

Estratigrafía volcánica

VOLCANO - ESTRATIGRAFÍA ASOCIADA AL CAMPO DE DOMOS DE CAÑAS DULCES, GUANACASTE, COSTA RICA

Natalia Zamora*, Joanna Méndez, Marco Barahona & Linda Sjöbohm

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

* Autora para correspondencia: n_zamora@costarricense.cr

(Recibido 31/01/03; aceptado 02/07/03)

ABSTRACT: A geovolcanic mapping and a stratigraphic sequence interpretation of the volcanic products related to a calderic complex, located at the SW of the Rincón de la Vieja volcano, are presented. Sixteen main lithostratigraphic units were recognized with a Paleocene to Miocene basement of hydrothermalized sedimentary rocks. During the Pliocene, the Alcántaro volcanic system emerged; small calderas (Guachipelín) and ignimbrite deposits were formed. An extended fluviolacustrine sequence (> 96 km²) with a strong volcanic influence and diatomite deposits represent the sediments of an ancient lake originated within the Alcántaro-Guachipelín caldera. Four phases of evolution of the volcanic and lacustrine deposits can be distinguished: 1) Formation of the caldera and the Alcántaro ignimbrite deposit facies, 2) migration of the activity to the SE, 3) formation of the Guachipelín caldera, and 4) most of the caldera was reactivated and the pericalderic and intracalderic dacite-rhyolitic domes were formed. Later on, the present Rincón de la Vieja volcano was originated. A series of debris flows and debris avalanches coming from the Rincón de la Vieja and Cacao volcanoes covered the NW part of the study area. About 3500 years ago a subplinian layer, erupted from the Rincón de la Vieja volcano, covered the topography.

Keywords: Domes, ignimbrites, lavas, Cañas Dulces, stratigraphy, calderas, Rincón de la Vieja.

RESUMEN: Se realizó un mapeo geovolcanológico e interpretación de la sucesión estratigráfica de los productos volcánicos relacionados con un complejo caldérico festoneado, localizado al suroeste del volcán Rincón de la Vieja. Se reconocieron 16 unidades principales, siendo las más antiguas, rocas sedimentarias hidrotermalizadas del Paleoceno-Mioceno. Durante el Plioceno emerge el sistema volcánico de Alcántaro, representado por lavas e ignimbritas. Además, se reconocieron calderas menores (Guachipelín) y productos ignimbriticos. Una secuencia extensa (> 96 km²) de depósitos fluvio-lacustres con fuerte influencia volcánica y depósitos de tierras de diatomeas, representa la colmatación de un lago en la parte interna de la caldera Alcántaro - Guachipelín. Cuatro fases de evolución de la caldera explican la formación de depósitos volcánicos y lacustres: 1) subsistencia de la caldera y depositación de las ignimbritas de Alcántaro, 2) migración de la actividad al SE, 3) formación de la caldera Guachipelín, y 4) extrusión de domos dacíticos a riolíticos peri-caldéricos e intra-caldéricos. Posteriormente, durante el Pleistoceno Medio, se desarrolla el actual macizo volcánico Rincón de la Vieja. Finalmente, se da una serie de flujos y avalanchas de detritos provenientes del Rincón de la Vieja y del volcán Cacao, que cubren la parte NW de la zona de estudio. Una capa subpliniana de caída de unos 3500 años de edad cubre parcialmente la zona.

Palabras clave: Domos, ignimbritas, lavas, Cañas Dulces, estratigrafía, calderas, Rincón de la Vieja.

INTRODUCCIÓN

Debido a la importancia que ha adquirido la búsqueda de nuevos recursos energéticos, el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) ha realizado estudios para la identificación de prospectos geotérmicos. Con el apoyo de esta institución se realizó en el 2001 un estudio geológico en detalle que cubre un área de 176,5 km² en el flanco suroeste del complejo volcánico Rincón de la Vieja, cerca de las poblaciones de Cañas Dulces y Curubandé, provincia de Guanacaste. Los resultados fueron compilados en un informe interno (Barahona *et al.*, 2001). El presente trabajo sintetiza dichos resultados. Se describen las características principales de cada formación o unidad informal y su sucesión estratigráfica. Mediante el mapeo se lograron identificar diferentes estructuras y depósitos relacionados con eventos de tipo caldérico (intra y extra caldera), presencia de domos intracaldéricos y pericaldéricos, fallas y, además, productos epiclásticos relacionados (Fig. 1). El principal objetivo de este trabajo es hacer una reconstrucción e interpretación geológica y volcano-estructural de la caldera al pie del complejo volcánico Rincón de la Vieja.

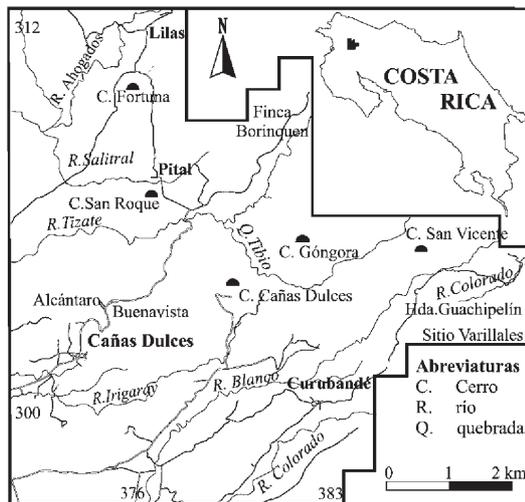


Fig. 1: Ubicación de la zona de estudio.

ANTECEDENTES

Las primeras menciones del área fueron realizadas por Segura (1945), que describe las diatomeas lacustres de los alrededores de Quebrada Grande y los domos de Cañas Dulces. Dóndoli (1950) estudia la geología de Liberia y alrededores. Dengo (1962a) dividió las rocas de la cordillera y la Meseta Volcánica de Santa Rosa en tres formaciones: Bagaces, sobreyacida por las tobas de la Formación Liberia y las rocas volcánicas (en su mayoría andesitas) en los flancos de los volcanes. Mainieri (1975) realiza el primer mapeo y dataciones del área; Salazar (1978) describe los depósitos de diatomita; Tournon (1984) y Bellon & Tournon (1978) describen los domos, flujos ignimbríticos y edades. Chiesa *et al.* (1987) y Mora (1988) aportan por primera vez una serie de levantamientos estratigráficos de detalle y un cuadro sinóptico tefroestratigráfico, indicando el origen de las ignimbritas en el volcán Miravalles, donde escarpes de caldera engloban una gran porción del volcán actual. Lesinsky *et al.* (1997) describen las manifestaciones geotermales y alineamientos (NW) en la base del Rincón de la Vieja. Quesada (1989), con base en su estudio geológico y geofísico, determina que ese alineamiento NW coincide con una falla paralela al frente volcánico, que subyace y conecta las manifestaciones geotermales. Kempter (1997) realizó un estudio más detallado de la geología perivolcánica y la cúpide del Rincón de la Vieja.

ESTRATIGRAFÍA LOCAL

La estratigrafía en el flanco SW del volcán Rincón de la Vieja se ha dividido en 16 unidades que son descritas de la más antigua a la más joven (Figs. 2 y 3).

Unidad sedimentaria hidrotermalizada Loma Madroñal (Hi_M)

El único afloramiento es la Loma Madroñal (0,6 km²) al norte de la zona de estudio (Fig. 2), donde aflora la secuencia basal, con un espesor de 30 m. La parte inferior consiste de

