



Proyectando a los desafíos de Costa Rica

RECORRIDO A TRAVÉS DEL TIEMPO
GEOLÓGICO DE COSTA RICA
(JURÁSICO-HOLOCENO)

9-18 de julio del 2013

MSc. Ana Sofia Huapaya

75^{avo} Aniversario de la Dirección de geología y Minas

**RECORRIDO A TRAVÉS DEL TIEMPO
GEOLÓGICO DE COSTA RICA
(Jurásico- Holoceno)**

**Realizado por
MSc. Ana Sofia Huapaya Rodriguez-Parra**

**DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA Y MINAS
MINISTERIO DE AMBIENTE Y ENERGÍA**

CONTENIDO

ITINERARIO	ii
INTRODUCCIÓN	v
PRIMER DÍA.....	3
SEGUNDO DÍA	14
TERCER DÍA.....	19
CUARTO DÍA	25
QUINTO DÍA.....	36
SEXTO DÍA	40
SÉTIMO DÍA.....	43
OTRAS REFERENCIAS.....	46

ITINERARIO

10, 11 y 12 de Julio 2013

Recorrido Península de Nicoya

(Jurásico-Paleógeno)

10 de Julio

8 a.m. Salida San José

10: 00 a.m. Embarque al Ferry

11: 30 a.m. Desembarque Ferry-Playa Naranjo

12: 30 p.m. Almuerzo en Jicaral

1: 00 p.m. Salida a los afloramientos

2:00 p.m. Lugar: Lepanto. **Localidad geológica:** Depresión Montaña Grande.

2:30 p.m. Lugar: Puente Río Morote, **localidad geológica:** Formación Loma Chumico.

3:30 p.m. Lugar: Vuletas de Nambí. **Localidad geológica:** Formación Nambí

4:30 p.m. Lugar: Sabana Grande. **Localidad geológica:** Formación Sabana Grande.

Dormida en Nicoya

11 de julio

Salida **8 a.m.**

9:30 a.m. Lugar: El Encanto. **Localidad geológica:** Complejo de Nicoya

11:30 a.m. Lugar: Flamingo. **Localidad geológica:** Complejo de Nicoya

12:30 p.m. Lugar:Huacas. **Localidad geológica:** Diabasas Complejo de Nicoya

1:30 p.m. Almuerzo (Playa El Coco)

2:30 p.m. Partida próxima localidad geológica

3:00p.m.Lugar: Guardia. **Localidad geológica:** Formación Bagaces

6:00 pm. Acto de entrega de los mapas geológicos de la península de Nicoya

Dormida en Nicoya

12 de julio

Salida **8 a.m.**

8:30 a.m. Lugar: Belén de Nicoya. **Localidad geológica:** Falla Belén.

9:00 a.m. Lugar Puerto Carrillo. Localidad geológica: Formación Puerto Carrillo

10:00 a.m. Desembocadura Río Ora. Localidad geológica: Pillow lava Complejo de Nicoya

11:30 a.m. Lugar: Carretera al puente de la Amistad. Localidad geológica: falla Morote.

12:00 p.m. almuerzo

1:00 p.m. Partida a la próxima localidad geológica

2: 00 p.m.Lugar: Tortugal. **Localidad geológica:** Komatitas Tortugal

Dormida en Las Juntas de Abangares

13 de julio del 2013

Recorrido por la Cordillera de Tilarán y Cerros del Aguacate

(Mioceno-Plioceno)

8:30 a.m. Salida del hotel.

9:00 a.m. Juntas de Abangares (caminata de 2 a 3 horas)

Localidades geológicas: Mina Tres Hermanos nivel 7 y nivel 6 y El recio (La Garroba)

12:00 p.m. Almuerzo

13:00 p.m. Visita a una "Rastra (recuperación de oro de manera artesanal)

14:00 p.m. Visita al Museo de Mineros de la Junta de Abangares

15:00 pm. Partida a San Carlos.

Dormida en la Fortuna de San Carlos

14 de julio del 2013

Recorrido por el Sistema Volcánico Chato-Arenal (Holoceno)

Salida **8:30 a.m.**

8:45 a.m. Recorrido por el Parque Nacional Volcán Arenal. **Localidad geológica:** Volcán Arenal y Chato, vista geomorfológica de la zona. Recorrido por las coladas del 75.

13:00 p.m. Almuerzo

14:30 p.m. Regreso a San José

Dormida en San José

15 y 16 de Julio del 2013

Recorrido por la Cuenca de Limón (Mioceno –Plioceno)

15 de Julio

7:00 a.m. Partida al atlántico

11:00 a.m. Parada en Moin, Limón. Vista en el camino de un afloramiento de la facie de arrecifes coralinos, de la Formación Río Banano (Mioceno)

11:45 a.m. Lugar: La bomba, río Banano. **Localidad geológica:** Formación Río Banano (Mioceno).

13:00 p.m. Almuerzo camino a Cahuita

14:30 p.m. Parada de camino a Bribri, Formación geológica Uscari.

15:00 Playa Uvita, vista Formación Uscari

Dormida en Cahuita

16 de julio

Visita al Parque Nacional Cahuita (caminata por el bosque)

14: 00 p.m Regreso a San José

17 de julio del 2013

Recorrido por la Cordillera Volcánica Central (Holoceno)

Salida **7:30 a.m.**

Recorrido hacia el volcán Poas: vista geomorfológica (volcán Barva, Poas, Irazu, falla tectónica de Alajuela).

09:40 a.m. Parque Nacional Volcán Poas (salida 11:30 a.m).

12:00 a.m. Almuerzo

1:00 p.m. Catarata El Ángel (duración de 10 min.).

1:30 p.m. Recorrido por la zona del epicentro del terremoto de Cinchona (2009).

14:30: Regreso a San José

Dormida en San José

18 de julio del 2013

Día Libre.

Parque Nacional Manuel Antonio, Quepos.

19 de julio del 2013

Acto principal del 70 aniversario de la Dirección de Geología y Minas.

Lugar: Colegio de Ingenieros de Costa Rica, Curridabat, San José.

INTRODUCCIÓN

Como parte de la celebración del 75^{avo} aniversario de la Dirección de Geología y Minas (DGM), esta institución ha organizado una excursión que se realizará a través del tiempo geológico de Costa Rica. La misma está dirigida a los geólogos y geólogas de esta Dirección como a estudiantes y profesores del Departamento de Geología y Geociencias de la Universidad del Norte de Illinois, USA.

El objetivo principal de la gira es la entrega oficial de los mapas geológicos a escala 1:50 000, así como el reconocimiento de afloramientos y localidades tipos de la península de Nicoya; proyecto realizado mediante la cooperación técnica del Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas de la Universidad de Costa Rica (UCR) y la Dirección de Geología y Minas. Al mismo tiempo se pretende proyectar internacionalmente los conocimientos geológicos y mineros de nuestra Institución, nuestras fortalezas y debilidades generadas a través de estos 75 años y los compromisos a futuro tanto nacionales como internacional con respecto a la actualización y avance en estas ciencias.

La gira empezará por el Complejo de Nicoya (Jurásico-Paleógeno), unidad estratigráfica que representa las rocas más antiguas del país. Se hará el recorrido por la unidad inferior y superior de este Complejo representada por las unidades de basalto, radiolarita y por el intrusivo de Potreros, cuyos afloramientos principales se encuentran en las localidades ubicadas en la margen oeste de la península de Nicoya, en los poblados de Flamingo, El Encanto, Huacas, Tambor y Tortugal. El desarrollo de su cobertura sedimentaria desde el Senoniano al Plioceno, se reconocerán en los poblados de Paquera, Lepanto, Vueltas de Nambi, Sabana Grande y Puerto Carrillo.

Posteriormente se avanzará hacia el vulcanismo del Mioceno- Plioceno que dio origen a la cordillera de Tilarán y los Montes del Aguacate, litológicamente representado por el Grupo Aguacate. Las rocas de este grupo están relacionadas con la mineralización aurífera del país, por tal razón es conocida como el “Cinturón de Oro de Costa Rica” cuya representación más importante es el distrito minero de la Juntas de Abangares.

Se continuará a través del Holoceno, visitando el sistema volcánico Chato-Arenal ubicado entre el cantón de Tilarán y el distrito de la Fortuna de San Carlos, para posteriormente seguir hacia la cordillera volcánica central donde se visitará el volcán Poas, el cual se encuentra dentro del Parque Nacional con el mismo nombre.

Para finalizar, se viajará hacia la Cuenca de Limón (Eoceno-Holoceno), que forma parte del Cinturón Deformado del Norte de Panamá, la misma está compuesta por rocas del Eoceno-Holoceno representadas por rocas clásticas marinas de aguas profundas, calizas de aguas someras, lodolitas terrígenas con intercalaciones de calcarenitas y arenitas calcáreas, areniscas, lutitas y conglomerados.

INTRODUCTION

Traducing by Mayra Daniel

As part of the celebration commemorating the 75th anniversary of the founding of the Institute of Geology and Mines, this institution has organized an excursión to investigate the geologic history across of Costa Rica. This excursion is for students and professors who represent the Department of Geology of Northern Illinois University.

The main objective of this trip, organized by the Center of Investigations of the Department of Geology of the University of Costa Rica, and the Institute of Geology and Mines, is to deliver geologic maps at a 1: 50000 scale to participants. Another objective is to visit the Nicoya Peninsula. In addition, we intend to share the knowledge of geology and mining that we have developed during the past 75 years across international contexts with representatives of the Northern Illinois University. We feel this will be a promising step towards the continued advance of the geosciences within and beyond our country.

The trip begins with the Nicoya complex (Jurassic-Paleogene), a stratified unit representing the oldest rocks found in Costa Rica. Observations and explorations will be conducted in the lower and upper parts of the complex. This part of the excursion includes examination of basalt, sedimentary rock, and the intrusive area in Potreros whose samples are found in localities west of Nicoya in the communities of Flamingo, El Encanto, Huacas, Tambor, and Tortugal. The development of the sedimentary cover from the Late Cretaceous to the Pliocene is to be found in the towns of Paquera, Lepanto, Vueltas de Nambi, Sabana Grande and Puerto Carrillo.

After this we will examine the volcanic area from the Miocene and Pliocene epochs that led to the development of the mountain ranges of Tilarán y los Montes del Aguacate [Avocado Hills]. Then the trip takes the group to the central range for a visit to the Poas volcano which is located inside the Poas National Park.

The exploration continues through the Holocene epoch with a visit to the volcanic area of Chato and Arenal. These two volcanoes are situated between the regions of Tilarán y the district of la Fortuna de San Carlos. Progressing through the mountain ranges the group visits the Poas volcano [within the National Park].

The end of the trip takes the group to the Cuenca de Limón [Limon River Basin] of the Eocene-Holocene epoch, which forms part of the deformation zone that lies to the north of Panama. The latter also reflects the Eocene-Holocene epoch and is comprised of deep water clastic marine rocks, limestones from shallow waters, terrigenous mudstones interspersed with calcarenites and calcareous sand, sandstones, lutites, and conglomerates.



Fig. 2: Rutas a seguir durante la excursión geológica.

PRIMER DÍA

Gira dirigida por el Dr. Percy Denyer¹, MSc. Teresita Aguilar¹ y el MSc. Walter Montero¹

1. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.

El recorrido empezará en el poblado de Playa Naranjo (lugar de desembarque del ferry con el mismo nombre) situada al sur este de la Península de Nicoya (latitud 9°56'29", longitud 84°57'51") a una distancia de aproximadamente 99 Km desde la ciudad capital San José.

Desde ese lugar iniciamos por la unidad estratigráfica **Complejo de Nicoya** que representa las rocas más antiguas del país y que constituye gran parte del basamento de Costa Rica.

El Complejo de Nicoya

(Jurásico Temprano-Paleógeno Temprano)

Referencias

Percy Denyer, Teresita Aguilar & Walter Montero (2011). Geología de la Península de Nicoya. Actualización, sintetización y digitalización de la cartografía geológica de la península de Nicoya. . *Informe Final*, 277.

Aflora al norte del país en la Península de Nicoya y en la Península de Santa Elena; mientras que otros afloramientos se encuentran al centro y al sur de la línea costera pacífica de Costa Rica como son: en la ribera izquierda del río Sierpe, Península de Osa, Burica, cerro Turrubares, península de Herradura y Azurero en Panamá.

Esta unidad estratigráfica está formada por unidades de origen ígneo y por sedimentos generados principalmente como consecuencia de la actividad volcánica del arco de islas ancestral (Galli, 1979). Los sedimentos son grauwacas macizas y compactas de color gris oscuro, ftanitas, lutitas afaníticas y calizas silíceas afaníticas. Las rocas ígneas son coladas de basalto, aglomerados de basalto e intrusiones de diabasa, gabro y diorita (Dengo, 1962). Todas las rocas están plegadas y presentan metamorfismo incipiente.

La edad definida para este Complejo (según los estudios más recientes) se establece en un rango de edad que oscila entre el Jurásico Temprano al Paleógeno Temprano (Baumgartner, 1987), según la nueva escala estratigráfica, ver fig.3.

La mayoría de los autores han aceptado la subdivisión del Complejo de Nicoya, establecida por Kuijpers (1979-1980):

Unidad Matapalo: unidad inferior.

Unidad Esperanza: unidad superior

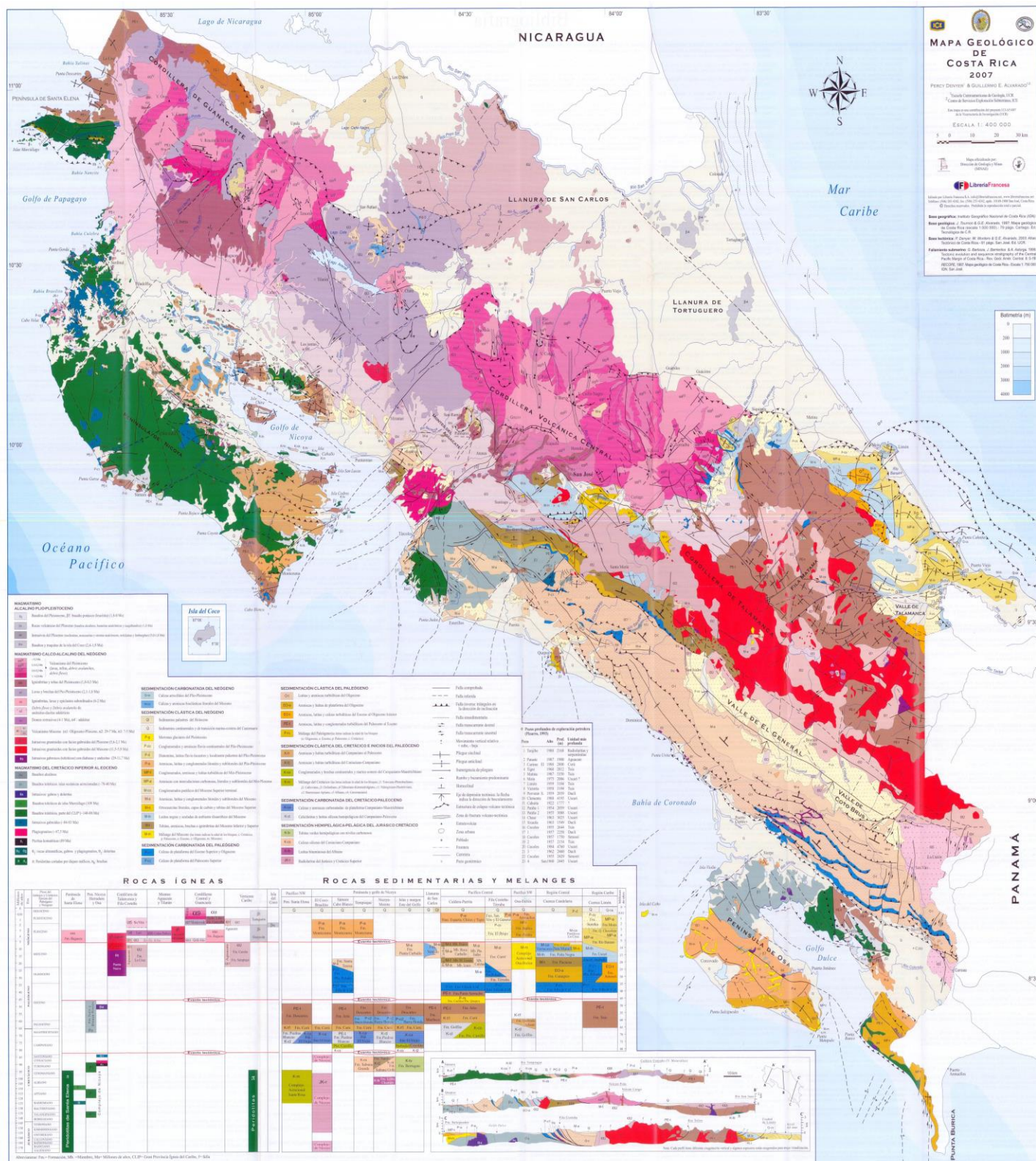


Fig.1: mapa geológico de Costa Rica, escala 1:400000; Percy denyer & Guillermo Alvarado (2007)

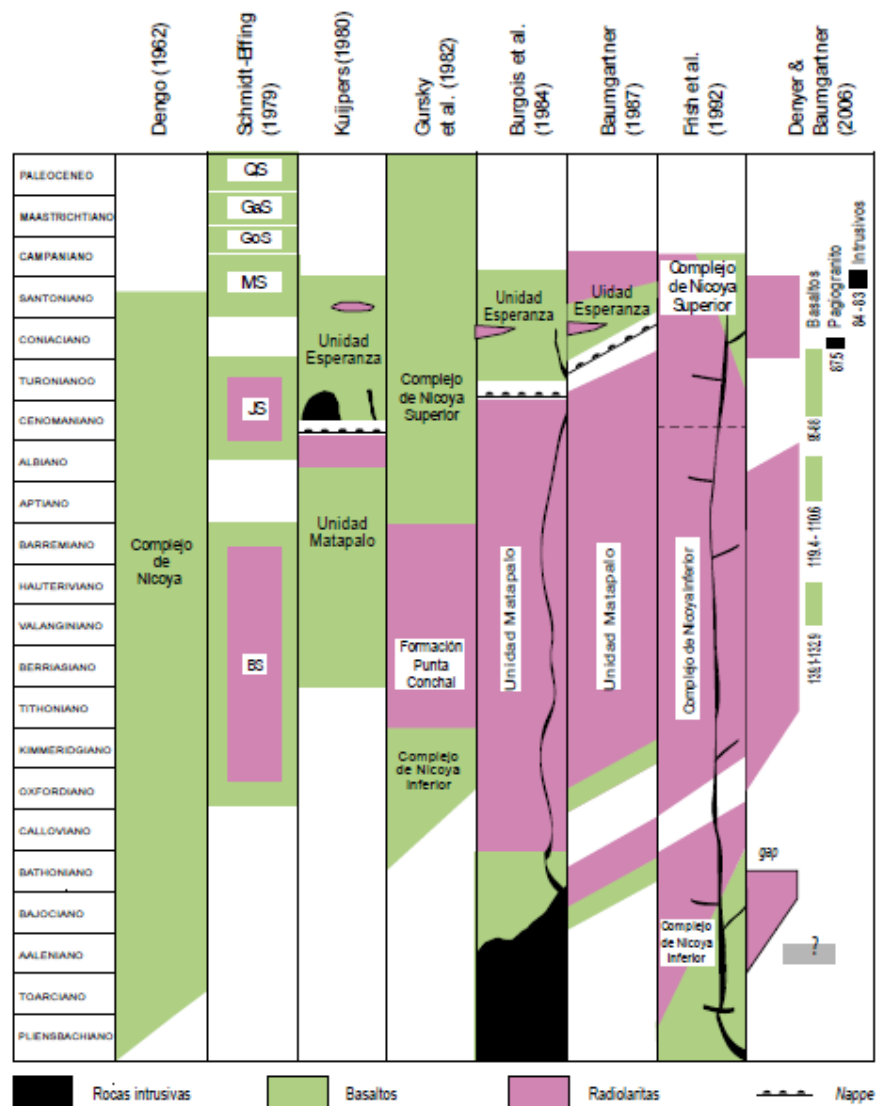


Fig.3: Cuadro comparativo de la evolución del pensamiento estratigráfico¹. Modificado por Denyer & Baumgartner

¹ Figura tomada del Informe final "Geología de la península de Nicoya Actualización, sintetización y digitalización de la cartografía geológica de la península de Nicoya", Dirección de Geología y Minas MINAET, Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas UCR, 2011", autores Percy Denyer, Teresita Aguilar & Walter Montero, 2011.

