerto Quepos al norte y Playa Espadilla al sur y permiten la observación de una deformación y mezcla caótica de las calizas y otras litologías que se encuentran en cuerpos lentiformes de tamaño métrico hasta de cientos de metros (cartografiables). La mezcla caótica, que incluye también litologías del complejo básico, fue atribuida por Schmidt-Effing (1979) a una actividad volcánica relacionada con la extrusión del complejo básico

Definición: La Formación Caótica Punta Quepos incluye la "caliza de Quepos" y otras litologías que se encuentran mezcladas y deformadas sinsedimentariamente con las calizas. Estas litologías corresponden con: clastos del complejo básico, a menudo retrabajados de la Brecha Puerto Carrillo; lutitas y areniscas silíceas (turbiditas distales, retrabajadas de la Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco); areniscas y lutitas calcáreas y calcarenitas someras.

Contactos: La formación sobryace discordantemente al Complejo Básico, a la Brecha Puerto Carrillo y a las lutitas y areniscas de la Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco. Estas unidades infrayacentes son parcial o totalmente afectadas por el arrastre basal de los deslizamientos, llegando a constituir clastos y/o la matriz de los olistostromos.

Estratotipo: Se define como estratotipo la Punta Quepos, en la cual el acantilado sur posee los mejores afloramientos de la parte basal de la formación. Buenos afloramientos se encuentran también en Playa Macha Sur (Fig. 6).

'Caliza de Quepos'

Las calizas claras que dominan los cerros alrededor de Puerto Quepos son la litología dominante de la Formación Caótica. Están dispuestas como bloques métricos hasta cuerpos lentiformes de varios cientos de metros en una matriz de lutitas silíceas y calcáreas. Las calizas son silíceas, muy poco arcillosas, en sección delgada se observa una abundante microfauna de radiolarios y foraminíferos planctónicos. Las calizas macroscópicamente son macisas, pero se nota en afloramientos alterados que la estratificación delgada original, está totalmente destruída por el fallamiento penecontemporáneo y la litificación posterior. Estas calizas son comparables con la Formación Calizas Silíceas Buenavista descrita en el suroeste de la Península de Nicoya. Edad: Paleoceno superior-Eoceno inferior (Azéma et al. 1979a).

Calcarenitas: 'Caliza Espadilla'

Al norte de Playa Espadilla, en los primeros acantilados de Punta Quepos se encuentran bloques de varios metros de calcarenitas someras, descritas por Henningsen (1966), Schmidt-Effing (1979) y Azéma et al. (1979a). Se trata de material somero depositado en un ambiente pelágico. Tanto Schmidt-Effing (1979)

como Azéma et al. (1979a) determinaron macroforaminíferos del Paleoceno superior, hecho confirmado en este trabajo. Bloques de calciruditas/calcarenitas con la misma asociación de macroforaminíferos fueron hallados en Playa Macha Sur y en la Quebrada Camaronera bajo la catarata, en ambos sitios asociados a la Formación Caótica.

Areniscas y lutitas

En el acantilado sur de la Punta Quepos se observa claramente la presencia de un olistolito con una secuencia de areniscas feldespáticas y lutitas silíceas que descansa en posición invertida sobre el contacto basal de la Formación Caótica (Fig. 6). Bloques similares en tamaños muy variables se encuentran en Playa Macha Sur, la Quebrada Camaronera y Puerto Escondido. Se interpretan como partes de la Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco arrastrados como bloques semilitificados.

La matriz

La matriz de la Formación Caótica se presenta como mezcla de lutitas silíceas y lutitas calcáreas con menor abundancia de lentes de arenisca, clastos de basalto y pedernales asociados. Está compuesta principalmente por litologías arrastradas de la Formación Lutitas-Areniscas Cabo Blanco que se encuentra en parte subyacente y adyacente a la Formación Caótica.

Estructura: Todas las rocas pertenecientes a la Formación Caótica se encuentran sumamente afectadas por una deformación penecontemporánea. El contacto basal está caracterizado por un cizalle importante que afectó tanto las rocas infrayacentes como las partes basales de la Formación Caótica. La matriz abundante (p.e. Playa Macha Sur), está homogenizada y hacia la base intensamente triturada. Se observan paquetes de estratos de areniscas y lutitas con pliegues isoclinales penecontemporáneos (Playa Macha Sur). Sin embargo, los contactos entre matriz y cuerpos de caliza no muestran mayor cizalle.

Interpretación: Las observaciones permiten concluir que la Formación Caótica Punta Quepos es producto de un emplazamiento por gravedad de sedimentos poco litificados. Dos mecanismos pueden haber producido la mezcla caótica y los fenó

menos descritos: a. deslizamiento: El deslizamiento de cuerpos más o menos rígidos de 'caliza de Quepos' sobre capas blandas de lutitas y areniscas puede ser responsable por el cizalle considerable observado a lo largo de todo el contacto basal. También los pliegues isoclinales de capas de arenisca implican esfuerzos de cizalle en el interior de la masa deslizada. b. flujo de detritos: donde abunda la matriz, el proceso de flujo viscoso puede ser inferido. La matriz en el interior del cuerpo de la formación se encuentra homogénea, con contactos no cizallados. Un movimiento independiente de los elementos en la matriz, característica del flujo, también es necesaria para mezclar las litologías de distintos orígenes.

Se concluye que la formación es producto de una combinación de deslizamiento y flujo por gravedad. Donde la abundancia de matriz permitió un movimiento independiente de los elementos, el movimiento adquirió características de flujo viscoso, mientras que donde faltaba matriz los elementos quedaron inmovilizados entre sí y se movieron en forma de cuerpos rígidos arrastrándose sobre el substrato.

3.4.6 Formación Calcarenita Punta Serrucho (nueva formación)

Definición: En el extremo suroeste del promontorio de Quepos, entre Puerto Escondido y la desembocadura del Río Naranjo (Fig. 6) aflora una secuencia turbidítica que fue cartografiada como unidad arenisca-lutita (Barboza, Valerín, ICG 19-2). Sprechmann (1982, 1984) define la Punta Serrucho como hipoestratotipo de la Formación Arenisca-Lutita Sámara, aquí usada con rango de grupo. A pesar de tener características sedimentológicas en común con la Formación Arenisca-Lutita Barco Quebrado, tanto la composición litológica distinta, como la diferente sucesión de facies turbidíticas, justifican la definición de esta nueva formación.

Estratotipo: Punta Serrucho y alrededores.

Contactos y espesores: La base de la formación está constituida por un conglomerado que sobreyace mediante un contacto muy irregular a la Formación Caótica Punta Quepos. Este contacto es observable en el lado este de Puerto Escondido y en afloramientos limitados por fallas en los acantilados del lado sureste de

Playa Manuel Antonio (Punta Catedral). Este conglomerado forma los acantilados del lado este de Punta Serrucho. Puede tener un espesor de unos 100-200 metros. Desde Punta Serrucho hasta la Boca del Río Naranjo se observa un afloramiento ininterrumpido de un espesor de 450 m de turbiditas (s.l. Fig. 6, columna C).

Litologías y estructuras sedimentarias:

-Conglomerado basal (Puerto Escondido): Forma paredes macisas. Estratos acuñaos de 20 cm a 3 m de conglomerados gruesos con base erosional y gradación normal cruda, están interestratificados con conglomerados más finos laminados, con estratificación cruzada de alto ángulo. Se observa una fuerte imbricación de los clastos, con muy poca matriz. El espectro de clastos incluye: fragmentos angulares-subangulares de lutita silícea verde (tamaño 1-3 cm, 30%), arenisca volcánica clorítica (tamaño 5-10 cm, 20-30%), caliza silícea pelágica (tamaño 1-3 cm, 10%), y cantos bien redondeados de calizas someras en parte con macroforaminíferos (tamaño 2-6 cm, 10-20%) y basalto picrítico (tamaño 3 cm, 1-2%).