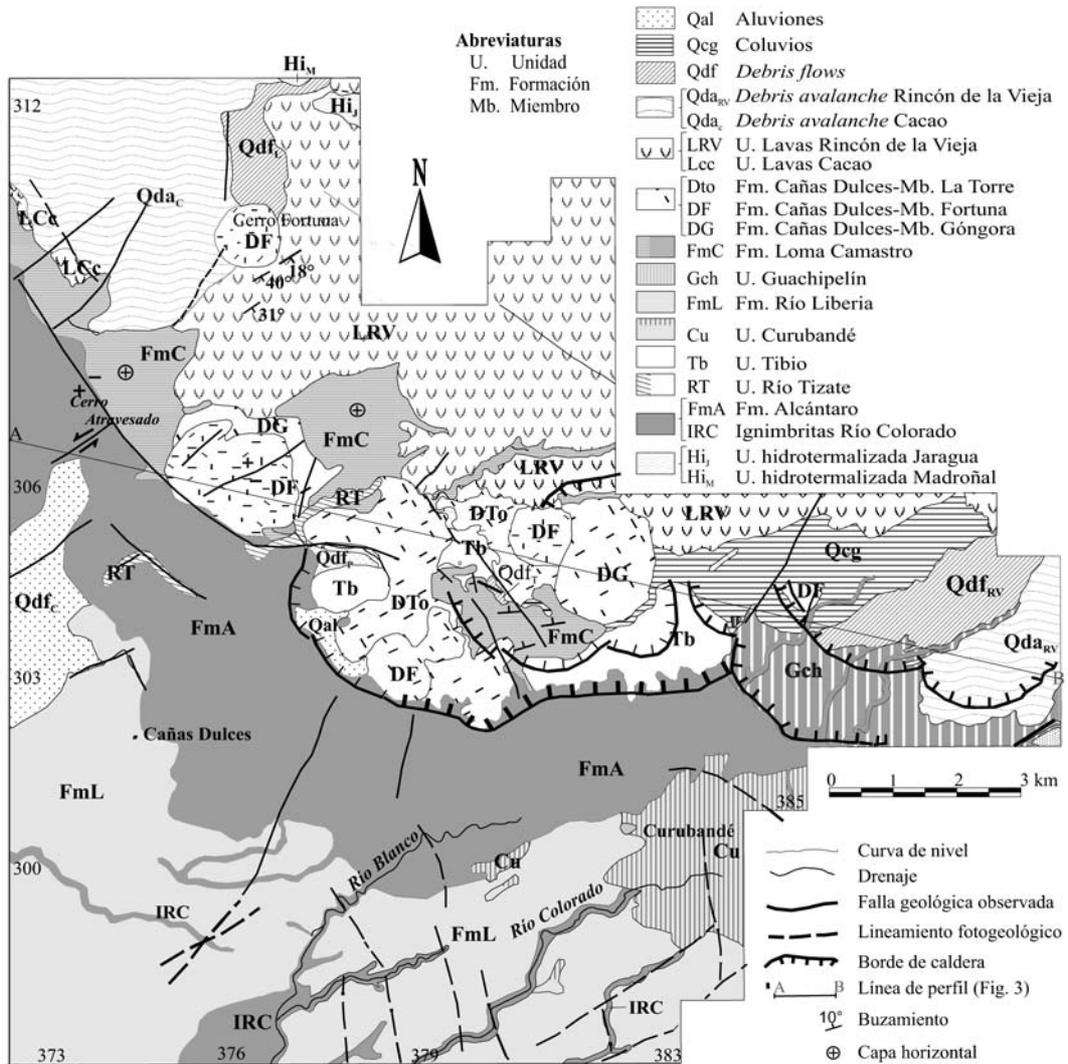


Fig. 2: Mapa geológico (simplificado de Barahona *et al.*, 2001).

areniscas y lutitas meteorizadas (no hidrotermalizadas), que presentan estratificación centimétrica (30 cm). Las areniscas son medias a gruesas y las lutitas son grises sin laminación. En la parte superior afloran brechas silicificadas, con fragmentos lávicos y pómez. Exhiben formas que sugieren plegamiento y estratificación, así como estructuras laminadas dentro de la parte silicificada.

La unidad está sobreyacida disconformemente por las secuencias lacustres que se

encuentran localmente silicificadas y por las lavas más recientes del Rincón de la Vieja. Por estar muy alterada, resulta difícil determinar una correlación. Los foraminíferos planctónicos *Globorotalia*, encontrados por los geólogos de TC&A S.A. en el flanco noroeste del cerro, han sido atribuidos al Miembro Zapotal (Formación Descartes, *sensu* Astorga, 1987) de origen turbidítico, con una edad Paleoceno Superior-Eoceno Inferior (T. Aguilar, com. escrita, 1996).

Unidad hidrotermalizada Loma Jaragua (Hi₁)

El mejor afloramiento, con un espesor de 100 m, se encuentra a lo largo de Loma Jaragua en Lilas (Fig. 2). Se interpreta como una ventana tectónica, por una falla que levantó el área, en contacto con las lavas del Rincón de la Vieja. Es una secuencia muy hidrotermalizada con estratificación decimétrica y centimétrica (hasta 25 cm) no continua, constituida por epiclastos (pómez de 3 - 4 cm, líticos hidrotermalizados, plagioclasas), con icnofósiles *Giroolithes* (con rangos del Jurásico al Terciario) que son perforaciones, probablemente realizados por Decapada que indican un ambiente marino somero. Se le ha asignado una edad relativa del Mioceno Medio (T. Aguilar, com. escrita, 1998).

Se caracteriza por presentar vetas de sílice de 2 cm con rumbo de N40°W. En la base de los cerros Jaragua y Pedernales se observan coluvios recientes con una matriz anaranjada y rojiza.

Formación Alcántaro (FmA)

Descrita originalmente por Kempter (1997) como lavas silíceas, densas, de tonos morados a grises sobreyacidas por ignimbritas soldadas con un contenido de plagioclasas y piroxenos mayor al de las lavas. En la zona de estudio, esta formación corresponde con la unidad volcánica más antigua y presenta localmente depósitos lacustres y epiclásticos asociados.

Sobreyace a las unidades hidrotermalizadas Loma Jaragua y Madroñal y está sobreyacida por las formaciones Curubandé y Río Liberia. La edad podría ser pliocena (aproximadamente 2 Ma). Los análisis químicos muestran una composición dacítica para las lavas e ignimbritas (Funaioli & Rossi, 1991).

La forma arqueada de los bordes morfológicos, con laderas suaves hacia el sector oeste, sugieren su origen a partir del colapso caldérico de un antiguo edificio volcánico (paleovolcán Alcántaro), ubicado donde actualmente yace el campo de domos Cañas Dulces.

Debido a su heterogeneidad volcano-sedimentaria, se han clasificado varios eventos

ignimbríticos y de coladas de lava, que se desarrollaron casi simultáneamente:

Ignimbritas Río Colorado

Descrita por Kempter (1997) como Toba Río Colorado, compuestas por depósitos de flujos piroclásticos soldados con tonalidades gris-morado en superficie sana y café rojizo en superficie meteorizada. Posee 10% de plagioclasas, 15% de fiammes de < 2 cm de longitud y 5% de líticos alterados dentro de una matriz vidriosa. Los espesores máximos (15 m aproximadamente) se observan en la quebrada Escobio (297,2 N/381,8 E) y río Blanco. Se encuentran interdigitadas entre las lavas bandeadas (gris-rojizas) de las Lavas e Ignimbritas Alcántaro. En el sur de la zona de estudio están sobreyacidas por la Formación Río Liberia.

Fluviolacustre Quebrada Cielo

Depósitos epiclásticos y fluviolacustres aflorantes en cortes verticales de la quebrada Cielo y río Tizate, principalmente en sus secciones superiores. Están constituidos por tobitas finas a medias, de tonalidades crema verdoso a amarillento, con laminación paralela planar discontinua y buena selección, así como fragmentos de pómez subangulares a redondeados y clastos líticos subredondeados que alcanzan un tamaño máximo de 2 mm. Exponen una secuencia cuyo grano se afina hacia el techo. El transporte de los epiclastos fue aluvial y su depositación ocurrió en un ambiente continental lacustrino. Estas facies poseen un espesor aproximado de 4,5 m y se encuentran sobreyacidas por las Lavas e Ignimbritas Alcántaro.

Lavas e Ignimbritas Alcántaro

Lavas: Se distinguen dos principales tipos de lavas:

1. Lavas vítreas negras con textura perlítica, generalmente masiva, en menor cantidad con lajeamiento incipiente y bandeamiento milimétrico en superficies meteorizadas. Contienen fenocristales de plagioclasas, ortopiroxenos, clinopiroxenos y trazas de magnetita.

2. Lavas gris-rojizas con vesículas orientadas (litofisas), parcialmente rellenas de cristobalita-tridimita y bandeamiento con suaves ondulaciones de orden centimétrico a decimétrico, lo cual evidencia buzamiento primario. Poseen una matriz vidriosa, hialopilitica con fenocristales de plagioclasas arcillitizadas, clinopiroxenos, ortopiroxenos y magnetita.

Ignimbritas: Se encuentran en la sección superior, cubriendo a las lavas y presentando grandes cambios laterales, motivo por el cual se caracterizan dos tipos:

1. Ignimbrita negra de aspecto lávico y bajo porcentaje de líticos. Posee un 65% de esquirlas de vidrio (*shards*) y fiammes < 1 cm.
2. Ignimbrita violeta que meteoriza a tonalidades naranja. Contiene 20% de fiammes negros con tamaños ≤ 5 cm, clastos angulares decimétricos, pómez y *shards*. En el río Blanco, se encuentran intercaladas con flujos de pómez, tobas de lapilli y paleosuelos, llegando a alcanzar un espesor máximo observado de 10 m.

Conglomerado Río Blanco

Inicialmente descrito por Kempter (1997) como una facies de lava expuesta en el río Blanco cerca de la población de Curubandé. En su formación depósitos fluviales inconsolidados, agua y sedimentos fueron incorporados a la cola de lava. Sobreyacen discordantemente a las Lavas e Ignimbritas Alcántaro y son sobreyacidos por la Unidad Curubandé. Posee un espesor aproximado de 2 m y se caracteriza por ser un conglomerado brechoso con clastos de lavas de tamaño centimétrico hasta decimétrico. Su principal característica es la silicificación y el fracturamiento tipo rompecabezas de los clastos.

