



ESTUDIOS DE **GEOMORFOLOGÍA AMERICANA**

RECOPILACIÓN DE ARTÍCULOS DEL
DOCTOR JEAN PIERRE BERGOEING



Estudios de Geomorfología Americana por Instituto Panamericano de Geografía e Historia se distribuye bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial-SinDerivadas 4.0 Internacional.

AUTORIDADES DEL
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
2018-2021

PRESIDENTE Lic. Israel Sánchez Moreno *Panamá*
VICEPRESIDENTA Mag. Alejandra Coll Escanilla *Chile*

SECRETARIO GENERAL

Mag. César Fernando Rodríguez Tomeo
Uruguay

COMISIÓN DE CARTOGRAFÍA

(Costa Rica)

Presidente:

Mag. Max Alberto Lobo Hernández

Vicepresidente:

Mag. Álvaro Antonio Álvarez Calderón

COMISIÓN DE GEOGRAFÍA

(Estados Unidos de América)

Presidenta:

Dra. Patricia Solís

Vicepresidenta:

Dra. Jean Parcher W.

COMISIÓN DE HISTORIA

(México)

Presidenta:

Dra. Patricia Galeana Herrera

Vicepresidente:

Dr. Rubén Ruíz Guerra

COMISIÓN DE GEOFÍSICA

(Ecuador)

Presidente:

Dr. Mario Ruíz Romero

Vicepresidente:

Dra. Alexandra Alvarado Cevallos



ESTUDIOS DE **GEOMORFOLOGÍA AMERICANA**

RECOPIACIÓN DE ARTÍCULOS DEL
DOCTOR JEAN PIERRE BERGOEING



Estudios de Geomorfología Americana por Instituto Panamericano de Geografía e Historia se distribuye bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial-SinDerivadas 4.0 Internacional.

INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Publ. 560

Instituto Panamericano de Geografía e Historia
Secretaría General del IPGH
Apartado Postal 18879
11860 Ciudad de México, México
Teléfonos: (52-55) 5277-588 / 5515-1910
Correos electrónicos:
publicaciones@ipgh.org / secretariageneral@ipgh.org
<http://www.ipgh.org>

Las opiniones expresadas en la presente publicación así como el contenido y forma en notas, información y reseñas son de exclusiva responsabilidad de sus respectivos autores.

Imagen de portada: Volcán Chaparrastique, El Salvador. Acrílico en canvas 50x60 cm, 2010. Jean Pierre Bergoeing.

Diseño de portada y diagramación: Vianney López Alcántara.

Primera edición, 2020.

© 2020 Instituto Panamericano de Geografía e Historia
Ex arzobispado núm. 29, Col. Observatorio, 11860
Ciudad de México, México
<http://www.ipgh.org>

ISBN en trámite

Se autoriza cualquier reproducción parcial o total de los contenidos e imágenes de la publicación, incluido el almacenamiento electrónico, siempre y cuando sea para usos estrictamente académicos y sin fines de lucro, citando la fuente sin alteración del contenido y otorgando los créditos autorales.

ÍNDICE

Presentación	5
ARTÍCULOS	
Aspectos geomorfológicos del litoral Pacífico central de Costa Rica	9
Estudio geomorfológico de una porción de la Sierra y Quebrada de Juan de Morales, Provincia de Taparacá, Chile	29
Geomorfología del curso inferior de la Quebrada de Quipisca, provincia de Tarapacá, Chile	37
Investigaciones geomorfológicas en la Pampa del Tamarugal, Provincia de Tarapacá, Chile	45
Geomorfología del área de confluencia de los ríos Reventazón y Pejibaye, Costa Rica	129
Fotointerpretación geomorfológica del sector occidental del Valle Central de Costa Rica. Basado en una imagen del satélite Landsat del 23 de enero de 1979	139
Características geomorfológicas del litoral comprendido entre Bahía de Tamarindo y Bahía Culebra, Península de Nicoya, Costa Rica	145
Geomorfología de la Costa Caribe de Costa Rica	157
La Cordillera de Talamanca y su piemonte neotectónica y variaciones morfoclimáticas en el SW de Costa Rica	179
Informe sobre dos Dotaciones Radiométricas practicadas en muestras del Valle Central de Costa Rica	189
Reconocimiento geomorfológico de la vertiente del pacífico de Nicaragua, América Central	193
La Evolución del Relieve Cuaternario en Costa Rica, América Central	219
Le Cas du Yellowstone une Caldeira Exceptionnelle	249
Geomorfología Paleo-Lacustre del Sur del Lago de Nicaragua	257
Las calderas concéntricas del Volcán Platanar, Costa Rica	269
La caldera de Barbilla, Costa Rica. Investigación preliminar	283

Interpretación geomorfológica del volcán Barú, Panamá	299
La Tránsito Flandense	307
Una joven estructura volcánica de Costa Rica, Arenal, volcán turístico, volcán letal	319
Las Calderas Volcánicas de la Cordillera de Talamanca, Costa Rica	331
Geomorfología de la cordillera Costeña y de los abanicos aluviales en el piedemonte meridional de la cordillera de Talamanca	345
Riesgo de desaparición de la flecha litoral de Puntarenas, Costa Rica	361
Los dos últimos periodos glaciares y la constitución de <i>sackungs</i> en Talamanca, Costa Rica	371
Los conos de deyección del valle de El General Costa Rica	391
Extensión glaciar y nival durante el RISS/Illinoiense y el Wurm/Wisconsiniano en las altas cumbres de Talamanca en el sector fronterizo Costa Rica-Panamá	403
Posible inundación por Tsunamis en Puntarenas, Costa Rica	425
Geomorfología de la isla del Coco, Costa Rica	433
El asentamiento precolombino en San Ramón y su imbricación Geomorfológica	443
La caldera de colapso de Managua	457
Las calderas de Molejón, Santa Clara y Flores, Costa Rica	469
Geomorfología del área de Palmares, San Ramón, Cerro Espiritu Santo, Costa Rica	481
El río Tárcoles, desaguadero del Valle Central Occidental, Costa Rica	491
Geografía y civilizaciones antiguas	505

PRESENTACIÓN

La geomorfología es una disciplina que tiene como objeto de estudio las formas de la corteza terrestre y que desde su origen ha estado en estrecha relación con la geografía y otras ciencias auxiliares, tales como la geología, climatología, hidrografía, glaciología, entre otras.

Esta ciencia, aún en pleno desarrollo, ha encontrado en nuestro continente, —heterogéneo y abundante—, una prolífica fuente de investigaciones. Es precisamente en el campo de la geomorfología americana donde el nombre de Jean Pierre Bergoeing (Santiago de Chile, 1944) ha resaltado gracias a sus aportes.

Con la presente recopilación de artículos se hace un reconocimiento a la importancia del trabajo del doctor Bergoeing, y además se ofrece un valioso documento para la geomorfología americana, en particular de Centroamérica y Chile, espacios donde ha dedicado gran parte de sus investigaciones.

El trabajo realizado en el Departamento de Publicaciones de la Secretaría General, comprende las colaboraciones de este notable investigador a la *Revista Geográfica* —1979-2014—.

Sin más, deseamos que el trabajo del doctor Bergoeing, así como el de otros tantos colaboradores del IPGH, sea una hoja de ruta para nuevas investigaciones que contribuyan a la ciencia y, por ende, al progreso de los pueblos de nuestro continente.

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

ARTÍCULOS

ASPECTOS GEOMORFOLOGICOS DEL LITORAL PACIFICO CENTRAL DE COSTA RICA.

Dr. Jean Pierre Bergoeing G.
Director Departamento de Geografía
Universidad de Costa Rica

I.-INTRODUCCION.

Las áreas de estudio tomadas para dicha investigación son dos: Puerto Caldero y la desembocadura del río Grande de Tárcoles. Ambos sectores, por su posición, ilustran la dinámica estructural y el modelado particular de la región. El área de Puerto Caldero, está localizada por las siguientes coordenadas geográficas: 9°56'45" y 9°51'59" de lat. Norte y 84°41'05" y 84°44'07" de long. Oeste. El área del río Grande de Tárcoles, en su curso inferior, se localiza entre las siguientes coordenadas geográficas: 9°49'50" y 9°45'37" de lat. Norte y 84°32'17" y 84°39'55" de long. Oeste.

Desde el punto de vista climático, la región está bajo el influjo de los Alisios húmedos del Pacífico, con precipitaciones superiores a los 2.000 milímetros anuales y con una temperatura media anual superior a los 25°C. La estación seca (Febrero a Abril) permite clasificar a dicha región como "Clima tropical húmedo con estación seca moderada".

Si tomamos un criterio topográfico, para analizar el área, ésta se presenta como un paisaje de serranías, no muy elevadas, pero que aumentan progresivamente hacia el Noreste, hasta alcanzar los Cerrros del Aguacate. Dichos lomeríos, se encuentran recortados por algunos ríos caudalosos, de súbitas crecidas en el periodo de lluvias. Los más importantes, que desembocan directamente en el Océano Pacífico en este sector, son de Norte a Sur; el río Barranca, el río Jesús María y el río Grande de Tárcoles. Todos ellos nacen y evacúan las aguas de la vertiente Oeste del Valle Central. Antes de llegar al mar, dichos ríos pierden su fuerza de arrastre, formando amplias áreas pantanosas, recubiertas por el Manglar, como es el caso del Estero de Tivives en la desembocadura del Jesús María o el Estero de Guacatillos en la desembocadura del Tárcoles. Este último río, a partir de 1974, ha roto el cordón litoral formando un pequeño delta que dejó aislado parte de la población del balneario de Tárcoles.

II.—GEOLOGIA.

Tomando un criterio Geológico que sirve de sustentación para comprender tanto la estructura como el consecuente modelado climático, daremos a continuación una breve reseña de las distintas formaciones que cubren el sector, yendo de las mas antiguas a las mas modernas:

1.—COMPLEJO DE NICOYA. (Cretácico)

Se trata de rocas volcánicas (Pillow-lavas) y sedimentos silíceos y calcáreos, con intrusiones de diabasas, gabros y basaltos. Parte del afloramiento se encuentra en la confluencia de los ríos Turrubares y Grande de Tárcoles y al Sur de este último río, en su curso inferior. (R. Madrigal, 1970).

2.—FORMACION PUNTA CARBALLO. (Mioceno medio a superior)

Son calizas y areniscas verdes del Mioceno medio, con 200 metros de espesor, descansando en forma discordante sobre las rocas del Complejo de Nicoya, así como sobre las rocas de la Formación Brito. Es el afloramiento mas extenso del área de estudio ya que se localiza desde la desembocadura del río Barranca hasta el río Grande de Tárcoles y por el Noreste alcanza hasta la carretera Esparza-Orotina. La formación Punta Carballo posee varios miembros;

a) **Miembro inferior Mata de Limón:** (Mioceno medio)

Son limolitas y areniscas tobáceas interestratificadas con brechas y conglomerados de la misma naturaleza, afectados por secuencias deltaicas y litorales (areniscas en lechos fluviomarinos y fósiles vegetales como xilópalos)*

b) **Sección Barbudal:** (Miembro inferior)

Son areniscas y brechas tobáceas; conglomerados tobáceos, lavas y pómez, alternando con brechas lávicas.

c) **Miembro superior Punta Carballo:** (Mioceno medio a superior)

Se encuentra al Noroeste de Puerto Caldera, son areniscas fosilíferas verdosas, (bivalvos) formadas por cuarzos y feldespatos de origen volcánico.

3.—GRUPO AGUACATE: (Mioceno-Plioceno).

Es el producto del vulcanismo de fines del Terciario, compuesto según G. DENGO (G. Dengo, 1962) y citado igualmente por Madrigal (Op. Cit.) por aglomerados basálticos meteorizados. La formación descansa en muchos lugares sobre la formación Térraba.

4.—FORMACION TIVIVES: (Pliocuaternaria)

Se trata igualmente de piezas volcánicas no estratificadas, producto de grandes lahares. Dicha formación aflora en los acantilados de Tivives, en la desembocadura del río Jesús María.

* El miembro inferior Mata de Limón, por su componente litológica es considerado por algunos geólogos como una nueva formación y ha sido propuesto para ser individualizada como tal (Tesis de Licenciatura en Geología de Scott Baxter 1976).

5.—FORMACION OROTINA: (Pliocuaternaria)

Dicha formación corresponde a ignimbritas que se habrían originado a partir de grandes fracturas a los pies de los montes del Aguacate, probablemente durante el Pleistoceno. Son rocas ácidas, formadas por tobas, cuarzo primario y biotita, encerrados en una matriz cuarzo-feldespática. Dicha formación puede alcanzar espesores de 140 metros. Descansa sobre las otras formaciones ya mencionadas sólo en algunos sectores.

6.—FORMACION ESPARTA: (Pleistoceno)

Son igualmente ignimbritas cuyo origen es similar al de la formación Orotina, sólo que están recubiertas por un material lahárico de piezas volcánicas basálticas cuyos espesores pueden alcanzar los 20 metros. Descansan en parte sobre las formaciones Punta Carballo, Tivives y Orotina.

III.—ESTRUCTURA Y MODELADO CLIMATICO.

El vulcanismo de fines del Terciario, originó los campos de ignimbritas ya mencionados, recubriendo el área extensamente, adoptando una forma semiplana que permitió a Weyl (R. Weyl, 1971) clasificar a la región como la "Meseta de Esparta"*. Tanto las mesetas de Esparta como de Orotina, fueron rápidamente disectadas por el drenaje de los intensos pluviales del periodo Cuaternario y formando los cauces actuales de los principales ríos que hemos mencionado anteriormente. Por otra parte, la intensa actividad tectónica, que hasta hoy sufre el área, creó importantes sistemas de fallas (NNW-SSE) compartimentando la región en un sistema de bloques independientes según la resistencia relativa de cada roca. No se observan grandes plegamientos sino más bien un juego de bloques basculados y en parte afallados.

a) **Sector de PUERTO CALDERA:** Al Norte de Puerto Caldera (ver mapa geomorfológico del área), el litoral está protegido por un poderoso acantilado vivo que corresponde a la formación Punta Carballo. La diferencia litológica de las areniscas (menas cohesionadas en la base), y dispuestas en forma monocinal, ligeramente basculadas por efectos del afallamiento, confieren al sector una estructura de "relieve de cuesta". El acantilado se prosigue hacia el interior, pero al estar protegido por la actual playa y sedimentos deposicionales recientes, está prácticamente inactivo.

Al Sur del acantilado, la corriente de deriva litoral, ha formado sucesivos cordones litorales, gracias a los aportes sedimentarios del río Barranca principalmente, así como por los limos en suspensión del Golfo de Nicoya. Por otra parte, el sector del nuevo Puerto de Caldera, está protegido al Sur, por otro acantilado que corresponde al miembro inferior de la formación Punta Carballo. Es el miembro Mata de Limón ya descrito y de donde se extrae actualmente el material necesario para la construcción del terraplén y espolón portuarios.

El nuevo corte del acantilado portuario, ha permitido observar que esta área se formó en medio fluvio-marino, ya que tanto el material sedimentario (fases gruesas marinas alternadas con fases finas fluvio-lacustres), como la paleotopografía así lo atestiguan.

Al igual que Punta Carballo, el miembro Mata de Limón presenta un acantilado vivo, con estrón rocoso que hasta hace poco, estaba sometido a la abrasión marina (por modificación antrópica del

* La ciudad de Esparta cambió de nombre a comienzos de la era republicana pasando a ser "Espana". Por Decreto 6 de Mayo de 1974, la ciudad volvió a su denominación original.

medio físico), no obstante, desde el punto de vista estructural, dicho acantilado no constituye un relieve de "Cuesta", por cuanto su estratificación no permite tal definición. En la parte superior de dicho afloramiento, se extiende desde la costa hasta el interior (Alto de las Mesas) una superficie estructural aplanada y disectada por la erosión. Se trata de una meseta de ignimbritas, de la Formación Orotina, que se extiende en varios sectores del área. Dicha meseta, se prolonga en el Alto de las Mesas, hacia el Noroeste, adelgazándose para confundirse con una línea de crestas, cuyos taludes de erosión son muy visibles. Están sometidos a un fuerte intemperismo, por efectos de la deforestación practicada con fines de pastoreo extensivo, lo cual se traduce por la aparición de "pie de vaca" y terracetas que son los primeros síntomas erosivos que permitirán posteriormente los deslizamientos de terreno y cárcavas; el ganado vacuno, con sus pezuñas, crea las condiciones óptimas para que los suelos, predominantemente arcillosos, se vean privados de la capa vegetal mínima de protección (pastos), con lo cual se inicia dicho proceso erosivo irreversible. Los suelos del sector en parte son lateríticos de donde se deriva la gravedad del asunto.

La fila pierde importancia (ver mapa geomorfológico y topográfico adjuntos), hacia el Este, y es probable que el actual Estero de Mata de Limón sea un paleodrenaje del río Jesús María.

b) **Sector Río Jesús María:** A la altura del puente de la carretera que une Esparzo con San Mateo, el río Jesús María, en su curso medio, pasa por un hermoso cañón de unos 20 metros de profundidad, formado por tobas bien consolidadas de color pardo negruzco. Aquí las aguas del río reciben pequeños tributarios que llegan en forma de cascadas. Las aguas cristalinas siguen río abajo, hasta unirse, en el curso inferior, con las aguas turbias del río Machuca.

El río Machuca, contrariamente al primero, lleva sus aguas cargadas de sedimentos en suspensión, sobre todo arcillas y limas, productos de la activa erosión causada en las laderas de su nacimiento, por efectos, una vez más, de la deforestación asociada con el pastoreo en pendientes abruptas.

La unión de ambos ríos, se produce en la llanura aluvial, frente al puente ferroviario de la línea del Pacífico, después de la estación Cambalache. Aquí las aguas turbias del Machuca se diferencian claramente de las aguas del Jesús María que viene por la izquierda. Ambos ríos se desbordan frecuentemente con las crecidas en el periodo de lluvias.

La llanura aluvial del Jesús María, antes de entrar en contacto con el área intertidal, ocupada por el Manglar de Tivives, está ocupada por el hombre, el cual ha suplantado la vegetación natural tropical por pastizales para el pastoreo del ganado Brahma, típica de las áreas bajas de Costa Rica. El río en este sector bifurca, formando meandros. Las colinas que la separan del Estero Mata de Limón, presentan piezas y material volcánico así como materiales sedimentarios (grava y arena) depositadas en medio fluvio-lacustre, lo cual demostraría bien que se trataría de un antiguo curso del Jesús María y que se habría desviado a su actual cauce durante el Pleistoceno (Cuaternario Antigua), con la llegada de los lahares que modificaron la topografía regional.

El relleno aluvionero, caracterizado por numerosas meandros, oxbow y cursos divagantes, características de los drenajes tropicales de llanura, está tapizada por una vegetación ripícola que es la fase biológica secundaria a la colonización del manglar, al cambiar las condiciones del medio acuoso por pérdida de su salinidad. La especie predominante en el área de manglar es la Rizofara, que con sus raíces anaerobias en forma de peine, le permite regular los flujos y reflujos del área intertidal, protegiendo al mismo tiempo a la fauna que busca refugio en dichas raíces.

c) **Sector Río Grande de Tárcoles:** La importancia de este segundo sector, la reviste el río Grande de Tárcoles que es el gran colector de las aguas servidas del Valle Central. La turbidez y lo fétido de sus aguas así lo demuestran, aunque ello no le resta importancia en lo que concierne al estudio de la dinámica fluvial. En efecto, dicho río ha horadado un profundo couce, en forma de cañón en su curso medio y con meandros encajonados cerca de la ciudad de Orotina. Aquí hemos podido verificar cuatro niveles de terrazas (margen Norte) así como la presencia de hidrotermalismo en uno de sus afluentes (Quebrada Salitral), probablemente consecuencia de la actividad volcánica subyacente de los Cerros del Aguacate. Dicho río, a pesar de su contaminación, conserva aún una fauna variada. Personalmente hemos podido comprobar la presencia de algunos pequeños sarrisios. Las vertientes, ocupadas por el hombre con fines agrícolas y sobre todo de pastoreo extensivo, se encuentran muy deforestadas y consecuentemente, hoy indicios de córcavas y taludes de erosión síntomas del deterioro de dichos suelos.

En el curso inferior, el río Grande de Tárcoles, ha formado una extensa llanura de inundación, dejando sólo algunos monodnocks, en su margen derecha, como testigos de la deposición aluvial anterior. El resto de la llanura, como es lo usual en el litoral Pacífico de Costa Rica, está ocupada por un vasto Manglar (Estero Guacalillas) que ha servido de estabilizador del litoral. Las frecuentes crecidas del Tárcoles, al producirse el periodo de lluvias en la vertiente occidental del país, han ido configurando su desembocadura hasta alcanzar una forma deltaica de dos brazos. Por la gran carga que transporta dicho río, sedimentos en suspensión —limos y arcillas— al llegar al mar, forman un abanico de distintas áreas de decantación, según la distancia que alcanzan los sedimentos transportados, en el mar. La costa, se compone por paleocordones litorales sucesivos, que se terminan en flechas, de preferencia en la desembocadura de esteros o de ríos.

El estudio granulométrico y morfoscópico (ver gráficos adjuntos), de los sedimentos del río Tárcoles (partículas inferiores a los 2 mm.), demuestran que la carga transportada es poco pulida, es decir que el desgaste fluvial que ha sufrido es mínimo (formas angulosas y subangulosas tanto alargadas como circulares). Incluso las partículas de granulometría más fina (limos) adoptan la característica ya descrita. El material fluvial, es predominantemente de origen volcánico (basaltos, vidrio volcánico, escorias, pómez, etc. . .) y las curvas semilogarítmicas indican una gran heterometría del material con bajos índices de desgaste.

La nueva carretera en construcción "costanera sur", corta el río Tárcoles con un moderno puente de 434 metros de largo, en el curso inferior. Con ello se terminará con la incómoda práctica del cruce en balsa. Los nuevos cortes que se realizaron para dicha carretera, han puesto al descubierto un material aluvionar de origen fluvial, que indudablemente tuvo su origen en antiguos cauces del Tárcoles. El material presenta fases arcillosas (limolitas) alternadas con pudingas, el todo afallado en parte y ligeramente plegado. Esto demuestra la gran actividad del Tárcoles a lo largo del Cuaternario y su rol principal como agente deposicional. El aluvión depositado, es predominantemente de origen lahárico.

IV.—CONCLUSIONES.