Los clastos angulares y subangulares parecen originarse de la Formación Caótica Punta Quepos mientras que los clastos redondeados de caliza somera y basalto pueden ser de origen somero. Por consecuencia, el conglomerado basal se interpreta como producto de la erosión del relieve acentuado de la Formación Caótica subyacente, el cual estaba cargado con sedimentos no consolidados. Estos sedimentos se movieron en flujos densos de gravedad (flujos de grava ?) junto con material retrabajado del litoral. La casi ausencia de matriz fina implica un lavado por corrientes fuertes.

De Punta Serrucho a Playa Playita se observan:

-aproximadamente 50 metros de turbiditas en capas decimétricas con laminación cruzada y paralela (Tb-c), interestratificadas con estratos de arenisca gruesa macisos de 2-3 metros de espesor, con laminación ondulada indistinta (flujos de grano ?).

-Un flujo de detritos con un espesor máximo de 10 m se acuña lateralmente. La base es irregular erosiva y el techo concordante. Incluye bloques angulares métricos de la litología subyacente, cantos redondeados de rocas volcánicas y calizas, con una composición similar al conglomerado basal.

En Playa Playita se observan:

-aproximadamente 100 metros de turbiditas distales (Tb-d, Tc-d) con capas lutíticas (Td) ricas en materia orgánica en espacios regulares. Se nota una bioturbación abundante. Ocasionalmente se encuentra una turbidita clásica (Ta-d) en la cual el material grueso está compuesto casi exclusivamente por macroforaminíferos (cerca de la entrada del camino a Playa Playita).

-aproximadamente 100 metros de turbiditas distales con pocas capas ricas en materia orgánica.

-aproximadamente 20 metros de estratos de calcarenita gruesa dispuestos en una megasecuencia negativa (orilla este de Playa Playita). El techo está formado por capas de 2 metros de calcarenitas con trazas de megaripples.

De Playa Playita a Punta Chiles se observan:

-aproximadamente 100 metros de turbiditas distales y proximales con abundantes diques sedimentarios que originan y se alimentan de los estratos gruesos compuestos por calcarenitas de macroforaminíferos.

-3-4 m de flujo con bloques intraformacionales decimétricos, acuñado y sobreacido por arenisca gruesa en forma de megaripples.

De Punta Chiles al Río Naranjo se observan:

-más de 50 metros de turbiditas distales en estratos delgados de 5 a 10 cm de arenisca fina.

Interpretación: Después de la depositación del conglomerado basal la sedimentación se calma y está dominada por corrientes de turbidez distales interrumpidas ocasionalmente por eventos de flujos densos canalizados con esfuerzos erosivos. Estos eventos disminuyen en importancia hacia el techo de la secuencia. El ambiente correspondería con el abanico intermedio en el modelo de Walker & Mutti (1973), sin embargo la aplicación de estos modelos es muy hipotética en esta zona. Casi la totalidad del material grueso redepositado consiste en bioclastos de macroforaminíferos, algas coralígenas, equinodermos y otros, de una fuente cercana de carbonatos someros. (El afloramiento más cercano de calizas someras con macroforaminíferos de la misma edad se encuentra cerca a la población de Damas, a unos 15 Km de Punta Serrucho).

Edad: Malavassi (1961) Azéma et al. (1979a) indican una edad del Eoceno medio en base a la asociación de macroforaminíferos retrabajados. Determinaciones recientes en muestras del conglomerado basal (Playa Manuel Antonio) y de la parte intermedia de la formación indican una edad de Eoceno superior.

4. HISTORIA DE SEDIMENTACION Y PALEOGEOGRAFIAS SUCESIVAS

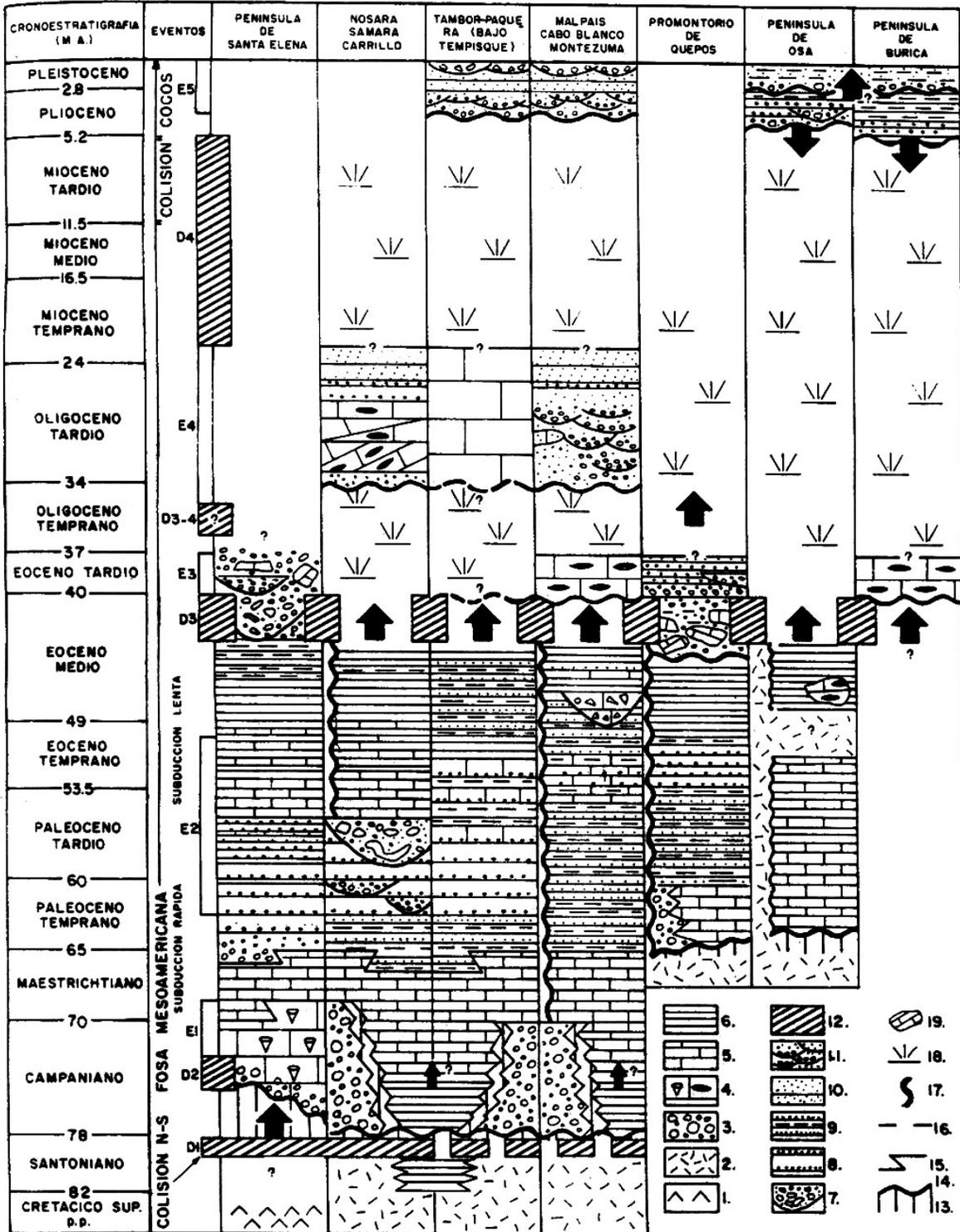
4.1 EVENTOS-PRE-CAMPANIANOS

La historia geológica del litoral Pacífico queda subdividida por un evento tectónico que estructuró el Complejo de Nicoya y la Unidad Santa Elena durante el Santoniano superior (Kuypers 1979). La existencia de mantos de sobrecorrimiento, resultado de una tectónica tangencial pre-Campaniana fue propuesta por Kuypers (1979, 1980) para el nroeste de la Península de Nicoya y por Azéma & Tourmon (1980) para la Península de Santa Elena. Recientemente, nuevos datos estructurales (Strebin 1982) y bioestratigráficos (Baumgartner 1984) confirman estas ideas y nos conducen a redefinir la megaestructura del conjunto Nicoya-Santa Elena (Azéma et al, en prensa, Bourgois, et al. en prensa). Las estructuras pre-Campanianas constituyen las fronteras, tanto geométricas como temporales para el desarrollo de las secuencias sobreyacentes, que son el tema principal de este trabajo; por lo cual se resumen y se amplian algunas ideas expuestas en los trabajos anteriormente mencionados.

