

Colección de mapas geológicos

GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA HOJA BARRANCA, COSTA RICA

Percy Denyer^{1*}, Teresita Aguilar¹ & Guillermo E. Alvarado^{1, 2}

¹Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica,
Apdo. 214-2060, Costa Rica,

²Área de Amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica, Instituto Costarricense de
Electricidad, Apdo. 10032-1000, San José, Costa Rica

* Autor para correspondencia: pdenyer@geologia.ucr.ac.cr

INTRODUCCIÓN

Se presenta la cartografía geológica de la hoja Barranca (Fig. 1; mapa en este número). En la hoja Barranca se han diferenciado 16 unidades geológicas, que corresponden con una historia que se extiende desde finales del Cretácico hasta el presente. Sin embargo, el detalle de este trabajo se centraliza en el Neógeno, donde por primera vez se hace un mapeo de la Formación Punta Carballo dentro de la cual se aclara el problema de la posición de los miembros Mata de Limón y Roca Carballo, estableciendo nuevas unidades, que habían sido confundidas por diferentes autores.

En la cobertura volcánica post-Aguacate se ha tratado de seguir las últimas ideas publicadas (Pérez, 2000, Marshall, 2000, Marshall *et al.*, 2003), adaptándolas a los conceptos litoestratigráficos, para lo cual se ha utilizado la guía estratigráfica internacional (Amos, 1994).

Este trabajo se inició como parte de los cursos de la Escuela Centroamericana de Geología (UCR): Geología de Campo II, Estratigrafía

y Vulcanología. En el año 1997 participaron los estudiantes: Ivonne Arroyo, Guaría Cárdenes, Richard Gordon, Allan Herrera, Alejandra Loaiza, Carolina Sigarán y Luis Emilio Vargas. En el año 1998, con los estudiantes Allan Alán,

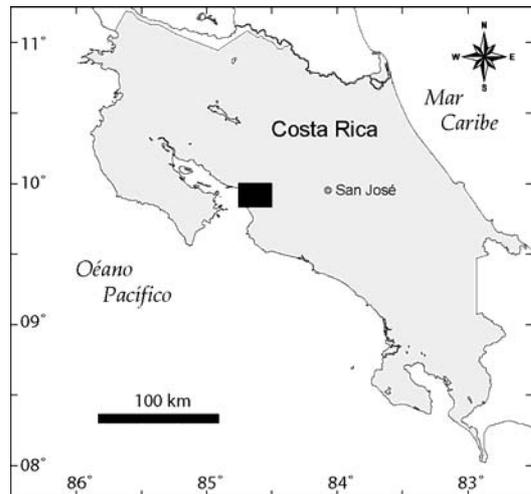


Fig. 1: Ubicación de la hoja topográfica Barranca.

Michelle Arias, Maureen Carrillo, Edwin Gari-
ta, Jerry Murillo, Nancy Ramírez, Viviana Ra-
mos y Albán Rodríguez. La mayoría ahora son
geólogos graduados.

Valga decir que el mapa geológico de la ho-
ja Barranca publicado en 1970 por Rodolfo Madri-
gal, ha sido nuestra inspiración y sus descripciones
la principal guía utilizada en esta investigación.
Por lo que consideramos esta publicación como
una versión modernizada del trabajo original de
Don Rodolfo.

A continuación se describen las unidades
geológicas, de una manera lo más sistemática
posible.

COMPLEJO DE NICOYA

Esta unidad no se detalla en el presente
trabajo, sin embargo, se hacen algunas conside-
raciones generales. En el extremo sureste del
mapa geológico hay afloramientos extensos de
basaltos, que según el mapa de Arias (2003) co-
rresponden con la Formación Tulín, que él re-
definió y cuya definición original es de Mala-
vassi (1967). No obstante, la presencia de un
afloramiento de calizas pelágicas rojizas con
globotruncanas, que pueden ser correlaciona-
das con la Formación Golfito, deja la siguiente
incertidumbre: si estas calizas corresponden
con la Formación Golfito, entonces, según la
definición de Arias (2003), parte de la masa de
basaltos que aflora en el noroeste del cerro Tu-
rrubares (sureste de la hoja Barranca) sería parte
del POC *Plateau Océánico Caribe*, que según
Arias (2003) pertenece al Complejo de Nicoya.
Los basaltos sobreyacentes corresponderían
con Tulín.

Por lo anterior se ha preferido usar, tan-
to en el mapa como en la columna, el nombre
de Complejo de Nicoya (según Dengo, 1962;
Kuijpers 1980), en forma genérica, igual que
habían hecho Denyer & Arias (1991), para la
hoja Candelaria.

Estratotipo: Para el Complejo de Nicoya, Dengo
(1962) indica la localidad de Montezuma, entre
la quebrada Chorro y el río Cedros.

Descripción: En los afloramientos vistos en la ho-
ja Barranca se observaron basaltos, tanto masivos
como con estructura en almohadilla y diabasas.

Relaciones estratigráficas: Representa el basa-
mento regional y local (Fig. 2).

Aspectos regionales y específicos: Los aflora-
mientos de esta unidad representan la base del
cerro Turrubares y se localizan únicamente en el
extremo sureste de la hoja Barranca.

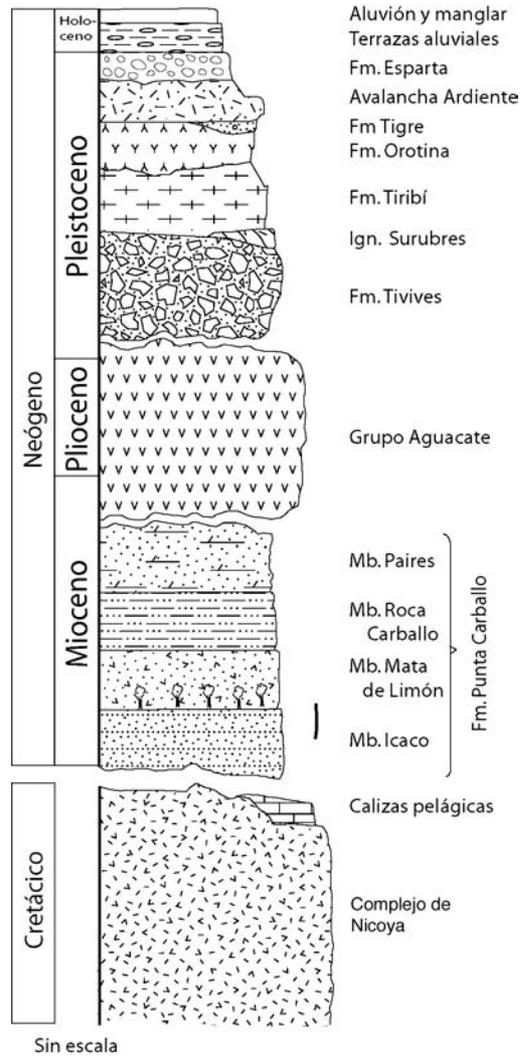


Fig. 2: Columna estratigráfica general.

Edad geológica: Posiblemente Cretácico Superior.

Ambiente de formación: Los basaltos pueden haberse formado en una isla oceánica intraplaca o como parte del Plateau Oceánico Caribe (Arias, 2003).

Antecedentes: Dengo (1962) definió el Complejo de Nicoya. Malavassi & Madrigal (1965) hicieron referencia al “Volcánico eocénico”. Malavassi (1967) definió la Formación Tullín. Arias (2003) redefinió Tullín, basándose en criterios petrológicos y cronológicos.

CALIZAS PELÁGICAS

En un afloramiento de pocos metros la caliza pelágica, alterada, rojiza, con globotruncanas, sobreyace a los basaltos. Como se indicó antes, sería interesante tratar de encontrar otros afloramientos de esta unidad y correlacionarla con la Formación Golfito y así mejorar la estratigrafía del Complejo de Nicoya.

FORMACIÓN PUNTA CARBALLO

Las primeras menciones acerca de las rocas que componen esta formación son del año 1882, cuando Attwood describió la existencia de areniscas calcáreas y areniscas oscuras subhorizontales entre Puntarenas y Esparza.

Romanes (1912) describe las rocas de “Carballo” al SE de la desembocadura del río Barranca, como una amplia variedad de sedimentos, muchos de los cuales son muy fosilíferos, en donde encuentra la especie *Venus cf. meridionalis*, la cual se relaciona estrechamente con *V. walli* del Mioceno Inferior y con *V. ebergenyii* del Plioceno. Considera que los microforaminíferos y moluscos encontrados sugieren una edad Miocena. Algunas de las especies que encuentra son: *Dosinia cf. orbicularis* Edw., *Clementia dariena* Conrad, *Turritela cf. gatunensis* Conrad, *Pyruca reticulata* Lmk, entre otras.

Macdonald (1920) se refiere a la “Serie de arenisca caliza de Punta Carballo” constituida

por areniscas, cascajos conglomerados y calizas. Con este nombre se refiere a toda la cobertura sedimentaria terciaria, incluyendo afloramientos que hoy se atribuyen a las formaciones Curú y Descartes, entre otras. Posteriormente, Hoffsteter *et al.* (1960) restringen la distribución geográfica de Punta Carballo.

En 1942, Hass restringe la edad al Mioceno Medio con base en las asociaciones de moluscos provenientes de Roca Carballo y, en cuanto a las rocas del Miembro Mata de Limón, les asigna por extensión la misma edad.