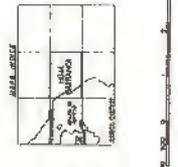
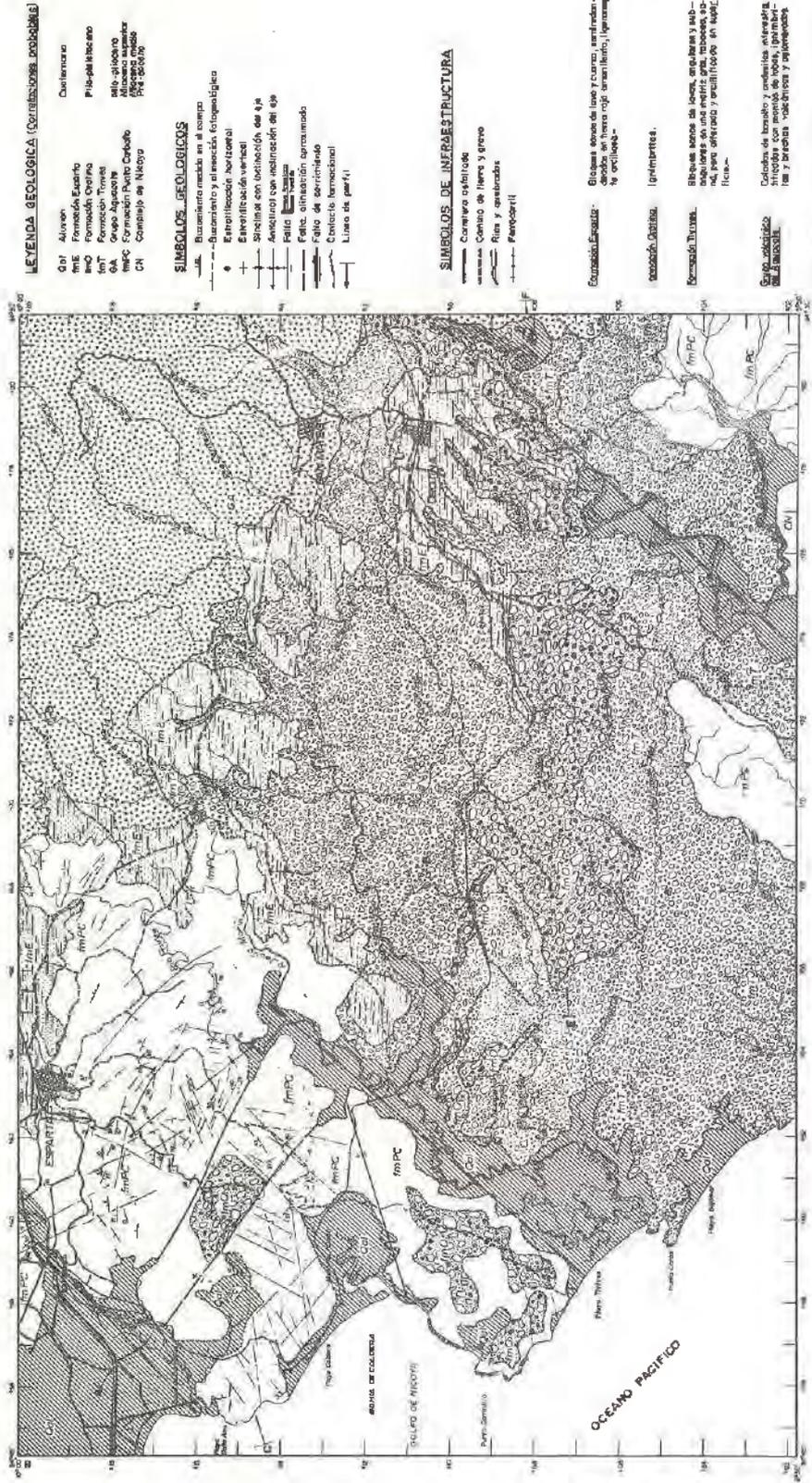
La presentación de dicho trabajo, respondió al deseo de estudiar, en su estado casi natural, un área que va a ser profundamente modificada por el hombre. En el caso del complejo portuario de Puerto Caldera, éste traerá sin lugar a dudas, modificaciones graduales del paisaje, como lo será inevitablemente el dragado o secado del Estero de Mata de Limón, la creación de autopistas de acceso y centros urbanos, así como la modificación del litoral y consecuente empobrecimiento de la fauna ictiológica. En el caso del área del curso inferior del río Grande de Tárcoles, la presencia de la "costanera sur" que unirá Puntarenas con Panamá por la costa, traerá nuevos flujos de habitantes que

buscarán parajes de fácil accesibilidad durante todo el año, donde fijar residencias secundarias para el esparcimiento de fines de semana, y con ello una especulación en los precios de los lotes que anteriormente eran sólo pantano indeseable.

Creemos que la actividad humana de transformación del paisaje natural en paisaje humanizado, puede ser beneficiosa para una comunidad cuando dichos cambios se basan en estudios del medio ambiente, previniendo las consecuencias, a largo plazo, de posibles desajustes ecológicos. De ello se desprende, que tanto el complejo portuario, como la nueva carretera costeña, traerán beneficios económicos de indudable valor para el país, y que dichos cambios pueden convertirse en algo armónico y agradable si concurren en este proyecto de alta tecnología otros especialistas ambientales, especialmente geógrafos, ecólogos, urbanistas y paisajistas que contribuyen a hacer más agradable la vida humana en esta nueva área modificada profundamente por el hombre.

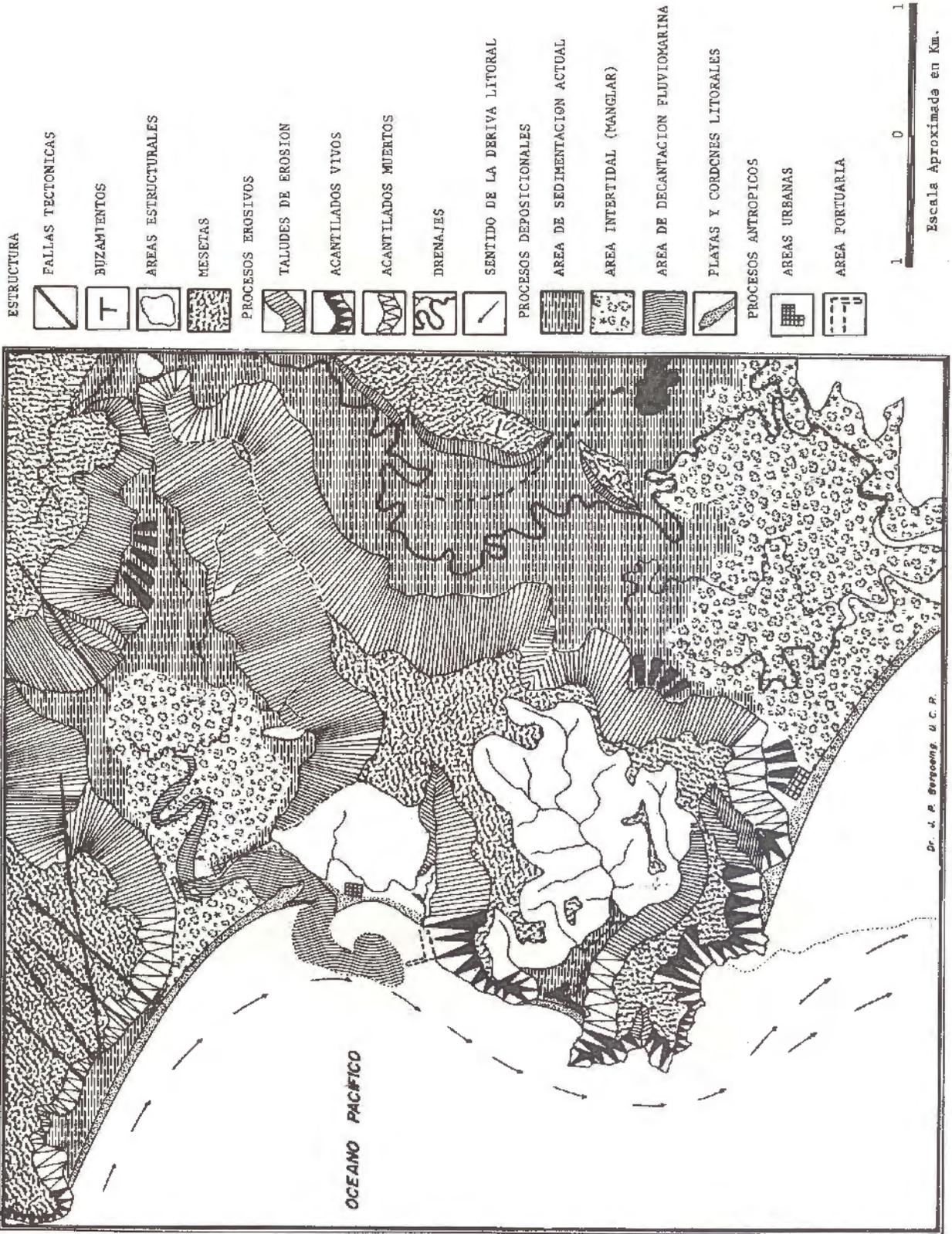
BIBLIOGRAFIA

- BUTTERLIN, Jacques "Geologie Structurale de la Région des Caraïbes" Massan Editeurs Paris, France 1977.
- DENGO, Gabriel "Notas sobre la geología de la parte central del litoral Pacífico de Costa Rica" Informe Semestral Julio-Diciembre 1961 Instituto Geográfico Nacional San José, Costa Rica 1961.
- MADRIGAL GOMEZ, Radolfo "Geología del mapa básico "Barranca", Costa Rica." Informes técnicos y notas geológicas N° 37 Escuela de Geología Centroamericana Universidad de Costa Rica San José, Costa Rica 1970.
- TRICART J. & CAILLEUX A. "Le Modelé des Régions Chaudes" (Forets et Savanes) SEDES, Tome V Paris, France 1965.
- WEYL, Richard "La clasificación morfotectónica de Costa Rica" Informe Semestral Julio-Diciembre 1971 Instituto Geográfico Nacional San José, Costa Rica 1971.
- INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL **Fotografías Aéreas**, Escala aproximada 1:30.000, Línea 21 Rollo 70 Fecha; 30/01/74
Escala aproximada 1:20.000. Línea 198 Rollo 69 Fecha; 02/01/74.
- Cartas Topográficas Escala 1:50.000 hojas "Barranca" y "Tárcoles".



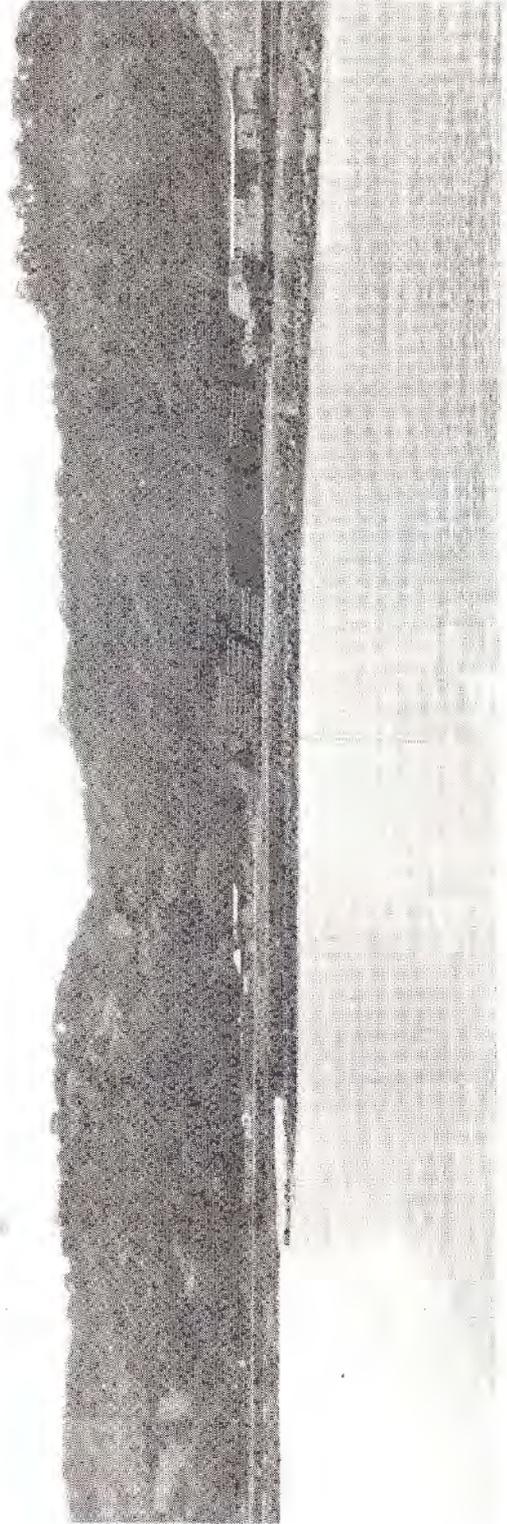
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y COMERCIO
DIRECCION DE GEOLOGIA MINAS Y PETROLEO
HOJA BARBANCA
MAPA GEOLOGICO

ENCUADRE	ENCUADRE	ENCUADRE





Vista general del Estero Mata de Limón y de la bahía de Puerto Caldera.



Aspectos generales de las obras del nuevo puerto de Caldera. Al fondo el antiguo acantilado de Mata de Limón de donde se extrae el material.



Acantilado de Punta Carballo visto desde el Sur. Observese el sector bajo abrasión marina y el estrán rocoso.



Detalle de la meteorización esferoidal de las areniscas basales de Punta Carballo.



Panorámica de la interestratificación deltaica que originó el miembro inferior Mata de Limón de la Formación Punta Carballo. De este acantilado se extrae el material para las actuales obras portuarias.



Estereograma del sector Puerto Caldera



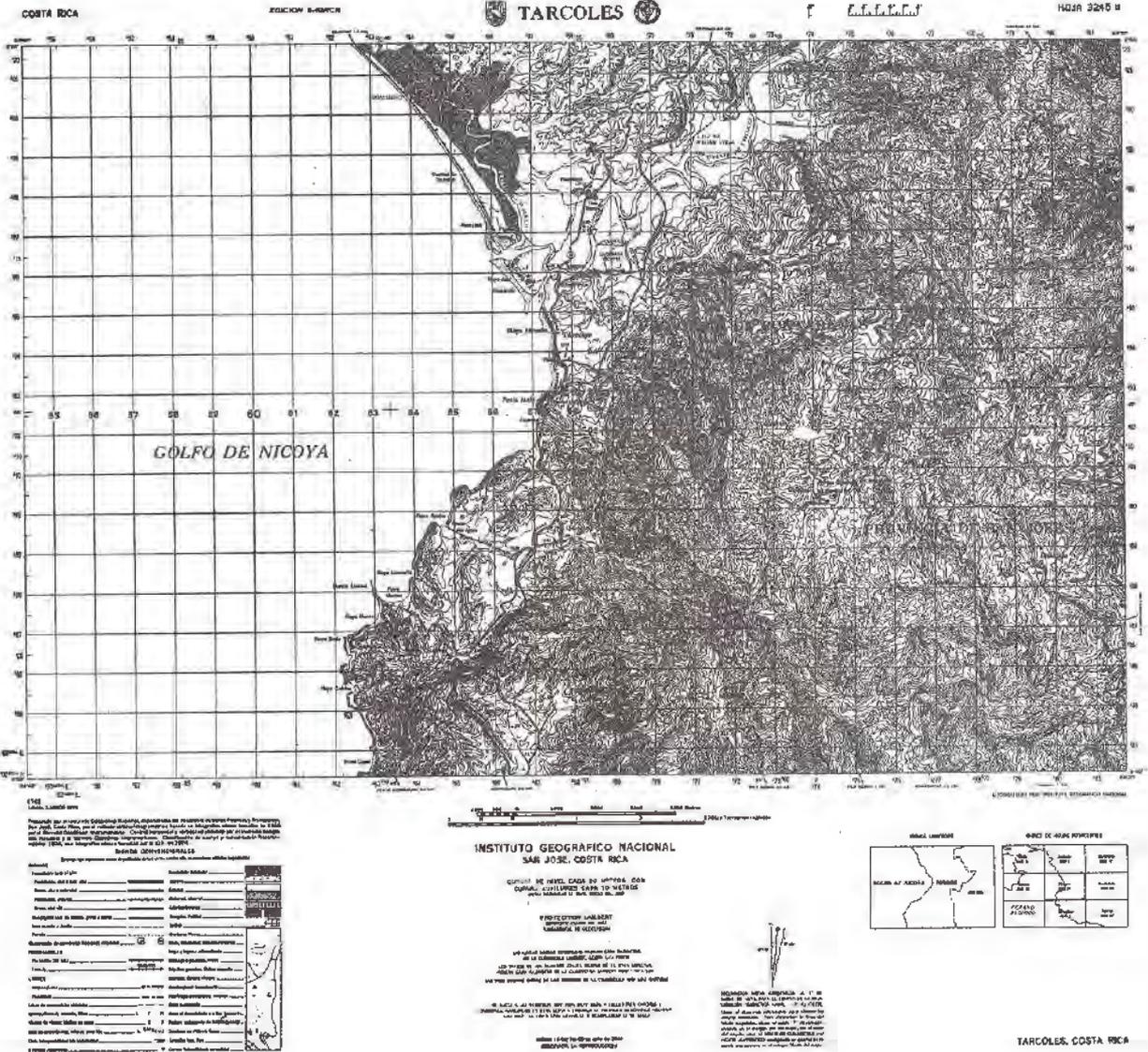
Desembocadura del Río Grande de Tarcoles.



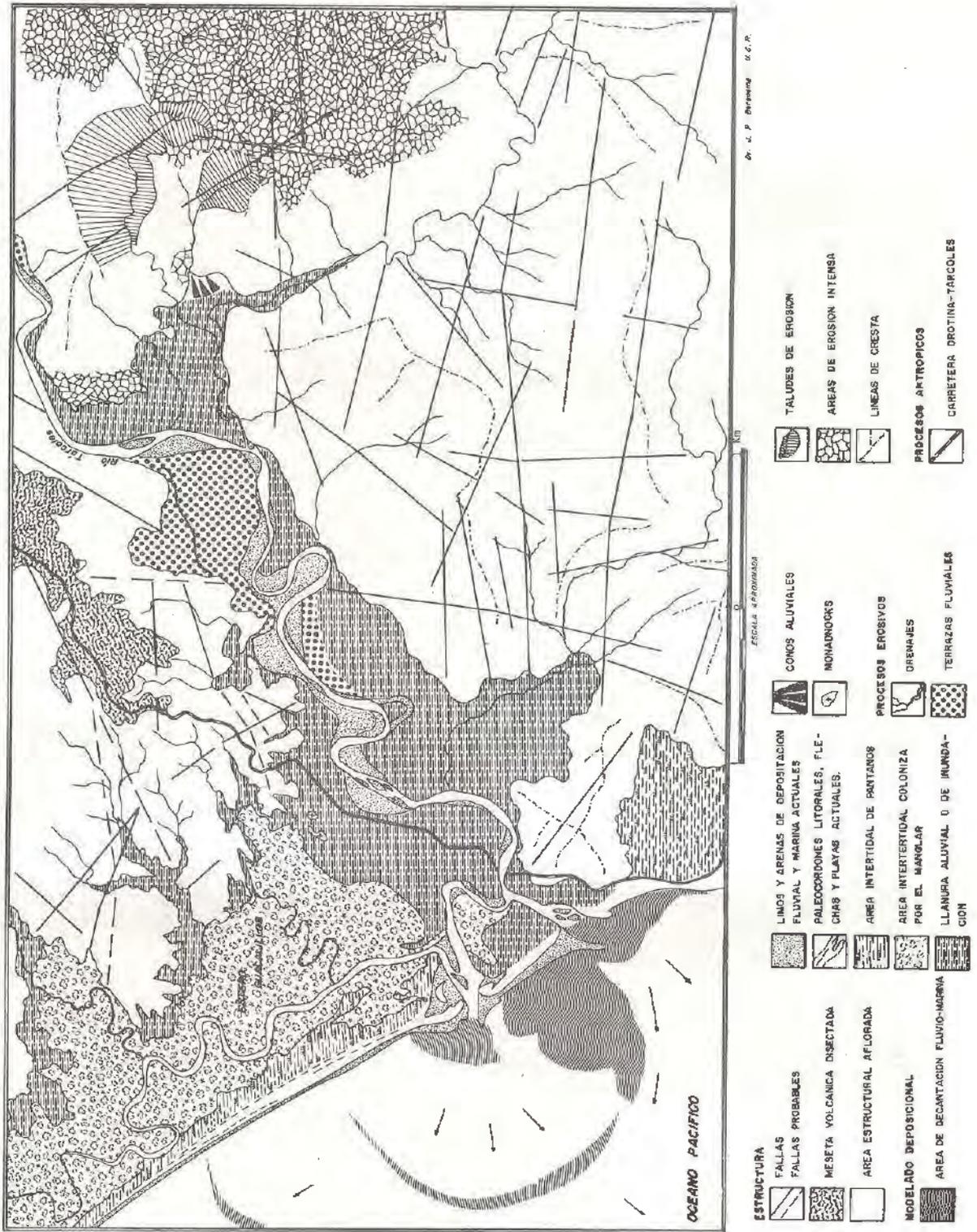
MANGLAR- Mata de Limón. En primer plano Rizoforas.