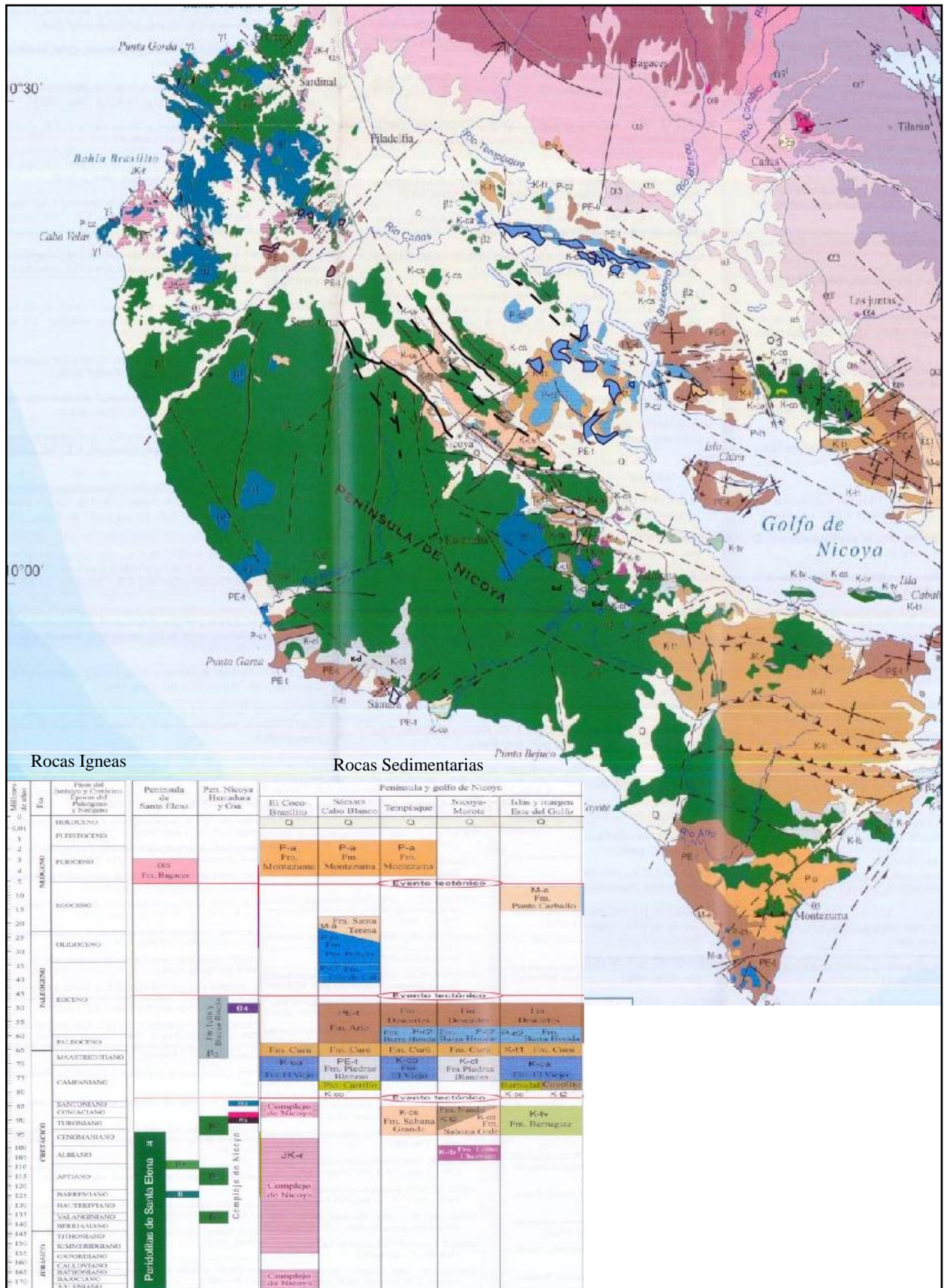


Fig.4: Geología de la península de Nicoya, Mapa geológico escala 1:400 000 (Denyer & Alvarado, 2004)

COBERTURA SEDIMENTARIA (Campaniano-Paleógeno)

Según Dengo (1962b) se estima que sobre el Complejo de Nicoya yacen discordantemente rocas sedimentarias cretácicas, paleógena y neógena que subdivide en, ver cuadro 1:

Unidad Geológica	Edad
Formación Montezuma	Mioceno Superior-Plioceno
Formación Pta. Carballo	Mioceno Medio
Formación Masachapa	Oligoceno
Formación Brito	Eoceno
Formación Las Palmas	Paleoceno Sup.-Eoceno Inf.
Formación Barra Honda	Paleoceno
Formación Rivas	Senoniano (Maastrich.- Campaniano)
Formación Sabana Grande	Senoniano

Cuadro 1: División estratigráfica de la cobertura sedimentaria del Complejo de Nicoya.

La Secuencia sedimentaria que sobreyace al Complejo de Nicoya está formada por rocas de origen clástico y sedimentación de carácter carbonatado. Según Galli (1979) las rocas clásticas están compuestas en muchas partes por unidades detríticas transgresivas, de ambiente marino somero, subyacidas por conglomerados basales e interdigitados con acumulaciones de calizas.

Hay otras zonas donde hay lutitas y areniscas de ambientes más profundos, mientras que en otros lugares afloran calizas y tobas calcáreas, también de origen profundo.

Según Baumgartner (1987) la sedimentación está relacionada a los niveles estructurales de la región. Por tal razón en la península de Santa Elena y en la península de Nicoya (zonas más altas) los niveles fueron someros, erosionados y expuestos. Estos se encuentran compuestos por conglomerados basales y por facies carbonatadas neríticas someras sobrepuestas. En el resto de la Península de Nicoya, se observa sedimentos que sugiere que la erosión fue submarina a profundidades considerables: asociación de brechas y conglomerados mal redondeados, con lutitas silíceas y/o calizas pelágicas.

PLATAFORMA DE IGNIMBRITAS

Eventos más recientes que ocurrieron en la península de Nicoya, desde el Mioceno Superior, corresponden a la formación de cuerpos de ignimbritas que forman una extensa meseta de alrededor 2400 km² de extensión (Gillot et al. (1994), sobreyacen discordantemente al Complejo de Nicoya y a la cobertura sedimentaria Paleógena.

Estas rocas de aproximadamente 200 m de espesor constituye los acantilados de Cabuyal, Carbonal y parte del camino de Santa Rosa a playa Naranjo, además de los afloramientos en el escarpe al E del río Tempisque, hoja Carrillo Norte (Monte del barco y Sitio Abonal.

Esta meseta se formó por la acción repetida de los volcanes que dejaron sus depósitos hacia el SW de sus conos eruptivos.

Son conocidas dos formaciones:

- a) **Formación Bagaces** (8,05-2,10 Ma): la cual está representada por una unidad inferior de dacitas, conocidas como dacitas de Carbonal las cuales se encuentran sobreyacidas por coladas e ignimbritas; una unidad media fluvial representada con el Paleo-Tempisque y una unidad superior constituida por flujos ignimbríticos con fiames bien desarrollados.
- b) **Formación Liberia** (1,59-1,35 Ma): representada por una serie de tobas cuyas edades datan desde 1,59 Ma, 1,36 Ma, 1,35 Ma y $0,846 \pm 0,02$ Ma, 0,65

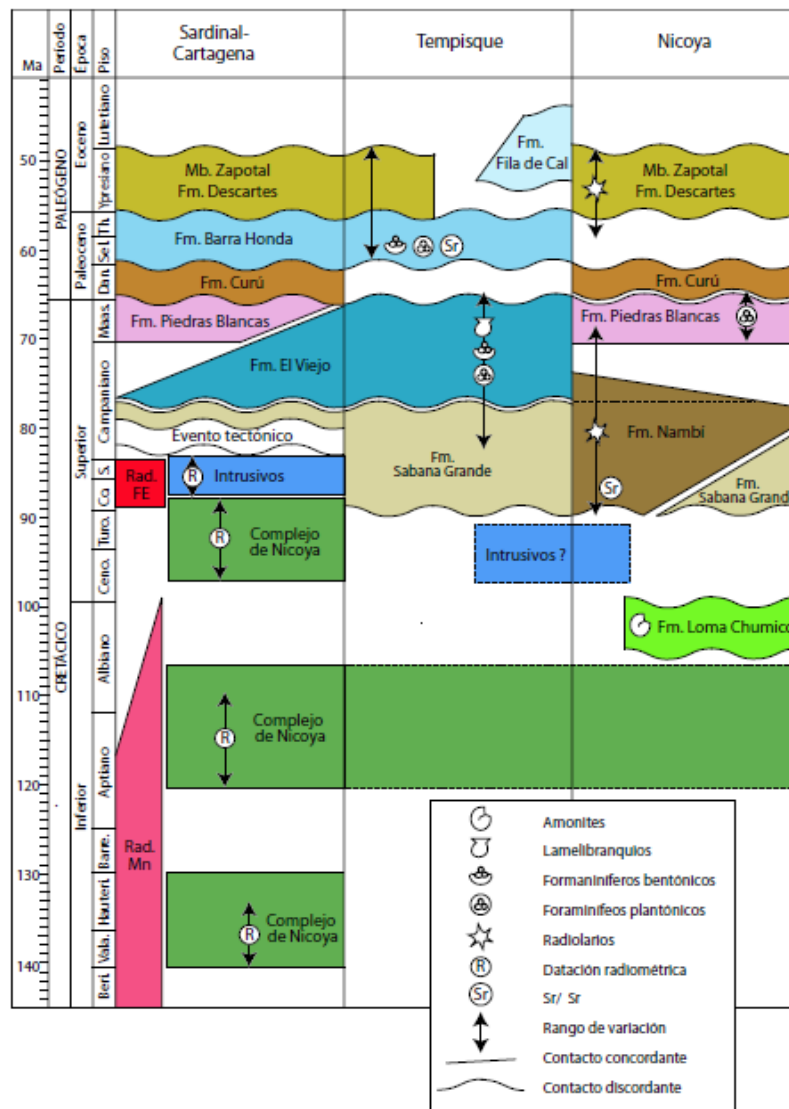


Fig.5: Columna comparativa de unidades geológicas del mesozoico y paleógeno, correlaciones estratigráficas y dataciones según Flores (2003), Flores et al (2003) y Bandini et al (2008)¹.

PALEOTECTÓNICA

El emplazamiento de terrenos que se suturaron y se obdujeron es uno de los principales factores que han controlado el fallamiento y la paleotectónica general del área (Di Marco, 1994).

Dentro de las fallas más importantes destaca la falla Morote (NW) que atraviesa parte las hojas Matambú, Talolinga y Diriá, y la falla Limones-Cañas, de dirección NW, que fue descrita por Her & Gardner y Montero et al. (1998) como una de las responsables del levantamiento diferencial de las superficies de aplanamiento. La falla de Raspado del Burro, que atraviesa parte de la hoja Belén, Matapalo y Punta Gorda, descrita por Denyer & Arias (1991).

FALLAMIENTO NEOTECTÓNICO DE LA PENÍNSULA DE NICOYA

La Península de Nicoya está afectada por un sistema de fallas neotectónicas que comprende dos dominios:

- 1) El primero ubicado en la zona central-NW de la península de **tipo translacional extensivo** hacia el N, donde las fallas de movimiento dextral y de rumbo aproximado N-S predominan sobre las fallas sinestrales de rumbos ENE, sobre las fallas oblicuas inversas-sinestrales y las inversas E-W a NW, las cuales se encuentran delimitadas entre las fallas dextrales. En este dominio se encuentra una serie de sistemas de fallas entre los más importantes son: sistema de falla Los Chanchos y sistema de falla Belén con rumbo NNW a NNE (fallas En medio, Guastomatal, Quirimán, Belén y Caimital).
- 2) El segundo dominio ubicado en la región S de la península e incluye fallas de desplazamiento **sinistral y dextral**, sin que se haya logrado determinar un movimiento translacional predominante. Fallas oblicuas inversas-sinestrales e inversas también han sido reconocidas y están subordinadas y limitadas por las primeras.

El límite entre ambos dominios es difuso hasta transicional, pero se considera que el segundo dominio inicia con la falla Cedro y se extiende al S de la misma. El sistemas de falla importante en este dominio son fallas sinestrales Arado y Nosara

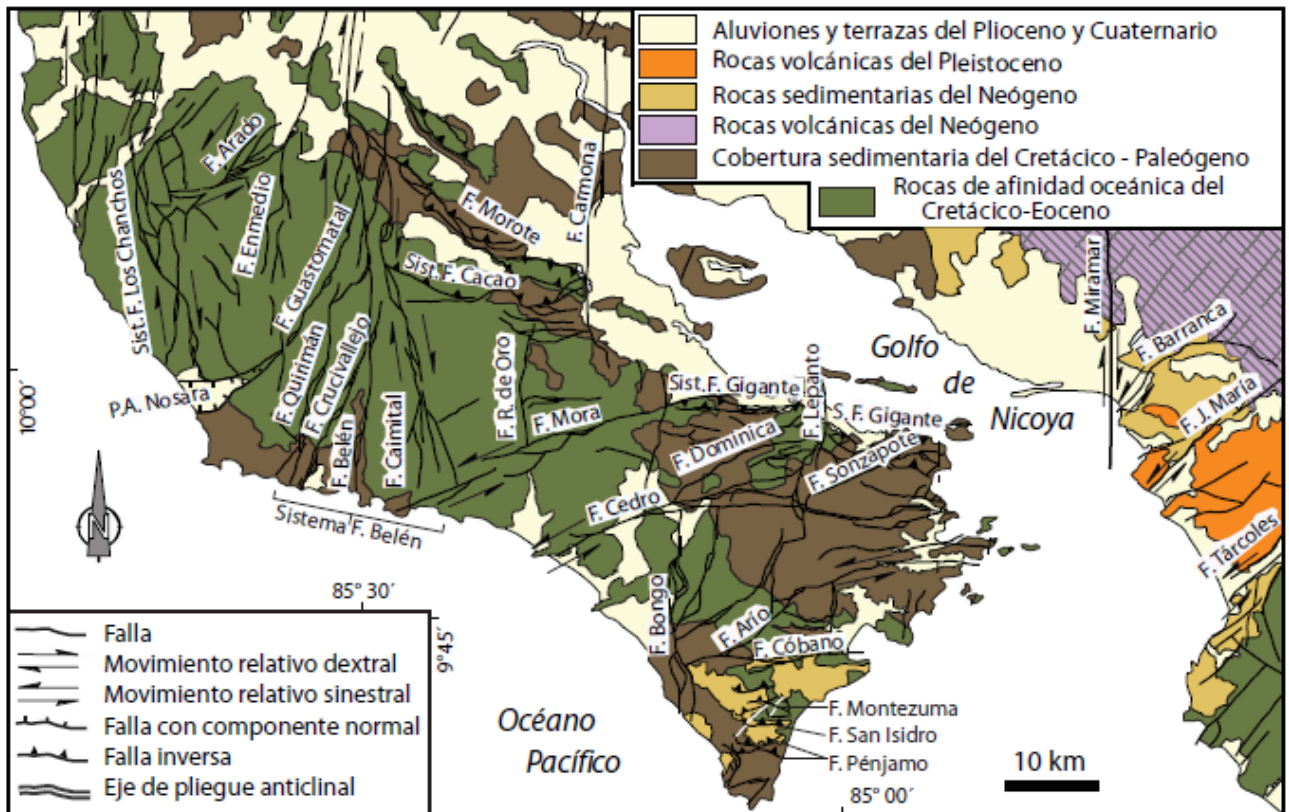


Fig.6: Geología y sistema de fallas neotectónicas de la península de Nicoya y de la margen oriental del golfo de Nicoya¹

Parada 1: Poblado Lepanto.

