

EL CUATERNARIO EN COSTA RICA. PROPOSICIÓN CRONOLÓGICA

Jean Pierre Bergoeing*
jbergoeing@fcs.ucr.ac.cr

Fecha de recibido: 26 de junio 2006 / Fecha de aceptación: 12 de julio 2006

resumen

Las observaciones de terreno acompañadas por dataciones radiométricas K/Ar y C 14 han permitido al autor idear una secuencia cronológica de los principales eventos naturales que han modelado poco a poco el relieve de Costa Rica. Los niveles fluviales en Costa Rica, se asocian con las crisis climáticas cuaternarias mundiales y que se repercutieron en América Central bajo la forma de periodos alternados pluviales (fases biostásicas) e interpluviales (fases rexistásicas). En las altas cimas (Chirripó 3.819 m.) existe la evidencia de la última glaciación (Würm) mientras que en los litorales existen trazas de las dos últimas transgresiones marinas (Eemiense y Flandense), alteradas por una neotectónica positiva.

Palabras Claves: *Rexistasia, Biostasia, Riss, Würm, Eemiense, Flandense, Neotectónica, Pleistoceno, Holoceno.*

Abstract

Both, land observations and radiometric datation with K/Ar and C14 methods allowed the author to build a chronological sequence of the main events that shaped the Costa Rica landscape. The fluvial levels in Costa Rica are associated with the quaternary world climatic crisis that rebounded with alternated pluvial (biostasic phase) and interpluvial (rhexistasic phase) periods in Central America: In the summits (Chirripó 3.819 m.) the last glacial period (Wurm) is well represented meanwhile in the littorals traces of the two last marine transgressions (Eeemian and Flandrian) are present but modified by a positive neotectonic.

Key words: *Rhexistasic, Biostasic, Riss, Wurm, Eeemian, Flandrian, Neotectonic, Pleistocene, Holocene.*

Résumé

Les observations sur le terrain accompagnées de datations radio métriques K/Ar et C14 ont permis à l'auteur de proposer une séquence chronologique de principaux événements naturels qui ont modelé peu à peu le relief du Costa Rica. Au Costa Rica les niveaux fluviaux sont associés avec ls crises climatiques mondiales qui se sont répercutées en Amérique Centrale sous la forme de périodes alternées pluviales (phases biostasiques) et inter pluviaux (phases rhéxistasiques). Sur les hauts sommets (Chirripó 3.819 m.) il y a des traces de la dernière glaciation (Würm) tandis que sur les littoraux existent des traces des deux dernières transgressions marines (Éémienne et Flandrienne) mais qui sont altérées par une néotectonique positive.

Mots clés: *Rhéxistasié, Biostasié, Riss, Würm, Éémien, Flandrien, Néotectonique, Pleistocène, Holocène.*

* Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica

Introducción

Costa Rica es un país tropical húmedo donde los procesos de alteración meteórica están muy avanzados, lo cual impide establecer a veces correlaciones de edad, por medio de medidas radiométricas a través de muestras valederas, tal cómo el método K/Ar. Esto es igualmente válido para la materia orgánica a través del método C14. Sin embargo, este último medio nos permitió la datación de la terraza Flandense de playa Montezuma, pero fracasó con las muestras madreporicas de las formaciones Portete y Puerto Viejo (Caribe). Además nos encontramos con la dificultad de una información geológica fragmentaria o inexistente para algunos sectores, lo cual nos obligó a un trabajo minucioso de investigación bibliográfica y una elaboración de síntesis geológicas que culminaron en la publicación por el IGN-CR de las cartas geomorfológicas del Pacífico Norte a escala 1:100.000, y del Valle Central a escala 1:50.000. Actualmente nos encontramos elaborando la cartografía geomorfológica de la vertiente del Caribe a escala 1:50.000.

Costa Rica es un país de relieves montañosos y de llanuras, situado en el sector ístmico de América Central. Ante todo es un país tropical húmedo, que reparte su graduación térmica e higrométrica en niveles altitudinales. Es igualmente un país con dos fachadas oceánicas que lo expone a la doble oscilación de las masas de aire cálidas y húmedas del Pacífico y sobre todo del Caribe. Esto es de gran importancia, ya que permite comprender, en parte, cómo durante el Cuaternario las oscilaciones climáticas que perturbaron a América del Norte repercutieron de modo determinante en América Central, debido al desplazamiento de los grandes centros anticiclónicos.

El sector del valle del Missisipi en América del Norte es un corredor climático por donde transitaban las masas frías de aire polar hacia el golfo de México, nacidas sobre el antiguo inlandsis continental, americano-canadiense, lo cual influyó directamente en América Central, creando períodos pluviales e interpluviales, así como depósitos permanentes de hielo en las altas

cumbres de Guatemala (Alto Cuchumatanes), República Dominicana (Cordillera Duarte) y Costa Rica (Talamanca).

Existe una concordancia de eventos paleoclimáticos ocurridos en América del Norte, en las Antillas y en Venezuela, que han sido publicados por C. Schubert (Schubert, 1984). Veamos ahora si tales correlaciones pueden establecerse también con América Central y en particular con Costa Rica. Antes que nada, veamos cuáles son los problemas morfológicos mayores que plantea el paisaje costarricense antes de comenzar una cronología detallada:

1. Los niveles fluviales.
2. Los conos de deyección del piedemonte Pacífico de Tilarán.
3. Los bajos niveles eustáticos de la Península de Nicoya.
4. Los paleo-arrecifes del litoral Caribe.

Los niveles fluviales

Las observaciones que realizamos en Costa Rica permiten afirmar que en casi todos los ríos del país existen niveles fluviales. Aparte de las terrazas de erosión en las ignimbritas de La Cruz (Guanacaste), se trata de depósitos de cantos rodados, bien pulidos, que descansan muchas veces en una matriz arcillosa cuyo origen es piemontano. Dos niveles fluviales inferiores (T1 y T2) se encuentran siempre presentes. A veces es reconocible un nivel fluvial superior (T3) en algunos cortes hidrográficos (Río Reventazón, Chirripó del Pacífico, conos de deyección del piedemonte Pacífico de Tilarán). Algunas veces este nivel se encuentra deformado por la tectónica e incluso fracturado (Río Tárcoles, frente al puente de la costanera sur). T3 sería el nivel fluvial más viejo (a no ser por el nivel T4 de San Pablo de Turubares). Muchas veces se presenta muy cohesionado por arcillas rojas de descomposición que encierran cantos rodados muy alterados (Nivel T3 del río Reventazón).

Cabe preguntarse si todos estos niveles fluviales son el resultado de grandes oscilaciones climáticas a pesar de las deformaciones tectónicas

observadas. Pensamos afirmativamente y para ello nos basaremos en el caso del río Reventazón. (Figuras 1a y 1b).

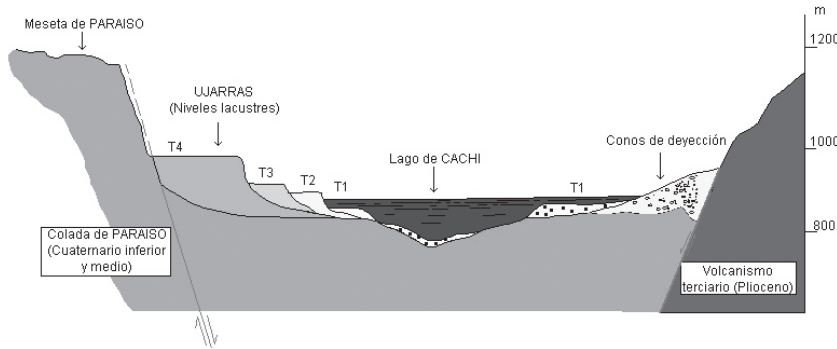


Figura 1a. Corte NW-SE en la represa de Cachí sobre las terrazas pluvio-lacustres.

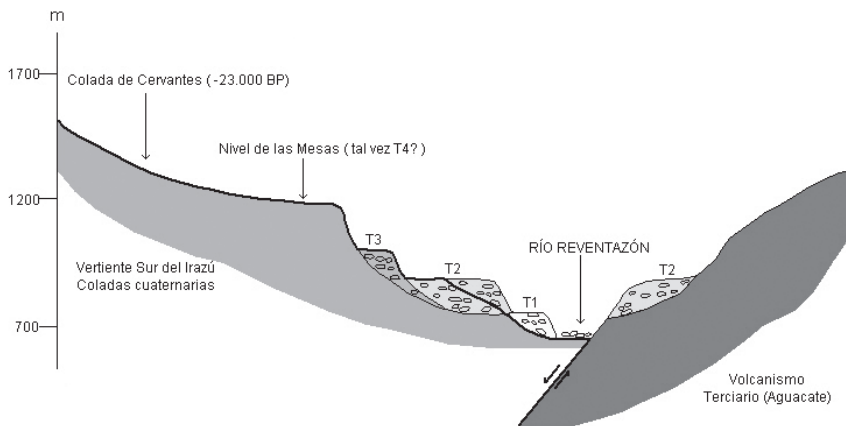


Figura 1b. Corte equemático N-S a través de las terrazas fluviales del Reventazón.

El río Reventazón

El nivel T1 muestra una terraza fluvial elevada de 2 a 4 metros sobre el cauce, que se encaja en la colada volcánica de Cervantes (C14: 13.800 B.P.; Murata; Dóndoli y Sáñez, 1966), (U238/Th230: 23.000 años B.P.; Allègre y Condomines, 1976). La terraza fluvial está formada por cantos rodados andesíticos frescos que descansan en una matriz arcillosa parda. Esta terraza se une lateralmente con numerosos conos de deyección rojizos de base de vertientes. Este nivel es lógicamente más reciente que la Colada de Cervantes ya

datada; por lo que el nivel fluvial T1 debe situarse en el Pleistoceno Superior y podría asociarse con una última fase fría de alta montaña Würm III. (Período que se sitúa entre -40.000 y -20.000 años y que en Costa Rica se traduce por una fase rexistásica, es decir, de depósitos de hielo en el Chirripó y de gran escorrentía en la zona inter montana).