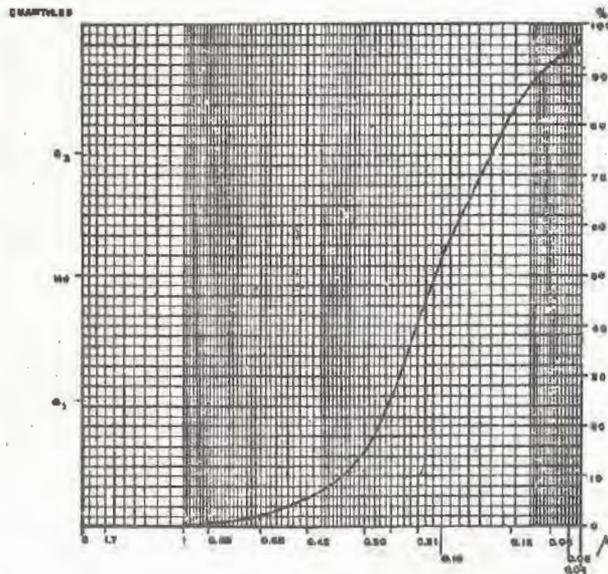
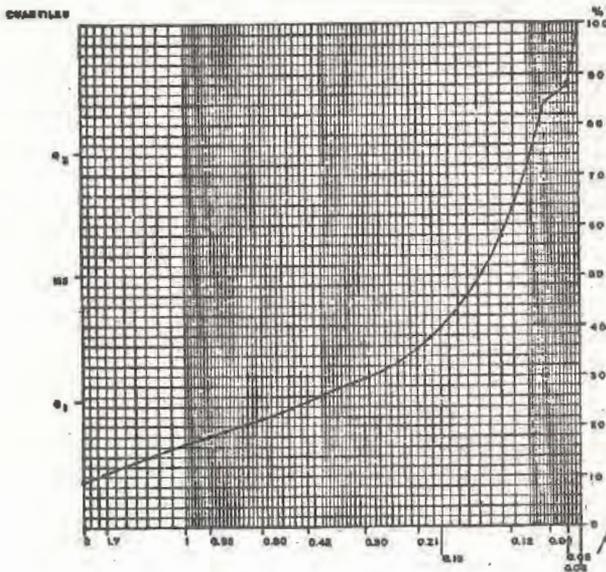
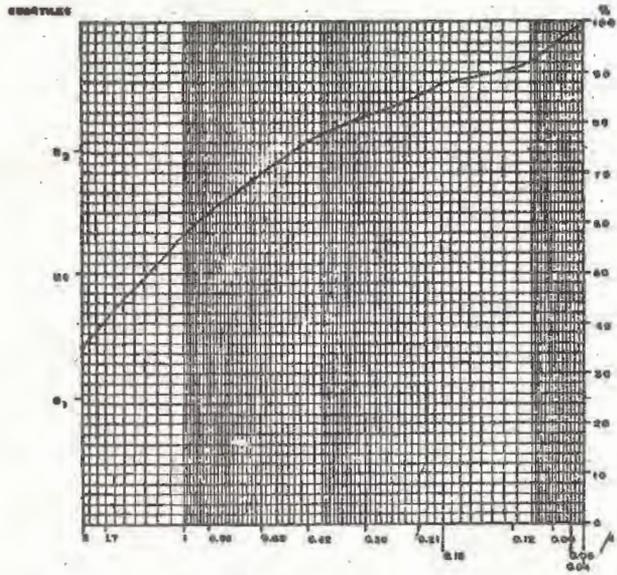
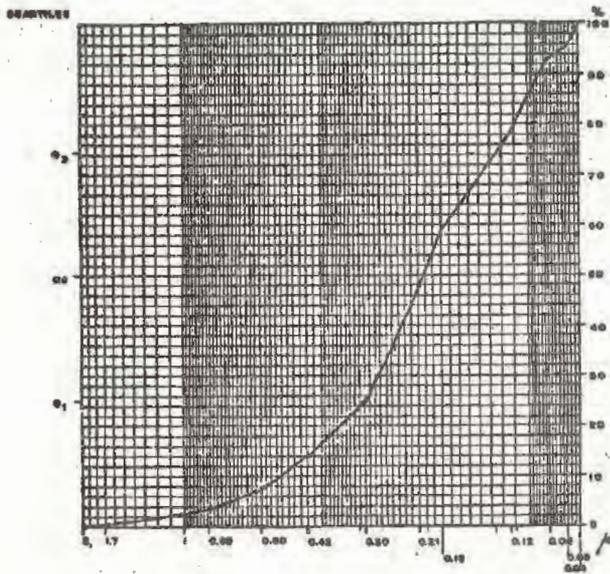
El Manglar del Estero Mata de Limón en periodo de pleamar.

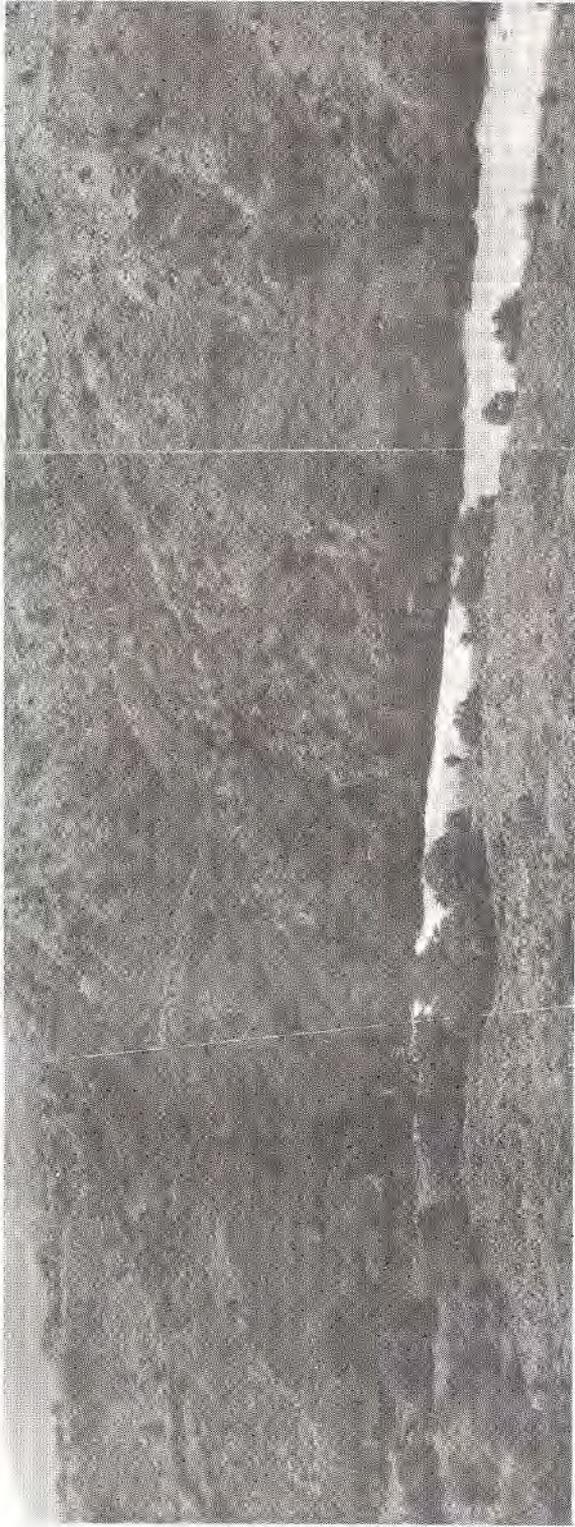


GEOMORFOLOGIA DEL CURSO INFERIOR DEL RIO GRANDE DE TARCOLES, COSTA RICA. 1978



GRANULOMETRIA DEL RIO GRANDE DE TARCOLES (CURSO MEDIO E INFERIOR)





Río Grande de Tárcoles. Se observa la orilla izquierda del río (sector Sur) muy deforestada y con inicios de cárcavas y terracetas (pie de vaca) por efectos del pisoteo del ganado vacuno en pendientes acusadas.



Río Grande de Tárcoles. Curso medio-inferior. El río corre encajonado dejando aflorar calizas y material volcánico.



Nueva carretera "costanera sur" cerca del puente del río Tárcoles. Los depósitos fluviales (pudingas y limos) están basculados y afallados.

ESTUDIO GEOMORFOLOGICO DE UNA PORCION DE LA SIERRA Y QUEBRADA DE JUAN DE MORALES, PROVINCIA DE TARAPACA, CHILE

Jean Pierre Bergoeing G.*

1. TOPOGRAFIA

La localización del par estereoscópico aquí representado, está dada por el punto culminante del sector, que corresponde al trigonométrico del Cerro Juan de Morales (2.388 m.s.n.m.m.) Dicho punto está situado en la intersección del paralelo $20^{\circ}8'$ de latitud Sur con el meridiano $69^{\circ}21'30''$ de longitud Oeste.

El rectángulo muestra una topografía de pendientes abruptas, entalladas por numerosas quebradas de las cuales las más importantes son las quebradas de Juan de Morales y la de Sagasca (al S.E. en la foto). Hacia el N.E. la separación de la distancia entre curvas de nivel nos indica un relieve mucho más suave pero no obstante en continua progresión.

2. ESTRUCTURA

La componente estructural del sector es particularmente interesante pues nos permite observar una sucesión de afloramientos rocosos que van desde la edad Paleozoica hasta el Cuaternario.

El afloramiento más antiguo, es el que se compone de tobas de riolita y de dacita asociadas y que se remonta al Paleozoico. Este afloramiento rocoso está recubierto hacia el Oeste por una cubierta detrítica moderna (Cuaternario a Actual). Dichos sedimentos ocultan la gran falla meridiana de LONGACHO, cuyo escarpe es notorio hacia el Este. La dirección del diaclasamiento es N.E.—S.W.

* El Profesor **JEAN PIERRE BERGOEING** es Doctor en Geomorfología de la Universidad de Aix-Marseille-II, Francia. Ha sido Profesor de Geografía en la Universidad Católica de Chile y ha sido enviado por el gobierno de Francia para colaborar con el Departamento de Geografía de la Universidad de Costa Rica.

Junto a este afloramiento, surge una segunda formación, igualmente de la era Paleozoica y compuesto principalmente por areniscas, lutitas, conglomerados y calizas. Esta formación contiene productos y es conocida bajo el nombre de FORMACION JUAN DE MORALES. Dicha formación está limitada por un doble sistema de fallas N-S. que por la dirección de sus escarpes de falla le confieren un carácter de Horst tectónico.

El tercer afloramiento que observamos, pertenece al Jurásico (pisos Oxfordiano-Caloviano; por lo tanto inicios del Jurásico Superior). Los sedimentos de este sector se componen de, areniscas bien consolidadas, conglomerados y lutitas. Estos sedimentos están limitados igualmente por un doble sistema de fallas, con rumbo general N-S. (fallas de cabalgadura que hacen presión sobre los sedimentos Cretáceos del Oeste). El fuerte buzamiento de los estratos ha sido indicado con una franca dirección Oeste.

Los sedimentos Cretáceos, son los más importantes debido a su extensión. Corresponden a afloramientos de rocas volcánicas tales las andesitas, asociadas con brechas y conglomerados, así como con otros elementos como el granófiro, lutitas y tobas. Estos sedimentos se conocen bajo la denominación de FORMACION CERRO EMPEXA, y presentan un sistema de fallas cuyo rumbo general se orienta en sentido E.N.E.--W.S.W. (Cf. falla Imagua).

En el sector de la falla Imagua, podemos observar la formación de un grabben, por presión de fuerzas endógenas producto de los intrusivos graníticos. La tectónica ha originado así una pequeña fosa.

Dentro del mismo período Cretáceo, se imponen los afloramientos de rocas plutónicas, granito y granodiorita que coronan la cumbre del Cerro Juan de Morales. Todas estas rocas presentan filones metálicos, que demuestran la presencia de un metamorfismo de contacto.

El trabajo erosivo de la acción fluvial, ha permitido, en las quebradas de Juan de Morales y de Sagasca, dejar al descubierto los sedimentos que van desde el Jurásico hasta el Terciario y Cuaternario. Dentro de estos últimos, el más antiguo y que se remonta al Plioceno, se compone de areniscas y conglomerados. El Cuaternario Inferior (Pleistoceno) está representado por una serie de ignimbritas. El afloramiento es esporádico y bordea generalmente las laderas de las quebradas.

Finalmente la cubierta moderna se compone de Arenisca y conglomerados formados por los últimos pluviales (PASKOFF, 1971). (Cf. Carta de la Estructura).

3. MODELADO CLIMATICO

El área ha sido modelada por dos factores predominantes: primeramente por las lluvias diluviales que predominaron en el sector hasta el Holoceno, y luego por las lluvias esporádicas del Recicaje y el interperismo ocasional Actual.

El primer factor creó un vasto sistema de drenaje, hoy inactivo, que ha entallado profundamente la roca de los distintos afloramientos y en forma particular los granitos Cretáceos. El escurrimiento catastrófico de las aguas andinas, permitió la actual configuración de las quebradas de Juan de Morales y de Sagasca. La primera se encaja, en este sector, formando un cañón que permite el escurrimiento fluvial de las aguas hacia el Oeste.

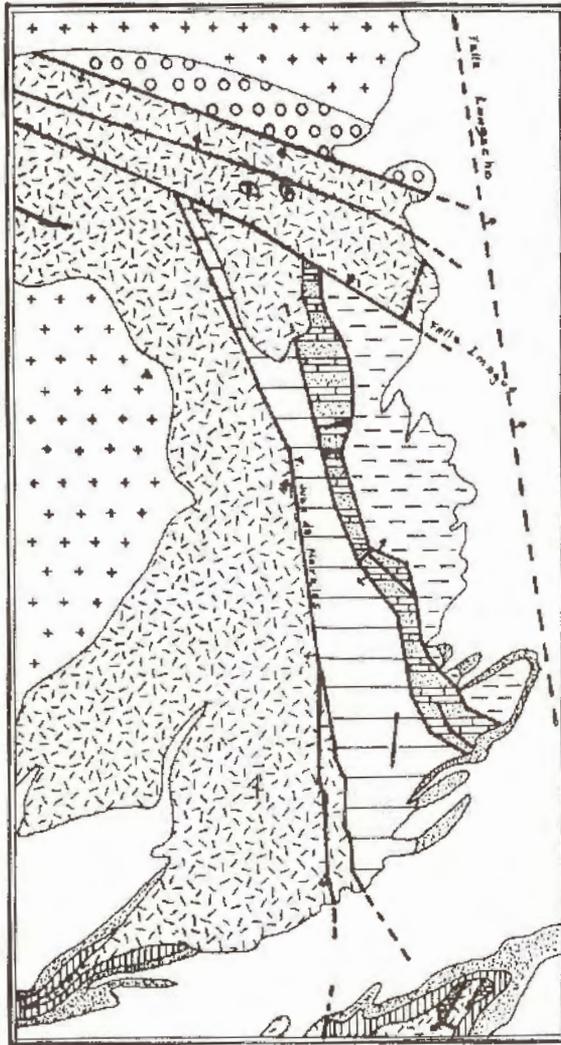
El segundo factor permitió moldear los relieves anteriores dándoles un aspecto menos agudo. Hacia el NW, podemos observar un tapizado de escurrimientos difusos, entallando parte de los sedimentos modernos de la formación riolítica (BRUGGEN, 1950).

Las quebradas de Juan de Morales y de Segasca presentan laderas abruptas, cuyo perfil de equilibrio se han visto interrumpidos por el empeoramiento climático. En ellas es posible observar escarpes pronunciados.

El río escurre formando una red anastomosada sobre un lecho mayor de fondo plano, cuya granulometría es bastante grosera debido a los aportes aluvionales los cuales hacen su aparición periódica con la llegada del "invierno boliviano". (Influencia del medio amazónico sobre las cumbres altiplánicas).

El par estereoscópico aquí representado, nos muestra un modelado típico de la región árida, donde se mezclan los modelados estructurales a los modelados climáticos. El rectángulo representa parte del plano inclinado que desaparece bajo los sedimentos modernos de la pampa del Tamarugal. Sobre dicho plan inclinado las quebradas andinas han creado lechos profundos, testigo de un pasado muy activo.

ESTRUCTURA DE UNA PORCION DE LA SIERRA Y QUEBRADA DE JUAN DE MORALES



0.5 0 1 2 Km.



J.P.B.

ARENISCA. CONGLOMERADO CUATERNARIO

IGNIMBRITA CUATERNARIO INFERIOR

ARENISCA CONGLOMERADO PLIOCENO

PORFIDO BRECHA APLITA CRETACEO SUP

GRANODIORITA GRANITO CRETACEO

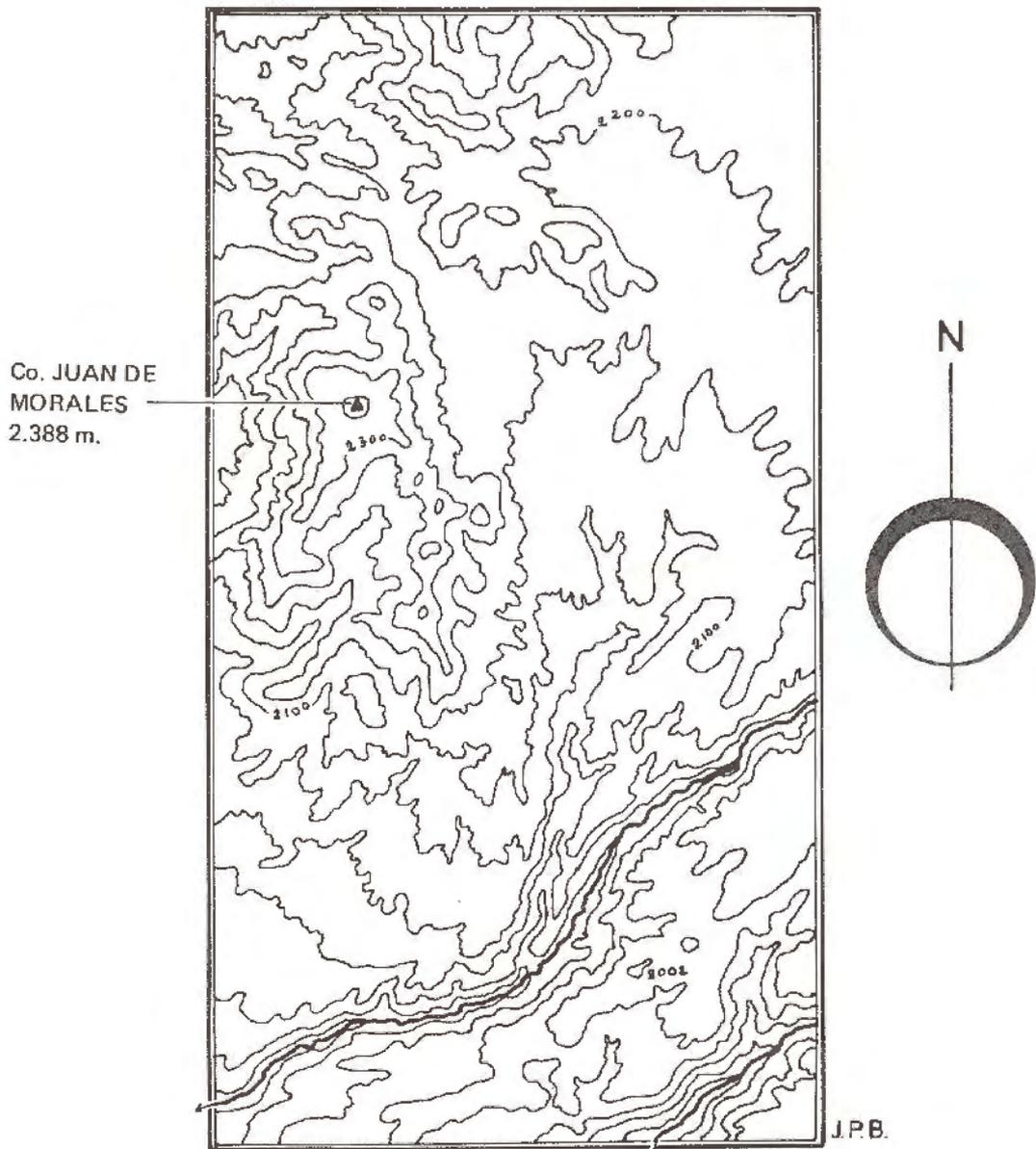
ANDESITA BRECHA CONGLOMERADO CRETACEO

ARENISTA LUTITA CONGLOMERADO CALOVIANO-OXFORD

ARENISCA LUTITA CALCAREO CONGLOM PALEOZOICO

TOBA DE RIOLITA Y DE DACITA PALEOZOICO

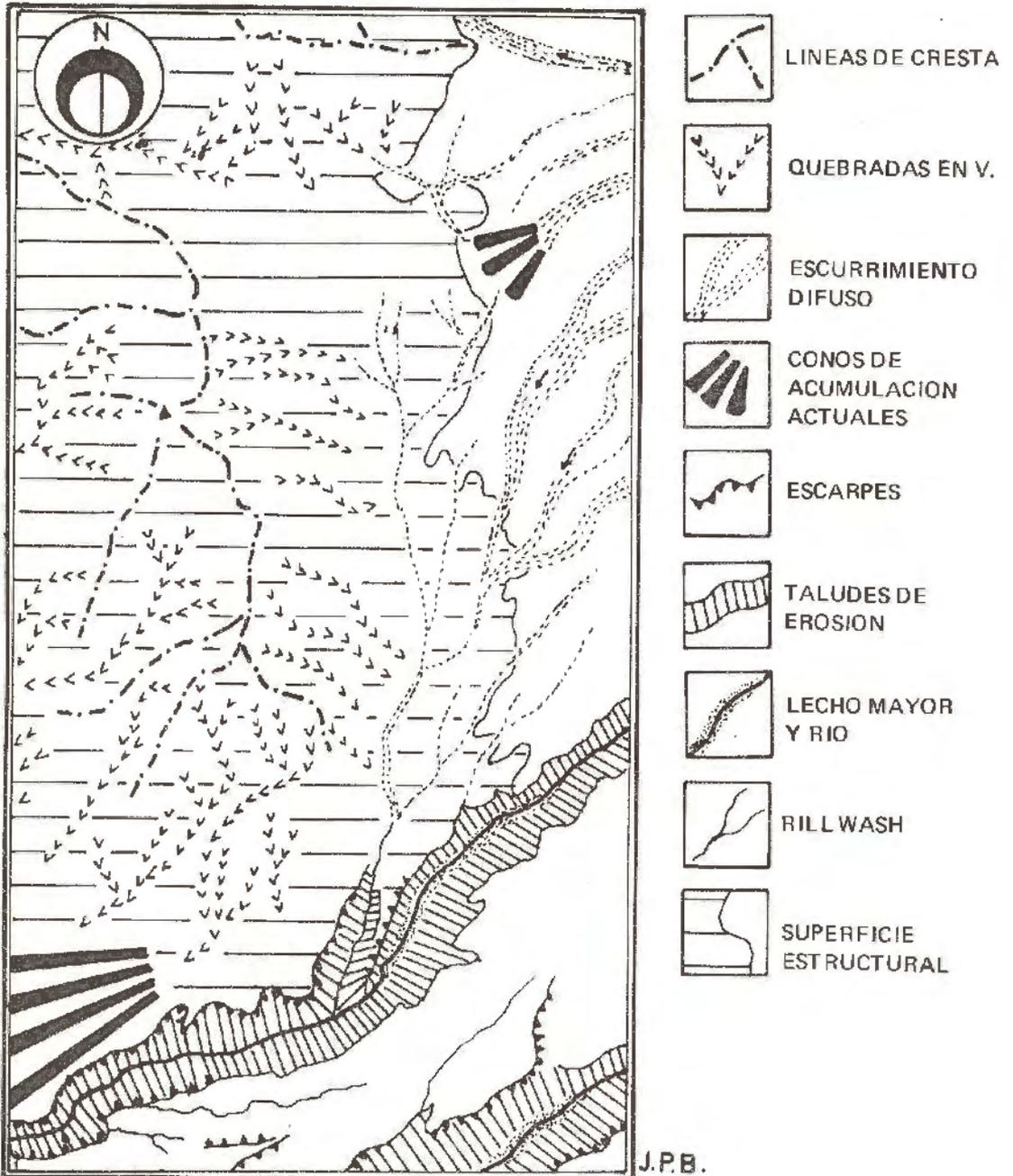
FALLAS



ESQUICHO TOPOGRAFICO DE UNA PORCION DE LA SIERRA Y QUEBRADA DE JUAN DE MORALES
Distancia altimétrica 50 m.