Unidad Curubandé (Cu)

Descrito como ignimbritas andesíticas bien soldadas, gris oscuras y cafés, rojizas cuando se

presentan alteradas, compuestas por escorias negras (12%) y líticos (30%) angulares similares a las lavas de la Formación Alcántaro. El tamaño de las escorias se incrementa hacia el noroeste de Curubandé. En algunas secciones se observan fiammes café inmersos en una matriz de ceniza, plagioclasas y piroxenos. Microscópicamente, presenta un alto contenido vítreo, así como figuras de aplastamiento, minerales fracturados de plagioclasas y clinopiroxenos.

Presenta un espesor que decrece desde 20 m al noreste de Curubandé hasta 10 m al suroeste del pueblo, con una extensión de aproximadamente 22 km² de forma irregular. El estratotipo se localiza en los alrededores del pueblo de Curubandé y se puede observar la roca sana al este del pueblo, sobre el camino que lleva a la Hacienda Guachipelín. Esta unidad sobreyace por medio de una discordancia erosiva a la Formación Alcántaro y es sobreyacida por la Formación Río Liberia. Por su posición estratigráfica y distribución geográfica (Fig.2) se podría ubicar en el límite Plioceno - Pleistoceno (<1,8 Ma) y su origen debió estar asociado con la caldera Alcántaro, ubicada al noreste del pueblo de Curubandé.

Unidad Río Tizate (RT)

Flujo piroclástico crema a blanco, meteorizado verde amarillento. Compuesto de pómez blancas con un diámetro máximo de 10 cm, con plagioclasas y trazas de hornblenda, fragmentos líticos entre 2 a 5 cm de diámetro compuestos por ignimbritas gris claro (con fiammes milimétricos de obsidiana, plagioclasas y líticos ácidos) y lavas rojizas afaníticas porfiríticas (con fenocristales de plagioclasa y piroxenos). La matriz está formada por 70% de ceniza blancuzca, 15% de plagioclasas de 1 a 2 mm de largo, 12% de piroxenos de 2 mm de diámetro y 3% de anfíboles.

La unidad tiene un espesor de 20-25 m. Aflora solamente en el cauce del río Tizate y en la quebrada Pital. El mejor afloramiento, en forma de un escarpe vertical, se presenta en la margen izquierda del río Tizate (306,0 N/377,9 E).

Sobreyace a la Formación Alcántaro en contacto erosivo y es sobreyacida por la Formación Loma Camastro con un contacto neto horizontal. No se tiene clara cuál es la fuente de estos depósitos ya que la mala selección del depósito, la falta de estratificación, concentraciones altas de sólidos y el encauzamiento en los ríos, dificultan su interpretación. Sin embargo, podría estar ligado con flujos piroclásticos generados por un evento caldérico asociado con el volcán Alcántaro, o por un flujo piroclástico local originado en un domo (hace aproximadamente 1,8 Ma).

Unidad Tibio (Tb)

Kempter (1997) incluye estas litologías dentro de lo que denominó Formación Pital. Está compuesta por coladas de lavas columnares y masivas, que presentan hacia la sección superior de la secuencia capas de piroclastos de poco espesor. Las lavas son densas y presentan estructuras, tales como pseudoestratificación, pliegues y estructuras similares a pequeñas coladas. Se dividen en dos tipos: a) en la base, lavas negras, algunas veces rojas hasta verdosas y b) en la parte superior, lavas negras masivas y columnares con fenocristales de plagioclasas (4x3 mm) y piroxenos, dentro de una matriz afanítica negra. Algunas de estas coladas presentan autobrechas con matriz arenosa, mientras que en la parte superior, al meteorizarse, presentan texturas pseudoescoriáceas, pero al partirlas son masivas; los colores de meteorización son rojizos a verdes. La lava del Cerro Mesas es una traquiandesita o andesita de muy alto potasio (Tournon, 1984).

Aflora en las quebradas Tibio y San Antonio y el río Tizate; además, en los cerros al sur de finca La Perla, al este de finca las Brisas, en el

cerro de la finca Aprecio y el Sitio Mesas. Presenta un espesor observado de 40 m, pero por su distribución topográfica se asume aproximadamente de 70 m. Se propone como estratotipo el afloramiento en el cruce del camino Brisas-La Perla con la quebrada Tibio (304,9N/379,9 E). Como hipoestratotipo se asigna el Sitio Mesas y el cerro cercano a la finca Aprecio. El contacto inferior no fue observado, pero se propone que está sobreyaciendo a la Formación Alcántaro y está subyacida inconformemente por la Unidad Curubandé. Su origen no es claro, pues las lavas parecen similares a las lavas antiguas del Rincón de la Vieja, pero por su distribución y relaciones estratigráficas parece estar más ligado a antiguos cuerpos dómicos erosionados. Esto es evidenciado en fotos aéreas, donde se delimitan algunas estructuras antiguas similares a los domos hoy existentes.

Formación Río Liberia

Originalmente llamada “toba blanca” por Dóndoli (1950), Formación Liberia por Dengo (1962b) y Río Liberia por Chiesa (1991). Chiesa *et al.* (1992), subdividen la Formación Liberia (sensu Dengo, 1962b), en Formación Río Liberia y en Formación Guayabo. Se caracteriza por presentar intercalaciones de depósitos de caída, flujos y oleadas piroclásticas, que presentan una matriz tobácea poco a moderadamente compactada, con abundante vidrio volcánico triturado (*shards*), pómez y minerales primarios como cuarzo, plagioclasas, biotita y anfíbol.

Toba con anfíbol

Barahona *et al.* (2001) hacen referencia a una toba pumícea verdosa, rica en anfíbol, que se

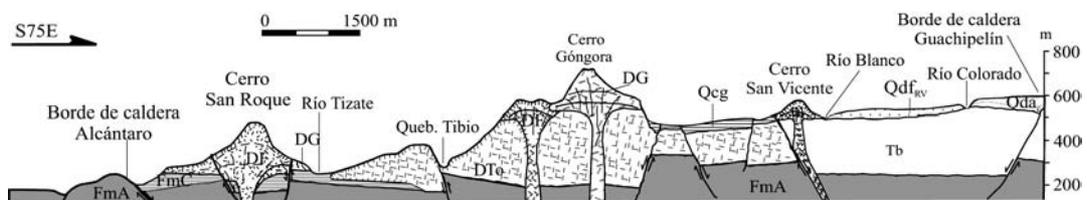


Fig. 3: Perfil geológico a través de la zona de estudio.

presenta en la sección inferior de la formación. Constituye una alternancia de capas de caída y flujos piroclásticos de tonalidades verdes y amarillentos; con un grado de compactación relativamente bajo, la cual alcanza su máximo espesor de 4 m, en la localidad de Curubandé y espesores mínimos de 0,5 m hacia el sur. Compuesta por un 15 – 20% de pómez blancuzcas (15x10 cm de diámetro), 25% de fragmentos líticos en su mayoría de lavas andesíticas y cumulitos con tamaños que varían desde milimétricos hasta centimétricos, 10 – 15% por cristales de plagioclasa, cuarzo y magnetita, con tamaños <3 mm, 10% cristales de anfíboles dentro de una matriz tobácea generalmente blancuzca o rosada, la cual ocupa un 55 – 60%.

Toba con biotita

Sus características son muy similares a la anterior y lo que varía es el contenido de anfíboles

y biotita. Se caracteriza por ser un depósito caótico que presenta una alternancia de capas de caída, con laminación paralela, muy friable, las cuales pueden ser observadas en un tajo carretera al cerro Torre (Fig. 4) y capas de flujos masivos moderadamente compactados; compuestos por vidrio pardo (60%), plagioclasa (5%), cuarzo corroído (5%), hornblenda verde (3%), biotita hidroxilizada (7%), vesículas (8%) y 12% de pómez con textura fibrosa.

Las capas de caída, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas (Fig. 4) se presentan separadas por contactos netos y no se observan paleosuelos o superficies erosionadas, lo cual evidencia un carácter intermitente del periodo eruptivo.