El nivel T2 es el mejor desarrollado del sector y se encuentra representado entre las ciudades de Paraíso y Turrialba. En la margen derecha del río descansa el asentamiento de Tucurrique. Se encuentra flexurado en dirección del NE por efectos de la neotectónica. Se

encuentra constituido por un suelo denso rojizo de 1 metro de espesor con cantos rodados sanos, pero que poseen una pátina oscura. La Colada de Cervantes (-23.000 a - 13.800 años) fosiliza las quebradas que entallan este segundo nivel, lo que la hace más joven que estas.

El nivel T3 se encuentra representado por los vestigios de una alta terraza, igualmente deformada por la geotectónica, y se encuentra presente en Infiernillo (entre Paraíso y Turrialba). Está constituido por una matriz de arcillas rojas de 1.5 metros de espesor que encierran viejos cantos rodados andesíticos, alterados en profundidad. Este nivel, aguas abajo, se une con los conos de deyección coalescentes, suspendidos y de dimensiones imponentes (millones de metros cúbicos) que dominan la gran llanura del norte desde la vertiente norte de los volcanes Turrialba e Irazú.

El río Reventazón nos muestra en estos cortes tres niveles de origen paleo-climático (glaciaciones Riss y Würm) que se sitúan forzosamente entre fines del Pleistoceno medio (fecha de los últimos derrames ignimbríticos del Valle Central (0.33 M.a.) y el Pleistoceno Superior (Colada de Cervantes -23.000 a - 13.800 años B.P.)

Por lo tanto, todo favorece la hipótesis climática, a pesar de las deformaciones tectónicas posteriores padecidas por los niveles T2 y T3. Estos tres niveles se encuentran presentes en el curso medio del Reventazón, y aguas abajo, se unen perfectamente con los conos de deyección que fosilizan las bases de las vertientes norte del Turrialba y del Irazú. Su composición es la del material depositado durante fases más secas (periodos rexiásticos del Riss y del Würm en Costa Rica), con lluvias torrenciales que transportaron material lahárico de las vertientes volcánicas desprovistas temporalmente de una cobertura vegetal suficiente para retenerlos.

La depresión del río General

El sector de San Isidro del General nos ofrece un ejemplo de conos estratificados que son, sin lugar a dudas, de origen climático (figura 2a):

El Nivel T1. Se trata de una terraza fluvial inferior, compuesta de material gravoso (arcilloso-arenoso), nivel que es el más común que se encuentra en todas partes en Costa Rica.

El Nivel T2. Está constituido por bloques de gran dimensión (diámetro superior al metro) y forma conos muy inclinados

El Nivel T3. Forma en la desembocadura de las montañas terrazas y conos suspendidos constituidos por material grosero y espeso. En la superficie se denota una alteración rojo-anaranjada de un metro de espesor. (Figura 2a).

El Nivel T4. Es el más antiguo y está formado por un viejo cono de deyección formado por una acumulación arcillosa, profundamente alterada, y plegado tectónicamente formando un sinclinal. (Sinclinal del Valle de El General). Posee cantos rodados bien rodados, de 50 a 60 cm de diámetro, pero tan alterados que se presentan como "fantasmas", debido a una descomposición extrema. A este nivel se le atribuye una edad Villafranquiana, ya que contiene, aguas arriba, bloques de lava datados de 2,6 Ma (Beaudet, Gabert y Bergoeing, 1982). (Figura 2b)

Aguas arriba, el río Chirripó del Pacífico presenta tres niveles de terrazas fluviales que se combinan aguas abajo con los tres niveles inferiores de conos de deyección del Valle del General. Pensamos que el cono de deyección Nivel T4 se formó en el Villafranquiano durante el proceso en que la cordillera de Talamanca se elevaba por efectos de la orogénesis, momento en el cual los actuales ríos no formaban una red hídrica demasiado importante como para crear un nivel de tipo fluvial (a menos que tal nivel fluvial haya desaparecido por efectos de la erosión).

Una vez más, encontramos aquí los tres niveles superiores clásicos de Costa Rica, separados del nivel T4 (Pleistoceno inferior) por un gran intervalo cronológico (-2 Ma para T4 y -0.3 a -0,05 Ma para T3, T2 y T1). Costa Rica es un país eminentemente volcánico que se ha construido desde el Cretácico y particularmente durante el transcurso del Cuaternario. (Grandes conos volcánicos de las cordilleras Central y de Guanacaste y orogénesis cuaternaria), dejando inscribirse en el paisaje solo aquellos episodios que la actividad volcánica ha permitido conservar superficialmente.

En el Valle del General, son los conos en posición T2 que plantean un punto de interrogación, ya que presentan en superficie enormes bloques líticos granodioríticos (estriados por disolución pluvial), de la vertiente del Pacífico

de Talamanca (decenas de m³), y que se han depositado a 6 km. de la ruptura de pendiente de la montaña (Río Volcán). El transporte de estos bloques se debe al deshielo súbito de las altas cumbres del Chirripó, que crearon las condiciones de avalancha que permitieron arrastrar dichos bloques (Battistini y Bergoeing 1982a). Como ya lo aseveramos, solo bajo un clima más seco, que corresponde a los períodos de glaciación en

las altas cumbres; esto podría haber ocurrido y por lo tanto indica un desplazamiento global de la mecánica climática de América Central hacia el sur. (Bergoeing, 1977; Beaudert; Gabert y Bergoeing, 1982b). Si esta aseveración es acertada, dicho fenómeno se ha producido en varias ocasiones desde comienzos del Cuaternario y debe ser relacionado con las grandes oscilaciones climáticas de América del Norte. (Figura 2a).

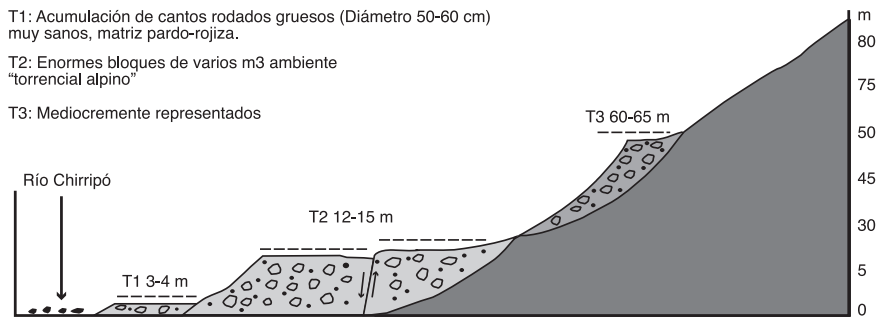


Figura 2a. Corte del Chirripó Pacífico.

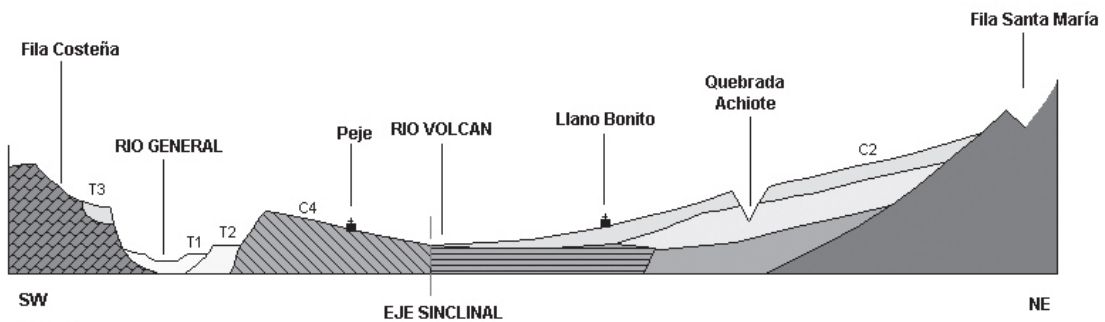


Figura 2b. Corte SW-NE a través del valle de El General entre la Fila Costeña y la Fila Santa María.

Los conos de deyección del piedemonte pacífico de Tilarán

El sur de la península de Nicoya revela muchos niveles cíclicos sin depósitos correlativos. Dichos niveles se sitúan a 10m.; 25m. y 40-50m. de altitud en el sector. Sin embargo, se encuentran igualmente presentes y particularmente en Parrita y en Coronado.

Hemos emitido la hipótesis explicativa que se deben a un origen climático, es decir, que estos niveles rocosos que entallan la roca in situ, profundamente alterada, estarían en relación con niveles freáticos litorales durante antiguos episodios de cambio de nivel marino. Esto explicaría en parte que estos diferentes niveles no posean depósitos correlativos (Battistini y Bergoeing, 1983).