ESQUICIO GEOMORFOLOGICO DE UNA PORCION DE LA SIERRA Y QUEBRADA DE JUAN DE MORALES



0.5 0 1 2 Km.



PAR ESTEREOSCÓPICO DE LA SIERRA Y QUEBRADA DE
JUAN DE MORALES, TARAPACÁ, CHILE.

ESCALA APROX. 1:70.000
MISIÓN HYCÓN 1955



BIBLIOGRAFIA

BERGOEING, JEAN PIERRE. 1975 "Recherches Géomorphologiques dans la Pampa del Tamarugal (Pampa O'Brien Province de Tarapacá, Chili)". Tesis de Doctorado. Universidad de Aix-Marsella. Aix-en-Provence, 1975.

BRUGGEN, JUAN. 1950 "Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar. Santiago, Chile, 1950.

GALLI O., CARLOS. 1968 "Cuadrángulo Juan de Morales". Instituto de Investigación Geológica, Santiago, Chile, 1968.

PASKOFF, ROLAND. 1971 "État résumé des acquisitions récentes sur le Quaternaire Chilien". Cahiers de Géographie du Québec No. 35. Presses de l'Université Laval. Quebec, Canada, 1971.

GEOMORFOLOGIA DEL CURSO INFERIOR DE LA QUEBRADA DE QUIPISCA, PROVINCIA DE TARAPACA, CHILE

Dr. Jean Pierre Bergoeing*

La Quebrada de Quipisca, situada en el plano inclinado de la vertiente occidental de los Andes, forma junto con las quebradas de Aroma, Tarapacá y Juan de Morales, un sistema de drenaje, actual, que precipita anualmente una gran cantidad de limos, arcillas y arenas, recubriendo la Pampa y dando predominancia a los limos y arcillas principalmente. Dicho drenaje, se produce preferentemente durante el llamado "Invierno Boliviano" (Noviembre a Marzo) y evacúa catastróficamente el abigarrado material ya descrito, en forma de aluviones, fenómeno conocido vulgarmente como el de "avenidas".

El esquicio geomorfológico aquí representado, se sitúa en el cruce del meridiano $69^{\circ}21'38''$ de longitud Oeste, con el paralelo $20^{\circ}02'30''$ de latitud Sur. (Corresponde a la posición astronómica del Trigonométrico Munujna).

Comprende principalmente el plano inclinado o cubierta Riolítica, de fines del Terciario (Plioceno). (J. BRUGGEN, 1956). Dicha región de estudio puede subdividirse como sigue, de Este a Oeste:

- a. Las quebradas que tomando el aspecto de cañón, entallan la formación Riolítica.
- b. La cubierta Riolítica propiamente tal, que presenta dos aspectos;
 1. Un glacis o pedimento de erosión.
 2. Un glacis de acumulación, con trazas de escurrimientos difusos.
- c. La Sierra Juan de Morales, que sigue una dirección N-S. Se compone de una estructura en la cual predomina fundamentalmente rocas de edad Cretácea; Granitos, Riolíticas, Basaltos y Conglomerados.

* El Profesor JEAN PIERRE BERGOEING, es Doctor en Geomorfología de la Universidad de Aix-Marseille-II, Francia. Ha sido Profesor de Geografía en la Universidad Católica de Chile y ha sido enviado por el gobierno de Francia para colaborar con el Departamento de Geografía de la Universidad de Costa Rica.

- d. Un glacis de acumulación, con conos de deyección, en su gran mayoría inactivos, que desciende directamente hacia la Pampa.
- e. Una cubierta eólica actual.

A — La Estructura Debemos distinguir en esta área dos sectores: Los afloramientos del Cretáceo o Sierra Juan de Morales, y los pedimentos Riolíticos. Los afloramientos del Cretáceo, en especial las rocas plutónicas, como son los granitos, se encuentran fuertemente diaclasadas y surcadas por numerosas fallas. Es interesante hacer notar que la gran falla meridiana, conocida como falla Munujna, corta la Quebrada de Quipisca, siguiendo el rumbo general N—S. Este afloramiento adquiere el aspecto de Horst tectónico, debido a la poca plasticidad de este tipo de rocas.

Los pedimentos riolíticos en cambio, presentan el aspecto de planicies recortadas por los afluentes hoy inactivos. La estructura de esta cubierta riolítica, se compone fundamentalmente de tobas riolíticas en la base, conglomerados fuertemente coesionados y basaltos; esta formación descansa en forma discordante sobre rocas plegadas Jurásico-Cretáceas, así como del Terciario.

En general, podemos decir que esta estructura es el producto de la constante tectónica regional de alzamiento Andino, de fines del Terciario, que dio origen al plano inclinado. La Sierra propiamente tal, responde a la línea de orogénesis con intrusivos volcánicos del Terciario.

B — Morfología Climática. El aspecto general del relieve en esta área, es la de un modelado inacabado, cosa que se explica sólo por las condiciones climáticas reinantes. En general, podemos decir que los modelados, a excepción de las formas eólicas, son el producto de los últimos pluviales (R. PASKOFF, 1971), que nos hace remontar al Cuaternario reciente.

La Quebrada de Quipisca, durante el Terciario, y antes del alzamiento general, debió acarrear grandes cantidades de agua, tomando un aspecto fluvial. Al menos así atestiguan los estratos fluviales de las terrazas Norte y Sur.

Debido al sucesivo empeoramiento climático de la región, la quebrada y el río fueron tomando el aspecto de cañón que actualmente le conocemos. Las aguas lograron estallar profundamente, no sólo la cubierta riolítica en su curso superior, sino también las rocas ígneas del Cretáceo que formaban barrera en el curso inferior. En esta parte el río entalló la roca por antecendencia.

Hoy, el lecho mayor del río Quipisca, presenta un fondo plano pero con una granulometría grosera y mal distribuida en la línea semilogarítmica de análisis. El escurrimiento difuso, fuera del período aluvional, no logra penetrar en la pampa debido a que se pierde por infiltración, la cual se ve favorecida por la reactivación constante de las fallas tectónicas que cortan el lecho mayor del río.

La desembocadura de Quipisca se abre con dos conos de deyección que corresponden a dos momentos:

- a. Un cono de deyección inactivo, que gira hacia el Norte y que hemos datado como perteneciente al Cuaternario Medio.
- b. Un cono de deyección activo, Actual, y que toma el rumbo general de las demás quebradas del sector, es decir hacia el Sur-Oeste. Este fenómeno se debe al basculamiento con cabeceo hacia el Norte, que ha sufrido la cuenca de Pampa O'Brien.

La Quebrada de Guata-Guata-Grande, afluente de Quipisca, fue captada por esta última, dejando

el lecho inactivo en su curso inferior. Dicho fenómeno se puede observar en el fotomosaico siguiendo la carretera que une Mamíña con la carretera Panamericana.

Las áreas de influencia de la Quebrada de Tarapacá y de Quipisca confluyen hacia el Oeste, siendo finalmente la quebrada septentrional de Aroma (la más activa en la actualidad) la que recubre con sus sedimentos todo el sector occidental de la Pampa hasta alcanzar el gran salar de Pintados.

Entre las quebradas de Tarapacá y de Quipisca, el plano inclinado es relativamente corto y por consiguiente, de pendiente pronunciada. La Sierra Juan de Morales, ha descargado en este sector un material fino de limos y arenas dando origen a conos de deyección poderosos, pero inactivos. El escurrimiento difuso, en regresión y la acción eólica, han dejado al descubierto en la actualidad un material de granulometría mayor, se trata de bloques fundamentalmente, de origen ígneo como tobas y basaltos. Los clastos al descubierto, están muy meteorizados debido a los bruscos cambios diurnos de temperatura. Su antigüedad "in situ" está corroborada por la pátina que los recubre y que es conocida como "barniz del desierto" que da a las piedras un aspecto lustroso.

Finalmente diremos que este plano inclinado muere paulatinamente en la Pampa del Tamarugal, bajo una cubierta eólica reciente. Se trata de Barjanes y Dunas monticulares, que cambian continuamente de posición y que avanzan inexorablemente desde el Sur, recubriéndolo todo poco a poco.

Sería injusto terminar este artículo, sin mencionar las "Melgas" o campos de cultivo prehispánicos de origen indígena en este último sector ya señalado, y que fueron descritos y cartografiados en el siglo XVIII por don Antonio O'Brien.

Es precisamente entre Tarapacá y Quipisca donde estos campos fósiles son los más numerosos y mejor conservados, según el sistema de cultivos aymarae — quichua.

Durante la visita efectuada en 1974 a este sector de Pampa O'Brien con mis colegas R. Boergel y Luis Velozo, pudimos apreciar la extensión que ocupan dichos campos y los restos arqueológicos de indudable valor para la Etnología del sector. Actualmente, esta área está amenazada por las dunas que ya han comenzado a recubrir una parte de la región descrita.

**LEYENDA DEL CROQUIS GEOMORFOLOGICO DE LA QUEBRADA DE QUIPISCA
LEGENDE DE L'ESQUISSE GEOMORPHOLOGIQUE DU RAVIN DE QUIPISCA**

Jean Pierre Bergoeing G. 1955

	AREA ESTRUCTURAL	SURFACE STRUCTURALE
	CONOS DE DEYECCION INACTIVOS	CÔNES DE DÉJECTION INACTIFS
	CONOS DE DEYECCION ACTIVOS	CÔNES DE DÉJECTION ACTIFS
	GLACIS DE EROSION INACTIVOS	GLACIS D'ÉROSION INACTIFS
	GLACIS DE ACUMULACION	GLACIS D'ACCUMULATION
	BARJANES	BARKHANES
	AREA DE INFLUENCIA DE LAS QUEBRADAS	AIRE D'INFLUENCE DES RAVINS
	LECHO MAYOR Y RIO	LIT MAJEUR ET RIVIÈRE
	TALUDES DE EROSION MUY PRONUNCIADOS CON ESCARPES	VERSANTS RECTILIGNES AVEC ESCARPEMENTS
	DRENAJE DIFUSO	DRAINAGE DIFFUS

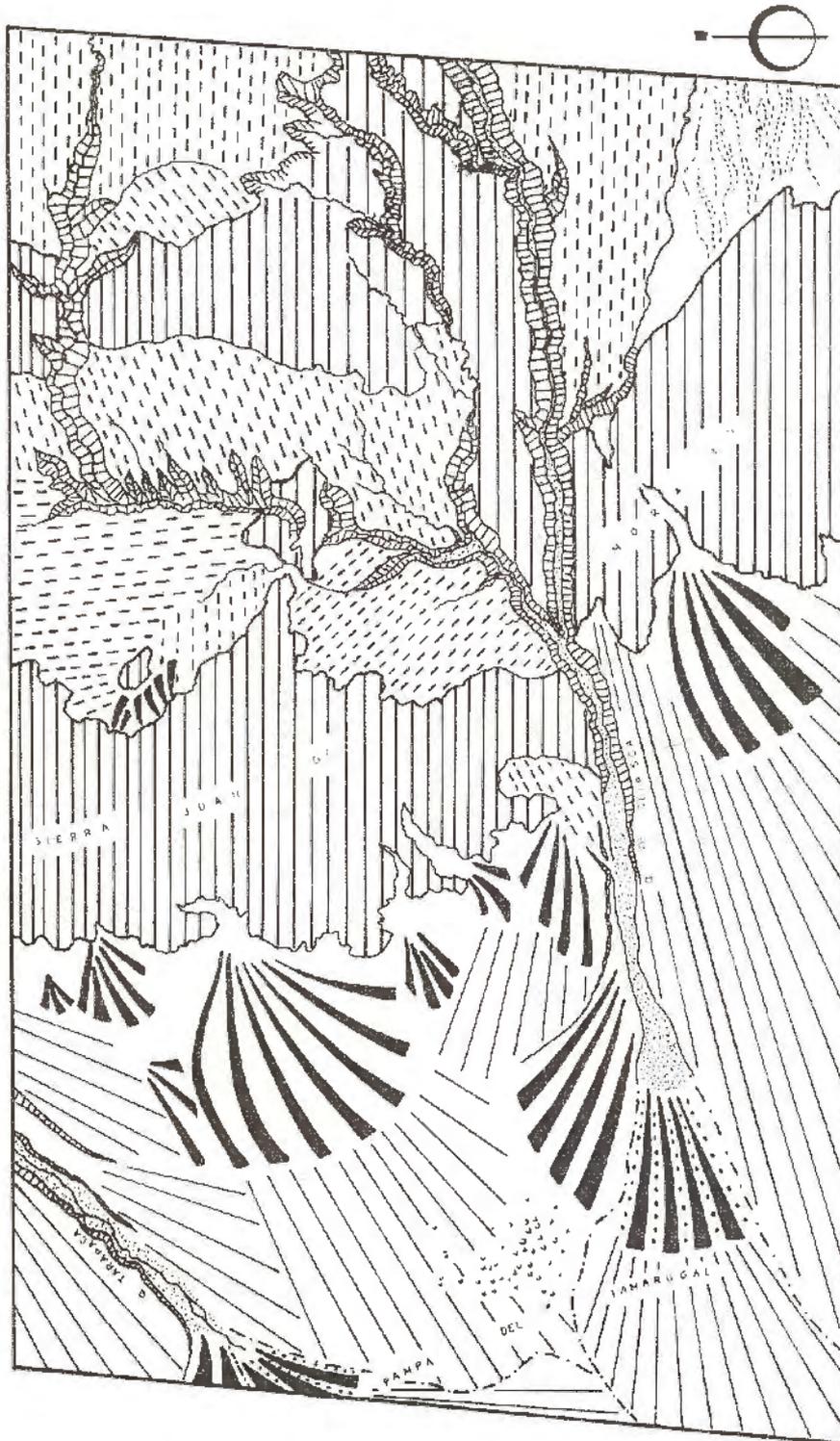


FOTO-MOSAICO DE LA DESEMBOCADURA DE LA QUEBRADA DE QUIPISCA,
TARAPACA, CHILE

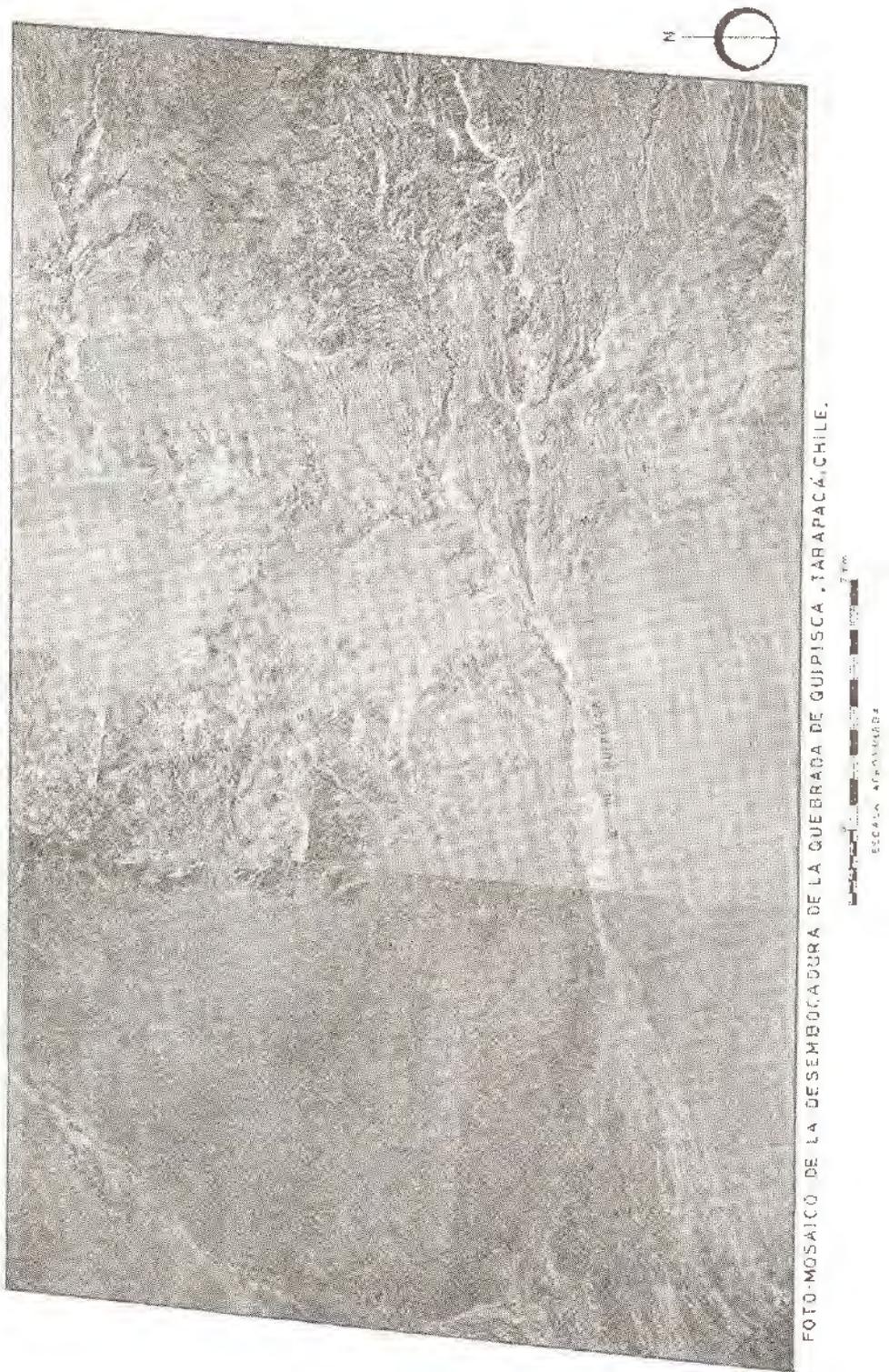


FOTO-MOSAICO DE LA DESEMBOCADURA DE LA QUEBRADA DE GUIPISCA, TARAPACÁ, CHILE.

BIBLIOGRAFIA

BERGOEING, JEAN PIERRE. 1975 *“Recherches Géomorphologiques dans la Pampa del Tamarugal (Pampa O'Brien), Province de Tarapacá Chili”*. These de Doctorat. Université d'Aix-Marseille-II. France, 1975.

BRUGGEN, JUAN. 1950 *“Fundamentos de la Geología de Chile”*. Instituto Geográfico Militar. Santiago, Chile, 1950.

GALLI O., CARLOS. 1968 *“Cuadrángulo Juan de Morales”*. Instituto de Investigaciones Geológicas Santiago, Chile, 1968.

PASKOFF, Roland. 1973 *“Regards sur la Géographie Physique des Andes méridionales”*. Revue de l'Information Géographique No. 2, Mars-Avril 1973. Paris, France.

TRICART, JEAN. 1970 *“Le Salar del Huasco”*. Revue de Géomorphologie Dynamique No. 2 1969-1970. Paris, France.

INVESTIGACIONES GEOMORFOLOGICAS EN LA PAMPA DEL TAMARUGAL, PROVINCIA DE TARAPACA, CHILE

Dr. Jean Pierre Bergoeing*

I. ANTECEDENTES

1. Antecedentes históricos de la región

La Pampa del Tamarugal, debe su nombre al Tamarugo, (*Prosopis tamarugo*), fósil viviente que formaba antiguamente un bosque abierto y que se extendía por toda la cuenca endorreica.

A la llegada de los conquistadores españoles, existían poblados, ya sometidos por la anterior conquista Inca. Se dedicaban a la agricultura tradicional así como a la minería. Estos pueblos eran el resultado de las deportaciones en masa que practicaba el incanato, y generalmente, provenían de regiones lejanas. Este sistema se conoce con el nombre de "Mitimae".

El sometimiento local, fue aprovechado por el nuevo conquistador llegado de Europa, el cual explotó dicha situación en provecho propio. Pronto la actividad agrícola comenzó a disminuir debido al trabajo agotador en las minas y a la falta de mano de obra en centros mineros como: Guantajaya (plata), Cerro Colorado en Mamiña (cobre), Mosquito de Oro en Poroma (oro), etc. (Jorge Checura, 1971).

Al mismo tiempo, la riqueza forestal de la región comenzó a decrecer, debido a la construcción de viviendas tanto urbanas como de tipo religioso en áreas rurales. Del mismo modo, esta riqueza fue utilizada en favor de la actividad minera, actividad lucrativa a corto plazo.

El período 1810-1825, se caracterizó por las guerras de Independencia en la América Hispana. La región que formaba parte del Virreinato del Perú, se convirtió en la provincia meridional de

* El Profesor JEAN PIERRE BERGOEING es Doctor en Geomorfología de la Universidad de Aix-Marseille-II, Francia. Ha sido Profesor de Geografía en la Universidad Católica de Chile y ha sido enviado por el gobierno de Francia para colaborar con el Departamento de Geografía de la Universidad de Costa Rica.

la nueva República del Perú, bajo el nombre de "Provincia de Tarapacá", cuyo puerto principal era Iquique y la capital provincial, la ciudad de San Lorenzo de Tarapacá, sita en la quebrada del mismo nombre. Esta ciudad, alcanzaba en 1879 la cifra de 1.200 habitantes.

Esta nueva estructura política se desmoronó con la guerra del Pacífico (1879-1884) que opuso a Chile contra Perú y Bolivia coligados. Las causas de dicha guerra se basan en los ricos yacimientos de Nitratos (salitre) de la región, explotados principalmente por intereses ingleses y chilenos. Perú y Bolivia vencidos, tuvieron que ceder, el primero su provincia meridional y el segundo la franja costera, al sur del río Loa, que pasaron a manos chilenas.

A fines del siglo XIX y comienzos del siglo XX, poco a poco comienzan a desaparecer los tamarugos, chañares y algarrobos, que dispersos en el valle, eran explotados como combustible por las empresas salitreras.

Humberstone, oficina salitrera de la época, conservó el nombre de su administrador, contratado por el financista inglés Thomas North, el cual amasó una gran fortuna con los nitratos de Chile. (F. Marull, 1969).

Esta manzana de discordia que fue el salitre, recibió su golpe de gracia a fines de la primera guerra mundial, debido al descubrimiento del nitrato sintético por parte de Alemania. Desde entonces, lentamente se fueron cerrando las oficinas salitreras. Si hoy recorremos la carretera Panamericana, es posible observar ciudades fantasmas, testigos mudos de un pasado activo, hoy olvidadas y barridas por el viento del desierto, el cual encuentra a su paso sólo unos pocos obstáculos vegetales, como algunos tamarugos salvados de la tala indiscriminada.

El puerto de Iquique, cuenta hoy con unos 60.000 habitantes, y su actividad principal se centra en la producción de harina de pescado, a partir de un pez; la anchoveta. Esta actividad está ligada a las fluctuaciones de los cardúmenes que suelen desaparecer con la llegada esporádica de la corriente litoral cálida, conocida como corriente de "El Niño". (Alrededor de Navidad, de ahí su nombre).

