

PRESENCIA Y ORIGEN DE ROCAS SEDIMENTARIAS EN EL BASAMENTO OFIOLITICO DE COSTA RICA*

Hans-Jürgen Gursky

Institut für Geologie and Paläontologie, Philipps-Universität, Hans Meerwein-Str., D-350
Marburg, R.F. Alemania

ABSTRACT: Different types of sedimentary rocks intercalated between basalts of the Nicoya Ophiolite Complex (Jurassic to Lower Tertiary, Costa Rica and western Panama) were studied using sedimentologic, petrographic, X-ray diffractational, chemical, and field methods. They occur as regionally extended sequences up to tens of meters thick, thin lenses, inter and intrapillow sediment, xenoliths, intrusive jasper bodies, tectonic blocks, and volcanoclastic material.

Radiolarite sequences containing in places sedimentary manganese nodules, were formed below the CCD in the eastern equatorial Pacific Ocean under O_2 -rich, deep-sea conditions with little detrital input and very low-energy currents. Lenses of fine-grained tuffite and detritus-rich chert were deposited in local ponds. Dikes of non-bedded jasper with colloidal structures may represent hydrothermal mineralizations or thermally mobilized radiolarite material. Lenses of pelagic foraminiferal limestone are present close to the top of the Nicoya Complex and were deposited below the CLy. Volcanoclastic breccias and sandstones represent locally-derived debris from basalt flows and fault scarps.

The change from siliceous, Jurassic to middle Cretaceous, to calcareous, upper Cretaceous, sedimentation reflects the late Mesozoic world-wide lowering of the CCD and variations in regional igneous and plate tectonic morphology. The data make a contribution to the reconstruction of the geodynamic evolution of the Nicoya Complex.

RESUMEN: En las series basálticas del Complejo Ofiolítico de Nicoya (Jurásico hasta Terciario Inferior) están intercalados sedimentos oceánicos que se estudiaron por métodos de campo, sedimentología, petrografía, difracción de rayos X y geoquímica. Aparte de secuencias regionalmente extendidas con espesores de hasta varias decenas de metros, están presentes como lentes, rellenos de vacíos de lava almohadillada, xenolitos, cuerpos intrusivos y tectónicos así como componentes de brechas volcanoclásticas. Con respecto a su volumen dominan radiolaritas monótonas con estratificación rítmica, que se formaron debajo de la CCD en el Océano Pacífico ecuatorial oriental del Mesozoico Tardío. Su pureza, la ausencia de detrito terrígeno, el alto contenido de hematita, la presencia de nódulos sedimentarios de manganeso así como la influencia de corrientes muy débiles, son índices de sedimentación bajo condiciones tranquilas en un ambiente deposicional oxigenado de aguas profundas. Lentes de rocas silíceo-volcanoclásticas muy finas con radiolarios se formaron en depresiones locales. Rocas silíceas no estratificadas ricas en hierro ("jaspe") están presentes como pequeñas intrusiones locales en radiolaritas y basaltos. A base de estructuras coloidales, se las pueden interpretar como mineralizaciones hidrotermales o material radiolarítico fundido y migrado. Lentes de calizas pelágicas con

* Contribución al proyecto IGCP 242 "El Cretácico de América Latina".

foraminíferos planctónicos, se intercalan especialmente en las brechas cerca del techo del Complejo. Las calizas se depositaron arriba de la CLy. Las brechas y areniscas volcanoclásticas se interpretan como escombros locales provenientes de la erosión de flujos basálticos y escarpes de falla.

Se nota un importante cambio en el carácter de los sedimentos durante el desarrollo del Complejo: en el Jurásico hasta el Cretácico Medio se depositaron predominantemente rocas silíceas, mientras que en el Cretácico Superior las calizas juegan un papel importante. En este cambio de facies se refleja el hundimiento de la CCD a escala mundial en el Mesozoico Tardío, así como cambios morfológicos en Centroamérica meridional debido a procesos magmáticos y geotectónicos. Además, las intercalaciones sedimentarias contribuyen considerablemente al esclarecimiento del desenvolvimiento geodinámico del basamento ofiolítico en la margen suroccidental de la placa caribeña.

1. INTRODUCCION

En el litoral pacífico de Costa Rica y Panamá occidental, aflora ampliamente el basamento del istmo de Centroamérica Meridional (Fig. 1); es un cinturón de unidades ofiolíticas formadas entre el Jurásico y Terciario Inferior, que están sobreyacidas por una cobertura de series sedimentarias y volcánicas formadas en el Cretácico Su-

perior tardío y Cenozoico. DENG (1962) denominó el basamento ofiolítico de Costa Rica noroccidental como "Complejo de Nicoya". Esta definición es también aplicable en el sentido litoestratigráfico, a unidades correspondientes del basamento en Herradura, Quepos, Osa, Burica, Soná y Azuero, aún cuando no se conocen exactamente las relaciones genéticas entre estas regiones.

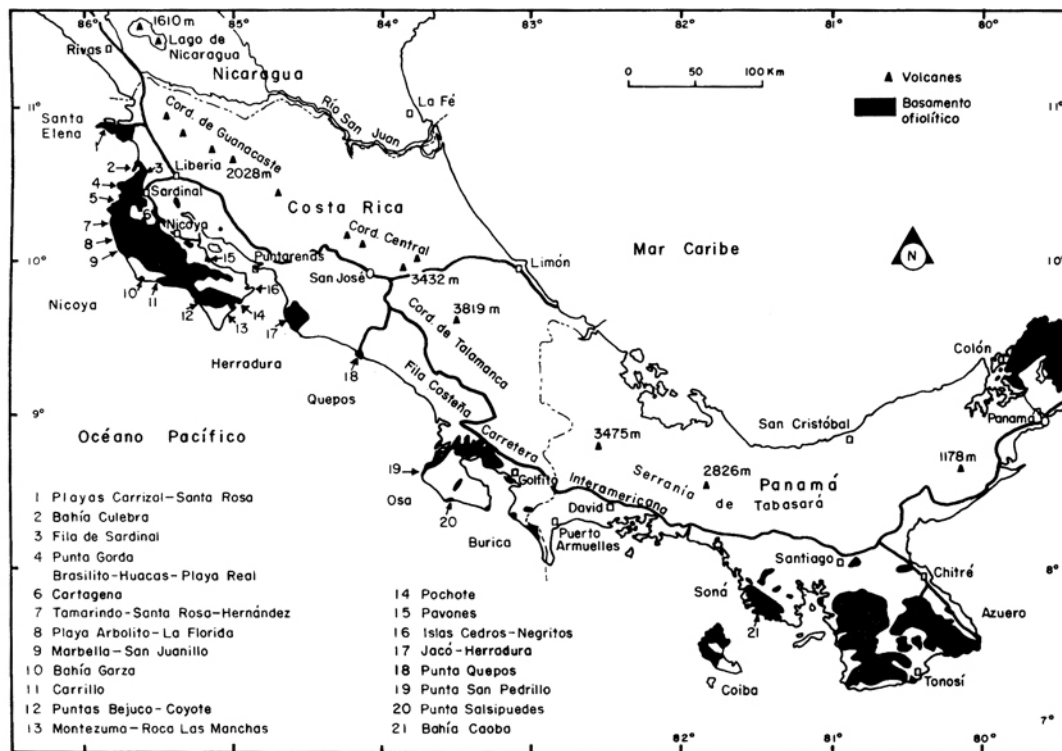


Fig. 1: Mapa generalizado de Costa Rica y Panamá occidental con las principales áreas mencionadas en el texto.

En los pasados diez años, el Complejo de Nicoya fue estudiado intensivamente desde diferentes puntos de vista (SCHMIDT-EFFING, 1979, 1980 a,b; GALLI-OLIVIER, 1979; DE BOER, 1979; KUIJPERS 1980 a,b; DENYER, 1977; TOURNON & AZEMA, 1980; TOURNON, 1984; GURSKY et al., 1982, 1984; WILDBERG, 1984; H.-J. GURSKY, 1984, 1988; M. GURSKY, 1986, 1988; BAUMGARTNER, 1984, 1987; BOURGOIS et al., 1984; entre otros). Para casi todos los autores recientes existe una subdivisión litoestratigráfica bipartida del Complejo en una unidad inferior y una superior, ambas de carácter magmático-máfico con escasas intercalaciones sedimentarias; además hay una unidad ultramáfica (en la Península de Santa Elena) que está tectónicamente aislada de las otras. Mediante el análisis químico detallado de las rocas ígneas, WILDBERG (1984) y GURSKY et al. (1982, 1984) establecieron la naturaleza poligenética del Complejo de Nicoya, definiendo las siguientes unidades estratigráficas:

| | | |
|--------------------------------|---|---|
| 3) Complejo Superior de Nicoya | a) Serie de Arco Insular Primitivo b) Serie Oceánica | (toleítas de arco insular primit.; Cretácico Sup. tardío) (corteza oceán. secundaria Cretácico Superior) |
| 2) Formación Punta Conchal | (Secuencias radiolaríticas) | (Jurásico hasta Cretácico Superior temprano) |
| 1) Complejo Inferior de Nicoya | (corteza oceánica primaria) | (Jurásico) |

El Complejo de Nicoya se compone principalmente de rocas ígneas básicas, especialmente toleítas olivínicas, basaltos alcalinos-olivínicos, toleítas de cuarzo, basaltos con bajos contenidos de potasio ("low-k basalts"), gabros, plagiogranitos (WILDBERG, 1984) y brechas volcanoclásticas. Las intercalaciones sedimentarias no clásicas

no juegan un papel volumétrico importante, pero son indispensables para la subdivisión e interpretación genética del basamento (cf. SCHMIDT-EFFING, 1979a; H.-J. GURSKY, 1984). No se puede indicar con exactitud el porcentaje de las diferentes rocas magmáticas y sedimentarias en el Complejo de Nicoya. Sin embargo, si no se toman en cuenta las brechas volcanoclásticas, que ocupan una posición transicional entre magmatitas y sedimentos y cuyo porcentaje es difícil de estimar debido a su semejanza macroscópica con basaltos y sus contornos irregulares, las rocas sedimentarias ocupan el 1 o 2% del volumen ofiolítico; entre ellas predominan las radiolaritas.

La distribución regional de las rocas sedimentarias corresponde en la Península de Nicoya al patrón de distribución de las unidades geoquímicas (cf. GURSKY et al., 1984). En el noroeste, afloran ampliamente magmatitas del Complejo Inferior de Nicoya y las intercalaciones sedimentarias faltan casi por completo. Parece que durante la formación de esta unidad que contiene muchas intrusiones plutónicas, hubo pocas posibilidades para la depositación o preservación de sedimentos. En cambio, después de la sedimentación de las radiolaritas de la Formación Punta Conchal durante una época de inactividad magmática, el inicio de nuevas actividades ígneas, genéticamente diferentes, facilitó situaciones ambientales variadas y la formación de sedimentos. Rocas del Complejo Inferior y de la Formación Punta Conchal fueron retrabajadas e integradas al Complejo Superior de Nicoya.

Se estudiaron las intercalaciones sedimentarias con métodos de campo, sedimentología, petrografía, difracción de rayos X y geoquímica. El enfoque regional principal fue la Península de Nicoya, y se efectuaron estudios adicionales en otras penínsulas del litoral pacífico de Costa Rica y Panamá occidental. Rasgos principales de estos sedimentos, sus ambientes y el marco genético se presentan a continuación. Relaciones exhaustivas se hacen en H.- J. GURSKY (1984*, 1988).

* Tesis disponible en microfichas del autor.

2. LAS SECUENCIAS RADIOLARITICAS

2.1 Distribución regional

Las secuencias radiolaríticas de la Formación Punta Conchal (definida en GURSKY & SCHMIDT-EFFING, 1983), que afloran en el noroeste de la Península de Nicoya, constituyen la mayoría del volumen de las intercalaciones sedimentarias no clásticas del basamento ofiolítico y lo separan en un Complejo de Nicoya Inferior y Superior (WILDBERG et al., 1981). La sedimentación de radiolaritas documenta una interrupción extendida de la actividad magmática. El Complejo Inferior es geoquímicamente distinto del Complejo Superior y los dos tienen orígenes diferentes (WILDBERG, 1984).

Secuencias de radiolaritas afloran en muchos lugares en la costa y el interior de la Península de Nicoya. Debido a la deformación tectónica polifásica durante el Cretácico Superior y Terciario (M. GURSKY, 1986, 1988), las radiolaritas fueron repetidamente plegadas y falladas; resultó un patrón irregular de afloramientos parcialmente discontinuos. En el norte de la península la Formación Punta Conchal forma un estrecho cinturón plegado desde Punta Gorda hasta Nancital (Fig. 2; Hauteriviano hasta Santoniano; BAUMGARTNER, 1984, 1987) que buza hacia el norte, debajo de rocas del Cuaternario. Más al sur, las radiolaritas afloran en el triángulo Punta Salinas-Tamarindo-Cartagena (Bathoniano hasta Barremiano; SCHMIDT-EFFING, 1979, 1980 a; BAUMGARTNER, 1984, 1987) en varias zonas plegadas cuyas relaciones no son conocidas. Los afloramientos trazan anticlinales y sinclinales de escala superior (cf. M. GURSKY, 1986, 1988), en los cuales afloran repetidamente magmatitas del Complejo Inferior y Superior.

Los mejores afloramientos de las radiolaritas se encuentran en la **sección costera entre Punta Gorda y Cabo Velas** (Fig. 3). En la costa al SW de Punta Gorda afloran cuatro secuencias de radiolaritas cortadas por varias fallas y sills. Yacen parcialmente sobre basaltos oceánicos (perfil "B"), y parcialmente están sobreyacidas por basaltos del arco insular primitivo (perfil "E"; cf.

WILDBERG, 1984). La región costera entre Playa Potrero y Playa Pedregosa presenta excelentes afloramientos de radiolaritas plegadas y generalmente orientadas N o NW. Los perfiles más importantes afloran en las Puntas Salinas, Sabana y Conchal. Los basaltos asociados presentan en parte un quimismo oceánico, en parte de arco insular primitivo. Contienen frecuentemente xenolitos y lentes de material silíceo; muchas de estas inclusiones o intercalaciones están posiblemente relacionadas genéticamente con la Formación Punta Conchal.

Un lente radiolarítico de 1.5 m de espesor y con orientación E-W está expuesto en la plataforma de abriación a 1.5 km al N de Brasilito (3402E/2673N). Son radiolaritas típicas en capas delgadas, rodeadas por basaltos y cortadas por pequeños sills basálticos. Este lente es un ejemplo para muchas inclusiones que no se dejan clasificar claramente como una intercalación deposicional o un fragmento separado secundariamente de una secuencia más espesa.

En la Punta Ventanas al SE del Cabo Velas, se observan secuencias de radiolaritas rojizas, fuertemente recristalizadas, falladas y mecánicamente desmembradas de hasta 5 m de espesor. 350 m al NE (3334E/2585N) estas radiolaritas están sobreyacidas por un basalto meteorizado; el plano de contacto es ondulado. Lentes radiolaríticos afloran también en la Playa Langosta sur (3336E/2507N) y Playa Callejones (3361E/2418N).

En el **interior de la Península de Nicoya** (Fig. 2), los afloramientos son menos favorables. Las radiolaritas están relativamente bien expuestas entre Sardinal y Nancital, donde no muestran fuertes deformaciones tectónicas, así como en el antiguo distrito minero de manganeso "El Francés" (3518E/2758N), donde las radiolaritas están caracterizadas por impregnaciones y/o laminaciones de manganeso; hay también horizontes con nódulos (cf. DENYER, 1977; KUIJPERS & DENYER, 1979; HALBACH et al., 1982). Radiolaritas manganesíferas afloran también cerca de Matapalo. Los mejores afloramientos de esta región se encuentran a lo largo del camino Huacas-Villarreal (cf. M. GURSKY, 1986, 1988). Las radiolaritas cerca de Cartagena están intensamente plegadas.

Radiolaritas grises y rojizas con deformación tectónica afloran p. ej. 1 km al NE de Hernández (3410E/2523N) y en el antiguo distrito minero de manganeso, 2 km al ESE de Santa Rosa (3425E/2545N). Pertenecen a la región radiolarítica coherente más meridional de la Península de Nicoya; su situación geológica es compleja y los afloramientos son generalmente malos. Un afloramiento grande de radiolaritas se encuentra en la Loma Chumico cerca del Río Morote (7 km al NNE de Colonia Carmona; cf. AZEMA et al., 1979), donde está expuesta una sección potente de radiolaritas pálidas, parcialmente bituminosas.

En el litoral del suroeste de la **Península de Santa Elena** y en las Islas Murciélagos afloran basaltos y brechas volcanoclásticas con intercalaciones sedimentarias. En la pequeña punta entre las Playas Carrizal y Danta (3282E/3193N), radiolaritas recrystalizadas de hasta 20 m de espesor están intercaladas en basaltos deformados del arco insular primitivo; son comparables con las radiolaritas del noroeste de la Península de Nicoya. TOURNON & AZEMA (1980) y TOURNON (1984) describen secuencias de radiolaritas en la Playa Santa Rosa 2 km al E. Según AZEMA et al. (1982) pertenecen parcialmente al Cenomaniano; DE WEVER et al. (1985) reportan una edad del Jurásico Inferior. SCHMIDT-EFFING (1980b) describe radiolaritas del Cenomaniano hasta Turoniano con faunas parcialmente muy bien preservadas en el valle del Río Potrero Grande en el centro de la Península de Santa Elena.

Entre las Playas **Herradura** y **Hermosa** (Fig. 4) afloran basaltos macizos y en almohadillas, que contienen inclusiones de rocas silíceas. Entre las Playas **Jacó** (3926E/3971N) y **Balsal** (3941E/3975N) hay un gran número de intercalaciones sedimentarias dentro de basaltos macizos. Parece que en esta área, radiolaritas fueron desmembradas por derrames o intrusiones de basaltos postsedimentarios originando xenolitos de variables tamaños. Parte de ellos está preservada como cuerpos lenticulares de hasta varios metros de espesor y decenas de metros de longitud; otros son inclusiones menores de solamente pocos cm³ hasta pocos m³. También hay intrusiones de diques de material silíceo rojo y macizo. En la parte norte de la Punta Bocana afloran inclusiones de pocos dm³ de radiolaritas recrystalizadas y peder-

nal macizo brechificado con radiolarios dentro de basaltos macizos; se trata probablemente de xenolitos fuertemente fallados.

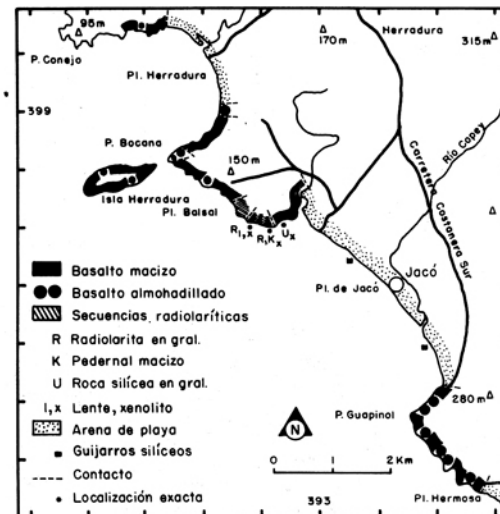


Fig. 4: Litología ofiolítica detallada del área Herradura-Jacó, costa suroccidental de Costa Rica.

2.2 Características principales de los perfiles

Los límites inferiores y superiores de las secuencias radiolaríticas (Fig. 5) son fácilmente reconocibles debido al contraste litológico con los basaltos. A veces, la polaridad de los perfiles no es obvia; en estos casos, estructuras geopetales, tales como la orientación de pliegues de deslizamiento sindiagenético, gradaciones o la orientación de rellenos de radiolarios ("micro-balanzas") pueden ser útiles.

Debido a la falta de estratos guía y de una subdivisión bioestratigráfica, la mayoría de los perfiles no son estratigráficamente correlacionables entre sí; parcialmente no corresponden cronológicamente (cf. BAUMGARTNER, 1984, 1987). Hay que tomar en cuenta p. ej. el magmatismo postsedimentario intensivo (desmembramiento de secuencias por sills, entre otros), la morfología submarina pronunciada (con cuencas separadas) y las deformaciones tectónicas.

Las radiolaritas están generalmente subyacidas por sills basálticos postsedimentarios pte-

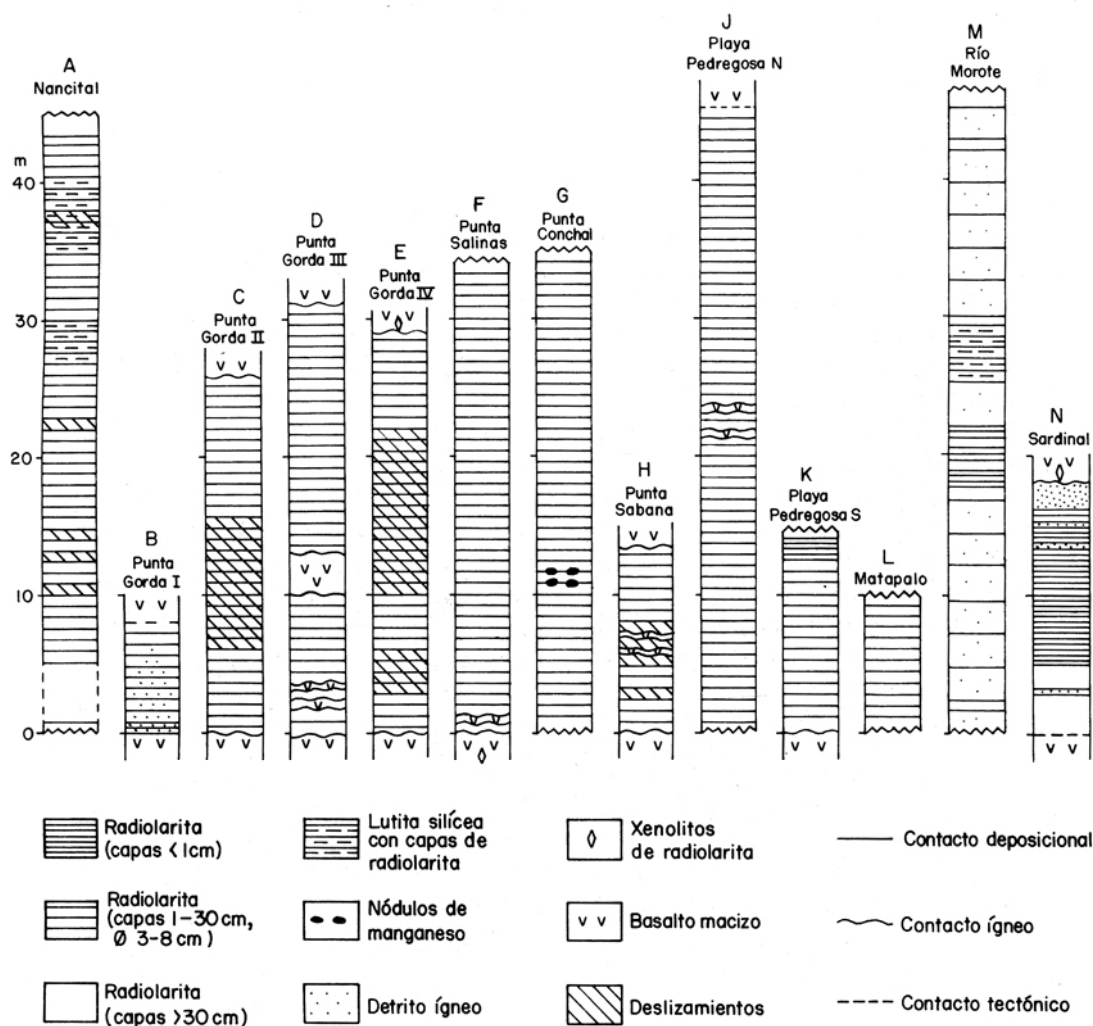


Fig. 5: Perfiles litológicos simplificados de secuencias radiolaríticas en la Península de Nicoya.

necientes al Complejo Superior; por eso los contactos inferiores son generalmente discordantes (p. ej. Punta Salinas, Fig. 6a; Punta Sabana; Playa Pedregosa Norte). Bloques sedimentarios pueden ser separados de la secuencia principal y "flotar" como xenolitos en el basalto subyacente (p. ej. vertiente sur de Punta Salinas); se observan también otros que están todavía en contacto parcial con la secuencia, separados por pequeños diques basálticos (Punta Salinas). La estratificación puede ser deformada.