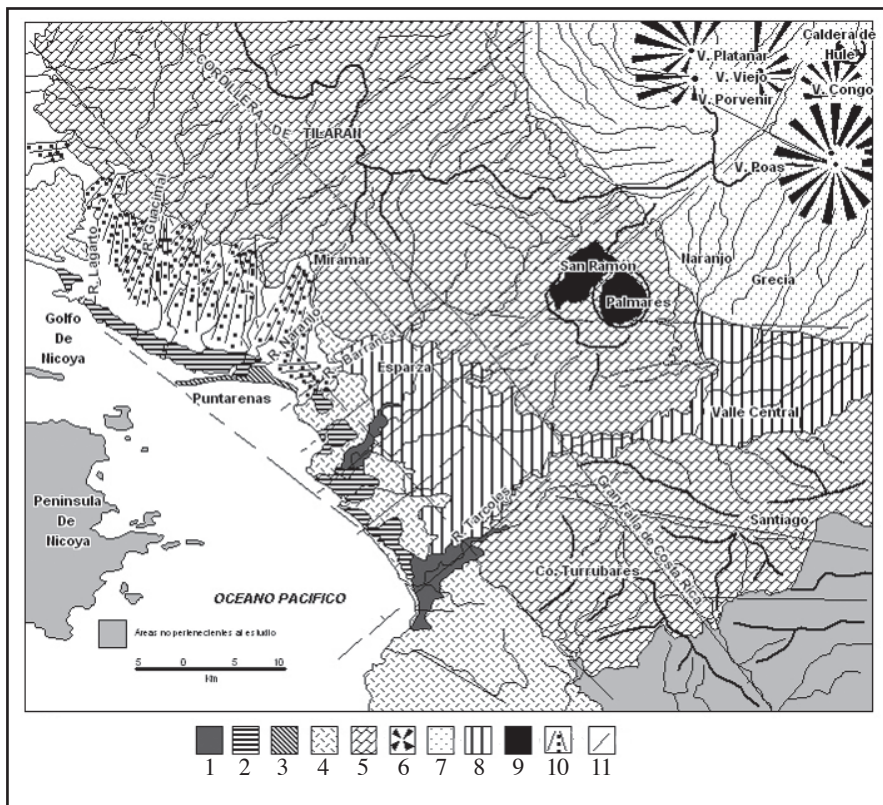


Figura 3. Geomorfología del Sector río Barranca-río Tárcoles. 1-Aluviones recientes. 2-Manglar. 3-Cordones arenosos flandenses. 4-Áreas sedimentarias y en parte volcánicas (Cretácico-Terciario) 5- Áreas volcánicas Mioceno Plioceno (Aguacate). 6- Conos volcánicos cuaternarios (estrato-volcanes) de la Cordillera Central. 7-Piedemontes volcánicos cuaternarios de la Cordillera Central. 8- Cañón del río Virilla-Tárcoles erosionado en la meseta volcánica Central y en el piedemonte ignimbrítico de Orotina. 9-Antiguas áreas.

Hemos desechado la hipótesis de las antiguas plataformas de abrasión marina debido a su posición (los niveles no se encuentran en el lugar de antiguos cabos sino en posición abrigada en los interiores de bahía). Tampoco pensamos que se trate de niveles de erosión de origen continental, ya que actualmente las únicas superficies planas que encontramos en Costa Rica son superficies de relleno (por ejemplo los conos-glacis de la llanura del Tempisque).

Estos niveles de erosión deben ser situados por lo tanto en un margen que debe oscilar entre el Pleistoceno medio y el Pleistoceno superior-Holoceno, es decir, corresponden a las transgresiones Eemiense (-160.000 a -80.000 años) y Flandense (-8.000 a -6.000 años),

período suficientemente largo que permitiría una alteración profunda por sobre el nivel del manto freático y posteriormente despeje del material alterado, haciendo aflorar la superficie rocosa subyacente (Figura 3).

Los Paleo-Arrecifes del litoral Caribe

El litoral Caribe de Costa Rica posee dos niveles madreporicos antiguos. El primero lo hemos denominado Formación Portete (Battistini y Bergoeing, 1984) y es el más antiguo. Se trata de un viejo arrecife de franja, pegado a las formaciones calcáreas litorales del Mioceno y que se desprendía de la línea de costa, al SE de punta Mona, para constituir un pequeño arrecife barrera. La

concentración en calcita de los corales en posición de crecimiento, así como el grado de erosión de esta masa compacta, nos hace deducir que se trata de un arrecife del Cuaternario antiguo (Figura 4).

Por el contrario, el paleo arrecife de la Formación Puerto Viejo (Battistini y Bergoing, 1980) posee formas más jóvenes y mejor conservadas. Ello nos conlleva a pensar que se trataría de

una formación del Eemiense debido a la posición del arrecife con la línea de costa actual, y a que las muescas de abrasión en la base no pueden atribuirse más que a un alto estacionamiento marino Flandense, pese a la fuerte neotectónica del área

En resumen, el Cuaternario litoral de Costa Rica nos permite destacar y establecer cuatro elementos claros y netos:

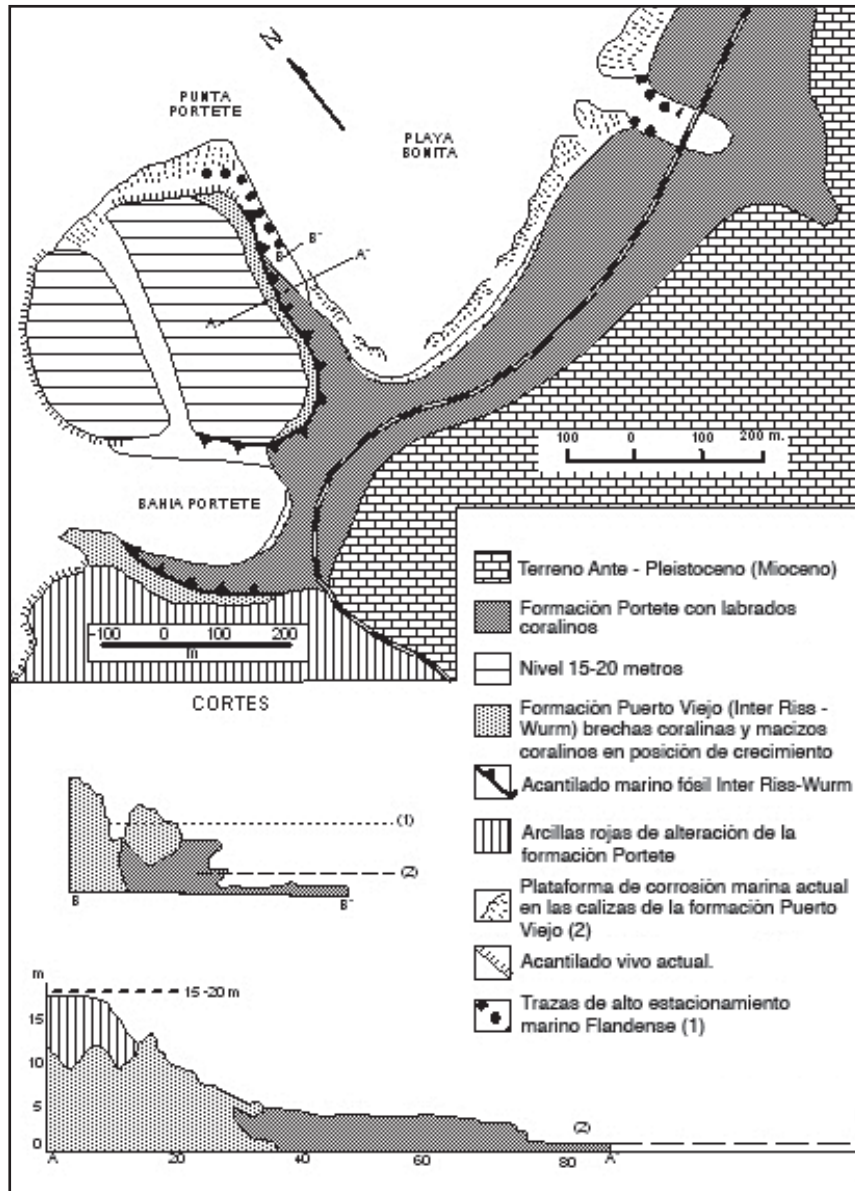


Fig.4. Formaciones coralinas cuaternarias en el Caribe de Costa Rica.

- 1 La trasgresión Eemiense (160000 a 80000 años B.P.) se encuentra bien representada en el litoral (niveles superiores de erosión al sur de la península de Nicoya y desembocadura del río Térraba.)
- 2 A este periodo de altos niveles marinos sucede un período de bajos niveles marinos que corresponden a la gran recesión del Würm.
- 3 La trasgresión Flandense, se encuentra representada y testimoniada por los depósitos fosilíferos de playa Montezuma, Nicoya (-6.000 años B.P.) (Battistini y Bergoing 1983), por los cordones litorales de ambas fachadas oceánicas así como por la colmatación de los interiores de bahía y por los paleo-acantilados (Fila Costeña).
- 4- El nivel del mar actual se encuentra con modificaciones menores desde hace 6.000 años tomando en cuenta una neo-tectónica muy activa (terremoto de Limón 1991)

Es con estos elementos de terreno y con las dataciones radiométricas K/Ar y C14 que trataremos de resumir la morfología cuaternaria de Costa Rica.

El Cuaternario antiguo. (2 Millones a 300000 años BP)

A comienzos del Cuaternario, Costa Rica es tan solo un rosario de islotes formados por pequeños conos volcánicos (Lloyd, 1963) pegados a los macizos de Talamanca y de Tilarán, que se encuentran en pleno alzamiento (Picher y Weyl, 1975). El período más remoto del Cuaternario antiguo se encuentra solo representado en los contrafuertes de Talamanca y en particular en el Valle del General (Beaudert; Gabert y Bergoing, 1982b). Es aquí durante ese período donde se construyeron los poderosos conos de deyección coalescentes (nivel T4). ¿Tal vez, igualmente, existan enterrados en la base del piedemonte Pacífico de Tilarán bajo las coladas del Cuaternario medio? ¿En la vertiente Caribe de Talamanca, los restos de altas terrazas (pudingas) del río Telire serían testigos del mismo evento? (Figura 5).

En el Valle de El General, los viejos conos de deyección (C4) plegados por la tectónica (sinclinal del Valle de El General) durante el Cuaternario desembocaban en el litoral, ya que en ese período la Fila Costeña comienza a emerger y a ordenar el trazado de los ríos General y Coto Brus (Mora, 1979) (Figura 2a).