Por otra parte, San Lorenzo de Tarapacá, hoy es un pequeño poblado de 50 habitantes, consagrados a una actividad agrícola mediocre y de subsistencia. Este lugar fue igualmente, la cuna del Mariscal Ramón Castilla, que más tarde alcanzó la presidencia del Perú.

No obstante, en el sector de la Pampa del Tamarugal llamado Canchones, subsiste una plantación importante de tamarugos, asociada a la cría de ganado ovino. Fue gracias a la tenacidad del señor M. Junoy que este oasis de verdor pudo ser preservado.

La primera visita realizada a la Pampa del Tamarugal, en julio de 1971, se concretó luego de una conversación con el profesor Oscar Bermúdez, el cual poseía una copia de una carta de la región, que databa del siglo XVIII y que había sido levantada por don Antonio O'Brien, a las órdenes del Virrey de Lima, don Manuel de Amat y Junient.

En este mapa, se puede observar campos de cultivos en plena pampa, lo cual llamó nuestra atención. Las primeras investigaciones en terreno, permitieron deducir que se trataba de extensas áreas de cultivos, que databan del período hispánico y anterior a éste, y que seguían el método de cultivos Inca, cuyo principal producto era el maíz.

Esta región es actualmente el terreno de investigaciones geomorfológicas, antropológicas, geológicas, etc., tendientes a descubrir nuevas fuentes de riqueza y a desarrollar otras, así como incrementar el trabajo, con la finalidad de integrar mejor esta parte del territorio, en el contexto de la actividad nacional.

2. Los campos de cultivo en la Pampa del Tamarugal

Las muestras fósiles, encontradas en los antiguos cultivos prehispánicos de la Pampa del Tamarugal, descritas y dibujadas en la carta de Antonio O'Brien fueron observadas y estudiadas por nosotros.

Las investigaciones tanto geomorfológicas como antropológicas realizadas en el sector nos dan un nuevo concepto sobre el problema del cultivo en dichos campos agrícolas.

Desde el punto de vista antropológico, diremos simplemente que estos campos fueron arados según las técnicas empleadas desde hace muchos siglos. Los lugares visitados por nosotros, corresponden al período Inca y probablemente sobrevivieron a la conquista española. Esto se basa principalmente en la presencia de granos de trigo, producto desconocido por los autóctonos hasta la llegada de los españoles.

¿Cuál fue el motivo que hizo que los habitantes de la pampa abandonasen sus tierras de cultivo? Según las investigaciones geomorfológicas, podemos avanzar la siguiente hipótesis: Durante el Plioceno, los fenómenos tectónicos que se produjeron, afectaron a la Pampa del Tamarugal. En esta época, se creó el gran lago del Tamarugal, el cual más tarde evacuó sus aguas en el mar, dando paso a una cuenca pantanosa, alimentada por los ríos andinos, los cuales comenzaron a formar nuevos lechos fluviales.

Mucho más tarde, el hombre se instaló. Numerosos artefactos de piedra tallada (puntas de flecha y de lanza) que se inscriben dentro del Paleolítico y Neolítico local, atestiguan la presencia de estos primeros habitantes. El hombre encontró, al comienzo, esta región hospitalaria y se instaló en ella primero como cazador, más tarde, desarrolló la agricultura de manera incipiente, pero que sin embargo le permitía su subsistencia diaria, en dicho lugar.

La conquista Inca aprovechó esta región para organizar una agricultura mucho más eficiente. Emplearon los limos depositados en la desembocadura de las quebradas a modo de tierra fértil, y crearon un sistema de canales de regadío de grandes proporciones, lo cual permitió ganar nuevas tierras. Dichas tierras son visibles aún hoy, y sólo es el viento y las dunas del desierto los que comienzan a borrar dicho testimonio.

Durante el Dunkerquiano, la región de Tarapacá se ve afectada por un nuevo alzamiento del territorio, debido a la tectónica, y cuyos efectos, se pueden apreciar en forma particular en el litoral. En efecto, la terraza Dunkerquiana marina, puede ser seguida desde el Sur del Puerto de Antofagasta hasta el Norte del Puerto de Iquique. El territorio durante este período sufrió un alzamiento de 60 metros a partir de su nivel de base. Esta secuencia sísmica, que se prosigue incluso actualmente, produjo en la pampa, nuevas fallas activas, por basculamiento de bloques, y también reactivó otras fallas, casi sepultadas por los depósitos volcánicos.

Estas fallas, son el gran factor que determinó el fin de los campos de cultivo en la pampa, ya que el sistema hídrico, que discurría por las quebradas hacia la pampa, se vió afectado por la creación y reactivación de dichas fracturas. El agua, antes de llegar a los glaciés de la desem-

bocadura, se infiltró río arriba, privando así del vital elemento a los habitantes de la llanura, los cuales se vieron forzados a renunciar definitivamente a proseguir con sus actividades ancestrales, y buscar lugares más favorables donde volver a comenzar. Dicho lugar, fue encontrado precisamente en las mismas quebradas. Un segundo factor que obligó a la gente a abandonar sus tierras, fue la llegada, cada vez más catastrófica, de los aluviones que inundan todo a su paso sembrando la desolación. Es probable que el origen de estos cambios, se deba a fluctuaciones climáticas que afectaron el régimen de aguas que bajaban por las laderas.

Los agricultores, refugiados en las quebradas, tuvieron que adaptar las abruptas pendientes y protegerlas para evitar que las crecidas de los ríos destruyesen sus esfuerzos. Es así como adoptaron el sistema de cultivos en terrazas de los pueblos vecinos del sistema andino, así como la división de los cultivos en plano damero (melgas). Esto se puede observar aún hoy, siguiendo el curso de las quebradas.

No obstante, en las desembocaduras de las quebradas siguieron trabajando la tierra, según el sistema empleado en la pampa de canales de regadío. Esto es evidente en la quebrada de Tarapacá, donde aún subsisten estos campos cultivados dedicados a cítricos y alfalfa, y que se van borrando, a medida que se progresa hacia la pampa.

II. ASPECTOS FISICOS

1. Presentación de Chile Septentrional

El extremo Norte de Chile, se sitúa entre los $17^{\circ}30'$ y 22° de latitud Sur, siguiendo a modo general los meridianos 70° y 69° de longitud Oeste. Es una región en donde se destacan tres grandes unidades morfológicas:

- A— La Cordillera de la Costa
- B— La cuenca de acumulación o Pampa del Tamarugal
- C— La Cordillera de los Andes

A— La Cordillera de la Costa: Es una fila de montañas, que comienza a elevarse al Sur del puerto de Arica. Presenta altitudes medias, próximas a los 900 metros y alcanza su punto culminante (1.741 metros) con el macizo o Cerro Constancia.

Esta unidad constituida por la Cordillera de la Costa, posee un litoral que toma el aspecto de un imponente muro, formado por un acantilado que alcanza una altitud de 900 metros. Este acantilado, cae a plomo sobre el Océano Pacífico, impidiendo el desarrollo de grandes llanuras litorales. Estas comienzan a insinuarse al Sur del puerto de Iquique. Pisagua, por ejemplo, es un puerto implantado en la llanura, formada por la descarga de los ríos que originaron las quebradas de Tana y de Tiliviche.

Esta cordillera, posee un relieve viejo, desgastado y arredondeado, y es poco importante con respecto a la Cordillera de los Andes. Las cuencas que se encuentran en esta unidad, llamadas "pampas", se encuentran tapizadas por una costra salina que confiere un aspecto desolador al paisaje.

Es en el litoral, al Sur del puerto de Antofagasta, donde Phillippe Grenier (1968), pudo observar la formación de tafonís. Este aspecto del litoral, se reproduce igualmente más al Norte, en la costa de Tarapacá, y ha sido fotografiado por J. Tricart y R. Boergel (1961).

El relieve, por su volumen, no es muy importante, sin embargo constituye una barrera efectiva desde el punto de vista climático. En efecto la "camanchaca" o bruma matinal que cubre todo el litoral, aporta un poco de humedad a las cactáceas y tillandsias (*Tillandsia Landbeckii*), que se aferran a los cerros de la costa. Hacia el interior, esta bruma ve su efecto disminuido progresivamente por el relieve. Este fenómeno se puede observar en la Pampa del Tamarugal sólo en la latitud de la desembocadura del río Loa.

B— La Cuenca de Acumulación o Pampa del Tamarugal: Esta segunda unidad, comienza en el límite internacional de Chile con el Perú. En realidad se trata de dos unidades diferentes: Entre Arica y la quebrada de Tiliviche, se desarrolla una serie de llanuras llamadas "pampitas" (R. Boergel, 1965), y están talladas por quebradas profundas que llegan hasta el mar, pero que por su régimen hídrico se les confiere un carácter endorreico. El agua se pierde por infiltración antes de llegar al Océano Pacífico. Al Sur de Tana y Tiliviche, se extiende la gran Pampa del Tamarugal, que forma a su vez varias depresiones.

En dicha pampa, desembocan numerosas quebradas andinas, que han excavado profundamente el plano inclinado o "piedemonte" Andino. Estas quebradas dibujan en sus desembocaduras, al llegar a la pampa, dos sistemas de drenajes: El primero que forma un gancho hacia el Sur; es el caso de las quebradas de Aroma hasta la de Infiernillo. El segundo sistema de drenajes corresponde a las quebradas que desembocan con un sistema normal E-W. Es el caso de todas las quebradas al Sur de Infiernillo.

Aquí nos encontramos frente a una hipótesis de trabajo interesante, comunicada verbalmente por el profesor Reinaldo Boergel. El estima que la región de la pampa, vecina al río Loa, sería una zona de hundimiento tectónico con basculamiento N-S. La prueba de ello serían los deslizamientos, hacia el Sur de los glacés Pliocénicos y la dirección del drenaje de las quebradas al Norte de la Pampa del Tamarugal.

Es en esta cuenca, próximo a Pozo Almonte, donde se encuentran los tamarugos, árbol freatófito de la pampa y cuya madera sirvió como combustible para los hornos de las salitreras y de cuyo fruto (granos en vainas) se obtiene alimento para el ganado ovino y caprino. Este árbol alófito, se encuentra en grandes cantidades sólo en la estación experimental (Corfo) de Canchones y en el poblado de La Guayca. La única especie animal que habita dicha llanura árida, es el "tucu-tucu" (*Ctenomys robustus Phillipi*), pequeño mamífero roedor (G. Mann, 1949).

El clima árido de la pampa, determina una vegetación pobre; sin embargo, existen algunos arbustos y hierbas altas, que resisten al medio imperante y que suelen crecer luego de las grandes "avenidas" fluviales.

Las precipitaciones observadas por Allen, y citadas por Jara (1929), fueron importantes durante los años 1819, 1823, 1852, 1859, 1878, 1903, 1911 y 1925 (in W. Klohn, 1972). Desbordaron en la pampa inundando todo a su llegada, pero los registros de la Estación Meteorológica de Canchones, no son satisfactorios y no permiten extenderse mayormente sobre este tema. (Cf. Carta Climática del Norte de Chile). Por otra parte, la oscilación térmica diaria, es característica del clima árido. En un período de 24 horas, el termómetro puede alcanzar 35°C y

por la noche descender a -5°C provocando amplitudes térmicas de más de 40°C . La humedad relativa es baja y se sitúa entre 46% y 58%, siguiendo siempre las informaciones obtenidas en la Estación de Canchones. (O. Castillo Urrutia, 1960).

El bajo tenor en humedad de la atmósfera, es el producto de una inversión térmica, provocada por la influencia de la corriente marítima fría de Humboldt. Esta corriente Chileno-Peruana de deriva, es la que ha originado la aridez en esta parte de América del Sur. Hacia los 20° de latitud Sur, la temperatura del paralelo, registra una baja de 4.8°C con respecto a la temperatura normal que debería corresponderle. Esto es el producto de una anomalía térmica negativa, que hace que la región sea un poco más fría, permitiendo la formación de brumas matinales costeras, lo cual influye considerablemente sobre el medio ecológico litoral (Hahn V. Suring, Leipzig, 1926).

C— La Cordillera de Los Andes: Esta tercera unidad, es sin lugar a dudas, la más importante tanto por su volumen así como por la influencia que ejerce sobre el paisaje regional, tanto desde el punto de vista climático, como hídrico, tectónico, geomorfológico, etc.

Las altitudes medias de la Cordillera de los Andes, en este sector, son importantes ya que fluctúan alrededor de los 3.000 metros como término medio. El "divortium accuarium" o línea divisoria de aguas, se dibuja con un sentido N-S, y dirige obviamente el drenaje hacia dos sectores definidos: el primero corre con sentido W-E drenando las aguas hacia los salares del altiplano Chileno-Boliviano, mientras que el segundo con sentido E-W, corre hacia la Pampa del Tamarugal.

El punto culminante del sector Andino, para esta región de estudio, lo constituye el Macizo del Yarbicoya con 5.170 metros. Igualmente, las numerosas cumbres volcánicas, que sirven de hitos internacionales entre Chile y Bolivia, alcanzan elevaciones considerables, como es el caso del volcán Irruputunco con 5.165 metros, que se impone majestuosamente en el paisaje.

Citemos igualmente, a título indicativo, los salares, como el del Huasco, estudiado por J. Tricart (1970), y el de Coposa, más al Sur, que se sitúan en esta parte oriental de los Andes chilenos a más de 4.000 metros.

Las quebradas que drenan sus aguas hacia la Pampa del Tamarugal, son numerosas. Citaremos sólo las más importantes: Aroma 1490 Km^2 , Tarapaca 1600 Km^2 , Quipisca 810 Km^2 , y Juan de Morales 950 Km^2 ; dichos datos nos dan una idea de las proporciones y volumen potencial de drenaje que poseen.

El estudio de la hidrología regional, realizado por Wolf Klohn (1972), determina que el principal afluente de la Pampa del Tamarugal sería el río Tarapacá, que drena sus aguas desde las cumbres andinas. Su gasto anual es de 273 litros/segundo y el período de estío se produce en Diciembre. Este río, al igual que los otros por lo demás, drena una parte de sus aguas por infiltración en la pampa, haciendo que la cuenca se convierta en una especie de esponja hídrica. Las napas freáticas, se alimentan así, gracias a los escurrimientos provenientes de la cordillera.

El "Invierno Boliviano" que se produce contrastadamente durante el verano austral, se debe al aporte de los Alisios provenientes del medio Amazónico, que descargan sus aguas bajo forma de lluvias y nieve, sobre el altiplano Andino, de preferencia en el sector oriental de las altas cumbres. El "Invierno Boliviano" (Diciembre a Marzo), trae por lo tanto, grandes cantidades

de agua, a toda el área de cumbres Andinas, y su influencia se manifiesta, en las quebradas, por las crecidas o "avenidas". Una de estas crecidas o "aluvión", medido en 1931 por el Departamento de Riego, en la quebrada de Tarapacá, registró un gasto de 220 m³/segundo, justo una hora después de comenzado el fenómeno. El agua y el lodo inundaron la pampa hasta el poblado de Huará (W. Klohn, 1972).

La aridez de la pampa, decrece progresivamente, a medida que se asciende a las cumbres, tomando entonces el aspecto de un desierto de altitud marginal, o de estepa, originándose un paisaje mucho menos árido, donde el suelo está poblado por hierbas altas o planas como son el "Coirón" y la "Yareta", que sirven de transición en algunos sectores. (H. Fuenzalida Ponce, 1966).

La fauna de la región Andina y de la precordillera es abundante, pese a la aridez reinante. Habita de preferencia en las quebradas, donde hay agua, como es el caso de los sapos (Bufo Spinulosos) y de las sanguijuelas (Helobdella) que frecuentan las áreas pantanosas. Las culebras (Tachymenis peruvienis y Dromicus chamissonis), así como fauna mayor, zorros y llamas (Auquenidos) le confieren un carácter particular a toda la región. El Cóndor reina en los picachos más elevados, existiendo además muchas otras especies que se podrían citar. En todo caso el medio ecológico es rico y variado.

En conclusión, se puede decir que el extremo Norte de Chile, se divide en tres grandes unidades, que se desprenden del análisis topográfico local. El medio climático al cual están sometidas dichas unidades, determina de manera original el modelado del relieve que es posible apreciar, así como la vida que se desarrolla en él.

2. Interpretación de los cortes topográficos

A— **Cortes Este-Oeste:** Los cortes topográficos E-W, aquí representados, corresponden al litoral de la provincia de Tarapacá y se extienden desde los 18°40' hasta los 20°43' de latitud Sur.

El primer corte, muestra la primera cumbre importante de la costa; es el Cerro Camaraca con 939 metros de altitud. Es a partir de este punto que la Cordillera de la Costa, comienza su evolución así como el cliff o acantilado costero regional.

Dicho acantilado, posee pendientes superiores a 70°, en todos los sectores donde la acción abrasiva del mar es activa y lo ataca directamente. Las pendientes de 45° o inferiores, se localizan en los sectores donde se ha desarrollado una plataforma de acumulación litoral. En general, estos cortes representan cumbres medianamente redondeadas, dejando al descubierto algunos escarpes. Es sorprendente constatar la regularidad de las formas del acantilado a lo largo de la costa Norte de Chile.

El corte de Pisagua tiene la originalidad de mostrar un doble peldaño en su evolución en altitud. Por el contrario, el corte de Iquique, permite apreciar la primera gran progresión de la plataforma litoral, que fue aprovechada para fundar la ciudad y el puerto. El acantilado litoral, a pesar de su importancia, comienza a perder altitud hacia el Sur. Las pendientes son menos pronunciadas, y la plataforma se regulariza ininterrumpidamente.

B— **Corte longitudinal, con sistema de fallas W-E:** Este perfil del Norte Chileno, corta la Cordillera de la Costa longitudinalmente, siguiendo el meridiano 70° de longitud W. Se pueden

observar las dos grandes unidades morfológicas: En el extremo Norte (a la izquierda en el dibujo), se constituye la región denominada "pampitas". Son el producto de quebradas que cortan la depresión media, así como el macizo costero. Esta zona se extiende desde la quebrada de Lluta en el extremo Norte hasta la quebrada de Tana y de Tiliviche más al Sur. A partir de esta última quebrada, la Cordillera de la Costa se impone con vigor. Su progresión se ve interrumpida sólo por la desembocadura del río Loa, y se continúa en forma constante hasta el Sur del país. Desde Tiliviche y hasta el río Loa, también se constituye la Pampa del Tamarugal.

Las fallas aquí representadas, corresponden al sistema Jurásico-Cretácico y se tratarán en detalle en el capítulo correspondiente a la Estructura. Se orientan de preferencia siguiendo un rumbo W-E. Las fallas más importantes, son las de la quebrada de Tana. Las fallas W-E están representadas en forma vertical, mientras que aquéllas representadas en forma oblicua, corresponden a un sistema más moderno (Terciario) y toman rumbos NNW-SSE y NNE-SSW.

Este último perfil, permite comprender mejor el juego de bloques determinados por la tectónica local. Dicha tectónica se manifiesta periódicamente por una sismicidad, a veces intensa, y por un alzamiento general del territorio, lo cual influye notablemente en el modelado actual, produciendo asentamientos de terreno en algunos lugares, nichos de desprendimiento tectónicos, etc. Los bloques están sometidos igualmente al alzamiento general del territorio, basculando y actuando en forma independiente unos de otros.

Finalmente diremos que la quebrada de Lluta, ha creado su lecho siguiendo el alineamiento de la falla cavando su lecho en el área de trituración. En el sector de Iquique, los bloques se comportan como teclas de piano, pudiendo inferirse que el hundimiento que se observa, en este sector portuario, podría corresponder a un pequeño graben. El río Loa, en su desembocadura, sería en cambio un bloque levantado u Horst, lo que explicaría en parte la pérdida de las aguas por infiltración, antes de llegar al mar.

3. Recursos hídricos de la región

Las numerosas quebradas que desembocan en la Pampa del Tamarugal, constituyen prácticamente el único recurso hídrico de la región, ya que los factores climáticos del área, confieren a la pampa, una aridez extrema. Las precipitaciones son casi inexistentes y sólo se manifiestan esporádicamente, en forma breve pero intensa, cada 8 a 10 años, como ocurre usualmente en casi todos los desiertos costeros del mundo.

Si nos referimos al agua subterránea, por infiltración en la pampa, hay que estudiar primeramente su origen.

El lugar donde más abunda el agua, es sin lugar a dudas el área de Altos de Pica. Las aguas discurren entre las formaciones permeables del Terciario y la base compacta Mesozoica. (A. Thomas, 1969). En general se trata de agua de vertientes, que surgen luego de un largo recorrido, desde las cumbres Andinas donde se acumularon gracias a las lluvias. Son aguas de surgencia, con temperaturas relativamente elevadas, debido en parte al aporte térmico del vulcanismo y sub-vulcanismo modernos. El mejor ejemplo que se puede citar, es el observado en la quebrada de Sagasca, donde el agua termal surge a 26°C, con un gasto de 7 litros/segundo. Otras vertientes como las de Munujna, Chivaxa Chica, Jatún, Quipisca y Duplijsa, son similares a la ya descrita; sus aguas tienen un origen parecido y sus temperaturas, así como la calidad de dichas aguas, son las mismas. (Olivier Galli, 1972).

La composición química de estas aguas, las hace inútiles tanto para el consumo humano como para la industria, puesto que contienen un alto porcentaje de sales minerales. Galli (1972), encontró los siguientes valores en el análisis efectuado: Aniones de Sulfatos 65%, Cationes de Calcio 60%, y de Sodio 40%.

Los sondajes efectuados en la quebrada de Columtuca, nos ilustra por otra parte, sobre una disminución importante del volumen de agua. Este se debería a la reactivación de la tectónica actual, haciendo que las aguas se infiltren en las fallas activadas, gracias a los frecuentes sismos. Igualmente no es vano pensar en un empeoramiento climático. Los estudios realizados con respecto a este tema, por el Instituto de Geografía de la Universidad Católica de Chile, han permitido establecer una relación estadística entre la disminución de las precipitaciones en alta montaña y las fluctuaciones del ciclo de manchas solares (ciclo de 11 años aproximadamente). Es así como Felsch (1920), citado por Thomas (1967), encontró un gasto de 50 litros/segundo y que actualmente, el mismo gasto es inferior, para la quebrada de Columtuca, situándose alrededor de los 20 litros/segundo. (Thomas, 1961).

Por otra parte, estas quebradas aportan una gran cantidad de derrubios y sedimentos detríticos, que provienen de sus laderas. Este material, se ve canalizado hacia la Pampa del Tamarugal por el efecto de las "avenidas" o crecidas, que es una masa uniforme de piedras, lodo, raíces y agua, que se desplaza a gran velocidad por las fuertes pendientes de las quebradas, cuando las condiciones atmosféricas se agravan sobre las cumbres de los Andes orientales, fenómeno que ya hemos descrito como el "Invierno Boliviano". Estas crecidas, producen aluviones que incrementan los conos de deyección de la desembocadura de las quebradas, pudiendo algunas veces, alcanzar hasta el borde oriental de la Cordillera de la Costa. Algunas colinas aisladas del sector pampino, son el producto de estas acumulaciones catastróficas, que han ido fosilizándose poco a poco.