Dengo (1961, 1962) define la Formación Punta Carballo y especifica que está compuesta de bancos gruesos de areniscas calcáreas, con moluscos fósiles en abundancia, intercalados con capas de conglomerados con guijarros de rocas ígneas (derivadas del Complejo de Nicoya) y ocasionalmente con calizas arenosas. Además, cartografía esta formación y observa que se extiende desde el río Barranca hasta Aguja, al norte de la bahía de Herradura.

Madrigal (1970) estudia secciones en los ríos Esparta (actualmente conocido como Esparza), Paires, Jesús María y en el litoral de Mata de Limón. Con base en las diferencias litológicas observadas en el campo, estima conveniente la definición de dos miembros dentro de esta formación: Miembro Inferior Mata de Limón, cuya localidad tipo ubica en el acantilado entre Puerto Caldera y playa Corralillo y, Miembro Superior Punta Carballo, con su localidad tipo en los acantilados al sur de la desembocadura del Río Barranca, hacia el oeste de Caldera. En su mapa no separa los miembros, sino que hace el cartografiado de la Formación Punta Carballo sin diferenciar.

Baxter (1975 y 1976), en su trabajo de bachillerato y tesis de Licenciatura, eleva el Miembro Mata de Limón a rango de formación y elimina el Miembro Punta Carballo, dejándolo como Formación Punta Carballo. Sin embargo, este autor nunca publicó formalmente sus ideas.

Kuijpers (1979) retoma la definición de Madrigal (1970) y realiza un estudio sedimentológico detallado. Le cambia el nombre al miembro superior, denominándolo Miembro Roca Carballo, con el fin de evitar confusiones con el nombre de la formación. Este autor hace columnas detalladas,

cartografía ambos miembros, en una zona de unos 5 km², y da conclusiones sobre el ambiente de deposición de ambos miembros, lo cual se detallará más adelante, en la descripción de los miembros.

Fischer (1981) sugiere, dentro de un esquema regional del Mioceno de Costa Rica, que la Formación Punta Carballo representa la continentalización de las cuencas del pacífico central, lo cual implica una inversión en cuanto a la posición estratigráfica de los miembros de la formación, es decir, que el Miembro Mata de Limón sobreyace al Miembro Punta Carballo.

Posteriormente, Laurito (1988a, b) propone la inclusión de un nuevo miembro infrayacente a toda la secuencia, al que denomina Miembro Caletas. Además, al igual que Fischer (1981), considera que Punta Carballo subyace a Mata de Limón.

Denyer *et al.* (1987) nominaron otro miembro en la Formación Punta Carballo, el Miembro Cerro Lagarto; sin embargo, es difícil ubicar estratigráficamente esta unidad dentro del cuadro estratigráfico regional, por lo que únicamente se presume como un equivalente lateral de Punta Carballo.

Sprechmann *et al.* (1994), en su cuadro de correlación estratigráfica, consideran a la Formación Punta Carballo constituida por el Miembro Caletas (inferior) y el Miembro Roca Carballo (Superior), con una edad Miocena Inferior/Medio y dejan a Mata de Limón como una unidad Pliocena, equivalente lateral de la Formación Montezuma, que sobreyace disconformemente a Punta Carballo. Por otro lado, estos mismos autores utilizan la nomenclatura de Miembro Cañamazo, para referirse al denominado anteriormente como Cerro Lagarto, y lo ubican temporalmente como Mioceno Inferior/Medio.

Fischer & Aguilar (1995) hacen un estudio paleontológico de una sección del Miembro Roca Carballo y consideran que la edad de Roca Carballo debe extenderse hasta el Mioceno Superior, lo que concuerda con Fischer (1981) y Amann (1993).

A partir de las investigaciones que se hicieron para esta publicación, en que los autores participaron junto con los estudiantes, resumidas en los informes (Campo II, 1997; Campo II, 1998), se ha concluido que Madrigal (1970) y Kuijpers (1979) estaban en lo correcto al definir

la posición estratigráfica de los miembros de la Formación Punta Carballo, es decir, Punta Carballo sobreyaciendo a Mata de Limón (Fig. 2). Sin embargo, las observaciones de Laurito (1988a, b) eran también correctas, ya que el Miembro Mata de Limón descansa concordantemente sobre una unidad marina, muy similar a Roca Carballo, cuyo afloramiento es muy poco extendido. Por su importancia conceptual, el mismo se ha denominado Miembro Icaco (Fig. 2). Por otro lado, también es cierto que el Miembro Roca Carballo está sobreyacido por sedimentos de origen continental, como parte de la colmatación normal de la cuenca. Estos sedimentos han sido nominados como un nuevo miembro, el Miembro Paires. Este panorama es parte del “rompecabezas geológico” que se presupone al confrontar los fenómenos sedimentarios en un ambiente geotectónico muy activo, donde el efecto de los cambios relativos del nivel del mar son enfatizados o disminuidos por los levantamientos y hundimientos tectónicos.

MIEMBRO ICACO

Esta unidad se denomina formalmente en este trabajo.

Estratotipo: Acantilado entre las playas Tivives e Icaco (457,1/207,6) (Fig. 3).

Descripción: Consiste de un afloramiento de aproximadamente 7 m de espesor (Figs. 3 y 4) de intercalaciones de estratos de areniscas con muchos foraminíferos planctónicos y lutitas, de color gris. Arenisca gruesa gris verdosa con abundantes *Thalassinoides* ramificados, con diámetro hasta de 10 cm, tubos principales perpendiculares a la estratificación. *Ophiomorpha nodosa*, tanto en cortes longitudinales como transversales, cuyo aspecto general se observa en la figura 5. Algunos lentes de conglomerados con clastos milimétricos de composición variable y niveles de arenisca brechosa.

Aspectos regionales y específicos: Es un afloramiento localizado. Sin embargo, se ha descrito como una unidad aparte por representar un ambiente marino, estratigráficamente por debajo de las facies



Fig. 3: Afloramiento del Miembro Icaco (parte inferior). La capa blancuzca superior es un estrato tobáceo con gran cantidad de troncos en posición vital del Miembro Mata de Limón (ubicación: 457,1/207,6).

rojas continentales del Miembro Mata de Limón, lo cual puede haber sido la causa de que algunos autores lo hayan interpretado como parte del Miembro Roca Carballo (Laurito, 1988b), también de un ambiente marino somero. Esto tiene serias implicaciones en la posición estratigráfica relativa de los dos miembros Mata de Limón y Roca Carballo.

Edad geológica: Mioceno Inferior, con base en las relaciones estratigráficas.

Relaciones estratigráficas: No se observa el contacto inferior, mientras que el superior es un contacto neto con el Miembro Mata de Limón, mediante la presencia de una toba de lapilli acrecional y troncos (xilópalos) en posición vital (Fig. 4).

Ambiente de depositación: Alta energía, posiblemente litoral somero.

Antecedentes: Laurito (1988b) interpreta que este miembro es la parte superior de Roca Carballo. Campo II (1997) hace la distinción estratigráfica de esta unidad por primera vez.

MIEMBRO MATA DE LIMÓN

Fue nominado formalmente por Madrigal (1970), aunque no diferenció los miembros en su mapa.

Estratotipo: Madrigal (1970) se refiere al "... litoral al sur del estero de Mata de Limón." Lo cual

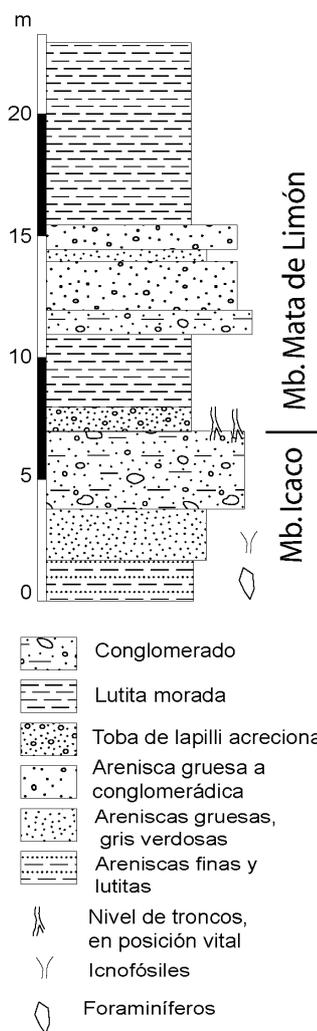


Fig. 4: Columna del Miembro Icaco y base del Miembro Mata de Limón (457,1/207,6).

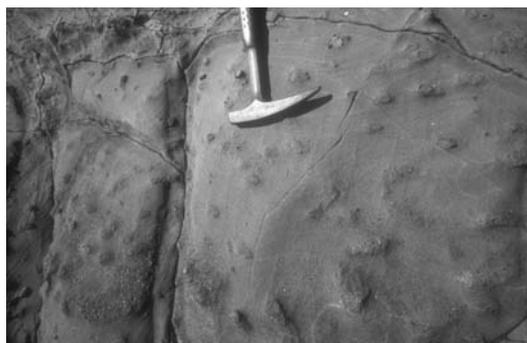


Fig. 5: Bioturbación en el afloramiento del Miembro Icaco (457,1/207,6).

debe corresponder con el tramo entre playa Corralillo y puerto Caldera, que describe Kuijpers (1979). Con los cambios efectuados por la construcción del puerto de Caldera y las modificaciones ambientales, estos afloramientos son de difícil acceso, por lo que se propone un paraestratotipo en el corte de carretera Orotina-Caldera (461,2/211,2), donde se observan las características litológicas que diferencian claramente esta unidad (Figs. 6 y 7)

Descripción: En términos generales el Miembro Mata de Limón corresponde con rocas volcánicas: brechas conglomerádicas (*debris flows* y *pumice flows*), areniscas y limolitas con un típico color rojo y/o morado, a veces verdoso, cuando está enriquecido en vidrio volcánico pumíceo con intercalaciones de tobetas blancuzcas y algunos conglomerados verdosos. Afloramientos aislados de ignimbritas (algunas con estructuras prismáticas aún reconocibles) y tobas con lapilli acrecional también están presentes, así como xilópalos. Madrigal (1970) describe una sección de

unos 50 m, mientras que Kuijpers (1979) presenta una sección medida de 65 m. El espesor total es difícil de estimar por el plegamiento que presenta y lo discontinuo de los afloramientos, sin embargo, se estima que su espesor debe ser cercano a los 300 m.