Contactos inferiores de origen indudablemente deposicional no han sido observados. El perfil "B" (Fig. 5; el más meridional de los cuatro

al sur de Punta Gorda) y probablemente uno en el lado nororiental de la Punta Nombre de Jesús (secuencia especial por el alto contenido en volcánoclastos; véase cap. 3-2.; H. J. GURSKY, 1984; M. GURSKY, 1986; GURSKY & GURSKY, 1989), están cortados cerca de sus bases por sills basálticos. En Punta Gorda, las radiolaritas están cortadas (com. oral de M. MESCHÉDE, Tübingen, 1987) por un basalto oceánico macizo (WILDBERG, 1984) a lo largo de un contacto relativamente plano. La secuencia empieza con una alternancia de 0.5 m de rocas silíceas puras y manganesíferas recristalizadas de color gris oscuro, con estratificación a escala milimétrica hasta centi-



Fig. 6: Contactos ígneos postsedimentarios de secuencias radiolaríticas. - a) Base del perfil F. Punta Salinas suroccidental; b) techo de una secuencia entre los perfiles D y E, aproximadamente 1,8 km al SW de la Punta Gorda.

métrica. Hacia arriba siguen 30 cm de radiolarita tobácea recristalizada con estratificación centimétrica hasta decimétrica, y más arriba la cantidad de impurezas manganosíferas y volcánoclasticas se disminuye.

En los pocos lugares donde el techo de las secuencias radiolaríticas no está fallado, derrames o sills de basalto macizo cubren las radiolaritas (contrario a lo que opina KUIJPERS, 1980a,b; p. ej. Punta Gorda, sección "E", Fig. 6). Las capas fueron arrancadas por la lava, las radiolaritas superiores fueron termometamorfizadas, y se formaron costras en el plano de contacto. Muchas secciones radiolaríticas fueron intruídas por diques y/o sills basálticos (p. ej. Punta Gorda, sección "D"; Punta Salinas, Punta Sabana, Playa Pedregosa Norte), algunos de los cuales muestran un quimismo del tipo Arco Insular Primitivo del Complejo Superior (p.ej. Punta Gorda, Punta Salinas; muestras 40 y H32 de WILDBERG, 1984).

El espesor original de las radiolaritas alcanzó probablemente un mínimo de 50 m; sin embargo, en los afloramientos actuales es generalmente mucho menor debido a procesos postdeposicionales como actividad ígnea, tectonismo o erosión. En la mayoría de los afloramientos dominan radiolaritas monótonas no calcáreas, en capas cuyo espesor varía entre 1 y 10 cm. Están intercaladas con láminas milimétricas de lutita silícea. Tipos menos frecuentes son p. ej. radiolaritas en capas delgadas (menos de 1 cm) en alternancia con capas delgadas de lutita silícea y radiolaritas gruesas (capas de más de 10 cm) con o sin intercalaciones lutíticas.

La mayoría de las secuencias radiolaríticas es litológicamente comparable entre sí (Fig. 5) y muestra colores pardo-rojizos intensivos (p.ej. secciones A, G, H, K). Las secuencias térmicamente más influenciadas (p.ej. C, D, E, J) tienen colores más pálidos y aparecen más macizas; localmente el contraste litológico entre las radiolaritas y las intercalaciones lutíticas es menos obvio. Las secciones M y N son litológicamente distintas de las otras secciones.

2.3 Litología y sedimentología

La característica litológica fundamental de las secuencias radiolaríticas es la alternancia rít-

mica "ABABAB..." entre radiolarita y lutita silícea ("ribbon cherts"). Esta alternancia está posiblemente relacionada con variaciones cíclicas en la producción de los radiolarios y/o fluctuaciones físico-químicas del agua marina (cf. p.ej. JENKYNS & WINTERER, 1982; discusión en H.-J. GURSKY, 1988).

El color pardo-rojizo predominante es generalmente más oscuro en las capas radiolaríticas que en las lutíticas. Subordinadamente se observan también colores rojo grisáceo, gris, pardo, amarillo, naranja, verde claro, negro y blanco, reflejando fluctuaciones mineralógicas y químicas, así como influencias térmicas y meteorización. Las radiolaritas frescas son muy duras, astillosas y tiesas. Se quiebran formando fragmentos con planos angulares hasta concoidales y muestran un lustre mate hasta subvitreoso. Estas características reflejan el alto grado de litificación causado por silicificación y recristalización. Las radiolaritas son microscópicamente finas y homogéneamente macizas. Con la excepción de un horizonte con amonites y restos de pequeños peces en la sección Río Morote (cf. AZEMA et al., 1979b) y un fragmento de un molusco no identificado en Punta Conchal, no se observaron microfósiles; la icnofauna es muy escasa.

Se diferencian ocho tipos de alternancias basándose en el espesor de las capas, la relación entre pedernal y lutita silícea y la litología.

Tipo 1 ("tipo normal"): Abarca hasta el 90% de las secuencias radiolaríticas. Los estratos de pedernal están bien definidos y varían entre 0.5 y 15 cm de espesor. Sin embargo, en cada afloramiento domina claramente un solo máximo estadístico de un espesor aproximadamente uniforme (generalmente entre 3 y 6 cm). Los planos de estratificación no son perfectamente paralelos sino irregularmente ondulados y pueden acufarse ("pinch-and-swell structures"). Las intercalaciones lutíticas, que son más suaves migraron parcialmente en pliegues de deslizamiento o bajo esfuerzo tectónico hacia el núcleo de los pliegues. Las superficies de los planos de estratificación se observan bien solo en pocos afloramientos; presentan un aspecto heterogéneamente ondulado hasta noduloso debido a efectos diagenéticos, pero no hay marcas deposicionales.

Tipo 2: A diferencia del tipo 1 que consiste en aproximadamente 80% de capas radiolaríticas, en el tipo 2 son solamente <50 hasta 70%, siendo el espesor de las capas de 1 mm hasta pocos cm (p.ej. la parte central del perfil "A").

Tipo 3: Tiene más del 90% de estratos radiolaríticos que varían entre 10 y 30 cm de espesor (p.ej. parte cuspidal del perfil "A").

Tipo 4: Las intercalaciones lutíticas comprenden hasta un 25%. Las capas de radiolaritas y lutitas tienen espesores entre 25 y 50 cm (máximo > 1m; p.ej. parte basal y cuspidal del perfil "M").

Tipo 5: Son alternancias entre pedernal y mineralizaciones estratiformes de manganeso. Capas de mineral puro de manganeso con espesores centimétricos y bases abruptas, gradúan hacia arriba a capas radiolaríticas hasta el inicio del siguiente ritmo (p. ej. Punta Sabana). Localmente los nódulos sedimentarios de manganeso se intercalan entre los estratos de radiolaritas (p. ej. El Francés, Mina Playa Real, Punta Conchal).

Tipo 6: Las capas radiolaríticas alcanzan el 80%. Sus características sobresalientes son de color gris oscuro, mineralizaciones de azufre en los planos de estratificación y un olor bituminoso, indicando la presencia de materia orgánica (parte central del perfil "M").

Tipo 7: Se caracteriza por la intercalación de láminas y capitas de detrito ígneo entre las capas de radiolarita (p.ej. en la base del perfil "B").

Tipo 8: Los estratos de pedernal predominan y las interestratificaciones silíceo-lutíticas se reducen a láminas submilimétricas (p.ej. parte central del perfil "N").

Macroscópicamente se observa estratificación homogénea no laminada y laminación paralela milimétrica como casi las únicas estructuras intraestratales. En láminas delgadas los radiolarios están uniformemente distribuidos o se concentran en láminas milimétricas con estratificación interna homogénea. Las estructuras redepositivas son escasas. Varios tipos de gradación se-

dimentaria están presentes, p.ej. láminas milimétricas hasta centimétricas presentando disminuciones de la cantidad de los radiolarios hacia arriba; se interpretan como secuencias "Bouma" modificadas con bases reducidas. Corrientes extendidas de baja energía probablemente acarrearón y redistribuyeron el material clástico muy fino. Estos fueron probablemente flujos de gravedad o flujos de fondo muy suaves con poco material en suspensión (p.ej. "low-velocity, low-density turbidity currents"), cuya fuerza fue demasiado débil para causar erosión. Láminas gradadas se formaron solo escasamente debido al espesor pequeño de las mismas y a la escasez de partículas gruesas.

La bioturbación es muy escasa: localmente se observan estructuras de escavación simples, pequeñas y bien definidas, presentando un enriquecimiento de radiolarios en los tubos rectilíneos o curvados con longitudes de pocos milímetros.

En varias secciones se presentan horizontes de deformación plástica sindiagenética, p.ej. en Punta Gorda (Fig. 7a), Punta Sabana (Fig. 7b) y Nancital. Son pliegues de deslizamiento con formas irregularmente recumbentes e isoclinales. Solamente pocas capas fueron afectadas; las capas adyacentes no están deformadas. La evaluación estadística de la orientación de estos pliegues revela rumbos de movimiento hacia el este u oeste, lo que indica un paleorelieve orientado nort-sur (H.-J. GURSKY, 1988, GURSKY & SCHMIDT-EFFING, 1983). En la Punta Gorda (perfil "C"; Fig. 7a) aflora un horizonte que consiste de cuerpos lenticulares y fragmentos de pliegues de deslizamiento demostrando una interrupción de la secuencia en una escala de algunos metros. En el perfil "E" de Punta Gorda se presenta un horizonte de varios metros de espesor con un carácter interno caótico, indicando un grado aún mayor de destrucción de la secuencia original.

2.4 Mineralogía y quimismo

Cuarzo/calcedonia son los constituyentes más abundantes; hematita, magnetita, plagioclasa, goetita, clorita, esmectita, illita, interestratificaciones entre illita y esmectita así como zeolitas, son minerales accesorios.

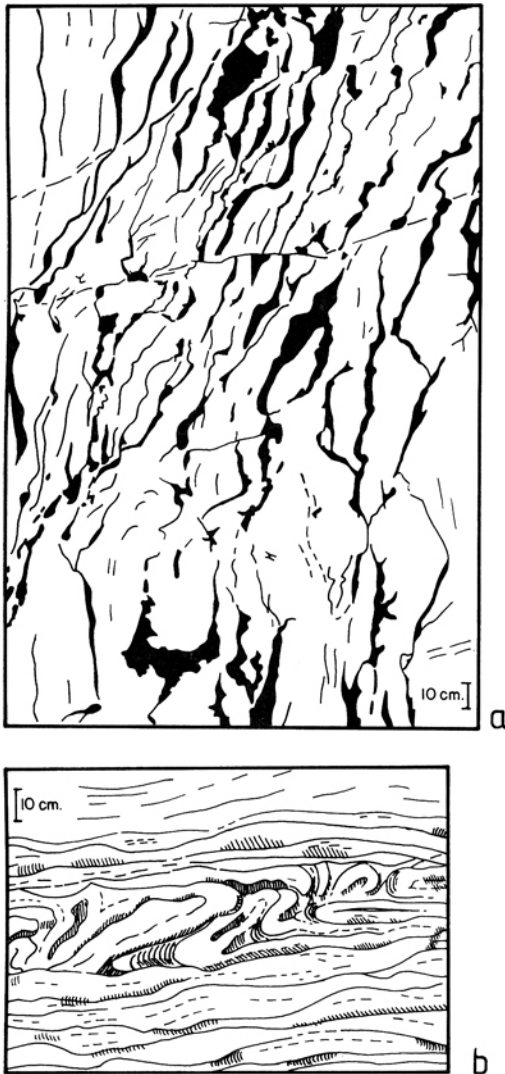


Fig. 7: Deformaciones por deslizamientos sindiagenéticos en radiolaritas. - a) Perfil C, al SW de la Punta Gorda (blanco: radiolarita; negro lutita sílicea); b) Perfil H, Punta Sabana.

El contenido de radiolarios raras veces supera el 60% (máximo hasta 80%), siendo el promedio entre 30 y 40%. Adicionalmente pueden estar presentes espículas de esponjas, foraminíferos planctónicos y poco detrito ígneo muy fino. Los componentes flotan en una matriz micro hasta criptocristalina, que consiste esencialmente de sílice con un pigmento hematítico. Los radiolarios se componen de cuarzo claró, tipo mosaico o cal-

cedonia fibrosa. Se observan muchos tipos de preservación de los radiolarios, definidos por la composición y textura de los radiolarios y sus rellenos.

La alteración termometamórfica se define en cuatro grados de recristalización de la matriz y por la preservación decreciente de los radiolarios, hasta borrar las estructuras primarias (GURSKY & GURSKY, 1989): **grado 1:** recristalización leve, **grado 2:** recristalización moderada, **grado 3:** recristalización fuerte, **grado 4:** recristalización total. La formación de minerales termometamórficos (magnetita, clorita, epidota, diópsido) e hidrotermales (zeolitas, hematita, baritina, minerales de manganeso), la disolución por presión, brechamiento y la alteración del índice de cristalinidad del cuarzo son otros fenómenos deformacionales típicos. El último varía entre 1.7 y 3.4 en rocas con alteración térmica ausente o insignificante; excede 6.6 en halos de contacto alrededor de basaltos intrusivos donde puede alcanzar hasta más de 10.

A base de la composición petrográfica, de estructuras primarias y deformacionales, así como de las características de la estratificación, se distinguen varios microlitotipos que representan las condiciones ambientales, el material sedimentario proporcionado y la historia diagenética y térmica: tipo 1: radiolaritas "normales" con poca deformación, tipo 2: radiolaritas con mayor deformación térmica, parcialmente brechadas, tipo 3A: microcuarzitas de grano fino, tipo 3B: microcuarzitas de grano grueso, tipo 3C: microcuarzitas laminadas de grano fino, tipo 4: radiolarita calcitizada (es muy escasa), tipo 5: radiolarita zeolitizada; es típico en pequeños lentes intercalados en basalto, tipo 6: radiolaritas manganesíferas y tipo 7: lutitas síliceas.

Las radiolaritas son químicamente muy distintas de las demás rocas síliceas del Complejo de Nicoya y su cobertura sedimentaria (Cuadro 1). Son muy ricas en SiO₂ (pedernal: 88 a 95%, lutita sílicea: 54 a 75%), generalmente pobres en MnO (< 0.5%) y presentan un contenido variable de Fe₂O₃ (en pedernal 0.5 hasta más de 3%, en lutita sílicea hasta más de 8%). Silicatos accesorios controlan el contenido de los demás elementos mayores. La presencia de baritina hidrotermal (hasta 0.63%) aumenta el contenido de bario. Las

radiolaritas representan mezclas de constituyentes autógenos-hidrotermales (Fe_2O_3 , MnO, Ba) (Fig. 8a-b y 9).
 diogénicos (la mayoría de SiO_2), litogénicos (p.ej. TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , MgO) y oceánicos/

Cuadro 1

| N* en diag. | Nº de muestra | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | P2O5 calc. | Pérd. | Ba |
|----------------------------------|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|------|------------|-------|-------|
| 1 | 2311 | 94.30 | 0.14 | 2.09 | 0.33 | 0.08 | 0.21 | 0.05 | 0.15 | 0.31 | 0.04 | 2.29 | 706 |
| 2 | 2306 | 92.83 | 0.05 | 2.22 | 1.21 | 0.04 | 0.28 | 0.08 | 0.40 | 0.43 | 0.07 | 2.37 | 1430 |
| 3 | 2312 | 95.11 | 0.10 | 1.42 | 0.52 | <0.01 | 0.10 | 0.21 | 0.25 | 0.25 | 0.03 | 1.98 | 1354 |
| 4 | 2314a | 91.37 | 0.14 | 2.68 | 1.22 | 0.02 | 0.37 | 0.11 | 0.78 | 0.70 | 0.08 | 2.51 | 1877 |
| 5 | 2315 | 90.71 | 0.12 | 2.97 | 3.154 | 0.01 | 0.14 | 0.04 | 0.08 | 0.21 | 0.10 | 2.44 | 2538 |
| 6 | 2316 | 78.70 | 0.40 | 7.53 | 6.15 | 0.21 | 0.42 | 0.07 | 0.39 | 3.67 | 0.12 | 2.27 | 6269 |
| 7 | 2415 | 96.64 | 0.04 | 0.70 | 0.58 | 0.02 | 0.12 | 0.03 | 0.16 | 0.12 | 0.03 | 1.52 | 3668 |
| 8 | 2414 | 89.95 | 0.13 | 2.77 | 2.04 | 0.25 | 0.64 | 0.09 | 0.37 | 0.60 | 0.25 | 2.86 | 5012 |
| 9 | 2413 | 89.10 | 0.17 | 3.43 | 3.20 | 0.04 | 0.81 | 0.04 | 0.23 | 0.53 | 0.08 | 2.32 | 4965 |
| 10 | 2403 | 94.52 | 0.08 | 1.51 | 0.86 | <0.01 | 0.22 | 0.05 | 0.30 | 0.28 | 0.02 | 2.12 | 2451 |
| 11 | 2041 | 94.71 | 0.03 | 1.38 | 1.32 | 0.01 | 0.60 | 0.20 | 0.21 | 0.14 | 0.05 | 1.34 | 587 |
| 12 | 1089 | 91.59 | 0.08 | 1.58 | 2.31 | 0.04 | 0.30 | 0.38 | 0.25 | 0.28 | 0.03 | 3.15 | 199 |
| 13 | 2080 | 95.21 | 0.04 | 0.94 | 1.16 | 0.20 | 0.18 | 0.18 | 0.24 | 0.19 | 0.07 | 1.58 | 123 |
| 14 | 2469 | 82.35 | 0.37 | 7.75 | 1.18 | 0.01 | 0.16 | 0.71 | 0.21 | 1.68 | 0.02 | 5.53 | 2750 |
| LUTITAS SILICEAS | | | | | | | | | | | | | |
| 15 | 2535 | 68.74 | 0.66 | 11.22 | 5.80 | 0.23 | 1.36 | 0.49 | 0.28 | 1.30 | 0.18 | — | — |
| 16 | 2536 | 70.55 | 0.44 | 9.36 | 4.50 | 0.07 | 0.98 | 0.52 | 0.25 | 0.87 | 0.20 | — | — |
| 17 | 2538 | 63.19 | 0.79 | 15.52 | 6.92 | 0.09 | 2.37 | 0.18 | 0.27 | 3.36 | 0.19 | — | — |
| 18 | 2540 | 60.92 | 0.83 | 15.23 | 7.15 | 0.57 | 2.63 | 0.23 | 0.20 | 3.75 | 0.34 | — | — |
| 19 | 2319 | 63.36 | 0.75 | 15.86 | 5.67 | 0.24 | 2.48 | 0.21 | 0.17 | 4.21 | 0.34 | 6.65 | 6072 |
| 20 | 2543 | 53.90 | 1.00 | 15.43 | 8.65 | 0.20 | 3.01 | 0.37 | 0.10 | 4.50 | 0.75 | — | — |
| 21 | 2318 | 66.61 | 0.78 | 15.48 | 4.14 | 0.02 | 2.07 | 0.10 | 0.29 | 3.67 | 0.06 | 6.77 | 1132 |
| 22 | 2547 | 72.09 | 0.58 | 10.65 | 5.18 | 0.04 | 2.19 | 0.21 | 0.22 | 3.77 | 0.06 | — | — |
| 23 | 2549 | 67.60 | 0.58 | 0.77 | 5.57 | 0.04 | 2.06 | 0.14 | 0.33 | 3.82 | 0.08 | — | — |
| 24 | 2317 | 53.59 | 4.47 | 14.79 | 6.98 | 0.06 | 4.11 | 0.23 | 0.10 | 5.16 | 0.08 | 10.40 | 3482 |
| 25 | 2550 | 71.36 | 0.53 | 9.31 | 5.86 | 0.51 | 1.94 | 0.17 | 0.24 | 3.32 | 0.14 | — | — |
| 26 | 2553 | 55.50 | 0.63 | 11.72 | 13.37 | 0.40 | 2.05 | 0.08 | 0.24 | 2.92 | 0.24 | — | — |
| 27 | 2555 | 75.00 | 0.42 | 7.70 | 5.47 | 0.19 | 0.35 | 0.10 | 0.01 | 0.51 | 0.27 | — | — |
| ROCAS SIL. NO ESTRATIFICAS | | | | | | | | | | | | | |
| 28 | 2243 | 95.21 | 0.01 | 0.44 | 2.38 | 0.01 | 0.15 | 0.13 | 0.14 | 0.03 | 0.02 | 1.45 | 2828 |
| 29 | 2480 | 85.80 | <0.01 | 0.04 | 11.47 | 0.08 | 0.06 | 0.2 | 0.13 | 0.04 | 0.08 | 2.62 | 11 |
| INTERCALACIONES SIL. -VOLCANOCL. | | | | | | | | | | | | | |
| 30 | 1330 | 69.52 | 0.26 | 6.66 | 4.82 | 0.15 | 1.68 | 6.72 | 2.94 | 0.23 | 0.13 | 6.88 | 232 |
| 31 | 2147a | 58.54 | 1.51 | 12.77 | 13.69 | 0.13 | 3.63 | 1.01 | 3.54 | 1.55 | 0.09 | 3.53 | 802 |
| 32 | 2430 | 67.38 | 1.21 | 9.03 | 7.77 | 0.51 | 4.72 | 0.47 | 0.48 | 5.33 | 0.18 | 2.91 | 664 |
| 33 | 2519 | 73.92 | 0.60 | 7.19 | 5.91 | 0.16 | 3.71 | 1.94 | 1.77 | 1.37 | 0.12 | 3.30 | 216 |
| ROCAS SIL. DE LA CUBIERTA | | | | | | | | | | | | | |
| 34 | 2091 | 82.58 | 0.26 | 4.84 | 2.70 | 0.06 | 0.93 | 1.13 | 0.74 | 0.77 | 0.15 | 5.83 | 184 |
| 35 | 2112 | 41.52 | 0.23 | 5.67 | 2.00 | 0.72 | 1.10 | 23.73 | 1.03 | 0.87 | 0.08 | 23.04 | 607 |
| 36 | 2365 | 94.68 | 0.08 | 1.60 | 0.75 | 0.01 | 0.13 | 0.09 | 0.13 | 0.11 | 0.03 | 2.38 | 284 |
| NODULOS DE MANGANESO | | | | | | | | | | | | | |
| 37 | 2357 | 5.42 | 0.07 | 1.38 | 2.27 | 78.84 | 0.28 | 0.39 | — | — | — | — | 14500 |
| 38 | 2425b | 5.05 | 0.06 | 1.68 | 1.69 | 75.95 | 0.35 | 0.32 | — | — | — | — | 29800 |
| 39 | 2416b | 25.90 | 0.09 | 1.92 | 1.24 | 50.19 | 0.72 | 0.64 | — | — | — | — | 15300 |
| 40 | 2458a | 14.47 | 0.04 | 1.26 | 1.57 | 61.94 | 1.69 | 1.38 | — | — | — | — | 18400 |

Cuadro 1: Análisis químicos de rocas silíceas y nódulos de manganeso de la vertiente pacífica de Costa Rica (en %, Ba en ppm; análisis de los nódulos de Mn proporcionados por P. Halbach, Clausthal, R.F.A.) - 1-6 (perfil A), 7-10 (perfil G), 11 (perfil E), 12 (Río Potrero Grande, Sta. Elena), 13 (Playa Carrizal, Sta. Elena), 14 (perfil M; roca zeolitífera); 15-27 (perfil A, muestreo sistemático cada 3-4 m; 24 es una bentonita); 28 (Pta. Salinas), 29 (Florida, Nicoya occidental); 30 (Pta. San Pedrillo, Osa), 31 (perfil B, base), 32 (Pta. Nombre de Jesús, roca termometamórfica), 33 (Isla Negritos Fuera, Nicoya suroriental); 34 (Campaniano Inferior, Nicoya central, roca zeolitífera), 35 (Terciario Inferior, Nicoya central, roca calcárea), 36 (Terciario Inferior, Nicoya central); 37 (El Francés), 38 (Mina Playa Real), 39 + 40 (perfil G).