En general, la Pampa del Tamarugal, recibe las aguas por escurrimiento interno, y a decir verdad, cada quebrada constituye su propio sistema freático, más o menos independiente el uno del otro.

Los sondajes realizados en la pampa, por Octavio Castillo (1960), manifiestan un rápido deterioro en la calidad de las aguas, en contacto con las capas ricas en sales minerales. Las aguas de mejor calidad, se encuentran frente a los poblados de Pica y Matilla, donde la napa freática es profunda y no está contaminada. Muy cerca de estas villas, se encuentra la quebrada de Chintaguay, que abastece de agua potable a la ciudad de Iquique. Las aguas más salinas se sitúan en el borde oriental de la Cordillera de la Costa, donde antiguamente se habían instalado las oficinas salitreras.

Los experimentos agrícolas actuales en la pampa, no han tenido aún el éxito deseado. Las estaciones experimentales se han encontrado con el problema de la calidad de las aguas, la pobreza del suelo, y el frío nocturno. Sin embargo, en la región de La Guayca-Canchones, se sigue experimentando a pesar de las dificultades. Es cierto que el agua está sólo a pocos metros en el subsuelo, pero sin embargo es muy salina, y lo único que se cultiva son Tamarugos (*Prosopis tamarugo*), y Algarrobos (*Prosopis chilensis*). El área de cultivos abarca unas 8.000 hectáreas, con una densidad de 40 árboles/hectárea. (W. Klohn, 1972 Op. Cit.).

Este cultivo seco se realiza gracias al sistema llamado de "canchones"; se trata de grandes surcos practicados en el suelo, con el objeto de remover la costra salina o "caliche", y aprovechar la humedad del suelo que asciende por capilaridad hacia la superficie. Al cabo de algunos años,

la costra vuelve a formarse debiéndose entonces recomenzar el procedimiento, volviendo a crear un nuevo surco o "canchón" un poco más lejos. El árbol plantado, sin embargo, ha tenido el tiempo suficiente para que crezcan sus largas y profundas raíces (más de 15 metros) que le permiten alcanzar el agua en profundidad.

La región de Canchones, se encuentra situada en el mismo Salar de Pintados, y por ello los suelos son muy ricos en Nitrato. Sólo árboles alofitos como los ya descritos pueden resistir tales condiciones. La doble utilidad de estos árboles consiste en servir de barrera a las arenas del desierto y luego de su fruto se extrae el alimento para el ganado que se cría en el lugar.

La ciudad de Iquique, era desde el siglo XVII, un pequeño puerto marítimo, que servía de punto de embarque para las barras de plata, de la mina de Guantajaya, y a partir del siglo XIX para exportar los ricos productos de los yacimientos de salitre. Tales ciudades deben su creación a la necesidad imperiosa del transporte marítimo, ya que de otro modo no se justificaría su creación, debido a la ausencia (hasta nuestros días) de recursos hídricos suficientes en la Cordillera de la Costa o en el litoral. La ciudad de Arica es la más favorecida de todas, ya que obtiene el agua de las quebradas de Lluta, Azapa y del río Lauca, lo cual ha permitido el desarrollo industrial.

Durante el siglo XIX, estos puertos se abastecían de agua por barco. El agua era traída en barriles y los precios, según el testimonio de Charles Darwin, eran elevados. Darwin permaneció algunos días en Iquique en 1835 (F. Marull, 1969).

Como se puede apreciar, la dependencia de los establecimientos urbanos de la costa con respecto a los recursos naturales del interior del país, es importante y esto se ha manifestado a lo largo de los siglos, debido al lento evolucionar de dichos centros.

III. ANALISIS ESTRUCTURAL

1. Análisis Geológico

A— Cordillera de la Costa: La Cordillera de la Costa se presenta como un conjunto de rocas sedimentarias marinas, y volcánicas, principalmente Jurásicas, con intercalaciones de intrusivos graníticos Jurásicos a Cretácicos.

Los afloramientos del Jurásico marino, Calizas y Areniscas, se forman al Sur de Arica, en una estrecha franja recortada en superficie por sedimentos Cuaternarios, (se trata de Arcillas y Limos recubiertos por una cobertura eólica), pero que se ensancha hacia el Sur. En el sistema granítico, encontramos dos grandes sectores: el primero, comprendido entre Pisagua e Iquique, que produjo el alzamiento y plegamiento de las rocas Jurásicas, gracias a la intrusión de Diorita andina (Cecioni et al., 1960). Los afloramientos Paleozoicos son muy raros en este sector.

El conjunto litológico de esta formación geológica, está constituida por calizas, lutitas y areniscas marinas, fosilíferas, con abundantes intercalaciones volcánicas, donde predominan las Andesitas. Gran parte de estos afloramientos, al Sur del puerto de Iquique y en su proximidad inmediata, se encuentran recubiertos por sedimentos fluviales y lacustres, en parte del Terciario superior,

haciéndose más frecuentes hacia el interior ya que los depósitos sedimentarios de este período, en su mayor parte, son el producto del escurrimiento de las aguas del período pluvial así como del antiguo lago del Tamarugal, el cual en su viaje hacia el mar, dejó dichos testigos arcillosos y limo-arenosos.

Tectónica: La Cordillera de la Costa, está surcada por numerosas fallas, que toman un rumbo general N-S. Sin embargo, las formaciones Jurásicas tienen un neto sentido NNW-SSE, mientras que las formaciones del Cretácico, toman un rumbo E-W. (Cecioni, Giovanni, Op. Cit.).

El acantilado costero es el producto del alzamiento general del sector, y puede ser considerado como un Horst tectónico de edad fini-Terciaria.

B— La Pampa del Tamarugal: Este segundo sector, que a primera vista pareciera ser un Graben, de hecho no lo es, ya que es el resultado de un sistema de fallas en escalera. (Forman una serie de Horst, coordinados con el levantamiento general del Terciario).

Si observamos la carta geológica, esta depresión intermedia, sigue un trazado paralelo con los Andes y diagonal con respecto a la Cordillera de la Costa, adoptando un rumbo NW-SE.

Los sedimentos que recubren este segundo sector, pertenecen al Cuaternario y son particularmente fluviales y lacustres, recubriendo en parte, una espesa capa de rocas volcánicas del Terciario medio, que se extiende por el plano inclinado. Dichas rocas volcánicas, están constituidas principalmente por Ignimbritas, Riolitas y Dacitas, con intercalaciones de rocas sedimentarias de origen volcánico. Esta formación es de edad Mioceno-Plioceno.

Es interesante notar igualmente en esta región del plano inclinado, el afloramiento de Granitos y rocas volcánicas del Cretácico, principalmente Riolitas y Basaltos. También existe un pequeño afloramiento de Pizarras de edad Cámbrica. Este afloramiento se encuentra en la sierra que se impone entre las quebradas de Tarapacá y de Juan de Morales, constituyendo una parte de la Formación Juan de Morales.

Tectónica: Tanto el plano inclinado como la Pampa del Tamarugal, no presentan un gran número de fallas ya que deben estar probablemente ocultas bajo los sedimentos recientes. En general se trata de fallas del Terciario y del Cuaternario y que van hasta el Actual. Toman un rumbo general NW-SE. Podemos citar a modo de ejemplo, la falla de Pachica, en el curso medio de la quebrada de Tarapacá, la cual ha sido reactivada por los movimientos sísmicos desde hace unos 1.000 años, produciendo la fuga del agua, por infiltración a lo largo de la falla. Otras fallas que entallan el plano inclinado, pueden apreciarse en los esquicios geomorfológicos reproducidos en el texto, y que corresponden a las diferentes quebradas.

C— La Cordillera de Los Andes: Este último sector cuyas cimas alcanzan más de 5.000 metros de altitud, se compone principalmente de rocas de tipo volcánico, donde predominan las Andesitas, Basaltos e Ignimbritas con un basamento Riolítico preponderante.

En el sector de Arica, es posible observar afloramientos de rocas del Cretácico, compuestas por sedimentos marinos, con intrusivos Graníticos del basamento Andino de edad Terciaria.

Entre Iquique y Arica, se puede decir que las formaciones son principalmente de tipo Terciario

y Cuaternario. Numerosos conos volcánicos se destacan en el relieve, especialmente aquellos pertenecientes a los volcanes Visviri, Parinacota, Guallatiri, Isluga, Lirima, Irruputunco y Ollagüe.

Al Sur del paralelo 20°, los afloramientos son más numerosos y más antiguos, pero predominan principalmente los de tipo Jurásico marinos, con numerosas intrusiones efusivas graníticas del Cretácico, dispuestas en una banda N-S y con un sistema de fallas que siguen la misma orientación. A partir del paralelo 21° Sur, los sedimentos Paleozoicos se hacen más evidentes, tanto en la Cordillera de Los Andes como en la Cordillera de la Costa. Son rocas que van del Precámbrico hasta el Carbonífero y el Pérmico, compuestas esencialmente por esquistos, Cuarzitas, Calizas marmóreas, Conglomerados, Brechas Riolíticas y Gneiss. Las Brechas Riolíticas es el producto de la consolidación en medio tanto marino como continental y posee intercalaciones de rocas graníticas del Paleozoico.

Tectónica: En este último sector, las fallas se disponen con un sentido N-S. Se puede decir que desde el paralelo 17° Sur y hasta el 20° Sur, las fallas son poco numerosas. A partir de este punto, se hacen mucho más evidentes y se desarrollan mejor.

En general, se puede afirmar que el bloque Andino, continúa aún siendo una zona inestable y que busca su compensación eustática. Basta observar el gran desnivel que se ha producido entre las cumbres Andinas, que superan los 5.000 metros de altitud y los fondos marinos que se sumergen a más de 6.000 metros de profundidad.

Es necesario señalar igualmente, las formaciones Cuaternarias superficiales, que se sitúan entre la Pampa del Tamarugal y la Cordillera de la Costa. Se trata de costras salinas Cuaternarias, ricas en Nitratos, localizados en depresiones locales endorreicas, llamadas "salares". Para los geólogos, el origen del Nitrato es polémico: Para unos sería de origen marino, para otros sería el producto de los aportes fluviales, que se han depositado en dichas cuencas endorreicas provenientes de los Andes, por lavado de la cubierta rocosa volcánica.

Estos "salares" o "sebkhas", se desarrollaron igualmente en algunas depresiones de la Cordillera de los Andes. Según un informe verbal del profesor Reinaldo Boergel, que trabajó en estrecha colaboración con el profesor Jean Tricart (1970) en el sector del Salar del Huasco, estos salares serían antiguos lagos de fines del Terciario, con drenajes suficientes, y que descargaban sus aguas en el Pacífico. Estos lagos se habrían formado por la acción combinada de la tectónica del Terciario, que creó las depresiones, y las lluvias intensas en el Altiplano, durante el mismo período, lo cual permitió obtener la carga de agua necesaria para darles origen.

Durante el Plioceno, dichos lagos que escurrían normalmente, algunos hacia el Este y otros hacia el Oeste, según la topografía local, vieron sus sistemas de drenajes obstruidos, por la acumulación excesiva de cenizas volcánicas de este período. El agua, no pudiendo circular libremente, se acumuló en forma peligrosa. El equilibrio inestable así creado, se vió alterado por la presión de la sobrecarga de agua ayudada por los movimientos sísmicos Cuaternarios, que fatalmente rompieron las represas naturales de la acumulación volcánica.

El agua, finalmente, se escurrió por una parte, hacia las cuencas bolivianas, originando los salares del Altiplano, una vez que el agua se hubo evaporado. Por otro lado, el agua que se precipitó hacia el Oeste, entalló profundos cañones en las quebradas, y cuyo origen no se explicaría de otro modo ya que sus taludes no se encuentran estabilizados, es decir, que se encuentran constantemente sometidos a un proceso de asentamientos, especialmente cuando se produce actividad

sísmica. El material que compone estos taludes, tampoco se encuentra muy consolidado. Por otra parte, el ancho de dichas quebradas es considerable, superior a los cientos de metros. Algunas quebradas se prolongan desde el plano inclinado hasta el mar, dando origen en el litoral a imponentes cañones; es el caso de la quebrada de Tana.

Un efecto secundario del desaparecimiento de los lagos del Altiplano, tuvo como consecuencia, el cambio en las condiciones climáticas locales. La falta de agua en los lagos, suprimió la evaporación con lo cual la humedad del aire decayó, influyendo de este modo en las condiciones atmosféricas generales de la región.

2. Edad del granito

Según Carlos Ruiz (C. Ruiz, et al., 1960), existen en Chile rocas graníticas que corresponden a tres edades diferentes: Las primeras pertenecen a la orogénesis Hercínica (Paleozoico superior). Se trata de Granito de color gris claro, de grano medio a grueso, compuesto por Cuarzo, Microperfitita, Plagioclasa y Biotita. Su lugar de origen se encuentra en la Formación "El Toco", en la provincia de Atacama.

El segundo afloramiento corresponde a rocas graníticas, de edad Jurásica, localizadas tanto en la Cordillera de la Costa como en la Cordillera de los Andes, en las provincias de Tarapacá y de Antofagasta. El afloramiento de Granodiorita de la Formación Chiza (Caloviano), se compone de Plagioclasa, Cuarzo, Feldespato de Potasio, Augita y un poco de Anfíbola. Esta segunda formación está localizada en la provincia de Tarapacá, al Norte de Iquique.

Por último, se puede decir que los Granitos más jóvenes conocidos, son de edad Cretácica. Este último intrusivo plutónico trajo como consecuencia una mineralización general que se extiende a lo largo de Chile, y entre sus componentes, se encuentra Cobre Porfirítico.

Las dataciones radiométricas para esta región, según las determinaciones del Plomo-Alfa (Beatriz Levi et al., 1963) dan para la localidad de Huará (Granodiorita 100 ± 10 millones de años; para Pozo Almonte (Adamelita) 125 ± 15 millones de años; para la Sierra Juan de Morales (Microadamelita Porfirítica) 95 ± 10 millones de años; y para la localidad de Iquique (Granodiorita) 125 ± 15 millones de años.

Esta distribución de los Granitos, en el Norte de Chile, puede ser observada en la carta litológica adjunta.

3. Estratigrafía de Tarapaca

Las columnas estratigráficas aquí representadas, han sido obtenidas gracias a las investigaciones realizadas en terreno por el geólogo Augusto Schultz Gutiérrez (A. Schultz, 1972). Los resultados obtenidos por dicho geólogo, han permitido reconstruir las columnas que representan la composición del subsuelo de Tarapacá. Los estratos cuyas características describimos a continuación, son sólo un resumen cronológico representativo de las formaciones descubiertas en el extremo Norte de Chile.

3.1 Formación Altos de Pica: Esta formación ha sido descrita por C. Galla (1957), cuyo ejemplo típico se encuentra localizado al Este del poblado de Pica, en el lugar conocido como

Altos de Pica. Este autor midió un espesor que alcanzó los 740 metros y que se divide en 5 miembros que van del más reciente al más antiguo:

- a) Areniscas grises oscuras, de granulometría media a fina, friables y entrecruzadas. (200 metros).
- b) Tobas riolíticas, blancas, friables y tobas rosadas, anaranjadas y grises (23 metros).
- c) Areniscas de grano grueso y Conglomerados, el conjunto estratificado en bancos (173 metros).
- d) Estratos de tobas riolíticas rosadas, anaranjadas, grises oscuras y rojo claro. (22 metros).
- e) Conglomerado polimíctico, color ocre amarillento.

Según las observaciones de C. GALLI (Op. Cit.), la formación Altos de Pica, recubre casi toda la superficie de esta parte de los Andes, salvo en aquellos lugares donde existen flujos lávicos de Andesita provenientes de los actuales volcanes. Juan BRUGGEN (Op. Cit.), atribuye esta formación al Mioceno.

3.2 Formación Tangane: Esta formación se apoya directamente sobre la Formación Caracota, y posee un espesor de 1.085 metros, en el lugar mismo del Anticlinal de Quiburcanca. El techo no se encuentra expuesto y está en discordancia con la Formación Itiza, de características volcánicas. Esta formación se compone de bancos de Areniscas arcillosas, de grano grueso, no muy consolidadas y de Arcillas de estratificación delgada, algo más duras y calcáreas.

En el área de la vertiente termal de Colpas, al Norte de la Estación de Visviri, del Ferrocarril Arica-La Paz, G. Ceccioni determinó la presencia de una sección similar a las de Caracota y de Tangane, con las cuales se correlaciona. La flora fósil de esta formación es de edad Terciaria.

3.3. Formación Empexa: Esta formación se encuentra al Oeste de Negreiros, entre Huara y Zapiga, y cerca de la oficina salitrera conocida como Oficina Aurora. Se compone de 940 metros de Calizas estratificadas en bancos duros, de color gris de 2 a 4 metros de espesor. En general, posee fósiles y en parte nódulos silíceos.

En la parte inferior de dicha formación, aparecen intercalaciones de Lutitas calcáreas grises, y en la parte media, intercalaciones de Lutitas achocolatadas. La parte superior se compone de estratos de Arena gris, de grano medio a grueso, bastante calcárea y con un espesor que oscila entre 5 y 25 metros. G. Ceccioni reconoció "Macrocephalites", lo que hace remontar esta formación al Jurásico (Caloviano).

3.4 Formación Caleta Ligate: Se encuentra en el litoral, a 32 kilómetros al Sur del Puerto de Iquique. En el sector de Caleta Ligate se encuentra un paquete de 320 metros de espesor, constituido por poderosos bloques de lava y brechas porfiríticas, en bancos de color gris verdoso, bastante oscuros. Entre las lavas y las brechas, hay intercalaciones de bancos de Lutitas y Limonitas negras, que comprueban una sedimentación rítmica. La fauna fósil está constituida por algunos ejemplares de "Terebratula perovalis Sow", "Stephanoceras humphriesanum (Sow)", y por "Graphoceras concavum (Sow)". Pertenecen al Bajociano Medio (Jurásico).

3.5 Formación Longacho: Esta formación se encuentra a 11 kilómetros al Norte de la ciudad de Pica, en el Cerro Longacho. Dicho cerro constituye una colina aislada, que deja al descubierto las rocas del substratum de la Pampa. El espesor de los sedimentos alcanza los 600 metros y se divide en 3 miembros principales:

- a) Miembro superior: Lutitas silíceas y Ftañitas que se remontan al Lias.
- b) Miembro medio: Limolitas y Areniscas verdes en láminas.
- c) Miembro inferior: Areniscas y Lutitas.

Se atribuye una edad Jurásica a esta formación.

3.6 Formación Pintados: Esta estratigrafía fue encontrada en la vertiente N-W de la Sierra de Pintados. Es una secuencia de 2.000 metros de espesor, constituida principalmente por bancos de Brecha gris y ocre-amarillentas con elementos de Pórfiro, alternando con estratos de Lavas Porfíricas, bancos de Areniscas café, en parte microbrechosa de color gris-verdosa y algunos bancos de Lutitas chocolate con intercalaciones de Limolita gris-verdosa.

El límite superior está definido por una superficie de discordancia, donde se depositaron los sedimentos de la transgresión marina del Caloviano. Dicho mar debió avanzar rápidamente sobre una superficie irregular, lo cual impidió la formación de un Conglomerado basal.

Un intrusivo de Granodiorita, se sitúa entre las localidades de Pintados y de Gallinazos, cortando la sección inferior de esta formación, mediante la presencia de Traquita Silicificada cerca de la zona de contacto.

Esta formación aflora también cerca del Cerro Challacollo, al S-E de Pintados, e incluso en el Cerro Munujna en la vertiente Norte de la quebrada de Duplijsa.

Esta formación fue datada como perteneciente al Trias.

3.7 Formación Gualchagua: Esta última formación corresponde a la serie aquí reproducida, y se localiza en la vertiente Norte del Macizo del Yarbicoya. Posee un espesor de 1.266 metros, sin base ni techo expuestos. G. Ceccioni, le atribuye una probable edad Ordovicia, lo cual la relaciona con las formaciones del Norte Argentino. Divide esta formación en 4 miembros:

- a) Miembro de Brechas; compuesto por una serie de Brechas estratificadas, con intercalaciones frecuentes de Lutitas y Limolitas negras, y Areniscas bien estratificadas. Tanto las Brechas como las Areniscas poseen un color verde oscuro.
- b) Miembro de Lutitas negras; son Lutitas negras, con numerosas intercalaciones de Areniscas verdes en la parte inferior. La parte superior está compuesta por Lutitas pardas con cantos rodados. Algunos bancos de Brechas indican una continuidad con el miembro superior.
- c) Miembro coloreado; hacia la base está limitado por Cuarcitas. Posee 275 metros de bancos brechosos y Areniscas, pero con predominancia del primero.
- d) Miembro de Cuarcitas; se compone por 300 metros de Cuarcitas de color crema, de grano medio y con fracturas conchoidales.

La Formación Gualchagua es la última de la serie aquí expuesta y es la más antigua, ya que pertenece al Paleozoico.

4. Paleografía del Norte de Chile

Hacia fines del Precámbrico, el paisaje dominante en la región era el de una peniplanicie, formada por rocas metamórficas de gran espesor, y de origen sedimentario en medio marino. Estas rocas pueden asociarse con las del Cratón Brasileño. El tectonismo plegó intensamente las capas, deformando la superficie, la cual fue erosionada hasta alcanzar la forma de peniplanicie que señalamos al comienzo, con una débil pendiente en progresión hacia el Este.

Durante el Paleozoico, una transgresión marina se manifiesta. El mar recubre todas las regiones deprimidas (Geosinclinales). Este período nos hace remontarnos a unos 600 millones de años. Las capas profundas de rocas sedimentarias, distribuidas en un vasto sector, incluyen aparte de Bolivia, el Norte Chileno-Argentino y son la manifestación visible de dicha transgresión marina. El piso Ordovicio de esta secuencia, es un aspecto raro en la geología Chilena y no existen trazas de él más que en la frontera con Argentina. Existe la posibilidad que durante el Paleozoico se haya desarrollado un Eugeosinclinal (es decir un Geosinclinal con facies profundo y manifestaciones ígneas (ofiolitas)). (G. Ceccioni, 1970). El mar Paleozoico era cálido y esto se puede constatar gracias al estudio de la fauna fósil encontrada en el área (fusulinidos = protozoarios unicelulares). Dicha fauna se debió a los aportes de la corriente cálida de deriva ecuatorial.