Madrigal (1970) describió el Miembro Mata de Limón como "... una secuencia de sedimentos volcánicos estratificados, dentro de los que hay una dominancia de limolitas y areniscas tobáceas que se estratifican con brechas y conglomerados de la misma naturaleza."

Kuijpers (1979) describió este miembro de la siguiente manera: "Las rocas exhiben una sedimentación cíclica, caracterizada por alternancias de conglomerados verdes y series de arcillita roja... los ortoconglomerados con fragmentos angulares de hasta varios decímetros de diámetro." En este trabajo se prefiere el uso de brecha en lugar de conglomerado, debido a la gran angulosidad de los fragmentos. Cada ciclo se inicia con una brecha conglomerádica verdosa, con fragmentos decimétricos, constituidos

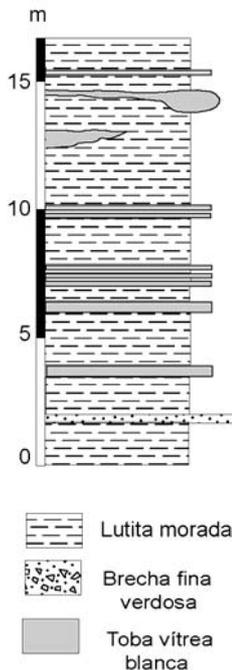


Fig. 6: Columna estratigráfica del Miembro Mata de Limón, en la carretera Orotina-Caldera (461,2/211,2).



Fig. 7: Fotografía que muestra un espesor de unos 5 m, con el aspecto general del afloramiento (461,2/211,2).

por andesitas, fragmentos intraformacionales, nódulos ferruginosos, troncos y, en menor cuantía, basaltos y radiolaritas. Las brechas son mucho más abundantes en la base de la unidad. Las areniscas verdes son volcanoclásticas, con estructuras como: laminación paralela y estratificaciones cruzada y ondulada. Las arenas brechosas rojas se intercalan con las limolitas rojas y/o moradas, contienen plagioclasas idiomórficas, piróboles y andesitas, así como algunos niveles de lapilli acrecional; ocasionalmente presentan estructuras de bioturbación (*Ophiomorpha*; Fig. 8).

Algunas litologías de Kuijpers (1969) se reinterpretan, como se puede observar en la figura 9, donde se incluyen brechas pumíticas, ignimbritas y debris flow de pómez. Los rellenos de canal son frecuentes en esta unidad, como se puede observar en las figuras 10 y 11.

Aspectos regionales y específicos: Muy destacante la presencia de lapilli acrecional en tobittas, ignimbritas y *debris flows*, evidenciando un vulcanismo activo durante la depositación de esta unidad. En el estratotipo, Madrigal (1970) describe la presencia de xilópalos. En la base, sobreyaciendo al Miembro Icaco, destaca la presencia de un bosque fósil, con troncos en posición vital (Laurito, 1988a).

La distribución espacial de esta unidad es bastante reducida, solo se ha observada en las hojas Barranca y Miramar.

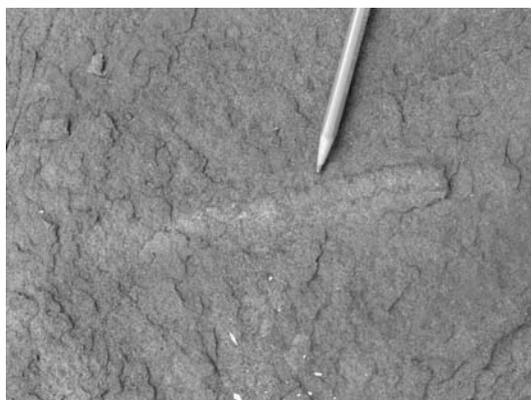


Fig. 8: Bioturbación *Ophiomorpha nodosa* en la base del Miembro Mata de Limón, localidad tipo, norte de playa Corralillo.

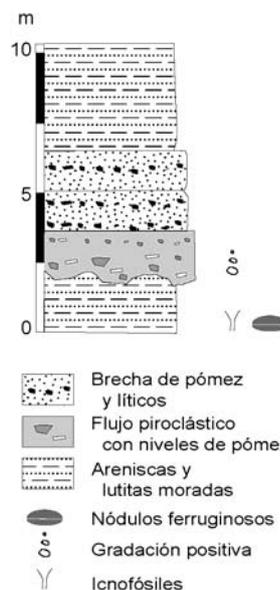


Fig. 9: Detalle de una secuencia volcanoclástica con en la localidad tipo (norte de playa Corralillo) y parte de las columnas de Kuijpers (1979). Presenta una reinterpretación de la litología mostrada por Kuijpers (1979).



Fig. 10: Relleno de canal en lo alto de la sección mostrada en la figura 6 (461,2/211,2). El canal tiene un espesor máximo de unos 2 m.

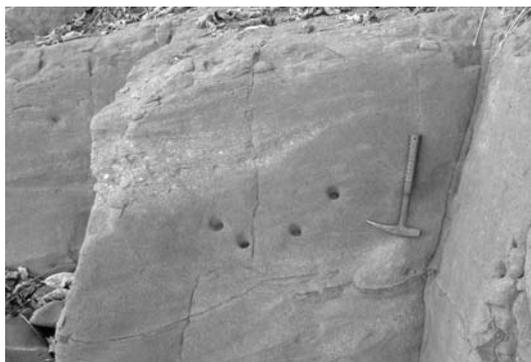


Fig. 11: Relleno de canal en la base de Mata de Limón (norte de playa Corralillo). Nota: las perforaciones en la roca, que se observan en la foto son de origen antrópico.

Edad geológica: Con base en dataciones radiométricas no publicadas (P. Gans, com. pers., 2002) y las relaciones estratigráficas, se le asigna una edad Miocena Inferior.

Relaciones estratigráficas: Su contacto inferior con el Miembro Icaico es neto (Figs. 3 y 4). El contacto superior es transicional con el Miembro Roca Carballo; la aparición del primer nivel de ostras se define como el inicio de Roca Carballo.

Ambiente de depositación: Aluvial, con ríos entrelazados (Kuijpers, 1979), con gran influencia volcánica (ignimbritas, tobas, lahares). Laurito (1988) lo describe como de abanico deltaico mareal. Además, la ocurrencia de tobas y un bosque en posición vital evidencia un ambiente continental.

Antecedentes: Madrigal (1970) definió la unidad como Miembro Mata de Limón, Baxter (1975, 1976) describe algunas secciones y le asigna el rango de formación, Kuijpers (1979) hace un estudio sedimentológico y utiliza el rango de miembro. Fischer (1981) hace un estudio paleogeográfico del Mioceno en que asume que las facies aluviales a continentales (Miembro Mata de Limón) sobreyacen a las facies marinas (Miembro Roca Carballo). Laurito (1988a, b) hace un análisis sedimentológico regional y considera, al igual que Fischer, un comportamiento regresivo de la Formación Punta Carballo. Sprechmann *et al.* (1994) consideran más bien que Mata de Limón es tan joven como el Plioceno y es un equivalente de la Formación Montezuma, separado del Miembro Roca Carballo, por una disconformidad. Campo II (1997) hacen la cartografía del sector oeste de la hoja Barranca. Campo II (1998) estudian los afloramientos orientales de la hoja Baranca.

MIEMBRO ROCA CARBALLO

Kuijpers (1979) denomina formalmente esta unidad para referirse a las mismas litologías a las que Madrigal (1970) se había referido como Miembro Punta Carballo, esto para evitar confusión de nomenclatura con la Formación Punta Carballo.

Estratotipo: Madrigal (1970) lo ubica en los acantilados al oeste de Caldera, lo cual corresponde con el sitio conocido como Roca Carballo (Fig. 12) (455,6/214,8). Kuijpers (1979) presenta varias columnas medidas desde el estratotipo definido por Madrigal, hasta playas de Doña Ana (455,3/215,4). Por tratarse de una secuencia continua con un buen detalle descrito, se considera que el estratotipo debe corresponder con la secuencia sedimentaria aflorante desde Roca Carballo hasta playas de Doña Ana.

Descripción: Corresponde con una secuencia de lutitas, areniscas, conglomerados, brechas y tobas. Las lutitas son gris verdosas, silíceas y con laminación paralela. Las areniscas son gris azuladas con estratificación centimétrica. Los conglomerados son verdosos, con una estratificación decimétrica a métrica, constituido por fragmentos de lava centimétricos (Campo II, 1997). Kuijpers (1979) describe un nivel de tobita vítrea de 50 cm de espesor y dos horizontes centimétricos con gran concentración de fósiles. Dentro de los constituyentes destacan fragmentos de andesitas, plagioclasas, conchas y troncos.

Dentro de las estructuras sedimentarias se observan laminación paralela, estratificación cruzada y ondulada, así como bioturbación *Ophiomorpha* y *Thalassinoides* (Kuijpers, 1979).