En el sur del área sobryace discordante a la Ignimbrita Río Colorado, al noreste a la Unidad Curubandé, al suroeste y al norte sobryace disconformemente a la Formación Alcántaro en contacto con un paleosuelo bien desarrollado. Al

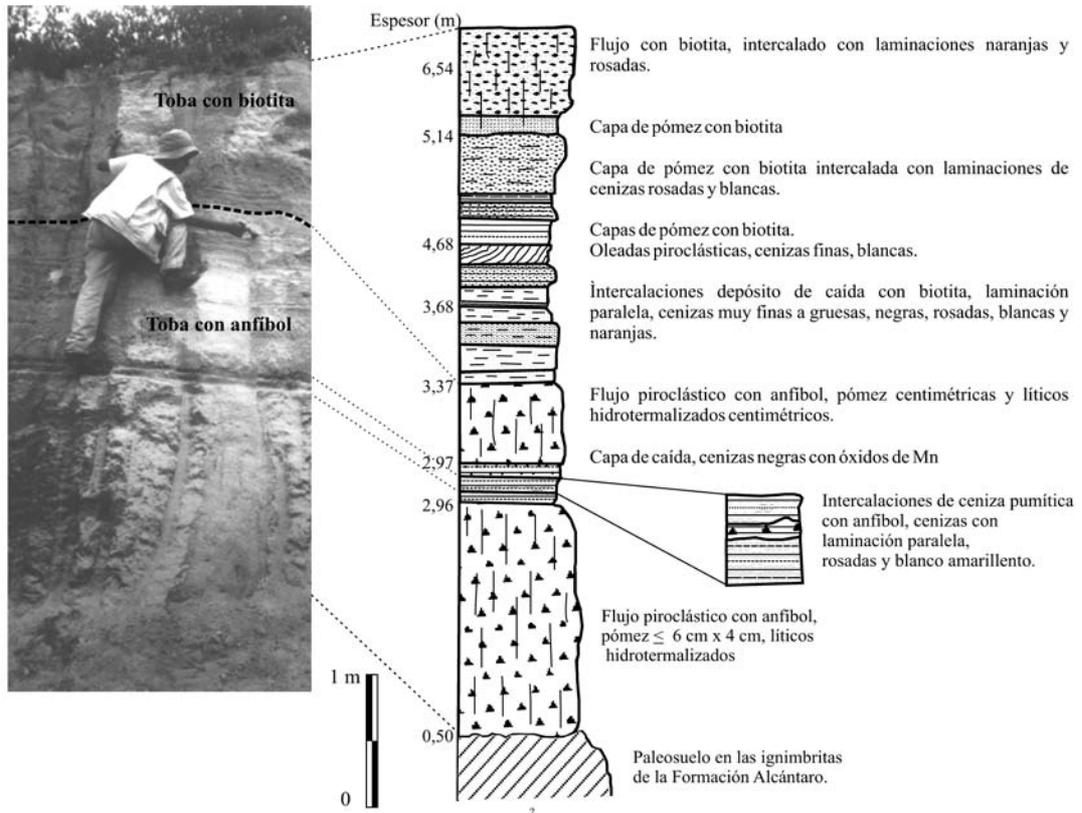


Fig. 4: Sección litológica de la Formación Río Liberia realizada en un tajo, cerca del cerro Torre. Coordenadas 298,6N - 376,45E.

noroeste del área es sobreyacida por depósitos caóticos de *debris flow* (Subunidad Congo) y hacia el sureste, en la margen izquierda del río Negro, por la Unidad Guachipelín.

Alvarado *et al.* (1992) y Gillot *et al.* (1994), basados en dataciones K–Ar, le asignan una edad de $1,6 \pm 0,2$ Ma. Deno (1962b) plantea que esta formación proviene de las faldas del Rincón de la Vieja evidenciado por la forma y distribución de los depósitos. Chiesa (1991), Funnaioli & Rossi (1991) y Kempter (1997) le asignan un origen relacionado con una caldera ubicada en el área de los domos de Cañas Dulces (Fig. 5). En perforaciones realizadas por el Instituto Costarricense de Electricidad se ha encontrado una toba biotítica con espesores de más de 100 m, que se puede interpretar como un depósito intracaldérico (Fig. 5) y que indica que estos y otros flujos rellenaron la caldera.

Unidad Guachipelín (Gch)

Kempter (1997) describe esta unidad como tres flujos de ignimbritas pobremente soldadas,

interpretando estos materiales como relleno de caldera. Está constituida principalmente por depósitos de caída, flujos y oleadas piroclásticas, las cuales se han dividido en cuatro facies:

Flujos de pómez

Se presentan muchas veces alterados con tonalidades amarillentas; constituidos principalmente por pómez ($\phi_{\max} = 1,5$ cm), dispuestos en una matriz de ceniza media a fina, con alto grado de meteorización, formando comúnmente capas de suelo rojizas y anaranjadas. Estas facies se observan subyaciendo y algunas veces interdigitadas con las facies de caída. El flujo de pómez sobreyace de forma concordante a la Formación Alcántaro y a la Formación Río Liberia (no se observó el contacto) y es sobreyacido disconformemente por las unidades de *debris flow* Guachipelín y *debris avalanche* del Rincón de la Vieja. Su origen se considera ligado a la actividad explosiva periódica, con varios pulsos eruptivos, asociados con la formación del campo de Domo Cañas Dulces.

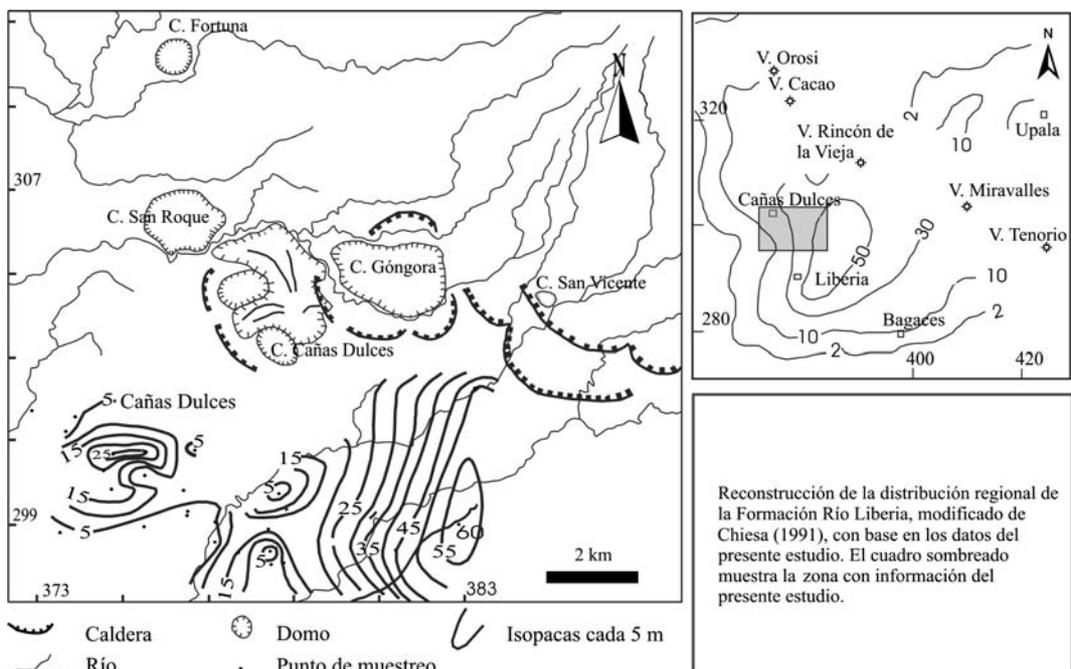


Fig. 5: Isopacas realizadas para la Formación Río Liberia en la zona de estudio.

Facies de caída

Tobas blancas que meteorizan a gris rojizo, estratificadas hasta masivas, constituida por un 40% de pómez ($\phi_{\max} = 2$ cm) poco alterados y cristales de plagioclasas, cuarzo y bajo contenido de anfíboles (< 5%), dentro de una matriz de ceniza (35%). En algunos sectores estas facies presentan lapilli acrecional y un aumento en el porcentaje de matriz.

Facies de flujos piroclásticos

Constituidos por una matriz idéntica a las facies de caída, con pómez ($\phi_{\max} = 15$ cm, 30%) y un 15% de líticos no juveniles, andesíticos ($\leq 60 \times 35$ cm), de ignimbritas y lavas similares a los domos (dacitas). El gran tamaño de los clastos líticos sugiere que la fuente fue cercana al campo dómico, especialmente vinculado al domo del Cerro San Vicente y al sector de las lavas columnares del sitio Mesas. Estas facies se encuentran sobreyaciendo a las facies de caída y a veces se encuentran interdigitadas.

Facies de oleadas

Son afloramientos locales, constituidos por depósitos delgados (40 cm) de ceniza volcánica con laminación milimétrica a centimétrica, paralela hasta cruzada con un bajo porcentaje de líticos y algunas pómez ($\phi_{\max} = 1$ cm). Están asociadas con los depósitos de flujos de pómez y flujos piroclásticos.

El espesor de la Unidad Guachipelín es de 75 m, donde las facies de caída presentan entre 2 y 3 m de espesor, las de flujos entre 15 a 20 m y los flujos de pómez hasta 50 m en el río Colorado, con un aspecto masivo y mal seleccionados.

Anteriormente, a esta unidad se le correlacionaba con la Formación Guayabo; sin embargo, dado el porcentaje y gran tamaño de los líticos parece confirmar su relación con el campo dómico y con la formación de la caldera Guachipelín. Su edad se considera como pleistocena.

Formación Loma Camastro

El primero en referirse a los depósitos de esta formación e identificar los fósiles de diatomeas

fue Segura (1945). Salazar (1978) indica que la diatomita es de ambiente lacustre de acuerdo con la presencia de diatomeas del género *Gomphonema* y *Epithemia*.