Falla Lepanto

Falla que corresponde al sistema neotectónico de la península de Nicoya, tiene una longitud de aproximadamente 28, inicia al N del poblado con el mismo nombre y desvía al S el sector E de isla Venado. Al entrar a la península, al N sugiere desvíos derechos de la costa y en el frente montañoso inverso. Al S de Lepanto, entre las localidades de Ilusión y Montaña Grande limita una zona deprimida dentro de una zona montañoso de unos 6 km², denominada **depresión Montaña Grande**, que es drenada por el río Lepanto y sus afluentes. Está limitada por un escarpe de falla normal en su ramal W.

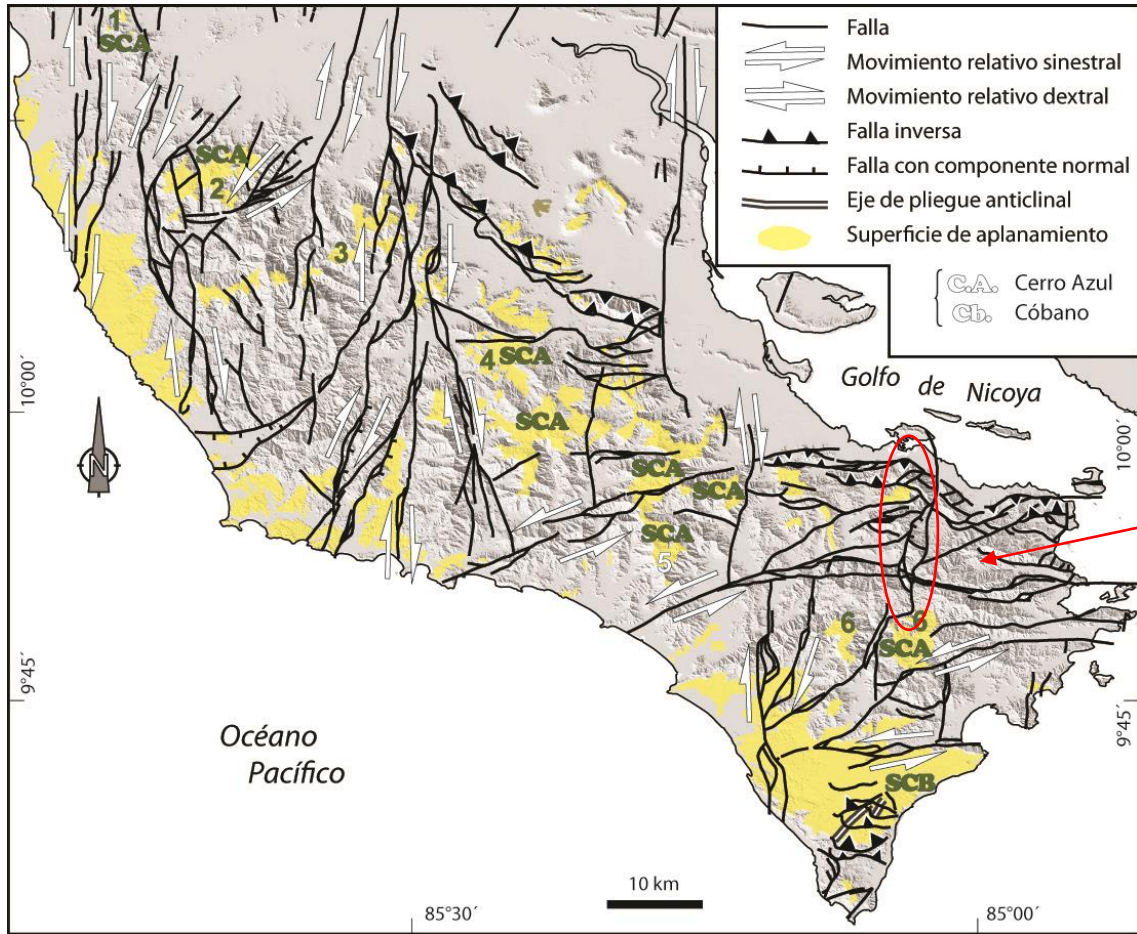


Fig.7: Sistema de fallas neotectónico de la península de Nicoya y las superficies de aplanamiento (limitadas en gris), donde se muestra la falla Lepanto (señalada dentro del elipse color rojo) y la depresión Montaña Grande (señalada con la flecha roja)¹

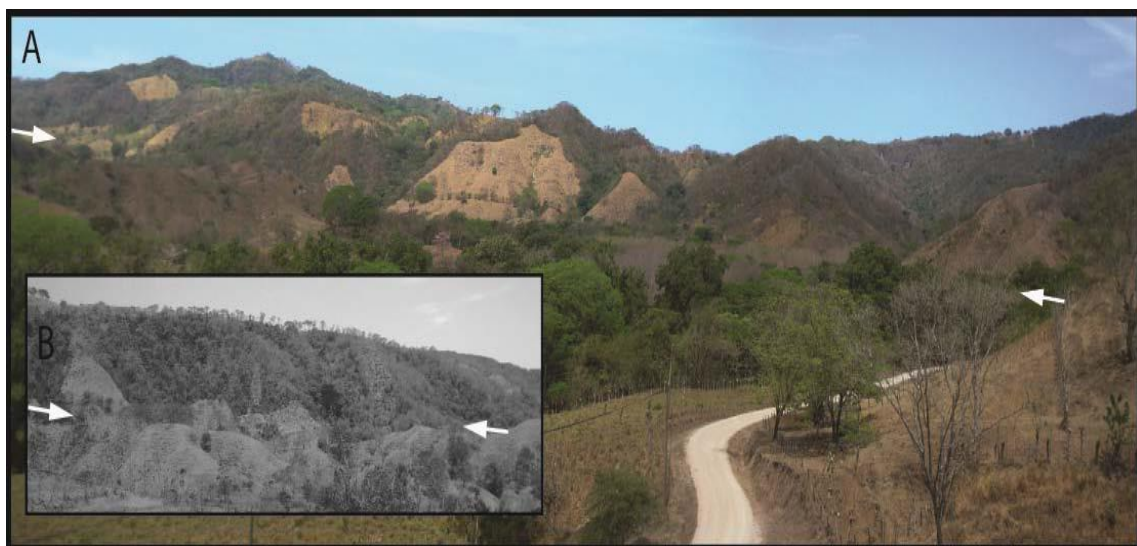


Fig.8: Vista al W de la depresión de Montaña Grande (DMG) en primer plano limitada al W por la traza de falla W de la falla Lepanto, que muestra un escarpe de fallafacetado al E. B: Vista al N del escarpe de falla facetado al W y bastante juvenil cerca de la localidad de Ilusión. El salto vertical es de unos 140 m.

Parada 2: Puente del río Morote (Latitud 10°3'49", longitud 85°15'59" o coordenadas Lambert 227,400N/397,700E)

Formación Loma Chumico (Albiano Superior);

Unidad superior del Complejo de Nicoya. Según Flores (2012) esta formación está compuesta por intercalaciones decimétricas a centimétricas de brechas y areniscas gruesas basálticas con areniscas finas y lutitas, silíceas y bituminosas.

Microscópicamente está compuesta por arenitas líticas muy alteradas con clastos de basaltos, minerales de plagioclasas, augitas y magnetita. Lodolitas bituminosas con o sin radiolarios, compuestas por matriz bituminosa, minerales oxidados, algunas plagioclasas y pómez colapsada y radiolarios.

Los fósiles más comunes con radiolarios, fragmentos de peces fosfatados?, foraminíferos planctónicos y algas (Erllich et al. 1996).

El espesor de esta Formación corresponde a los 600 m (Astorga, 1987); sin embargo Flores (2003) mide espesores máximos de 90 m, 70 m y 20 m en diferentes localidades.

La secuencia se presentan con estratificación decimétricas a centimétricas, los estratos son planos continuos y discontinuos, de geometría tabular, con sectores de estrangulamiento, mediana a altamente plegados. En la mayoría de las localidades presentan una compleja historia tectónica, evidenciada por múltiples planos de fallamiento inversos y reversos, sistemas de sobrecorrimientos intraformacionales (Erllich et al., 1996) y plegamiento, así como por varios sistemas de fracturas centimétricas a decimétricas rellenas con calcedonia.

La Formación Loma Chumico sobreyace inconformemente a basaltos, intrusivos y brechas asociadas al Complejo de Nicoya. Está sobreyacida discontinuamente por las formaciones Sabana Grande, Piedras Blancas y Curú.

Parada 3. Vueltas de Nambí (Latitud 10°13'4", longitud 85°31'12" o coordenadas Lambert 244,55N/370,0E)

Formación Nambí (Coniaciano al Campaniano)

Se trata de sedimentos turbidíticos compuestos por brechas basálticas y areniscas gruesas con gradación positiva y meteorización esferoidal; areniscas finas gris oscuro con intercalaciones en forma de láminas, lentes y cuñas de lutitas café, con laminación paralela y cruzada y fragmentos de hasta 40 cm de inoceramus y radiolarios en sección delgada. Intercalaciones de areniscas grises carbonatadas y lutitas café rojizas. Intercalaciones de areniscas gruesas y calcarenitas grises se presentan con estratificación decimétricas a centimétricas, los estratos son planos continuos, de geometría tabular, leve a intensamente plegados, principalmente en las áreas cercanas a las fallas Morote y Espavelar (Flores, 2003) y el espesor estimado de esta Formación es de 130 m.

Esta Formación sobreyace inconformemente a los basaltos del Complejo de Nicoya. Su contacto inferior con la Formación Sabana Grande, en general es discontinuo, excepto en área al N de los cerros Rejoya Oscura y Obispo, en donde se evidencia un contacto transicional (Flores, 2003). Está sobreyacida concordantemente por la Formación Piedras Blancas y discordantemente por la Formación Curú.

Su génesis está relacionada con una sedimentación turbidítica de origen basáltico, los sedimentos de la parte inferior de la formación representan la erosión del Complejo de Nicoya (Flores et al., 2003).

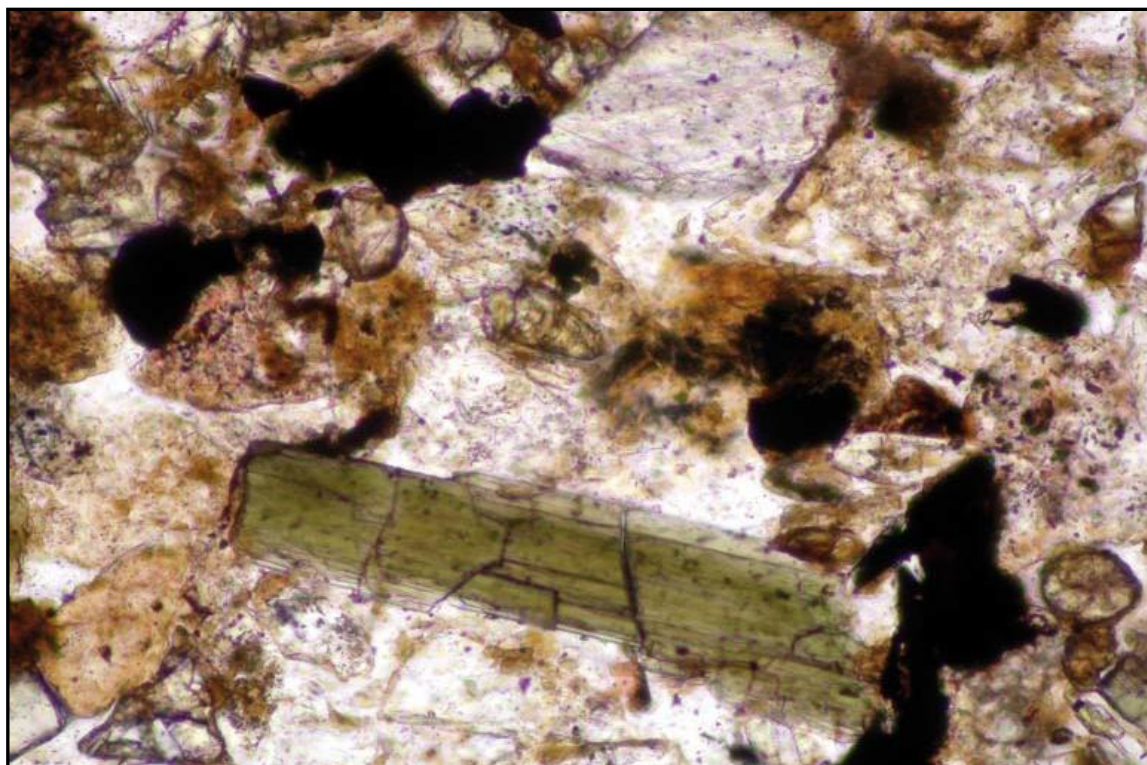


Fig. 9: Hornblenda verde dentro de wacke arcósica de la Formación Nambí (Longitud 9°59'47", longitud 85°17'1" o coordenadas Lambert 219,950N/395,800E). Tomado de Flores (2003).

Parada 4: Poblado sabana Grande (Longitud 10°11'25", longitud 85°29'33" o coordenadas Lambert 241500N/ y 373000E)

Formación Sabana Grande (Cretácico Superior)

Corresponde con los sedimentos pelágicos, hemipelágicos y turbidíticos que se encuentran ampliamente distribuidos en la península de Nicoya, con una notable influencia en el aporte terrígeno evidenciado por un aumento de intercalaciones de areniscas turbidíticas.

Denominada por Dengo (1962), por la buena exposición de estas rocas en el poblado de Sabana Grande, al N de Nicoya. Como otro estratotipo Flores (2003) propone el cerro Jesús (228700- 227650 norte y 394300-395000 este, hoja Matambú).

Esta Formación está compuesta principalmente por lutitas silíceas, calcilitas parcialmente silicificadas (calizas silíceas) e intercalaciones de areniscas medias y finas ligeramente calcáreas (basado en la redefinición de Flores (2003).

Se calcula que tiene un espesor de 250 m., (Flores, 2003).

Las secuencias se presentan con estratificación decimétricas a centimétricas, los estratos son planos continuos, de geometría tabular, se presenta leve a medianamente plegados.

Se le asigna una edad probable del Coniaciano-Campaniano (Flores,2003; Bandini et al, 2008).

Esta formación sedimentaria sobreyace inconformemente al Complejo de Nicoya. Los contactos son discordantes erosivos o por fallas. Esta sobreyacida discontinuamente por sedimentos del Coniaciano de la Formación Nambí, del Campaniano de la Formación Piedras Blancas y del Maastrichtiano de la Formación Curú.

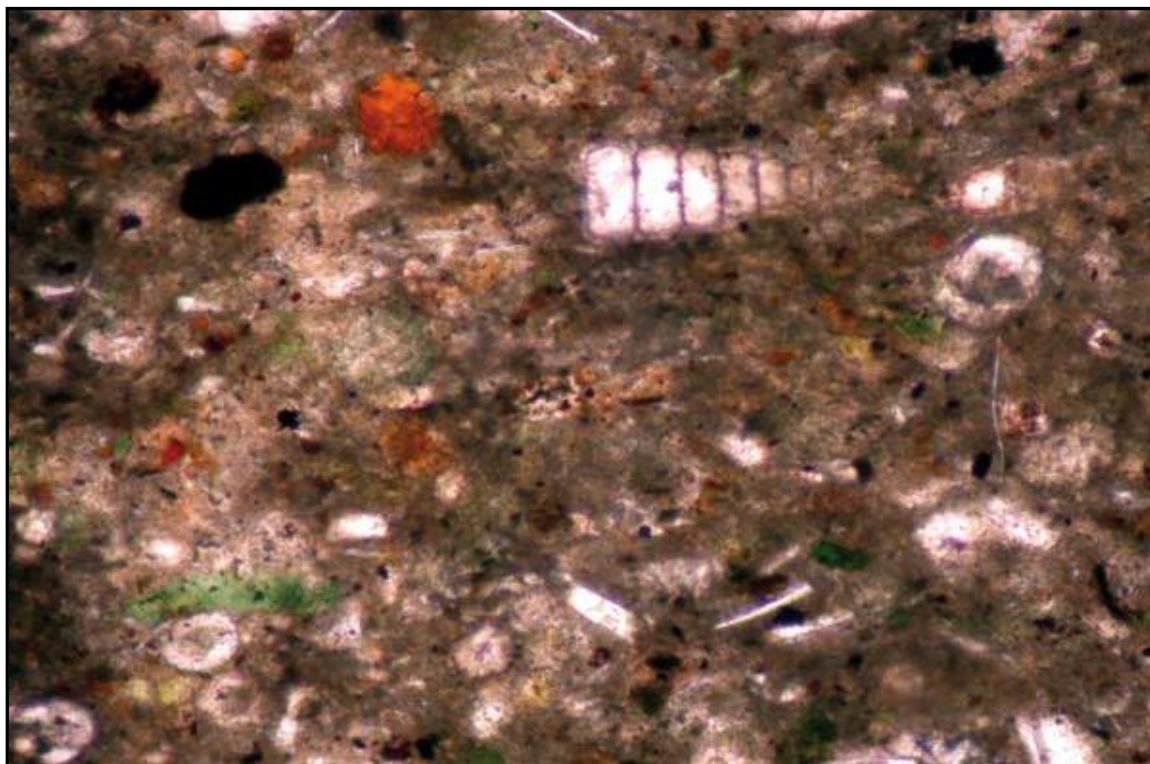


Fig.10: Lodolita micrítica con radiolarios y shards de la Formación Sabana Grande (237,65N/380,4E). Tomado de Flores (2003).

SEGUNDO DÍA

Continuación por el Complejo de Nicoya

Gira dirigida por el Dr. Percy Denyer¹, MSc. Teresita Aguilar¹ y el MSc. Walter Montero¹

1. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.