El Cuaternario antiguo es un período muy activo desde el punto de vista volcánico para Costa Rica (Tournon, 1984) Lo que más tarde constituirán las cordilleras Central y de Guanacaste se limitan a pequeños focos volcánicos, alineados sobre una fisura NW-SE y que corresponde grosso modo al borde meridional del graben de Nicaragua (Battistini y Bergoing 1982a). Dichos focos emitieron lavas fluidales (basaltos) que permitieron al continente emergente consolidarse mejor (Dengo 1962). La soldadura establecida en el istmo de Rivas permitió por segunda vez el reencuentro de las floras y faunas de América del Norte y del Sur. (Schmidt-Effing, 1980; Coates y Obando 1996; McNeill, Coates, Budd y Borne, 2000) (Figura 5 y 5a).

Un vulcanismo menor emerge en lo que más tarde será La Carpintera (2.25 M.a; Bergoing, 1979), que solevantará las ya plegadas series sedimentarias (areniscas y calizas) de las formaciones Coris y Patarrá, por fallas transcurrentes (Plioceno) del valle Central. Dicho límite natural constituirá la divisoria continental de aguas y determinará por lo tanto los trazados fluviales del Valle Central, dividiéndolos en cuenca occidental y oriental (Bergoing y Malavassi, 1979).

La cordillera de Tilarán, formada a partir del Mioceno, así como los montes del Aguacate, manifiestan aún en este período una actividad volcánica (cerro Anunciación y Caldera de Palmares). En Palmares el colapso de la cámara magmática del antiguo volcán se traduce por la creación de una caldera (actividad magmática ácida y explosiva) (Dóndoli, 1951; Malavassi, 1965) (Figura 5).

En la base de las vertientes Caribe y Pacífico de Tilarán los primeros conos torrenciales comienzan su lenta construcción. Esto se debe principalmente a un clima seco y contrastado que reinaba en esa época y cuyos únicos testigos son los conos de deyección en posición C4 del Valle

del General. (Figura 2a). Los conos de Tilarán se encuentran sepultados por otros mucho más modernos que hoy se observan y de los cuales

hemos descrito tres generaciones. (Battistini y Bergoeing, 1983b). (Figura 5)

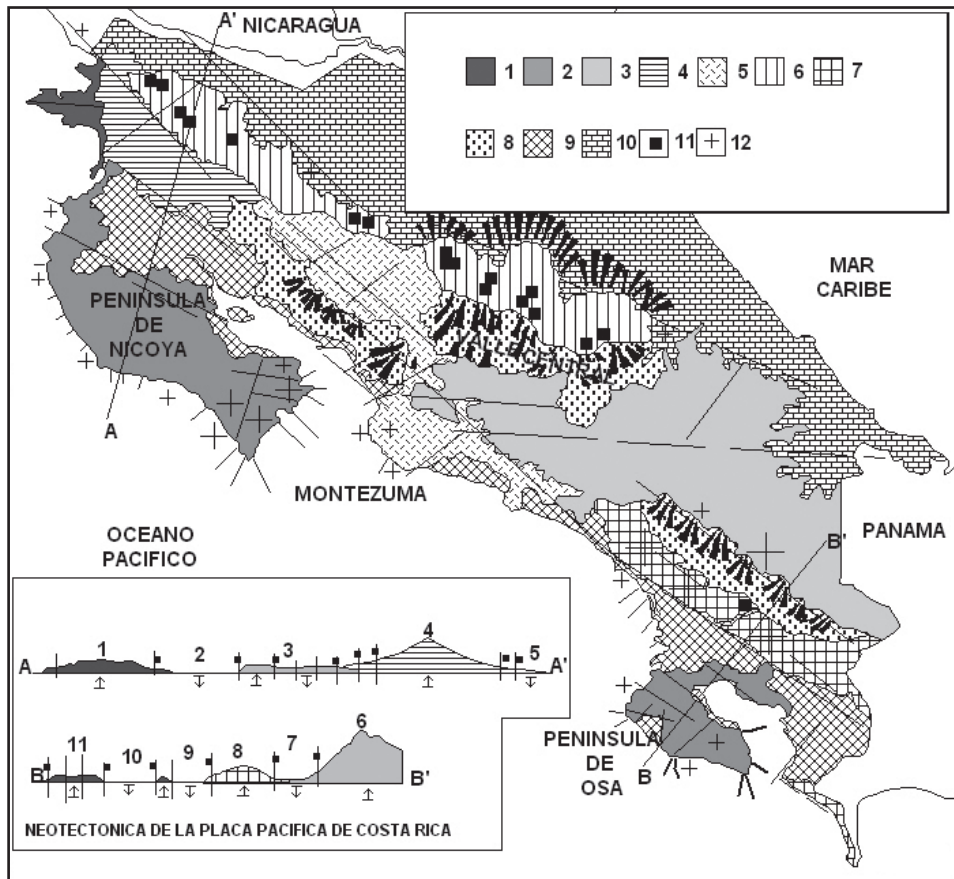


Fig. 5. Áreas estructurales de Costa Rica. 1-Complejo ofiolítico de Santa Elena (Cretácico). 2-Complejo volcánico-sedimentario de Nicoya (Cretácico). 3-Intrusivo de Talamanca, diorita, doleritas, monzonitas cuaríferas y en menor proporción granitos y gabros (Terciario). 4- Meseta ignimbrítica de Liberia (Plio-Pleistoceno). 5-Vulcanismo Terciario de Tilarán y Orotina (Grupo Co-Magmático de Aguacate). 6-Vulcanismo Cuaternario (Cordilleras volcánicas Central y de Guanacaste). 7-Fila Costeña y Punta Burica (sedimentario Terciario). 8-Grandes conos de deyección de El General, Tilarán, Valle Central y del piedemonte norte de la Cordillera Central. 9- Llanuras de inundación del Pacífico (Transgresión Flandense). 10- Depresión tectónica de Nicaragua. 11- Principales conos volcánicos.- 12 Neotectónica positiva. 13- Niveles levantados por la neotectónica e identificados. Corte A-A'. 1-Península de Nicoya (Cretácico). 2-Depresión tectónica del Tempisque. 3-Meseta ignimbrítica de Liberia. 4-Estrato volcanes de Guanacaste (Pleistoceno Superior). 5- Depresión tectónica de Nicaragua. Corte B-B'. 6- Intrusivo de Talamanca. 7-Sinclinal de El General y conos de deyección (Pleistoceno inferior a superior). 8-Fila Costeña (Sedimentos plegados y basculados y vulcanismo abortado del Cuaternario inferior). 9-Depresión tectónica del Diquis. 10-Golfo Dulce. 11- Península de Osa (volcánico sedimentario, Cretácico).

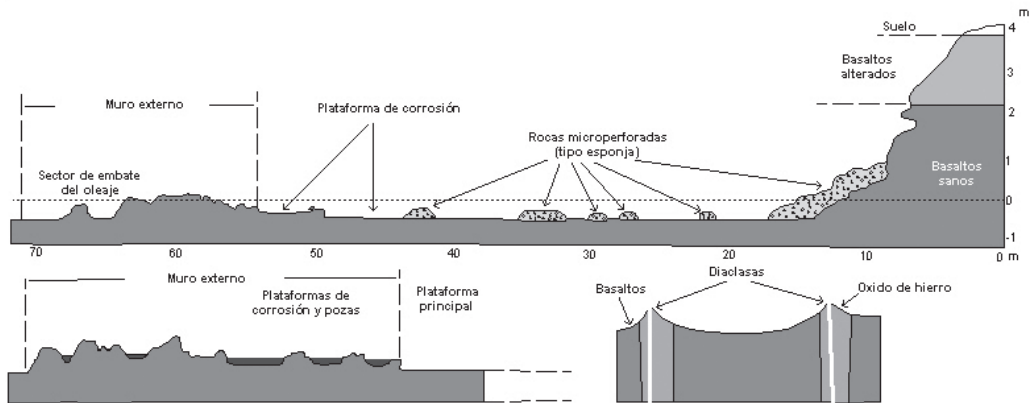


Figura 5a. Zonificación del El Estrán basáltico en la punta San Francisco. Detalle: Diaclasas salientes (óxido de hierro) sobre la plataforma principal de corrosión.

En el norte de Guanacaste, el Cuaternario antiguo se caracteriza también por la extinción de los pequeños conos volcánicos como El Hacha (Dengo, 1962b), y por el continuo derrame ignimbrítico que sepulta los relieves plegados y erosionados del Paleoceno, constituyendo poco a poco una meseta topográfica con un espesor variable de 50 a 100 metros. La actividad volcánica por coladas ignimbríticas ha sido constante (Formación Bagaces) y la prueba se obtuvo con base en tres dataciones radiométricas K/Ar del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE): 7,5 Ma, 3,8 Ma, y 0,63 Ma. (ICE, 1976). Es en la meseta ignimbrítica donde descubrimos un viejo complejo lacustre con depósitos arenosos en Hacienda Ciruelas. Las dataciones (K/Ar) sobre algunas muestras arrojan una edad de 1,20 Ma. (Battistini y Bergoeing, 1983b).

Un acontecimiento mayor fue el colapso de la caldera de Guayabo (Granados, 1979), de unos 300 km², y que separa los conos modernos del Rincón de la Vieja y del Miravalles. Es a partir de esta depresión que fueron emitidos los derrames de tobas ignimbríticas de la Formación Liberia a fines del Cuaternario antiguo. Una primera datación del colapso volcánico lo sitúa en 1,6 Ma. La subsidencia del antiguo volcán Guayabo se produce alrededor de 0,6 Ma. (Quiesa; Civelli; Guillot; Mora y Alvarado, 1992; Alvarado 2000), Sin embargo este volcán sufrió varias fases de colapso y edificaciones sucesivas que lo rejuvenecen hasta 0,4 Ma. Posteriormente, hacia 0,1

Ma. comienza la construcción del estrato-volcán del Miravalles (Alvarado, 2000). Se estima que la caldera de Guayabo emitió un volumen de piroclastos mayor a los 30 km³ (Quiesa; Civelli; Guillot; Mora y Alvarado, 1992; Denyer 2000).