Esta formación está constituida por alternancias de sedimentos epiclásticos consolidados, lutitas, areniscas finas, medias y gruesas, conglomerados y brechas; en algunos casos con presencia de materia orgánica. Los depósitos epiclásticos se presentan intercalados con horizontes de tierras de diatomeas y depósitos piroclásticos, compuestos principalmente de pómez, biotita, anfíbol y plagioclasas. Se separa en las siguientes facies descriptivas interdigitadas lateralmente:

Depósitos epiclásticos

Facies de lutitas: Lutitas friables, de tonalidad café – grisáceo, que meteorizan a café oscuro y negro. Presentan una granulometría muy fina, con porosidad menor al 5%, cemento silíceo primario y cemento calcáreo secundario (Molina, 1997).

Facies de areniscas: Areniscas estratificadas con laminación milimétrica a decimétrica y una granulometría que varía desde fina hasta gruesa de mala selección, con cristales subangulares a angulares y una porosidad del 30%. En superficie sana es gris oscuro y café, meteorizando a negro y café parduzco. Está compuesta por fragmentos de plagioclasas, piroxenos, pómez, líticos lávicos, cuarzo, anfíbol y biotita.

Facies de conglomerados: Formada por clastos de areniscas finas, café ($\phi_{\max} = 100$ cm), de lavas andesítico basálticas ($\phi_{\max} = 70$ cm), lutitas café ($\phi_{\max} = 50$ cm) e inclusive diatomita ($\phi_{\max} = 200$ cm), dentro de una matriz tobácea con pómez y líticos subredondeados entre 0,5 – 1,5 cm.

Facies de brechas: Formada por clastos ($\phi_{\max} = 7$ cm) de lutita verdosa (silexita) y líticos andesíticos negros ($\phi_{\max} = 0,7$ cm).

Facies de tobitas: Compuesta por cenizas volcánicas finas a medias retrabajadas. En superficie sana son crema-blanco y meteorizan anaranjado y amarillo. Se compone de líticos lávicos y

pómez, con mala selección y una porosidad menor al 5%. En algunos sectores llega a formar ciclos de gradación normal e inversa con laminación milimétrica a centimétrica.

Depósitos de diatomita

Roca blanda de grano fino, blanca en superficie sana que meteoriza a rojizo y café, compuesta por cenizas y diatomeas, con laminación milimétrica continua planar y cruzada, las cuales forman estratos densos de apariencia lutítica, con fractura concoidal. Puede llegar a tener un espesor mayor de 190 m, dato obtenido de la perforación PBr-2 del ICE (coord. 310,63N/381,36E, Fig. 6.). La localidad tipo está en el cerro Loma Camastro (coordenadas 309,1N/373,45E, hoja Curubandé), donde aflora una secuencia de intercalaciones de diatomeas, tobitas, areniscas finas a medias y ruditas (Fig.7).

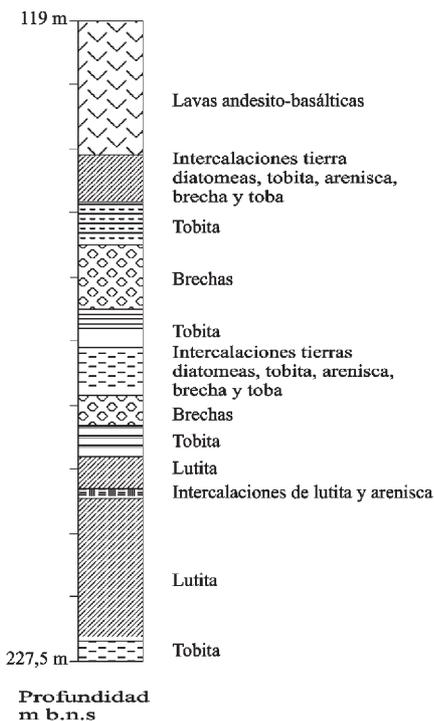


Fig. 6: Pozo PBr-2 del ICE (310,63 N/381,36 E, altura 588 m s.n.m.; Molina, 1997). En esta perforación se encontraron varias capas de tierra de diatomeas de la Formación Loma Camastro. Los primeros 119 m de la perforación fueron desechados, por lo que la información no se pudo incluir. *m b.n.s.= metros bajo el nivel del suelo.

La Formación Loma Camastro se localiza hacia el norte y noreste de la Formación Alcántaro (Fig. 2), cubriendo un área de depositación mayor a 96 km². Sobreyace a la Formación Alcántaro por una discordancia erosiva, de manera disconforme a la Unidad Tibio y en contacto neto con la Formación Río Tizate. Es sobreyacida por contacto erosivo por el flujo piroclástico Góngora, las lavas La Torre y Fortuna de la Formación Cañas Dulces y la Unidad Lavas Rincón de la Vieja y por discordancia erosiva por la Subunidad *Debris Avalanche* Cacao. Su edad es estimada como Pleistoceno Temprano. Su rasgo paleontológico más importante es la presencia de diatomeas, también se encuentran fósiles de gastrópodos, cangrejos de ambiente lacustrino (*Potamo carcinus nicaraguensis*), peces, ranas y hojas, así como horizontes de lutita con abundante materia orgánica como madera e improntas de hojas.



Fig. 7: Sección medida del estratotipo de la Formación Loma Camastro (coordenadas 309,1N/ 373,45E).

La depositación de esta formación se llevó a cabo en un antiguo lago, asociado con la caldera Alcántaro, la cual causó el represamiento de los sistemas de drenaje existentes, generando un espejo de agua con un área cercana o superior al centenar de kilómetros cuadrados. Con base en los rasgos geológicos, se determina que los sedimentos estuvieron sujetos a procesos fluviales, erosivos y de retrabajo, así como precipitación y decantación. Debido al alto aporte terrígeno, se consideran periodos de colmatación, exposición, erosión y nuevamente depositación, evidenciados por la presencia de paleosuelos dentro de las intercalaciones.

Formación Cañas Dulces

Bellon & Tournon (1978) y Chiesa *et al.* (1992) describen los domos como dacitas a riolitas con contenido intermedio a alto de potasio y edad Plioceno–Pleistoceno. Kussmaul & Sprechmann (1982) los describen como Dacitas Fortuna y Kempter (1997), como formación Cañas Dulces. Tournon (1984) analizó una serie de muestras de rocas en el área de estudio, caracterizando el Miembro Fortuna como dacitas a riolitas entre el rango de alto potasio; el Miembro Góngora corresponde con dacitas y Miembro La Torre como andesitas basálticas. Se la subdivide en los siguientes miembros:

Miembro Fortuna (DF)

Buenos afloramientos se encuentran en los cerros Fortuna, Cañas Dulces, Góngora, La Torre, San Roque y San Vicente (Fig. 2). Presentan un espesor mínimo de 70 m en los cerros, aunque en una perforación del ICE realizada en la base del domo Fortuna (310,52N/376,77E), se perforaron dacitas hasta 210 m de profundidad, por lo que se tiene un espesor mínimo de 290 m.

Está compuesto por coladas de lavas dacíticas, masivas, lajeadas o columnares, grises a verdes grisáceos, con fenocristales de plagioclasas y hornblendas, dentro de una matriz gris, con tonalidades gris-rojizo a rojo cuando están alteradas hidrotermalmente, pudiendo llegar a estar

completamente arcillitizada. Petrográficamente corresponden con dacitas, donde las lavas de los cerros Fortuna y San Roque están compuestas por plagioclasas, anfíboles y biotita dentro de una matriz semiesferulítica, mientras las de los cerros Cañas Dulces, Torre, oeste del Góngora y San Vicente están compuestas por plagioclasas, ortopiroxenos, clinopiroxenos, anfíboles, opacos y biotita.

Su posición estratigráfica se ve evidenciada por la distorsión en los buzamientos de los depósitos lacustres de la Formación Loma Camastro, a la cual sobreyace de manera discordante. Es sobreyacida concordantemente por Miembro Góngora, Miembro La Torre, Formación Lavas Rincón de la Vieja y la Unidad *Debris Avalanche* Cacao. Por medio de dataciones K-Ar, Bellon & Tournon (1978) y Alvarado *et al.* (1992), le asignan una edad de $1,55 \pm 0,5$ Ma al cerro Cañas Dulces y $1,6 \pm 0,5$ Ma al cerro San Roque.

Estas lavas son el producto de la formación de domos exógenos, pericaldéricos, ligados a la fase post-caldera Alcántaro.

Miembro Góngora (DG)

Compuesto por los flujos Góngora y San Roque. Se asocian con la fase terminal de la formación de los domos, donde los flujos fueron extruidos desde un conducto central, el cual extrajo a su salida rocas previamente formadas.

Flujo Góngora: Petrográficamente corresponde con una andesita hornbléndica, con abundante matriz hialopilitica, en donde la orientación de flujo de los microlitos de plagioclasa no es muy clara. Aflora en las quebradas Tibio y San Antonio. Se encuentra subyacida de forma discordante por la Formación Loma Camastro y el Miembro Fortuna y sobreyacida por las unidades Lavas Rincón de la Vieja y la Tefra Río Blanco.