Varios autores han diferenciado unidades que representan al Complejo de Nicoya, siempre dentro de un criterio litoestratigráfico; siendo las unidades más usadas: a) **la unidad Basaltos**, correlacionada con la Unidad Matapalo y parte de la unidad Esperanza (*sensu* Kuijpers, 1979) parte superior del Complejo de Nicoya, b) **la unidad radiolarita**, que se correlaciona con la Formación Punta Conchal (*sensu* H.-J. Gursky, 1989) y con la parte superior de la Unidad Matapalo (*sensu* Kuijpers, 1979), b) **el intrusivo Potrero** que se diferenció del Complejo de Nicoya *sensu stricto* (Denyer & Arias, 1993), estas rocas fueron descritas parcialmente como parte de la Unidad Esperanza (*sensu* Kuijpers, 1979).

Unidad Basaltos (desde el Jurásico Temprano)

Correlacionado con la Unidad Matapalo y parte de la unidad Esperanza (*sensu* Kuijpers, 1979), representa al Complejo Inferior.

Los basaltos son de color verde a gris oscuro. Destaca la ausencia de basaltos en almohadilla en esta Unidad; sin embargo en algunas localidades principalmente costeras (p.e. playas del Coco), si se pueden observar almohadillas bien desarrolladas.

Los basaltos son de grano fino, generalmente afíricos, consistiendo de plagioclasas, augita, clorita y óxidos de hierro y titanio. Todo esto en una matriz afanítica. Generalmente, se presentan vetillas de calcedonia, zeolitas, ópalo, y rara vez de calcita (Fig.9).

La meteorización existente dificulta distinguir los basaltos de los numerosos cuerpos intrusivos de carácter gabroico hasta diabásicos presentes. Además es importante el alto grado de fracturamiento presente en esta litología, que indican el intenso tectonismo que los ha afectado.



Fig.11: Microfotografía de un basalto típico del Complejo de Nicoya¹ Muestra tomada al cerca de Los Bolillos, hoja Cerro Brujo

Unidad Radiolaritas (Jurásico Medio-Cretácico Superior)

Se concentra principalmente en el sector SW de la península entre el poblado de Huacas, playa Cabuya (Latitud 10°21'55", longitud 85°51'30" o coordenadas Lambert 261000N/333000E) y punta Salinas (Latitud 10°26'32", longitud 85°47'41" coordenadas Lambert 269500N/340000E), al S de Cartagena en la hoja Belén y al N y S de Sardinal.

Se trata de rocas de origen pelágico, de grano fino a muy fino, estratificadas en estratos milimétricos a centimétricos, duras y presentan variedad de coloraciones que van desde rojo, verde, amarillo, blanco, gris hasta negro (Fig.12). Generalmente replegadas en pliegues cerrados hasta isoclinales, siendo los tipo chevron muy frecuentes; dando a estas rocas un aspecto caótico.

Se encuentran muy a menudo asociadas a mineralizaciones de Mn-Fe, resultado de alteración hidrotermal, alterando las radiolaritas en jaspes y pedernales de colores rojo y amarillo muy intensos. El proceso está relacionado a un vulcanismo exhalativo de fondo

oceánico, procesos que se están dando actualmente en la dorsal Galápagos (Kuijpers & Denyer, 1979; Denyer & Kuijpers, 1979).

Esta unidad sobreyace disconformemente a la Unidad Basaltos, y es intruída por numerosos gabros y diabasas de la Unidad Potrero, los cuales han afectado térmicamente a estos sedimentos.

Su espesor es considerado por diferentes autores desde los 30 a los 50 metros.

Presenta una fuerte deformación tectónica (pliegues isoclinales-chevron) y un alto grado de fallamiento. Destaca una gran plasticidad durante la deformación, la cual pudo haberse visto favorecida con el calentamiento de las radiolaritas por la intrusión que tuvo como en el Cerro Encanto (Latitud 10°24'5", longitud 85°49'19" latitud o coordenadas Lambert 265000N/337000E) y Cuesta Huacas que dieron paso a metamorfismo de contacto. En estos lugares las cornubianitas no se presentan plegadas y el Cerro Encanto sirve como substrato a los pliegues plásticos.

Intrusivo Potrero (Cenomaniano y el Campaniano)

Según Denyer & Arias (1993) está compuesto principalmente por gabros, diabasas, doleritas y en menor grado plagiogranitos. Se encuentran distribuidos principalmente por debajo de la latitud 10°26'49", longitud 85°47'8" o coordenada Lambert 270000 N/341000E y en menor medida al N de Potrero y al W de Sardinal. El cuerpo principal cubre un área superior a los 200 km², y se ubica en la región S-central del área. Los gabros (hasta microgabros o diabasa) son macroscópicamente color oscuro, de textura porfirítica y rica en minerales máficos con acumulaciones esferoidales centimétricas de piroxenos. Se distribuyen como dique y/o sill (Fig.13), que en algunas ocasiones están representados por cumulitas de bitownita (Burgois et al.; 1984). Microscópicamente presenta una textura holocristalina hipidiomórfica- intergranular a ligeramente subofítica con fenocristales de plagioclasa (tipo labradorita), augita titanífera opacos, rara vez apatito, olivino, y comúnmente cloritas y nontronitas (?) como minerales de alteración. Los diques de doleritas están compuestas por nódulos de anortositas (An 88-83) (Tournon, 1984) los cuales se caracterizan por un aumento del diámetro de los cristales de las paredes hacia el centro.

Los intrusivos de tipo plagiogranito, se caracterizan por tener un color blancuzco, textura holocristalina, rica en minerales leucocráticos (cuarzo y feldespatos) así como algunos máficos del tipo hedenbergita (?), siempre en porcentajes menores. Es frecuente encontrar enriquecimientos locales de magnetita.

Considerando que los intrusivos afectaron térmicamente a radiolaritas con edad Cenomaniense, su rango temporal no debe superar esta edad, los intrusivos son posteriores a las radiolaritas, que han sido afectadas por el calor del cuerpo intrusivo y han sido por lo menos parcialmente asimiladas. Los sedimentos de la Formación Sabana Grande no han sido afectados por éstos, por lo que su edad debe de quedar restringida entre el Cenomaniano y el Campaniano.

Parada 1: Cerro El Encanto (Latitud 10°24'5", longitud 85°49'19" o coordenadas Lambert 265000N/337000E)

Contacto de la unidad Radiolaritas con la unidad intrusivo Potrerros.

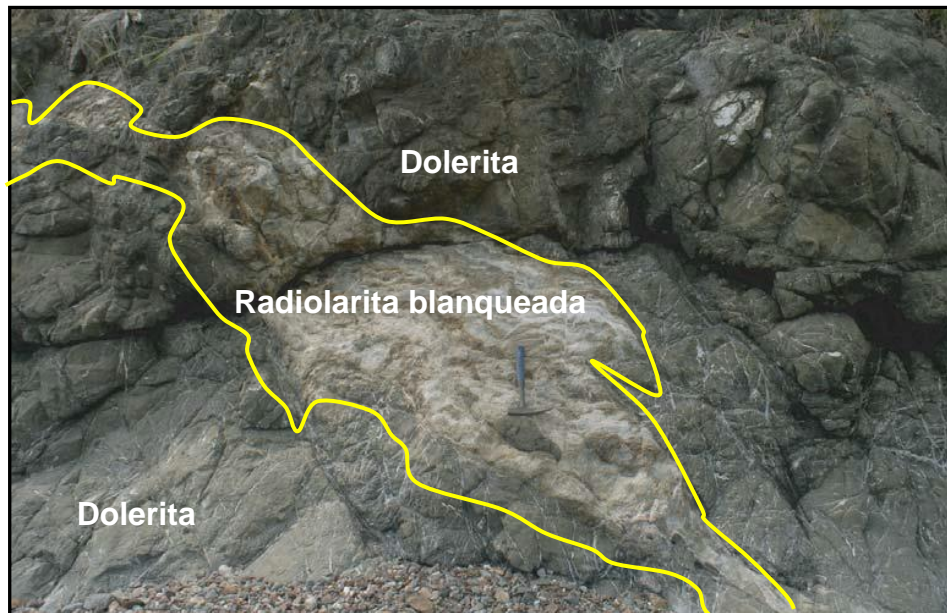


Fig 12: Xenolito de radiolarita de tamaño métrico dentro de una leucodolerita, en la localidad de El Encanto¹

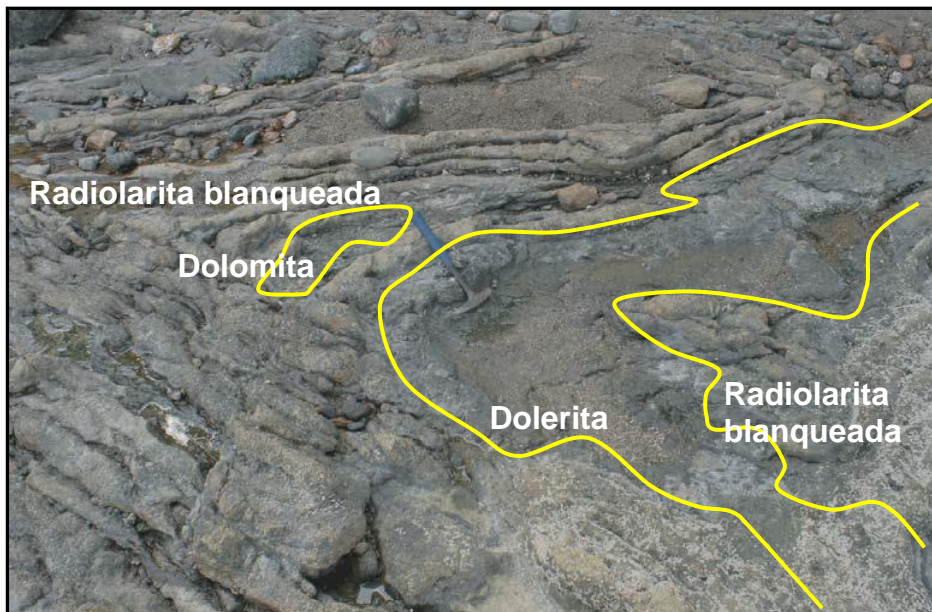


Fig. 13: Pliegue en radiolaritas que muestra la intrusión de doleritas en la zona de charnela en la localidad de El Encanto (hoja Matapalo)¹.

Parada 2: Flamingo (Latitud 10°25'44", longitud 85°47'41" o coordenadas Lambert 268000N/340000E).

Contacto de la unidad Radiolaritas con la unidad del intrusivo Potrerros.



Fig.14: Contacto entre los gabros del Intrusivo Potrero y las radiolaritas del Complejo de Nicoya. Nótese la zona de radiolaritas blanqueadas por el efecto térmico del intrusivo. Fotografía en el acantilado norte de playa Flamingo. Hoja topográfica Matapalo¹.

Parada 3: Potreros (Latitud 10°24'5", longitud 85°49'19" o coordenada Lambert 265000N/337000E)

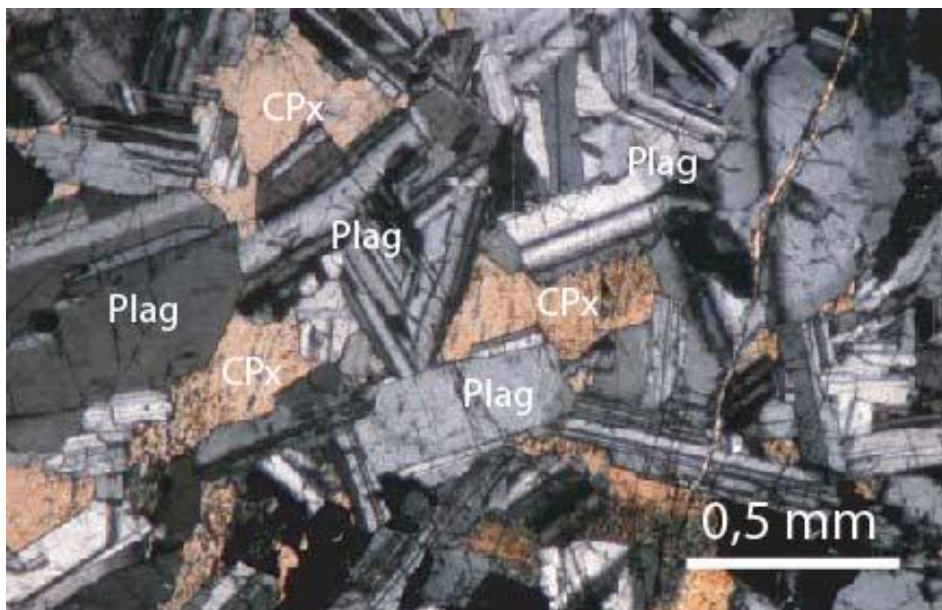


Fig. 15: Microfotografía de un gabro típico del Intrusivo Potrero¹.

Parada 4: Cuesta Huacas (latitud 10°22'13", longitud 85°45'41" o coordenadas Lambert 261500N/343600E)

Zona de metamorfismo de contacto favorecido por el calentamiento de las radiolaritas al ser instruidos, formándose cornubianitas.



Fig.16: Afloramiento de radiolaritas de Cartagena con una edad Jurásico Medio¹.

Parada 5: Poblado Guardia (Latitud 10°33'55", longitud 85°35'13" o coordenadas Lambert 283000N/362800E)

Formación Bagaces (Mioceno-Pleistoceno Temprano)

Son ignimbritas de composición dacítica y sedimentos lacustres asociados. Esta formación representa una potente sucesión compleja, resultado de erupciones volcánicas que alternan con procesos sedimentarios (Bohnenberger, 1968).

Su espesor puede estar en un rango de 300 y 4000 m (Proyecto ACUASUB, 1975).

Esta formación se divide en tres miembros:

a) Miembro Inferior: Está constituido por unidades litológicas lacustres y fluviolacustres compuestas de arenas y arcillas cenicientas, las cuales alternan con lapilli y presentan algunos horizontes de grava y algunos fósiles litorales (Escarpa del Río tempisque).

b) Miembro Intermedio: Constituido por ignimbritas, lavas y tobas aglutinadas, también columnares. La base de este miembro esta constituido por tobas bien macizas y fracturadas (Hacienda Palenque y Pelón de la Bajura).

c) Miembro Superior: Están compuestas por tobas aglutinadas, tobas soldadas, y material heterogéneo. Las tobas son de distintas texturas que se encuentran entre suelos fosicementados por cenizas, a veces simplemente compactadas y otras aglutinadas. Las grietas son frecuentes y están rellenas por material residual.

TERCER DÍA

Continuación por el Complejo de Nicoya

Gira dirigida por el Dr. Percy Denyer¹, MSc. Teresita Aguilar¹ y el MSc. Walter Montero¹

1. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.

Referencia principal: *Informe final "Geología de la península de Nicoya Actualización, sintetización y digitalización de la cartografía geológica de la península de Nicoya"*, Dirección de Geología y Minas MINAET, Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas UCR, 2011. Autores: Percy Denyer, Teresita Aguilar & Walter Montero.

Parada 1. Belén de Nicoya (Latitud 10°25'11", longitud 85°47'8" o coordenadas Lambert 267000N/341000E)

Falla Belén

Forma parte del sistema de falla Belén que tiene un dominio translacional de la región central-septentrional de la península de Nicoya. Presenta un trazo bastante rectilíneo y un rumbo cercano al N-S (Fig.17). Se inicia al S en el sector E de la bahía Sámara, donde corta y desplaza una superficie de aplanamiento de unos 120 m de altura. Al N de la unión de las fallas Quirimán y Belén, el valle encajado antecedente del río Grande, es desplazado ~ 0,5 km en forma dextral por la falla Belén. El sector N de la falla Belén se ubica en una zona cubierta con depósitos recientes, por lo que su trazo es inferido. Al N se continúa fuera del área de estudio.

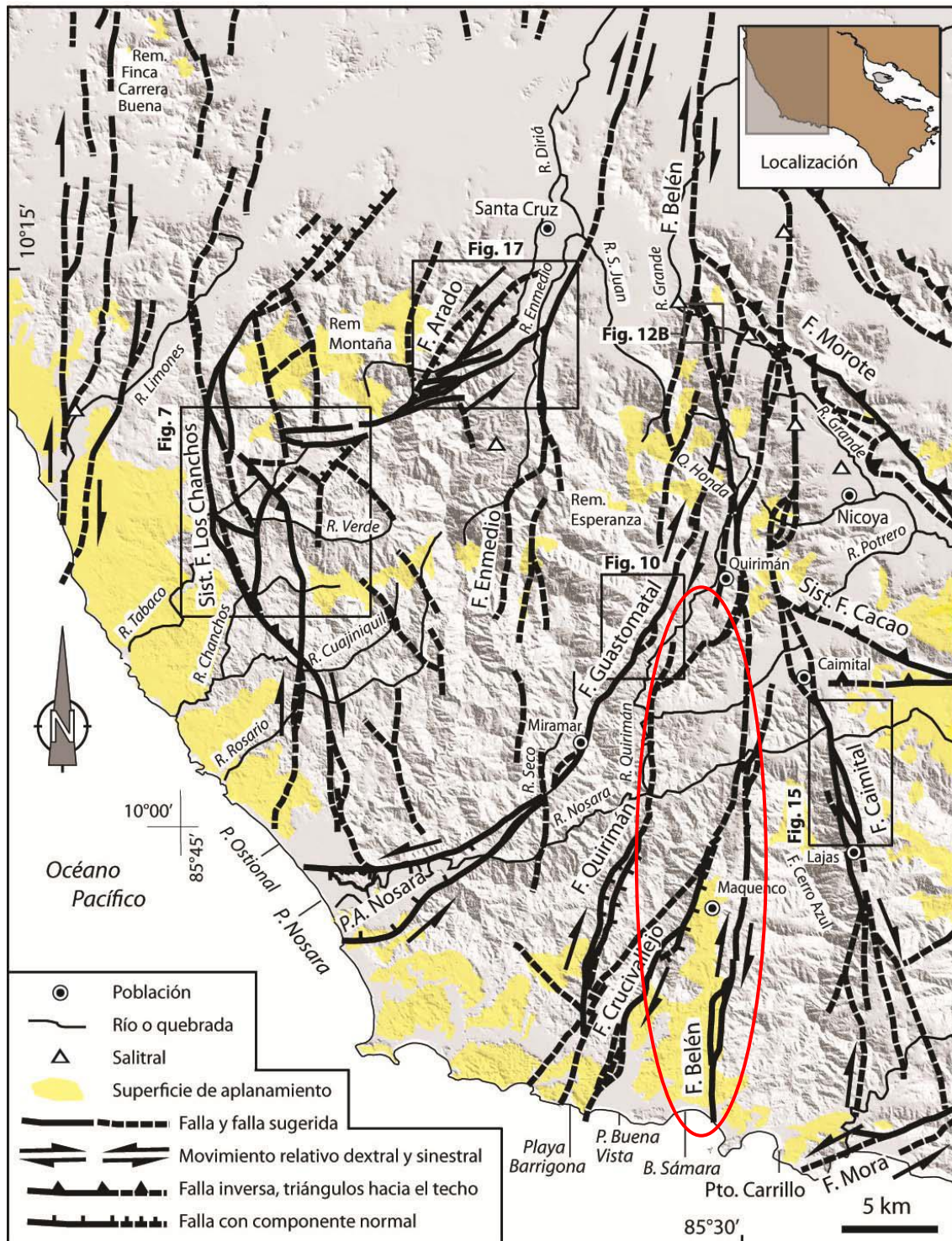


Fig.17: Sobre un modelo de elevación digital se muestra el subdominio translacional extensivo comprendido entre los sistemas dextrales Los Chanchos y Belén del NW de la Península de Nicoya 1.