Las Penínsulas de Nicoya y Santa Elena (Fig. 1) forman una megaestructura de mantos de sobrecorrimiento tripartita: La Unidad Esperanza (definida originalmente por Kuypers 1979 como unidad cabalgante sobre la Unidad Matapalo) forma el autóctono relativo ocupando la mayor parte de la superficie del Complejo de Nicoya en la Península. Sobre esta unidad descansa la Unidad Matapalo, preservada únicamente por klippen en el sector NW de la Península de Nicoya y como pequeños afloramientos bajo la Unidad Santa Elena en la costa sur y el río Potrero Grande de la Península de Santa Elena. La Unidad Santa Elena forma la parte estructuralmente más alta en este edificio de mantos. Tanto en Santa Elena como en Nicoya hay evi

Figura 7:

Correlación cronoestratigráfica de la evolución sedimentaria en las zonas estudiadas y los principales eventos geotectónicos relacionados. El-E5 son las épocas de sedimentación nerítica propuestas. 1: Peridotita. 2: Basalto. 3: Brechas y conglomerados ofiolíticos. 4: Calizas neríticas con rudístides o macroforaminíferos. 5: Calizas pelágicas. 6: Lutitas silíceas. 7: Facies de talud proximal: rellenos de canales submarinos. 8: Turbiditas proximales. 9: Turbiditas distales interestratificadas con lutitas. 10: Areniscas someras mal estratificadas. 11: Conglomerados someros hasta continentales. 12: Fases D1-D4 de deformación propuestas por Strebin (1982). La fase D3-4 está nuevamente inferida. Las flechas verticales indican levantamiento o hundimiento tectónico relacionado a estas fases. 13: Hiato submarino. 14: Discordancia. 15: Diacronismo conocido. 16: Límite exacto no conocido. 17: Secuencias afectadas por deformación por gravedad. 18: Hiato por ~~em~~er-sión. 19: Olistolitos.



dencias de una tectónica compresiva con dirección NW-SE (Strebin 1982: fase D1, post-Albiana pre-Campaniana) con vergencia hacia el sur de los cabalgamientos (Azéma & Tournon 1980). Cada una de las tres unidades tiene una historia de formación distinta.

4.1.1 Unidad Esperanza

La Unidad Esperanza (Kuypers 1979) está compuesta principalmente por basaltos y doleritas ofíticas con muy pocos sedimentos asociados. En el sur de la Península de Nicoya esta unidad está compuesta por coladas de basalto macisas (de textura dolerítica) interestratificadas con basaltos en almohadillas y aglomerados volcánicos. Los escasos sedimentos asociados incluyen jaspes, radiolaritas y calizas silíceas que fueron datados del Cenomaniano-Santoniano (Schmidt-Effing 1979, Kuypers 1979, Baumgartner 1984). También en esta Unidad han sido incluidas las lutitas y areniscas que contienen amonites del Albiano superior (Azéma et al. 1979b). Al noroeste de la Península de Nicoya en el área de Punta Gorda se encuentran coladas de basaltos que están interestratificadas con secuencias de radiolaritas de unos 10 m de espesor que son de edad Santoniano (Baumgartner 1984).

La Unidad Esperanza corresponde con los "subcomplejos" Junquillal, Murciélago, Garza y posiblemente Golfito de Schmidt-Effing (1979) y parcialmente con el "Complejo de Nicoya superior" de Gursky et al. (1982). Cabe de notar, que para las localidades Murciélago, Montezuma, Herradura, Golfito y Garza, donde los "subcomplejos" respectivos fueron definidos, es imposible de definir la edad máxima de la actividad volcánica puesto que los sedimentos descritos como "xenolitos" afectados por actividades volcánicas son en realidad sobreyacentes al Complejo y son asociados con brechas o conglomerados sedimentarios testigos de una erosión submarina importante posterior al emplazamiento de las rocas volcánicas (Fig. 7). La edad, que varía dentro del Campaniano-Maestrichtiano de los primeros sedimentos sobreyacentes se explica por la presencia de un pequeño hiato de duración variable entre el emplazamiento de la Unidad Esperanza y la deposición del primer sedimento pelágico sobreyacente (Fig. 7). La duración de este hiato está determinada por la morfología local del fondo submarino: cuencas locales son las primeras en recibir sedimento, mientras que las crestas adyacentes

quedan expuestas hasta que la sedimentación nivela el relieve. Por lo anteriormente expuesto la subdivisión en "subcomplejos" de naturaleza volcánica en base a los sedimentos sobreyacentes no tiene validéz.

Wildberg (1982) y Gursky et al. (1982) dividen el "Complejo de Nicoya superior" en dos subunidades: una toleítica "oceánica" y una toleítica-calcoalcalina de origen "arco de islas primitivo". Sin embargo la diferenciación en el campo de éstas dos subunidades se hace todavía difícil.

La deformación de la Unidad Esperanza consiste en pliegues abiertos en el sur de la Península de Nicoya y aumenta hacia el norte donde forma el sustrato de la Unidad Matapalo (Bourgois y otros, en prensa).

En los alrededores de Herradura y en el sector noreste del Golfo Dulce se encuentran basaltos cuya edad mínima es del Campaniano y que probablemente pertenecen a la Unidad Esperanza.

4.1.2 Unidad Matapalo

Al contrario de la Unidad Esperanza, la Unidad Matapalo (Kuypers 1979) consiste en escamas tectónicas muy heterócronas que son exclusivamente de origen oceánico (Wildberg 1982). La edad de los primeros sedimentos que sobreyacen el basalto va del Batoniano superior-Calloviano inferior al Valanginiano (Baumgartner 1984), hecho que puede indicar que descansan sobre corteza oceánica de edad muy diferente, que implicaría un acortamiento de varios cientos de kilómetros en una zona de subducción (Baumgartner 1984).

La Unidad consiste en paquetes de varios cientos de metros de gabros doleríticos, doleritas y basaltos macisos. Basaltos en almohadillas son menos frecuentes que en la Unidad Esperanza o han sido destruidos por la tectónica intensa. Las radiolaritas asociadas pueden tener un espesor de varias decenas de metros (Gursky & Schmidt-Effing 1983) y tienen edades bastante homogéneas dentro de las varias subunidades, que abarcan no más que unos cuantos pisos. El "subcomplejo" Brasilito de Schmidt-Effing (1979) corresponde con parte de esta Unidad, como también parte del "Complejo de Nicoya inferior" de Gursky et al. (1982).

La Formación Punta Conechal tal como fue definida por Gursky & Schmidt-Effing (1983) incluye no solo radiolaritas de la Unidad Matapalo sino también radiolaritas de la Unidad Esperanza (e.g. Punta Gorda). Por lo tanto parece difícil usar esta definición de la formación y se considera necesario de restringirla a las radiolaritas pertenecientes a la Unidad Matapalo, que son de edad variable dentro del rango Batoniano-Cenomaniano.

La deformación de la Unidad Matapalo es muy intensa y consiste en un plegamiento isoclinal, muy evidente en las radiolaritas (y diferenciable de la deformación sinsedimentaria coexistente).

La Unidad Matapalo constituye el sustrato de la Unidad Santa Elena en la Península del mismo nombre. Los afloramientos de Matapalo subyacen el contacto tectónico basal de la Unidad Santa Elena y están constituidos por basaltos, radiolaritas y secuencias clásticas de conglomerados y megabrechas (playa Naranjo, río Potrero Grande, Azéma & Tournon 1980). El rango de edad de los sedimentos asociados es idéntico al de la Unidad Matapalo en la Península de Nicoya: Van del Jurásico medio (De Wever, comm. personal) al Cenomaniano (Schmidt-Effing 1980, Azéma et al. 1982).