Flujo Ignimbrítico San Roque: Ignimbrita blanca que meteoriza a pardo y rojizo, compuesta por cristales de hornblenda, plagioclasas alteradas, pómez ($\phi = 5 \times 2$ cm) y magnetita. Aflora solamente en el sector norte y este del cerro San Roque, donde se dispone en forma de una capa que cubre y aplana la topografía. Se infiere un espesor entre

40 y 50 m. Estratigráficamente, sobreyace a la Formación Loma Camastro por medio de un contacto erosivo y a las lavas del Miembro Fortuna. El contacto superior es discordante con la Unidad Lavas Rincón de la Vieja. Su origen se asocia con la culminación de la formación del cerro San Roque, por lo que se le asigna a este domo la fuente de origen del evento, el cual cubrió las zonas planas como las cuencas lacustres que se habían colmatado.

Miembro La Torre (DT0)

Descrito por Kempter (1997) como andesitas de la Torre y depósitos asociados. Está compuesto por coladas de lavas y al menos tres depósitos piroclásticos diferentes, derramados alrededor de los domos. Se determinaron:

Flujo oeste del Góngora: Un flujo heterogéneo, en la base compuesto por 7 m de flujos piroclásticos con 30% de líticos lávicos procedentes de la Unidad Tibio y Miembro Fortuna ($\phi = 40\text{cm} \times 30\text{cm}$), dentro de una matriz de cenizas y pómez. Hacia arriba se presenta una toba lapílica blocosa, compuesta por 50% de cenizas, 35% de pómez ($\phi = 2\text{cm}$), y 15% de líticos moderadamente alterados, el cual es seguido por un flujo piroclástico compuesto por 30% de cenizas, 10% de pómez ($\phi = 5\text{mm}$) y 60% de líticos lávicos sanos ($\phi = 20\text{cm}$).

Flujo Finca Perla: Ignimbrita soldada, café amarillenta, moderadamente alterada, de textura afanítica porfirítica con pocos fenocristales de plagioclasas.

Flujo Torre: Flujo de cenizas, pómez y líticos, muy alterado.

Lavas: Con textura lajeada, gris a rojizas con pseudobandeamiento y textura afanítica porfiríticas con fenocristales de plagioclasas. Están compuestas por plagioclasas > clinopiroxenos > opacos > anfíboles. Como estratotipo se propone los bordes del cerro La Torre, donde se observaron unos 30 m de flujos piroclásticos y 40 m de lavas. Este miembro sobreyace discordantemente

a la Unidad Tibio y la Formación Loma Camastro y de forma concordante al Miembro Fortuna. Se propone una edad Pleistoceno Inferior.

Unidad Lavas Rincón de la Vieja (LRV)

Coladas de lavas andesíticas basálticas gris oscuro, con meteorización esferoidal y tonalidades de alteración rojizas. Comúnmente se presentan masivas o lajeadas, formando topografías onduladas, con pendientes suaves, a excepción de los frentes de colada donde se forman escarpes pronunciados.

Colada Inferior

Andesita gris claro, meteoriza a tonalidades café, amarillo, naranja y gris oscuro. Presenta fenocristales de plagioclasas hipidiomórficas hasta idiomórfica con un tamaño promedio de 2 mm y piroxenos xenomórficos de 4 mm, dentro de una matriz vesicular, gris oscura. Microscópicamente, se pueden observar fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y minerales opacos dentro de una matriz hialopilitica. Esta unidad cubre un área de 22 km² en la zona de estudio y presenta un espesor de 140 m para la colada superior y 30 m para la colada inferior, con una disminución de hasta 15 m en los frentes de coladas.

Colada Superior

Andesitas basálticas a basaltos gris oscuros con fenocristales de plagioclasas hipidiomórficas y xenomórficas de 1 mm, piroxenos y olivinos xenomórficos. Microscópicamente, se compone de fenocristales de plagioclasa, olivino con bordes iddingsitizados, ortopiroxeno y clinopiroxeno, dentro de una matriz intergranular y fluidal. Según análisis químicos son andesitas con nivel medio de potasio (Funnaioli & Rossi, 1991; Tournon, 1984). Como estratotipo se toma un tajo camino al hotel Buena Vista. Además, se puede indicar un holoestratotipo en el cerro Pedernales.

Sobreyace, de forma discordante, a la Formación Loma Camastro y al *debris flow* del Rincón

de la Vieja, disconformemente al Miembro Gón-gora. El contacto con el *debris avalanche* Cacao no fue observado pero topográficamente se infiere que este último es más joven. Por la posición estratigráfica se infiere una edad de Pleistoceno Medio a Superior (< 1,0 Ma).

Unidad Lavas Cacao (LCc)

Andesitas basálticas con cristales idiomórficos de plagioclasa hasta de 1,7 cm de largo en una matriz negra y cristales de olivino iddingsitizado. Presentan meteorización esferoidal en las zonas alteradas. Químicamente se trata de una andesita basáltica (Funnaoli & Rossi, 1991). Estas lavas se diferencian de las lavas del Rincón de la Vieja por su textura porfirítica con grandes cristales de plagioclasa tabulares.

La zona más representativa de esta unidad se localiza en Loma Camastro, 800 m al NW de Santa Clara. Se encuentra sobreyaciendo de forma concordante a la Formación Loma Camastro y subyaciendo en discordancia erosiva al *debris avalanche* del Cacao. La edad de estas rocas se supone como pleistocena.

Unidad de Debris Avalanches (Qda)

Depósitos formados principalmente por escombros de lavas andesíticas y andesítico-basálticas. Se le ha asignado una edad general de Pleistoceno Superior tardío a Holoceno. Esta unidad se ha dividido en dos subunidades, de acuerdo con el macizo volcánico de procedencia:

Subunidad de debris avalanche del Rincón de la Vieja (Qda_{RV})

Funnaoli & Rossi (1991) describen esta unidad como un depósito voluminoso de *debris avalanche*. Su composición es predominantemente andesítica, basáltica y escoriácea, con clastos métricos a decamétricos subangulares. La mejor localidad se encuentra a 2 km al NE de la antigua Hacienda Guachipelín, caracterizado por la topografía tipo *hummocky* (lomas de hasta 20

m de altura en el río Colorado). La extensión aproximada de este depósito en del área de estudio es de 3,5 km². El contacto inferior no fue observado, mientras que el superior es de forma irregular con la Subunidad *Debris Flows* Rincón de la Vieja. Su origen puede estar evidenciado en la ladera suroeste del volcán Rincón de la Vieja, donde se observa una zona de ruptura que posiblemente sea el anfiteatro de donde se desprendió el material.

Subunidad debris avalanche Cacao (Qda_C)

Descrito inicialmente por Castillo (1978) como lahares con bloques redondeados a subangulares de lavas andesíticas, dacíticas y basaltos. Tiene una matriz arenosa hasta gravosa, con mala selección y bloques con contacto puntual. La localidad representativa (308,75N/374,35E) se ubica en la margen izquierda del río Salitral. En algunas zonas se pueden observar bloques con estructura en rompecabezas, típica de estos depósitos. Los espesores de esta unidad varían desde 5 m en el río Quebrada Grande y Salitral hasta 35 y 40 m en el río Ahogados. Posee una extensión aproximada de 15 km² dentro del área de estudio. Presenta un contacto discordante con la Formación Loma Camastro. Su origen está evidenciado en el anfiteatro observado en la ladera sur del volcán Cacao.

Unidad de Debris Flows (Qdf)

Depósitos formados por bloques redondeados a subredondeados en una matriz limosa que generalmente se encuentra inconsolidada.

Se le ha asignado una edad general pleistocena superior tardía a holocena a todas las subunidades que la conforman. Estas subunidades han sido diferenciadas según la ubicación, composición predominante y procedencia. Las 6 subunidades definidas son las siguientes:

Subunidad de debris flow del Río Tibio (Qdf_T)

Está constituida por bloques de composición andesítica, muy redondeados, que se encuentran

dentro de una matriz limo-arenosa en una relación bloques : matriz de 3:1. La mayoría de estos clastos provienen de la Unidad Tibio. Aflora solamente en la margen izquierda aguas abajo del río Tibio (303,9N/381,85E). El espesor máximo es de 20 m, con una extensión poco mayor a 0,5 km². Sobreyace de manera discordante a la Unidad Tibio con un contacto 40° al N30°W. Se le ha inferido por su grado de compactación como el más antiguo de los depósitos de este tipo.

Subunidad de debris flows Río Blanco (Qdf_{RB})

Una serie de depósitos sedimentarios caóticos, compuestos por fragmentos ignimbríticos, escoriáceos y andesíticos, afectados por alteración hidrotermal y meteorización, contenidos en una matriz arenosa. La forma de estos clastos es redondeada de tamaños centimétricos hasta decimétricos; también hay pómez redondeadas de tamaño centimétrico. La relación de bloques : matriz es de 4:1.