La falla Quirimán inicia al S en playa Barrigona. Al N corta y desplaza dextralmente una superficie de aplanamiento con una altura de hasta 80 m. Más al N, al entrar en la zona montañosa, la falla se divide en dos trazos de rumbo NNE, mostrando escarpes facetados al E y continuos por unos 8 km. La traza W tiene un escarpe prominente a lo largo del cual se bascula al W el bloque intermedio. Este sector de la falla se considera transtensivo.

Continuando al N, ambas trazas se unen y el rumbo de la falla cambia al N. Cerca de la localidad de Quirimán, la falla retoma un rumbo NNE y se acerca a la falla Guastomatal, también de rumbo NNE. Entre ambas fallas, que tienen escarpes facetados, se define un ancho valle aluvial anómalo dentro de una zona de topografía quebrada, lo cual sugiere una transtensión. Al N, al unirse con la falla Belén, se observa desplazando terrazas aluviales (Fig.18), ligeramente aguas arriba de la confluencia de la quebrada Honda con el río Quirimán.

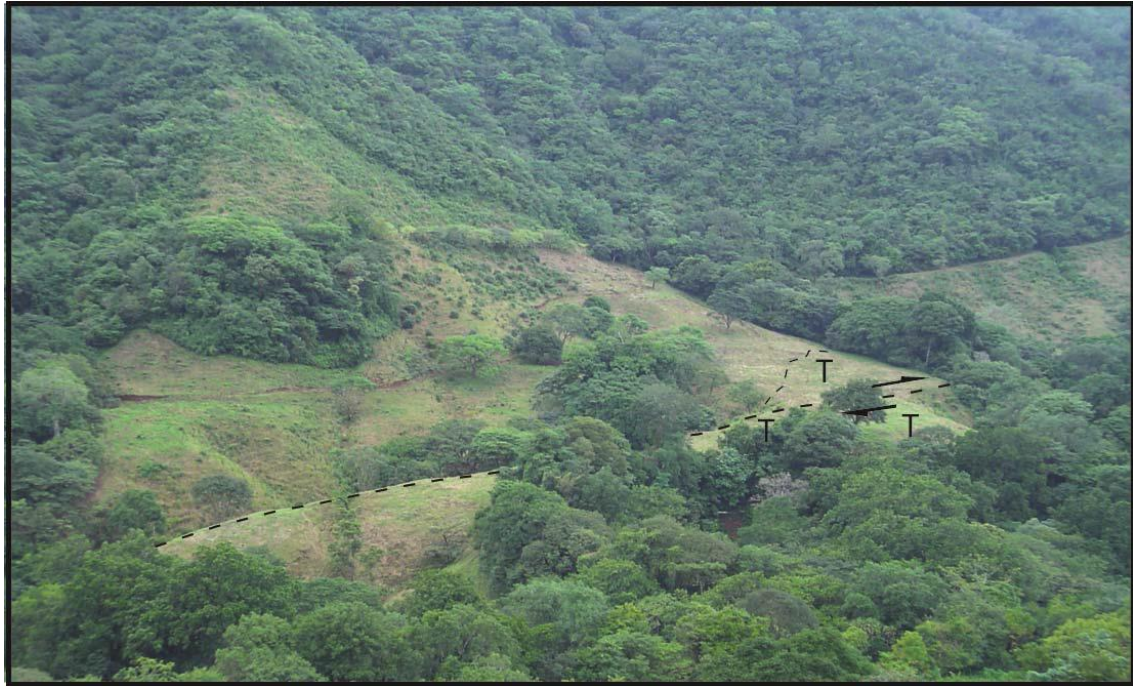


Fig.18: Vista al WNW de la falla Quirimán donde se une con la falla Belén, mostrando desvío derecho de terraza aluvial asociada con la quebrada Honda, aguas arriba de su confluencia con el río Quirimán¹.

Parada 2. Playa Puerto Carrillo (Latitud 9°51'53" longitud 85°29'20" o coordenadas Lambert 205000N/373250E)

Formación Brecha Puerto Carrillo (Mioceno)

Se tratan de brechas mal estratificadas constituidas por fragmentos basálticos y/o silíceos, también presentan clastos de gabra y jaspe de color amarillo-naranja. Las brechas están mal seleccionadas con granulometría variable. Generalmente no presentan matriz y cuando la tienen esta es lutítica calcárea. Los granos son angulosos a subredondeados, color variable, desde verde negruzco a verde blancuzco, presenta pátina negra o pardo rojiza de hierro y manganeso. Lentes de arenitas y calcilitas intercaladas con las brechas.

Baumgartner et al. (1984), la describe como conglomerados y brechas producto de la erosión submarina del Complejo de Nicoya.

Por lo general presenta un espesor reducido de 0.5 m, pero puede alcanzar varias decenas de metros y excepcionalmente supera los 100 m.

La edad fue definida por Sprechmann (1984) que infiere una edad Santoniano Superior-Campaniano Inferior y por Baumgartner et al. (1984) que documentan una edad de Campaniano Superior-Mastrichtiano con base en la abundante presencia de *Globo truncana* en las calizas pelágicas rosadas-beige intercaladas.

La Formación es geográficamente muy localizada y genéticamente relacionada con la erosión del Complejo de Nicoya. Se correlaciona lateralmente con la Formación Barbudal en el área Tempisque.

Parada 3. Desembocadura del río Ora (Latitud 9°51'54" longitud 85°27'17" o coordenadas Lambert 205500N/377000E)

Pillow lava del Complejo de Nicoya (Complejo inferior)

Unidad de origen ígneo correlacionado con la Unidad Matapalo y parte de la unidad Esperanza (*sensu* Kuijpers, 1979), que corresponden a la parte inferior del Complejo. Las lavas son de color verde a gris oscuro con almohadillas bien desarrolladas.

Las lavas principalmente son basaltos de grano fino, afíricos, consistiendo de plagioclasas, augita, clorita y óxidos de hierro y titanio. Todo esto en una matriz afanítica. Generalmente, se presentan vetillas de calcedonia, zeolitas, ópalo, y rara vez de calcita.

Parada 4. Carretera al puente de La Amistad

Falla Morote

Falla que corresponde a la paleotectónica del Complejo de Nicoya. Es una falla inversa de rumbo entre W-E-W y NW, redefinida por Flores et al (2003). Al NW y SE termina abruptamente contra las fallas Belén y Carmona, respectivamente. La falla tiene varias trazas con rumbo oscilante entre WNW a NW, limitadas por escarpes facetados predominantemente al SW. Asimismo, en el sector central-W de la falla y al NE de los escarpes se ha determinado una superficie de aplanamiento levantada y basculada al NE. Lo anterior indica que el plano de falla principal se inclina al NE. Sin embargo, en el sector E de la falla muestran escarpes facetados al NE y SW



Fig. 19: Vista hacia el NNW desde el cerro Calera del escarpe de falla de la falla Morote facetado al W¹. En primer plano se observa la depresión donde se asienta Nicoya. B: Vista al NW del escarpe de falla facetado al W de la falla Morote en el sector de los cerros de Jesús.

Parada 5. Poblado Tortugal (Latitud 10°10'12", longitud 85°00'14"o coordenadas Lambert 239100N/4265000E)

Komatitas de Tortugal (Complejo inferior)

Tal como se ha mencionado en la descripción del **Complejo de Nicoya:-unidades de origen ígneo**, el basamento litológico de la región está constituido por rocas basálticas, diabasas, gabros y por la secuencia de Komatitas, conocidas como Komatitas de Tortugal del Complejo de Nicoya de edad Cretácico descritas por Alvarado & Denyer (1998)

Estas rocas son de origen ígneo formada a partir de lava extremadamente caliente, fluida y rica en magnesio que deriva de un manto terrestre caliente. Fueron tectónicamente emplazadas sobre rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico-Cretácico, por medio de un nappe, es decir una gran masa rocosa que se ha movido varios kilómetros desde su posición original, generalmente sobre una falla inversa y de bajo ángulo, que causó que rocas provenientes del manto terrestre se montaron sobre las rocas formadas en el fondo oceánico (Tournon & Azéma, 1980; Burgois et al., 1984)

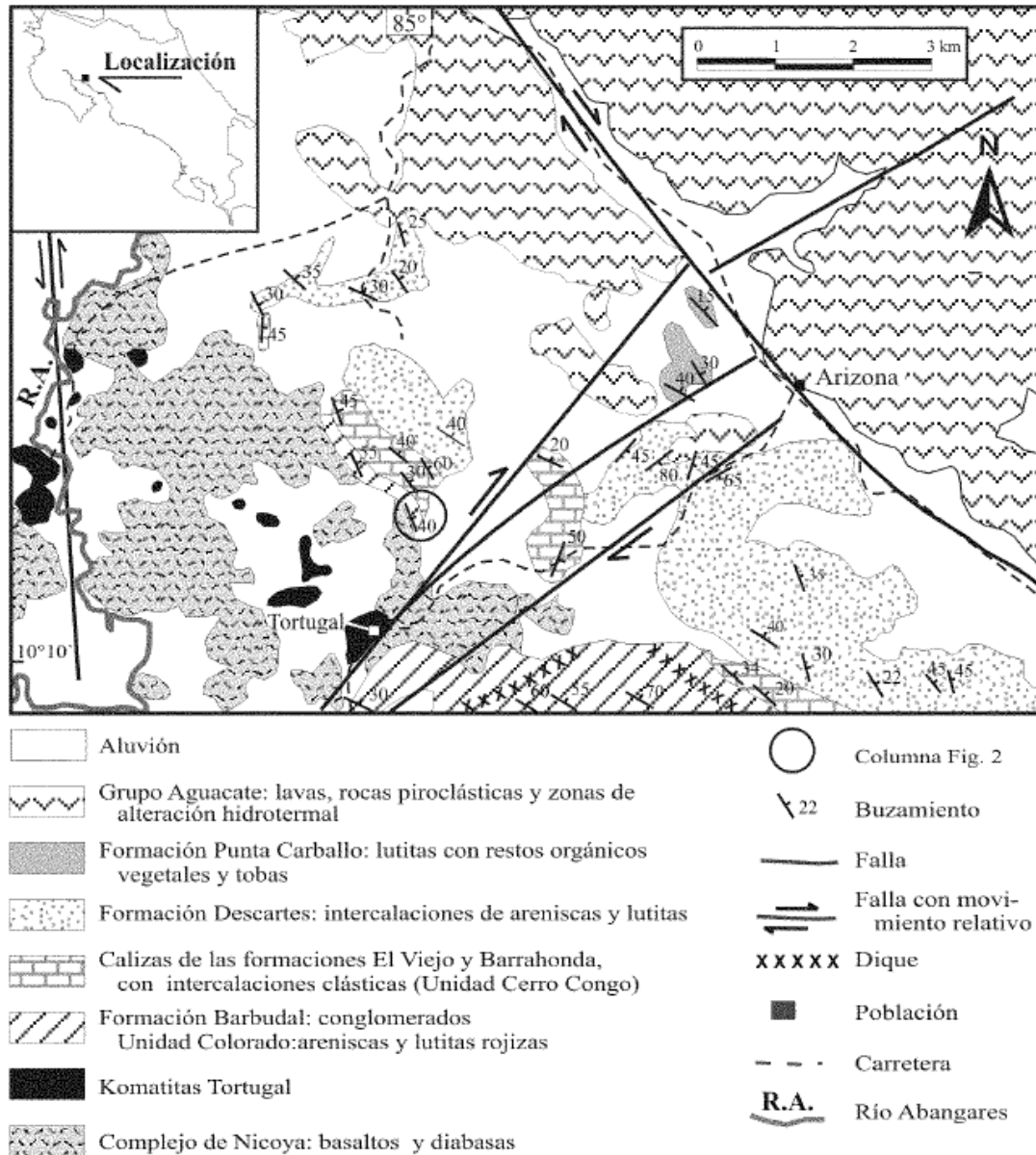


Fig.20: Primer hallazgo de *Trigononias* (Mollusca:Bivalvia) vretácicas de Costa Rica (Tortugal, Guanacaste): Geología, estratigrafía y Paleontología. Aguilar & denyer, 2002, revista geológica de América central, 26:53-63, 2002

CUARTO DÍA Recorrido por el Mioceno-Plioceno Grupo Aguacate

Gira dirigida por la MSc. Ana Sofia Huapaya¹ y por el Lic. Mario Gómez ¹

1. Dirección de Geología y Minas, Ministerio de Ambiente y Energía.

Referencias

Petr Kycl, Vladimír Žáček., Radomír Grygar, Petr Hrazdír, Sofia Huapaya R., Jana Karenová, Lucie Kondrová, Enrique Q. Mendoza, Václav Metelka, Petr Mixa, Josef Ševčík, Tomáš Vorel; Lenka Hradecká, Miroslav Rejchrt, Lilian Švábenická &

- Stanislav Čech, R. G. (2010). *Estudio Geológico. Hojas: Miramar, Chapernal, Juntas. Informe Final*, p. 268. Informe inédito.
- Žáček, V., Vorel, T., Kycl, P., Huapaya, S., Mixa, P., Grygar, R., Havlíček, P. Čech, S., Hrazdír, P., Metelka, V., Ševčík, J. & Pécskay (2012). *Geología y estratigrafía de la hoja 3246-II Miramar, Costa Rica*. Revista Geológica de América Central, San José Costa Rica, p. 7-54. (Sprechmann, 1984)
- Sprechmann, P. (1984). *Manual de Geología de Costa Rica* (Vol. 1). (P. Sprechmann, Ed.) San José, Costa Rica: Universidad de Costa Rica.
- Ruiz, S. R. (2012). *Diagnóstico de la minería artesanal aurífera en el cantón de Abangares, Costa Rica*. San José ; Costa Rica. Informe inédito.

Durante el Mioceno se consolidó la actividad volcánica en nuestro territorio, que ya se había intensificado desde el Oligoceno a lo largo de toda América Central. Grandes volúmenes de lavas, depósitos piroclásticos e ignimbritas se encuentran a lo largo del país. Como expresión de este vulcanismo tenemos los macizos volcánicos de las cordilleras de Aguacate, Tilarán y Cutris-Sarapiquí.

Litoestratigráficamente se ha diferenciado dos formaciones importantes relacionadas a la cordillera de Tilarán y los montes del Aguacate: la Formación Aguacate denominada como Grupo por Madrigal (1970) y la Formación Monteverde (Pleistoceno) que sobreyace a la Formación Aguacate.

La Formación más antigua fue afectada por una alteración hidrotermal muy intensa la cual está relacionada a la mineralización de oro en el País.

Grupo Aguacate

El Grupo Aguacate está conformado principalmente por lavas basálticas hasta basalto-andesíticas, rocas piroclásticas, brechas y sedimentos vulcanoclásticos subordinados. Está cortado por intrusiones de química variada, en algunas partes hay cuerpos subvolcánicos de riolitas, dacitas, andesitas, basaltos y en otras intrusiones más profundas de dioritas hasta gabros (Žáček et al. ,2012; Shultz et al. ,1987 en Alvarado, et al. 1992).

Este grupo se caracteriza por que las rocas presentan una intensa alteración hidrotermal que se manifiesta de diferentes tipos. Algunas están asociadas a intrusiones de composición ácida, principalmente riolítica y otras asociadas a una alteración hidrotermal aurífera de carácter regional, que se caracterizan por ser rocas alteradas multicolor (verdes, pardos, morados, etc.) y por la existencia de vetas y vetillas de cuarzo. La Formación Aguacate está vinculadas con numerosas vetas epitermales de Au de yacimiento de tipo SADO, Mosier et al. (1986). Estos yacimientos se originan en un ambiente de arcos magmáticos como el producto de celdas hidrotermales de convección sobre chimeneas magmáticas superficiales. Las hidrotermas, formadas principalmente por aguas meteóricas, que lixivian metales a partir de secuencias volcánicas en el techo de la chimenea, que ascienden por frágiles estructuras de fallas como también de fisuras y a la vez como es obvio a partir de la texturas de brechas abren estas estructuras hidromecánicamente, en el caso de esta Formación se cree que las fuentes se encuentran

por debajo de la cordillera de Tilarán y Montes del Aguacate (U.S. Geological Survey, et al., 1987).