Durante el Cuaternario antiguo el mar Caribe penetra profundamente hasta el lago de Nicaragua. Es durante todo el periodo del Cuaternario que la gran llanura del norte comienza gradualmente a colmatarse, a pesar de una débil subsidencia del sector (fosa tectónica). El relleno paulatino del sector que lo convierte progresivamente en llanura, terminará por sepultar parcialmente pequeños focos volcánicos calcoalcalinos aislados del sector (Tournon, 1972).

Es tan solo a fines del Cuaternario antiguo que las bases volcánicas de las cordilleras Central y de Guanacaste comienzan a construirse y por lo tanto a elevarse, desprendiéndose de la monotonía del paisaje de llanuras pantanosas. Dataciones K/Ar son testigos de esta lenta evolución; basaltos basales de Turrialba = 2,15 Ma. y 1,67 Ma. (Tournon, 1984) (Figura 6)

Más adelante y debido a continuos derrames de lavas basálticas y andesíticas la Cordillera Central construirá una meseta estructural que conformará el fondo del Valle Central. Dicha meseta entrará en contacto con los depósitos volcánicos pliocenos (Formación Aguacate) del extremo norte de la Cordillera de Tamanca, y está datada gracias a los depósitos de tobas ignimbríticas de San Pablo de Turrubares =

1.38 M.a. (datación K/Ar; Battistini y Bergoeing 1983b) Ello nos permite afirmar que las terrazas fluviales que erosionan dichas ignimbritas, aguas abajo de la Valle Central, no pueden ser más que posteriores a esta datación y por lo tanto hay que atribuir las al Cuaternario medio o superior.

Es a fines del Cuaternario antiguo que la actividad volcánica de la Cordillera Central se hace más ácida. Ello se traduce por erupciones y derrames ignimbríticos (Madrigal y Malavassi, 1967) que tapizarán todo el sector oeste del Valle Central occidental. En el Valle Central oriental, los derrames ignimbríticos se encuentran presentes en Cartago pero sepultados bajo depósitos laháricos más modernos (Tournon, 1984). En Puente Mulas, cerca de San José, Tournon (1984) dató una colada del Irazú (andesita afírica) coronada por una toba pumicítica que arrojó una edad absoluta de 1,0 Ma. Pero dataciones más recientes realizadas por P. Gans la rejuvenecen hasta 0.5 Ma (Denyer 2000).

Las ignimbritas del sector occidental del Valle Central se unen topográficamente, a través del cañón del río Tárcoles con el piedemonte de Orotina. La terraza fluvio-volcánica de San Pablo de Turubares (1,38 Ma.) lo confirma con su presencia y es la secuencia topográfica lógica entre el piedemonte Central y el piedemonte de Orotina, cuya base fue datada a 1,28 M.a. (Battistini y Bergoeing, 1983b).

Nos interrogamos sobre el posible origen común de las ignimbritas del Valle Central y las del piedemonte de Orotina. En el Valle Central cubren un área de 750 km² y han sido datadas 40Ar/39Ar en 0.33 Ma. (Alvarado; Soto y Taylor, 1998; Denyer 2000) Las ignimbritas de Orotina “habrían sido canalizadas por el Paleo-Tárcoles para formar facies distales” (Alvarado; Soto y Taylor, 1998; Denyer 2000).

Es igualmente a fines del Cuaternario antiguo que la cordillera de Guanacaste (volcán Rincón de La Vieja) presenta una actividad peculiar que se traduce por la construcción de una serie de domos dacíticos (cerro San Roque), cuyas edades varían de 1.6 a 1.0 MA. (Tournon, 1981)

Por último, la actividad volcánica de este período se manifiesta igualmente en el extremo SE del país (Fila Costeña) por la presencia del volcanismo abortado del Mano de Tigre (Bergoeing;

Mora y Jiménez, 1978) y por los depósitos volcánicos del Tisingal-Colorado en el sector de San Vito de Java, según dataciones K/Ar 1.66± 0.49 Ma. y 1.18± 0.40 Ma. (Camacho, 1992).

Si tomamos en cuenta las fuertes actividades volcánicas de las cordilleras Central y de Guanacaste durante el Cuaternario antiguo, son estos sectores los actores que producirán los cambios más importantes en la morfología de Costa Rica. Es por ello que el clima debió verse muy perturbado, localmente, por un cielo cargado de cenizas, lo que tuvo como consecuencias lluvias diluviales. (Las observaciones realizadas en 1963, durante la erupción del Irazú, muestran que estos fenómenos climáticos asociados a erupciones, frecuentes en el pasado por una actividad volcánica intensa, son la consecuencia directa de la colada de lodo que arrasó con Taras de Cartago). Este es un hecho importante que debe ser tomado en cuenta, que podría sumarse a la explicación de los depósitos que forman los poderosos conos de deyección de la base de los volcanes, sobre todo en lo que concierne a la vertiente del Caribe. (Figura 6).

Igualmente, durante el Cuaternario antiguo, es en el litoral Caribe que se construye un arrecife de franja de origen madreporico (Formación Portete) que viene a pegarse a los viejos acantilados calcáreos del Mioceno (Battistini y Bergoeing, 1981). Este arrecife se conserva aún bajo la forma de algunos testigos entre bahía Portete y Punta Mona al SE. Es en este último punto donde el arrecife de franja se despegó de la línea costera para constituir un arrecife barrera que se prolongó probablemente hasta la bahía del Almirante en Panamá.

De todas estas observaciones se puede deducir que durante el Cuaternario antiguo existen dos períodos climáticos diferentes y alternados:

- a. Una fase Inter-pluvial (resistásica) más antigua, responsable de un clima más seco, con lluvias torrenciales, que permitió la creación de los grandes conos de deyección en posición T4 del Valle de El General, hoy plegados formando una gotera sinclinal.
- b. Una fase pluvial (biostásica) sucesora de la primera y que explica el largo período que

separa a los depósitos de los conos de deyección T4 del Valle de El General con los niveles

T3 del río Chirripó del Pacífico (Beaudet; Gabert y Bergoing, 1982).

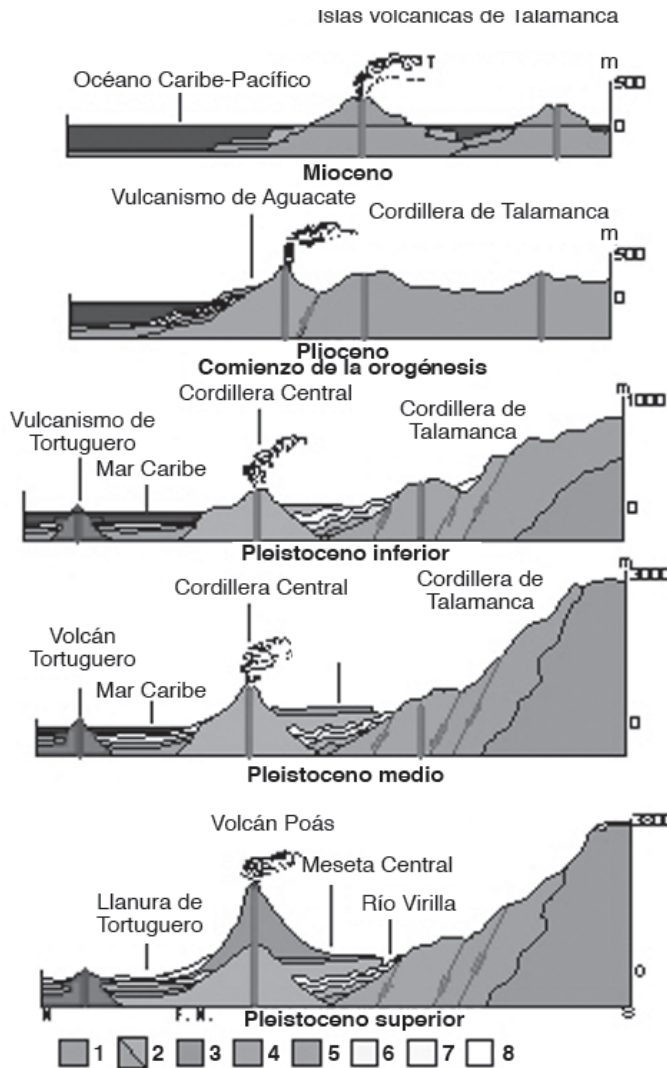


Figura 6. Orogénesis y evolución volcano-tectónica de Costa Rica.

1-Vulcanismo basal de tipo Pacífico: (basaltos, andesitas, doleritas), Cretácico pero sobre todo Terciario y Cuaternario inferior. 2- Rocas sedimentarias de origen marino y continental. 3-Granodioritas terciarias de Talamanca. 4- Vulcanismo de la Formación Aguacate. 5- Ignimbritas del Valle Central (Cuaternario medio). 6- Rellenos sedimentarios de la gran llanura subsidente del norte (graben de Nicaragua). 7- Conos de deyección de la vertiente norte de la Cordillera volcánica Central. 8- Fallas escalonadas de Talamanca con sentido del desprendimiento.

F.N. Borde sur del graben de Nicaragua: En la base del volcán Turrialba los conos suspendidos y luego aquellos encajados, aguas abajo, son los testigos de las crisis climáticas acaecidas en el Cuaternario. Este tipo de acumulación se encuentra igualmente en la vertiente oriental de la Cordillera de Guanacaste y de Tilarán.