Madrigal (1970) reporta espesores medidos de unos 80 m, Kuijpers (1979) de 65 m, ambos en la localidad tipo. Haciendo un cálculo grosero en una sección aparentemente continua en el río Paires (467,0/216,7 y 467,7/218,6) se puede especular que el espesor total debe ser de por lo menos 300 m.



Fig. 12: Aspecto morfológico del Miembro Roca Carballo, que con su bajo ángulo de buzamiento forma acantilados abruptos y superficies relativamente planas, en su localidad tipo (455,6/214,8).

Con respecto a sus biocomponentes se pueden citar gran cantidad de moluscos. Haas (1942) publicó una amplia lista; Woodring (1978) presentó 47 diferentes especies de moluscos de la localidad tipo. En una sección del río Esparza, Fischer & Aguilar (1995) describen la asociación bentónica del bivalvo *Nuculana fundationis*.

Dentro de esta unidad existen diversas facies, aparentemente laterales, que varían desde litologías muy finas y oscuras en la sección del río Paires, depositadas en un ambiente de baja energía, hasta litologías que indican un ambiente de mucha más energía en Doña Ana.

a) Facies Río Paires (467,1/217,15) - Río Esparza (Fig. 13) (462,3/218,3)



Fig. 13: Columna del Miembro Roca Carballo en el río Esparza.

Consiste de alternancias de areniscas medias a finas, en estratos centimétricos, color gris-verdoso sanas, pardo oscuro alteradas, areniscas medias fosilíferas (foraminíferos). Contiene intercalaciones de conglomerados con matriz de arena gruesa, de areniscas finas tobáceas color gris blancuzco y areniscas muy finas, color gris oscuro con mucha materia orgánica. Los contactos son netos y ondulados o erosivos. En la base se encuentran fragmentos de ramas fosilizadas, en algunos casos con perforaciones de *Teredo* y fragmentos de concha. Hacia la parte superior aumenta el número de moluscos, muchos preservados como moldes internos y algunos conservan la concha. Entre los géneros reconocidos están: *Arca*, *Nuculana*, *Chione* (*Lirophora*), *Dosinia*, *Pecten*, *Cardita*, *Tagelus*, *Tellina* y las especies *Dosinia delicatissima*, *Nuculana fundationis*, *Clementia dariena*, *Semele claytoni*, entre los bivalvos. Muchos bivalvos se encuentran con las valvas enteras y unidas, a pesar de tener una concha muy delgada y frágil, incluso algunos, posiblemente, se encuentran en posición vital. Los gasterópodos están mal representados, encontrándose generalmente restos de *Conus*, *Turritella*, *Ficus*. Además, en algunas partes hay tenazas de cangrejo. Se encuentran también areniscas claras con muchos icnofósiles, principalmente *Thalassinoides* y *Ophiomorpha*.

b) Facies Doña Ana (455,3/215,4)

Consiste de arenisca de grano medio a grueso, espesores de decimétricos a métricos, color verde a gris verdoso claro, con abundantes restos de fósiles recristalizados, principalmente fragmentos de moluscos (*Turritella* sp., *Turritella abrupta*, *Polinices* sp., *Ficus carbacea*, *Cassia reclusa*, *Malea camura*, *Cancellaria* (*Narona*) sp., *Solenosteira alternata*, *Melongena* sp., *Clementia dariena*, *Anadara* (*Rasia*) sp., *Chione* sp. y otros bivalvos indeterminados), foraminíferos, restos de equinodermos, tenazas de cangrejos y placas de balanídeos. Niveles de acumulación de conchas, con espesores decimétricos, con evidencias de corrientes fuertes, como la existencia de conchas de *Pinna* metidas una dentro de la otra, de mayor tamaño. Estratos de decimétricos a métricos con bivalvos, en su mayoría en posición vital, entre ellos el género *Atrina*.

c) Facies Caldera (Fig. 14) (457,3/213,0)

Está constituida por una secuencia de areniscas volcaniclásticas de grano medio, bien a regular seleccionadas, en estratos centimétricos, gris verdosas, con intercalaciones de areniscas conglomerádicas y conglomerados, en algunas partes con mucha materia orgánica vegetal, a veces con troncos, *Thalassinoides* verticales y algunos niveles con Anomias y clastos bien redondeados, aislados en una matriz de arena verdosa gruesa. Presenta laminación incipiente y restos de fósiles recristalizados, como: *Chione*, *Veneridae*, *Anadara*, *Pitar*, en acumulaciones de valvas sueltas. Además

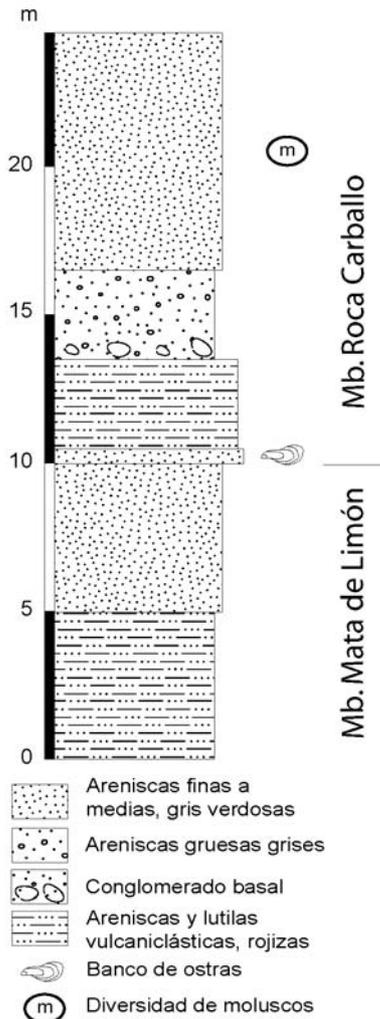


Fig. 14: Columna en tajo frente a Caldera (457,3/213,0). Se observa el contacto transicional entre los miembros Mata de Limón (inferior) y Roca Carballo (superior).

Conus, *Hiponix*, nautiloideo: *Aturia* sp., tenazas de cangrejo y restos de balanideos. Se presentan algunos niveles de concreciones. En la parte superior se encuentra un estrato de un metro de espesor de una caliza bioclástica, color gris oscuro, muy resistente. Constituye un nivel muy continuo.

Otro afloramiento destacante está en la margen derecha del río Barranca, bajo el puente de ferrocarril (Figs. 15 y 16).

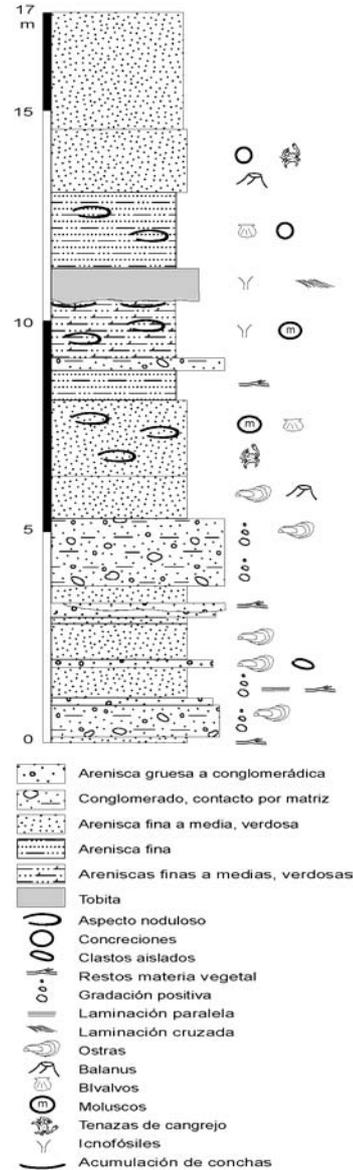


Fig. 15: Columna del Miembro Roca Carballo en la margen derecha del río Barranca, bajo el puente de ferrocarril (459,05/219,45).



Fig. 16: Contactos ondulados y aspecto noduloso de la parte superior del Miembro Roca Carballo, en la localidad de Fig. 15.

Relaciones estratigráficas: Su contacto inferior es transicional con el Miembro Mata de Limón como puede observarse en el tajo frente a playa Caldera (Fig. 15) (457,3/213,0). Su contacto superior con el Miembro Paires no se observa en sección continua pero, por la poca distancia entre los afloramientos, se considera que debe ser bastante abrupto en el río Paires, cerca de la carretera No. 11, entre Esparza y Jesús María (467,7/218,6).

Aspectos regionales y específicos: Esta unidad aflora únicamente en el noroeste de la hoja Barranca y el suroeste de la hoja Miramar. Forma acantilados impresionantes en la zona de Roca Carballo, así como un paleo-acantilado frente a la población de Caldera, unos 300 m tierra adentro de la línea de costa actual.

Edad geológica: Hass (1942), con base en moluscos, le asigna una edad Mioceno Medio. Fischer & Aguilar (1995) infieren que la edad de Roca Carballo debe extenderse hasta el Mioceno Superior, al igual que Fischer (1981) y Amann (1993). Según nuevas dataciones hechas con foraminíferos, por la Dra. M. Ibaraki, por intermedio del Dr. R. Tsuchi IGCP National Committee of Japan (Universidad Shizuoka- Japón) las localidades de Caldera y río Paires dan una edad en el nivel N7 del Mioceno Inferior (com. esc. 1999) (Cuadro 1). Por lo anterior se puede interpretar que esta unidad tiene una edad que varía entre el Mioceno Inferior y puede extenderse, con seguridad, hasta el Mioceno Medio.