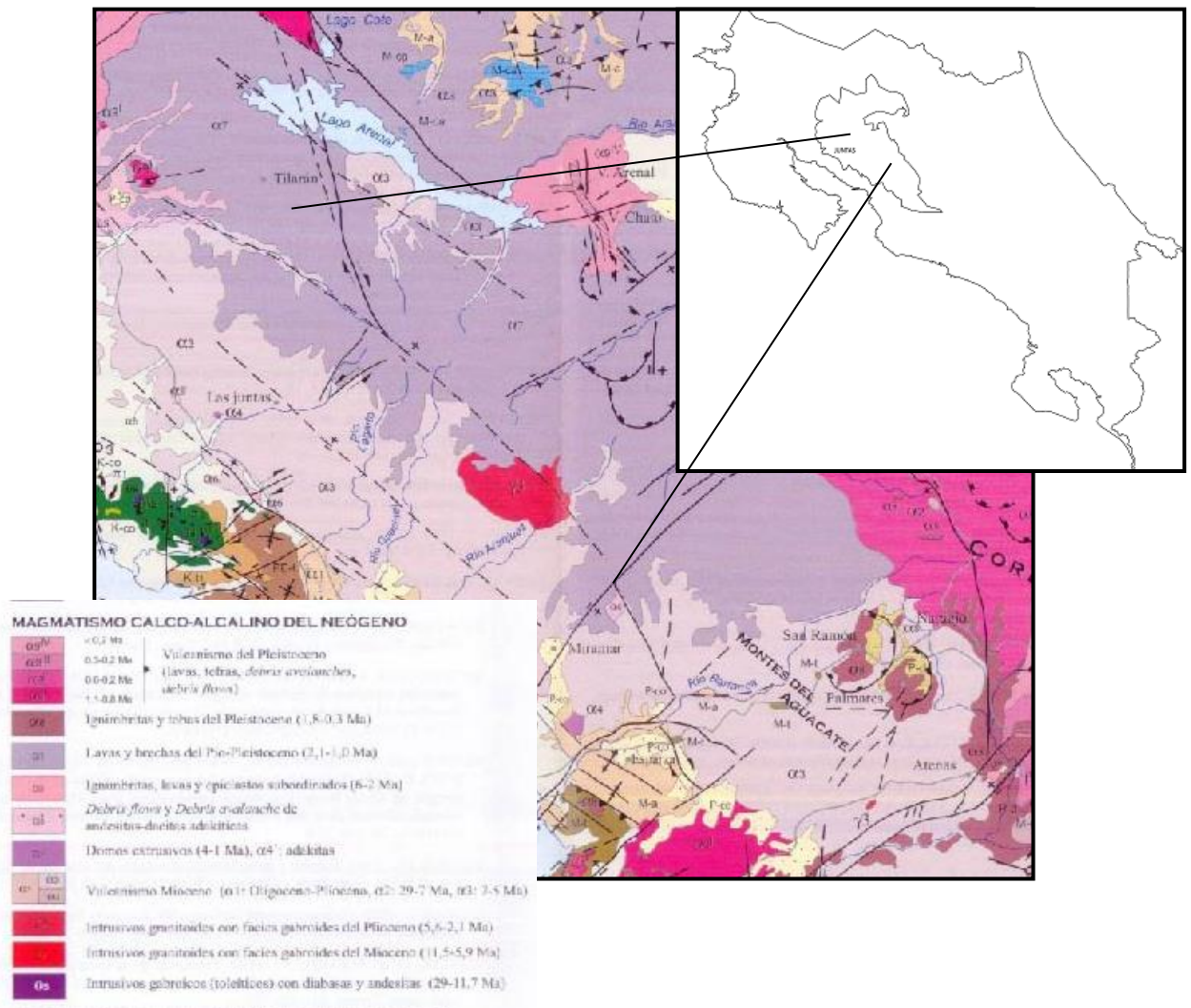


Fig.21. Geología de la región de los Montes del Aguacate y la Cordillera de Tilarán.

La mineralización aurífera está asociada a vetas de cuarzo con dirección predominante NNE-SSO, el oro es generalmente submicroscópico. Muy a menudo el Au nativo se encuentra en el cuarzo y también asociado a una simple paragénesis sulfurada. El oro está sujeto a vetas de cuarzo y vetas de diferentes espesores, desde centimétricas hasta 7 m (La Unión, veta Los Angeles, Abangares - Tres Hermanos, Recio, Sierra Alta, Beta Vargas, Buena Suerte, Mina Chassoul). Mayor enriquecimiento se da en la intersección NE-SO de las fallas principales. El aumento en el contenido de Au se produce también en la roca caja, que fueron alteradas por los fluidos mineralizantes. El oro se presenta nativo, a menudo con un alto contenido de Ag y hacia las profundidades pasan a electrum. El contenido de plata por lo general varía entre 10-30%.

Aunque el oro es usualmente microscópico también se han manifestado en forma de pepitas de oro, las que han sido medidas en las menas de la Mina Chassoul, Sierra Alta, Recio y Tres Hermanos y normalmente alcanzan tamaño de 10-20 micrómetros.

En las vetas epitermales, el oro suele estar acompañado de sulfuros (calcopirita, esfalerita, galena, tetraedrita) en cantidades variables, a nivel local dominan los sulfuros polimetálicos (Guaria-Guacimal, Mina Moncada). Roberts e Irving (1957) describieron realgar, arsenopirita y antimonita en la mina Montezuma (parte del asiento Bellavista), Shawe (1910) en Muñoz (1990) menciona proustita-pirargirita, miargirita, freibergita y acantita en las minas de Miramar.

La mineralización aurífera está dispuesta en la región en una franja de dirección NO-SE, de longitud de casi 100 km, junto al pie suroeste de las cordilleras. Muñoz (1997) los clasifica en cuatro distritos de yacimientos:

- a. Tilarán, Abangares (Distrito Abangares: Las Juntas)
- b. Guacimal
- c. Miramar (Mina Bellavista y La Unión):
- d. Esparza - Aguacate (Mina Moncada)

A continuación se presenta un listado de las principales concesiones mineras que han operado históricamente en cada uno de los distritos mineros. Las labores de la mayoría de concesiones mineras se encuentran suspendidas por la Dirección de Geología y Minas (DGM); no obstante el desarrollo de la actividad artesanal continúa.

a. Tilarán, Abangares (Distrito Abangares: Las Juntas)

a.1) Mina La Luz: El contenido de oro en las menas oscila entre 12,5 a 37 g/t (OEA, 1978).

a.2) Mina El Recio: Las reservas no se han actualizado a la actualidad; sin embargo la USGS (1987) estimó 1 086 000 t con un contenido promedio de oro de 8,2 g/t, es decir 8,9 t de Au. La OEA (1978) reportara 2 700 000 t de reservas para la veta El Recio, Guayacán y El Silencio, con un contenido promedio de entre 7,8-15,6 g/t Au, es decir, alrededor de 32 t de oro. Los últimos estudios realizados con la cooperación del Servicio Geológico Checo, demostraron que las muestras de gangas de cuarzo contienen de 1-8 g/t Au y 10-30 g/t Ag.

a.3) Mina Tres Hermanos: Contenido de 16 g/t Au. Las reservas se calcularon en 2 940 600 t con una concentración metálica de 9,4 g/t, es decir 27,7 toneladas de oro USGS (1987).

a.4) Mina Cuatro Vientos: Las estimaciones de las reservas son de 59 079 t de mena con un contenido medio de 9,18 g/t Au, es decir, aproximadamente 540 kg de oro. En las partes más ricas el contenido de Au es hasta 46 g/t. La OEA (1978) muestra reservas totales de 224 466 t explotables para la veta Cuatro Vientos y algunos análisis de las muestras de las vetas oscilan entre 18,7-31,1 g/t y 6,2-43,5 g/t, pero sin información del contenido medio.

a.5) Mina Boston: La OEA (1978) declaró un total de 74 429 t de reservas de mineral sin indicación del contenido metálico, USGS (1987) declaró un 800 000 t de reservas con un contenido promedio de 7,41 g/t Au en las vetas de San Martín, San Rafael, La Fortuna, Negra, Loca y Pajuilla, es decir 5,9 t de Au.

a.6) Beta Vargas: Tiene un contenido promedio de 1,2 g/t de Au con reservas de 6,8 millones t de mineral, es decir alrededor de 8,5 toneladas de Au (Alan Castillo et al. 1983).

b. Guacimal

b.1 Mina Guacimal y santa Elena: Los contenidos son de hasta 0,09 g/t (Bonilla, 1984); según el CGS (2010) el contenido de Au es de 35 g/t.

b.2) Mina Santa Rosa: Los valores de los niveles más altos de Au varían de 8 a 6,5 t/g.

c. Miramar (Mina Bellavista y La Unión):

c.1) Mina Bellavista: con reservas de 13 600 000 t. y con ley de 50 g/t y ley de corte 1,54 g/t (Alan, 1990).

c.2) Mina La Unión y Bonanza: Ley promedio de 50 g/t; no existe actualización de reservas.

c.3) La Trinidad y Zamora

c.4) Mina Chassoul: La ley promedio es de 9,67 g/t, pero alcanza niveles superiores a 100 g/t, el contenido en Virgilio 7,34 g/t.

c.5) Mina Buena Suerte, Veta Buena Suerte

c.6) Mina Río Barranca: Ley promedio de Au es de 12 g/t y de Ag 30 g/t.

c.7) Mina Santa Clara: Reservas de 5,2 millones de toneladas con contenidos 2,06 g/t Au

c.8) Mina Rudin: archivada por la DGM

c.9) Mina Cuarenta Leones: archivada por la DGM

c.10) Mina San Ramón: sin datos.

d. Esparza - Aguacate (Mina Moncada)

d.1 Mina Moncada: el contenido promedio Au es de 8,91 g/t, localmente llega hasta los niveles extremos por encima de 100 ppm de Au. El contenido de plata es de 10-20 g/t. Las reservas fueron estimadas en 11 mil toneladas con ley de 9 g/t.

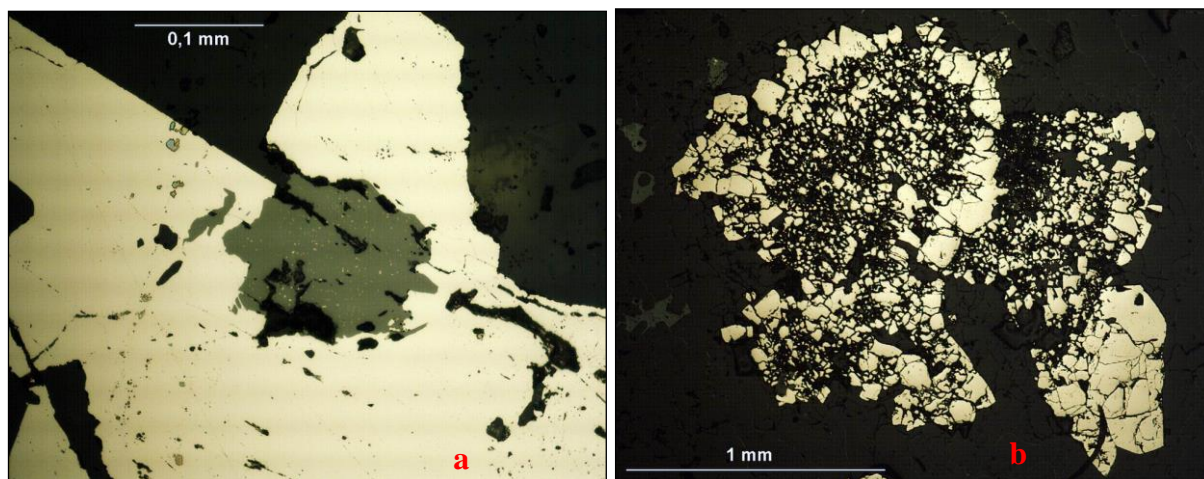


Fig.22: a) Mina Moncada: ganga de cuarzo donde predomina la esfalerita con mucho contenido de pirita, calcopirita y esfalerita. Foto Z. Táborský. b) Mina Moncada: antiguos fragmentos de esfalerita con numerosas inclusiones de calcopirita presionada por pirita. Foto Z. Táborský

Distrito minero de Abangares

Políticamente este distrito minero pertenece al Cantón de Abangares, provincia de Guanacaste. Se ubica entre las coordenadas geográficas 10° 15' 12" latitud y 84° 59' 51"

longitud. Tiene un ancho máximo de cincuenta y seis kilómetros en dirección noreste a suroeste desde la confluencia del río San Gerardo y Caño Negro hasta unos 1200 metros al noroeste de la desembocadura del estero Piedras en el litoral del Golfo de Nicoya.

En esta región es donde se desarrolló la industria minera más grande del país (Chaves y Sáenz, 1974).

En la Sierra de Abangares fue donde la **Compañía Abangares Gold Fields of Costa Rica** propiedad del Sr. Minor Cooper Keith construyó la primera planta de procesamiento de oro.

La explotación aurífera también marcó al distrito Las Juntas donde se desarrolló centros de convivio minero, en donde se reunían los obreros en los días de paga; para divertirse tomando y jugando al póker.

Está representado por vetas epitermales, que traspasan las andesitas miocénicas y pliocénicas de la formación Aguacate. La explotación a mayor escala se llevó acabo alrededor del año 1890 y continuó con pequeñas interrupciones hasta fines de los años noventa del siglo pasado. Actualmente está representada por una minería de tipo Artesanal que es regulado por el Gobierno de Costa Rica; aunque también existe explotación ilegal del recurso.

Con pocas excepciones todas las vetas en el distrito buzan de 60 - 85° NO, a veces verticalmente y están orientadas en dirección NNO- SSE.

El distrito se subdivide en tres sub-áreas:

- a) al **oeste**, vetas con dirección de N - S, con la obra minera abierta La Luz;
- b) al **sur de las Juntas**, las minas Tres Hermanos y El Recio. Después al NE las vetas son interrumpidas por la falla Los Limones, que continúa hasta la tercera área denominada Falla de Fortuna;
- c) La zona más **oriental Sierra Alta** se extiende al norte de Cerro Sierra y representa un sistema de vetas alargadas en la dirección SO-NE, afectados por numerosas fallas en la dirección NNO-SSE. Las obras más importantes en esta zona son la mina San Martín y la mina Boston.

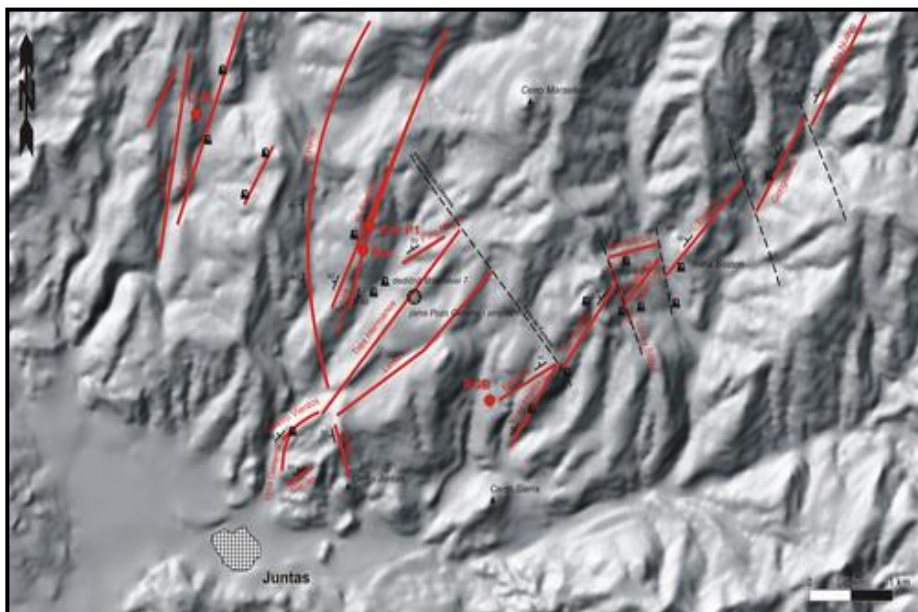


Fig.23:
Representación esquemática en un mapa de relieve, de las principales vetas del distrito de Abangares.

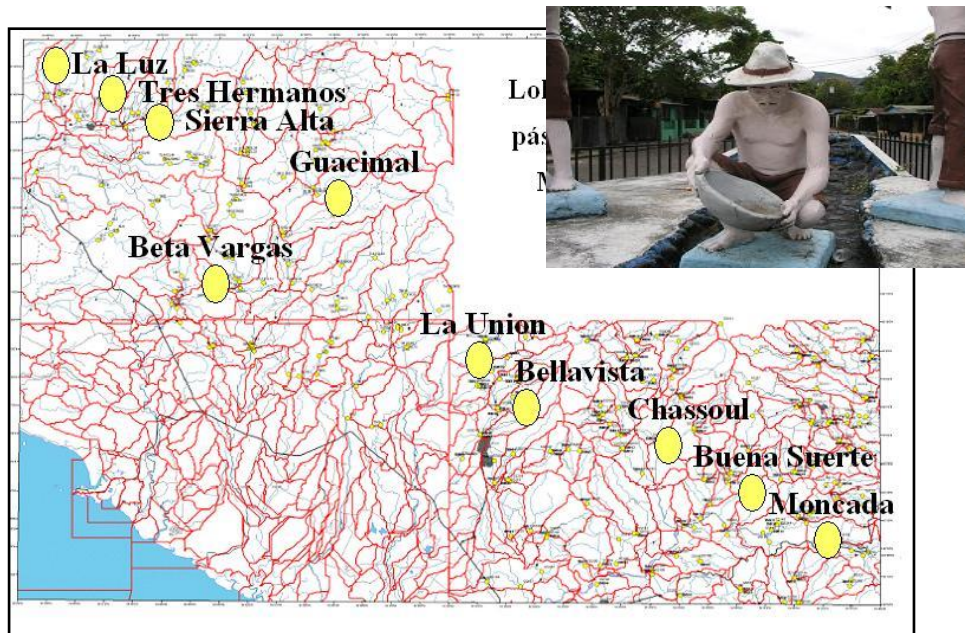


Fig.24: Ubicación de los principales denuncias históricos en los diferentes distritos mineros a lo largo de la cordillera de Tilarán y los Montes del Aguacate.

La minería artesanal y el procesamiento de oro en el cantón de Abangares.

La minería artesanal aurífera en el cantón de Abangares es de mucha importancia, ya que representa los pasivos mineros y ambientales de la región; esto se debe a que los mineros realizan los procesos de molienda y recuperación del oro en plantas de recuperación artesanales instaladas en los patios de sus casas de habitación sin aplicar las medidas de protección laboral y ambiental.

Para la recuperación del oro los mineros utilizan el mercurio, parte de éste se queda en los desechos mineros o lamas que apilan en sus patios caseros, según el Diagnóstico de la Minería Artesanal Aurífera del Cantón de Abangares realizado por la Dirección de Geología y Minas DGM (2012).