El mejor afloramiento se localiza cerca del río Blanco (298,5N/376,85E), presentando un espesor máximo de 2,5 m. Su extensión no sobrepasa los 0,1 km². Sobreyace de manera discordante a las formaciones Alcántaro y Río Liberia. Se originó posiblemente como producto del acumulamiento de material volcánico corriente arriba del río Blanco.

Subunidad de debris flows Lilas (Qdf_L)

Constituida por lavas andesítico basálticas y dacíticas de la Unidad *Debris Avalanche* del Cacao y Miembro Fortuna, respectivamente. Los clastos poseen una forma subredondeada a redondeada, la matriz es café-anaranjada, poco consolidada o compactada; la relación bloques: matriz es de 3:1 y, en algunos sitios, muestra gradación inversa.

El estratotipo se ubica en la margen derecha del río Salitral (311,0N/375,8E). El espesor máximo observado fue de 15 m y disminuye hacia el oriente; la extensión no sobrepasa 1,35 km².

Sobreyace a la Unidad Lavas Rincón de la Vieja; se observa un contacto concordante con la Subunidad *Debris Avalanche* del Cacao, que en

el poblado Lilas parece ser la transición de este último o, que este *debris flows* tuvo su origen a partir de la erosión del mismo.

Subunidad debris flows Pital (Qdf_P)

Depósito caótico muy heterogéneo mal seleccionado formado por bloques angulares a subredondeados de escoria gris claro con meteorización a marrón, lavas escoriáceas masivas negras a rojas, compuestas por plagioclasas hidratadas y piroxenos. La matriz es gris claro, compuesta por plagioclasas, cuarzo, fragmentos líticos y pómez. El afloramiento tipo se encuentra en las coordenadas 305,15N/377,4E, donde el espesor máximo observado es de 3 m, el cual decrece hacia el oeste; con un área de cobertura aproximada de 400 m². Sobreyace a la Formación Alcántaro y a la Formación Loma Camastro en contacto erosivo. Los bloques que conforman este depósito pertenecen a la parte superior de la Formación Alcántaro.

Subunidad de debris flows Congo (Qdf_C)

Caracterizada por bloques de hasta 3 m, redondeados a subredondeados de composición dacítica de la Formación Alcántaro. Los bloques se encuentran en una matriz limo-arenosa negra.

Aflora en la localidad Congo y se encuentra sobreyaciendo flujos de la Formación Río Liberia y a la Formación Alcántaro. Se extiende por 4 km², con espesores hasta de 5 m. Se presenta en forma de pequeñas lomas similares a los *hummocks*. El depósito parece tener su origen en el cerro Atravesado, retrabajando la Formación Alcántaro (ignimbritas y lavas más jóvenes). Los depósitos de escombros tienen la mayor concentración de bloques hacia la parte sur. Se presentan sobreyaciendo las ignimbritas de Alcántaro y la secuencia fluviolacustre de esa formación.

Subunidad de debris flows del volcán Rincón de la Vieja (Qdf_{RV})

Se caracteriza por presentarse muy heterogéneo en la parte norte de la zona de estudio. Los bloques son redondeados hasta subangulares de

composición pumícea y andesítico-basálticos, sanos e hidrotermalizados y la matriz es limo-arenosa café con tonalidades anaranjadas. La relación bloques: matriz de 1:1.

La localidad tipo se encuentra en un corte de la carretera Curubandé-Pailas (304,3N/386,5E), con un espesor máximo de 9 m, en el que se ha desarrollado un suelo de 2 m. Se encuentra sobreyaciendo de forma discordante a la Unidad Guachipelín y de manera concordante a la Unidad *Debris Avalanche* del volcán Rincón de la Vieja. Este flujo proviene del volcán Rincón de la Vieja, transportando material del *debris avalanche* y las lavas del macizo.

Unidad coluvios (Ccg) y aluviones (Qal)

Los aluviones están constituidos por bloques de lavas sanos hasta meteorizados, subredondeados a redondeados. El espesor máximo es de 3 m y se encuentran como depósitos de paleoterrazas (305,15N/377,4E). Los coluvios se encuentran muy localizados y se caracterizan por el predominio de material lávico sano hasta hidrotermalizado.

Unidad Tefra Río Blanco

Descrita por Kempter (1997). Está conformada por una capa de pómez y en la parte superior un suelo negro desarrollado a partir de la ceniza. En algunas zonas no está muy bien desarrollado, con trazas de pómez (rosado, crema y blanco). Se extiende desde la cima del Rincón de la Vieja hacia el WSW.

Su mayor espesor se encuentra en los alrededores del hotel Borinquen, donde se puede observar 70 cm de ceniza negra en la base, 110 cm de lapilli ($\phi_{\max} = 10$ mm) de pómez y ceniza, y 30 cm de suelo café rojizo oscuro con pómez ($\phi_{\max} = 2$ mm) en la parte superior.

Su edad radiocarbónica (sin calibrar) fue determinada en 3490 ± 105 años (Melson, 1988). Kempter (1997) estima un volumen de $0,25 \text{ km}^3$ y la clasifica como el depósito de una erupción subpliniana.

ESTRUCTURAS CALDÉRICAS

En la zona de estudio se pone en evidencia una estructura caldérica principal denominada Caldera Alcántaro, que ha sido delimitada de acuerdo con la distribución de los depósitos y la morfología. Se extiende desde el Cerro Atravesado hasta el Sitio Varillales y está compuesta por varias estructuras festoneadas. La estructura Atravesado se caracteriza por una escarpe de falla normal y la presencia de domos peri- e intracaldéricos (cerros Fortuna, Góngora, San Vicente, San Roque, La Torre y Cañas Dulces), relleno de sedimentos lacustres y flujos piroclásticos de la Formación Loma Camastro y Unidad Guachipelín. Fue descrita por primera vez por Healy (1969) y posteriormente por Kempter (1997) como la caldera Cañas Dulces. La estructura Mesas – Cerro Cañas Dulces es un escarpe semicircular erosionado, que fue relleno por depósitos de *debris flow*. La estructura Góngora, ubicada al norte del cerro con el mismo nombre, es al igual que la estructura Mesas, un escarpe semicircular. Su edad es evidenciada por estar rellena con sedimentos lacustres de la Formación Loma Camastro. La estructura Guachipelín está representada por un escarpe de rumbo NW-SE y escarpes menores en las coladas de lava de la Formación Alcántaro. En esta zona, el ICE realizó perfiles geofísicos, en los que se observa la presencia de anomalías gravimétricas que coinciden con la descripción de estos pequeños escarpes (G.E. Alvarado, com. pers., 2001).

La formación de esta estructura principal fue desarrollándose paulatinamente, a lo largo de 5×10^5 años (ver Fig. 8). Se inicia con la formación de la caldera Alcántaro y de la Ignimbrita Río Colorado, que por distribución y origen pueden correlacionarse con una edad > 2 Ma (G.E. Alvarado, com. pers., 2002). La segunda fase de esta evolución está representada por la Unidad Tibio y las ignimbritas de la Unidad Curubandé (1,8 Ma) en la zona oriental de la zona de estudio. Esto demuestra una migración de la actividad al SE. En la tercera fase se forma la caldera Guachipelín, de donde se originan los depósitos de la Unidad Guachipelín y la Formación Río Liberia (1,6 Ma). La cuarta fase se caracteriza por

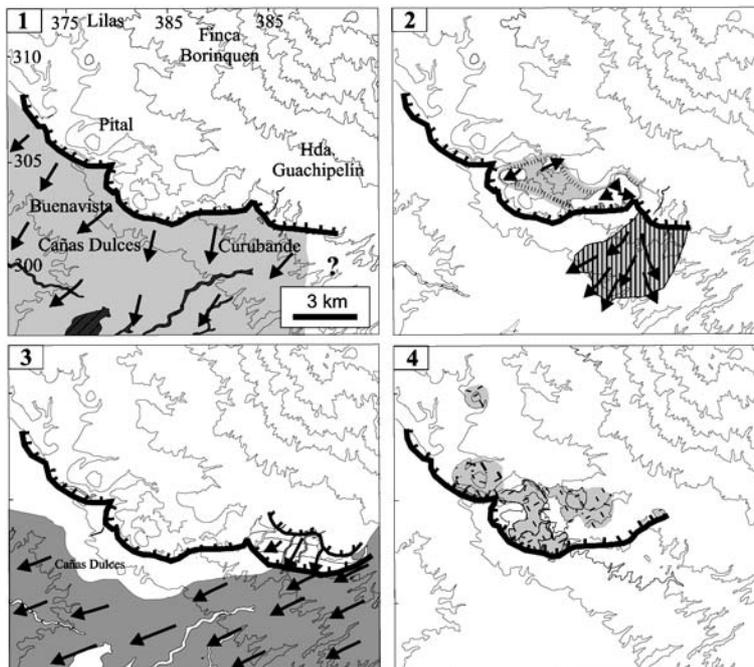
la formación de los domos dacíticos de la Formación Cañas Dulces (1,6–1,55 Ma).