Cuadro 1

Foraminíferos Miembro Roca Carballo

Especies	Localidad Caldera	Localidad Río Paires
<i>Globigerina brazieri</i>	x	
<i>Globigerina ciperoensis</i>		x
<i>Globigerina nepenthoides</i>		x
<i>Globigerina praebulloides</i>	x	x
<i>Globigerina selli</i>	x	
<i>Globigerina woodi</i>	x	x
<i>Globigerinoides immatulus</i>		x
<i>Globigerinoides obliquus</i>	x	
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	x	x
<i>Globigerinoides trilobus</i>	x	
<i>Globigerinoides obesa</i>		x
<i>Globigerinoides birnageae</i>	x	x
<i>Globigerinoides clemenciae</i>		x
<i>Globigerinoides mayeri</i>		x
<i>Globigerinoides poriphorondo</i>	x	
<i>Globigerinoides praescitula</i>	x	x
<i>Globigerinoides siakensis</i>	x	
<i>Globigerinoides zealandica</i>	x	
<i>Neogloboquadrina continuosa</i>	x	
<i>Catapsydrax stainforthi</i>		x

Ambiente de depositación: Llanura de marea, en una bahía interna (Kuijpers, 1979; Laurito, 1988), hasta estuario submareal (Fischer & Aguilar, 1995). Según Kuijpers (1979) y las observaciones realizadas durante esta investigación, la sección muestra una transgresión marina en la parte inferior y hacia arriba se hace cada vez más somero, culminando en una secuencia continental.

Antecedentes: Madrigal (1970) la nomina como Miembro Punta Carballo, Kuijpers (1979) le cambia el nombre a Miembro Roca Carballo. Hass (1942), Fischer & Aguilar (1995) describen una localidad faunística y, Campo II (1997) la cartografía en detalle.

MIEMBRO PAIRES

Se denomina al Miembro Paires formalmente en este trabajo, como parte de la Formación Punta Carballo.

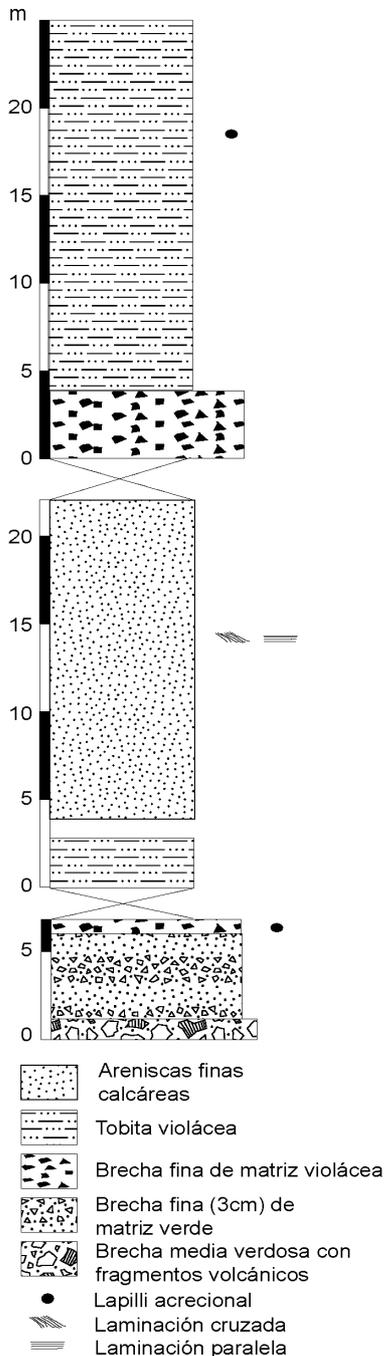


Fig. 17: Columna del Miembro Río Paires en su localidad tipo (467,85/218,7 a 467,7/219,5).

Estratotipo: cauce alto del río Paires (Fig. 17) (467,85/218,7 a 467,7/219,5).

Descripción: Corresponde con intercalaciones de areniscas algo calcáreas, tobetas violáceas, brechas finas con matriz tobácea de color morado, brechas verdosas con fragmentos volcánicos. Es común encontrar niveles con lapilli acrecional, tanto en las brechas como en las tobas.

Las areniscas tienen estratificación decimétrica, presentan laminaciones cruzadas y paralelas, icnofósiles: *Thalassinoidea* son muy comunes. Pasa a una brecha conglomerádica con clastos centimétricos verde y violáceos de andesitas, areniscas y tobas.

En total se pudieron medir unos 50 m, aunque existen varias secciones del río sin afloramiento.

Relaciones estratigráficas: Sobreyace al Miembro Roca Carballo, en un contacto inferido, aunque bastante seguro, puesto que en una distancia de pocos metros, cambia la litología manteniendo su tendencia y ángulo de buzamiento. Es sobreyacida en forma discordante por las vulcanitas del Grupo Aguacate.

Aspectos regionales y específicos: Esta unidad presenta afloramientos restringidos a los ríos Paires, Jesús María y Surubres. Su importancia radica en que representa la colmatación de la cuenca y el momento previo al dominio volcánico del Grupo Aguacate.

Edad geológica: Mioceno Superior basado en las relaciones estratigráficas.

Ambiente de depositación: Se interpreta como la unidad que representa la colmatación de la cuenca, por lo que predominan los sedimentos aluviales de inundación con mucha influencia volcánica y con ocasionales transgresiones.

Antecedentes: Campo II (1997) hacen la primera diferenciación de esta unidad, que Madrigal (1970) había cartografiado como parte de la Formación Punta Carballo.

GRUPO AGUACATE

Estratotipo: Romanes (1912) menciona la localidad de los Montes del Aguacate y la confluencia de los ríos Virilla y Grande.

Descripción: De acuerdo con la composición petrográfica, Campo II (1998) diferenció dos lavas y una brecha volcánica: a) Andesita clinopiroxénica con textura seriada, b) Lava basáltica con textura seriada, rica en olivino y, c) Brecha volcánica autoclástica de dimensiones métricas.

Relaciones estratigráficas: Sobreyace discordantemente a la Formación Punta Carballo. Es sobreyacida en diferentes tipos de discontinuidad por las formaciones Esparta, Tivives y Orotina.

Aspectos regionales y específicos: En este estudio no se hizo gran detalle de esta unidad, que cubre toda la esquina noreste de la hoja Barranca. Algunos sectores presentan fuerte alteración hidrotermal (silicificación y propilitización), en particular alrededor de los focos eruptivos (domos?) de los cerros Pelón, Mondongo y Tinajita. Del Cerro Pelón parece desprenderse un flujo de bloques y cenizas, que están completamente silicificados. Localmente parecen existir coladas andesíticas frescas (p.ej. Finca San Bosco) que inducen a pensar en el vulcanismo de la Formación Monteverde. Estudios más detallados son requeridos en este sentido.

Edad geológica: Mioceno terminal hasta el Plioceno.

Ambiente de formación: Vulcanismo de arco con coladas de lava y productos piroclásticos y epiclásticos subordinados.

Antecedentes: Nominada originalmente por Romanes (1912) como “Complejo volcánico de los Montes del Aguacate” o “Serie del Aguacate”. Dengo (1961) incluye en un mapa la Serie Volcánica Aguacate y Dengo (1962) se refiere a la Formación Aguacate. Madrigal (1970) le da rango de Grupo. Alvarado (2000) se refiere a algunos focos eruptivos antiguos.

IGNIMBRITA SURUBRES

Se considera una unidad informal, por la poca información que se tiene sobre sus relaciones estratigráficas; sin embargo, se diferencia en el mapa geológico debido a sus características litológicas.

Estratotipo: Río Surubres, aguas arriba de la carretera Esparza-San Mateo (473,95/215,5).

Descripción: Corresponde con un flujo piroclástico rico en biotita, con *fiammes* en su parte basal, con fenocristales de biotita, anfíbol y plagioclasas, escasas pómez amarillentas y fragmentos líticos angulosos, flotando en una matriz (70%) gris de aspecto tobáceo, compuesta por vidrio, regular a bien soldada, con *shards*. Otros afloramientos de ignimbritas (flujos de pómez, ignimbritas con *fiammes*) afloran en la parte media del río Páez y entre la quebrada Paso Agres y el río Grande de Tárcoles. El espesor observado es de unos 10-15 m.

Relaciones estratigráficas: Es sobreyacida discordantemente por las formaciones Tigre, Esparta y presumiblemente por Tivives, Orotina y los Depósitos de Avalancha Ardiente. Su contacto inferior no se observó; se asume que sobreyace a Punta Carballo y Aguacate.

Aspectos regionales y específicos: Se presenta en afloramientos muy puntuales en los ríos Surubres, Jesús María y en el borde del río Tárcoles. El vulcanismo ha de ser contemporáneo a otras fases explosivas de la cordillera de Guanacaste, Tilarán y Central.

Edad geológica: Con base en las dataciones de las unidades superiores e inferiores (Alvarado *et al.*, 1992; Pérez, 2000; Marshall, 2000) se considera una edad entre 2 y 1,4 Ma.

Ambiente de formación: Flujos piroclásticos.

Antecedentes: Madrigal (1970) hace referencia a una ignimbrita que “...se aparta del patrón...” de Orotina. Campo II (1998) la describe y localiza

otros afloramientos. Pérez (2000), Marshall (2000) describen otros flujos, como por ejemplo los ubicados en el puente de la quebrada Paso Agres.

FORMACIÓN TIVIVES

Romanes (1912) se refiere a un aglomerado volcánico no estratificado con enormes bloques de roca volcánica. Dengo (1961) hace referencias a un lahar sobre las ignimbritas de Orotina. Madrigal (1970) denomina formalmente a la Formación Tivives.

Estratotipo: Madrigal (1970) señala los acantilados de Tivives, en la desembocadura del río Jesús María (459,7/205,2). Se considera que debe asignarse un paraestratotipo en la localidad del Peñón de Bajamar en playa Guacalillo (461,9/202,8).