Hacia el Triásico, que sucede cronológicamente al Paleozoico, se produjo una fase de acumulación sedimentaria. La orogénesis Hercínica del relieve, aunque poco pronunciada, y el posterior ciclo erosivo, hace que las cuencas y depresiones formadas se encuentren nuevamente recubiertas por sedimentos continentales. Nuevamente se forma una peniplanicie. Este ciclo está acompañado por manifestaciones volcánicas de tipo fisural, dando origen a rocas volcánicas ricas en sílice. (J. Corvalán Díaz, 1967).

La plataforma constituida de este modo, se adentraba en el mar, mucho más que el actual litoral, pero hacia el Trias superior, el mar volvió a transgredir dicha superficie. Según la litología de estos sedimentos (Lutitas y Areniscas), se puede decir que el mar avanzó sobre una plataforma, y no sobre un Geosinclinal, como habría tendencia a creer, penetrando unos 90 km. tierras adentro. El vulcanismo, igualmente se manifestó durante este período, ya que las formaciones, tanto sedimentarias como volcánicas, presentan diferentes espesores y estuvieron acompañadas por movimientos de alzamiento (movimientos epirogenéticos) que afectaron algunos sectores y en particular la línea de costa.

Hace 170 millones de años, durante el Lías, el Norte de Chile continuó sufriendo grandes cambios, con deformaciones en la configuración general y formación de nuevos geosinclinales, caracterizados por un vulcanismo intenso, principalmente continental y en parte submarino. Al mismo tiempo, las intrusiones graníticas se deslizaron a través de las fracturas, provocando una gran acumulación volcánica superficial, de espesor considerable.

Según Radelli (1967) y citado por Giovanni Ceccioni (1970), las formaciones graníticas de Bolivia (Granito metasomático) de la orogénesis Hercínica, sufren durante el Trias inferior, deformaciones que originan Granito magmático, lo cual originó finalmente el mineral de estaño. Esta mineralización, a pesar del hundimiento del sub-basamento Andino, no se produjo en el sector chileno.

El Jurásico, tiene la particularidad de tener representados todos sus pisos en el Norte Chileno.

Hace 135 millones de años, es decir durante el Jurásico, apareció el "país de Antofagasta" (o tierra de Antofagasta). Era una prolongación de la península de Majillones y de una parte del litoral actual, hacia el Pacífico. Al mismo tiempo, numerosas islas e islotes se formaron en el Geosinclinal Andino, inundado por el mar Jurásico. Esto corresponde a una nueva transgresión marina y persistió hasta el Oxfordiano

El vulcanismo submarino produjo lavas de tipo "pillow-lavas" (de almohadillas), que se encuentran hoy en el litoral, al Sur de Arica.

A fines del período Lusitaniano, se produce una nueva regresión marina, producida sin dudas, por movimientos tectónicos acompañados por un alzamiento de placas, que constituirán más tarde la Cordillera de la Costa. Al mismo tiempo, el Geosinclinal Andino, se reduce cada vez más debido al aporte sedimentario continental.

El Cretácico se inició hace 65 millones de años, y posee igualmente una paleo-historia particular. Efectivamente, durante el Cretácico inferior, los sedimentos del Jurásico superior, de tipo continental, fueron recubiertos por una sedimentación de tipo marino. El Geosinclinal, formado durante este período, evacuó sus aguas salobres por el Norte, en aquel lugar donde el cordón litoral había evolucionado menos. (G. Ceccioni, 1970).

La parte oriental del Geosinclinal, estuvo afectada por pequeños Miogeosinclinales que se caracterizaron por una sedimentación marina de faciés Títoniano-Neocomiano. Los movimientos ascendentes, además de la sedimentación de tipo continental y marina, que afectaron al Geosinclinal, hicieron del Norte de Chile tierra firme, a partir del Cretácico. La evacuación de las aguas por efecto de la orogénesis, dejó una superficie lavada. Es en ella donde se depositaron los sedimentos de origen volcánico; vulcanismo intenso de este período, centrado principalmente en la parte oriental del territorio. La actividad volcánica, en el Norte de Chile, continuó hasta el Terciario inferior.

Durante el Terciario inferior, el Paleoclima dominante, sufrió profundas modificaciones, de tal modo que en la parte occidental del cono Sur de América, las aguas al retirarse, habían dejado al descubierto un nuevo territorio que fue invadido en sus partes bajas por una nueva transgresión marina, afectando las llanuras del Sur Argentino. Fue una transgresión poco profunda pero que ejerció influencias en las condiciones climáticas generales. (G. Ceccioni, Op. Cit.).

La inestabilidad del territorio durante este período, fue bastante activa. Durante el Oligoceno, se producen deformaciones y plegamientos que dan origen a cadenas montañosas poco elevadas. Esta fase se sigue de otra, caracterizada por su mayor estabilidad.

El Oligoceno fue el período durante el cual la Cordillera de la Costa comienza a dibujarse según su actual contorno, con un ascenso del batolito granítico Terciario, lo cual produce una mineralización general.

La provincia de Tarapacá se ve afectada una vez más por un intenso vulcanismo, de tipo silíceo. Los sedimentos de faciés lagunar y continental, asociados con series volcánicas, presentan capas superiores a los 1.000 metros de espesor.

El Plioceno comienza con una superficie de aplanamiento, resultado de las acumulaciones producto de los procesos anteriores que la recubrieron con una espesa capa volcánica. Esto

no duró mucho tiempo ya que en el Pleistoceno, dicha cubierta volcánico-sedimentaria fue afectada por una nueva fase de vulcanismo intenso, acompañado por un levantamiento general del territorio, confiriendo a la Cordillera de los Andes y a la Cordillera de la Costa, las altitudes que hoy le conocemos. El bloque Andino se elevó mucho más que el bloque costero, debido a los efectos del vulcanismo más cercano, y por el sistema de fallas de la depresión intermedia que jugó el papel de charnela.

Las dataciones radiométricas (Potasio-Argón), practicadas en las Ignimbritas superiores de la cobertura volcánica, registraron 2.6 millones de años, lo que ilustra la juventud de dicho relieve. (J. Corvalán Díaz, Op. Cit.).

La transgresión marina del Pleistoceno se redujo a pequeñas entradas en algunos sectores del litoral de Tarapacá, como por ejemplo, la cuenca de Arica y otras áreas más al Sur.

La Cordillera de la Costa, habiéndose desarrollado más en este período, crea valles suspendidos en el acantilado costero. Para G. Ceccioni (1970), se trataría de antiguos cauces que drenaban hacia la pampa. Nuestra interpretación es diferente, ya que pensamos que dichos valles suspendidos, corresponden a drenajes de la pampa al mar, del antiguo lago del Tamarugal. La disposición de los cantos rodados fluviales y de los conos de deyección así lo atestiguan.

Para C. Mortimer (Mortimer et al. 1972), el acantilado costero sería el producto de la abrasión marina combinada con un proceso de asentamiento progresivo del bloque costero. Esto explicaría la inexistencia de terrazas litorales, así como el ataque directo del mar en el acantilado. Mortimer fundamenta su explicación en la existencia de depósitos marinos sedimentarios del Mioceno, hoy a 300 metros bajo el nivel medio del mar. Estos sedimentos se encuentran en el valle de Lluta, próximo a la ciudad de Arica. Del mismo modo, hace alusión a trabajos de topografía marina, efectuados a 10 Km. al Sur del puerto de Iquique, que señalan la presencia de una plataforma litoral sumergida, con frecuentes desniveles según el juego de la tectónica local. Dicho tectonismo actuaría en la provincia de Tarapacá, siguiendo el juego de fallas E-W, constituyendo placas o secciones y conduciéndose independientemente, asentándose y levantándose según el lugar pero predominando el primer factor. Dollfus y Gabert (Dollfus et al., 1968), señalan dicho fenómeno en lo que respecta a la costa Sur del Perú. Para estos autores, se trataría por el contrario, de un alzamiento general de la costa.

Las investigaciones realizadas por el Instituto de Geografía de la Universidad Católica de Chile, concuerdan más bien con la tesis del Dr. Bruggen (1950). Para Bruggen, la costa de Tarapacá es el producto de un alzamiento general que se continúa actualmente. Es el resultado del juego de la tectónica, centrada sobre una falla meridiana y cuyo escarpe de falla, está constituido por el actual acantilado costero, mientras que el bloque costero se comportaría como un Horts tectónico.

Según Jean Tricart (1966), citado por Jean Dresch (J. Dresch, 1973), la costa de Tarapacá estaría formada por bloques y depresiones, afectados por un levantamiento general, actuando en forma individual en cada sector. La Pampa del Tamarugal sería el producto de un alzamiento menos intenso que el resto, es decir de los bloques costero y Andino. Así se puede concluir que el bloque costero de Tarapacá, está sometido a un levantamiento violento, desde fines del Terciario y hasta nuestros días. El acantilado muerto del Pleistoceno (post-Villafranquiano) que puede alcanzar algunas veces hasta 600 metros de altitud, testimonia esta hipótesis.

Durante el Pleistoceno se formó la gran fosa marina de Atacama. Se ignora aún si estuvo afectada por actividad de tipo volcánica.

Las lluvias durante este último período lavan la topografía, dejándola limpia de sales tanto marinas como volcánicas, de los anteriores períodos. En aquellas partes donde el drenaje no pudo franquearse un camino hasta el mar, se constituyeron lagos, como el del Tamarugal, los cuales evacuaron sus aguas, más tarde, sea mediante los efectos tectónicos o por evaporación, dejando al descubierto los salares tal como hoy los conocemos.

5. La estructura

La Cordillera de la Costa, la Cordillera de los Andes y la Pampa del Tamarugal, son las tres unidades fundamentales que componen la estructura de este sector de la Provincia de Tarapacá.

5.1 La Cordillera de la Costa: Es un macizo complejo, donde predominan las rocas graníticas y volcano-marinas del Jurásico y del Cretácico. Las formas estructurales son claras en superficie por efectos de la anterior erosión. A comienzos del Terciario, el clima era húmedo y lluvioso. Es bajo estas condiciones que la erosión actuó a fondo, ya que a partir del Terciario medio, el clima sufre cambios profundos, debidos en parte a la epigénesis continental. Las condiciones atmosféricas cambiaron, en parte, por efectos del cambio en la circulación atmosférica, con lo cual las condiciones climáticas se hicieron progresivamente más secas hasta alcanzar las condiciones de aridez total actuales.

Igualmente, durante el Terciario inferior, el bloque costero se ve sometido a fuertes dislocaciones. Se forman afallamientos N-S, con un buzamiento dirigido hacia el Este. La componente litológica de la Cordillera de la Costa es variada. Si bien al Norte de Pisagua, predominan las Calizas y las Areniscas, más al Sur, son los Granitos y rocas volcánicas que dominan. Se sabe que durante el Terciario inferior, el magma salió a la superficie bajo la forma de intrusivos granodioríticos, como en el Cerro Constancia (Bruggen, Op. Cit.).

El sistema de fallas así creado, combinado con los movimientos ascendentes de la corteza terrestre, confieren una conducta de Horst a esta parte del territorio. Las observaciones realizadas en el terreno, han permitido constatar por ejemplo, un juego de fallas escalonadas en un sistema monoclinial Jurásico, cercano a la carretera que une el puerto de Iquique con Humberstone, al N.E. del lugar denominado Alto Hospicio. En este sistema se dibujan hermosos relieves de Cuesta, con Glaciés de acumulación en la base. (Cf. cortes geológicos).

El contacto oriental de la Cordillera de la Costa se encuentra salpicado por afloramientos granodioríticos del Cretácico, muy afallados, y en contacto con rocas volcánicas y sedimentarias de origen marino y de edad Jurásica. Son Areniscas y Calizas con cenizas volcánicas fosilizadas. Las pequeñas cuencas del sector, por el contrario, se encuentran recubiertas por sedimentos que van del Cuaternario al Actual y se trata de Limos y Arenas, que incluso fosilizan algunas vertientes, son testigo además de un pasado lacustre. El sistema de fallas que aquí predomina es siempre el que sigue un rumbo N-S.

Las secciones, limitadas por las líneas de fallas, se encuentran basculadas hacia el Oeste. En general, el sistema de fallas ha sido afectado por el drenaje, que ha entallado quebradas, y formado taludes de erosión y escarpes aunque estos últimos son más bien raros.

5.2 La Cordillera de los Andes: El sόcalo del bloque Andino está constituido igualmente por rocas del Jurásico y del Cretácico, similares a las de su vecino costero, pero con una neta predominancia del elemento volcánico; Lavas, Brechas, Conglomerados... Los movimientos ascendentes y tectónicos del Terciario produjeron fuertes dislocaciones que dieron nacimiento a nuevas fallas, que igualmente se orientan con sentido N-S.

Durante el Terciario medio, la región se vió sometida a un vulcanismo intenso, lo que originó más tarde una cubierta volcánica superficial, conocida como "Formación Riolítica" por Juan Bruggen (Op. Cit.). El producto del vulcanismo sepult los antiguos relieves, dejando aflorar sólo algunas cumbres predominantes. Dicho producto se compon principalmente de cenizas ardientes que inundaron un vasto sector.

La Formación Riolítica posee espesores variables, pudiendo alcanzar hasta los 1.200 metros. Se compone de capas de Riolitas, alternadas con Tobas, Areniscas y Conglomerados. Los Conglomerados constituyen el techo de la formación.

Dicho material fue sedimentado en un medio ya árido, e incluso según Juan Bruggen, su origen es tanto volcánico como fisural (fisuras epirotectnicas) por donde el material fisural se habría filtrado.

Durante el Pleistoceno, tanto la cubierta volcánica como la roca madre, habrían sufrido una flexura bastante pronunciada por efectos del levantamiento general del rea. Es así como los Andes entran en contacto con la llanura, mediante un plano inclinado de pronunciada pendiente. Las pruebas del levantamiento Andino se encuentran en muchas partes, pero particularmente en el sector de Altos de Pica y de Guasco Lipez. (Cf. Carta Geológica de Bruggen). En este sector, a comienzos del Cuaternario se produjo una flexura con gran radio de curvatura, por presiones laterales e internas que coinciden con el alzamiento general.

Es precisamente en el plano inclinado donde hoy se encuentran los conos volcánicos semides-truidos del vulcanismo Terciario. Por ejemplo, el que más destaca, es el cráter Mamuta, que por su tamaño hace pensar que podría tratarse de un cráter meteórico más bien que de un cráter volcánico. (Cf. Carta Geomorfológica del Satélite Ert-1).

Sobre esta cubierta Riolítica de acusada pendiente, las lluvias del Altiplano ayudaron de manera considerable, a crear profundos valles conocidos como quebradas. Sus talwegs dejan al descubierto las rocas del Jurásico y del Cretácico que se encuentran aflorando incluso al pie de las laderas. En la quebrada de Tarapacá, en el lugar conocido como Pachica, aparecen entre los estratos del Jurásico, una abundante fauna de Amonites de 10 cm de diámetro como término medio.

En la quebrada de Quipisca se encuentran pisadas fósiles de dinosaurios; dichas impresiones quedaron selladas en las arcillas de la vertiente Norte de dicha quebrada. En el mismo sector, se encontraron restos oseos de un Milodonte, probablemente del período Plio-Cuaternario, lo cual demostraría la riqueza fósil de la región. El complejo más interesante de estudio en el sector, es el que corresponde a la cadena pre-Andina de Juan de Morales, donde los estratos sedimentarios del Cretácico cabalgan sobre los esquistos pizarrosos del Paleozoico. La cumbre corresponde a un Graben constituido por un sistema de fallas N-S. (Cf. Carta Geomorfológica de Juan de Morales).

Desafortunadamente, la información geológica de la provincia de Tarapacá, es aún muy fragmentaria de donde nace la necesidad de realizar una serie de extrapolaciones con la consiguiente generalización, en vistas de poder reconstruir la estructura del área.

5.3 La Pampa del Tamarugal: La roca madre o sócalo, que originó dicha cuenca, está compuesta igualmente por el mismo tipo de rocas del Jurásico y del Cretácico; Granitos y sedimentos de origen volcánico y marino, sólo que recubiertos por espesores de varios miles de metros de sedimentos, principalmente arcillosos y limo-arcillosos, traídos del Altiplano por las lluvias, y más tarde por la llegada de las grandes crecidas fluviales, que depositaron de este modo el material aluvionar.

La poca fuerza de las aguas, al llegar a esta región, impidió la creación de nuevos cauces profundos, dentro del macizo costero, salvo más al Norte, donde las quebradas de Tiliviche, Tana, Camarones, etc., logran encauzarse hacia el mar.

El lago del Tamarugal, durante el Pleistoceno, se extendió hacia el Sur, inundando el área actual del Salar de Llamara. Fue un lago más bien salado, debido al aporte fluvial, rico en sales minerales producto del lavado de las pendientes Andinas (Cloruros y Sulfatos). En la depresión de Llamara, se depositaron fuertes concentraciones de Cloruro de Sodio, traídas probablemente a través de la quebrada de Guatacondo que es el principal tributario de este salar. La sal es explotada de manera activa y comercial desde hace un siglo.

Este gran lago recibió probablemente los aportes del Río Loa, en el sector meridional. Cuando la masa líquida acumulada fue suficiente, ayudada por los movimientos tectónicos, evacuó sus aguas hacia el Océano Pacífico, entallando algunos sectores bajos del bloque costero, por antecedencia. El río Loa formó en su desembocadura un profundo cañón. Esto debe haberse producido a más tardar, hacia fines del Pleistoceno.

Las pruebas de dicho lago, formado por el río Loa y la depresión de Llamara, así como la depresión de O'Brien, se encuentran en las terrazas lacustres del río Loa, donde realizamos un corte cerca del poblado de Quillagua, que mostramos en el gráfico adjunto: las terrazas superiores t4, t3 y t2, son de origen lacustre mientras que las terrazas t1 y t0 son de origen fluvial. (Cf. Perfil de Quillagua).

Los salares o "sebkhas" dejados al descubierto, constituyen la principal riqueza del país a fines del siglo XIX y comienzos del XX. La "coba" o arcilla rojiza, rica en Nitrato de Sodio o "Caliche", fue explotada activamente como fertilizante, hasta nuestros días. La explotación actualmente se continúa aunque a un ritmo muy lento.

La tectónica del Cuaternario produjo igualmente, en este sector de la pampa, un sistema de fallas N-S, así como en el plano inclinado. Esto reviste gran importancia ya que son, precisamente por estas fallas perpendiculares a las quebradas, por donde el agua se infiltra, agotando la mayoría de los escurrimientos superficiales, que llegaban a la pampa. Esto explicaría también la importancia de los recursos en agua subterránea que nos permite comparar la Pampa del Tamarugal con una esponja hídrica.

La tectónica determinó igualmente, una estructura particular de compartimientos en toda esta extensión llamada Pampa del Tamarugal. Esta se extiende desde la quebrada de Tiliviche por el Norte, hasta la orilla Norte del río Loa. En general, se trata de un sistema de bloques basculados hacia el Norte.

Así se puede dividir la pampa en varias cuencas estructurales; la primera sería la comprendida entre la quebrada de Tiliviche por el Norte y el Salar de Pintados por el Sur. Es la Pampa O'Brien. El basculamiento hacia el Norte se explica por el afloramiento de dos intrusivos graníticos laterales: el del Cerro Constanca (en la parte oriental de la Cordillera de la Costa) y el del Cerro Tarapacá (en la sierra pre-Andina de Juan de Morales).

La segunda cuenca estaría limitada entre Pintados, por el Norte, y el Salar de Bella Vista, por el Sur. Un esbozo de sierra, perpendicular al bloque costero, formada por Granitos, afallados y con rumbo E-W, corta francamente la pampa. De este modo, el Salar de Pintados sería el punto crítico de acumulación del sector. El cultivo del Tamarugo, realizado en Canchones, se sitúa precisamente en este lugar, al centro del Salar.

La tercera sección se configura gracias al cordón de colinas del Salar de Bella Vista, por el Norte, y el Salar de Llamara por el Sur, el cual limita en forma natural con el borde Norte del río Loa.

Este tercer sector está afectado por un basculamiento hacia el Sur. Dicho basculamiento queda evidenciado por los estratos plegados dibujados en la vertiente Norte, cercana al puesto aduanero de Quillagua. Esta última cuenca recibe los aportes de la quebrada de Guatacondo, su principal tributario, dibujando un gancho hacia el Sur, del mismo modo que lo hacen las quebradas de la primera cuenca, lo que viene a apoyar nuestra hipótesis del basculamiento.

Finalmente, nos queda un último sector, es aquél de los glacés, que mueren en la margen Norte del río Loa y que se prolongan, siguiendo un eje N-S, hasta el curso medio de dicho río. Las fallas siguen este mismo eje, siendo más evidentes y numerosas. Por otra parte, los materiales volcánicos y los sedimentos eólicos, ocultan aún más el relieve. (Cf. Carta Geomorfológica ERTS-1).

La Pampa del Tamarugal, observada con un sentido E-W, aparece como un monoclinial, basculado esta vez hacia el Este, y cortada por una falla meridiana, que le sirve de charnela, situándose dicha falla en el contacto con la Cordillera de la Costa. Pruebas de esta falla, son los afloramientos de la Sierra de Pintados, en contacto con la pampa que siguen el rumbo N-S. (Cf. Carta Geológica). De hecho, la pampa juega el mismo papel que el bloque costero, ya que se inscribe en un sistema de fallas escalonadas.

La estructura general de la provincia de Tarapacá nos permite emitir las siguientes hipótesis:

- a) El modelado actual sería el producto de los cambios climáticos acaecidos hacia fines del Terciario y durante el Cuaternario y modificados por la tectónica.
- b) La Cordillera de la Costa, por sus sistemas de fallas, adopta un aspecto de bloques, los cuales bajo la acción de los movimientos tectónicos y las fallas que se manifestaron, dieron origen al acantilado costero. Del mismo modo, la carga de agua contenida en las napas freáticas, se infiltró hacia el Pacífico por este sistema de fallas.
- c) La tectónica establecida en los Andes, impidió el escurrimiento de los salares que constituían lagos en el Altiplano, provocando una fuerte acumulación, la cual se descargó hacia el Oeste, gracias a los nuevos movimientos tectónicos, creando de este modo las profundas quebradas actuales. Dicha descarga creó igualmente las condiciones para que la aridez se

acentuarse, en razón de la ausencia de estos lagos, que hasta ese momento aportaban un mayor grado de humedad a la atmósfera.

6. Interpretación de los perfiles geológicos

Este primer grupo comprende 4 cortes geológicos, que recortan cuatro diferentes partes del sector Andino de la Provincia de Tarapacá, con un sentido E-W. Estos cortes se sitúan entre las quebradas de Juan de Morales y de Guatacondo, es decir, en la región de Pica.

Perfil No. 1: Este primer corte representa un relieve afallado y plegado. Al Oeste del perfil, las Areniscas y la Anhidrita del Cretácico están plegadas y descansan, directamente, sobre una superficie plegada y posteriormente aplanada del Jurásico. Sobre la superficie se depositaron Tobas riolíticas, provenientes de las altas cumbres, permitiendo más tarde, el afallamiento de la quebrada de Parca.