HISTORIA GEOLÓGICA

En la zona de estudio aflora un basamento sedimentario que corresponde con las unidades Loma Madroñal (Paleoceno–Eoceno) y Loma Jaragua (posiblemente Mioceno) con un origen sedimentario marino profundo, y somero, respectivamente. Sobreyaciendo estos depósitos, se encuentran una serie de productos volcánicos asociados con la formación del edificio y la caldera Alcántaro, de edad Plioceno Superior y al Rincón de la Vieja. La Formación Alcántaro, con diferentes facies de lavas e ignimbritas, formó un estratovolcán, que fue destruido en varias etapas de erupciones ignimbríticas, que como resultado final dieron lugar a la caldera

festoneada de Guachipelín-Alcántaro (Fig. 8). El aumento del tamaño de los líticos de la Unidad Curubandé indica una dirección de flujo que iba de noreste a suroeste. Posteriormente se produjo un vulcanismo intermedio que generó los domos de la Unidad Tibio. Las ignimbritas de la Formación Río Liberia y los flujos piroclásticos de la Unidad Guachipelín representan una tercera fase caldérica.

La Formación Loma Camastro se formó por la depositación de sedimentos en los lagos formados por el represamiento de drenajes al originarse la caldera Alcántaro, hace 1,6 Ma. Simultáneamente surgieron los domos de la Formación Cañas Dulces, los cuales se ubicaron tanto dentro de la caldera Alcántaro, como en el borde de ésta. Las brechas dacíticas riolíticas resultaron del colapso de las laderas de los domos y los depósitos piroclásticos se formaron por erupciones laterales dirigidas a través del respectivo domo que las produjo.



1. Primera fase: Formación Alcántaro y flujos contemporáneos.
2. Segunda fase: Unidades Tibio y Curubandé.
3. Tercera fase: Formación Río Liberia y Unidad Guachipelín.
4. Cuarta fase: Formación Cañas Dulces.

Fig. 8: Esquema de evolución de las estructuras caldéricas.

La formación Lavas Rincón de la Vieja se constituyó a partir del desarrollo de la actual Cordillera Volcánica de Guanacaste. La Unidad Lavas Cacao se formó durante el desarrollo del volcán Cacao, las cuales poseen una composición andesítico-basáltica al igual que las lavas de Rincón de la Vieja. El *debris avalanche* del Cacao se originó por el deslizamiento de la ladera sureste del volcán. En la parte este del área de estudio aflora otro *debris avalanche* que proviene del colapso de la ladera suroeste del Rincón de la Vieja. Por erosión de los depósitos poscaldéricos se generaron *debris flows*. La capa de pómez de Río Blanco fue expulsada por el volcán Rincón de la Vieja en un evento subpliniano hace unos 3500 años.

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Costarricense de Electricidad y a la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica, por el financiamiento y apoyo logístico prestado para la elaboración de este estudio. A Guillermo Alvarado, por la ayuda y revisión durante el trabajo de campo y a través de la realización del presente artículo. A Gerardo Soto por revisar el trabajo y sus valiosos consejos. A nuestros compañeros del curso Campaña Geológica 2001, así como a las personas que de alguna manera colaboraron con este trabajo.

REFERENCIAS

- ALVARADO, G.E., KUSSMAUL, S., CHIESA, S., GILLOT, P.-Y., APPEL, H., WÖRNER, G. & RUNDLE, C., 1992: Resumen cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones radiométricas. - *J. South Amer. Earth Sci.* 6(3): 151-168.
- 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 cuencas profundas relacionadas al margen convergente de Centroamérica. - 250 págs. Univ. de Costa Rica [Tesis Lic.].
- BARAHONA, M., BONILLA, E., CORTÉS, R., COTO, L.C., GUZMÁN, G., HERRERA, P., HIDALGO, P., MARTENS, U., MÉNDEZ, J., PÉREZ, K., REYES, K., SJOBOHM, L., VARGAS, C., ZAMORA, N., 2001: Geología - vulcanología del Campo Geotérmico Borinquen - Las Pailas. - 162 págs. Univ. de Costa Rica [Tesis Bach.].
- BELLON, H. & TOURNON, J., 1978: Contribution de la géochronométrie K-Ar a l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Central. - *Bull. Soc. Géol. France*, 20(6): 955-959.
- CASTILLO, R., 1978: Reconocimiento geológico preliminar de una parte de las faldas del cerro Cacao, Cordillera de Guanacaste, Costa Rica. - *Bol. Geol. y de Recursos Minerales I*: 268-279.
- CHIESA, S., 1991: El flujo de pómez biotítico de Río Liberia, Guanacaste, Costa Rica, América Central. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 13: 73-84.
- CHIESA, S., CORELLA, M. & MORA, O., 1987: Geología de la meseta ignimbrítica de Santa Rosa, Guanacaste, Costa Rica. - 59 págs. Proyecto Geotérmico Miravalles, Instituto Costarricense de Electricidad [Inf. Interno].
- CHIESA, S., CIVELLI, G., GILLOT, P.Y., MORA, O. & ALVARADO, G.E., 1992: Rocas piroclásticas asociadas con la formación de la caldera de Guayabo, Cordillera de Guanacaste, Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 14: 59-75.
- DENGO, G., 1962a: Tectonic - igneous sequence in Costa Rica. - En: ENGEL, A.E.J., JAMES, H. J. & LEONARD, B. F. (eds.): A volume to Honor A. F. Buddington. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Vol.*: 133-161.
- DENGO, G., 1962b: Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. - 112 págs. Inst. Geogr. Nac. San José.
- DÓNDOLI, C., 1950: Liberia y sus alrededores. - *Bol. Téc. Ministerio Agricultura e Industria*, 3: 1-8.
- FUNAIOLI G. & ROSSI L., 1991: Il complesso vulcanico del Rincón de la Vieja (Costa Rica), evoluzione geovulcanologica e chimico-petrografica. - 111 págs. Univ. Degli Studi di Pisa, Italia [Tesis Laurea].
- GILLOT, P.-Y., CHIESA, S. & ALVARADO, G.E., 1994: Cronostratigraphy of upper Miocene - Quaternary

- volcanism in northern Costa Rica. - *Rev. Geol. Amér. Central*, 17: 45-53.
- HEALY, J., 1969: Notas sobre los volcanes de la sierra volcánica de Guanacaste, Costa Rica. - *Inst. Geogr. Nac. Inf. Sem. I*: 37-47.
- KEMPTER, K., 1997: Geologic evolution of the Rincón de la Vieja volcanic complex, northwestern Costa Rica. - 159 págs., Univ. of Texas, Austin [Tesis Ph. D.].
- KUSSMAUL, S. & SPRECHMANN, P., 1982: estratigrafía de Costa Rica (América Central), II: Unidades litoestratigráficas ígneas. - *Actas, 5 Congr. Latinoamer. Geol.*, Buenos Aires, 1: 73-79.
- LESCINSKY, D.T., CONNOR, C.B. & STOIBER, R.E., 1987: Soil mercury study of thermal areas, Rincón de la Vieja Volcano, Costa Rica. - *Geothermics*, 16: 159-168.
- MADRIGAL, R., 1960: Algunas localidades con diatomita de Costa Rica. - 13 págs. *Inf. N° 5*, Dirección de Geología, Minas y Petróleo.
- MAINIERI, A., 1975: Proyecto Geotermal de Guanacaste. - 82 págs., Depto. Geol., Instituto Costarricense de Electricidad, San José [Inf. Interno].
- MELSON, W. G., 1988: Major explosive eruptions of Costa Rica volcanoes. - Update for Costa Rica Volcanism Workshop, Costa Rica Volcanism, Washington 14-18, Nov., 1988 (inédito), 6 págs.
- MOLINA, F., 1997: Perforaciones de gradiente Campos Geotérmicos Rincón de la Vieja. - 11 págs. Presentado en la reunión N° 17 del Panel de Consultores de Miravalles, ICE [Inf. interno].
- MORA, O., 1988: Estudio geológico - petrológico de las piroclastitas en los alrededores de Bagaces, Provincia de Guanacaste, Costa Rica. - 65 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- QUESADA, A., 1989: Estudio geológico y geofísico del campo geotérmico Las Pailas. - 67 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- SALAZAR, A.J., 1978: Geología de los depósitos de diatomita de las Brisas - Cañas Dulces y la Loma Camastro, Liberia, Guanacaste y su evaluación preliminar. - *Bol. Geol. y de Reservas Minerales (CODESA)*, 1: 296-319.
- SEGURA, A., 1945: Rápidos apuntes sobre los mármoles del Guanacaste y otros aspectos geológicos. - *Rev. Inst. Defensa del Café*, 15: 337-347.
- TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: L'exemple de Costa Rica. Dés ophiolites aux andésites. - 335 págs. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris [Tesis Ph. D.].