Las lutitas silíceas de la secuencia estratigráfica del perfil "A" (Fig. 5) se estudiaron en deta-

lle químicamente (Cuadro 1, Fig. 8b). En el horizonte basal (punto 15) y el horizonte más supe-

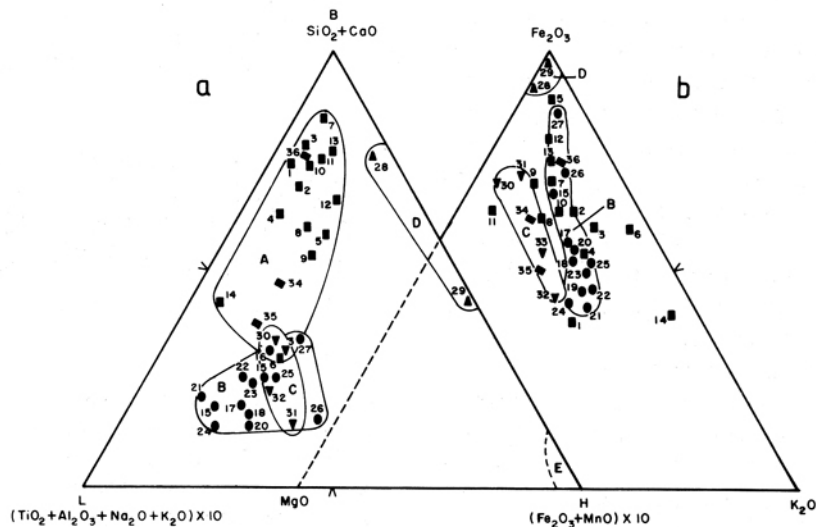


Fig. 8: Comparación geoquímica entre diferentes rocas silíceas de la vertiente pacífica de Costa Rica. - a) Elementos "litogénicos" (L), "biogénicos" (B) e "hidrogénicos" (H); campos A (radiolaritas: cuadrados, y rocas silíceas de la cubierta: rombos), B (lutitas silíceas: círculos), C (rocas silíceo-volcanodetríticas: triángulos punta abajo), D (jaspes: triángulos), E (campo ficticio para nódulos de Mn); b) variación de los elementos litogénicos "contaminantes" MgO y K₂O, en relación con la variación de la influencia hidrogénica (Fe₂O₃). - Números como en el Cuadro 1.

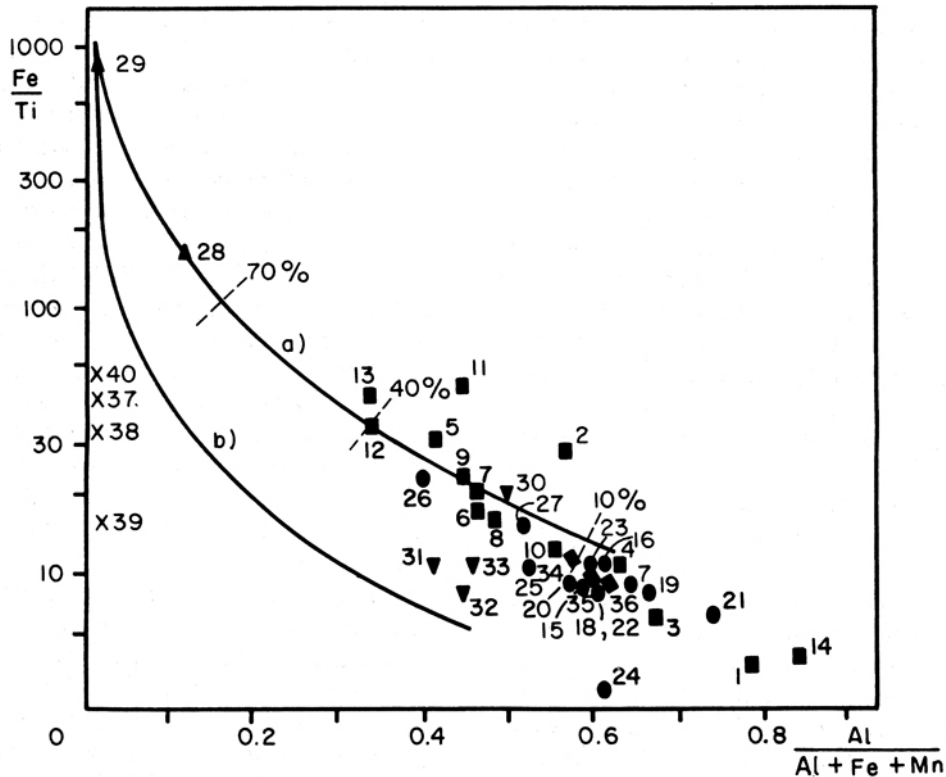


Fig. 9: "Diagrama de BOSTRÖM". Correlación entre las influencias hidrogénica (Fe/Ti) y litogénica (Al/(Al+Fe+Mn)). Las curvas representan mezclas entre promedios de depósitos exhalativos en dorsales oceánicas y corteza continental (a) y oceánica (b). - Símbolos y números como en Fig. 8 y Cuadro 1.

rior (punto 26 y 27) están enriquecidos aquellos elementos que demuestran: a) influencias hidrotermales claras (especialmente Fe_2O_3) y b) una contaminación volcanoclástica menos clara (p.ej. TiO_2). Probablemente la base de la secuencia se depositó cerca de un área elevada y magmáticamente activa (p.ej. una dorsal activa/"spreading ridge"; el Complejo Inferior de Nicoya?) que proporcionó por un lado el detrito ígneo de grano muy fino y por otro una afluencia hidrotermal (p.ej. sensu BONATTI, 1975). El lugar de sedimentación se alejó de estas fuentes contaminantes por el esparcimiento ("spreading") del fondo oceánico y paulatinamente se depositaron las radiolaritas menos contaminadas de la parte central del perfil. Antes del fin de la sedimentación biosilíceas (en el techo de la secuencia) hubo otra influencia contaminante por una zona cercana de actividad ígnea; poco después derrames basálticos (del Complejo Superior de Nicoya?) terminaron con la formación de las radiolaritas.

2.5 El problema de los xenolitos

Xenolitos están exclusivamente asociados con basaltos macizos y están ampliamente extendidos dentro del Complejo Superior de Nicoya. SCHMIDT-EFFING (1979) usó el término "xenolito" en forma general para todas las intercalaciones sedimentarias en el Complejo de Nicoya, mientras KUIJPERS (1980a) subrayó en este contexto la disgregación tectónica de secuencias sedimentarias dentro del basamento ofiolítico. En el presente trabajo se usa el término en el sentido genético: se aplica a las inclusiones alóctonas, de origen sedimentario, que están rodeados en todos lados por contactos ígneos (postsedimentarios) con bordes termometamórficos (Fig. 10).

No obstante, este criterio no es siempre aplicable en el campo debido a las situaciones de los afloramientos. Se puede confirmar la observación de GARRISON (1974) que rocas litológicamente equivalentes presentan muchas veces diferentes grados de recrystalización en contactos con basaltos submarinos. GARRISON (1974) deduce de esta observación la existencia de procesos heterogéneos de enfriamiento en las lavas encajonantes.

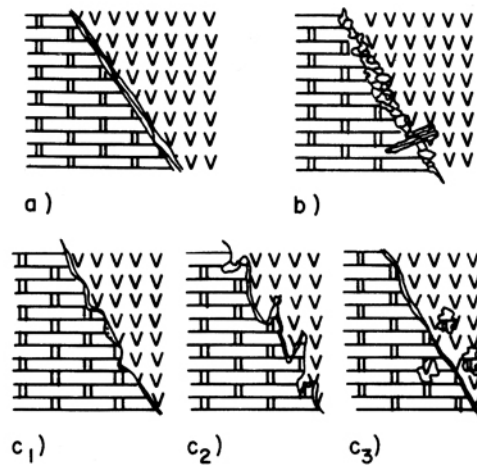


Fig. 10: Contactos entre rocas silíceas termometamórficas (bajo el microscopio: la anchura de los croquis equivale a 4 y 3 mm). - a) Tectónicamente influenciado (plano, parcialmente con mineralizaciones), b) ígneo-plano (interdigitaciones de granos a lo largo del contacto), c₁) ígneo-onduloso, c₂) ígneo con engolfamientos, c₃) islas de microcuarcita dentro de basalto y viceversa.

Los xenolitos del Complejo de Nicoya consisten generalmente de radiolarita más o menos recrystalizada o pedernal sin textura sedimentaria. Subordenadamente ocurren también xenolitos de rocas silíceas ricas en material volcanoclástico y caliza pelágica. Los xenolitos están presentes tanto en forma de individuos aislados como en grupos con decenas o cientos de individuos.

En la Punta Pitahaya (3427E/2277N) y en la Playa Arbolito sur (3372E/2400N) afloran dentro de los basaltos de la plataforma de mareas grandes cantidades de inclusiones silíceas (Fig. 11) que representan en su gran mayoría xenolitos sensu stricto. Son cuerpos redondos o alargados, parcialmente también irregulares, con volúmenes de entre pocos cm^3 y aproximadamente 2 a 3 m^3 que sobresalen por meteorización del basalto. No se observa una orientación preferencial en la Playa Arbolito (Fig. 11).

Este último grupo se caracteriza por una variabilidad litológica poco común: incluye radiolarita rojiza con capas delgadas, radiolarita gris parcialmente manganesífera y radiolarita negra muy manganesífera así como rocas tobáceas y algunos tipos de pedernales sin estructuras sedimentarias; SCHMIDT-EFFING (1979) mencio-

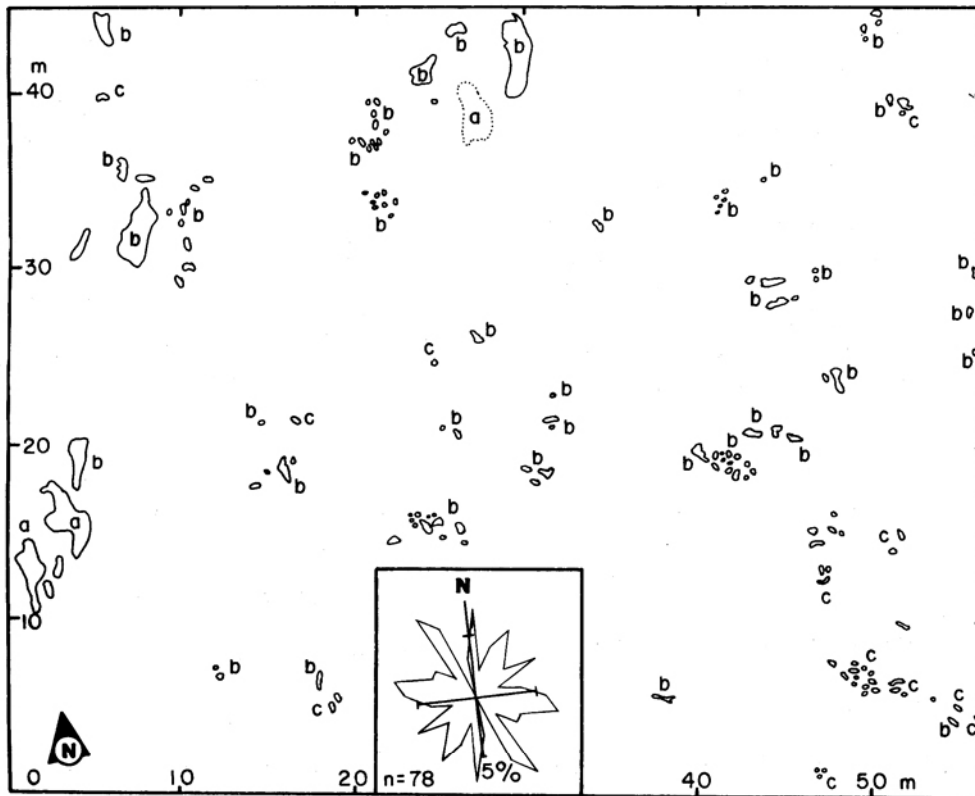


Fig. 11: Croquis de mapa de un grupo de xenolitos en basalto macizo, Playa Arbolito, Nicoya occidental. - Blanco: basalto, litología a: radiolarita estratificada, b: roca silíceas gris-amarillentas muy recristalizadas, c: jaspe. La rosa representa la distribución de la orientación de los ejes longitudinales de los xenolitos.

na el hallazgo de un canto de caliza silíceas recristalizadas con foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior temprano.

Los xenolitos radiolaríticos de la Punta San Francisco (Fig. 12) alcanzan tamaños de hasta varios m³ y preservaron su típico hábito de radiolarita con estratificación delgada. Sus ejes longitudinales son paralelos a la estratificación interna. Posiblemente este fenómeno es un tipo de orientación "reotáctica" de las inclusiones en la lava fluyente.

En general, los xenolitos no son relacionables con una secuencia sedimentaria original o con algún lugar específico de depositación, sino ocurren en ambientes litológicos completamente ajenos a los de las secuencias radiolaríticas. Durante su transporte por la lava, sufrieron deformaciones típicas. Algunos xenolitos preservaron todavía la estratificación sedimentaria que está ro-

ta en los bordes y flexionada en el centro (p.ej. en el rincón suroriental de la Fig. 11, así como en la base del perfil "F"). Muchos xenolitos fueron calentados desde los bordes, lo que se documenta en el crecimiento de minerales metamórficos, cambios de color (generalmente decoloraciones) y recristalización integral. En el caso extremo las estructuras sedimentarias se borran completamente, de manera que se pueden confundir con rocas silíceas no sedimentarias. Algunos xenolitos de apariencia completamente recristalizada revelan bajo el microscopio estructuras sedimentarias relictas, p.ej. restos de radiolarios.

Xenolitos de radiolarita fuertemente recristalizada afloran también en la Punta Piedra Amarilla (4272E/1878N) y a un lado de la carretera entre Santa Cruz y Nambí en la vertiente norte del Cerro Coyolar (3689E/2452N). Los últimos forman un grupo estrechamente asociado de inclu-

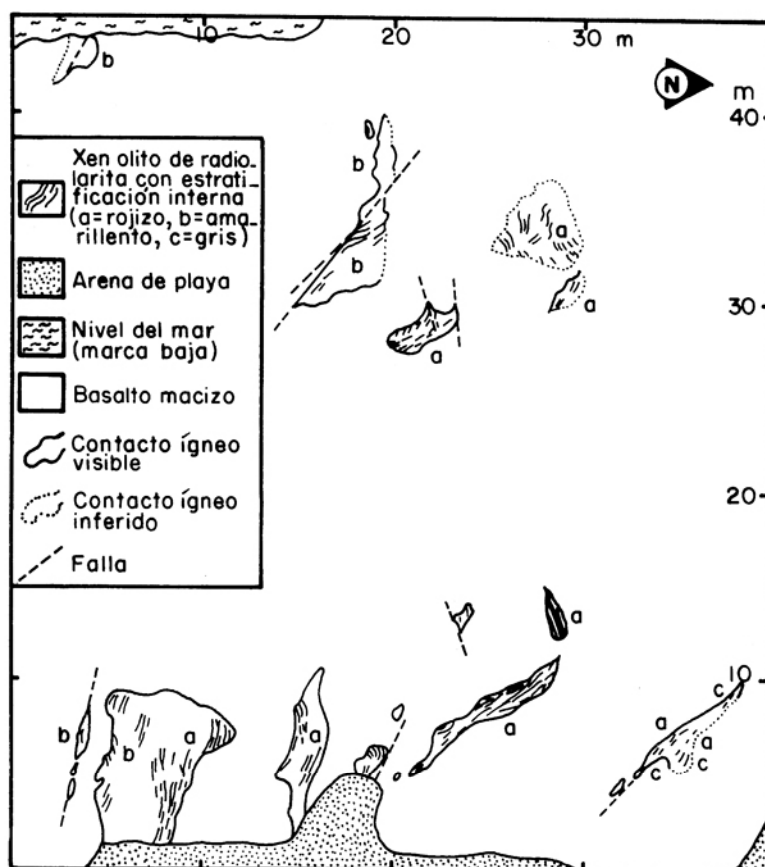


Fig. 12: Croquis de mapa de un grupo de xenolitos radiolaríticos en la Punta San Francisco, al SW de Tamarindo, Nicoya occidental. - a) Roca rojiza, b) amarillenta, c) gris.

siones silíceas macizas de color rojizo con bordes amarillos y verdes; tienen volúmenes de entre pocos cm^3 hasta 1 m^3 y contornos irregulares.

Muchas inclusiones sedimentarias en los basaltos del Complejo de Nicoya tienen contactos completa o parcialmente tectónicos, así que no se puede aclarar si antes de haber sido afectados por el tectonismo, se trató p.ej. de xenolitos o lentes interestratificados. Sus dimensiones son de pocos cm^3 hasta muchos m^3 . Están presentes bloques angulares cortados por fallas que se cruzan a ángulos grandes y cuerpos lenticulares encajonados por planos de fallas subparalelas. Aproximadamente 600 m al suroeste de la Playita de Manzanillo (cerca de Punta Gorda, 3407E/2788N) por ejemplo, se observó un bloque rectangular de 10 por 3 m que consiste de una radiolarita gris con estratos delgados intercalados en un basalto macizo. En el flanco suroriental de la Punta Penca

(3407E/2735N) aflora un bloque trapecial de pedernal rojo macizo (15 por 25 cm) dentro de un basalto homogéneo; en los cuatro lados está limitado por fallas cuyos planos presentan mineralizaciones de cuarzo.

2.6 Origen de las radiolaritas

Las radiolaritas intercaladas en el Complejo de Nicoya representan interrupciones cronológica y paleogeográficamente extendidas del magmatismo basáltico. Se depositaron sobre el Complejo Inferior que representa una corteza oceánica sensu stricto formada en una dorsal activa del Océano Pacífico en el Jurásico (WILDBERG, 1984; GURSKY et al. 1982). El Complejo Superior es una unidad ofiolítica bipartida y químicamente distinta que empezó a formarse probablemente en el Cretácico Tardío. Durante la forma-

ción de los basaltos del Complejo Superior, las radiolaritas sufrieron deformaciones considerables que incluyen recristalizaciones, intrusiones de diques y sills, el desmembramiento parcial de las secuencias y xenolitizaciones.

Durante la sedimentación de las radiolaritas que duró probablemente varios millones hasta decenas de millones de años, casi no se notan influencias volcánicas: se depositaron en un ambiente de mar profundo en condiciones relativamente estables, tranquilas y uniformes. Se formaron debajo de la profundidad de compensación de la calcita ("CCD"), posiblemente a profundidades de 3000 a 4000 m. Esta interpretación se basa esencialmente en la escasez de componentes calcáreos, el bajo contenido detrítico de las radiolaritas así como en la mínima vesicularidad de los basaltos sub y sobreyacentes. El alto contenido en hematita y la presencia de nódulos de manganeso que se forman y preservan solamente bajo condiciones oxidantes, indica una región deposicional abierta y oxigenada. Condiciones estancadas hasta reductores eran muy escasas y parecen estar limitadas al Cretácico Inferior tardío (véase perfil "M").

La alternancia rítmica entre estratos de peridernal y láminas de lutita silíceas se debe probablemente a variaciones cíclicas de dimensiones oceánicas. Las oscilaciones entre sedimentación pelágica "normal" ("pelagic rain") y procesos episódicos en redepositación causados por flujos suaves de turbidez o corrientes de fondo ("bottom currents"), se documentan en la laminación característica de las rocas biosilíceas. Fenómenos de deslizamiento sindiagenético, como pliegues irregularmente acostados, cuerpos deslizados lenticulares y masas caóticas de material radiolarítico, indican un relieve diferenciado cuya morfología tenía una orientación norte-sur, comprobada por las direcciones de los deslizamientos.

Las radiolaritas se depositaron probablemente en el Océano Pacífico oriental en regiones ecuatoriales. La distancia de estas regiones a tierras firmes (p.ej. al noroeste de América Meridional o Centroamérica Septentrional) no se puede precisar. HEIN et al. (1983) sugieren un ambiente relativamente cerca de una costa, mientras que el autor favorece una distancia moderada hasta grande, teniendo en cuenta las influencias terríge-

nas generalmente insignificantes, la fauna puramente pelágica, la gran profundidad debajo de la CCD y las bajas tasas de acumulación sedimentaria.

Datos, discusiones e interpretaciones más exhaustivos sobre las radiolaritas del Complejo de Nicoya se dan en H.-J. GURSKY (1984, 1988).

3. INTERCALACIONES SILICEO-VOLCANODETRITICAS

3.1 Distribución regional y características macroscópicas

Se trata de lentes sedimentarios, o sea cuerpos irregularmente discoidales y delgados. La forma lenticular ideal no es reconocible en muchos casos debido a plegamientos, fallas o sills post-sedimentarios. Normalmente los lentes sobreyacen a basaltos o brechas volcánicas con contactos deposicionales bien definidos y están bruscamente sobreyacidos por basaltos o brechas.

Debido a la escasez de fósiles datables o fenómenos de recristalización, no se pueden precisar las edades de los lentes. Algunos están asociados con basaltos cuya clasificación química permite una interpretación estratigráfica; según esto, rocas silíceo-volcanodetríticas están probablemente intercaladas en rocas ofiolíticas del Jurásico hasta Terciario Inferior. Según BAUMGARTNER (1984, así como en KUIJPERS 1980b) y E. KUIJPERS (com. oral, 1979) se identificaron faunas de radiolarios del Turoniano/Santoniano en rocas que -según observaciones del autor- consisten parcialmente de rocas silíceo-volcanodetríticas del Complejo Superior (1 km al SSW de Hatillo en Nicoya Central, 3483E/2525N; y 750 m al S de la Playa Matapalo, 3442E/2787N). En la costa occidental de la Península de Osa afloran rocas silíceo-volcanodetríticas ricas en radiolarios con una posible edad del Eoceno en los basaltos ofiolíticos (com. oral R. SCHMIDT-EFFING, 1981; muestra 1329 proporcionada por L. LEW, 1981).

Las intercalaciones silíceo-volcanodetríticas abundan a lo largo de las costas de la Península de Nicoya. En la Punta Mostrenco en el interior

En la parte septentrional de Playas del Coco (3512E/2834N; aflorando durante mareas muy bajas), un lente magmáticamente erosionado de roca silíceo-volcanodetrítica gris-oscura se intercala en el basalto. Debajo de este lente afloran bloques aislados y torcidos, que representan probablemente xenolitos (Fig. 14a). Un lente muy parecido de 1 m de espesor, plegado y fallado, está presente en los basaltos macizos al lado oriental de la Playa Matapalo (3451E/2797N). El material está débilmente estratificado, presenta colores grises y rojizos y tiene contactos abruptos con el basalto circundante; microlentes del mismo material (xenolitos?) rodean el lente principal (Fig. 14b). Otros lentes afloran al lado occidental de esta playa (3436E/2796N) así como al norte de la Playita de Manzanillo (3413E/2797N) y de la Punta Ruedas (3390E/2760N), en Playa Las Playitas (3398E/2756N), 1.2 km al SE del Cabo Velas 300 y 600 m, al NW de Peña Guastomate (3858E/2032N; 3857E/2033N) y en la punta suroccidental de la Isla Negritos (4443E/2008N).

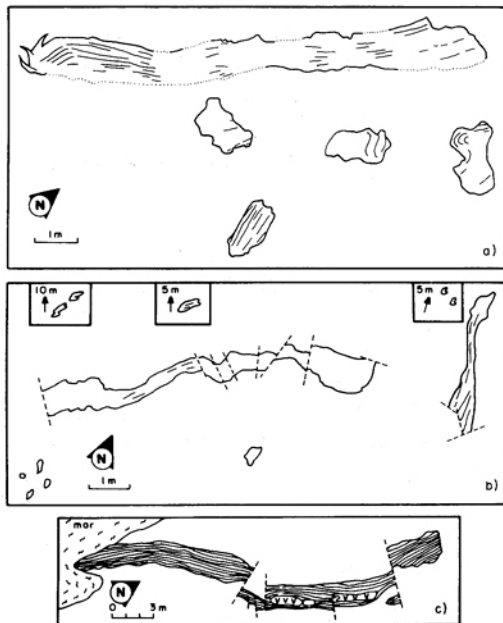


Fig. 14: Lentes y xenolitos de rocas silíceo-volcanodetríticas (a,b) y radiolaritas (c) en basalto macizo del noroeste de la Península de Nicoya. - a) Rincón septentrional de la Bahía El Coco, b) lado oriental de la Playa Matapalo, c) lado nororiental de la Playa Brasilito.