Descripción: Litológicamente, está constituida por una mesobrecha volcánica de clastos (30%), principalmente andesíticos y menos frecuentemente ignimbríticos, de tamaño métrico hasta centimétrico, flotando en una matriz lítica-cristalina, que representa un 70% del total de la roca. Esta matriz está compuesta principalmente por detrito volcánico de tamaño de ceniza con plagioclasas, piríboles, cuarzo y micas, así como litoclastos lávicos, *fiammes* y pómez. Entre los mesoclastos, un 40% presenta deformación y están constituidos por tobas, brechas de lapilli pumícea, brechas de lapilli acrecional, brechas líticas y lavas. El 60% de los clastos son de lava andesítica y no presentan deformación (Campo II, 1997).

El espesor de la Formación Tivives alcanza los 100 m (Madrigal, 1970).

Relaciones estratigráficas: Sobreyace a la Formación Punta Carballo, a la ignimbrita Surubres y al Grupo Aguacate con una discontinuidad tipo disconformidad. Es sobreyacida disconformemente por las formaciones Tigre, Avalancha Ardiente y Orotina.

Aspectos regionales y específicos: Esta unidad es la que cubre la mayor área de la hoja Barranca.

Edad geológica: Marshall *et al.* (2003), basado en dataciones radiométricas Ar/Ar, consideran una edad entre 1,7 y 1,12 Ma.

Ambiente de formación: Madrigal (1970) lo interpretó como un lahar. En este trabajo se interpreta como producto de un debris avalanche transformado en *debris flow*. Esto tomando en cuenta la presencia de estructuras en mosaico, megabloques, bloques estratificados, fallamiento intrabloque, bloques deformados y no deformados. Se relaciona con las etapas tempranas del vulcanismo de la cordillera Central en su facies distal.

Antecedentes: Madrigal (1970) nominó la unidad, Campo II (1997) y Campo II (1998) la describen detalladamente. Marshall (2000) la dató.

FORMACIÓN OROTINA

Se redefine la Formación Orotina, denominada por Dengo (1961), pues se elimina la parte superior, que se incluyó, con base en los datos de Pérez (2000) y Marshall (2000) dentro de la Formación Avalancha Ardiente.

Estratotipo: Dengo (1961) hace referencias a los afloramientos de los ríos Jesús María y Machuca. Una buena localidad, que es un paraestratotipo Pérez (2000), es el afloramiento sobre la quebrada Honda, camino a la Universidad para la Paz, en la hoja Río Grande.

Descripción: Pérez (2000) las describe como ignimbritas de color gris celeste, con *fiammes* de obsidiana, bombas escoriáceas negras de tamaño centimétrico, pómez amarillentas alargadas, con una matriz tobácea fina, que contiene plagioclasa y piroxenos; Pérez (2000) mide un espesor de 42 m en Hacienda Vieja.

Relaciones estratigráficas: Sobreyacen a la Formación Punta Carballo y al Grupo Aguacate. Es

sobreyacida disconformemente por las formaciones El Tigre, Tiribí (que en su facies distal es denominada Orotina por Pérez, 2000) y Esparta.

Aspectos regionales y específicos: En el este de la hoja Barranca se observan diferentes ignimbritas, que deben pertenecer a distintos flujos. En este trabajo se han agrupado bajo el nombre de Orotina, pero estudios ulteriores probablemente encuentren que existen diferentes eventos.

Edad geológica: Edad cercana a 400 000 años con base en las dataciones radiométricas (Marshall, 2000).

Ambiente de formación: Flujo piroclástico.

Antecedentes: Alfaro (1913) menciona algunos cortes de ferrocarril. Dengo (1961) describió las "Ignimbritas de Orotina". Madrigal (1970) se refiere a la Formación Orotina. Marshall (2000) presenta dataciones radiométricas. Pérez (2000) hace una descripción detallada y un análisis regional; mide algunas secciones.

DEPÓSITOS DE AVALANCHA ARDIENTE (FORMACIÓN TIRIBÍ)

En este trabajo preferimos, al igual que Kussmaul & Sprechmann (1982), el uso del nombre Avalancha Ardiente, pues la nomenclatura de Williams (1952) tiene prioridad sobre Tiribí (Fernández, 1968).

Estratotipo: Fernández (1968) ubica la sección tipo entre el embalse y la casa de máquinas de la planta eléctrica Electriona. Echandi (1981) cita tres paraestratotipos: a) 150 m E de la estación ferroviaria Ciruelas, b) sobre el río Ciruelas bajo el puente del ferrocarril y c) tajo sobre el camino que conduce a la planta Electriona.

Descripción: Son ignimbritas con disyunción columnar, un espesor total de unos 100 m, ocasionalmente se encuentran en facies poco soldadas y poco compactadas. Pérez (2000) la describe de la siguiente manera: "Presentan textura eutaxítica y

están conformadas por gran cantidad de fiammes de obsidiana (10-40%) y líticos lávicos (5%) en una matriz vidriosa color gris claro a negro, rica en cristales de plagioclasa. Microscópicamente, se observan fiammes de vidrio pardo oscuro (15%), líticos (5%) y cristales de plagioclasa (10%), clinopiroxeno (5%), magnetita (2%) y accesorios en una matriz de vidrio pardo rojizo pálido, en bandas y con esquirilas de vidrio."

En el área de estudio son ignimbritas grises, con fiammes y pómez negras, en general con pocos y pequeños líticos, algunas separadas por depósitos fluviales (*debris flows* e hiperconcentrados) y lacustres (tierra de diatoméas), con espesores que no superan la decena de metros. La facies más representativa y mejor mapeada, corresponde con las facies distales de las ignimbritas del Valle Central, que se canalizaron por el valle del río Grande.

Relaciones estratigráficas: En la hoja Barranca yace discordante sobre la Formación Punta Carballo y disconforme sobre las formaciones Tivi- ves y Orotina.

Aspectos regionales y específicos: Según Pérez (2000) estos flujos se originaron en el paleo volcán Barva y se encañonaron en el río Grande de Tárcoles, por donde llegaron a la hoja Barranca, hasta casi alcanzar la costa. Marshall (2000) considera que rellenaron el cauce de algunos ríos que actualmente representan relictos de la erosión negativa de los cauces y por esto tienen características geomorfológicas tan especiales, por lo que este autor la denominó como *Snake Flow*, dado que rellenó un sistema fluvial meándrico, dando una forma de afloramientos discontinuos serpenteantes.

Edad geológica: Según Pérez (2000), con base en datos radiométricos, su edad es de 324 000 años (ver también Gans *et al.*, 2003 y Vogel, en prensa).

Ambiente de formación: Pérez (2000) se refiere de la siguiente manera: "Las características del depósito (p. ej. grandes diferencias en soldadura, compactación, espesor, el aspecto caótico, entre

otros) sugieren que la erupción fue muy rápida y violenta. El flujo tenía gran movilidad y, en algunos sectores estaba altamente fluidizado, por lo que discurrió por el cañon del río Grande de Tárcoles y llegó casi a la costa.”

Antecedentes: Alfaro (1913) menciona “bancos de escorias volcánicas”. Schaufelberger (1931) describe las tobas volcánicas en los cañones de los ríos Tiribí y Virilla. Crosby (1945) describe una toba andesítica con núcleos lenticulares de obsidiana y fragmentos de pómez. Dengo & Chaverri (1951) se refieren a “tobas volcánicas”. Williams (1952) la nomina como Depósitos de Avalancha Ardiente. Fernández (1968) la define como Formación Tiribí, en un trabajo con fines hidrogeológicos, su definición incluía dos miembros. Castillo (1969) las describe como tobas de corriente de piroclastos y presenta un mapa 1:50 000. Echandi (1981) retoma la definición de Fernández (1968), pero define tres miembros. Pérez (2000) realiza un análisis detallado sobre el origen de las ignimbritas del Valle Central.

FORMACIÓN TIGRE

Se nomina por primera vez esta unidad, el nombre corresponde a los excelentes afloramientos cerca de la población en la calle El Tigre.

Estratotipo: Uno de los mejores afloramientos corresponde a un tajo abandonado bajando al cauce del río Grande de Tárcoles por la calle El Tigre (Fig. 18) (478,2/207,5).

Descripción: Está constituida por conglomerados y arenitas, de procedencia netamente volcánica (clastos de lavas y de ignimbritas). Los conglomerados tienen clastos centimétricos de pómez gris cremosa y escorias, tienen buena esfericidad y un contacto por matriz. La matriz es color crema hasta grisácea, arenosa, corresponde con el 60 % de la roca. Microscópicamente la matriz es vidriosa, en donde se observan plagioclasas, hornblendas, olivinos idingsitizados y líticos volcánicos. Dentro de las estructuras más destacantes están laminación paralela, cruzada y

ondulada, así como canales de erosión. Se encontraron improntas de hojas (Campo II, 1998). Su espesor es alrededor de los 50 m.

Relaciones estratigráficas: Sobreyace con una discontinuidad tipo disconformidad a la Formación Depósitos de Avalancha Ardiente. Aunque no está totalmente claro, debido a la calidad de los afloramientos, se asume, al igual que Campo II (1998), que está sobreyacida por la Formación Orotina.

Aspectos regionales y específicos: Estos depósitos deben corresponder con la desestabilización de los sistemas de drenaje, después de las erupciones de flujos piroclásticos, por lo que no deben de tener gran extensión regional.

Edad geológica: Por correlación estratigráfica y basados en las dataciones Ar/Ar (Pérez, 2000; Marshall, 2000) debe tener una edad igual o más joven que 1,4 Ma.