El Cuaternario Medio (de 300000 a 150000 años BP.)

Es muy probable que en el Cuaternario medio, tomando en cuenta el solevantamiento continuo de Talamanca, las cumbres hayan alcanzado una altitud próxima a los valores altimétricos actuales y por ello conocieron estacionamientos de tipo glaciar. Sin embargo, carecemos de elementos para afirmar con certeza que durante ese período hubo una glaciación en el Chirripó (período Gunz) y cumbres aledañas, aunque ello es más que probable, ya que tanto las condiciones altimétricas como las climáticas durante este período eran favorables, al menos para un estacionamiento naval. (Bergoeing, 1977) Es en este período que América del Norte sufre la glaciación Kansas que equivale a Gunz en Europa. (Wizinga, 1975; P. George, 1970): De ser esto exacto, Costa Rica se hubiese encontrado bajo un período climático pluvial concordante con el de las Antillas y Venezuela. (Schubert, 1984)

En el Cuaternario medio la meseta volcánica Central termina su formación y las coladas ignimbríticas se encontrarán parcialmente enteradas por los depósitos laháricos y por las coladas de lodo provenientes de los conos volcánicos en formación de la Cordillera Central que comienzan a tomar altitud (estrato-volcanes) (Alvarado, 2000). Durante este período situamos los niveles T3 de las terrazas fluviales del Reventazón, así como los conos encajados de Tilarán, ello por la similitud del material y del grado importante de alteración del material que los compone tanto en Tilarán como en el Valle Central (Battitistini & Bergoeing 1982b) (Figura 6).

Pensamos igualmente que durante este período se depositaron los primeros grandes conos-glacis de la llanura del Tempisque, con base en la observación realizada en el talud de la carretera, a 6 Km. de la ciudad de Nicoya donde se encuentra bien expuesto un cono de deyección compuesto de clastos calcáreos. La parte expuesta muestra dos conos encajados; el nivel inferior formado por una matriz de arcillas rojo-claro deja ver un grado de alteración avanzado tanto de las arcillas como de los clastos calcáreos (Figura 5).

Pensamos que el período interpluvial que sucedió al anterior período pluvial responsable del frío altitudinal fue el factor determinante que dio origen a los niveles superiores fluviales (T3) y a los viejos conos de deyección y glacis (si dejamos de lado los conos de deyección C4 del Valle de El General y del río Telire, que como vimos, deben atribuirse al Cuaternario antiguo).

Por lo tanto, es posible atribuir a este período los niveles cíclicos más elevados que hemos observado, en particular entre Coronado y Palmar Sur. Dichos niveles en efecto se elevan a 25 metros, 40-50 metros 75-90 metros e incluso hasta 250-300 metros y entallan el escarpe tectónico que domina la llanura Flandense. Es cierto que aquí la neotectónica juega un papel muy importante. Si los niveles superiores son jóvenes, ver Eemienses, hay que evidenciar que en este sector la neo tectónica positiva es muy fuerte. (Battitini y Bergoeing, 1983b), (Beaudet, Gabert y Bergoeing, 1982)

Por ello podemos afirmar que durante el Cuaternario medio las grandes depresiones litorales comienzan a colmatarse y constituir las primeras llanuras, y que los primeros y poderosos depósitos torrenciales se construyen en la base de las cordilleras volcánicas (el sector oriental del volcán Orosi, y el sector de San Lorenzo a Tilarán son buenos ejemplos para citar).

La caldera de Palmares, en el sector occidental del Valle Central occidental, conoce en este período un episodio lacustre. Esta depresión conserva depósitos de ignimbritas de fines del Cuaternario antiguo que se depositaron en medio acuoso (bolitas de arcilla con núcleo ignimbrítico posiblemente lapillis acrecionados), lo que prueba que todavía existía un lago. ¿Fue colmatado durante el Cuaternario medio? Una cosa es cierta, y es que el río Grande, cuyo trazado pasa por la caldera, erosionó un profundo cañón fluvial siguiendo un alineamiento de falla E-W. Es igualmente posible que una reactivación de las fallas vecinas de la depresión permitió a las aguas retenidas ser evacuadas precipitadamente, o simplemente el lago desapareció, luego de su colmatación, que lo transformó en pantano y posteriormente se secó (Figura 5).

El Cuaternario medio se termina con una fase fría que cubre toda América del Norte (Illinoian conocida en Europa como Mindel). Si este período se traduce en América Central por una fase pluvial, entonces se habría establecido un período biostásico, particularmente en Costa Rica, separando los niveles T3 de los niveles inferiores más jóvenes.

El Cuaternario reciente (150000 años al Actual)

El comienzo de este período está marcado por dos hechos notables: un período frío (Riss) y un alto estacionamiento marino conocido como Eemiense. En el litoral del Pacífico particularmente en el sur de la península de Nicoya, los altos niveles de erosión (35 a 40 m.) podrían relacionarse con el alto estacionamiento marino Eemiense (Battistini y Bergoeing, 1983).

Pensamos que durante este período se construyó en el litoral del Caribe el arrecife de franja de la Formación Puerto Viejo (Battistini y Bergoeing, 1980) (Figura 4). En efecto, esos depósitos madreporicos están poco o nualmente recalcificados con dominio de estructura aragonítica. Este arrecife es discordante con el complejo coralino de la Formación Portete. A pesar de que no logramos obtener dataciones radiométricas todo lleva a concluir que este arrecife se construyó durante en Inter-Riss-Wurm.

Mucho más recientemente (desde hace unos 6000 años) esas viejas formaciones corallinas fueron agredidas por la trasgresión Flandense. Estacionamientos marinos un poco más elevados que el nivel actual han dejado sus trazas mediante muescas fósiles observables en el sector de Limón (Figura 4).

Este período se caracteriza por los acontecimientos siguientes en orden cronológico:

1. La trasgresión Eemiense
2. La regresión marina Würm
3. La trasgresión Flandense

4. El actual nivel marino desde hace 6.000 años.

El Eemiense

En Costa Rica se encuentra bien representado. Se encuentra sobre el litoral del Pacífico y en particular al sur de la Península de Nicoya. Los niveles de erosión sin depósitos correlativos de Tambor, Paquera e Isla San Lucas que se sitúan entre los 40 a 50 metros, son los testigos probables de este alto estacionamiento marino (160000 a 80000 años BP) aumentado por una fuerte neo-tectónica positiva. (Bergoeing, 1998)

La gran regresión marina del Würm

Este período se caracteriza en Costa Rica por la muerte del arrecife de franja de Puerto Viejo en el litoral del Caribe. Como se trata de un período frío, es en ese momento que las cumbres de Talamanca conocieron un verdadero estacionamiento glaciar. El resto del país (montañas más bajas y llanuras) se encontraban en una fase biostásica y por lo tanto el bosque tropical húmedo domina el paisaje. Esto significa que muy pocos depósitos sedimentarios se depositaron debido a la protección ejercida en el relieve por la densa vegetación tropical (Bergoeing 1998).

Según nuestras observaciones en el cerro de La Muerte y en el Chirripó, constatamos que se produjo una glaciación reciente (Würm) (Chirripó II) entre 3000 y 3800 metros de altitud, modelando pequeños circos glaciares, una pequeña lengua glaciar, cerrojos y ombligos, así como morrenas. (Bergoeing, 1977). Las morrenas forman tres grupos distintos que marcan tres episodios glaciares durante la última fase glaciar. Las investigaciones de Lachniet determinan que el estacionamiento glaciar descendió hasta los 3.040 m de altitud, y cubrió una superficie aproximada de 35 km². (Lachniet y Seltzer, 2002). Las dataciones de pólenes y carbón vegetal, mediante el método C14 arrojaron una edad de 10.400 años BP para estos depósitos, que señalan un cambio climático que indica el fin de la última glaciación.

(Horn, 1993). A altitud menor, entre los 3.000 a 2.600 metros, son evidentes las trazas de niveles paleo-nivales y se traducen por pequeños nichos niveles y material de acumulación de deshielo (arcillas amarillas mezcladas con clastos angulosos producto de la gelifracción que se pueden observar en el cerro de La Muerte. (Bergoeing, 1998). Desgraciadamente, nuestras investigaciones no nos han permitido aún encontrar restos de glaciaciones más antiguas; sin embargo, ello debió ocurrir al menos durante el Riss (Chirripó I), por cuanto Talamanca ya había alcanzado altitudes (orogénesis) con valores próximos a los actuales. Por lo demás, el hecho de encontrar sistemáticamente en los ríos de Costa Rica dos a tres niveles de terrazas fluviales encajonadas, formadas por cantos rodados, dan peso a la tesis de los cambios climáticos (T3 y T2 serian interglaciar Riss y T1 post glaciación Würm). Siguiendo esta lógica, pensamos que las altas cumbres de Talamanca estuvieron sometidas durante el Pleistoceno superior a dos periodos inter-pluviales, alternados por dos periodos pluviales que corresponden al Riss y al Würm (Figura 5)

La trasgresión flandense

Las evidencias de este acontecimiento se encuentran presentes en ambas fachadas litorales de Costa Rica. En el litoral Caribe, en Playa Bonita (sector de Limón), se pueden observar las trazas de un estacionamiento marino Holoceno, que se traducen por los restos de una plataforma antigua de calizas coralinas que dominan la actual plataforma de 2 a 3 metros. (antes del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 que provocó un levantamiento vertical entre 0.5 y 1.5 m.) (Denyer & Kusmaul 2000). La antigua plataforma, se caracteriza además por presentar dos niveles de erosión en forma de muescas situados a 1,2 y 2 metros de la muesca actual línea de abrasión. En la costa del caribe de Costa Rica la oscilación de mareas es de tan solo 0,5 metros (Figura 4).