También en el interior de la **Península de Nicoya**, especialmente en el noroeste, se presentan intercalaciones lenticulares de material silíceo-volcanodetrítico. Abundan en el triángulo Nuevo Colón-Playa Matapalo—Potrero; p.ej. a lo largo de los caminos de Nuevo Colón a Potrero y Playa Grande se observaron varios afloramientos de rocas silíceo-volcanodetríticas meteorizadas y tectónicamente deformadas de color rojizo en forma de lentes de pocos m de largo y pocos dm de espesor (p.ej. 3447E/2745N) así como radiolarita blanca, maciza y muy recrystalizada (p.ej. 3468E/2744N).

FLORES (1976) menciona rocas silíceas con radiolarios cerca de un cuerpo macizo de hierro sulfúrico, 1 km al sur de la Playa Matapalo (3446E/2782N). Material silíceo forma rellenos en lavas almohadilladas, aproximadamente 3 km al sur del Río Seco (3438E/2412N). Son cuerpos de pocos dm³ de volumen que se componen de diferentes rocas silíceo-volcanodetríticas de colores rojizo, verduzcos y gris. La recrystalización está moderada y las formas son relativamente isométricas sin deformación mecánica; esto sugiere un origen de infiltración del material sedimentario entre las almohadas pre-existentes. Otros lentes silíceo-volcanodetríticos se encuentran 700 m al sur de Playa Matapalo (3442E/2787N); 600 m al SE de Trapiche (3483E/2525N), a lo largo del camino de Ciudad de Nicoya-Quirimán-Lajas (3695E/2318N), cerca de La Fresca (4103E/2065N) y a lo largo del camino Santa Cruz-Cerro Brujo (3598E/2423N).

En la Punta Nombre de Jesús nororiental (3353E/2649N) en Nicoya Noroccidental, aflora una secuencia de 15 m de espesor que consiste principalmente de rocas ricas en volcánoclastos y pobres en sílice (Fig. 13b, N°32 del Cuadro 1). Yacen con un contacto deposicional sobre basaltos macizos y están sobreyacidas e intruídas (sills) por basaltos. Al lado noroccidental la secuencia fue cortada por una enorme chimenea basáltica; bloques de sedimento fueron incorporados por la lava y “flotan” en el basalto macizo. Las diversas actividades ígneas postsedimentarias provocaron un metamorfismo de las rocas sedimentarias.

La serie sedimentaria de Punta Nombre de Jesús se compone de capas delgadas de rocas de aspecto arenítico que presentan colores extraor-

dinariamente vivos y abruptos cambios estratiformes de color. En la parte inferior dominan capas de color violeta pálido con interestratificaciones delgadas de rocas de colores rojo claro, verde, así como un estrato de color oliva con granos de alrededor de 2 mm; hacia arriba los colores son rojos y se desarrolla una clara separación de capas individuales. Las rocas de base (Fig. 13b) están irregularmente estratificadas: onduladas y lenticulares, con frecuentes acuñamientos, la estratificación cruzada está escasamente presente. Casi todas las capas están caracterizadas por laminaciones, parcialmente en combinación con cambios de material, así como intercalaciones de grano más grueso. En la parte superior, especialmente arriba del sill, la estratificación es más regular y se desarrollan superficies de estratificación relativamente planas; algunas capas presentan laminaciones típicas que provocan una fuerte similitud a las clásicas radiolaritas del Complejo de Nicoya.

3.2 Características microscópicas y químicas

Las rocas silíceo-volcanodetríticas se componen de fragmentos ígneos, radiolarios, una matriz preponderantemente silícea y/o zeolítica, así como accesorios de hematita y minerales arcillosos. Los componentes y la matriz son muy variables en cuanto a su composición y granulometría, así que las rocas individuales tienen características muy singulares. Un fenómeno típico es la influencia termometamórfica, causada principalmente por los basaltos sobreyacentes. A continuación se presentan brevemente los grupos más típicos.

Tipo 1 (rocas silíceo-limolíticas): Los componentes ígneos ocupan generalmente del 20 hasta el 50% del volumen; los radiolarios tienen contenidos de entre 0.5 y 7.5% en rocas pobres en radiolarios, y hasta un 20% en rocas ricas en radiolarios, que se caracterizan por colores café-rojizos. Los foraminíferos son muy escasos (muestras 1329 y 1330 en la Punta San Pedrito en Osa, proporcionadas por L. LEW). La matriz, predominantemente silícea, ocupa del 50 hasta el 80% del volumen, así que el término de "rocas silíceas" está justificado. Los litoclastos son principalmen-

te feldespatos con plagioclasa dominante, piroxenos, hornblendas y opacos (especialmente hematita) clorita y fragmentos de radiolarios son accesorios. Entre los minerales arcillosos que fueron identificados por difracción de rayos X, destaca la esmectita formada a partir de los componentes ígneos básicos. Zeolitas diagenéticas e hidrotermales son comunes (cf. H.-J. GURSKY, 1984, 1988). Los tamaños de los componentes varían generalmente entre 10 y 50 μm , los máximos alcanzan de 150 hasta 250 μm , en algunos casos hasta 700 μm . Los granos son generalmente angulares, también se observaron algunos granos idiomórficos. La preservación de los radiolarios es relativamente mala, especialmente en rocas pobres en radiolarios; en casos excepcionales es muy buena (p.ej. en las mencionadas muestras de Osa). Se observaron localmente deformaciones mecánicas como la compresión y fractura de esqueletos. La matriz consiste casi completamente de cuarzo-calconia, mezclado con pigmentos de hematita, granos opacos, minerales arcillosos, clorita, zeolitas, calcita y/o microdetrito ígneo en cantidades variables. Aparte de la estratificación homogénea se observan diferentes tipos de laminaciones: laminación paralela en forma continua, discontinua, plana u ondulosa, así como laminación lenticular y tipo "flaser" y estratificación cruzada. La estratificación gradada con transición de láminas pobres a ricas en radiolarios, es muy escasa.

Tipo 2 (areno-limolitas silíceas): Las rocas tienen un contenido en fragmentos ígneos generalmente < 60%. Los radiolarios faltan por completo o están enriquecidos en algunas láminas, alcanzando poco por ciento; la matriz alcanza de 35 hasta un 60%. Los granos clásticos muestran tamaños promedios entre 20 y 70 μm , con máximos entre 160 y 350 μm , siendo excepcionalmente de casi 0.5 mm. Contrario al Tipo 1, las laminaciones son menos típicas y la estratificación homogénea es dominante indicando una depositación irregular y de más alta energía.

Tipo 3 (radiolaritas con detrito): Este tipo constituido por rocas café-rojizas forma la transición a las radiolaritas "normales", pobres en detrito. Contienen de 5 hasta un 20% de radiolarios

(máx. 40%) y < 20 hasta 30% de clastos ígneos. Los granos volcanodetríticos alcanzan de 5 hasta 40 μm de tamaño promedio (máx. generalmente < 100 μm , excepcionalmente hasta 300 μm). La muestra 2054 (parte sur de la Punta Monte del Barco) presenta una alteración de láminas milimétricas (hasta 1 cm) de los tipos 1 y 3. Esto demuestra que la sedimentación volcanodetrítica y biosilíceo siguieron rápidamente una después de la otra debido a situaciones locales especiales.

Tipo 4 (rocas detrítico-silíceas metamórficas): Se observa únicamente en la sección de la Punta Nombre de Jesús nororiental. El análisis microscópico (cf. M. GURSKY, 1986; GURSKY & GURSKY, 1989) revela texturas y minerales metamórficos excepcionales en comparación con las demás inclusiones sedimentarias del Complejo de Nicoya. Especialmente en la parte inferior del perfil, la alternancia de colores vivos se debe a la formación extensa de minerales termometamórficos: piemontita (epidota de manganeso) es la que causa los tonos violeta y parte del color rojo intenso y la hematita es responsable de los colores rojos, mientras que los tonos verdes hasta verde-amarillentos u oliva son causados principalmente por dióxido y subordinadamente por granate (probablemente rico en andradita). En todas las capas se observan también componentes originales (pre-metamórficos): fragmentos ígneos como plagioclasa y antiguos fragmentos vítricos, así como algunos radiolarios cuyos esqueletos están preservados por cuarzo, calcita o epidota y tienen rellenos muy variables. En la parte superior del perfil, aumenta el porcentaje de radiolarios y sílice, desarrollándose rocas silíceo-volcanodetríticas, comparables con las rocas de los lentes menores.

Las rocas silíceo-volcanodetríticas forman químicamente un grupo individual variado. En los diagramas respectivos (Fig. 8 y 9) se empalman parcialmente con lutitas silíceas; por otro lado, se notan también afinidades con radiolaritas "puras" y basaltos. En esto se refleja claramente la composición mixta biosilíceo-volcanoclástica. Esta naturaleza "híbrida" está documentada por los contenidos variables, pero siempre relativamente bajos, en sílice (58.5 hasta 74%) y los relativamente altos contenidos en Al_2O_3 (6.6 hasta

12.7%) causados por la variación cuantitativa entre los materiales bio y litogénicos. Fe_2O_3 puede alcanzar más del 13%, MnO es generalmente bajo (0.5%; véase Cuadro 1).

3.3 Origen de las intercalaciones silíceo-volcanodetríticas

Las intercalaciones lenticulares, debido a sus pequeños espesores, se formaron generalmente durante fases breves de inactividad volcánica en lugares aislados. Yacen sobre flujos de basalto o unidades de brechas volcanoclásticas cubiertas por lavas o brechas cuya formación terminó de repente la sedimentación apenas iniciada. Unidades de rocas silíceo-volcanodetríticas más espesas, p.ej. en las Puntas Monte del Barco y Nombre de Jesús, representan pausas magmáticas más largas y de mayor extensión paleogeográfica; sin embargo, estos lapsos fueron más cortos que en el caso de las secuencias radiolaríticas. En las fases más largas de inactividad magmática, con una disminución paulatina de fragmentos ígneos, empezaron a desarrollarse transiciones a radiolaritas "normales"; los perfiles "B" (Punta Gorda I) y Punta Nombre de Jesús demuestran como las rocas silíceo-volcanodetríticas basales gradúan hacia arriba a radiolaritas.

Los lentes intercalados en brechas volcanoclásticas, especialmente en horizontes de grano relativamente fino (p.ej. en el Cabo Velas, y Punta Mostrenco) indican que la erosión primordial de las magmatitas ofiolíticas y la resedimentación del detrito formado, sucedieron en fases con características energéticas individuales. Las inclusiones lenticulares se depositaron probablemente en pozos someros que se encontraron esporádicamente en el fondo oceánico, caracterizado por un relieve irregular. Pozos o pequeñas cuencas de este tipo fueron repetidamente observados durante excursiones en submarinos p.ej. en dorsales oceánicas (cf. BALLARD & MOORE, 1977).

La mezcla intensiva de componentes biogénicos e ígneos demuestra su depositación en el mismo momento y también su probable transporte por las mismas corrientes; no se encontraron indicios de bioturbación. Las estructuras sedimentarias, especialmente las laminaciones en combinación con gradaciones, sugieren la acción de

corrientes débiles. Los clastos magmáticos no fueron acarreados desde lugares lejanos, no obstante, su buena clasificación indica que se trata de material bastante retrabajado por corrientes. Los clastos finos pueden representar la fracción fina de brechas volcanoclásticas, que fue selectivamente acarreada ("winnowing") por las corrientes débiles y, después de ser mezclada con radiolarios suspendidos en la corriente, depositada en cuencas someras. No se puede excluir la participación parcial de flujos de turbidez, caracterizados por baja energía, que se originaron a distancias más grandes. La presencia de fragmentos originalmente hialinos subraya que la sedimentación de los lentes ocurrió en parte, inmediatamente después de las erupciones submarinas.

Se puede constatar una estrecha relación genético-ambiental con las secuencias radiolaríticas, las cuales frecuentemente contienen pequeñas cantidades de volcanodetrítico muy fino. La diferencia es que la sedimentación silíceo-volcanodetrítica se desarrolló en vinculación más directa con el subsuelo magmático, cuyo relieve pronunciado fue el responsable de proporcionar los clastos. Las rocas se depositaron casi por completo debajo de la CCD; solamente los pocos lentes con foraminíferos planctónicos sugieren una sedimentación alrededor de la CCD.

4. ROCAS SILICEAS NO ESTRATIFICADAS

Este grupo abarca los cuerpos locales de pedernal macizo, frecuentemente ricos en mineralizaciones de hierro y/o manganeso. Generalmente no presentan estructuras sedimentarias e intruyen de manera variable a unidades geológicas preexistentes. Algunos autores anteriores llaman a dichas rocas "jaspes" (p.ej. DENYER, 1977; DENYER & KUIJPERS, 1979).

4.1 Distribución regional y características macroscópicas

Son rocas macroscópicamente homogéneas, de colores rojo o naranja vivo hasta café-amarillento. Son macizas, muy duras, astillosas y tiesas, frecuentemente con fractura concoidal y no

presentan estratificación interna. Vetas de cuarzo blanco son muy típicas y en muchos lugares contienen mineralizaciones no sedimentarias de manganeso (cf. DENYER & KUIJPERS, 1979). Los cuerpos tienen volúmenes de algunos dm³ hasta muchos m³ y presentan contornos irregulares hasta redondeados; también se presentan en forma de diques. Generalmente presentan contactos abruptos con las rocas encajonantes (basaltos, raras veces radiolaritas). Su manera de presentarse documenta una naturaleza intrusiva; sin embargo, debido a la presencia de escasos radiolarios recristalizados a veces bien conservados se las incluye a las rocas "sedimentarias" del Complejo de Nicoya.

Rocas silíceas macizas están presentes en muchas áreas del basamento ofiolítico de Centroamérica Meridional, especialmente en Nicoya Noroccidental. Están asociadas a basaltos del Complejo Superior de Nicoya y menos frecuentemente a radiolaritas. DENYER & KUIJPERS (1979) y KUIJPERS (1980b) citan tres localidades de Nicoya Occidental y Central donde rocas silíceas de este tipo están asociadas a lentes radiolaríticos que proporcionaron edades del Turoniano y Santoniano (dataciones por P.O. BAUMGARTNER). Esto más su presencia exclusiva en el Complejo Superior de Nicoya, sugiere que se formaron en el Cretácico Superior.

Las rocas silíceas no estratificadas afloran frecuentemente a lo largo de la **costa occidental de la Península de Nicoya**. Un ejemplo típico de origen intrusivo está presente en Punta Salinas (3404E/2693N), donde un dique con pocos dm hasta 1 m de espesor de un material silíceo macizo de color café-rojizo intenso corta con ángulo bajo y contactos bruscos a una secuencia recristalizada de radiolaritas grises (Fig. 15a-b). En una lámina delgada de la parte exterior de este dique (de color gris; muestra 2420) se encontraron muchos restos de radiolarios, mientras que láminas de la parte central de color rojo (muestras 2242 y 2243) no contienen radiolarios. En este afloramiento se destacan grupos de fisuras (hasta de 1 cm de ancho) rellenas con cuarzo, que están orientadas en forma esférico-concéntrica ("cabbage-head structures"). En Punta Sabana Oriental, entre otros, se encuentran grandes cantidades de estas estructuras, en bloques sueltos de un ma-

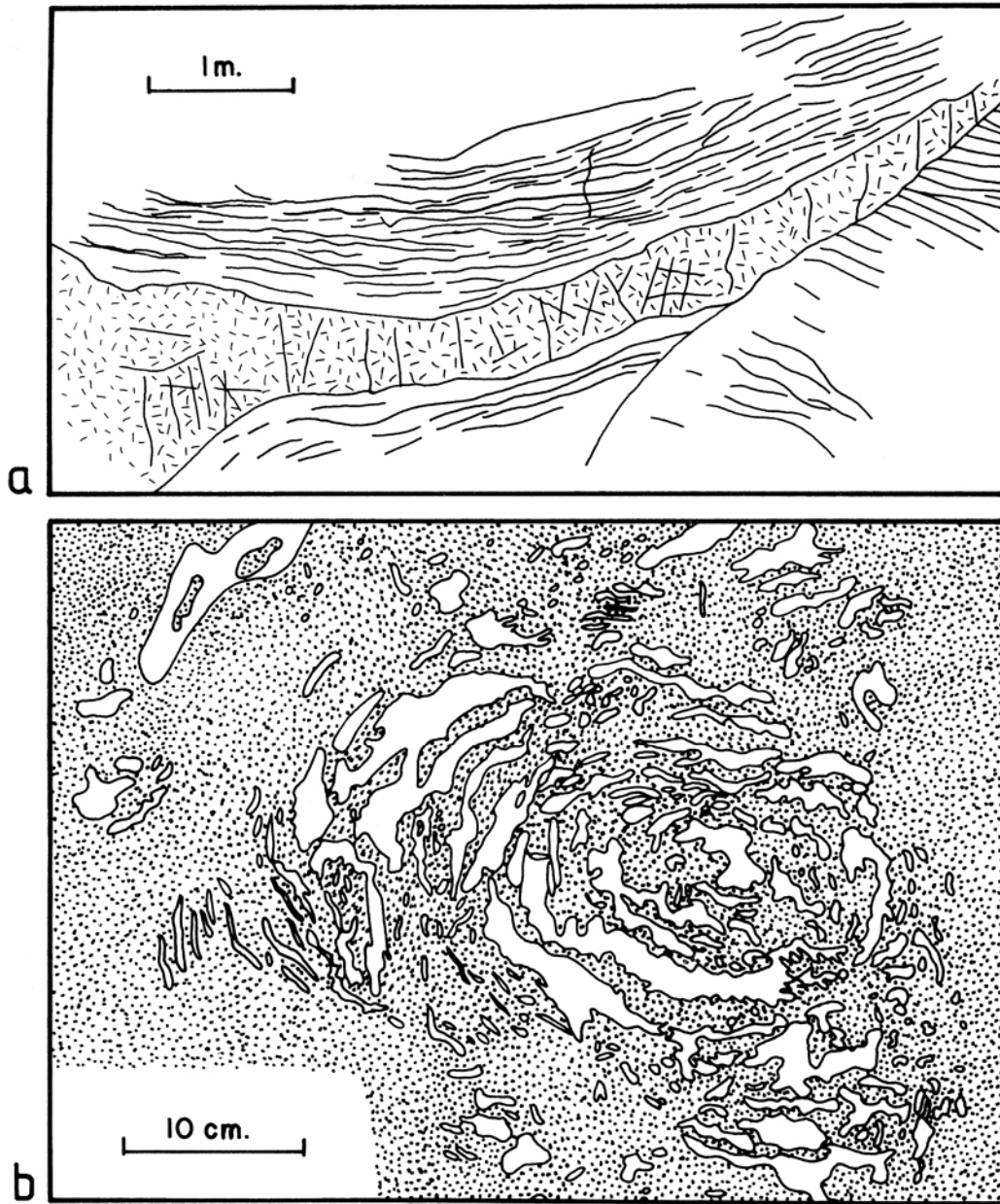


Fig. 15: Material silíceo no estratificado. - a) Sill de jaspe en radiolarita recristalizada, Punta Salinas nororiental, Nicoya noroccidental; b) detalle: estructura esférico-concéntrica de cuarzo (blanco) en jaspe rojo (punteado).

terial silíceo macizo, con color café amarillo pálido.

Cuerpos silíceos no estratificados incluidos en basaltos son frecuentes a lo largo de la Playa Arbolito y en la sección costera 1 hasta 2 km al NE de San Juanillo. Los cuerpos más grandes afloran 200 hasta 300 m al norte de la desembocadura del

Río Cuajiniquil (3443E/2263N): son cuatro cuerpos de varios m³ de volumen consistentes de material silíceo parcialmente brechificado con colores rojo café-amarillento; contienen algunas mineralizaciones de manganeso (cf. ROBERTS, 1944; DENYER, 1977). Rocas silíceas macizas abundan también en afloramientos aislados entre

Carrillo y Playa Camaronal (300E/205N) así como en la Punta Bejuco (391E/2004N).

En el interior de la Península de Nicoya, los cuerpos de "jaspe" son igualmente típicos, aunque los afloramientos son generalmente menos favorables, de manera que las relaciones con las rocas circundantes en muchos casos no son claras. Aproximadamente 1 km al NE de San Francisco (346E/251N) afloran cuerpos de varios m³ de volumen de rocas silíceas macizas con colores rojo, amarillo y verduzco. A lo largo del camino entre Río Seco y La Florida (aprox. entre 240N y 237N) se observan varios cuerpos de "jaspe", parcialmente brechificados, que sobresalen por la meteorización de los basaltos encajonantes y generalmente no se pueden identificar los límites; son rocas rojas y café-amarillentas (las últimas muy meteorizadas) y tienen hasta algunos m³ de volumen. DENYER (1979) y DENYER & KUIJPERS (1979) cartografiaron muchos de estos cuerpos y reportaron también la existencia de cuerpos lentiformes y estratificados (!) con mineralizaciones de manganeso que se asocian parcialmente con radiolaritas. Además mencionan cuerpos macizos intrusivos (?) asociados con mineralizaciones de manganeso en la región de la Ciudad de Nicoya-La Mansión, y estudiaron cuerpos lentiformes de rocas silíceas macizas y brechificadas (parcialmente conteniendo radiolarios) con mineralizaciones macizas de manganeso cerca de Pavones (4025E/2206N). Componentes de brechas e intrusiones de rocas silíceas muy recristalizadas se encuentran también debajo de la base del "Perfil de Santa Ana" de STIBANE et al. (1977) en Nicoya Central, cerca de 3818E/2402N.

En casi todos los ríos de Nicoya Central y Sureste (p.ej. Río Enmedio, Río Arado al este del Cerro Brujo) se encuentran grandes cantidades de cantos de rocas silíceas. Son generalmente macizas y demuestran que las inclusiones sedimentarias son muy abundantes en el Complejo Superior de Nicoya de esta región. Dominan rocas silíceas no estratificadas en forma de intrusiones de basalto y componentes de brechas volcánoclasticas que pertenecen a la Serie Oceánica del Complejo Superior.

En otras regiones, "jaspes" no parecen ser muy frecuentes. N. LUNDBERG (com. escr., 1980) cartografió rocas de este tipo de posible ori-

gen intrusivo 500 m al NW de la Punta Piedra Amarilla en Nicoya Sur (4268E/1882N). Rocas silíceas macizas están presentes como diques en radiolaritas térmicamente muy afectadas al NW de Playa Jacó (3915E/3973N; Fig. 4). Otros diques de material silíceo dentro de basaltos macizos se observaron en la costa sur de la Península de Soná en Panamá. Al oeste de la Bahía Caoba (Fig. 1) aflora un dique vertical curvado de aproximadamente 5 m de largo y hasta 1.8 m de ancho en un basalto homogéneo. En la Playa Venado (Península de Azuero, Panamá; Fig. 1) se colectaron cantos de rocas silíceas de color rojizo.

4.2 Características microscópicas y químicas

Son rocas microscópicamente muy inhomogéneas, ya que los constituyentes principales cuarzo/calcedonia y óxidos de hierro (especialmente hematita: en rocas meteorizadas también goethita) presentan formas y tamaños variables, tienen relaciones composicionales variables y presentan estructuras de crecimiento heterogéneas. Minerales arcillosos y zeolitas se observan como accesorios. A continuación se presentan los tipos microscópicos más frecuentes y destacados:

Rocas ricas en hematita: Contienen más de 15% de hematita. Dominan dos tipos: 1) rocas en las cuales la hematita forma agregados compactos o "islas" opacas de hasta varios mm de diámetro, 2) rocas con hematita formando pequeñas (< 1 mm) manchas dispersas.