Según el censo realizado por la DGM en el año 2006, se enlistó un total de 252 oreros, no obstante se cree que existen alrededor de 700 oreros trabajando como coligalleros incluyendo a las esposas e hijos. Estos mineros se agrupan en asociaciones comunales mineras.

Los túneles contabilizados fueron 15 minas de viejos laboreos mineros que se localizan dentro de los asentamientos mineros Tras Hermanos, El recio, San Martín, La luz, Boston y Cuatro Vientos.

Se censó un total de 102 rastras ubicadas con GPS; sin embargo el número real se estima en 200. Las rastras se ubican en los patios de las viviendas y en su mayoría colindan con ríos y quebradas. Se da caso de mineros que tiene hasta 8 rastras y que venden el servicio de molienda a los mineros que carecen de equipo.



Fig.25: Rastra artesanal utilizada por los mineros para la recuperación del oro con uso de mercurio.



Fig.26: Retorta utilizada para la recuperación del mercurio en la cubeta con agua. Foto Sirzabel Ruiz



Fig.27: Recuperación del mercurio por quemado y destilado a través del tubo de la retorta. La flecha indica el mercurio recuperado en la cubeta con agua. Foto Sirzabel Ruiz.

Parada 1:

Mina Tres Hermanos -nivel 7 (latitud 10°8'5", longitud 84°57'4" o coordenadas Lambert 235184N/432291E) y Túnel Garroba, nivel 8 (latitud 10°17'52", longitud 84°54'46" o coordenadas Lambert 253200N/436503E)

La Mina Tres Hermanos ha sido la más explotada a través de la historia, actualmente las actividades de la concesión minera se encuentran suspendidas. Se encuentra ubicado a unos 3 km al norte del poblado de Las Juntas de Abangares

Las vetas de siguen una dirección hacia el N hasta el NE y buzan casi verticalmente. El oro muestra una alta proporción de electrum, esfalerita, galena y antimonio. Tiene un espesor promedio de 3 m y está orientada en dirección 20-30° NNE.

En el sector norte de la veta se ha explotado hasta una profundidad de 200 m y al sur hasta una profundidad de 150 m.

Según registros históricos de producción la concentración de oro se estimó en 16 g/t Au; sin embargo el USGS (1987) calculo en 2 940 600 t de reservas con una concentración metálica de 9,4 g/t, es decir 27,7 toneladas de oro.



Fig.28: Vista de la entrada al túnel del nivel 7 de la mina Tres hermanos



Fig.29: Actividad artesanal ilegal dentro del área de la concesión minera Tres Hermanos.



Fig.30: Túnel La Garroba, túnel realizado por mineros artesanales de la zona, se ubica a un nivel superior del nivel 7 de la mina Tres Hermanos



Fig.31: (Soto, 2005) Laboreo superficial artesanal, donde los mineros locales ilegales explotan a mano la ganga de cuarzo. La prueba de concentración metálica se realiza en una pala después de moler la muestra de ganga con martillo.

Parada 2:

Rastra ubicada en vivienda del Sr. Gerardo Sibaja Vindas

Ubicado camino a La Sierra de Las Juntas (Latitud $10^{\circ}16'46''$, longitud $84^{\circ}56'58''$ o coordenadas Lambert 251172N/432524E)

Planta de recuperación de oro, aún con uso de rastras, el cual ha ido implementando algunas de las medidas exigidas en la Ley 8904, transitorio VI y VII donde, el cual promueve un mejor manejo en el uso y manipulación del mercurio.

QUINTO DÍA

Recorrido por el sistema volcánico Chato –Arenal

Gira dirigida por el Dr. Guillermo Alvarado¹ y la MSc. Ana Sofia Huapaya

1. Instituto Costarricense de Electricidad, ICE. Departamento de Amenazas y Auscultación Sismológica.

Referencias

Soto, G. &. (2005). *Sobre el mapeo de los peligros volcánicos del Arenal (Costa Rica) como una herramienta para la planificación del uso del suelo y la mitigación de desastres.-Memoria VIII Seminario de Ingeniería Estructural y Sísmica*. San José Costa Rica, 26 pp.

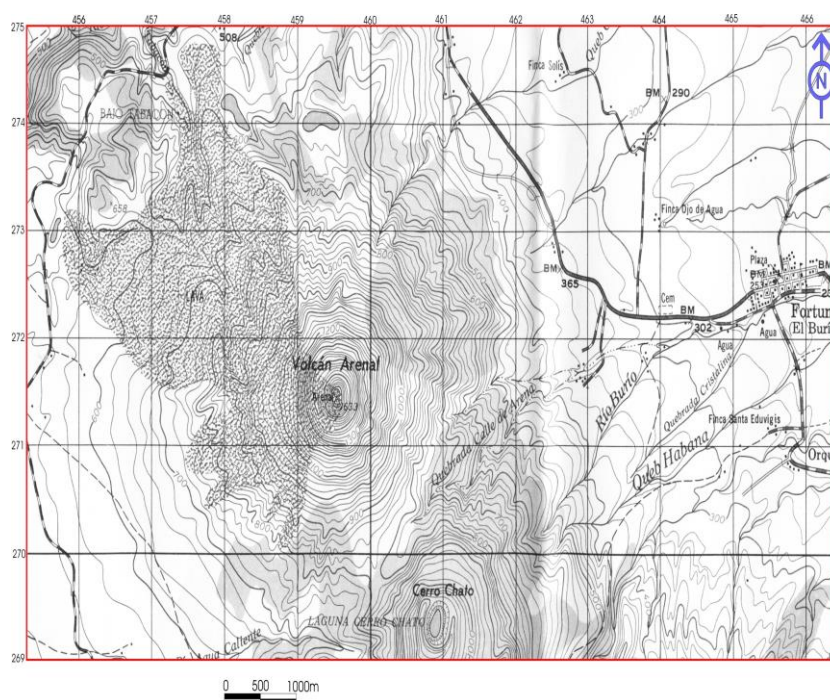


Fig.32: Ubicación del volcán Arenal y Chato.

VOLCAN ARENAL (Holoceno)

El volcán Arenal se encuentra ubicado 90 Km al NO de San José y se localiza a $10^{\circ} 29'$ latitud norte y $84^{\circ} 43'$ longitud oeste a 1633 m.s.n.m. Este volcán junto con el cerro Chato (ubicado en el flanco E del Arenal) se localiza entre la cordillera volcánica de Guanacaste y de la

cordillera volcánica Central, conformando una estructura prácticamente aislada de estas, posiblemente debido a una segmentación de la placa del Coco (Car & Stoiber; 1977).

Su altitud es de 1,7 km s.n.m y tiene un volumen de aproximadamente 10-12 Km³. Su antigüedad se calcula en más de 7000 años y ha tenido 42 años de actividad eruptiva continua desde julio del 1968 hasta el 2010.

Es un estratovolcán formado por capas de cenizas y piroclastos, alternadas con capas de lavas solidificadas o roca volcánica. Su composición litológica está formada por rocas andesíticas basálticas de color gris oscuro y con fenocristales de feldespatos, augitas y piroxenos. Su actividad se caracteriza por explosiones estrombolianas, flujos piroclásticos y de lava, efusión de gases, actividad fumarólica y un lago de lava permanente desde 1974; algunas veces hay pequeños flujos piroclásticos y enjambres de temblores volcano tectónicos. Hay lluvia ácida cerca del cráter bajo la columna de gas, notable hacia el NE y al NO, hacia las instalaciones del parque nacional.

Eventos importantes que sobresalen dentro de las casi diarias manifestaciones y erupciones de pequeña magnitud son:

1. Erupción del 29 de julio 1968 (29 de julio): erupción tipo peleano dando origen a tres cráteres llamados A,B y C, debido a la fuerte explosión lateral sobre el flanco oeste y por depósitos de materiales piroclásticos. Elevó una columna de ceniza hasta de 10 Km de altura y un total de de 15 km² al oeste, dos poblados fueron completamente devastados. Un área de 230 km² fue moderadamente afectada por caída de ceniza.

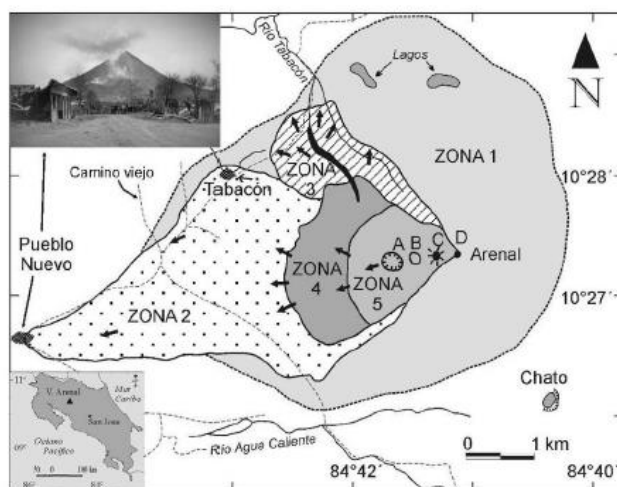


Fig.33: Ubicación del Arenal (inserto inferior) y las áreas más afectadas por la erupción de julio de 1968. Zona 1: Límite de impacto de bombas. Zona 2: Región afectada por lapilli y cenizas².

2. Erupción del 15 de junio de 1975: Nube ardiente que bajó por el Río Tabacón a temperatura elevadas de 200°C registrada a 15 cm de profundidad de las laderas del río y de 400°C registradas en el centro del río. Grandes volúmenes de ceniza llegaron hasta el pueblo de Tilarán.

² Figura tomada de Soto, G. &. (2005) “Sobre el mapeo de los peligros volcánicos del Arenal (Costa Rica) como una herramienta para la planificación del uso del suelo y la mitigación de desastres”.

3. Erupción del 28 de agosto de 1993: Deslizamiento incandescente en los flancos NO y O. Un alud de lodo se precipitó en el área cercana a la actual presa del lago Arenal. Se crea una estructura cratérica en forma de herradura en la cúspide del volcán.
4. Erupción de 1998: Serie de avalanchas volcánicas descendieron a lo largo de 2 km del río Tabacón. Según datos, la avalancha se detuvieron 160 m antes del balneario "Tabacón" el cual estaba frecuentado por más de 1000 turistas por día.
5. Erupción del 23 de agosto del 2000: nube ardiente en el flanco N. Los gases calientes causaron quemaduras a tres personas que se habían adentrado en el área de alto riesgo y una persona fallecida.

Otras erupciones significativas se dieron el 24-26 de marzo del 200, el 5 de setiembre del 2003, el 6 de julio del 2004, el 10 de mayo del 2006 y el 18 de setiembre del 2007; por los flancos NO,N,NE,N y SU del cráter C respectivamente. En total en el presente periodo eruptivo ha mantenido desde el año 1968 más de 100 coladas de lava y mas de 60 eventos piroclásticos.

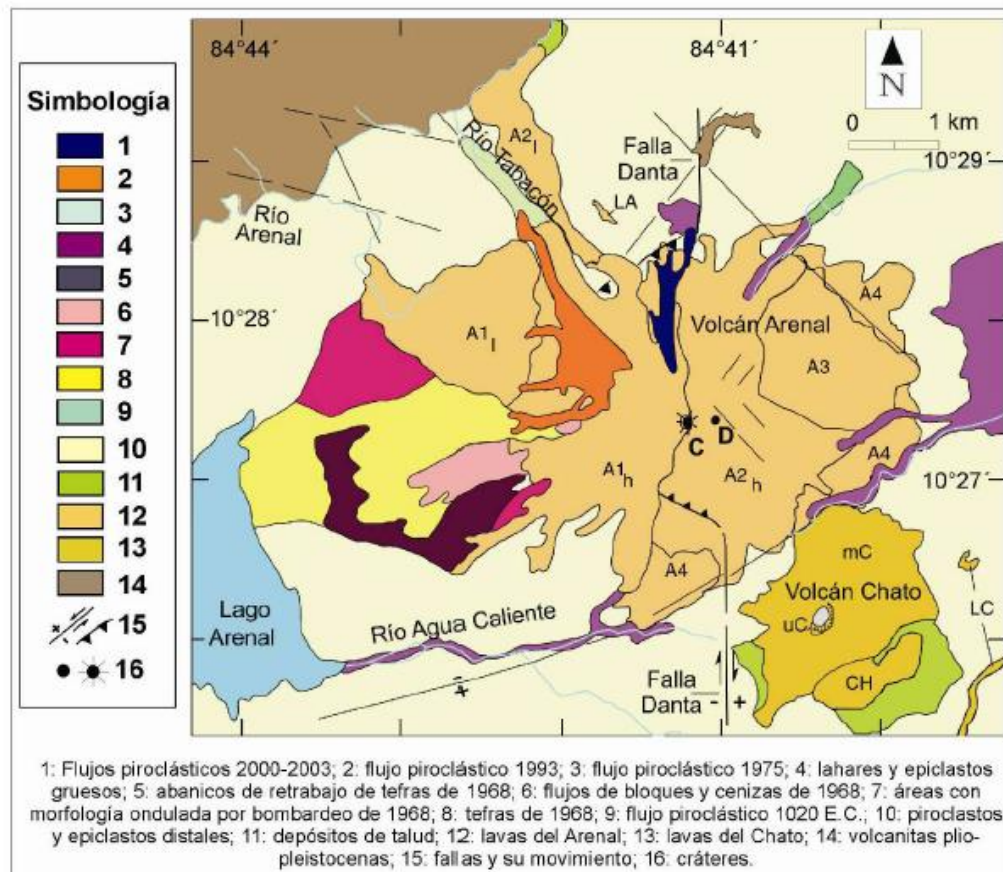


Fig.34: Mapa Geológico del volcán Arenal²

Monitoreo y control

El volcán Arenal es continuamente monitoreado por el Área de Amenazas y Auscultación Sismovolcánica del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE); el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM); la Red Sismológica Nacional (RSN) de la

Escuela Centroamericana de Geología y por el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI).

El monitoreo de los eventos y la actualización continua de la geología ha permitido la identificación de los peligros, lo que a su vez ha permitido la creación de una serie de mapas temáticos para cada uno de los peligros identificados y con la combinación de estos se han establecido dos escenarios básicos en el Arenal (Soto, G.J. & Sjobohm, L.):

- El escenario de corto plazo

Comprende las zonas de “alta” (~32 km²), “mediana” (~24 km² adicionales) y “baja a moderada” peligrosidad (otros ~23 km²). Los eventos más peligrosos son los flujos piroclásticos por colapso de pared del cráter y evacuación del lago de lava.

Las zonas del mapa con escenario a corto plazo coinciden con las zonas de restricción de uso del suelo: alta peligrosidad con las áreas de mayor restricción de actividades y uso, en los alrededores del volcán (zonas R1 y R2), la mediana peligrosidad con las medianamente restrictivas (R3 y R4) y la baja a moderada peligrosidad con el círculo restrictivo de 5,5 km de radio alrededor del cráter de la cima.

- El escenario de largo plazo contempla los eventos mayores: erupciones vulcanianas con explosiones dirigidas, estrombolianas fuertes y plinianas. Los eventos más peligrosos serían los flujos piroclásticos y la intensa caída de piroclastos, incluidos los balísticos.

El escenario a largo plazo corrobora las restricciones a las áreas delimitadas, para evitar su desarrollo y mitigar los efectos desastrosos de erupciones futuras. Este último mapa debería servir como base para la planificación territorial durante el siguiente medio siglo, y por tanto es posible establecer una tripleta ordenada [mapa de peligros volcánicos, planificación de uso del suelo, mitigación del desastre volcánico], como paso inicial del proceso de gestión integrada del riesgo.

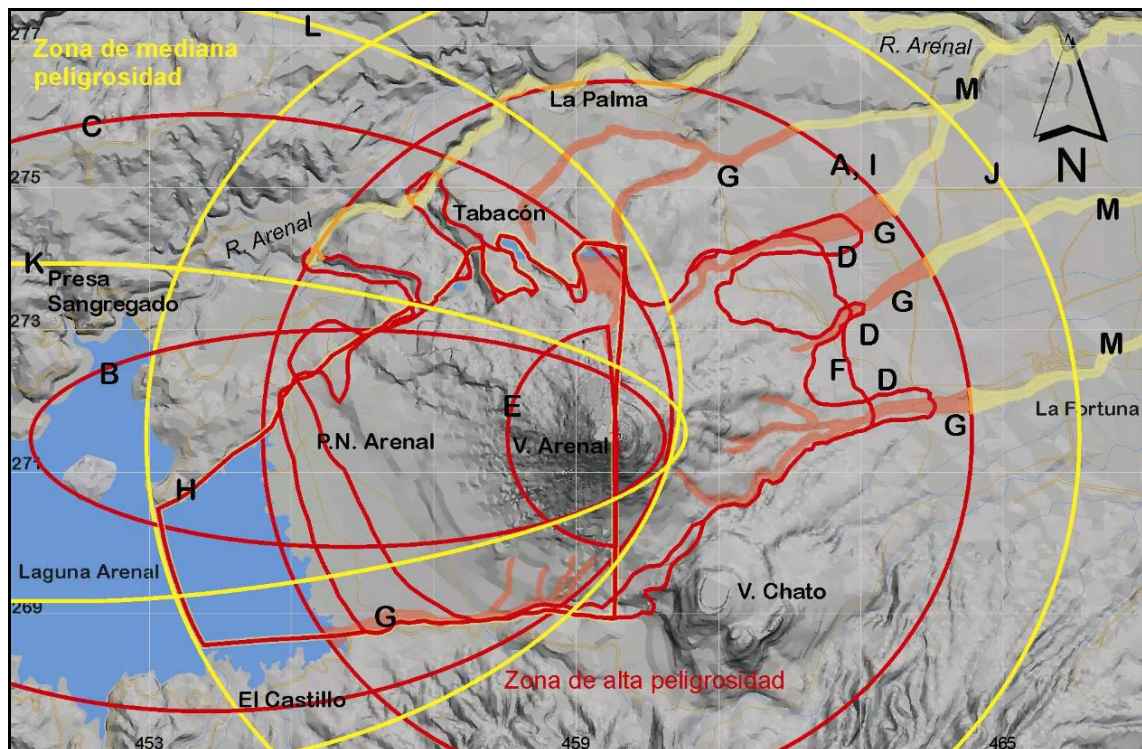


Fig.35: Mapa de peligros volcánicos del Arenal, escenario a largo plazo.