4.1.3 Unidad Santa Elena

La Unidad de Peridotitas de Santa Elena (Harrison 1953) está compuesta principalmente por harzburgitas serpentinizadas (Tournon & Azéma 1980), con cantidades menores de complejos de diques laminados (sheeted dykes) y bloques de anfibolitas foliadas incluidas en la peridotita. Se interpreta como parte del manto superior oceánico, representando el posible sustrato original de las Unidades del Complejo de Nicoya antes de su emplazamiento. La edad mínima es Santoniano superior/Campaniano inferior.

Las unidades basálticas basales de Quepos y de Osa tienen una edad mínima más joven y están discutidos en el contexto de la sedimentación post-Campaniana.

4.2 CAMPANIANO-MAESTRICHTIANO

4.2.1 Erosión del edificio de mantos de corrimiento

La fase tectónica del Santoniano superior (corresponde a D1 de Strebin 1982)

que estructuró el edificio de mantos de sobrecojrimiento del Complejo de Nicoya y de la Unidad Santa Elena, dejó un relieve marcado que inmediatamente después empieza a ser erosionado. Esta fase de erosión formó la inconformidad basal entre el Complejo de Nicoya y la cobertura sedimentaria (Fig. 7), conocida desde Dengo (1962).

Las partes estructuralmente más altas (Península de Santa Elena y el norte de la Península de Nicoya), alcanzaron niveles muy someros, quedando algunos expuestos y erosionados en playas, hecho sugerido por el gran tamaño de cantos bien redondeados de los conglomerados basales y por las facies carbonatadas neríticas someras sobrepuestas (Seyfried & Sprechmann, en preparación). También al este de la paleofalla del Tempisque el Complejo de Nicoya fue erosionado en ambientes muy someros hasta continentales (Formación Conglomerado Barbudal, Rivier 1983) con conglomerados que están sobrepuestos por facies neríticas someras del Campaniano superior.

En el resto de la Península de Nicoya, Herradura y Golfito la asociación de brechas y conglomerados mal redondeados basálticos (Formación Brecha Puerto Carrillo) con lutitas silíceas y/o calizas pelágicas indica que la erosión fue submarina a profundidades altas, que quedaron al menos en el Campaniano, por debajo de la CCD local.

El sur de la Península de Nicoya estaba fuera del alcance de los sobrecojrimientos y fue una zona menos afectada por el levantamiento orogénico, que formó una cuenca recibidora de los productos de erosión: Se observan acumulaciones de olistostromos de material del Complejo de Nicoya mezclado con rocas silíceas del Campaniano (Playa Curú, Punta Pochote, ICG 1983) que documentan el avance de los mantos de sobrecojrimiento y su erosión inmediata. Además la secuencia silícea sobreyacente (Formación Lutita Silícea Bahía Murciélagu) es en esta zona de espesor considerable y de extensión continua.

4.2.2 Consideraciones paleoceanográficas

Como ha sido expuesto en este trabajo, interpretamos los sedimentos silíceos basales (Formación Lutita Silícea Bahía Murciélagu), que se asocian y sobreyacen a las brechas basales, como el sedimento más viejo de la cobertura sedimentaria depu-

sitada durante el Campaniano temprano por debajo de la CCD local, la cual en este tiempo pudo haber tenido una profundidad relativamente somera.

Evidencia para una posición somera de la CCD durante el Santoniano y su caída drástica durante el Campaniano-Maestrichtiano fue proporcionada por las perforaciones del D.S.D.P. (Deep Sea Drilling Project) tanto en el Caribe (Ramsay et al. 1973) como en el Pacífico (Thierstein 1979). Una CCD somera puede además tener razones más locales: La alta producción de materia orgánica en el litoral y la plataforma aumenta el contenido de CO_2 y por ende la corrosividad de las aguas, lo que equivale a un levantamiento de la CCD en los taludes continentales (Berger 1979). Por otra parte, la alta fertilidad, una característica de la zona ecuatorial-este de un océano, favorece la preservación de microfósiles silíceos en cualquier profundidad, lo que explica la abundancia de radiolarios en todos los sedimentos pelágicos/hemipelágicos y hasta en turbiditas distales de la zona pacífica. Schmidt-Effing (1979) señaló la posibilidad de un efecto preservante de la presencia abundante de material tobáceo en las lutitas silíceas; sin embargo, las calizas pelágicas también contienen abundantes capas de material tobáceo retrabajado.

En conclusión se considera como resultado de una caída de la CCD, tanto por cambios paleoceanográficos regionales como locales, que a partir del Campaniano tardío se empiezan a depositar calizas pelágicas (Formación Caliza Pelágica Golfito) sobreyaciendo las lutitas silíceas, o mediante un hiato a las brechas basales o al Complejo.

Sin embargo, no se puede excluir que un cierto levantamiento contemporáneo aceleró la transición a la depositación carbonatada. Este levantamiento sería correlacionable con la fase D2 de Strebin (1982), véase figura 7.

Durante el Campaniano terminal-Maestrichtiano la sedimentación tiende a unificarse en todo el litoral pacífico: las áreas de depositación nerítica somera subsiden a profundidades subfóticas y reciben una depositación hemipelágica como el resto de la zona. Por primera vez, se hace notoria la existencia de un volcansismo explosivo evidenciado por la abundancia de cenizas retrabajadas en varios perfiles (Lundberg 1982).

4.3 MAESTRICHTIANO SUPERIOR-PALEOCENO

4.3.1 Sedimentación turbidítica

Turbiditas ocasionales acompañan toda la sedimentación pelágica. Es durante el Maestrichtiano hasta el inicio del Paleoceno (dependiente de la paleogeografía local), cuando empieza una sedimentación constante de turbiditas. En cuencas, caracterizadas por secuencias continuas de grandes espesores (Tambor-Paquera: Cuenca de Curú, Barco Quebrado, Santa Elena) se observa un aumento gradual de material silicoclástico en la fracción lutítica, adquiriendo la fracción arenítica mayor importancia. La fracción arenosa por lo general no es tobácea (como ha sido admitido por Schmidt-Effing 1979) sino de composición feldespática-lítica y documenta la importante erosión de rocas andesíticas (Lundberg 1982) de un supuesto arco volcánico asociado a la subducción nuevamente establecida a partir del Senoniano terminal.

La mejor reconstrucción de la fuente de los depósitos de talud del Paleoceno (Formación Barco Quebrado) se puede hacer en base a los clastos grandes presentes en los conglomerados de la zona Punta Indio-Punta Sámara-Punta Buenavista (Fig. 4). Estos conglomerados representan facies del abanico proximal, depositadas en canales alimentadores mayores, directamente conectados con el litoral del supuesto arco de islas. Aparte de los cantos grandes de andesitas porfiríticas, evidentemente retrabajados de depósitos fluviales o litorales, se aprecian cantos retrabajados de calizas con algas, evidencia directa de que existieron plataformas carbonatadas en el Paleoceno.

Altos fondos, supuestamente paralelos a la fosa Paleocena fueron postulados por Lundberg (1982) y Sauermann & Hsu (1983) refiriéndose a altos magnéticos propuestos por De Boer (1979) y en base a la interpretación de las secuencias depositadas que ellos subdividen en una secuencia hacia el mar ("seaward") y una hacia la tierra ("landward") de la Península de Nicoya.

Nuestras observaciones confirman el alto fondo propuesto por Lundberg (1982) que separa la cuenca de Curú ("landward") de la cuenca de Cabo Blanco ("seaward"). El alto fondo está caracterizado en la zona de Cóbano por secuencias muy reducidas pelágicas (Grupo Sabana Grande) con interestratificación de secuencias turbi-

díticas de poco espesor de edad Maestrichtiano-Paleoceno.

Nuestras observaciones confirman paralelas muy estrechas en el desarrollo Paleoceno entre Santa Elena, Sámara-Garza y Pochote-Paquera, secuencias que pueden haberse desarrollado en la misma cuenca alargada, en la cual el área de Punta Indio-Sámara fue la zona de alimentación mediante cañones submarinos mayores. Se infiere un transporte importante a lo largo del eje de la cuenca (Lundberg 1982) evidenciado por la dirección de paleocorrientes generalmente orientados noreste-suroeste.