En el tipo 1 la hematita forma agregados aislados, opacos o rojizo-translúcidos en el centro, que tienen generalmente diámetros entre 100 µm y 2.5 mm (máx. 8 mm); están uniformemente distribuidos y ocupan entre el 30 y 40% del volumen. Los agregados tienen contornos nítidos, irregularmente angulares o redondos hasta framboidales con bahías profundas, o son lobulares o fragmentados. Muchos se caracterizan por inclusiones de cuarzo o calcedonia con contornos bien definidos y diámetros de pocas decenas de µm; hay también fracturas estrechas en forma de cuñas rellenas con cuarzo. Hematita puede estar presente también como agujas finas o microagregados radiales. Cuarzo de grano grueso y/o calcedonia (parcialmente esferolítica) rellenan los vacíos al-

rededor de los agregados de hematita. A veces se observan microdrusas que consisten de zonas concéntricas de cuarzo y calcedonia esferolítica; esto significa procesos de relleno en generaciones consecutivas. El cuarzo puede formar también anillos dentro de cuerpos de hematitas (una estructura coloidal).

El tipo 2 se destaca por un contenido menor de hematita y texturas de intercrecimiento más finas. Las manchas de hematita son mucho menores de 1 mm, los cuarzos son con frecuencia menores de 10 μm . Las formas de los agregados hematíticos son variables: irregularmente angulares, redondas, en forma de aguja, parcialmente alargadas con cortes transversales husiformes y segregados. Los agregados están generalmente diseminados.

Rocas pobres en hematita: Este grupo tiene hasta 15% de hematita. Su característica principal son masas de agregados esferolíticos (diámetros de entre 30 y 400 μm) con bandeamientos concéntricos del pigmento hematítico. Los espacios entre los esferolitos están rellenos por hematita. En algunas láminas se observan aglomeraciones de esferolitos formando super-individuos framboidales separados por fracturas irregulares de cuarzo o calcedonia. Adicionalmente hay intercrecimientos homogéneos de cuarzo con hematita muy fina (< 5 μm). En algunas láminas se observan fragmentos angulosos de hematita con tamaños de 10 hasta 80 μm que se distribuyen uniformemente en una matriz "microcuarcítica" (cuarzos de 10 hasta 20 μm).

Estructuras brechoidales: Fueron mencionadas por DENYER & KUIJPERS (1979). En los casos más típicos, las partes brechificadas son canales aislados, ramificados en forma de mallas, con anchuras de algunos cientos de μm hasta varios mm. Pueden ocupar la mayor parte del volumen de las rocas. Los canales se componen de una "matriz" oscura, hematítica, e "inclusiones" claras, pobres en hematita hasta puramente silíceas. Con frecuencia, las "inclusiones" son fragmentos de esferolitos de calcedonia, cristales de cuarzo o de los agregados "pisolíticos" descritos arriba. Algunas muestras contienen en estos fragmentos radiolarios hematitizados, parcialmente

bien preservados (p.ej. muestra 2463, desembocadura del Río Cuajiniquil en Nicoya Occidental).

Las muestras 2243 (roja) y 2480 (amarilla) de rocas ricas en sílice y pobres en hematita se analizaron químicamente; los resultados están parcialmente congruentes con aquellos seis realizados por HEIN et al. (1983, "red and yellow jasper"). Resultan diferencias marcadas con respecto a las demás rocas silíceas (Cuadro 1): SiO₂ (> 85%) y Fe₂O₃ (hasta > 11%) dominan y tienen una correlación negativa entre sí; los demás elementos son accesorios (casi siempre < 0.15%). En los diagramas de correlación (Fig. 8 y 9), los puntos que representan las rocas silíceas no estratificadas ocupan posiciones aisladas o relacionadas con material formado cerca o en las dorsales oceánicas, bajo la influencia de actividad hidrotermal.

4.3 Origen de las rocas silíceas no estratificadas

A base de los siguientes criterios no se trata de rocas sedimentarias: presencia en parte intrusiva, dentro de rocas preexistentes, el hábito macizo, la falta de estructuras de estratificación, las estructuras de cristalización, la mineralogía y el quimismo. Algunos cuerpos presentan semejanzas con xenolitos radiolaríticos fuertemente termometamórficos; sin embargo, los últimos se caracterizan por texturas de recristalización, minerales metamórficos neoformados, abundancia de estructuras sedimentarias relictas, así como restos de radiolarios y un quimismo sedimentario "heredado", gracias al termometamorfismo isoquímico. Las estructuras típicas de las rocas no estratificadas son: texturas framboidales, esferolitos concéntricamente zonados, fracturas producidas por reducción volumétrica (deshidratación?) como p.ej. "cabbage-head structures" y las cristalizaciones anilladas. Son estructuras características de una cristalización de soluciones coloidales (cf. RAMDOHR, 1975; BOTTKER, 1965; DENYER & KUIJPERS, 1979; KUIJPERS & DENYER, 1979).

DENYER & KUIJPERS (1979) les asignan un origen "hidrotermal". Esta opinión toca el problema de la procedencia de las soluciones ricas en hierro y sílice. DENYER & KUIJPERS (1979),

interpretan los cuerpos de jaspe macizo en los basaltos como partes de chimeneas y los cuerpos estratiformes asociados a radiolaritas como lentes emanados en el fondo oceánico lo cual implica una génesis juvenil de las soluciones.

Las condiciones geológicas muy especiales en el Complejo de Nicoya que incluyen fases alternantes de magmatismo y sedimentación así como posibles procesos de interacción (cf. WILDBERG et al., 1981) entre lavas y sedimentos, permiten también otra explicación. Se mencionó arriba la presencia de radiolarios en algunos cuerpos de rocas silíceas macizas, que no solo se observaron en las partes externas, a lo largo de los contactos con radiolaritas, sino también en los centros. Los radiolarios se encuentran en fragmentos incluidos en el jaspe brechificado y parecen una radiolarita fuertemente recrystalizada. Consecuentemente, por lo menos una parte de los cuerpos, pueden representar radiolarita "ultramamórfica" fuertemente calentada y movilizada p.ej. por intrusiones o derrames basálticos.

Los análisis químicos demuestran, que las radiolaritas son sistemas múltiples y complejos de SiO_2 , Fe_2O_3 y otros óxidos; el contenido de H_2O es importante en el comportamiento químico en cuanto las rocas no estén completamente litificadas. Los experimentos realizados p.ej. por STERN & WYLLIE (1973) y KENNEDY et al. (1962; cf. también EITEL, 1966 y LEVIN et al., 1964, 1969) muestran que líquidos parciales (p.ej. en el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) aparecen bajo temperaturas de poco más de $1,000^\circ\text{C}$; o sea, parece posible que sistemas silíceo-acuáticos naturales pueden reaccionar con antexis, por lo menos parcial, bajo ciertas condiciones complejas, p.ej. cuando una lava básica caliente hace contacto con sedimentos de composición adecuada en un ambiente marino profundo (com. oral; K, SCHÜRMAN, Marburgo, 1983).

5. MINERALIZACIONES DE MANGANESO

Desde hace varias décadas, las mineralizaciones de manganeso del basamento ofiolítico han atraído el interés geocientífico: SEARS (1919), ROBERTS (1944), WEBBER (1942), DENYER (1977), DENYER & KUIJPERS

(1979), KUIJPERS & DENYER (1979), ADDY & KUIJPERS (1982) y HALBACH et al. (1982), entre otros, las estudiaron desde diferentes puntos de vista. En el presente trabajo se enfocan especialmente aquellas mineralizaciones que están asociadas a radiolaritas.

5.1 Distribución regional

Mineralizaciones de manganeso abundan en Nicoya Noroccidental y Occidental, pero son escasas en las demás áreas del basamento ofiolítico en Centroamérica Meridional. Están asociadas principalmente con radiolaritas y rocas silíceas no estratificadas, que pertenecen al Jurásico Superior y Cretácico y afloran en las regiones de Sardinal-Artola así como Brasilito-Cartagena-Cabo Velas-Veintisiete de Abril. Los yacimientos económicamente más interesantes, se encuentran en el área de Playa Real-Puerto Viejo-Santa Rosa (ROBERTS, 1944). Otros afloramientos están concentrados en una faja de aproximadamente 10 km de ancho, que se extiende a lo largo de la costa pacífica de Nicoya Occidental entre San José de Pinilla y la línea de Limonal a Jazminal (Fig. 2). Estas mineralizaciones menores se asocian especialmente a rocas silíceas macizas o estratiformes.

Las mineralizaciones de manganeso están irregularmente distribuidas: zonas muy ricas contrastan con otras casi sin manganeso. Esto es cierto especialmente en las secuencias radiolaríticas en las cuales se encuentran los yacimientos importantes de los distritos mineros de la Playa Real y Artola, y que en otros lugares carecen casi por completo de mineralizaciones. Parece que las mineralizaciones abundan en zonas donde las radiolaritas están asociadas a rocas silíceas macizas. Nódulos de manganeso se intercalan preferiblemente en radiolaritas manganesíferas y poco recrystalizadas. Los nódulos, así como algunas mineralizaciones estratiformes y diseminadas, de probable origen sedimentario, están estratigráficamente intercaladas en secuencias radiolaríticas, mientras que las mineralizaciones discordantes o por reemplazamiento sugieren una génesis post-deposicional, probablemente durante el Cretácico Superior (acompañantes a la formación de las magmatitas del Complejo Superior?).

5.2 Naturaleza y origen de los nódulos

Nódulos se observaron solamente en los distritos mineros de El Francés cerca de Artola (3518E/2758N), Playa Real (3353E/2638N), Punta Conchal (3387E/2654N) y Punta Sabana (3370E/2653N). ROBERTS (1944) menciona nódulos a "aproximadamente 1 milla al NW de Matapalo". Se diferencian tres tipos de nódulos.

Nódulos del **tipo 1** se intercalan entre capas de radiolarita gris oscura rojiza, parcialmente con bandeamiento manganesífero, en las áreas de Playa Real y El Francés (Fig. 16). Se contaron hasta 100-150 nódulos por m² en los planos de estratificación. Los nódulos tienen diámetros de entre pocos mm y 9 cm (promedio de entre 2 y 5 cm), son entre 2 mm y 3 cm de grueso (promedio de entre 1 y 2 cm), muy compactos y presentan contornos discoidales hasta plano-elipsoidales; tienen superficies suaves y muchos presentan un núcleo engrosado.

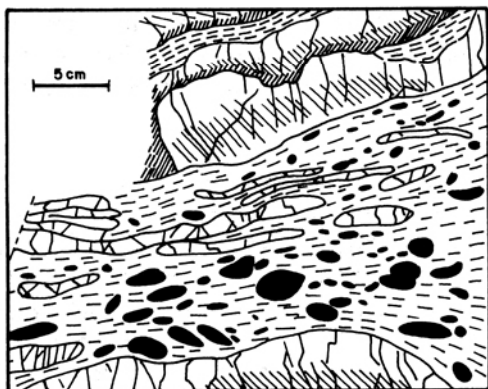


Fig. 16: Nódulos sedimentarios de manganeso (negro) dentro de un horizonte lutítico manganesífero intercalado en una secuencia de radiolaritas. Antiguo distrito minero de El Francés, cerca de Artola, Nicoya noroccidental.

Nódulos del **tipo 2**, solamente se observaron en un horizonte de la parte inferior del perfil "G" en Punta Conchal, donde están incluidos en radiolaritas y lutitas silíceas de color pardo-rojizo. Están dispersos en un horizonte de aproximadamente 3 m de espesor (cf. H.-J. GURSKY, 1984; 1988). El diámetro de los nódulos varía entre 5 y 15 mm (máx. 3 cm), el grosor entre 3 y 8 mm (máx. 1.3 cm). Son nódulos discoidales gruesos hasta casi esféricos.

Los nódulos del **tipo 3** están asociados a alternancias entre capas delgadas de radiolarita y manganeso (Punta Sabana). Los nódulos yacen aisladamente en o sobre capas laminadas de manganeso o se desarrollan por la desintegración horizontal o el engrosamiento de éstas. Los diámetros varían entre 1 y 6 cm, los espesores entre 0.5 y 2 cm.

Casi todos los autores concluyeron un origen "hidrotermal" para las mineralizaciones de manganeso del Complejo de Nicoya (SEARS, 1919; WEBBER, 1942; ROBERTS, 1944; DENYER, 1977; DE BOER, 1979; DENYER & KUIJPERS, 1979; KUIJPERS & DENYER, 1979; ADDY & KUIJPERS, 1982, entre otros); solamente SCHMIDT-EFFING (1979) les asigna un origen sedimentario a los nódulos. Argumento principal para un origen hidrotermal, incluyendo los nódulos, ha sido su composición mineralógica y química que no es comparable con aquella de los nódulos de manganeso sedimentarios encontrados en el fondo oceánico reciente (cf. p.ej. BONATTI et al., 1976; RONA, 1978). Sin embargo, investigaciones microscópicas con luz reflejada así como análisis químicos realizados con la microsonda por P. HALBACH (Clausthal) revelaron estructuras relicticas de crecimiento sedimentario, tales como láminas concéntricas alternantes con composiciones diferentes, texturas de segregación y microdendritas. Son muy parecidas a las estructuras observadas en nódulos recientes de origen sedimentario-diagenético temprano (HALBACH et al., 1982). Al contrario, las mineralizaciones de manganeso macizas y discordantes muestran estructuras muy diferentes que sugieren un origen claramente hidrotermal (com. oral. O. HALBACH, 1982).

Por eso, los nódulos de manganeso del Complejo de Nicoya se interpretan como productos sedimentarios. Su composición mineralógica (todorokita, δ -MnO₂) y química original fueron alteradas por procesos térmicos e hidrotermales secundarios: se formaron principalmente manganita y braunita, supuestamente durante actividades magmáticas subsecuentes relacionadas a la formación del Complejo Superior de Nicoya. Estos minerales fueron parcialmente reemplazados por hollandita (metasomatismo de bario) durante actividades hidrotermales más recientes. Influen-

cias hidrotermales aún más recientes y la meteorización causaron la formación parcial de pirolusita (HALBACH et al., 1982; HALBACH et al., en prep.).

5.3 Otras mineralizaciones

Mineralizaciones estratiformes: Alternancias estratiformes se observaron p.ej. en los distritos mineros de El Francés y Playa Real, en la Punta Sabana y al SSW de Matapalo.

Tipo 1: Son secuencias de radiolaritas manganésíferas de color café oscuro hasta negro, de aspecto homogéneo, en capas delgadas que están interestratificadas con lutitas silíceas muy delgadas, de color igualmente oscuro. Cortes tratados con ácido fluorhídrico, revelan una laminación característica, alternando material muy rico en manganeso con material pobre en manganeso, pero rico en radiolarios.

Tipo 2: Se compone de láminas más gruesas de radiolarita relativamente pura que alternan con láminas negras de manganeso casi puro. Forman capas mal definidas de espesor variable; láminas de lutitas silíceas están ausentes.

Tipo 3: Son alternancias abruptas, irregulares, de láminas radiolaríticas muy delgadas de color café-rojizo, con láminas de manganeso puro parcialmente engrosadas hasta desarrollarse nódulos discoidales. Están asociadas a alternancias radiolarítico-manganésíferas laminadas.

Bajo el microscopio se ve que las láminas manganésíferas abarcan todo el espectro desde laminitas difusas ricas en sílice hasta capas de manganeso casi homogéneo. Bandeamientos rítmicos de alternancias de láminas ricas y pobres en manganeso, son típicos. Los minerales de manganeso están presentes como granos, en parte submicroscópicamente finos, granos redondos, angulares y agujados (hasta varias decenas de μm de diámetro), agregados de granos así como enriquecimientos lentiformes irregulares. Las capas homogéneas de manganeso tienen espesores de entre pocos mm y más de 1 cm y presentan límites bruscos. Los contactos son parcialmente planos y parcialmente extremadamente irregulares

con bahías profundas. Desde algunas láminas de manganeso se ramifican microapófisis que intruyen al material encajonante. En estos casos, el material radiolarítico circundante presenta bordes de descoloración con pocos cientos de μm hasta 4 mm de ancho; contienen radiolarios y matriz muy recristalizados (contactos térmicos).

Mineralizaciones diseminadas: Se hallan localmente en radiolaritas y se asocian generalmente con mineralizaciones laminares y "nodulosas", p.ej. en las áreas mineras de Playa Real y el Francés, así como aisladamente en secuencias radiolaríticas p.ej. en el camino Villarreal-Huacac (3412E/2598N), el camino Puerto Viejo-Playa Real (3353E/2636N) y 1 km al norte de Nancital. Macroscópicamente no se pueden ver los granos individuales de manganeso; así que la roca se clasifica como radiolarita o lutita silícea oscura hasta negra. Sin embargo, cortes pulidos revelan generalmente la naturaleza laminada del material. Bajo el microscopio se observa que los granos submicroscópicamente finos están diseminados en toda la roca. Hay enriquecimientos en manchas difusas dentro y alrededor de radiolarios.

Mineralizaciones macizas: Este grupo abarca mineralizaciones de manganeso que forman cuerpos aislados, que intruyen a rocas sedimentarias pre-existentes en forma paralela, oblicua o perpendicular con respecto a la estratificación. En la muestra 2422 (Fig. 17) un cuerpo relativamente homogéneo con 1 hasta más de 10 cm de anchura, corta una radiolarita finamente estratificada. En la radiolarita se formó una aureola blanca de contacto de algunos milímetros de anchura, causada por la recristalización térmica. En un basalto de la parte norte de la Bahía Brasilito (muestra 2246; 3398E/2401N), se encontró un dique de manganeso macizo asociado a una radiolarita recristalizada. En la desembocadura del Río Cua-jiniquil mineralizaciones macizas de manganeso con forma irregular y parcialmente brechadas, se intercalan en rocas silíceas macizas (cf. DENYER, 1977). DENYER (1977), DENYER & KUIJPERS (1979) y KUIJPERS & DENYER (1979) subrayaron la importancia de cuerpos macizos estratiformes, que se intercalan en forma de

lentes y "capas" (hasta más de un metro de espesor) en cuerpos lentiformes de material silíceo generalmente muy recrystalizado. Lentes de este tipo afloran p.ej. cerca de Pavones (4027E/2206N) en Nicoya Oriental (muestras 2522, 2523), en los cuales fragmentos silíceos fuertemente recrystalizados y brechados, "flotan" en una matriz maciza de manganeso.

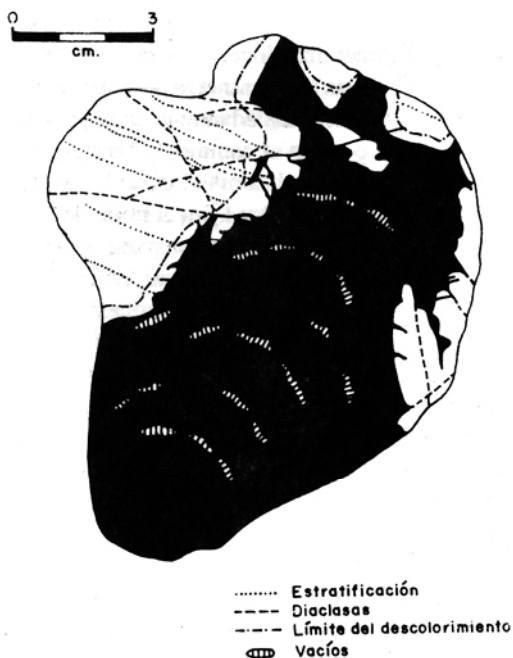


Fig. 17: Veta de manganeso macizo (negro) en radiolarita recrystalizada. - Canto rodado del antiguo distrito minero de Playa Real, Nicoya noroccidental.

6. CALIZAS

6.1 Distribución regional

Rocas carbonatadas son mucho menos frecuentes en el Complejo de Nicoya que las otras rocas sedimentarias. Las intercalaciones son típicas cerca del techo del Complejo, litoestratigráficamente poco abajo del contacto con la cubierta.

Las calizas parecen ser típicas inclusiones sedimentarias en las partes cuspidales de la Serie de Arco Insular Primitivo del Complejo Superior de Nicoya formadas en el Maastrichtiano Medio (SCHMIDT-EFFING, 1979). Cerca de Garza (3571E/2101N) y Carrillo (3734E/2053N) afloran

ran algunas decenas de metros debajo del contacto con la cubierta varios lentes de caliza (espesores entre algunos decímetros y varios metros), intercalados en basaltos y brechas del Complejo (aquí con quimismo de arco insular primitivo según WILDBERG, 1984; cf. STIBANE et al., 1977; MARIN GUZMAN, 1980; ASTORGA, 1987).

En el lado sur de la Punta Quepos, las calizas están intercaladas por un lado como sedimentos "interpillow" y xenolitos (Fig. 18) en basalto, y por otro lado como lentes en brechas volcanoclásticas (cf. GOMEZ, 1982). Según las dataciones con foraminíferos (SCHMIDT-EFFING, 1979; AZEMA et al., 1979a), la secuencia se formó en el Paleoceno Inferior. Calizas del tipo "inter" e "intrapillow", de edad desconocida, afloran también en la Roca Las Manchas cerca de Montezuma (4187E/1814N; Fig. 19 a, b).

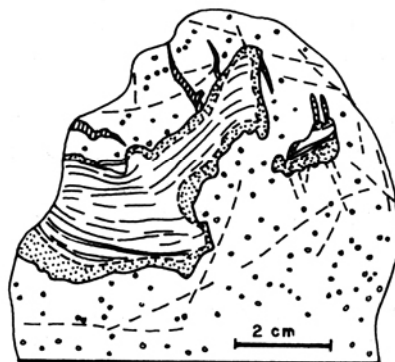


Fig. 18: Xenolitos de caliza micrítica rosada en basalto macizo con amígdalas. Los xenolitos tienen bordes metamorfizados (punteado). - Canto rodado del lado sur de la Punta Quepos, costa suroccidental de Costa Rica.

Lentes con pocos centímetros de espesor de calizas rojizas ricas en foraminíferos se observaron en la Playa Organos nororiental (4382E/1999N), intercalados en brechas volcanoclásticas; algunos de estos lentes alternan con las brechas a escala decimétrica. La secuencia pertenece supuestamente a la parte superior de la Serie Océánica del Complejo Superior de Nicoya.