VOLCÁN CHATO (Holoceno)

Localización: Es hermano del volcán Arenal, se ubica al sureste de éste.

Tipo de volcán: Estratovolcán.

Elevación: 1140 m.s.n.m

Geomorfología: Lo forma un cono volcánico truncado con un cráter de explosión en su parte superior y una laguna oblonga. La erosión de una de sus coladas de lava en el flanco oriental a generado la catarata del río Fortuna. Presenta los domos llamados Chatito y Espina (Borgia et al., 1988).

Geología: Constituido por coladas de lava algunas de ellas muy viscosas que generaron cúpulas de lava con laderas empinadas.

Geoquímica: La composición es andesítico- basáltico y andesítico con piróxenos. Basaltos subordinados en la secuencia volcánica.

Actividad eruptiva: No se ha registrado actividad volcánica desde tiempos de la colonia, la última se remonta a unos 3500 años (Borgia et al., 1988); y la actividad más antigua ha sido calculada como de unos 38000 años (Guillot et al., 1994).

SEXTO DÍA **Recorrido por la Cuenca Sur de Limón**

Gira dirigida por la MSc. Ana Sofia Huapaya¹ y el Lic. Mikol Rojas¹

1. Dirección de Geología y Minas, Ministerio de Ambiente y Energía.

Referencias

Escalante, G. &. (1994). Geología del este de Costa Rica y el Norte de Panamá. Rev. Geol. Amér. Central, vol. esp. terremoto de Limón. *Revista Geológica de América central*, 1-14.

La unidad de cuencas más larga del Sur de América Central (Escalante, 1990) está representada por las Cuenca de Limón y de Bocas del Toro en Panamá, ambas forman parte del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP). La cuenca Bocas del Toro representa la porción terrestre del CDNP en el lado caribe del este de Panamá, mientras que la parte emergida de este cinturón deformado en Costa Rica, está representado por la porción sur de la Cuenca Limón. La parte norte de la Cuenca de Limón la cual fue definida por Escalante (1990) está considerada como una unidad geológica separada a la anterior (Astorga et. Al; 1989,1991).

La estratigrafía de las cuencas de Limón y de Bocas del Toro ha sido documentada principalmente a raíz de la exploración petrolera que se realizó en el país en los años 80' hasta principios de los años 90'; sin embargo la mayoría de esta información es de uso restringido.

El cuadro a continuación muestra una descripción general de la estratigrafía de la Cuenca de Limón y Boca del Toro.

SISTEMA	SERIE	REGION TRAS- ARCO DE COSTA RICA		CUENCA DE BOCAS DEL TORO (PANAMA)
		CUENCA SAN CARLOS	CUENCA LIMON	
CUATERNARIO	RECIENTE	FM. BUENA VISTA	FM. SURETKA	---
	PLEISTOCENO			FM. WATER CAY
T E R C I A R I O	PLIOCENO	ROCAS VOLCANICAS INDIF.	FM. RIO BANANO	FM. USCARI FM. TIMBER POINT
	MIOCENO	FM. VENADO	FM. USCARI	FM. USCARI
	OLIGOCENO		FM. BARBILLA	FM. SENOSRI
	EOCENO	FM. MACHUCA	FM. SENOSRI	---
	PALEOCENO		FM. LAS ANIMAS	---
			FM. TUIS	FM. RIOLARI
CRETACICO	MAASTRICH-TIANO	?	?	FM. CHANGUINOLA

Fig. 36 Cuadro estratigráfico general de las cuencas de Limón y Bocas del Toro. Basado en Escalante (1990) y Fernández et al. (1994, este volumen).

La Cuenca de Limón esta conformada por rocas del Eoceno y están representadas por sucesiones clásticas marinas de aguas profundas integradas dentro de la Formación Senosri. Además, lateralmente se han reconocido estratos de calizas de aguas asomeras incluidas dentro de la Formación Barbilla. La Formación Uscari consiste en su mayoría de Lodolitas terrígenas con intercalaciones de calcarenitas y arenitas calcáreas hacia su parte superior (espesores de 600-2000 metros).

La sucesión del terciario Superior está representado por la Formación Río Banano (Taylor, 1975) constituida por sedimentos clásticos marinos someros y la Formación Suretka compuesta en su mayoría por conglomerados.

Las unidades estratigráficas más jóvenes reconocidas en estas cuencas son arrecifes pleistocenos hasta recientes que afloran a lo largo de la costa caribeña de Costa Rica.

La cuenca se caracteriza por la presencia de pliegues con ejes norte noroestesur sureste. Las fallas existentes son inversas de rumbo noroeste-sureste y normal, sinestrales y dextrales norte noreste- sur suroeste.

Parada 1 y 2 (entre coordenadas longitud 9°59'37", latitud 83°6'30"/ longitud 9°59'14", latitud 83°6'1")

Formación Río Banano (Mioceno Superior)

La Formación Río Banano se divide litológicamente en cinco facies:

a) **Facies de Areniscas:** se encuentra en todo el espesor de la unidad estratigráfica. Las mejores exposiciones se encuentran a lo largo del cauce del río Banano y cerca de la Bomba de Limón. Esta facies se caracteriza por una arenisca fangosa de grano fino. Las estructuras sedimentarias están bien desarrolladas y presentan evidencias de bioturbación y trazas fósiles del tipo *digitating feeding tubes*.

b) **Facies de Conglomerados:** se encuentran interestratificadas dentro de la Facies de Areniscas. Toda la facies presenta estratificación gradada y rítmica y sus repeticiones están marcadas por un conglomerado basal con cantos hasta de 4 cm en una matriz de 0,5 mm.

c) **Facies de Arrecifes de Coral:** esta se encuentra mejor desarrollada en la parte superior de la formación, aunque los arrecifes aparecen esporádicamente a través de toda la secuencia. Los arrecifes inferiores son más delegados, con espesores de 2 a 3 m; pero aumentan su potencia progresivamente hacia el tope de la formación, hasta alcanzar 15 m en los más recientes. En la parte más antigua los corales casi siempre son especies solitarias.

d) **Arenas de Pueblo Nuevo:** Son cuerpos arenosos bien clasificados que cubren los arrecifes más gruesos. Estas arenas proceden de antiguos afloramientos de la Facies de Arenisca.

e) **Facies de Arcillas (= Miembro Arcillas Moin):** unidad de arcillas y areniscas, de color gris verdoso en afloramientos frescos y café moderado en rocas meteorizadas. Es muy friable, no es observable estructuras sedimentarias, posiblemente han sido destruidas por organismos. En ocasiones presenta horizontes locales con buenas faunas de moluscos y, especialmente, una abundante microfauna.



Fig.37: Formación Río Banano, afloramiento ubicado en la localidad de La Bomba, Limón.

Parada 3 y 4 (longitud 9°54'51", latitud 83°4'9")

Formación Uscari (Mioceno-Plioceno)

Está compuesta por lutitas oscuras, con intercalaciones de areniscas calcáreas y calizas. Sobre el tope de la unidad delgados estratos de areniscas. La unidad se encuentra muy fallada y sus estratos plegados; estos sedimentos buzcan de 20° a 90°.



Fig.38: Formación Uscari, afloramiento ubicado en Playa Uvita, Limón.

SÉTIMO DÍA

Gira dirigida por el MSc. Raúl Mora¹ y el Lic. Mikol Rojas²

1. Red sismológica, Universidad de Costa Rica
2. Dirección de Geología y Minas, Ministerio de Ambiente y Energía.

VOLCÁN POAS

**Cordillera Volcánica Central
(Holoceno)**

Sinónimos: “Chibuzú”, “Poasi o Puasi”, “los Botos”. Setimo

Localización: Se ubica entre los volcanes Platanar y Porvenir hacia el noroeste y el Barva en el rumbo este de la cordillera volcánica Central.

Tipo de volcán: Estratovolcán complejo.

Elevación: 2708 m.s.n.m

Altura del edificio: 1700m.



Fig.39: Laguna DE Botos, laguna Hiperácida (pH 0 -1)

Geomorfología: En la cima se localizan depresiones limitadas por fallas, conos volcánicos y cráteres. Presenta tres estructuras principales recientes: el cráter principal-el Poás, la laguna Botos o Fría y el cono Von Frantzius.

En el cráter principal se distinguen cuatro unidades morfogenéticas: *la meseta oriental*, *la laguna cratérica*, *la cúpula de lava* y *la playa interna*. En la pared sur del cráter existen cárcavas y barrancos y en la pared norte un domo (aprox. 30m de altura y de morfología subhemisférica, afectado por procesos erosivos), y una laguna. Las paredes del cráter presentan fuertes pendientes). La meseta oriental forma una amplia terraza de 500m de largo.

En el flanco occidental del cráter, la morfología volcánica original ha sido modificada, generando en la actualidad formas estructurales derivadas como producto de la exhumación de los antiguos conductos de emisión o chimeneas, denominándose diques.

Geología: Una de las actividades volcánicas fosilizadas más antiguas en el cráter del Poás, parece estar representada por una serie de fuertes erupciones explosivas tipo pliniano, caracterizadas por sus abundantes depósitos de lapilli, bombas y escorias. También se encuentran secuencias sedimentarias que evidencian antiguas fases lacustres. Los depósitos ubicados en el lado sur del cráter indican actividad de tipo explosivo con pequeñas erupciones freatomagmáticas.

Se presentan abundantes cantidades de azufre, ya sea en microscópicas partículas o en grandes masas de agregados cristalinos.

Geoquímica: Lavas de composición andesíticas y andesititas-basálticas, en menor proporción dacítica y basáltica (Prosser y Carr, 1987; Cigolini *et al*, 1991).

La laguna termo-mineral tiene un pH prácticamente cero, por lo que se le denomina como una de las lagunas naturales más ácidas del mundo.

Actividad eruptiva:

- 1828: Erupciones pequeñas.
- 1834: Erupción de ceniza con fuertes detonaciones subterráneas.
- 1880, 1889, 1895, 1899, 1903 y 1905: Explosiones.
- 1910: Importante erupción de lodo, gas, bloques y cenizas.
- 1914, 1915, 1916 y 1925: Algunas explosiones.
- 1953 – 1955: Erupción con altas columnas de lodo, , escorias, fragmentos de roca y fenómenos luminosos. Se seca la laguna caliente y se forma un domo en el fondo del cráter.
- 1965: Se forma nuevamente la laguna caliente.
- 1968: Erupciones freatomagmáticas e intensa actividad fumarólica (exhalativa).
- 1983: Fumarolas con temperaturas de 700°C.
- 1986: Se incrementa la sismicidad en el volcán y el nivel de la laguna desciende.
- 1989: Intensa emisión de gases, predominantemente vapor de agua, SO₂ y H₂S. Se da un burbujeo convectivo en la zona interna del lago y en la periferia el pH es menor a 0.5, paqueñas emisiones de ceniza. En abril desaparece por completo la laguna caliente y las columnas de gas levantan sedimento del fondo del cráter a grandes distancias. Temperaturas de las fumarolas de 400°C.
- Abril 1994: Aparecen las primeras manifestaciones freáticas y la laguna caliente nuevamente se seca por completo en el centro del cráter.
- Aparecen nuevas fumarolas en la pared interior al NO del cráter principal.
- Junio 1994: La laguna recupera ligeramente su nivel, mientras que continúan emanaciones de gases.
- 1995: Se registran temblores de alta, mediana y baja frecuencia.
- 1996: El color del lago es turquesa verdosa, con temperatura de 44°C y burbujeo constante en los sectores SO y O. Se reportan nuevas áreas de fumarolas.

Estado actual de actividad: La actividad es de tipo exhalativa (fumarólica) y de micro-temblores, con un domo central y una laguna con emanaciones de gases, vapor, sedimentos y sustancias minerales diversas, cuya temperatura oscila entre 40 y 50°C.

Peligro volcánico: Según Prosser (1983); Paniagua & Soto (1988): Corto Plazo: Lluvia ácida, temblores (muy probable para los próximos 10 años).

Mediano Plazo: Caída de ceniza, sismicidad, lahares y oleadas piroclásticas. (Próximos 10 a 100 años).

Largo plazo: Gases ácidos, erupciones explosivas, flujos de lava y piroclásticos (próximos 10 000 años). Fuerte caída de ceniza, temblores, lahares y flujos piroclásticos (Próximos 50 000 años).

Sistemas de vigilancia volcánica: De tipo sísmico con una estación permanente a 2.5 km al SO del cráter principal, operada por el OVSICORI-UNA y otra permanente de la RSN, ubicada cerca del cráter principal. El monitoreo consiste entre otros en la termometría de las fumarolas y solfataras en el cráter, geoquímica de gases (Nicholson et al., 1993), mediciones de Ph y control del nivel de la laguna, control de cambios morfológicos en el intracráter y modelos dinámicos de actividad. Además estudios geofísicos de

microgravedad, especialmente por investigadores ingleses a finales de los ochenta (Rymer & Brown, 1987).

OTRAS REFERENCIAS

- Alvarado, G., 2000: Los volcanes de Costa Rica: geología, historia y riqueza natural. 2 ed. Corr. Y aum. San José, C.R.: EUNED.
- Alán, M.M.A., 1983: Geología y estudio de lateritas en el extremo noroeste del Valle
- Borgia, A. Poore, C., Carr, M.J. Melson, W.G. & Alvarado, and G.E., 1988: Structural, stratigraphic, and petrologic aspects of the Arenal-Chato volcanic system, Costa Rica: Evolution of a young stratovolcanic complex. Bull. Volcanol, 50: 86-105.
- Cigolini, C., KUDO, A., BROOKINS, D.G. & WARD, D., 1991: The petrology of Poas Volcano lavas: basalt-andesite relationship and petrogenesis with the magmatic arc of Costa Rica. J. Volc. Geoth. Res., 48: 367-384.
- Gans, P.P., Alvarado, G., Perez, W., MacMillan, I., Calvert, A., 2003: Neogene evolution of the Costa Rican Arc and development of the Cordillera Central. – The Caribbean and Central American Realms of the Southernmost Cordillera, Cordillera Section, 99th Annual, April 1-3, 2003. Yelapa.
- 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.
- Kusssmaul, S., 1987: Petrología de las rocas intrusivas neogenas de Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, 7: 83-111.
- Kusssmaul, S., Tournon, J., Alvarado, G.E., 1994: Evolution of the Neogene to Quaternary igneous rocks of Costa Rica. - Profil 7: 97-123. Stuttgart.
- Laguna, M.J., 1984: Efectos de Alteración Hidrotermal y Meteorización en Volcanitas del Grupo Aguacate, Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, 1: 1-18.
- Madrigal, O., 1980: Geología y Potencial de una Parte del Distrito Minero de Abangares, Guanacaste. - Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- Mixa, P., Dobeš, P., Žáček, V., Lukeš, P., Quintanilla E.M., 2001: The Epithermal Gold Mineralization in Montes del Aguacate and Cordillera de Tilarán, Costa Rica - Exploration Geochemistry and Genesis of Gold Deposits - Journal of Geosciences, 56: 81-104. Praha.
- Madrigal, R., & Torres, C., 1974: Estudio del Proyecto de Carretera Tilarán Puente Viejo. V + 75 p., Ministerio de Obras Públicas y Transportes (inédita).
- Ondruš, P., Skála, R., 2004: ZDS–WX Search/Match. A computer program.
- Olsson, A.A., 1922: The Miocene of Northern Costa Rica. - Bull. Amer. Paleont. 9, 39 Part 1. 1-167, Part 2: 171-309. Ithaca.
- Schulz, K., Koeppen, R., Ludington, S., Kusssmaul, S., Gray, K., 1987: Volcanological framework for the gold deposits in the Cordillera de Tilarán and Montes del Aguacate, Costa Rica, pp. 34-75, in: Mineral resource assessment of the Republic

- of Costa Rica. – U.S. Geological Survey, Dirección General de Geología, Minas e Hidrocarburos, and Universidad de Costa Rica.
- Simkin, T & Siebert, L., 1994: *Volcanoes of the World*. X + 349 p. Geoscience Press, Inc. y Smithsonian Institution, segunda edición.
- Soto, G., 1999: Geología Regional de la Hoja Poas (1:50000), En Alvarado, G.E. y Madrigal, L.A. (eds.): *Estudio Geológico de Avance a la Factibilidad del P. H. Hule*. Inf. Interno ICE, Tomo I: 15-45.
- Prosser, J.T & Carr, M.J., 1987: Poas Volcano, Costa Rica Geology of the summit region and spatial and temporal variations among the most recent lavas. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 33: 131-146.
- Paniagua, S., & Soto, G., 1988: Peligros volcánicos en el Valle Central de Costa Rica. *Ciencia y Tecnología*. San José, Costa Rica, 12, 145- 156.
- Vogel, T.A., Patino, L.C., Alvarado, G.E., Rose, W.I., 2007: Petrogenesis of ignimbrites. In: Bundschuh J, Alvarado GE (eds) *Central America: Geology, Resources, and Hazards*. Taylor & Francis, London: 591–618.
- Woodring, W.P., 1982: *Geology and Paleontology of Canal Zone and Adjoining Parts of Panama*. - Geol. Surv. Prof. Paper, 306-F: 541-759. Washington.
- Žáček, V., Vorel, T., Kycl, P., Huapaya, S., 2010a: Mapa geológico 1 : 50 000, hoja 3246-II Miramar, República de Costa Rica. - Serv. Geol. Checo, Praha. *ISBN 978-80-7075-743-7*.
- Žáček, V., Čech, S., Dudík Schulmannová, B., Vorel, T., Kycl, P., Huapaya, S., 2010c: Mapa geológico 1 : 50 000, hoja 3246-IV Juntas, República de Costa Rica. – Serv. Geol. Checo, Praha. *ISBN 978-80-7075-745-1*.
- Žáček, V, Janoušek, V, Ulloa, A., Košler, J., Huapaya, S., Mixa, P., Vondrovicová, L., Alvarado, G.E., 2011: The Late Miocene Guacimal Pluton in the Cordillera de Tilarán, Costa Rica: its nature, age and petrogenesis. - *Journal of Geosciences* 56: 51-79. Praha