Las áreas de Cabo Blanco y de Quepos estaban protegidas del aporte de material grueso y muestran una depositación de areniscas predominantemente finas interstratificadas con una sedimentación hemipelágica persistente. Sin embargo, bioclastos someros ocasionalmente encontrados en las turbiditas silíceas de la zona de Quepos (Mora ICG 1982) dejan suponer que la plataforma no estaba a gran distancia. Creemos que es el efecto protector de altos fondos locales o regionales que permitió el desarrollo de secuencias de turbiditas finas (llamadas "distales") de poco espesor durante el Senoniano terminal-Paleoceno-Eoceno inferior.

4.3.2 Fondo oceánico del Senoniano terminal-Paleoceno basal

Quepos: La naturaleza pelágica de los primeros sedimentos Paleocenos en la zona de Quepos, sobreyacentes al complejo básico, documentan claramente la formación de nuevo fondo oceánico durante el Senoniano terminal-Paleoceno basal, y por ende posterior a la estructuración del Complejo de Nicoya.

Debido a la falta de análisis químicos una interpretación geotectónica es todavía difícil. Sin embargo, lo más plausible sería que el complejo básico de Quepos representaría parte de un arco de islas primitivo, puesto que es contemporáneo con expresiones de volcanismo explosivo/andesítico que afloran en la cercana Península de Nicoya.

Osa: También posterior al Complejo de Nicoya es el complejo básico de la Península de Osa, aunque la situación es algo más complicada: Azéma et al. (1981) dataron el Paleoceno (Daniano superior-Thonetiano inferior) en calizas pelágicas

entre la Punta Salcipedes y la Playa Madrigal, calizas que fueron cartografiadas por Lew (1983) como Formación Salcipedes e interpretadas como el sedimento más antiguo descansando sobre un basamento desconocido. Descartando una mención especulativa de la edad Cretácico inferior de una radiolarita de Osa por Schmidt-Effing (en Lew 1983) queda más probable la edad del basamento de Osa como Senonia no terminal-Paleoceno basal (Fig. 7).

Sin embargo, en esta zona la actividad volcánica no terminó con la formación de un fondo oceánico: Las calizas de la Formación Salcipedes están intruídas y sobreyacidas por basaltos toleíticos de tipo arco de islas primitivo (Lew 1983) que incluyen pedernales de edad Paleoceno tardío-Eoceno medio (Schmidt-Effing en Lew 1983). De la misma edad (más precisamente del Eoceno medio) es una asociación de basaltos en almohadillas, radiolaritas y brechas calcáreas de material somero retrabajado, descrito en Playa Colorada cerca a la Bahía Drake por Azéma et al. (1983).

Se concluye que en Osa hubo una continuación de la actividad volcánica de tipo arco de islas en un ambiente pelágico hasta por lo menos en el Eoceno medio.

4.4 PALEOCENO SUPERIOR-EOCENO MEDIO

4.4.1 Sedimentación pelágica silíceas

De Santa Elena a Osa el Paleoceno superior/Eoceno inferior-medio está representando por facies silíceas, con una dominancia de la depositación pelágica. Cambios paleogeográficos durante el Paleoceno superior causaron una disminución del aporte turbidítico en las zonas estudiadas y por consecuencia una sedimentación predominantemente pelágica, cuya naturaleza vuelve a ser determinada por el régimen oceanográfico del Pacífico Paleógeno. Únicamente en la cuenca de Curú la sedimentación de turbiditas proximales continúa, representada por la Formación Las Palmas.

De las áreas estudiadas únicamente Santa Elena presenta una secuencia del Paleoceno superior-Eoceno inferior que no está afectada por deformaciones por gravedad. Ahí se puede observar un cambio gradual de sedimentación turbidítica a calcárea pelágica y luego a calcárea silícea para terminar con la depositación pu

ramente silíceas. En las zonas de Sámara, Cabo Blanco y Quepos, una deformación penecontemporánea por gravedad deja dudas sobre la sucesión de las varias facies encontradas. Sin embargo, parece que en Cabo Blanco la sedimentación de turbiditas finas, persistente desde el Senoniano terminal, queda hacia el techo frecuentemente interrumpida, por una depositación hemipelágica calcárea silícea y luego únicamente silícea (Eoceno).

4.4.2 Paleoceanografía

La evolución mencionada se compara favorablemente con la evolución paleoceanográfica del Pacífico. La CCD sube gradualmente durante el Paleoceno para llegar a profundidades someras de menos 3.5 Km en el Eoceno medio (Van Andel et al. 1975) para el Pacífico equatorial. Los depósitos del Eoceno inferior-medio son ricos en sílice en todos los océanos del mundo y han sido relacionados con el inicio de una circulación abisal, estimulando el afloramiento submarino y la productividad planctónica, causada por una nueva conexión con el Artico (Bergren and Hollister 1974). Además rigen los mismos factores locales mencionados para el Campaniano.

4.5 EOCENO MEDIO-SUPERIOR

4.5.1 Deformación penecontemporánea por gravedad

En las zonas de Sámara, Cabo Blanco y Quepos se observa una deformación penecontemporánea por gravedad que afectó la parte superior de la secuencia oceánica sobreyacente al Complejo de Nicoya. Los fenómenos de deformación incluyen tanto estructuras regionales como muy locales: En la zona de Sámara, la Formación Caliza Silícea Buenavista parece ser desprendida en su totalidad y descansa en forma alóctona sobre las turbiditas de la Formación Barco Quebrado. Internamente la formación presenta pliegues disarmónicos de desprendimiento. En la Formación Lutita-Arenisca Cabo Blanco existen cuerpos poco deformados y zonas densamente plegadas a escala métrica. No se puede excluir que partes más viejas de la formación descansen en forma de grandes deslizamientos sobre partes más jóvenes. La deformación afecta inclusive el contacto basal de la formación. En la zona de Quepos se

ha definido la Formación Caótica Punta Quepos para designar una zona de mezcla Caótica que incluye principalmente rocas pelágicas y turbidíticas del Paleoceno-Eoceno, pero también clastos someros del Paleoceno.

La datación de éstas estructuras se basa en la diferencia entre la edad de las rocas más jóvenes afectadas y las más antiguas sobreyacentes. En la zona de Cabo Blanco los macroforaminíferos en los rellenos de canales deformados de la Formación Cabo Blanco, evidencian una edad del Eoceno medio, mientras que las calizas Punta Cuevas sobreyacentes datan del Eoceno superior. En Quepos las lutitas silíceas incluidas en la Formación Caótica dieron una edad del Eoceno inferior/medio y la misma está sobreyacida por el conglomerado basal de la Formación Punta Serrucho del Eoceno superior.

Se concluye que un levantamiento y basculamiento drástico en toda la zona, datado del límite Eoceno medio/superior, causó la desestabilización de muchas secuencias no/o semiconsolidadas y dio origen a las deformaciones observadas. Este evento se relaciona con la fase tectónica D3 observada por Strebin (1982).

4.5.2 Discordancias regionales y nueva distribución de facies.

Las zonas más afectadas por la deformación por gravedad (Penínsulas de Nicoya y Quepos), registran también el cambio contemporáneo más drástico de facies: Calizas someras ricas en macroforaminíferos y algas coralígenas, datadas del Eoceno medio o superior (Punta Cuevas, Damas) descansan mediante una discordancia angular regional (época 3) sobre las formaciones oceánicas del Supergrupo Garza. Sobre todo el levantamiento fue drástico: Lutitas silíceas depositadas en un mínimo de 2 Km de profundidad durante el Eoceno medio, se encuentran levantadas, erosionadas y sobreyacidas por depósitos de la zona eufótica somera en el Eoceno medio-superior. Tasas de levantamiento de más de 1 mm por año son factibles.