6.2 Características macroscópicas

En la plataforma de mareas de la Bahía Garza oriental, de 100 hasta 200 m al este de la desem-

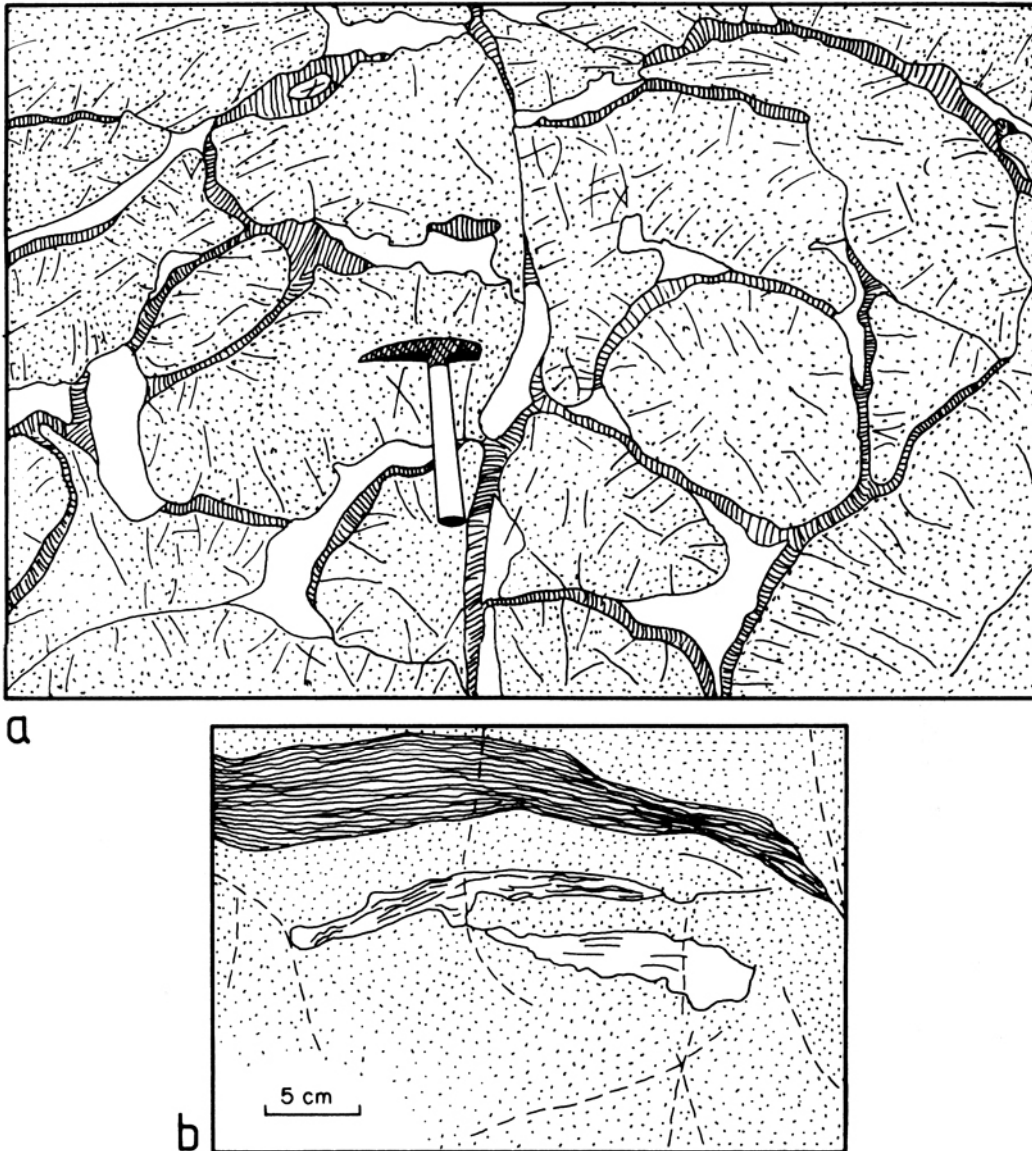


Fig. 19: Caliza metamorfozada asociada a basalto almohadillado. - a) Sedimento "interpillow"; b) sedimento "intrapillow". Puntitos: basalto; líneas finas: bordes "hialoclásticos" de las almohadas; blanco: material calcáreo. - Roca Las Manchas, cerca de Montezuma, Nicoya meridional.

bocadura del Río Garza, se intercalan varios lentes calcáreos de hasta algunas decenas de metros de largo y varios metros de espesor, en una secuencia fallada de basaltos almohadillados y macizos así como brechas volcanoclásticas. Si no están presentes fallas ocultas con desplazamientos mayores, la sección empieza con una alternancia entre brechas y lentes calcáreos, seguida por

algunas decenas de metros de basaltos (Fig. 20); encima yace la sedimentación de la cubierta postofiolítica formando un contacto abrupto. Los lentes contienen foraminíferos datados como Maastrichtiano Medio (STIBANE et al., 1977; SCHMIDT-EFFING, 1979), lo que indica que en esta región el magmatismo ofiolítico duró al menos hasta el Maastrichtiano.

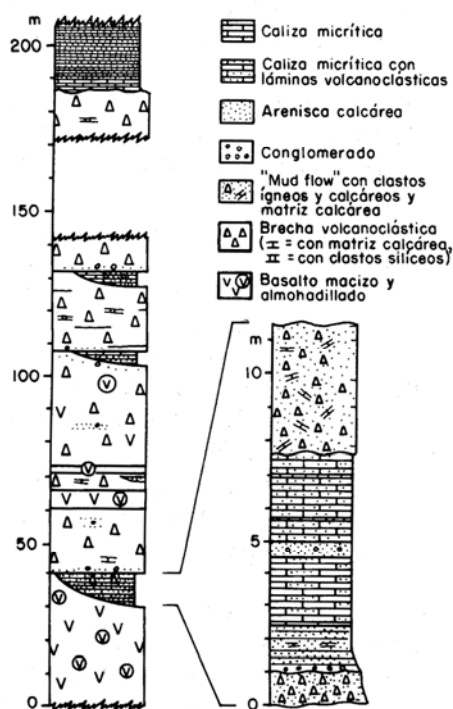


Fig. 20: Perfil litológico generalizado del techo del Complejo de Nicoya al suroeste de Puerto Carrillo, Nicoya occidental (fallas no representadas). Las brechas corresponden a la "Formación Brecha Puerto Carrillo" de SPRECHMANN (1982). El perfil detallado representa el lente más potente de esta secuencia, en la Punta Carrillo.

Los lentes presentan generalmente contornos bien definidos y consisten de calizas micríticas con colores gris hasta rojizo; son litológicamente comparables con las calizas sobreyacentes al Complejo de Nicoya. Los lentes sobreyacen a brechas volcanoclásticas monomíticas y contienen cerca de la base lentes pequeños de una brecha basáltica. Estas intercalaciones clásticas así como granos sueltos de basalto, desaparecen muchas veces hacia los centros de los lentes calcáreos y reaparecen otra vez cerca de los techos. La caliza se caracteriza por estratificación homogénea, laminaciones y bandeamiento volcanoclástico variado, parcialmente con gradaciones. Los lentes están sobreyacidos en contactos irregulares y parcialmente erosivos por brechas mal seleccionadas y parcialmente con matriz calcárea.

En la Punta Carrillo aflora una secuencia de lentes calcáreos, brechas y basaltos, que son estratigráficamente comparables con la secuencia

de Garza. Sin embargo, el lente más potente, mencionado por DENG (1960), es diferente en comparación con los lentes de Garza en cuanto a su espesor mayor (hasta aprox. 10 m) y la sedimentación más variada. Encima del basalto macizo aflora un horizonte delgado de brecha, siguen areniscas calcáreas y líticas que pasan hacia arriba a calizas micríticas con un pronunciado bandeamiento turbidítico-arenítico. La parte superior del lente está formada por una masa caótica ("debris flow") consistente de fragmentos magmáticos y calcáreos en una matriz arenítico-calcárea (Fig. 20; véase también el cap. 7). Las brechas volcanoclásticas que sobreyacen a este lente, contienen varios lentes menores de caliza arenítica. Contrario a la sección de Garza, la cubierta sedimentaria (areniscas calcáreas) sobreyace en Carrillo a brechas volcanoclásticas que forman el techo del basamento ofiolítico. Sin embargo, el estudio de los afloramientos en la Punta Carrillo no ha permitido esclarecer definitivamente la situación tectónica y estratigráfica: el perfil está varias veces fallado, y no se pueden excluir p.ej. repeticiones tectónicas. La parte occidental de la Punta Carrillo representa el estratotipo de la "Formación Brecha Puerto Carrillo", formalmente establecida por SPRECHMANN (1982), que abarca todas las rocas psefíticas e inclusiones finas, que están intercaladas entre las magmatitas del Complejo de Nicoya y las secuencias sedimentarias de grano fino de la cubierta.

Inclusiones carbonatadas dentro de almohadillas basálticas ("sedimentos intrapillow") se observan p.ej. cerca de Montezuma en la Roca Las Manchas. Son cuerpos discoidales, hasta 5 cm de espesor y 30 cm de diámetro, consistentes de caliza fuertemente recristalizada (mármol) que rellenan vesículas en una almohadilla (Fig. 19b). Se formaron en pisos uno sobre el otro, cada uno sobre un manto centimétrico de basalto, que se formó por el enfriamiento superficial, cuando el nivel de lava bajó lentamente dentro de la almohadilla al vaciarse la misma (cf. BALLARD & MOORE, 1977). En la misma localidad se observan también decenas de rellenos de mármol entre las almohadillas ("sedimentos interpillow"; Fig. 19a). Estos rellenan completamente los antiguos vacíos y tienen hasta varios dm³ de volumen; parcialmente están interconectados entre sí. El

sedimento probablemente no relleno los vacíos abiertos (como en el caso de los sedimentos intrapillow; "infiltrative mode" según GARRISON, 1974), sino su aspecto aplastado sugiere que fue arrastrado por la lava, incorporado entre las almohadillas y termometamorfizado ("intrusive mode").

Asociaciones variables de basaltos, brechas e inclusiones sedimentarias finas se observan también en la región costera de Quepos. En el sur de la Punta Quepos (4446E/3718N) se intercalan lentes ligeramente plegados de caliza rojiza biomicrítica en brechas volcanoclásticas; los lentes son hasta pocos metros de largo y pocos decímetros de grueso. Un ejemplo para sedimentos probablemente del tipo "interpillow infiltrativo", aflora en el rincón occidental de la Playa Espadilla (4450E/3721), donde una caliza pelágica rojiza con foraminíferos recristalizados en sus bordes, forma rellenos de vacíos entre almohadillas. Ejemplos para xenolitos calcáreos poco recristalizados se recolectaron dentro de cantos sueltos de basalto al oeste de la Playa Espadilla (Fig. 18). Son inclusiones subangulosas de un cm^3 hasta un dm^3 de volumen, consistentes de caliza rojiza, micrítica y ligeramente laminada con foraminíferos planctónicos. En los bordes se formaron aureolas milimétricas de color claro, en las cuales la calcita recristalizó en granos gruesos. Los cristales neoformados se extienden del contacto hacia los centros de los xenolitos.

6.3 Características microscópicas

Se diferencian tres tipos principales.

Tipo 1: Se presenta p. ej. en los lentes cerca de Garza y en la Playa Organos y parece ser el caso más típico. Se trata de "foraminiferal wackestone" hasta "packstone" (sensu DUNHAM) pobre en detrito, o sea "biomicrita de foraminíferos" (sensu FOLK) o "caliza micrítica biogénica" (sensu LEIGHTON & PENDEXTER). Se compone de 10 hasta 40% de foraminíferos bien preservados, 60 hasta 90% de matriz y hasta 4% de volcanoclastos. En los lentes del Cretácico Cuspidal dominan las Globotruncanas, en las inclusiones paleocenas los foraminíferos globorotalidos y globigerinidos (cf. SCHMIDT-EFFING, 1979;

AZEMA et al., 1979a): casi no hay formas bentónicas. Radiolarios calcitizados están subordinados; se observan también ostrácodos, calciesferas dudosas y fragmentos de bivalvos. Los fragmentos líticos volcanogénicos tienen generalmente diámetros de menos de $10\ \mu\text{m}$; pero en algunos lentes hay granos y cantos milimétricos hasta centimétricos. Los clastos finos son angulares y se distribuyen uniformemente en las láminas. La matriz es micrítica con escasas manchas esparíticas. Aparte de la calcita, se identificaron zeolitas y minerales arcillosos subordinados. Estratificación homogénea es dominante; adicionalmente se observan laminaciones gruesas con gradaciones granulométricas mal desarrolladas. Enriquecimientos y empobrecimientos de clastos en formas de "nubes" o manchas aisladas o ramificadas indican bioturbaciones.

Tipo 2: Se presenta p.ej. en la parte central del lente principal en Carrillo. Los foraminíferos ocupan entre 3 y 15% del volumen; en algunos enriquecimientos laminares alcanzan de 30 hasta 50%. Los clastos presentan de 5 hasta 10% con un máximo hasta 40%. Las rocas se clasifican como "foraminiferal mudstones" ricas en volcanodetrito, que gradúan en algunas láminas a areniscas o limolitas volcanodetríticas ricas en foraminíferos. Los clastos son generalmente angulares y consisten principalmente de plagioclasa, piroxenos, clorita y minerales opacos; fragmentos líticos son escasos. En las láminas ricas en detrito, alcanzan de 50 hasta $150\ \mu\text{m}$ (máx. $300\ \mu\text{m}$) de diámetro, siendo menos de $5\ \mu\text{m}$ en las partes micríticas dominantes entre las láminas. Las zeolitas son constituyentes importantes especialmente en las láminas detríticas. Este microlitotipo está caracterizado por una pronunciada estratificación alternada, continua y plana hasta ligeramente ondulada, producida por la intercalación de láminas detríticas en el material calcáreo pobre en clastos. Las láminas clásticas presentan estratificación homogénea o laminación; algunas láminas gruesas están gradadas parcialmente en forma repetitiva.

Tipo 3: Abarca cuerpos de material carbonatado recristalizado por procesos termometamórficos; ejemplos típicos afloran en la Roca Las

Manchas cerca de Montezuma (4188E/1814N; Fig. 19). Los cuerpos consisten de más de 90% de calcita, así como un poco de clorita, apofilita, óxidos de Fe y zeolitas. Restos de fósiles o estructuras sedimentarias no están preservados. La calcita tiene tamaños granulares entre 20 y 50 μm (máximo de hasta 0.5 mm) y en los contactos con las almohadillas basálticas circundantes hasta 1.5 mm. Petrográficamente se trata de mármol con una fábrica tipo mosaico, relativamente equigranular y sin orientación, con límites simples entre los granos. La clorita está presente en forma de granos aislados (hasta 50 μm), agregados y bordes alrededor de los granos de calcita.

6.4 Origen de las calizas

Las características macroscópicas demuestran, que la sedimentación calcárea ocurrió en áreas volcánicas, inestables y con relieves irregulares. Las mezclas de material calcáreo y detrito ígneo, así como las alternancias de capas calcáreas con lentes volcanoclásticas, documentan interrupciones repetitivas de la depositación calcárea. Brechas y detrito de grano fino fueron repositados y se intercalaron con las calizas. Muchos de estos aportes trajeron cantidades tan grandes de clastos, que el material carbonatado quedó completamente cubierto: se formaron lentes aislados de material calcáreo, parcialmente en secuencias estratigráficas. La estratificación homogénea dentro de las brechas así como fragmentos volcánicos tipo "bomba" en el techo de algunos lentes demuestran, que la sedimentación clástica ocurrió en forma muy abrupta y con alta energía (p.ej. como "debris flows"), moviendo grandes volúmenes de clastos; esto se debe posiblemente a fuertes movimientos del sustrato (sismos) relacionados al volcanismo submarino y/o movimientos tectónicos. Después de tales transportes en masa de corta duración, hubo largos intervalos de baja energía con la depositación de lodo calcáreo en depresiones locales y se niveló el relieve. Los xenolitos comprueban, que -adicionalmente- flujos submarinos de lava incorporaron y transportaron sedimento preexistente.

Las múltiples interrelaciones íntimas de material carbonatado con basaltos y detrito volcanoclástico demuestran, que el volcanismo, la ero-

sión y redepositación de sus productos ocurrió, por lo menos parcialmente, en forma contemporánea o alternante con la sedimentación biogénica. La predominancia de calizas en el techo de series volcánicas sugiere también, que solamente la terminación paulatina del volcanismo permitió la acumulación de sedimento rico en componentes biogénicos, y que después del cese definitivo se pudo desarrollar una cubierta sedimentaria coherente. La facies de los sedimentos calcáreos debajo de la cubierta sedimentaria, es equivalente a la de los lentes en el techo del Complejo de Nicoya (ejemplos: secciones de Garza y Carrillo).

Las rocas carbonatadas intrafiolíticas se interpretan como productos de depositación pelágica, generalmente no influenciada por corrientes, o sea representan una facies de muy baja energía. Intermitentemente hubo aportes irregulares de volcanoclastos, por movimiento gravitativo o por corrientes débiles; se trata exclusivamente de detrito ígneo básico de fuentes locales. Cantos excepcionalmente gruesos (diámetros de cm hasta varios dm) y lentes internos consistentes de material volcánico (p.ej. en Garza), provienen de pendientes inestables cercanas. Las láminas rítmicamente intercaladas y gradadas con tamaños de granos entre "limo" y "arena", representan probablemente flujos de turbidez con transporte corto; p.ej. podrían ser las "colas" de grano fino de movimientos de brechas a mayor distancia.

Las calizas del Complejo de Nicoya se formaron arriba de la CCD y CLy (lisoclina de calcita; cf. SCHMIDT-EFFING, 1979). Según BOSELLINI & WINTERER (1975), la CLy estuvo a aproximadamente 2,500 m de profundidad en el Cretácico Cuspidal y Terciario Inferior. SCHMIDT-EFFING (1979) estimó la profundidad de la sedimentación de los lentes calcáreos cerca de Garza entre 1,000 y 2,000 m, basándose en las condiciones arriba de la CLy y la escasez en foraminíferos bentónicos.

Los lentes calcáreos cerca de Garza y Carrillo están asociados con basaltos de tipo arco insular primitivo (WILDBERG, 1984, muestras H73 y H88). Se sugiere que estas calizas se depositaron sobre una estructura volcánica con morfología pronunciada: un arco primitivo abisal cuya actividad disminuyó paulatinamente, y con "cumbres" de más de 1,000 m (hasta 2,000 m) bajo el

nivel del mar. La situación oceanográfica en Quepos fue posiblemente parecida; sin embargo, el origen magmático-geotectónico de los basaltos de Quepos todavía no está aclarado debido a la escasez de datos geoquímicos ("interplate seamount"?, com. oral de M. MESCHEDE, Tübingen y H. SEYFRIED, Mainz, 1988).

En el Cretácico Cuspidal existió un relieve volcánico en Nicoya occidental. En cuencas adyacentes de Nicoya central y suroriental, se depositaron contemporáneamente espesas secuencias turbidíticas (cf. STIBANE et al., 1977; SCHMIDT-EFFING, 1979; LUNDBERG, 1982a,b; BAUMGARTNER et al., 1984; ASTORGA, 1987). Solo al inicio del Terciario, aparece p.ej. en Garza una potente serie clástica, predominantemente turbidítica, encima de las calizas basales. Esta serie corresponde cronológica y quizás también paleogeográficamente a las turbiditas superiores de Nicoya central y suroriental e indica, que el arco volcánico submarino con sus sedimentos calcáreos quedó definitivamente sepultado bajo la sedimentación clástica.

7. ROCAS VOLCANOCLASTICAS

7.1 Brechas

Brechas muy variables con fragmentos ígneos ocupan un volumen de hasta 10% del Complejo de Nicoya. Típicos afloramientos se encuentran a lo largo de la costa desde la Bahía Culebra hasta Punta Cabuyal, entre Playa Langosta y Playa Avellanas, entre Punta Carrillo y Punta El Indio, en la Peña Guastomate así como en el sureste de la Península de Nicoya y sus islas. Aparentemente las brechas están presentes en casi todos los niveles estratigráficos del Complejo; son muy frecuentes directamente debajo de los contactos con los sedimentos de la cubierta. Niveles continuos de brechas están presentes en el techo del Complejo (definidos como "Formación Brecha Puerto Carrillo" por SPRECHMANN, 1982; cf. ASTORGA, 1987).

Los espesores y extensiones laterales de las unidades de brechas no se pueden medir con exactitud. Son unidades litológicamente muy heterogéneas y lenticulares, que tienen espesores de entre pocos dm hasta muchas decenas de m con

extensiones laterales de algunos metros hasta varios cientos de metros.

Las brechas sobreyacen, subyacen (p.ej. al oeste de la Peña Guastomate) o se alternan con flujos de basalto. En la punta oriental de la Peña Guastomate, un basalto macizo intruye a una brecha maciza monomíctica; el basalto se "interdigita" parcialmente con la brecha y muestra bordes de contacto ("chilled margins"). Alternancias de diferentes tipos de brecha son típicas (p.ej. en el Cabo Velas 3313E/2593N, y en la sección costera de Garza); parcialmente rellenan relieves preexistentes. Localmente hay intercalaciones lenticulares de material silíceo rico en detrito fino o material calcáreo. Cantos aislados o lentes de material volcanoclástico grueso, están frecuentemente intercalados en los lentes de caliza biogénica (p.ej. cerca de Garza y en el lado occidental de la Punta Carrillo).

Brechas de grano grueso, macizas y monomícticas, representan el tipo más extendido dentro del Complejo de Nicoya. Están a veces asociadas a otros tipos de brechas. Se componen de fragmentos de basalto (diámetros < 1 mm hasta más de 50 cm, promedio de 3 hasta 30 cm; localmente almohadillas rotas), angulares a subangulares, mal seleccionados y homogéneamente estratificados ("disorganized"). Matriz fina de lodo es escasa pero presente alrededor de lentes calcáreos puros (p.ej. Garza).

Ejemplos para brechas macizas monomícticas de grano grueso se encuentran en la Peña Guastomate y en el lado sur de la Bahía Zapotillal. Variedades de grano medio afloran en Playa Venado (Península de Azuero, Panamá), en la base de los perfiles de la Punta Monte del Barco y Garza así como en la parte este de la Peña Guastomate. Brechas de grano fino están presentes p.ej. en las secciones de carretera en el Valle del Río Grande (3698E/2451N), en la vertiente norte del Cerro Brujo (3598E/2423N) y en la parte sur de la Punta Quepos.

Brechas de grano grueso, macizas y oligomícticas, afloran típicamente en las costas del sur y sureste de la Península de Nicoya, especialmente entre Punta Los Muertos y Punta Colorada, entre Tambor y Punta Chanchos, alrededor de Mon-

tezuma, en el Puerto de Carrillo y en la esquina nororiental de la Isla San José (al suroeste de la Península de Santa Elena). Son estructural y texturalmente parecidas a las brechas macizas monomíticas, pero están caracterizadas por un mayor porcentaje de componentes subangulares y localmente más de 10% de los clastos son fragmentos de rocas silíceas no sedimentarias o radiolaritas completamente recrystalizadas).

Al noroeste de la Playa Naranja, entre 3523E/3097N y 3512E/3093N, afloran brechas oligomíticas, gruesas y muy mal seleccionadas con bloques de varios m³ ("megabrechas" según TOURNON & AZEMA, 1980). Hay también horizontes de grano relativamente fino (máximos 10 cm). Destacan los colores gris oscuro hasta negro, mientras que las demás brechas del Complejo de Nicoya están caracterizadas por colores grises hasta verduzcos oscuros. Los componentes son angulares hasta subangulares. Consisten predominantemente de gabro gris y rocas ultrabásicas grises hasta negras; también hay fragmentos de serpentinita gris-verdusca con esquistosidad. La matriz consiste de detrito fino que interperiza en forma de arena y con colores claros. En 3516E/3095N, se intercala un horizonte de 10 m de espesor que se compone de una brecha fina y estratificada así como arenita lítica con radiolarios.

Las brechas de grano grueso desarrollan localmente espesas capas mal definidas que se extienden a lo largo de decenas de m. Otras (p.ej. al suroeste del Cabo Velas, Isla Negritos Fuera). Localmente se desarrollan también capas lenticulares mal definidas u orientadas paralelamente entre sí con espesores de pocos cm hasta algunos dm; en éstas, los clastos están mal seleccionados y parcialmente orientados en forma paralela a la estratificación y pueden desarrollar tendencias gradadas (p.ej. plataforma de mareas de la Punta Mostrenco en el costado occidental de la Bahía Culebra, Fig. 21; sección cerca de Garza; Punta Bejuco, 3904E/2003N).

Brechas volcanoclásticas de grano fino (granos de 3 hasta 10 mm, máximo de 30 mm) y selección moderada se desarrollan gradualmente desde las brechas gruesas, en las cuales están intercaladas con pocos dm de espesor (p.ej. Cabo

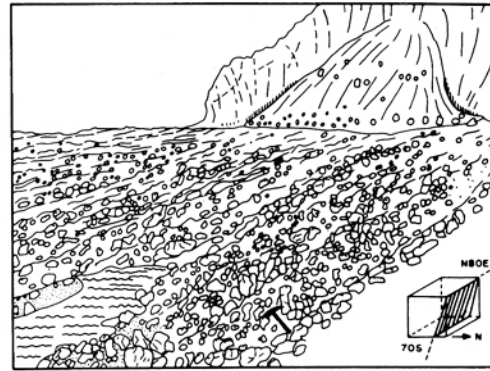


Fig. 21: Secuencia de brechas volcanoclásticas irregularmente estratificadas. - Plataforma de mareas, Punta Mostrenco, Bahía Culebra, Nicoya noroccidental.

Velas suroccidental; esquina nororiental de la Playa Organos). Excepcionalmente forman alterancias con arenitas líticas gruesas con muchos metros de espesor, intercaladas en basaltos (p.ej. sobreyaciendo a almohadillas en la Punta Cóncavas, 3423E/2283N, Fig. 22; cf. de BOER, 1979). La estratificación es generalmente ondulada hasta lenticular debido a variaciones de los tamaños de los granos y a cambios de color.