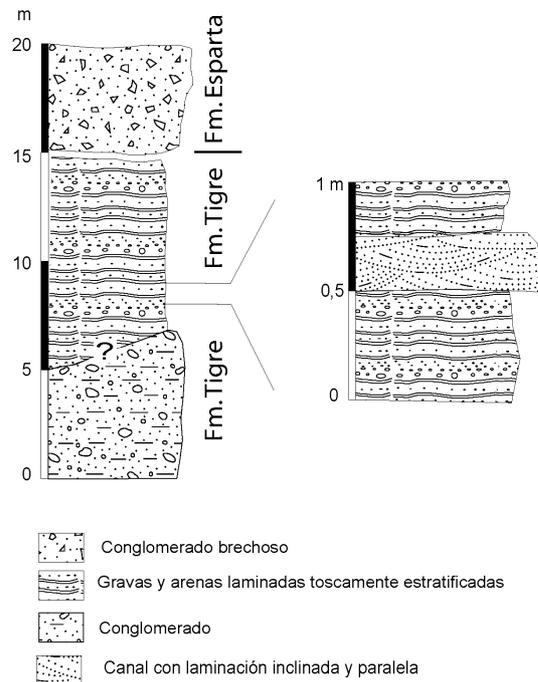


Fig. 18: Columna esquemática de la Formación Tigre en su localidad tipo (478,2/207,5).

Ambiente de formación: Depósito continental de origen fluvial que retrabaja a la Formación Avancha Ardiente.

Antecedentes: Madrigal (1970) incluye estas rocas dentro de la Formación Tivives. Campo II (1998) describe esta unidad por primera vez. Pérez (2000) la incluye y describe en su propuesta estratigráfica volcánica regional.

FORMACIÓN ESPARTA

Madrigal (1970) nominó formalmente a la Formación Esparta, debido a que la ciudad de Esparta (conocida como Esparta en los años 70's) está asentada sobre esta unidad.

Estratotipo: Madrigal (1970) definió así la localidad tipo: "Como sección tipo se escoge la situada a 1600 m al sur del parque de Esparta, sobre el camino que conduce a Chumical (Artieda), exactamente en la cuesta que desciende al río Esparta." Esta localización no es del todo clara, pero se interpreta que esta localidad está en las coordenadas 462,4/218,5.

Descripción: Madrigal la describió de la siguiente manera: "Litológicamente es una "lavina" con dominancia de fragmentos de basalto, ricos en fenocristales de augita hasta de 0.5 cm y basaltos de texturas más fina. El tamaño de los bloques alcanza los 40 cm, aunque la mayoría están dentro de los 10-15 cm; son subredondeados a subangulares."

Se compone de clastos centimétricos, angulosos a subredondeados, con un máximo de 50 cm, compuestos por lavas andesíticas porfiríticas con megacrístales de plagioclasa, o bien con gran cantidad de piroxenos, lavas vesiculares, cuarzo lechoso y tobas. Algunos de los clastos presentan alteración hidrotermal. Los clastos representan un 30% del total de la roca. Los clastos flotan en una matriz arcillosa (70%) café rojiza.

El espesor de esta formación puede alcanzar los 50 m, aunque puede ser tan delgada como 1 ó 2 m.

Existen dos niveles de terrazas, el nivel de 200 m corresponde con la planicie descrita por

Madrigal (1970) como Formación Esparta, es el nivel *sensu strictu*. También se cartografió un nivel más bajo, con características litológicas muy similares, pero con una altura cercana a los 100 m, que en el mapa se indica como nivel 2. Estos niveles también fueron identificados por Marshall (2000).

Relaciones estratigráficas: Descansa en contacto discordante sobre la Formación Punta Carballo o bien en disconformidad sobre las unidades Tivives, Orotina, Avancha Ardiente, Tigre y Surubres.

Aspectos regionales y específicos: representa planicies de depositación en proceso de erosión. Por esto las principales poblaciones de la hoja Barranca están asentadas sobre esta unidad, a saber, Esparza, San Mateo y Orotina.

Como rasgo geomorfológico destacante de la región, una de las primeras menciones proviene de Cesar Dóndoli, que en 1958 la llamó la "Terraza de Esparta" y "Terraza de los 200 metros", como fue mencionado por Madrigal (1970, p. 34). Madrigal la caracteriza como una típica meseta. Kruckow (1974) se refirió a la "Meseta de Esparza" y Fisher *et al.* (1994) y Marshall (2000) como "El Diablo surface". Terrazas parecidas en edad se presentan en diversos sectores a lo largo de la vertiente pacífica de Costa Rica.

Edad geológica: Con base en las dataciones radiométricas y conclusiones de Marshall (2000), se puede interpretar que el rango de edad del nivel 1 es entre 100 000 y 200 000 años, mientras que el nivel 2 puede variar entre 60 000 y 125 000 años.

Ambiente de formación: Se interpreta que se originó como un depósito hiperconcentrado hasta un *debris flow* (Campo II, 1997).

Antecedentes: Madrigal (1970) la definió. Campo II (1997) y Campo II (1998) la describen nuevamente, pues no había sido mencionada en las síntesis estratigráficas que se realizaron en los años 80's e inicios de los 90's. Marshsall (2000) presenta un análisis tectónico con base en un cartografiado y dataciones radiométricas.

TERRAZAS ALUVIALES HOLOCÉNICAS

Existen varios niveles de terrazas de deposición fluvial, presumiblemente holocenas en los márgenes del río Barranca, que se encuentran unos 80 m por encima del nivel actual del río. Esto demuestra un rejuvenecimiento reciente de la red fluvial. Los clastos son desde centimétricos hasta métricos, en general con contacto de clastos, cuya constitución es predominantemente de las lavas del Grupo Aguacate. Estas terrazas fueron cartografiadas por Marshall (2000).

ALUVIONES Y MANGLARES

Depósitos aluviales extensos se formaron en las desembocaduras de los ríos Barranca y Jesús María, que en sus puntos más cercanos a la costa forman manglares de varios kilómetros cuadrados de extensión, como el de Mata de Limón.

DESCRIPCIONES ESTRUCTURALES

Falla Barranca: Se compone de una falla principal que se descompone en dos ramales, una muy rectilínea con rumbo N40°E y otra curva, cuya traza llega a ser N70°E, que pasa ligeramente al norte de la ciudad de Esparza. Aparece cartografiada desde el mapa de Dóndoli *et al.* (1968). Madrigal (1970) escribió: “La falla del Barranca se hace notoria al observar la interrupción en la secuencia de los sedimentos a uno y otro lado del puente de la Carretera Interamericana.” Al NE de esta falla se encuentran las tierras bajas de Barranca, la barra arenosa de Puntarenas y prácticamente no vuelve a aflorar la Formación Punta Carballo. Fisher *et al.* (1998) indican un movimiento vertical en que el bloque noroeste baja con respecto al sureste. Denyer *et al.* (2003) le dan un movimiento sinistral. Los mecanismos focales presentados por Marshall (2000) sugieren un movimiento transtensivo y se considera una falla cuaternaria (Denyer *et al.*, 2003).

Falla Jesús María: Se compone de dos trazas, una con rumbo N45°E, que se ramifica en otra

N60E. La falla Jesús María es trazada por Madrigal (1970). Marshall *et al.* (2003) y Denyer *et al.* (2003) indican un movimiento vertical, en que el bloque SE baja con respecto al NE. Destaca el hecho de que los afloramientos del Miembro Mata de Limón terminan abruptamente al sureste de la falla, en donde se ha desarrollado el estero Tivives. Es una falla cuaternaria (Denyer *et al.*, 2003).

Falla Tárcoles: Su rumbo varía de N40°E a N55°E. Aparece desde el mapa DGMP (1963). Tiene un movimiento sinistral (Denyer *et al.*, 2003), lo cual se puede comprobar con estrías horizontales que se observan en un tajo abandonado (478,2/207,5), que es la localidad tipo de la Formación Tigre. Marshall (2000) indica un movimiento vertical, en que el bloque NW baja con respecto al SE, lo cual deja un *graben* con la falla Jesús María, por donde fluyó la Formación Tivives, por lo que se le llama el *graben* de Tivives. Es una falla cuaternaria (Denyer *et al.*, 2003).

Falla Turrubares: Es una falla de rumbo N10°E. Es ubicada por Marshsall (2000), quien indica un movimiento vertical, en que el bloque W baja con respecto al E. Según W. Montero (com. oral, 2003) es una falla muy importante.

Fallas normales en el *graben* de Tivives: Seis fallas con rumbo principalmente NE son trazadas entre las fallas Jesús María y Tárcoles. Tienen movimientos verticales, como lo determinó Marshall (2000), con base en la cartografía de terrazas cuaternarias.

Horst de Barranca: Entre las fallas Barranca y Jesús María quedó un alto estructural que es justamente donde están las mejores exposiciones de la Formación Punta Carballo. En este bloque se nota una compresión con dirección NE-SW, que, puede haber estado relacionada con el evento tectónico mencionado por Denyer & Arias (1991), el cual debe haber ocurrido en el rango entre el Mioceno Superior Terminal y el inicio del Plioceno. Esto con base en Denyer & Arias (1991) y la datación que presenta Marshall (2000, muestra CR94-13) de Grifo Alto, que dio $5,01 \pm 0,11$ Ma y, Grifo Alto se depositó después de la compresión.