Las zonas no directamente afectadas por el levantamiento, son sitios de una sedimentación muy rápida de conglomerados y brechas que a su vez documentan la existencia de relieves abruptos: Las unidades Guajiniquil y Junquillal en Santa Elena representan un mínimo de 500 m de depósitos clásticos del Eoceno medio-superior. En Punta Serrucho, a unos 15 Km de la plataforma somera representada por las calizas de Damas, se depositaron un mínimo de 200 m de conglomerados y

450 m de turbiditas en el Eoceno superior.

4.6 OLIGOCENO-MIOCENO INFERIOR

Durante el Oligoceno-Mioceno inferior (época 4) la parte central de la zona estudiada (Nicoya-Quepos) estaba en grandes partes emergida (véase también Rivier 1983) y muestra sólo en su margen suroeste, la zona más cercana a la fosa mesoamericana, depósitos someros predominantemente clásticos. Estos depósitos fueron informalmente denominados areniscas y calcarenitas Punta Peladas y areniscas y conglomerados Santa Teresa. Descansan mediante una discordancia angular tanto sobre sedimentos oceánicos del Supergrupo Garza, como sobre las calizas someras (Punta Cuevas) de la época 3, lo que queda evidenciado por clastos redondeados de esta caliza en los conglomerados de Santa Teresa (Mora en preparación). La composición de las areniscas y conglomerados además evidencia afloramientos cercanos del Complejo de Nicoya. Ambas unidades fueron depositadas en un ambiente litoral de alta energía y de fondo inestable, documentado por abundantes fallas sinsedimentarias. Inferimos una plataforma estrecha montada sobre la vertiente continental de la fosa Mesoamericana.

Tanto al noroeste (Formación Masachapa, Nicaragua, Weyl 1980) como al sureste (parte de la Formación Térraba, Mora 1979) se conocen depósitos de talud de edad Oligoceno-Mioceno temprano.

4.7 MIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO

Durante el período Mioceno superior-Pleistoceno (época 5) la parte norte de la zona estudiada estaba en grandes sectores emergida. Depósitos continentales hasta sublitorales se concentran en el sur de la Península de Nicoya y en su continuación paleogeográfica del promontorio de Herradura (Formaciones Punta Carballo y Montezuma). Estas formaciones descansan casi horizontales y sin ser afectadas por un fallamiento intenso sobre todas las unidades anteriores. Esto sugiere que una fase importante de fallamiento normal, basculamiento y levantamiento ocurrió antes de su depositación (fase D4 de Strebin 1982, fase de domificación de Kuypers 1980). Nuevos datos sugieren que la depositación de la Formación Mon-

tezuma alcanza al menos el Pleistoceno inferior y está claramente relacionada con cambios glacio-eustáticos del nivel del mar (Fischer et al. en preparación).

La zona sur está caracterizada por depósitos turbidíticos de mucho espesor. En la Península de Osa, Lew (1983) describe la Formación Punta La Chancha como una secuencia de mínimo 730 m de conglomerados, areniscas y lutitas depositados por turbiditas proximales (base) a distales (techo), y datada del Plioceno medio. Para que esta secuencia aflore hoy día hasta 800 m.s.n.m. Lew (1983) asume una tasa de levantamiento de más de 0.5 mm por año para la Península de Osa.

En la Península de Burica aflora la secuencia de las Areniscas Burica y la Formación Charco Azul, atribuidas por Olson (1942) al Plioceno. Nuestras observaciones señalan una secuencia turbidítica de al menos 2500 m de espesor. Esta secuencia está sobreyacida discordantemente por la Formación Armuelles, una deposición somera de edad Cuaternario (Olson 1942). También la secuencia de Punta Burica implica levantamientos drásticos Plioceno-recientes que pueden ser relacionados con la subducción de la dorsal asísmica de Cocos y/o movimientos relacionados con el límite entre las placas Cocos y Nazca en la zona de Fractura de Panamá, de la cual la Península de Burica es la expresión terrestre.

5. CONCLUSIONES PRINCIPALES

- La historia geológica del litoral pacífico se divide en dos fases caracterizadas por configuraciones geotectónicas diferentes:

1. Fase pre-Campaniana. Los sedimentos de la fase precampaniana (Batoniano/Calloviano-Santoniano) están asociados directamente con basaltos toleíticos y parecen ser la cobertura sedimentaria oceánica de corteza formada en una dorsal o en menor cantidad en un arco de islas primitivo. Esta corteza y partes del manto superior fueron afectadas por una fuerte tectonización en el Santoniano superior en una situación geotectónica muy distinta a la Cenozoica: En relación con la abertura rápida del Caribe se produjo una compresión norte-sur que ocasionó el edificio de mantos de corrimiento representado por el Complejo de Nicoya y la Peridotita Santa Elena.

2. Fase post-Santoniana. En el Senoniano terminal se establece la fosa me-soamericana como margen convergente extensional (Aubouin et al. 1984), caracteri-zado por la ausencia de estructuras de acreción. Desde entonces, el orógeno Santoniano es parte de la corteza estable ístmica, afectada únicamente por plega-miento y fallamiento moderado, y forma el sustrato para el desarrollo de cuencas sedimentarias Senoniano superior-Cenozoicas.

- El fondo oceánico continuó formándose en el Senoniano-Paleoceno, apare-nentemente en un arco de islas primitivo (Quepos, Osa). En Osa la actividad volcá-nica submarina parece haber continuado hasta el Eoceno medio (Lew 1983, Azéma et al. 1983).

- La sedimentación pelágica, sobreyacente a los complejos básicos estaba gobernada por tendencias paleoceanográficas reconocidas en el Pacífico, amplia-das por una situación local de alta fertilidad (típica de márgenes orientales oceánicas en la zona tropical). Una posición somera de la CCD en el Santoniano-Campaniano y el Paleoceno superior-Eoceno medio ocasionó pelagitas silíceas y una sedimentación de trasfondo silícea en secuencias turbidíticas.

- Las potentes secuencias turbidíticas del Maestrichtiano-Paleoceno, deposi-tadas en cuencas alargadas con rumbo NW-SE, documentan la erosión de un arco vol-cánico andesítico emergido, producto de la subducción activa, rápida. Las turbi-ditas y flujos de gravedad retrabajan depósitos carbonatados y silicoclásticos de una plataforma somera estrecha, montada sobre un talud con pendientes fuertes, so-brecargados de sedimentos inestables.

- El Paleoceno superior-Eoceno medio está caracterizado por una dominancia de depósitos pelágicos y turbidíticos finos que son producto de períodos de tran-quilidad y posiblemente de subducción lenta.

- En el límite Eoceno medio/superior un evento tectónico causó desprendimien-tos, deslizamientos y deformación caótica por gravedad de la parte superior de la secuencia oceánica y un levantamiento drástico que a su vez dio origen a una de-positación nerítica carbonatada discordante en grandes áreas. Sin embargo, persis-ten áreas de sedimentación turbidítica (Santa Elena, Quepos).

- El equilibrio isostático requiere que el techo de una corteza oceánica gruesa (como la que se puede inferir para el Cenozoico del litoral pacífico) este

a profundidades subfólicas. En la zona estudiada eventos tectónicos causaron constantes desequilibrios, lo que permite explicar la depositación nerítica en secuencias poco potentes y de corta duración, como consecuencia de constantes movimientos verticales (levantamientos tectónicos seguidos de subsidencia).

Se observan cinco épocas de sedimentación nerítica, de las cuales cada una se puede relacionar con un evento tectónico, que ocasionó la posición somera del substrato. Por lo tanto, cada Epoca yace discordantemente sobre las anteriores, la secuencia oceánica o los complejos básicos.

Epoca 1. Campaniano-Maestrichtiano: La fuerte compresión del Santoniano superior levantó las partes estructuralmente más altas del orógeno a niveles subaéreos y fólicos, donde se desarrollaron las calizas con rudístides.

Epoca 2. Paleoceno-Eoceno inferior: La actividad volcánica del arco de islas, producto de la subducción, ocasionó plataformas estrechas supuestamente al noreste de la zona estudiada, solo conocidos por el material retrabajado en secuencias de talud (Quepos, Sámara).