Más al norte, entre Moín y la frontera con Nicaragua (delta del San Juan), los viejos cordones litorales rectilíneos son también los testigos de la trasgresión Flandense que debe haberse adentrado hasta la cota de 7 a 10 metros

de altitud, al interior de las tierras, a pesar de la neo-tectónica positiva particularmente activa en este sector del país.

En Barra del Tortuguero, los cordones litorales se apoyaron sobre un pequeño cono estromboliano semi-destruido que debe ser sensiblemente contemporáneo (Tournon, 1984)

Sobre el litoral Pacífico, las trazas de la trasgresión Flandense son numerosas; cordones litorales y flechas, colmatación de interior de bahías y antiguos pantanos transformados en llanuras litorales como en Parrita por ejemplo, acantilados muertos flandenses (Montezuma en Nicoya y Coronado en el delta del Diquís.).

Pensamos que el nivel de 10 metros al sur de la península de Nicoya corresponde a este alto estacionamiento marino (tomando siempre en cuenta la neo-tectónica positiva importante igualmente en este sector del país) En efecto, el depósito de Lumachelles de playa Montezuma que datamos de 6620 años BP (Battistini y Bergoeing 1983b) es un bello ejemplo del levantamiento del sector. El depósito se efectuó durante el nivel marino Flandense (conchas poco rodadas) y hoy se encuentra a 6 o 7 metros de altitud por sobre el nivel actual del mar.

En Coronado, en la llanura del Diquís, describimos una terraza baja entallada por el mar Flandense. Finalmente en Puerto Jiménez, al SE de Península de Osa, hemos descrito igualmente los niveles marinos flandenses (Bergoeing, 1978) que se encuentran en posición levantada de más de 8 metros debido a la fuerte neo-tectónica. Todas las formas litorales son testigos que entre finales de la trasgresión Flandense y el Actual el nivel del mar fue de 5 a 10 metros superior que el nivel actual. Los niveles a altitudes superiores encontrados se deben a la componente de la neo-tectónica positiva (Montezuma; Península de Osa) y que se prosigue actualmente (terremoto de Limón de 1993).

Durante el Flandense, en el interior de las tierras, una fuerte actividad erosiva deslava las vertientes y en los principales ríos forman niveles de terrazas fluviales en posición T1. La terraza inferior del Reventazón es un buen ejemplo y es posterior a la colada de Cervantes datada de 23.000 años BP. (Allegre & Condomines,

1976) Para este río tenemos por lo tanto una sucesión lógica que va del Pleistoceno medio al Pleistoceno superior. En el río Tárcoles así como en el río Barranca (vertiente del Pacífico), los niveles inferiores fluviales de 7 a 8 metros, de estos ríos, y vistos el material poco alterado de los cantos rodados que conforman las terrazas y la poca o nula deformación tectónica, los hace contemporáneos con el nivel T1 del Reventazón. Son sin lugar a dudas depósitos debidos a crisis origen climática (deslaves post-glaciación).

Las vertientes de los grandes estrato-volcanes de las Cordilleras Central y de Guanacaste se caracterizan por una actividad volcánica que se traduce por grandes depósitos laháricos, (lahares en posición superior y muy bien conservados al norte de la ciudad de Cartago).

El nivel marino actual desde hace 6000 años

El manto freático litoral no ha variado mucho desde hace 6000 años y se encuentra a un nivel próximo del actual lo que daría probablemente (si el nivel marino bajase nuevamente del nivel actual), un nuevo litoral, de erosión comparable con los que conocemos y hemos descritos al SE de la península de Nicoya.

A partir de este último período, la llanura litoral ha ganado terreno frente al mar, gracias a los aportes sedimentarios fluviales que son cada vez más importantes, (en particular a partir del siglo XX por efectos antrópicos). Esto se combina con una tectónica de alzamiento que continúa actualmente. Las llanuras del Diquís y de Coto Colorado son buenos ejemplos donde las áreas pantanosas han desaparecido o están en vías de extinción. Un segundo sector es el de la llanura del Tempisque en su curso inferior, entre Bolsón y el estuario, donde la sedimentación litoral gana cada día más terreno frente a las áreas lacustres o al mar.

Los grandes cambios climáticos del Cuaternario superior probablemente tuvieron oscilaciones más o menos fuertes en Costa Rica. Es lo que demuestran los estudios de los investigadores de la Universidad de Ohio (USA) efectuados en Perú (Thompson, 1980) Los forados en el hielo practicados a 6000 metros de altitud en

Los Andes han permitido estudiar tipos de polen aprisionados en el hielo a una profundidad de 163 metros. El resultado obtenido fue el siguiente;

Periodos de sequía que corresponden a los periodos:

570 a 610 d.C.

1250 a 1310

1710 a 1860

Periodo húmedo:

Se establece un período muy húmedo entre 1500 y 1720 que coincide con el final de la "pequeña edad glaciación" de Europa.

Este resultado debe ser tomado en cuenta en América Central en razón de la relación directa con los centros anticiclónicos y en particular el de América del Sur, ligado al Frente de Convergencia Intertropical, y por lo tanto, responsable de las lluvias en las vertientes del Pacífico de la América ístmica, así como con los fenómenos climáticos de El Niño de los cuales se tienen cada vez más evidencias de su presencia en un pasado lejano.

Conclusión

Durante el Cuaternario Costa Rica se ha visto modelada por la tectónica, el vulcanismo y los grandes periodos de cambios climáticos (pluviales e interpluviales). La orogénesis Plio-Cuaternaria ha hecho de Costa Rica un país eminentemente montañoso, que se caracteriza por diferentes tipos de modelados y que se distribuyen en pisos altitudinales. Se trata de un modelado eminentemente tropical de altitud y lo podemos clasificar de la siguiente manera:

De 3.800 a 3.000 metros de altitud domina el modelado paleo-glaciación (trazas de la última glaciación würmiense han sido observadas y descritas en el Chirripó y en el Kamuk).

De 3.000 a 2.600 metros de altitud domina el modelado paleo-nival. Dicho modelado se debe a un estacionamiento nival estacional durante el último periodo glaciación.

De 2.600 a 1.000 metros de altitud se destaca el modelado multifacético. Este es uno de los típicos modelados que se da en las zonas tropicales húmedas por efectos de la erosión pluvial y que deja al descubierto partes de las estructuras líticas subyacentes.

De 1.000 a 50 metros de altitud predomina el modelado multiconvexo; se presenta donde priman los conos de deyección, las terrazas fluviales y la soliflucción generalizada. Es una descomposición in situ del material depositado que adopta la forma de cúpulas o “medias naranjas”, como se le conoce en Brasil.

De 50 a 0 metros de altitud es el dominio de las llanuras de inundación como la gran llanura del norte (San Carlos), que se extiende hasta el lago de Nicaragua y el río San Juan (Graben de Nicaragua).

Las diferentes formas de modelado en Costa Rica testimonian las crisis climáticas ocurridas durante el Cuaternario que se tradujeron en fases Resistásicas (más secas) y Biostásicas (más húmedas). Es durante las fases resistásicas que la erosión pluvial construyó los tres niveles más característicos de terrazas fluviales observados y que corresponden al Pleistoceno medio (nivel T3) y al Pleistoceno superior (niveles T2 y T1). El nivel (T4) más antiguo, (Pleistoceno inferior) se halla esporádicamente representado en el país y en forma particular por el cono de deyección más antiguo, (C4) plegado por la neotectónica de el valle de El General, ya analizado en este trabajo.

En las llanuras litorales, durante los interpluviales sufrieron transgresiones marinas de las cuales al menos dos dejaron trazas, la Eemiense y la Flandense.

En altitud queda el testimonio de al menos una glaciación reciente (Würm) en las cumbres de la Cordillera de Talamanca y particularmente en el Cerro Chirripó (3.819 m.), que se produjo durante la última fase biostásica, estableciéndose un equilibrio, y los efectos erosivos solo fueron locales debidos a causas particulares (tectonismo, vulcanismo).

Actualmente el país sigue construyendo y modelando el paisaje, esta vez aunado por la acción antrópica cuya actividad agropecuaria, por ejemplo, ha intensificado la colmatación del golfo de Nicoya, la creación de deltas submarinos como en la desembocadura del río Tárcoles. La naturaleza tectónica positiva igualmente contribuye a los grandes cambios con el solevantamiento continuo del litoral Caribe, del curso medio del río San Juan, de la península de Nicoya y de la fila Costeña. El vulcanismo sigue siendo la expresión de emisiones

magmáticas producto del desplazamiento y colisión de las placas del Caribe y del Coco.