Fallas del horst de Barranca: Se trazaron cinco fallas. Dos fallas con rumbos N60°W y N50°W. Madrigal (1970) las había cartografiado y consideraba que formaban el pilar de Artieda. Sin embargo, por lo menos en el caso de la falla Artieda, se concluyó que es una falla inversa de alto ángulo. Otras tres fallas son de desplazamiento de rumbo con rumbos N50°E (sinistral), N83°E (dextral) y N87°E (dextral). Esta última presenta estrías visibles y una zona de falla de 10 m, donde en el acantilado norte del playa Icaco ocurren frecuentemente derrumbes.

Pliegues del horst de Barranca: Son tres sinclinales y cuatro anticlinales, todos pliegues suaves y abiertos de rumbo N40°W a N50°W. El anticlinal y sinclinal que se localizan más al norte ya habían sido cartografiados por Madrigal (1970). El sinclinal Caldera presenta la particularidad de ser buzante al NW, por lo que el Miembro Mata de Limón bordea los afloramientos del Miembro Roca Carballo. Dos pliegues menores entre puerto Caldera y Tivives explican el afloramiento tan extendido en el acantilado.

AGRADECIMIENTOS

A M. Ibaraki (Universidad Shizuoka, Japón) por clasificar los foraminíferos y determinar las edades. Este trabajo es resultado del proyecto de investigación 113-90-071: "Análisis geoestructural comparado de Costa Rica".

REFERENCIAS

- ALFARO, A. 1913: Rocas volcánicas de Costa Rica.- Bol. de Fomento, 3(8): 549-555.
- ALVARADO, G.E., 2000. Los volcanes de Costa Rica: Su geología, historia y riqueza natural. - 269 págs. EUNED (2da edición), San José.
- ALVARADO, G.A., KUSSMAUL, S., CHIESA, S., GILLOT, P.-Y., APPEL, H., WÖRNER, G. & RUNDLE C., 1992: Cuadro cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones K-Ar y U-Th. - J. South Amer. Sci 6(3): 151-168.
- AMANN, H., 1993: Randmarine und terrestrische Ablagerungsräume des neofenen Inselbogen-systems in Costa Rica. - Profil, 4:1-161.
- AMOS, S., 1994: International stratigraphic guide [2da edición]. - 214 págs. Geol. Soc. America, Boulder, Colorado.
- ATTWOOD, G., 1882: On the geology of part of Costa Rica. - Quart. J. Geol. Soc. London, 38: 328-340.
- BAXTER, S., 1975: Geología de una parte de las hojas Esparta y Tivives. - 22 págs. Univ. Costa Rica, San José [Inf. Campaña Geológica].
- BAXTER, S., 1976: Estudio geológico de las formaciones Mata de Limón y Punta Carballo. - 66 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- CAMPO II, 1997: Propuesta estratigráfica para la Formación Punta Carballo (Mioceno) y su relación con la cobertura volcánica (Plio-Pleistoceno), Pacífico Central, Costa Rica. - 32 págs. Univ. Costa Rica, San José [Informe del curso Geología de Campo II].
- CAMPO II, 1998: Estratigrafía de las formaciones Plio-pleistocénicas de la hoja Barranca, Puntarenas, Costa Rica. - 39 págs. Univ. Costa Rica, San José [Informe del curso Geología de Campo II].
- CASTILLO, R., 1969: Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, Costa Rica. - 40 págs. Informe MEIC, Costa Rica [Inf. interno].
- CROSBY, I., 1945: Geología del cañón del río Virilla, en la meseta central occidental de Costa Rica. - Dpto. Nal. Agricultura, Bol. Técnico 49: 1-19.
- DENGO, G., 1961: Notas sobre la geología de la parte central del litoral pacífico de Costa Rica. - Inf. Semestral IGN, 2: 43-63.
- DENGO, G., 1962: Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. - 112 págs. Inst. Geogr. Nac. San José.
- DENGO, G. & CHAVERRI, G., 1951: Reseña geológica del la región sudoeste de la Meseta Central de Costa Rica. - Rev. Univ. Costa Rica, 5: 313-326.
- DENYER, P. & ARIAS, O., 1991: Estratigrafía de la región central de Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, 12: 1-59.

- DENYER, P., MONTERO, W., SOTO, G., QUESADA, A., LEANDRO, L., PÉREZ, C. & RODRÍGUEZ, D., 1987: Geología y tectónica de la margen oriental del golfo de Nicoya, Costa Rica. - *Ciencia y Tecnología*, 11(2): 17-31.
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G.E. 2003: Atlas tectónico de Costa Rica. - 79 págs. Ed. Universidad de Costa Rica, San José.
- ECHANDI, E., 1981: Unidades volcánicas de la vertiente norte de la cuenca del río Virilla. - 123 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- FERNÁNDEZ, M., 1968: Las unidades hidrogeológicas y los manantiales de la vertiente norte de la cuenca del río Virilla. - *Bol. Téc. MAG*, 27:1-44.
- FISCHER, R., 1981: El desarrollo paleogeográfico del Mioceno de Costa Rica. - *Anais II Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Porto Alegre, Abril 1981: 565-579.
- FISCHER, R. & AGUILAR, T., 1995: La asociación bentónica del bivalvo miocénico *Nuculana fundationis*: índice de condiciones desaeróbicas en sedimentos clásticos finos. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 18: 65-76.
- FISHER, D.M., GARDNER, T.W., MARSHALL, J.S., & MONTERO, W., 1994: Kinematics associated with late Cenozoic deformation in central Costa Rica: Western boundary of the Panama microplate. - *Geology*, 22: 263-266.
- FISHER, D.M.; GARDNER, T.W., MARSHALL, J.S., SAK, P.B. & PROTTI, M., 1998: Effect of subduction sea-floor roughness on fore-arc kinematics, pacific coast, Costa Rica. - *Geology*, 26(5): 467-470.
- GANS, P.B., ALVARADO-INDUNI, G., PEREZ, W., MACMILLAN, I. & CALVERT, A., 2003: Neogene evolution of the Costa Rican arc and development of the Cordillera Central. - *Geol. Soc. Am. 99th Annual Meeting*, April 1-3, Abstracts with programs.
- HASS, O., 1942: Miocene molluscs from Costa Rica. - *J. Paleontology*, 16(3) 302-316.
- HOFFSTTETER, R., DENGGO, G., & WEYL, R., 1960: Costa Rica. - En: HOFFSTTETER, R.: *Léxique stratigraphique international Fas. 2a: Amérique Centrale*: 227-306.
- KUIJPERS, E., 1979: Análisis sedimentológico de la Formación Punta Carballo (Mioceno), Costa Rica. - *Informe Semestral IGN*, 2: 77-94.
- KUIJPERS, E., 1980: The geologic history of the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, and its geotectonic significance. - *Tectonophysics*, 68: 233-255.
- KUSSMAUL, S. & SPRECHMANN, P., 1982: Estratigrafía de Costa Rica (América Central) II: Unidades litoestratigráficas ígneas. - *V Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires, Argentina, Actas I: 73-79.
- LAURITO, C., 1988a: Análisis sedimentológico de las formaciones El Fraile, en la costa suroeste de Nicaragua, Carmen y Punta Carballo, en la costa pacífica de Costa Rica. - 117 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- LAURITO, C., 1988b. Sinopsis de la estratigrafía de la cuenca Barranca-Herradura y el promontorio de Herradura. Provincia de Puntarenas, Costa Rica. - *Brenesia*, 29: 21-32.
- MADRIGAL, R., 1970: Geología del mapa básico "Barranca", Costa Rica. - *Inf. Téc. y Notas Geológicas*, Dir. Geol. Minas y Petróleo 9(37):1-59.
- MALAVASSI, E., 1967: Informe geológico de la hoja Candelaria. - 16 págs. MEIC, San José [Inf. Interno].
- MALAVASSI, E. & MADRIGAL, R., 1965: Mapa geológico de la hoja Candelaria. - 16 págs. DGMP, San José [Inf. interno].
- McDONALD, D., 1920/1921: Informe final geológico y geográfico de Costa Rica. - *Revista de Costa Rica* 2: 28-32, 50-57, 106-111, 139-148.
- MARSHALL, J., 2000: Active tectonics and Quaternary landscape evolution across the western Panama block, Costa Rica, Central America. - 304 págs. Pennsylvania State Univ. [Ph.D. Thesis].
- MARSHALL, J.S., IDELMAN, B.D., GARDNER, T.W. & FISHER, D.M., 2003: Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America. - *Geology*, 31(5): 419-422.
- PÉREZ, W., 2000: Vulcanología y petroquímica del evento ignimbrítico del Pleistoceno Medio (0,33 M.a.) del Calle Central de Costa Rica. - 170 págs. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].

- ROMANES, 1912: Geology of part of Costa Rica. - The Quarterly J. Geol. Soc. London, 68:103-139.
- SCHAUFELBERGER, P., 1931: Apuntes de geología 3: sobre cráteres parásitos del macizo volcánico. - Estudios, 3:1-3.
- SPRECHMANN, P, ASTORGA, A., CALVO, C. & FERNÁNDEZ, A., 1994: Stratigraphic chart of the sedimentary basins of Costa Rica, Central America. - Profil, 7:427-433.
- VOGEL, T.A., PATIÑO, L.C., ALVARADO, G.E. & GANS, P.B. [en prensa]: Silicic ignimbrites within the Costa Rican volcanic front: evidence for the formation of continental crust. - Earth Planet. Sci. Letters.
- WILLIAMS, H., 1952: Volcanic history of the Meseta Occidental, Costa Rica. - Univ. Calif. Publ. Sci. 29(4): 145-180.
- WOODRING, W.P., 1978: Distribution of Tertiary marine molluscon faunas in southern Central America and northern South America. - Bol. Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros. 101: 153-166.