Epoca 3. Eoceno medio/superior: Un evento tectónico levantó grandes partes de la zona a niveles someros fólicos, lo que ocasionó principalmente un desarrollo de calizas con macroforaminíferos.

Epoca 4. Oligoceno-Mioceno basal: La zona de Nicoya-Quepos estaba en grandes partes emergida (debido a un espesor engrosado de la corteza ?) y solo el área más cercana a la fosa mesoamericana recibió depósitos sublitorales. Sin embargo, tanto al noroeste como al sureste persisten cuencas turbidíticas.

Epoca 5. Mioceno superior-Pleistoceno: Depósitos litorales se concentran en los alrededores del sur de la Península de Nicoya, en la cual se manifiesta un levantamiento todavía activo (Fischer 1980, Battistini & Bergoeing 1982), mientras que en la zona sur se establecen nuevas cuencas turbidíticas (Osa: Lew 1983, Burica).

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestra gratitud a Rodolfo Madrigal por su estímulo y revisión temática del texto. Las discusiones, sugerencias y revisiones de Peter Sprechmann fueron muy valiosas.

Discusiones con Eric Kuypers y Francois Rivier impulsaron el estudio realizado. Además, agradecemos a los estudiantes de las campañas geológicas de la Escuela Centroamericana de Geología de los años 1980, 1982-1984, así como a los compañeros profesores que participaron en estas campañas. Agradecemos a la sección de transportes de la Universidad de Costa Rica por el apoyo logístico y al comité redactor de la revista por su paciencia y buena disponibilidad. Se agradece a Oscar Mora y Claudio Calvo por la elaboración de dibujos y a Sonia Castillo por la mecanografía.

Esta investigación fue realizada con los fondos aportados por la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica mediante el Proyecto N° 02-07-03-13 "Esquema tectónico del Complejo ofiolítico de Nicoya y las rocas sobreyacentes" y por una beca de viaje otorgada a P.O. Baumgartner por la "Schweizerische Naturforschende Gesellschaft".

BIBLIOGRAFIA

- Aubouin, J., von Huene, R., et al. 1982: Init. Repts. DSDP, 67; Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Aubouin, J., von Huene, R., Baltuck, M., Arnott, R., Bourgois, J., Filewicz, M., Helm, R., Kvenvolden, K., Lienert, B., McDonald, T., McDougall, K., Yujiro, O., Taylor, E. & Winsborough, B., 1982a: Subduction sans accretion: la marge pacifique du Guatemala: premiers résultats du Leg 84 du Deep Sea Drilling Project.- C.R. Acad. Sc. Paris, 294: 803-812.
- Aubouin, J., von Huene, R., Baltuck, M., Arnott, R., Bourgois, J., Filewicz, M., Helm, R., Kvenvolden, K., Lienert, B., MacDonald, T., MacDougall, K., Yujiro, O., Taylor, E. & Winsborough, B., 1982b: Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project. Subduction without accretion: Middle America Trench off Guatemala.- Nature 297: 458-460.
- Aubouin, J., Azéma, J., Biju-Duval, B., Bourgois, J., Mascle, A., Tardy, M., 1984: Subduction et orogénese. Le prisme d'accrétion de la Barbade et l'absence d'accrétion le long de la fosse d'Amérique Centrale: deux processus prouvés et non exclusifs d'un phénomène crustal général, la subduction.- C.R. Acad. Sc. Paris, 298, 2/8: 351-358.
- Aubouin, J., Bourgois, J. & Azéma, J., 1984: A new type of active margin: the convergent-extensional margin, as exemplified by the Middle America Trench off Guatemala.- Earth and Planetary Science Letters. 67: 211-218.
- Azéma, J., Glacon, G., Tournon, J. & Vila, J.-M., 1979a: Precisiones acerca del Paleoceno de Puerto Quepos y sus alrededores, Provincia de Puntarenas, Costa Rica.- Inst. Geogr. Nac., Inf. Semestr. Julio-Dic.: 77-88 (1979).
- Azéma, J., Sornay, J. & Tournon, J., 1979b: Découverte d'Albien supérieur a Ammonites dans le matériel volcano-sédimentaire du "complexe de Nicoya" (province de Guanacaste, Costa Rica).- C.R. somm. Soc. geol. Fr., 3: 129-131.
- Azéma, J., Glacon, G. & Tournon, J., 1981: Nouvelles données sur le Paléocène a Foraminifères plactoniques de la bordure pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale).- C.R. somm. Soc. geol. Fr. 3: 85-88.
- Azéma, J., Origlia, I., Tournon, J. & De Wever, P. 1982: Nouvelles données sur la présence de crétacé moyen au sein des formations volcano-sédimentaires de l'autochtone relatif de la Péninsule de Santa Elena (Costa Rica, Amérique Centrale). 9.- Réunion Ann Sci. Terre, Paris. Soc. geol. Fr. (édit. Paris).

- Azéma, J., Butterlin, J., Tournon, J. & De Wever, P., 1983: Presencia de material volcánico-sedimentario de edad Eoceno medio en la Península de Osa (provincia de Puntarenas, Costa Rica).- 10a Conf. Geol. Caribe, Cartagena.
- Azéma, J., Bourgois, J., Baumgartner, P.O., Tournon, J., Desmet, A., Auboin, J., (en prensa): A tectonic cross-section of the Costa Rican pacific littoral as a key to the structure of the landward slope of the Middle America trench off Guatemala.- Init. Rep. DSDP, 84: Washington (U.S. Govt. Printing Office)
- Azéma, J. & Tournon, J. 1980: La Péninsule de Santa Elena, Costa Rica: un massif ultrabasique charrié en marge pacifique de l'Amérique centrale.- C.R. Acad. Sc. Paris, 290, D: 9-12.
- Baumgartner, P.O., 1984: El Complejo Ofiolítico de Nicoya (Costa Rica): Modelos estructurales analizados en función de las edades de los radiolarios (Calloviense a Santoniense).- En: Sprechmann, P., (ed) Manual de Geología de Costa Rica, I: Estratigrafía, pp. 115-124.
- Battistini, R. & Bergoeing, J.P., 1982: Un exemple de côte a structure faillée, quadrillée et néotectonique active: la côte pacifique du Costa Rica.- Bull. Assoc. Géogr. Fr., 488: 199-205.
- Berger, W.H., 1979: Preservation of Foraminifera.- SEPM short course 6: Foraminiferal Ecology and Paleocology: 105-155.. Soc. Econ. Paleontol. & Mineralog.
- Berggren, W.A. & Hollister, C.D., 1974: Paleogeography, Paleobiography and the history of circulation in the Atlantic Ocean.- En: Hay, W.W. (ed): Studies in Paleo-Oceanography: 126-186; Soc. Econ. Paleontol. & Mineralog. Spec. Publ. 20.
- Bourgois, J., Azéma, J., Baumgartner, P.O., Tournon, J., Desmet, A. & Tournon, J., (en prensa): The geologic history of the Caribbean-Cocos Plate boundary with special reference to the Nicoya Ophiolite Complex (Costa Rica) and DSDP results (Legs. 67 and 84 off Guatemala): A synthesis.- Tectonophysics, 74.
- Buffler, R.T. (en prensa): Geologic structure of the forearc region off the west coast of Costa Rica in the vicinity of the Nicoya Peninsula-Results of a multifold seismic reflection survey.- University of Texas at Austin.
- Crowe, J.C. & Buffler, R.T., (en prensa): Regional seismic reflection profiles across the Middle America Trench and convergent margin of Costa Rica.- University of Texas at Austin, Contrib. n° 537.
- De Boer, J., 1979: The outer arc of the Costa Rican orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena penínsulas).- Tectonophysics, 56: 221-259.