Bibliografía

- Allegre, C. J. y M. Condomines. 1976. Fine Chronology of volcanic processes using ^{238}U - ^{230}Th . The systematic. *Earth Planet Sc. Lett.* 28, pp. 395-406.
- Alvarado, G.; J. Soto y W. Taylor. 1998. Los flujos piroclásticos del volcán Arenal del 5 de mayo de 1998 y sus implicaciones para la amenaza de las obras de infraestructuras cercanas. *Bol. OSIVAM* 10 (19-20): 1-13.
- Alvarado, G. E. 2000. Los volcanes de Costa Rica. 1989 Editorial Universidad Estatal a Distancia, pp. 269. Costa Rica.
- Battistini, R. y J. P. Bergoeing. 1980. Observations sur le Quaternaire littoral de la côte Caraïbe du Costa Rica. *Revista Cuaternaria* N° XXII. pp. 237-242. Roma, Italia.
- Battistini, R. y J. P. Bergoeing. 1982a. Volcanisme recent et variations climatiques Quaternaires au Costa Rica. *Bull. Assoc. de Géographes Français*, N° 485-486. Paris, France, 96-98.
- Battistini, R. y J. P. Bergoeing. 1982b. Un exemple de côte a structure faillée quadrillée et Néotectonique active: la côte Pacifique du Costa Rica. *Bull. Assoc. de Géographes Français*, N° 488. pp. 199-205. Paris, France.
- Battistini, R. y J. P. Bergoeing. 1983. Características geomorfológicas del litoral comprendido entre bahía Tamarindo y bahía Culebra, Península de Nicoya, Costa Rica. *Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Revista Geográfica* N° 98. pp. 79-90. México D.F., México.
- Battistini, R. y J. P. Bergoeing. 1983b. Reconnaissance géomorphologique de la

- façade Pacifique du Costa Rica. Cahiers du CEGET N° 49 3e trimestre 83. pp. 1-73. Bordeaux, France.
- Battistini, R. y J. P. Bergoeing. 1984. Geomorfología de la costa Caribe de Costa Rica. Instituto panamericano de Geografía e Historia, Revista Geográfica N° 99. pp. 167-188. México D.F. México.
- Beudet, G.; P. Gabert y J. P. Bergoeing. 1982. Les modelés hérités du Costa Rica. Bull. Assoc. de Géographes Français. N° 488. pp. 183-197. Paris, France.
- Beudet, G.; P. Gabert y J. P. Bergoeing. 1982b. La Cordillère de Talamanca et son Piémont (Néotectonique et variations morpho-climatiques dans le Sud-Ouest du Costa Rica. Colloque sur les Piémontos. pp. 121-134. Toulouse 12-15 mai 1982. France.
- Bellon, H. y J. Tournon. 1978. Contribution de la géochronométrie K/Ar à l'étude du magmatisme du Costa Rica, Amérique Centrale. Bull. Soc. Geol. France 7-XX. pp. 955-959 Paris.
- Bergoeing, J. P. 1977. Modelado glaciar en la Cordillera de Talamanca. Informe Semestral, Jul-Dic 77, Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.
- Bergoeing, J. P. 1978. Geomorfología de Puerto Jiménez, Península de Osa, Costa Rica. En Informe Semestral enero-junio 1978, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.
- Bergoeing, J. P.; E. Malavassi y R. Protti. 1978. Tres posibles edificios volcánicos del sector Cerros del Aguacate. Informe Semestral Jul-Dic. 78. Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.
- Bergoeing, J. P. 1982. Geomorfología de algunos sectores de Costa Rica basada en la fotointerpretación de imágenes del satélite Landsat en la banda espectral MSS 7 (4 mapas a color escala 1:500.000) Informe Semestral, Suplemento Jul-Dic 82 vol 28 pp.3-15 Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica.
- Bergoeing, J. P. 1987. Le Costa Rica: contribution à une étude géomorphologique régionale. Tesis de Estado. Universidad de Aix-Marseille II. Francia. pp. 437. (Mirofilmado por la Universidad de Lille).
- Bergoeing, J. P. 1998. Geomorfología de Costa Rica. pp. 460. (croquis, estéereogramas, cartas, fotos) Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica.
- Bergoeing, J. P. y E. Malavassi. 1981. Carta Geomorfológica del Valle Central. Escala: 1:50.000 (9 hojas mas texto) editada en colores por Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica (900 ejemplares).
- Bergoeing, J. P.; L. G. Brenes y E. Malavassi. 1982. Geomorfología del Pacífico Norte de Costa Rica. Escala: 1:100.000 (11 hojas más texto) editada en colores por Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica financiado por CONICIT-US-AID (2.000 ejemplares).
- Bergoeing, J. P.; L. G. Brenes y E. Malavassi. 1982. Geomorfología de la hoja Barranca, Costa Rica. Escala 1:50.000 (1 hoja) editada en colores por Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica (1.000 ejemplares).
- Bergoeing, J. P.; S. Mora y R. Jiménez. 1978. Evidencias De vulcanismo Plio-Cuaternario en la Fila Costeña, Térraba, Costa Rica. Informe Semestral Jul-Dic 78, Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.
- Camacho E. 1992. Volcanes en Panamá. Universidad Tecnológica de Panamá-Cepredenac, Instituto de Geociencias. Panamá.
- Coates, A. G y Obando. 1996. The Geologic evolution of Central American Istmus. In Jacson JBC. Budd AF & Coates AG. Evolution an

- environment in tropical America. Univ. Chicago Press.
- Dengo, G 1962a. Tectonic-igneous sequence in Costa Rica. Petrol. Studies Vol. In honor of A. Buddington. Geol. Soc. Amer. pp. 133-161, USA.
- Dengo, G. 1962b. Estudio Geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica. Instituto Geográfico Nacional. pp. 112. San José, Costa Rica.
- Denyer, P. y S. Kussmaul. 2000. Geología de Costa Rica. Editorial Tecnológica de Costa Rica, pp.515. Cartago, Costa Rica.
- Dóndoli, C. 1951. Zona De Palmares: estudio geoagronómico. Bol. Tec. N° 5, pp.16 Ministerio Agric. e Industria, Costa Rica.
- Dóndoli, C. 1965. Vulcanismo reciente en Costa Rica. Dir Geol., Minas y Petrol. Ministerio Ind. pp. 16. Costa Rica.
- Escalante, G. 1965. Geología de la cuenca superior del río Reventazón en Costa Rica. Primera Reunión de Geol. De Inst. Gubern de Centro América y Panamá 22-27 feb. 1965. Costa Rica.
- Granados, R. 1979. Proyecto geotérmico, investigación geológica en la zona de la Caldera de Guayabo y alrededores. Instituto Costarricense de Electricidad. Informe Geol. pp. 45. Costa Rica.
- Hastenrath, S. 1974. Spuren Pleistozäner vereigung in den Altos de Cuchumatanes, Guatemala. Eiszeitalter U. Gegenwart V.5. pp. 25-34. R.F.A.
- Horn, S. 1990. Timing of deglaciation in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica.. Climate Research, VI, pp.81-83. USA.
- Horn, S. 1993. Postglacial vegetation and fire history in the Chirripó Páramo of Costa Rica Quaternary Research V.40, pp.107-116. USA.
- Instituto Costarricense de Electricidad. 1976. Boletín Hidrológico 10. pp. 349. San José, Costa Rica.
- Lachniet, M. S. y G. O. Seltzer. 2002. Late Quaternary glaciation of Costa Rica. Geological Society of America Bulletin. Vol. 114, N° 5 pp. 547-558. USA.
- Lloyd, J. 1963. Historia Tectónica del erógeno Sur Centroamericano » Informe Semestral Ene-Jun 63 pp. 67-96. Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.
- Madrigal, R. 1972. Resumen de la estratigrafía de Costa Rica. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Madrigal, R. y E. Malavassi. 1967. Reseña geológica del área metropolitana. Informe Técnico y Notas Geol. N° 29 pp. 9. Dirección General Geol. Minas y Petrol. Costa Rica.
- Malavassi, E. 1965. Reseña Geológica del Valle Central de Costa Rica. Informe Técnico y Notas Geol. N° 4 pp. 14-22. Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Marko, P. B. y J. B. Jakson. 2001. Patterns of morphological diversity among and within arcid bivalve species pairs separated by the isthmus of Panama. Journal of Palaeontology, May 2001 pp. 590-606. USA.
- McNeill, D. F.; A. G. Coates; A. F. Budd y P. F. Borne. 2000. Integrated paleontologic and paleomagnetic stratigraphy of the upper Neogene deposits around Limon, Costa Rica: A coastal emergence record of the Central American Isthmus. Geological Society of America Bulletin July 2000. pp. 963-981. USA.

- Mora, S. 1979. Estudio geológico de la región sureste del Valle de El General. Tesis de Licenciatura. Escuela Centroamericana de Geología. UCR. Costa Rica.
- Murata, K. J.; C. Dóndoli y R. Sáenz. 1966. The 1963-65 eruption of Irazú Volcano, Costa Rica. Bull. Vol. 129 pp. 765-793.
- Pichler, H. y R. Weyl. 1975. Magmatism and crystal evolution in Costa Rica. Geol. Rundschau Vol. 64 pp. 57-475 Stuttgart, RFA.
- Quiesa, S.; G. Civelli; P. Y. Guillot; O. Mora y G. E. Alvarado. 1992. Rocas piroclásticas asociadas con la formación de la Caldera de Guayabo, cordillera de Guanacaste, Costa Rica. Rev. Geol. América Central 14 pp. 59-75. San José, Costa Rica.
- Schmidt-Effing, R. 1980. Godynamic history of oceanic crust in Southern Central America. Berliner Geowiss. ABH (A) 19, pp. 201-202, Berlin, RFA.
- Schubert, C. 1984. Investigaciones sobre el Cuaternario de la República Dominicana » Instituto Panamericano de Geografía e Historia. Revista Geográfica N° 99, pp. 69-92 México. D. F. México.
- Thompson, L. G. 1980. Glaciological investigations of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. Journal of Glaciology, Vol. 25, N° 91, pp. 69-84.
- Tournon, J. 1972. Présence de basaltes alcalins récents au Costa Rica, Amérique Centrale. Bull. volcan. T XXXVI. pp. 140-147, Paris, Francia.
- Tournon, J. 1984. Magmatismes du mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: L'exemple du Costa Rica, des ophiolites aux andésites. Tesis de Estado. Universidad de Paris VI. 318 pp.
- Tournon, J. y G. Alvarado. 1995. Mapa Geológico de Costa Rica. Escala 1 :500.000. más texto. Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia, Delegación regional de la cooperación Científica y Técnica – ICE. Impreso por La Vigie, Dieppe, Francia.
- Weyl, R. 1980. Geology of Central. América. Gebruder Borntraeger, Berlin- Stuttgart, RFA.