Fig. 22: Conglomerado y areniscas volcareníticas (punteadas) sobreyaciendo a basalto almohadillado. - Punta Cóncavas, Nicoya occidental.

Brechas con abundantes componentes no magmáticos son escasos. En la Punta Carrillo (3736E/2054N) occidental afloran algunos lentes de hasta 1 m de espesor consistentes de fragmentos angulares de rocas silíceas fuertemente recrystalizadas, que se intercalan en una brecha volca-

noclástica. En la Punta Quepos meridional una brecha lenticular de algunos m de espesor consistente de fragmentos de caliza rojiza está intercalada en brechas volcanoclasticas. Cerca de Pavones (4025E/2205N; cf. DENYER, 1977; DENYER & KUIJPERS, 1979), se intercalan brechas con fragmentos de roca silícea recristalizada y material manganesífero en cuerpos brechoides silíceo-basálticos; estos últimos están intercalados en basaltos.

El lente calcáreo más potente en Punta Carrillo (véase capítulo 6.2), está sobreyacido por una brecha polimictida caótica de hasta 4 m de espesor, que se compone de fragmentos parcialmente meteorizados de basalto, caliza, caliza con granos volcanodetríticos y rocas silíceas en una matriz calcáreo-detrítica. Los componentes tienen diámetros de < 2 mm hasta varios dm, generalmente angulares; los fragmentos de caliza son parcialmente destrozados y torcidos (deformación plástica sin-sedimentaria). La estratificación de la unidad es homogénea. La brecha se interpreta como una masa deslizada ("debris flow") cuya formación empezó con el deslizamiento de material volcanoclastico con intercalaciones de lentes calcáreos sobre las calizas poco litificadas del lente subyacente. Lodo calcáreo y fragmentos de caliza poco litificada fueron arrastrados e incorporados como matriz o guijarros "intraformacionales".

7.2 Volcanoclastitas de grano fino

En algunos lugares del Complejo de Nicoya, afloran intercalaciones lentiformes de material volcanoclastico fino dentro de basaltos, brechas y sedimentos biogénicos. LUNDBERG (1982 a,b) analizó algunas rocas de este tipo en el sur y sureste de la Península de Nicoya.

Afloramientos de areniscas hasta limolitas y volcanoclastitas asociadas a brechas, se encuentran p.ej. en la costa suroriental de Santa Elena (3516E/3095N). Cabo Velas (3713E/2593N), Bahía Garza oriental (3571E/2101N), Puerto de Carrillo (3736E/20545N), a 3 km al sursuroeste de Montezuma (4181E/1795N), la parte nororiental de Playa Organos (4382E/19995N) y -aparentemente sobreyaciendo a radiolaritas del Cenomaniano (SCHMIDT-EFFING, 1980b)- en el

valle del Río Potrero Grande en Santa Elena (3523E/3158N).

Son generalmente rocas ligeramente porosas con colores verduzcos hasta café pálido; muchos granos están macroscópicamente visibles. Bajo el microscopio domina plagioclasa, acompañada por fragmentos ígneos y piroxeno, así como subordenadamente cuarzo, minerales opacos y fragmentos biogénicos, especialmente radiolarios. Los granos son generalmente angulares; sus tamaños varían entre limo grueso y arena mediana. En la matriz dominan minerales arcillosos y clorita; el cemento consiste de calcita y zeolita. La estratificación es homogénea o paralela, plana hasta ligeramente ondulada, sin planos bien desarrollados. Estratificación cruzada y gradaciones son escasas, rellenos de relieve en el sustrato son típicos.

Rocas volcanoclasticas de grano fino ricas en material vítreo, se encuentran p.ej. en forma de lentes y xenolitos en los basaltos de Playa Arbolito en Nicoya occidental y en forma de una secuencia de areniscas en capas delgadas en la Roca Ostional (3482E/2214N). Láminas delgadas de rocas similares procedentes de otros afloramientos en Nicoya central y un canto rodado de playa de Herradura, fueron proporcionados por R. WEYL (Giessen, R.F.A.).

Las rocas presentan colores claros, amarillentos, cafés y grises. Algunas tienen un peso específico bajo debido a su alto contenido en zeolitas. Parcialmente se nota una laminación marcada que refleja estratificación cruzada de microondulitas con juegos de láminas curvadas (p.ej. muestra 2135/2, xenolito de la Playa Arbolito). Microscópicamente destaca el alto contenido (hasta 40%) en fragmentos zeolitizados, originalmente vítreos. Son entre 20 y 300 µm de largo y entre 10 y 30 µm de grueso. Dentro del material vítreo, se encuentran fragmentos líticos y de cristales (predominantemente feldespato), minerales opacos, radiolarios zeolitizados y a veces algunos foraminíferos. La matriz consiste de minerales arcillosos, zeolitas y raras veces, calcita.

7.3 Origen de las volcanoclastitas

La mayoría de las brechas macizas, monomicticas y de grano grueso, se interpretan como

brechas de almohadillas ("pillow breccia, pillow block breccia") formadas por la destrucción de basalto almohadillado y la redepositación de sus escombros (cf. BALLARD & MOORE, 1977; CARLISLE, 1963; FURNES & FRIDLEIFSON, 1979; LAJOIE, 1984; WILDBERG, 1984). Se formaron probablemente en forma autoclástica en las frentes inclinadas y los abanicos de escombros adyacentes a las efusiones de lava almohadillada. El mecanismo fue el quebrar de las almohadillas y el rodar pendiente abajo ("talus breccia"), así como eventualmente movimientos de transporte adicionales de los fragmentos por deslizamientos o flujos de escombros ("debris flows"). La interacción mecánica de los fragmentos causó el inicio del redondeamiento y una trituración progresiva. Esporádicamente continuó el transporte p.ej. en forma de flujos de granos ("grain flows") o sedimentación turbidítica "proximal", procesos que resultaron sucesivamente en el desarrollo de planos de estratificación y capas relativamente delgadas, especialmente en las unidades brechoides en las partes superiores del Complejo.

Cuando el volcanismo terminó paulatinamente en el techo del Complejo, también se redujeron los contrastes del relieve y se disminuyó el volumen del material volcanoclástico generado y acarreado. Consecuentemente se aumentó la deposición de lodo biogénico, primero en forma de lentes, y repetidamente interrumpida por brechas. Después de la nivelación de los relieves locales, la sedimentación siguió casi sin interrupciones formando la cubierta sedimentaria. Durante procesos de redepositación fue arrastrado también lodo calcáreo, que formó después la matriz de algunas brechas (cf. ASTORGA, 1987).

Subordenadamente se incorporaron en las brechas también fragmentos de rocas plutónicas en el suelo oceánico. (cf. LUNDBERG, 1982 a,b). Destacan especialmente las brechas de gabra y de rocas formadas en el manto terrestre (p.ej. sureste de la Península de Santa Elena). Esto comprueba que también niveles estructurales más inferiores fueron erosionados, por lo menos localmente. Se trató probablemente de bloques tectónicamente elevados, de manera que una parte de las brechas del Complejo deben interpretarse como brechas de escarpe de falla ("fault-scarp breccias"). El crecimiento de estructuras arreci-

fales con rudistas del Campaniano Superior (STIBANE et al., 1977; GALLI & SCHMIDT-EFFING, 1977) encima de peridotitas (en el este de la Península de Santa Elena; cf. ULLOA, 1977; SEYFRIED & SPRECHMANN, 1985; SPRECHMANN et al., 1987) y gabros (500 m al norte de la Playa Panamá) indica que hubo levantamientos mucho antes del Campaniano Superior.

Las areniscas hasta limolitas volcanoclásticas se interpretan como productos de flujos de turbidez aislados. Su composición se explica por el retrabajar de rocas del Complejo Ofiolítico (cf. LUNDBERG, 1982 a,b). Representan material resedimentado y consecuentemente mejor seleccionado, que procede de lugares de depositación intermedia con material preseleccionado o fue transportado en suspensión como la fracción "distal" de masas deslizadas.

Las arenitas ricas en material originalmente vítreo, representan capas de ceniza formadas durante erupciones volcánicas así como material "hialoclástico" despegado de las superficies enfriadas de flujos de lava. Durante su redepositación, fue mezclado con fragmentos ígneos y biogénicos. La presencia en forma de lentes dentro de brechas o basalto, indica que el material fue acumulado en depresiones por corrientes locales de poca energía.

8. EL SIGNIFICADO DE LAS INTERCALACIONES SEDIMENTARIAS DENTRO DEL DESARROLLO GEODINAMICO DEL COMPLEJO DE NICOYA

La presencia de fases sedimentarias espacial y cronológicamente extendidas en el Complejo de Nicoya, indica que su formación no se desarrolló continuamente sino con interrupciones considerables del magmatismo (SCHMIDT-EFFING, 1979; GURSKY & SCHMIDT-EFFING, 1983; H.-J. GURSKY, 1984, 1988; WILDBERG, 1984). La larga y compleja historia magmática, sedimentaria y tectónica desde el Jurásico hasta el Terciario Inferior, documenta que el Complejo Ofiolítico es una unidad estructural formada bajo condiciones geotectónicas especiales y variables. A base de investigaciones bio y litoestratigráficas, petrológicas, geoquímicas, sedi-

mentológicas y tectónicas, se elaboró un modelo de desarrollo geodinámico (cf. p.ej. GURSKY et al., 1984) que forma la base para el siguiente bosquejo de la historia de las rocas sedimentarias en el Complejo de Nicoya (Fig. 23).

Complejo Inferior de Nicoya: Las magmatitas básicas del Complejo Inferior representan genuina corteza "oceánica" en el sentido geoquímico (cf. WILDBERG, 1984), que se formó en el Jurásico en una dorsal activa oceánica ("spreading ridge") como una parte de la Placa de Farallón. Corteza oceánica de edad comparable se encuentra supuestamente en niveles inferiores del sustrato del Mar Caribe (sensu BURKE et al., 1978; "basamento" del Caribe según DONNELLY, 1975). Con excepción de brechas volcánoclasticas, rocas sedimentarias son escasas en la parte inferior del Complejo: son lentes de material volcánoclastico de grano fino y rocas silíceo-volcanodetríticas, que se observaron en la costa de Nicoya noroccidental. La escasez de brechas y sedimentos de grano fino indica que el Complejo Inferior se desarrolló en forma homogénea (al contrario del Complejo Superior), casi no hubo interrupciones de la actividad magmática y por eso los procesos sedimentarios eran de poca importancia.

La región donde se formaron estas rocas ígneas y sedimentarias, fue probablemente en el Océano Pacífico oriental, aproximadamente al noroeste del continente sudamericano. Una porción de corteza oceánica, hoy integrada en el istmo de Centroamérica Meridional en forma del Complejo Inferior de Nicoya, fue transportada desde allá a la región limítrofe entre Centroamérica Meridional y el Caribe por el esparcimiento del fondo oceánico ("seafloor spreading"). De esta manera, el Complejo Inferior se interpreta como también las partes más antiguas del fondo del Mar Caribe actual como un fragmento de corteza oceánica, originalmente del Pacífico (Placa de Farallón; cf. EDGAR et al., 1971, MALFAIT & DINKELMAN, 1972; BURKE et al., 1984, DUNCAN & HARGRAVES, 1984; MATTSON, 1984; entre otros).

Formación Punta Conchal: Las secuencias radiolaríticas del intervalo entre el Calovia-

no y el Cenomaniano se depositaron en su mayoría después del fin de esta primera fase de magmatismo básico bajo condiciones relativamente tranquilas del mar profundo y con intercalaciones de horizontes de nódulos sedimentarios de manganeso. Todavía no se sabe, si la sedimentación de las radiolaritas fue continua hasta el Cretácico Superior temprano, ya que hasta la fecha no existen determinaciones de los intervalos exactos abarcados por los perfiles individuales, ni correlaciones regionales confiables entre los mismos. Las partes inferiores de algunos perfiles, especialmente aquellas ricas en volcanodetrito y/o influenciadas por procesos hidrotermales, se depositaron en o relativamente cerca de los flancos de una dorsal activa del Pacífico oriental, mientras que las partes superiores, pobres en clastos, se depositaron a una distancia cada vez mayor de la dorsal cuando continuó el spreading. Los perfiles del Cretácico Inferior tardío y Cretácico Superior temprano muestran parcialmente diferenciaciones de las facies, como p.ej. las intercalaciones bituminosas en el perfil M (Río Morote), que demuestran desarrollos regionalmente diferentes, posiblemente en cuencas parciales separadas.

En el Cretácico Superior se formaron la Serie Oceánica y la Serie de Arco Insular Primitivo (definidas geoquímicamente por WILDBERG, 1984) del Complejo Superior como las porciones más recientes de la ofiolita en la Península de Nicoya. Este magmatismo está documentado en las radiolaritas por el sobreyacimiento magmático de los perfiles, intrusiones de diques y sills basálticos así como la formación de xenolitos. Muchos perfiles fueron completa o marginalmente termometamorfizados. Posiblemente ocurrieron también mobilizaciones térmicas de material silíceo hematítico (rocas silíceas no estratificadas "intrusivas"; cf. cap. 4) así como la formación de algunos cuerpos de manganeso no sedimentarios. Paralelamente, la formación de espesas brechas volcánoclasticas jugó un papel importante, lo que subraya la existencia de un relieve considerable.

Serie Oceánica del Complejo Superior de Nicoya: El desarrollo de esta serie, equivalente al "Subcomplejo de Murciélagos" (SCHMIDT-EFFING, 1979, 1980a), está documentado en la Pe-

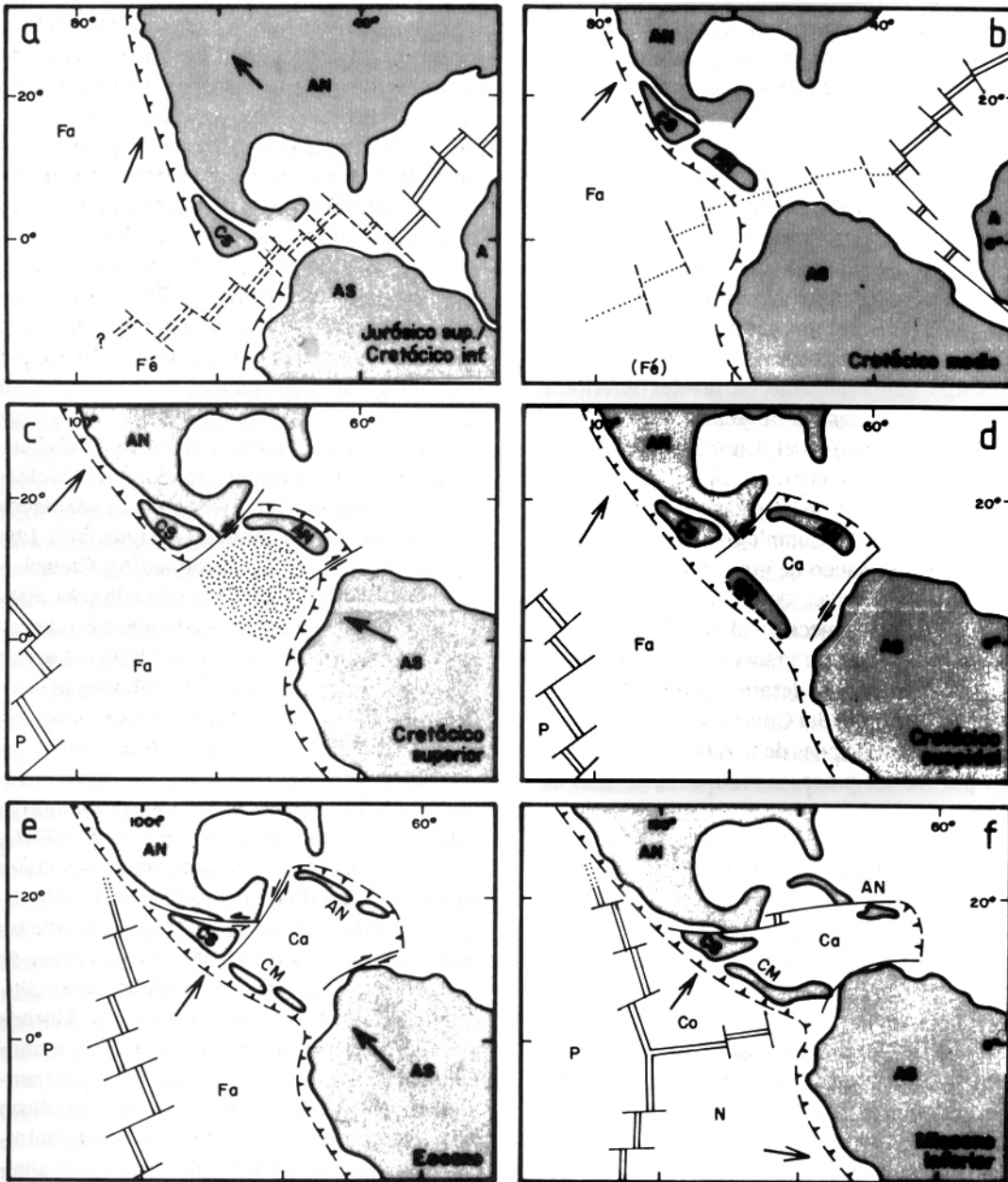


Fig. 23: Croquis especulativos del desarrollo geotectónico de la región entre las Américas (parcialmente basada en DUNCAN & HARGRAVES, 1984). - a) "Sea-floor spreading" en una dorsal entre el Pacífico oriental y el Atlántico norte inicial; b) formación de un primer arco insular (actuales Antillas mayores); c) el "Gran Evento de Mantos Basálticos" (punteado); d) formación del segundo arco insular (actual Centroamérica meridional); e) y f) desarrollo de la configuración moderna. - AN = América del Norte; AS = América del Sur; A = África; Fa = Farallón; F6 = Fénix; Ca = Caribe; P = Pacífico oriental; Co = Cocos; N = Nazca; CS = Centroamérica septentrional; CM = Centroamérica meridional; AN = Antillas mayores.

nínsula de Nicoya por la formación de potentes series de basaltos macizos, almohadillados y sills. Intercalaciones lentiformes de rocas silíceo-volcanodetríticas, parcialmente muy ricas en hierro, indican interrupciones del magmatismo que dio lugar a la depositación en depresiones locales de detrito volcanogénico fino con material biogénico pelágico. Acompañando a las actividades volcánicas, especialmente en las partes superiores de la Serie Oceánica, se formaron brechas volcanoclásticas (p.ej. afloramientos a lo largo de la costa de Nicoya suroriental), que se depositaron en un ambiente caracterizado por una morfología volcánica activa, múltiples y repentinos movimientos gravitativos de masas de material inestable así como cortos caminos de transporte.

La formación de la Serie Oceánica terminó alrededor del límite entre el Santoniano y el Campaniano Inferior. Esto se comprueba por medio de sedimentos de la cubierta post-ofiolítica, silíceos en sus partes inferiores (cf. STIBANE et al., 1977; GURSKY, 1984; ASTROGA, 1987). Las variaciones de las facies en los sedimentos cretácicos de la cubierta (especialmente en Nicoya central y suroriental), indican una región marina muy diferenciada en estos tiempos. Se trata de radiolaritas ricas en detrito formando capas delgadas, parcialmente son rocas silíceas y silíceo-calcáreas zeolitizadas, bandeadas y de grano grueso con frecuentes extraclastos resedimentados; hay también intercalaciones volcanoclásticas gruesas (cf. H. J. GURSKY, 1984; M. GURSKY, 1986).

El inicio de la sedimentación post-ofiolítica coincide cronológicamente con el fin de la formación de las magmatitas oceánicas "secundarias" en el Caribe, llamadas el "Gran Evento de Mantos Basálticos" (Great Flood-Basalt Event, "Sill Event"; DONNELLY, 1975, 1985), que formaron flujos y sills (véase también BURKE et al., 1984; DUNCAN & HARGRAVES, 1984). Un magmatismo básico de edad comparable y con series sedimentarias sobreyacentes se reportó también de Panamá oriental (BANDY & CASEY, 1973; CASE, 1974).

Según BURKE et al. (1978), la corteza oceánica del Caribe engrosada hasta unos 20 km por el "Gran Evento de Mantos Basálticos", se comportó consecuentemente como una unidad relativamente maciza, rígida y por eso no subductible.

Según WILDBERG (1984) Y GURSKY et al. (1984), esta característica causó en el Cretácico Superior tardío, debido a la continuación del spreading desde el Pacífico oriental, primero una fase de deformación compresiva ("D2"; M. GURSKY, 1986, 1988) y después la rotura de la corteza; la última ocurrió en el límite entre la corteza caribeña engrosada, y la corteza pacífica. Esto generó en la región de la actual Centroamérica Meridional la primera margen de placa entre el Caribe y el Pacífico, de naturaleza intraoceánica. Se formó una zona de subducción, en la cual la corteza pacífica bajó hacia el este o noreste por debajo de la corteza caribeña.

Serie de Arco Insular Primitivo del Complejo Superior de Nicoya: Según WILDBERG (1984) la subducción y la consecuente generación de magmas básicos, son la causa para la formación de un primitivo arco "insular" toleítico en el ambiente de mar profundo y sobre corteza oceánica engrosada y bigenética al margen del Caribe. En la región de la actual Península de Nicoya intruyeron diques y sills, que influenciaron no solo las magmatitas preexistentes (p.ej. diques de basaltos con quimismo de arco insular primitivo dentro de ultrabasitas en Santa Elena; WILDBERG, 1984), sino también continuaron el termometamorfismo de las secuencias radiolaríticas. Se encontraron varias asociaciones de radiolaritas que muestran metamorfismo de contacto provocado por sills basálticos postsedimentarios y con quimismo de arco insular primitivo (p.ej. perfiles 'E' y 'H'). Estos sills cortaron las secuencias radiolaríticas en las partes basales y crearon así contactos inferiores secundarios de origen magmático.

Toleítas de arco insular primitivo con secuencias sedimentarias sobreyacentes afloran especialmente a lo largo de la costa occidental de la Península de Nicoya (perfiles Punta hasta Playa Cabuyal, Bahía Garza hasta Punta Escondido, Punta hasta Bahía Carrillo). En estas áreas el magmatismo de la Serie de Arco Insular Primitivo terminó en el Maastrichtiano Medio o Superior (STIBANE et al., 1977; correspondiente al "Sub-complejo de Garza" de SCHMIDT-EFFING, 1979, 1980a), o sea unos 10 hasta 15 millones de años más tarde que el magmatismo de la Serie

Oceánica. El arco "insular" primitivo, submarino, del Cretácico Superior tardío se puede interpretar como una elevación temporal. En su flanco nororiental se depositaron las series silíceas y calcáreas así como las areniscas turbidíticas subsiguientes ("Cuenca de Santa Ana" según STIBANE et al., 1977) del Campaniano Inferior hasta Maastrichtiano, contemporáneamente a partes del volcanismo de arco insular primitivo.

Las partes inferiores de la Serie de Arco Insular Primitivo están caracterizadas por lavas y brechas volcanoclásticas; intercalaciones de sedimentos finos como lentes de rocas silíceo-volcanodetríticas, rellenos de cavidades entre almohadillas y xenolitos son de menor importancia. En las partes superiores fueron depositadas brechas volcanoclásticas de decenas de m de espesor alternantes con lentes calcáreas (Garza, Carrillo), que parcialmente están intercaladas con los últimos derrames de lava (aprox. 700 m al ESE de la desembocadura del Río Garza, cf. GURSKY, 1984, Fig. 6, pág. 14) indicando una disminución paulatina de la actividad volcánica. Estas calizas anticipan con respecto a su facies la depositación de las capas basales de la cubierta post-ofiolítica, formándose encima de la lisoclina de calcita. Los basaltos asociados casi no contienen vesículas, lo que indica que se formaron a más de 1,000 m de profundidad (cf. WILDBERG, 1984). El Mar Caribe presenta una situación morfotectónica especial debido a su corteza engrosada y por eso un nivel del fondo extraordinariamente somero (BURKE et al., 1978). Consecuentemente la base del arco insular primitivo del Complejo Superior de Nicoya, se encontró a relativamente poca profundidad, las "cumbres" de este arco podrían haber alcanzado entre 1,000 y 2,000 m bajo el nivel del mar. Esto coincide con la estimación de SCHMIDT-EFFING (1979) para la profundidad de formación de las calizas en el techo del Complejo cerca de Garza.