- Dengo, G., 1962: Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. Inst. Geogr. Nac., San José, Costa Rica: 1-112.
- Dickinson, W.R., 1974: Plate tectonics and sedimentation.- En: Dickinson, W.R. (Ed.): Tectonics and sedimentation: 1-27. SEPM spec. pub. 22.
- Fischer, R., 1980: Recent tectonic movements of the Costa Rican Pacific coast.- Tectonophysics, 70: 25-33; Elsevier, Amsterdam.
- Galli, C. & Schmidt-Effing, R., 1977: Estratigrafía de la cubierta sedimentaria supra-ofiolítica cretácica de Costa Rica.- Cienc. Tec. 1: 87-96.
- Goudkoff, P.P. & Porter II, W.W., 1942: Amoura Shale, Costa Rica.- AAPG Bull.26: 1647-1655.
- Gursky, H.-J. & Schmidt-Effing, R., 1983: Sedimentology of radiolarites within the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, Central America.- En: Iijima, A., Hein, J.R. & Siever, R. (Eds.): Siliceous deposits in the Pacific Region: 127-142; Elsevier, Amsterdam.
- Gursky, H.-J., Schmidt-Effing, R., Strebin, M. & Wildberg, H., 1982: The ophiolite sequence in northwestern Costa Rica (Nicoya Complex): Outlines of stratigraphical, geochemical, sedimentological and tectonical data.- 5^{to} Congr. Latinoam. Geol., Argentina. Actas 3: 607-619.
- Harrison, J.V., 1953: The geology of the Santa Elena Peninsula in Costa Rica, Central America.- Proc. 7th Pac. Sci. Congr. 2: 102-114. Auckland-Christchurch.
- Hedberg, H.D. (Ed.), 1976: International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure.- John Wiley & Sons, New York. Traducción Española: Guía Estratigráfica Internacional. Guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos. Ed. Reverté, Barcelona, (1980).
- Henningsen, D., 1966: Die pazifische Küstenkordillere (Cordillera Costeña) Costa Ricas und ihre Stellung innerhalb des süd-zentralamerikanischen Gebirges.- Geotekt. Forsch. 23: 3-66. Stuttgart.
- Henningsen, D. & Weyl, R., 1967: Ozeanische Kruste im Nicoya-Komplex von Costa Rica (Mittelamerika).- Geol. Rdsch. 57: 33-47. Stuttgart.

- Kuang, S.A., 1971: Estudio geológico del Pacífico de Nicaragua.- Catastro e inventario de recursos naturales, División de Geología, Inform. Geol., 3, 1: 101 págs. Managua, Nicaragua, C.A.
- Kuypers, E.P., 1979: La geología del Complejo Ofiolítico de Nicoya, Costa Rica.- Inst. Geogr. Nac., 25, Inf. Semestr. Julio-Dic.: 15-75 (1980).
- Kuypers, E.P., 1980: The geologic history of the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica and its geotectonic significance.- Tectonophysics, 68: 233-255.
- Laguna, J., 1977: Geología y sedimentología de tres unidades Paleocenas, Península de Nicoya, Provincia de Guanacaste, Costa Rica.- 79 págs., Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Ricas (tesis inédita).
- Lew, L., 1983: The geology of the Osa Peninsula, Costa Rica: Observations and speculations of the outer arc of the southern Central American orogen.- 128 págs., Dept. of Geosci. Pennsylvania State University (M.Sc. tesis inédita).
- Lundberg, N., 1982: Evolution of the slope landward of the Middle America Trench, Nicoya Peninsula, Costa Rica.- En: Leggett, J.K. (Ed.): Trench Forearc Geology. Spec. Publ. Geol. Soc. London; 10: 131-147.
- MacDonald, D.F., et al. 1919: Informe final geológico de Costa Rica.- Rev. de Costa Rica, 2: 28-148. San José [reproducido de la Gaceta Oficial, junio 1919]
- Malavassi, E., 1961: Some Costa Rican larger Foraminiferal Localities.- Journ. Paleont., 3: 498-501. Tulsa.
- Mora, S., 1979: Proyecto hidroeléctrico Boruca. Informe de Progr. n° 5, vol. 1: Estudio geológico regional.- 193 págs., (informe inédito: Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica).
- Mora, S., 1982: Clasificación morfotectónica de Costa Rica (según la nomenclatura de la teoría de la tectónica de placas).- Inst. Geogr. Nac., 26, Inf. Semestr. Julio-Dic. 1981: 35-56.
- Olson, A.A., 1942: Tertiary and Quaternary fossils from the Burica Peninsula of Panamá and Costa Rica.- Bull. Amer. Paleont. 27 (106): 153-258. Ithaca.
- Rivier, F., 1983: Síntesis geológica y mapa geológico del área del Bajo Tempisque, Guanacaste, Costa Rica.- Inst. Geogr. Nac., 29, Inf. Semestr. Enero-Junio: 7-30.
- Sauermann, R., Hsu, J., 1983: Estratigrafía preliminar y análisis del Potencial de Hidrocarburos en la Península de Nicoya y alrededores. Dep. Exploración Petrolera, Recope (informe inédito).

- Schmidt-Effing, R., 1975: El primer hallazgo de amonites en América Central Meridional y notas sobre las facies cretácicas en dicha región.- Inst. Geogr. Nac., 14, Inf. Semestr. Enero-Junio 1974: 53-61.
- Schmidt-Effing, R., 1979: Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Zentralamerika.- Geol. Rdsch. 68: 457-494.
- Seely, D.R. & Dickinson, W.R., 1977: Structure and stratigraphy of forearc regions. En: Geology of continental margins. Am. Ass. Petrol. Geol. Continuing Education Course Note Ser. 5: C1-C33.
- Sprechmann, P., 1982: Estratigrafía de Costa Rica; I: Unidades estratigráficas sedimentarias.- Actas 5^{to} Cong. Latinoam. Geol. 1: 55-71.
- Sprechmann, P. (Ed.), 1984: Manual de Geología de Costa Rica, I: Estratigrafía.- Edit. Univ. Costa Rica, San José (en prensa).
- Sprechmann, P., en prensa: Estratigrafía de Costa Rica (América Central), III: Normas de clasificación y ambientes antiguos de depositación.- Mem. 3^{er} Congr. Latinoam. Paleont. Morelos, México.
- Stibane, F.R., Schmidt-Effing, R., Madrigal, R., 1977: Zur stratigraphisch-tektonischen Entwicklung der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) in der Zeit von Ober-Kreide bis Unter-Tertiär.- Giessener geol. Schrift., 12 (Festschrift R. Weyl): 315-358. Giessen.
- Strebin, M., 1982: Zur Deformationsgeschichte des Ophiolith-Komplexes der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) und seines sedimentären Auflagers.- 8. Geowiss. Lateinamer Koll. Göttingen (BRD): 94.
- Terry, 1941: Notes on submarine valleys of the panamanian coast.- Geogr. Rev. 31/3: 377-384; New York.
- Thierstein, H.R., 1979: Paleoceanographic implications of organic carbon and carbonate distribution in Mesozoic deep sea sediments.- En: Talwani, M., Hay, W., Ryan, W.B.F. (Eds.): Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment. Maurice Ewing Ser. 3: 249-274. Amer. Geophys. Union (Washington, D.C.).
- Van Andel, Tj. H., Heath, G.R. & Moore, T.C., Jr., 1975: Cenozoic tectonics, sedimentation, and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific.- Geol. Soc. Am. Mem. 143.
- Vail, P. R., Mitchum, R.M., Jr. & Thompson, S., III, 1977: Global cycles of relative changes of sea level.- En: Payton, C.E. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration: 83-97; Am. Ass. Petroleum Geol., Mem. 26.

- von Huene, R. & Lee, H., en prensa: The possible significance of pore fluid pressures in subduccion zones.- Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.
- Weyl, R., 1966: Ozeanische Kruste im südlichen Mittelamerika ? - N. Jb. Geol.; Paläont. Mh.: 275-282- Stuttgart.
- Weyl, R., 1980: Geology of Central America.- 371 págs.; Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Wildberg, H., Gursky, H.- J., Schmidt-Effing, R. & Strebin, M., 1981: Der Ophiolith-Komplex der Halbinsel Nicoya, Costa Rica, Zentralamerika.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 3/4: 195-209. Stuttgart.