En el noroeste de Costa Rica el Paleoceno está caracterizado por la sedimentación de areniscas turbidíticas, que se formaron según LUNDBERG (1982 a,b) en una cuenca antearco ("fore-arc basin") al suroeste de un arco insular activo del Terciario Inferior. El Complejo de Nicoya quedó probablemente en su mayoría sepultado. En el Eoceno, el fuerte aporte clástico se redujo,

así que se pudieron depositar temporalmente secuencias silíceas. Aproximadamente a partir del Oligoceno, en toda la vertiente pacífica de Costa Rica fueron sedimentados únicamente rocas clásticas y calcáreas de mar somero, lo que indica la emersión definitiva del basamento ofiolítico con su cubierta sedimentaria.

Contrario a la Península de Nicoya, el magmatismo básico del bsamento ofiolítico en Quepos y Osa duró hasta el Paleoceno e incluso Eoceno (SCHMIDT-EFFING, 1979 y com. escr. 1981; AZEMA et al., 1979a, 1981; LEW, 1983; BAUMGARTNER et al., 1984). El carácter químico de los basaltos de Quepos y su posición geotectónica todavía no han sido determinados (cf. WILDBERG, 1984). Con base en análisis químicos de piroxenos, LEW (1983) deduce un origen en un arco insular primitivo toleítico para los basaltos de Osa. Sin embargo, las relaciones genéticas de estas dos regiones ofiolíticas con las demás partes del Complejo de Nicoya, están todavía desconocidas.

CONCLUSION

El Complejo de Nicoya tiene una historia de desarrollo larga, polifásica y complicada, con gran variabilidad regional. Sin embargo, los análisis microtectónicos publicados hasta la fecha, no indican que su emplazamiento fuera acompañado por fuertes deformaciones tectónicas (M. GURSKY, 1986, 1988). Se ha propuesto que representa, por lo menos en grandes partes una unidad autóctona dentro del conjunto geotectónico de Centroamérica Meridional (cf. conceptos p.ej. de DENG, 1962; HENNINGSEN & WEYL, 1967; WEYL, 1974). CASE (1974) concluyó que también el basamento ofiolítico de Panamá oriental ha sido formado "in situ". El modelo geodinámico aquí presentado abarca una fase de formación temprana, magmático-sedimentaria, en el Océano Pacífico oriental (Complejo Inferior de Nicoya; secuencias radiolaríticas de la Formación Punta Conchal), el transporte de estas unidades por "spreading" hacia la región del actual istmo de Centroamérica Meridional y una fase de formación posterior bipartida, magmático-sedimentaria, aproximadamente en la actual posición geotectónica (Complejo Superior de Nicoya).

Aparte de otras idiosincrasias, el Complejo de Nicoya se destaca por su historia de desarrollo obviamente predominantemente intraoceánica. Esto fue la causa para la generación de características, que le distinguen especialmente de complejos ofiolíticos "clásicos" emplazados en zonas de colisión entre una masa continental y una corteza oceánica.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los señores Prof. Dr. Schmidt-Effing (Marburg, R.F.A.), Dr. M. Gursky (Marburg, R.F.A.) y Dr. H. Wildberg (Karlsruhe, R.F.A.), su disponibilidad y cooperación, especialmente durante las investigaciones de campo y el apoyo constante durante la elaboración de mi tesis de doctorado, que es la base del presente trabajo.

Mi agradecimiento a la Escuela Centroamericana de Geología (San José, Costa Rica) y a todos sus miembros por su cooperación durante mi estadía en este país tanto en giras al campo como en las discusiones del trabajo; especialmente a los señores Lic. P. Denyer, Prof. Dr. R. Fischer (Hannover, R.F.A.), Dr. S. Kusssmaul, Dr. E. Kuijpers, Dr. J. Laguna, Dr. F. Rivier, Dr. C. Rodríguez y Dr. P. Sprechmann (San José).

A los señores Prof. Dr. P. Halbach (Clausthal, R.F.A.), Dr. J.R. Hein (Menlo Park, California, E.U.), Dr. U. Knittel (Melbourne, Australia), Dr. L. Lew (University Park, Pennsylvania, E.U.), Dr. N. Lundberg (Princeton, New Jersey, E.U.), Dr. U. Rosenfeld (Münster, R.F.A.) y Prof. Dr. R. Weyl (Giessen, R.F.A.), con gratitud reconozco su dedicación y apoyo en las giras, discusiones, análisis de laboratorio y la proporción de muestras y materiales.

Los Institutos de Geología de Münster, Marburg y Linares y su personal respaldaron las investigaciones, su elaboración y proporcionaron asistencia técnica; en Linares, especialmente a los señores Dr. J.M. Barbarín, Dr. D. Michalízik, Lic. José Pérez, M. en C.J. Rojas (revisión del manuscrito), y J.L. Delgado (gráficas) y N. Hernández (mecanografía).

Además quiero darle las gracias a la Deutsche Forschungsgemeinschaft (Bonn, R.F.A. proyecto "Zentralamerikanische Landbrücke"), y al Deutscher Akademischer Austauschdienst (Bonn, R.F.A.) por el aporte financiero, que hizo posible las investigaciones.

Estoy muy agradecido a los señores Dr. S. Kusssmaul, Dipl. Geól E. Steinberg y a un lector anónimo por la revisión final del manuscrito y a los editores de la Revista Geológica de América Central por la amable cooperación.

BIBLIOGRAFIA

- ADDY, S.K. & KUIJPERS, E.P., 1982: Geochemistry of manganese deposits of the Nicoya Ophiolite Complex in Costa Rica. - Circum Pacific Energy Miner. Resour. Conf. Honolulu 1982, pág. 17.
- ASTORGA, A., 1987: El Cretácico Superior y el Paleógeno de la vertiente pacífica de Nicaragua Meridional y Costa Rica Septentrional: origen, evolución y dinámica de las cuencas profundas relacionadas al margen convergente de Centroamérica. - 250 págs., Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- AZEMA, J.; BOURGOIS, J.; TOURNON, J.; BAUMGARTNER, P. O. & DESMET, A., 1985: L'orogène pré-sénonien supérieur de la marge pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale). - Bull. Soc. géol. France, 1985(8): 173-179, t.I, n° 2.
- AZEMA, J.; GLACON, H.; TOURNON, J., 1981: Nouvelles données sur le Paléocène à foraminifères planctoniques de la bordure pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale). - C.R. somm. Soc. géol. France, 1981 (3): 85-88.
- AZEMA, J.; GLACON, G.; TOURNON, J. & VILLA, J.-M., 1979a: Precisiones acerca del Paleógeno de Puerto Quepos y sus alrededores, Provincia de Puntarenas, Costa Rica. - Inf Semestr. Inst. Geogr. Nac. Costa Rica, 1978 (julio-diciembre): 77-88.
- AZEMA, J.; ORIGLIA, I.; TOURNON, J. & DEWEVER, P., 1982: Nouvelles données sur la présence de Crétacé Moyen au sein des formations volcano-sédimentaires de l'autochtone rélatif de la péninsule de Santa Elena (Costa Rica, Amérique Centrale). - 9^e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, S. 2, París (Soc. géol. France).
- AZEMA, J.; TOURNON, J. & SORNAY, J., 1979b: Presencia de amonites del Albiano Superior en las formaciones del "Complejo de Nicoya". El yacimiento de la loma Chumico, Provincia de Guanacaste, Costa Rica. - Inf. Semestr. Inst. Geogr. Nac. Costa Rica, 1978 (julio-diciembre): 71-76.
- BALLARD, R. D. & MOORE, J. G., 1977: Photographic atlas of the Mid-Atlantic ridge rift valley. - XI+114 págs., Springer-Verlag, Nueva York-Heidelberg-Berlin.

- BANDY, O. L. & CASEY, R. E., 1973: Reflector horizons and paleobathymetric history, eastern Panama. - *Bull. geol. Soc. amer.*, 84: 3081-2086.
- BAUMGARTNER, P.O., 1984: El Complejo Ofiolítico de Nicoya (Costa Rica): modelos estructurales analizados en función de las edades de los radiolarios (Caloviense a Santoniense). - En: Sprechmann, P. (Ed.): *Manual de geología de Costa Rica, I*: 115-123, Editorial Universidad de Costa Rica.
- BAUMGARTNER, P.O., 1987: Tectónica y sedimentación del Cretácico Superior en la zona pacífica de Costa Rica (América Central). - En: Barbarin, J.M.; GURSKY, H.-J. & MEIBURG, P. (Eds.): *El Cretácico de México y América Central. Resúmenes*. - *Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L., Linares, 2*: 251-260.
- BAUMGARTNER, P.O.; MORA, C. R.; BUTTERLIN, J.; SIGAL, J.; GLACON, G.; AZEMA, J. & BOURGOIS, J., 1984: Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica. - *Rev. geol. Amér. Central, 1*: 57-136.
- BONATTI, E., 1975: Metallogenesis at oceanic spreading centers. - *Annual Review Earth planet. Sci.*, 3: 401-431.
- BONATTI, E.; ZERBI, M.; KAY, R. & RYDELL, H., 1976: Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. - *Bull. geol. Soc. amer.*, 87 (1): 83-94.
- BOSELLINI, A. & WINTERER, E. L., 1975: Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. - *Geology*, 3 (5): 279-282.
- BOTTKE, H., 1965: Die exhalativ-sedimentären devonischen Roteisensteinlagerstätten des Ost-sauerlandes. - *Beih. geol. Jb.*, 63: 147 pág.
- BOURGOIS, J.; AZEMA, J.; BAUMGARTNER, P. O.; TOURNON, J.; DESMET, A. & AUBOUIN, J., 1984: The geologic history of the Caribbean-Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya Ophiolite Complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (Legs 67 and 84 of Guatemala): a synthesis. - *Tectonophysics*, 108: 1-32.
- BURKE, K.; COOPER, C.; DEWEY, J. F.; MANN, P. & PINDELL, J. L., 1984: Caribbean tectonics and relative plate motions. - En: BONINI, W. E.; HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R. (Eds.): *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. - *Geol. Soc. amer. Mem.*, 162: 31-63.
- BURKE, K.; FOX, P. J. & SENGÖR, A. M. C., 1978: Bouyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. - *J. geophys. Res.*, 83 (B8): 3949-3954.
- CARLISLE, D., 1963: Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quandra Island, British Columbia. - *J. Geol.*, 71 (1): 48-71.
- CASE, J. E., 1974: Oceanic crust forms basement of eastern Panama. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, 85: 645-652.
- DEBOER, J., 1979: The outer arc of the Costa Rican orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena peninsulas). - *Tectonophysics*, 56: 221-259.
- DENGO, G., 1960: Complejo de Nicoya. - En: *LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONALE*, tomo AMERIQUE LATINE, Fasc. *Ila* (Amérique Centrale): 268-269.
- DENGO, G., 1962: Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. - 122 págs., *Inst. Geogr. Nac. Costa Rica*.
- DENYER, P., 1977: Apuntes sobre las mineralizaciones de manganeso del Complejo ofiolítico de Nicoya, Provincia de Guanacaste, Costa Rica. - 65 págs., *Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica* (tesis inédita).
- DENYER, P. & KUIJPERS, E.P., 1979: Mineralizaciones de manganeso intercaladas en basaltos del Complejo de Nicoya, Guanacaste, Costa Rica. - *Inf. Semestr. Inst. Geogr. Nac. Costa Rica. 1878* (julio-diciembre): 91-108.
- DE WEVER, P.; AZEMA, J.; TOURNON, J. & DESMET, A., 1985: Découverte de matériel océanique du Lias-Dogger inférieur dans la péninsule de Santa Elena (Costa Rica, Amérique Centrale). - *C.R. Acad. Sc. Paris*, 300, sér. II, 15: 759-764.
- DONNELLY, T.W., 1975: The geological evolution of the Caribbean and Gulf of Mexico. Some

- critical problems and areas. - En: NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G. (Eds.): The ocean basins and margins. Tomo 3: The Gulf of Mexico and the Caribbean: 663-689, Plenum Press, Nueva York.
- DONNELLY, T.W., 1985: Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region. - En: STEHLI, F.G. & WEBB, S.D. (Eds.): The great American biotic interchange: 89-121, Plenum Press, Nueva York/Londres.
- DUNCAN, R.A. & HARGRAVES, R.B., 1984: Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle frame. - En: BONINI, W.E., HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R. (Eds.): The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. - Geol. Soc. Amer. Mem., 162: 81-93.
- EDGAR, N. T.; EWING, J. I. & HENNION, J., 1971: Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 55: 883-870.
- EITEL, W., 1966: Silicate science. Tomo 6: Hydrothermal silicate systems. - 617 págs., Academic Press, Nueva York/Londres.
- FLORES, W.S., 1976: Estudio geológico relacionado con una mineralización de sulfuros en Punta Gorda, Nicoya, Costa Rica. - 35 págs., Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- FURNES, H. & FRIDLEIFSON, I.B., 1979: Pillow block breccia-occurrences and mode of formation. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh, 1979 (3): 147-154.
- GALLI-OLIVIER, C., 1977: Edad de emplazamiento y período de acumulación de la ofiolita de Costa Rica. - Cienc. Tec., 1 (1): 81-86.
- GALLI-OLIVIER, C., 1979: Ophiolite and island-arc volcanism in Costa Rica. Bull. geol. Soc. Amer., 90 (1): 444-452.
- GALLI-OLIVIER, C. & SCHMIDT-EFFING, R., 1977: Estratigrafía de la cubierta sedimentaria supraofiolítica cretácica de Costa Rica. - Cienc. Tec., 1 (1): 87-96.
- GARRISON, R.E., 1974: Radiolarian cherts, pelagic limestones, and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. - Spec. Publ. int. Assoc. Sediment., 1: 367-399, Oxford-Londres-Edinburgh-Melbourne.
- GOMEZ, A. L., 1982: Geología del área de Punta Quepos y alrededores, Cantón de Aguirre, Provincia de Puntarenas, Costa Rica. - 26 págs., Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- GURSKY, H.-J. 1984: Die Sedimentgesteine im ophiolithischen Nicoya-Komplex (Ober-Jura bis Alt-Tertiär von Costa Rica): ihre Verbreitung, Fazies und geologische Geschichte mit besonderer Berücksichtigung der Radiolarite. - 394 págs., Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Marburg (tesis de doctorado).
- GURSKY, H.-J., 1986: Composition and origin of the sedimentary rocks in the Nicoya Ophiolite Complex (Jurassic-Lower Tertiary, Southern Central America) - a survey. - Zbl Geol. Paläont. Teil I, 1985 (9/10): 1197-1205.
- GURSKY, H.-J., 1987: Los complejos basales de Centroamericana Meridional - hechos y problemas. - En: BARBARIN, J.M.; GURSKY, H.-J. & MEIBURG, P. (Eds.): El Cretácico de México y América Central. Resúmenes. - Actas Fac. Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares, 2, 243-249.
- GURSKY, H.-J., 1988: Gefüge, Zusammensetzung und Genese der Radiolarite des Nicoya-Komplexes (Costa Rica). - Münster. Forsch. Geol. Paläont., 68, (en prensa).
- GURSKY, H.-J. & GURSKY, M.M., 1988: Thermal alteration of chert in the ophiolite basement of Southern Central America. - En: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Eds.): Siliceous deposits of the Pacific and Tethys regions: Springer-Verlag, Nueva York (en prensa).
- GURSKY, H.-J.; GURSKY, M.M.; SCHMIDT-EFFING, R. & WILDBERG, H., 1984: Karten zur Geologie von Nordwest-Costa Rica (Mittelamerika) mit Erläuterungen. - Geologica et Palaeontologica, 18: 173-182.
- GURSKY, H.-J. & SCHMIDT-EFFING, R., 1983: Sedimentology of radiolarites within the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, Central America. - Dev. Sedimentol., 36: 127-142.

- 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. - *Actas 5º Congr. latinoamer. Geol.*, 3: 607-619, Buenos Aires.
- GURSKY, M. M., 1986: Tektonische und thermische Deformationen im ophiolithischen Nicoya-Komplex und seinem sedimentären Auflager (Nicoya-Halbinsel, Costa Rica) und ihre Bedeutung für die geodynamische Entwicklung im südlichen Zentralamerika. - 230 págs., Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Marburg (tesis de doctorado).
- GURSKY, M.M., 1988: Análisis tectónico de la Península de Nicoya (Costa Rica) y su significado para el desarrollo estructural geodinámico de América Central Meridional. - *Rev. geol. Amér. Central*, 8: 19-75.
- HALBACH, P.; GURSKY, H.-J., SCHMIDT-EFFING, R. & STREBIN, M., 1982: Sedimentäre abyssische Manganknollen in Kretazischen Radiolariten Costa Ricas. - 8º geowiss. Lateinamer.-Koll. Göttingen, Resúmenes, pág. 38.
- HEIN, J.R.; KUIJPERS, E.P.; DENYER, P. & SLINNEY, R.E., 1983: Petrology and geochemistry of Cretaceous and Paleogene cherts from western Costa Rica. - *Dev. Sedimentol.*, 36: 143-174.
- HENNINGSEN, D. & WEYL, R., 1967: Ozeanische Kruste im Nicoya-Komplex von Costa Rica (Mittelamerika). - *Geol. Rdsch.*, 57: 33-47.
- JENKYNS, H.C. & WINTERER, E.L., 1982: Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. - *Earth planet. Sci. Lett.*, 60: 351-375.
- KENNEDY, G. C.; WASSERBURG, G. J.; HEARD, H. C. & NEWTON, R. C., 1962: The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. - *Amer. J. Sci.*, 260 (7): 501-521.
- KUIJPERS, E. P., 1980a: The geologic history of the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, and its geotectonic significance. - *Tectonophysics*, 68: 233-255.
- KUIJPERS, E.P., 1980b: La geología del Complejo Ofiolítico de Nicoya, Costa Rica. - *Inf. Semestr. Inst. Geogr. Nac. Costa Rica, 1979* (julio-diciembre): 15-75.
- KUIJPERS, E.P. & DENYER, P., 1979: Volcanic exhalative manganese deposits of the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica. - *Econ. Geol.*, 74: 672-678.
- LAJOIE, J., 1984: Volcaniclastic rocks. - En: WALTER, R.G. (Ed.): *Facies models, second edition: 39-52, Geoscience Canada reprint series 1, Geol. Assoc. Canada, St. John's/Newfoundland.*
- LEVIN, E.M.; ROBBINS, C.R. & MC MURDIE, H.F., 1964: Phase diagrams for ceramists. - 601 págs., Amer. Ceramic Soc., Columbus/Ohio.
- LEVIN, E.M.; ROBBINS, C.R. & MC MURDIE, H.F., 1969: Phase diagrams for ceramists. 1969 Supplement. - 625 págs., Amer. Ceramic Soc., Columbus/Ohio.
- LEW, L., 1983: The geology of the Osa Peninsula, Costa Rica: observations and speculations about the evolution of part of the outer arc of the Southern Central American Orogen. - 128 págs., Department of Geosciences, Pennsylvania State University (tesis de maestría inédita).
- LUNDBERG, N., 1982a: Evolution of the forearc landward of the Middle America Trench, Nicoya Peninsula, Costa Rica and southern Mexico. - 256 págs., Earth Sciences Board, University of California (tesis de doctorado inédita).
- LUNDBERG, N., 1982b: Evolution of the slope landward of the Middle America Trench, Nicoya Peninsula, Costa Rica. - En: LEGGETT, J.K. (eds.): *Trench forearc geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins.* - 131-147, Blackwell, Oxford-Londres.
- MALFAIT, B.T. & DINKELMAN, M.G., 1972: Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. - *Bull. Geol. Soc. amer.*, 83 (1): 251-272.
- MARIN, F., 1980: Geología del área de Punta Escondido, Península de Nicoya, Costa Rica. - 48 págs., Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- MATTSON, R.P., 1984: Caribbean structural breaks and plate movements. - En: BONINI, W.E.; HAR-

- GRAVES, R.B. & SHAGAM, R. (Eds.): The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics.- *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 162: 131-152.
- MESCHEDE, M.; SICK, M. & FRISCH, W., 1987: Los complejos ofiolíticos de Costa Rica (Nicoya, Santa Elena, Quepos y Osa) y su conexión al "evento sill" en el Caribe. - 1 pág., Simposio internacional 24/26 noviembre 1987, El Cretácico de México y América Central, Linares.
- RAMDOHR, R.J., 1944: Manganese deposits in Costa Rica. - *Bull. U.S. geol. Surv.*, 935-H, 387-414.
- RONA, P.A., 1978: Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in oceanic crust. - *Econ. Geol.*, 73: 135-160.
- SCHMIDT-EFFING, R., 1979: Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) im südlichen Zentralamerika. - *Geol. Rdsch.*, 68 (2): 457-494.
- SCHMIDT-EFFING, R., 1980a: Rasgos fundamentales de la historia del Complejo de Nicoya (América Central Meridional). - *Brenesia*, 18: 231-252.
- SCHMIDT-EFFING, R., 1980b: Radiolarien der Mittel-Kreide aus dem Santa Elena Massiv von Costa Rica. - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 160(2): 241-257.
- SEARS, J.D., 1919: Deposits of manganese ore in Costa Rica and Panama. - *Bull. U.S. geol. Surv.* 710-C, 61-91.
- SEYFRIED, H.; ASTORGA, A. & CALVO, C., 1987: Sequence stratigraphy of deep and shallow water deposits from an evolving island arc: the Upper Cretaceous and Tertiary of Southern Central América. - *Fascies*, 17: 203-214.
- SEYFRIED, H. & SPRECHMANN, P., 1985: Acerca de la formación del puente-istmo centroamericano meridional, con énfasis en el desarrollo aecido desde el Campaniense al Eoceno. - *Rev. geol. Amér. Central*, 2: 63-87.
- SPRECHMANN, P., 1982: Estratigrafía de Costa Rica (América Central), I: unidades estratigráficas sedimentarias. - *Actas 5º Congr. latinoamer. Geol.*, 1: 55-71, Buenos Aires.
- SPRECHMANN, P.; ASTORGA, A.; BOLZ, A. & CALVO, C., 1987: Estratigrafía del Cretácico de Costa Rica. - En: BARBARIN, J. M.; GURSKY, H.-J. & MEIBURG, P. (Eds.): El Cretácico de México y América Central. *Actas Fac.Cienc. Tierra U.A.N.L. Linares*, 2: 69-83.
- STERN, C. R. & WYLLIE, P.J., 1973: Melting relations of basalt-andesite-rhyolite H₂O and a pelagic red clay at 30 kb. - *Contr. Mineral Petrol.*, 42: 313-323.
- STIBANE, F. R.; SCHMIDT-EFFING, R. & MADRIGAL, R., 1977: Zur stratigraphisch-tektonischer Entwicklung der Halbinsel Nicoya (Costa Rica) in der Zeit von Ober-Kreide bis Unter-Tertiär. - *Giessener geol. Schr.*, 12: 315-358.
- TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: l'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andésites. - *Mém. Sci. Terre*, 84-49, 1-335, Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie.
- TOURNON, J. & AZEMA, J., 1980: Sobre la estructura y la petrología del macizo ultrabásico de Santa Elena (Provincia de Guanacaste, Costa Rica) - *Inf. Semestr. Inst. Geogr. Nac. Costa Rica*, 1980 (enero - junio): 17-54.
- ULLOA, F., 1977: Aspectos geológicos de la parte este de la Península de Santa Elena (desde Cuajiniqui hasta Santa Rosa de la Cruz de Guanacaste). - 76 págs., Escuela Centroamericana de Geología Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- WEBBER, B. N., 1942: Manganese deposits of Costa Rica, Central América. - *Amer. Inst. Min. metal lurg. Eng., Techn. Pbl.*, 1445: 339-345.
- WEYL, R., 1974: Die paläogeographische Entwicklung Mittelamerikas. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1973 (5/6): 432-466.
- WILDBERG, H. G. H., 1984: Der Nicoya-Komplex Costa Rica, Zentralamerika: Magmatismus und Genese eines polygenetischen Ophiolith Komplexes. - *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 62: 1-123
- 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*, 1981 (3/4): 195-209.