La vertiente Oeste del Cerro del Barro muestra un deslizamiento de Areniscas y de Anhidrita del Cretácico, hacia el Oeste, por efectos del alzamiento producido por un intrusivo granítico de la misma edad. Entre el Cerro del Barro y la quebrada de Quilpane, sedimentos compuestos por Limolita, Lutitas negras, Cuarcitas y Areniscas, de edad Jurásico, se encuentran fuertemente plegados ya que se vieron afectados por la presión lateral de los intrusivos graníticos del Este como del Oeste. En los sinclinales Jurásicos, así formados, se depositaron Brechas y Conglomerados Andesíticos de la misma edad, lo que permite suponer una transgresión marina Jurásica, sobre una superficie mal aplanada. Esta superficie fue recubierta por una cobertura sedimentaria volcánica del Cretácico, formado por Conglomerados, Areniscas y Tobas, que desapareció para dejar una nueva cobertura formada por Ignimbritas del Terciario, testimoniando de ello las cimas de Gualchagua y de Quilpane. (Cf. Formación Gualchagua).

La tectónica de este corte, nos muestra el levantamiento Andino, mediante un sistema sucesivo de fallas escalonadas.

Perfil No. 2: Este corte E-W, se sitúa el Norte de la ciudad de Pica y nos permite apreciar el contacto oriental de la Pampa del Tamarugal. En esta parte del perfil, se puede observar una superficie fósil, formada por Tobas consolidadas de finales del Terciario. Comienza en los Andes prosiguiéndose en el substratum de la pampa. Esta superficie ha sido plegada por el levantamiento de la Formación Cerro Longacho, donde un intrusivo de edad Jurásica, compuesto por Granitos, se deslizó entre las Lutitas, Areniscas y Calizas de la misma edad. Dicha formación debió sufrir el alzamiento, después de la constitución de la superficie fósil, es decir, coincidiendo con el levantamiento Andino de fines de Terciario.

Pendiente abajo, esta superficie fósil se encuentra afallada lateralmente, lo que permite pensar en el papel de charnela que juega este sector con respecto al plano inclinado o monoclinal pre-Andino. Esta superficie ha sido recubierta recientemente por Arenas finas y Grava, que nos remontan al Holoceno.

Sobre la superficie, la parte de la pampa está recubierta por una capa sedimentaria de depósitos aluviales.

Perfil No. 3: Este tercer corte nos permite apreciar la Formación Riolítica de J. Bruggen (Op. Cit.). Se trata de un monoclinal basculado hacia el Oeste, debido al levantamiento Andino.

El estrato más antiguo descansa sobre una superficie discordante con los sedimentos del Cretácico, donde se acumularon Fangolitas, Areniscas y Anhidrita. Este estrato que debe datar del Plioceno inferior, se compone de Conglomerados, Areniscas y Tobas consolidadas. Vertiente arriba desaparece, dando lugar a una superficie formada por Tobas consolidadas y dispersas y que se va angostando, vertiente abajo, sobre la superficie más antigua. Este segundo estrato pertenece igualmente al Plioceno.

Algunos Conglomerados y Areniscas forman bolsas en la parte Oeste de la Formación. Fueron datadas como del Plioceno superior.

Durante el Cuaternario medio, una superficie de Areniscas y de Grava, se impuso en toda la parte inferior del Corte, mientras que en la parte superior, es decir, vertiente arriba, queda a descubierto una superficie formada por Tobas consolidadas y dispersas que nos hace remontar al Cuaternario antiguo (Pleistoceno).

Toda esta superficie fue finalmente recubierta por depósitos fluviales (arenas), cuyos testigos son evidentes al Oeste.

La tectónica sólo se manifiesta en el corte, vertiente arriba, donde deja entrever el Graben de Altos de Pica.

Perfil No. 4: Este último corte de la primera serie, muestra dos grandes episodios del monocliná pre-Andino. El primero y más reciente, al Oeste, deja al descubierto los sedimentos de la Formación Riolítica, ya descritos en el perfil No. 3. El segundo episodio se relaciona con una estructura plegada Jurásica, que conformaría un relieve de tipo Apalachiano. Se compone de sedimentos friables, como Lutitas, Areniscas y Lavas. Estos sedimentos Jurásicos están en discordancia angular con los sedimentos del Cretácico (Traquitas y Brechas), así como con los sedimentos de la superficie (Cuaternario — Mioceno), compuestos por Conglomerados, Brechas y Tobas. Este último perfil no presenta fallas, pero deja aparecer, por el contrario, dos intrusivos graníticos del mismo período Jurásico.

Este último grupo de perfiles geológicos se sitúa en dos lugares diferentes de la provincia de Tarapacá: en el litoral y en la Sierra de Juan de Morales, y permiten observar la evolución estructural del relieve. Todos estos cortes son el resultado de las investigaciones realizadas por los geólogos del Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile.

Perfil No. 5: Este corte posee el mérito de mostrar la estructura del litoral de Tarapacá. Corta la Cordillera de la Costa con sentido E-W y se sitúa entre Pisagua e Iquique. El perfil nos muestra sedimentos, en su mayoría de edad Jurásica, donde priman las Lutitas negras, Margas en gran cantidad, Calizas, así como otros sedimentos de tipo litoral, en gran parte glauconíticos.

Las numerosas fallas que cortan este relieve, nos permite apreciar un sistema de bloques monoclinales, todos basculados hacia el Este. Este juego de compartimientos se relaciona con el levantamiento Andino de fines del Terciario. Sobre el sector litoral de la Cordillera de la Costa, aflora un intrusivo granítico (Granodiorita). Los sedimentos Jurásicos están recubiertos, en superficie y en partes, por sedimentos Cuaternarios, discordantes. (Arenas, Límos y Arcillas).

El perfil de la Cordillera de la Costa nos permite observar una tectónica muy activa, que se manifestó por las fallas que cortan estas formaciones, a lo largo de la historia geológica. Dicha región estructural, es por lo demás, aquélla que presenta el mayor número de fallas. En este

corte, se trata de fallas que toman una dirección general N-S, volviendo a ser reactivadas posteriormente y que incluso, actualmente, manifiestan vida gracias a los movimientos sísmicos.

Perfil No. 6: Este corte, como su nombre lo indica, se inscribe en la Sierra Juan de Morales, cerca de la desembocadura de la quebrada del mismo nombre. Está orientado con sentido E-W y comienza en la parte oriental de la Pampa del Tamarugal, prosiguiéndose vertiente arriba, hasta entrar en contacto con los Andes. En el área de contacto de la pampa con la Sierra, los sedimentos pampinos (sedimentos aluviales del Cuaternario), están directamente en contacto con las rocas metamórficas (metamorfismo de contacto) de edad Cretácica (Skarns), debido a la ingerencia de la Granodiorita.

Las rocas del Cretácico (Andesitas, Brechas, Traquitas, Lutitas, Conglomerados y Tobas), descansan sobre los sedimentos del Jurásico, compuestos principalmente por Lutitas y Areniscas calcáreas. La quebrada Juan de Morales, corta vertiente abajo, los sedimentos del afloramiento Paleozoico, compuesto por Areniscas, Lutitas y Conglomerados, así como también por Tobas y Riolitas. Se les atribuye una edad que correspondería precisamente al Pensilvaniano (Carbonífero).

Las fallas que se imponen en este sector, permiten comprobar la cabalgadura de las capas Cretácicas sobre las más antiguas. Vertiente arriba, los sedimentos Cuaternarios que afloran, corresponden a los de la Formación Altos de Pica ya descritos, que han vuelto a ser entallados por la quebrada Juan de Morales. En este perfil, encontramos sobre todo los sedimentos Cuaternarios (Areniscas y Conglomerado), que descansan discordantemente sobre los sedimentos Cretácicos (Andesitas, Brechas, Tobas, Lutitas y Conglomerados). Los sedimentos siguientes del Jurásico son de origen marino, especialmente las calizas y las areniscas calcáreas.

Vertiente arriba, siguiendo el perfil, entre la quebrada de Sagasca y la falla de Sagasca, se impone un filón metálico; se trata de cobre, que abunda en toda la provincia. La quebrada de Sagasca ha sido tallada en un sistema de fallas inversas, cinceladas en los sedimentos Cretácicos, sobre los cuales se impusieron las Areniscas y los Conglomerados del Plioceno.

IV. MODELADOS MORFOCLIMATICOS

1. Morfología del Contacto de la Pampa del Tamarugal con las Desembocaduras de las Quebradas Andinas

El paisaje que se extiende en esta vasta región se compone de las siguientes unidades: El plano inclinado donde se inscribe el glacis de erosión de fines del Terciario y donde han sido talladas las quebradas. Un afloramiento de rocas volcánicas y sedimentarias (genis, esquistos, granitos y calizas) que van desde el Paleozoico hasta el Cretácico, forman una pequeña cadena montañosa o sierra. Finalmente, la gran superficie de los glacis de acumulación o mejor dicho la pampa propiamente tal.

A— El plano inclinado: Sobre esta superficie aplanada e inclinada hacia el Este, es decir, las vertientes Andinas, se han formado poderosos glacis de origen volcánico. Se trata de la formación Riolítica de Bruggen (J. Bruggen, 1950). Las cenizas volcánicas depositadas en este plano

inclinado, se consolidaron fuertemente luego de su depositación, y fueron erosionadas por los agentes fluviales y pluviales hasta los últimos pluviales. Poderosas quebradas han modelado esta formación, dando a luz los estratos fósiles de las rocas Jurásicas y Cretácicas del basamento Andino.

Si observamos hoy este plan inclinado, fuera de las quebradas no existe ningún accidente relevante que altere la monotonía del paisaje. Observamos los efectos de la erosión difusa que se expande en superficie a lo ancho del glacis, dando origen a "Rill-wash" o canaletas, así como pequeños meandros de corto recorrido, los cuales no fueron lo suficientemente poderosos para originar un modelado particular. Esta erosión difusa es la que ha originado los pequeños conos de deyección que se formaron en la parte comprendida entre la quebrada de Tiliviche y la de Tarapacá.

A los pies del glacis de erosión, hoy se ha constituido una extensión muy grande, más horizontal que la precedente, llamada Pampa Negra. Esta última parte del glacis de erosión se encuentra tapizada por rocas que forman bloques. Estas rocas son de origen volcánico y fueron llevadas al lugar por los torrentes. Se trata de basaltos granodioritas, tobas y liparitas principalmente. Este material contrasta por su color oscuro con el resto del paisaje, sobre todo con la pampa, vertiente abajo, y de donde se origina este nombre particular de pampa "negra". En la actualidad, esta última parte comienza a estar bajo el influjo de las dunas monticulares y por los barjanes, que se agrupan preferentemente en la parte oriental de la Pampa del Tamarugal.

Esta glacis de erosión de fines del Terciario (Plio Cuaternario Inf.) se encuentra desprovisto de vegetación, ésta aparece sólo en el fondo de los valles formados por las quebradas. No obstante, este glacis es la vía de acceso natural, donde se han trazado las carreteras que suben, desde la pampa hasta el altiplano. Se trata de carreteras de lastre, convirtiéndose en algunos sectores en senderos, como es el caso en lo que concierne a la vía de acceso que une Pica con el Salar del Huasco.

Entre el pueblo de Huara y el pueblo de San Lorenzo de Tarapacá, existe una carretera asfaltada que contrasta con la monotonía del desierto, a mitad de camino entre los puntos citados emerge la colina o cerro Unita (2.266 m.s.n.m.). Este pequeño afloramiento está constituido en gran parte, por basaltos dispuestos en lajas. Esta colina tiene sus laderas cubiertas por la acción eólica, la cual ha amontonado poco a poco una cubierta de arenas sobre dichos flancos. La vertiente Sur del cerro Unita está dibujada con un enorme geoglifo del período Incásico, y representa a un Curaca o brujo. Esta colina era uno de los puntos sagrados de las etnias que habitaban estos lugares antes de la llegada de los españoles, y constituye un excelente punto de referencia a distancia. Alrededor de la colina de Unita, las dunas monticulares de considerable tamaño le hacen competencia.

El glacis de erosión vertiente arriba, se encuentra completamente a descubierto, presentándose prácticamente como un gran pedimento rocoso. Esto se ve confirmado en lo que respecta al sector de Guasco-Lipez.

El contacto del glacis de erosión con las vertientes del altiplano se realiza en forma progresiva mediante un modelado ondulado, recubierto por una vegetación rala, salpicada por herbajes en motas de raíces profundas y algunas veces visibles, las cuales se incrustan en un suelo de débris rocosos, que demuestran la importancia del crioclastismo en el modelado local.

Esta parte superior del glacis se ve afectada por las nieves así como por las lluvias que vienen del Altiplano. Esta carga de agua se escurre por las numerosas canaletas que conforman una parte importante del sistema hídrico, para luego encauzarse por las quebradas donde el agua confluye en el sistema fluvial.

B— Las quebradas Andinas: La Pampa del Tamarugal acumula sedimentos, sobre todo la parte final del material; arenas, limos y pequeños detritus vegetales que provienen de los Andes y traídos con la llegada de los Aluviones o “Avenidas” que descargan por las quebradas. El sistema de quebradas comienza en este sector por la Quebrada de Aroma, al Norte hasta la Quebrada de Guatacondo por el Sur. El glacis de erosión se prolonga no obstante, más al Sur mediante otras quebradas, las cuales no tienen su origen en el Altiplano sino más bien en cumbres que nacen al occidente de la sierra Andina y de donde se difieren sus débiles caudales.

1.1 La Quebrada de Aroma: Las aguas de esta quebrada nacen en la Cordillera de los Andes, promediando los 5.000 metros de altitud, y siguiendo un trazado general E-W. Su desembocadura se encuentra en contacto directo con la Pampa. Esta quebrada describe en su curso inferior, una punta orientada hacia el Sur, y es la más pronunciada de todas aquéllas que vierten sus aguas en la Pampa Q'Brien (sub-cuenca de la Pampa del Tamarugal; ver mapa Geomorfológico).

La Quebrada de Aroma se inscribe sobre un bloque basculado hacia el Sur, debido a los efectos del levantamiento del batolito granítico costero y Andino (Cerro Costancia y Sierra de Juan de Morales).

En la desembocadura de esta quebrada se ha formado un enorme cono de deyección y que puede dividirse en dos fases: La primera que data muy probablemente del Cuaternario Medio y que se dirige hacia el Norte. Es la causante del gran glacis de acumulación que se extiende entre el pueblo de Zapiga y la desembocadura de Aroma y que inundó toda la depresión hasta alcanzar los bordes de la Cordillera de la Costa. La segunda fase es el cono de deyección actual que se dirige hacia el Sur. El glacis de acumulación consecutivo inunda toda la parte occidental de la Pampa, hasta alcanzar el cercano Salar de Pintados, en la latitud de la oficina salitrera de Humberstone. Este glacis de acumulación se mantiene activo, debido a las crecidas producidas por el “Invierno Boliviano”, así como por el drenaje difuso, pero continuo, que se escurre por Aroma y que permite una vegetación baja y dispersa. No obstante, gran parte de esta agua, se pierde por infiltración, aunque en proporción menor, si se la compara con las otras quebradas.

La quebrada de Aroma se compone de dos vertientes o taludes de erosión, casi rectilíneos, que forman a ambos lados del río un muro, y que es el basamento de las terrazas lacustres alcanzando una altura media de 100 metros. En el curso medio, la erosión fluvial ha dejado al descubierto rocas bien consolidadas, (Pudingas, Conglomerados, Areniscas) formando escarpes de flanco. La vertiente Sur recibe el aporte de algunos riachuelos esporádicos, que han creado conos de deyección, que tratan de bloquear el escurrimiento de Aroma en su curso inferior. El río Aroma discurre formando meandros, en un lecho mayor de fondo plano, compuesto por un material fino, fluvial y aluvionar, de granulometría fina (Arenas, Limos y Arcillas), donde priman las Arenas y los Limos. Los cantos rodados, desgastados por el río, son de tamaños diversos, y se sitúan en una escala que va del centímetro al metro o más. Este material rocoso, así como los sedimentos, en su mayoría son originarios del vulcanismo actual y sub-actual, y han sido transportados por las crecidas periódicas de los ríos.

La quebrada de Aroma entalla el glacis de erosión fini-Terciario, el cual se encuentra erosionado,

por el escurrimiento difuso que sigue el sentido de la quebrada, así como por numerosas canaletas (Rill-Wash). El talud de erosión, que se extiende hasta la desembocadura, se prosigue, abriéndose hacia el Norte y hacia el Sur, dibujando perfectamente el cono de deyección sobre sus flancos y en los bordes de las terrazas. La acción eólica se manifiesta produciendo grandes acumulaciones de cobertura arenosa, así como dunas y barjanas.

Dicha quebrada puede ser recorrida en su curso inferior, gracias a la carretera que la comunica con la oficina salitrera Barcelona (río abajo, en el contacto con el borde oriental de la Cordillera de la Costa). Este camino, construido sobre el glacis de erosión, sigue un trazado paralelo a la vertiente Norte de la quebrada.

Se han podido detectar fallas ocultas que siguen un trazado N-S, gracias a las imágenes del Satélite orbital ERTS-1, con las cuales se pudo comprobar el cambio de coloración de los sedimentos de la pampa, en el lugar de la falla, debido a la pérdida de humedad que se produce por infiltración. La zona menos húmeda, es por supuesto aquella que se encuentra río abajo de la falla, que entalla el glacis de erosión (Cf. Esquicio Geomorfológico de la quebrada de Aroma y carta geomorfológica de ERTS-1).

1.2 La Quebrada de Tarapacá: Dicha quebrada nace del mismo modo que la de Aroma, y las que siguen en esta exposición, es decir, en las altas cumbres Andinas. Su trazado es, sin embargo, más regular que el de Aroma. Se compone de dos brazos principales que se unen en el curso medio, para formar la quebrada de Tarapacá propiamente tal. Es la quebrada más importante, desde el punto de vista cultural, ya que la implantación humana existe aquí, desde muy antiguo y esto queda ratificado por los numerosos restos arqueológicos encontrados.

Igualmente, dicha quebrada entalla el glacis de erosión fini-Terciario, formando poderosos taludes de erosión. La vertiente Norte constituye la única terraza lacustre del curso inferior, mientras que en la vertiente Sur, ésta se descompone en dos terrazas lacustres, donde el material fragmentario basáltico es el que prima. Dichas terrazas están bien estratificadas, con material fino dispuesto en forma horizontal, pero con un basculamiento hacia el Oeste, debido a los efectos del levantamiento tectónico del Cuaternario. Sobre la terraza lacustre inferior, hemos podido observar restos de Tufitas de color blanco, pertenecientes a un antiguo depósito de fondo de lago. Aquí es donde encontramos vestigios arqueológicos de habitat, utensilios y petroglifos; los mejores y más antiguos del área. (Cf. fotos No. 20 y 21).

En el valle, el lecho mayor del río es de fondo plano y su granulometría es similar a la de Aroma. Sin embargo, el material fino es más abundante, ya que la quebrada está más expuesta a la llegada súbita de los aluviones. Dicho valle es cultivado mediocrementemente debido a los insuficientes aportes del río Tarapacá, el cual pierde gran parte de su carga en Pachica —el villorrio de Pachica se encuentra a 45 kilómetros de San Lorenzo— donde el agua se infiltra por una falla reactivada por la tectónica y los sismos desde hace aproximadamente unos 500 años. Como el caudal es débil, la poca cantidad que logra escurrirse, no alcanza a llegar a la pampa, ya que el agua es utilizada en parte por los usuarios y el resto se absorbe antes de llegar a la desembocadura, sirviendo a la irrigación del valle. Recientemente, se han abierto algunos pozos de agua, que permiten comprobar que la napa freática se encuentra a unos 10 metros de profundidad. Dicha agua está cargada principalmente de sales Magnésicas.

El modelado de Tarapacá sirve de ejemplo típico para las quebradas de la región. Las vertientes presentan enormes formas erosivas de aspecto piramidal, que han sido modeladas hasta los

Últimos pluviales y aún hoy por los raros aguaceros que se producen en forma esporádica en el desierto. Igualmente, el modelado se compone por conos de derrubio sísmicos o de gravedad. El material fino es transportado por el viento que lo deposita en las concavidades más favorables del valle. (Cf. fotos No. 1, 2, 3, 4 y 5).

El río Tarapacá dibuja meandros que están casi secos en su parte media y que alcanzan una inactividad total en su curso inferior (Cf. fotos 1 y 2). Dichos cursos sinuosos vuelven a cobrar actividad con la llegada de las grandes crecidas. En esta parte del río se dibuja una terraza fluvial que posee un talud de erosión, constituido por material grueso, con buen desgaste fluvial, bien estratificado y fuertemente cementado por una matriz igualmente gruesa (Grava), pero algo más fina que el precedente. La terraza posee en superficie, grandes bloques de piedra de diverso origen litológico, provenientes de los Andes. Algunas hierbas y Tamarugos son el único aspecto vegetal de esta zona.

En la desembocadura de Tarapacá, un poderoso cono de deyección se abre en forma de abanico, del mismo modo que en Aroma. Un cono de deyección menos importante, probablemente del Cuaternario medio, se abre con franca dirección Oeste y se prolonga por un glacis, el cual está cortado por un segundo glacis de acumulación reciente, debido a los aportes de Aroma (Cf. Carta Geomorfológica). Un segundo cono de deyección, más importante y de edad reciente, se extiende hacia el SW e igualmente se prosigue por un glacis de acumulación, de mayor tamaño que el precedente, aún activo, pero no obstante, bajo el influjo de una poderosa colonización de dunas monticulares y barjanas, provenientes del SW. El área de influencia de Tarapacá es menor que la de Aroma.

La vertiente Sur de la quebrada de Tarapacá está en contacto directo con la Sierra Juan de Morales. Esta cadena montañosa posee un modelado similar al resto de la pampa. Las rocas que afloran en este lugar, son principalmente Granitos, muy afallados, y rocas volcánicas (principalmente Riollitas), todas de edad Cretácica. El sistema de fallas que se impone forma un Horst tectónico siguiendo la típica dirección general N-S.

A los pies de esta Sierra, importantes conos de deyección se han acumulado, probablemente debido a los efectos de los últimos pluviales, lo que nos haría remontar al Cuaternario reciente, o más bien al Holoceno. Estos conos se continúan por glacis de acumulación, que se unen al glacis de erosión fini-Terciario. Este gran glacis presenta marcas de erosión pluvial difusa, cuyo testigo lo constituyen las numerosas canaletas de erosión que lo entallan. La edad de los conos de deyección, va desde el Pleistoceno hasta nuestros días. Se deben haber originado a comienzos del Cuaternario y se mantuvieron activos hasta el Holoceno, ya que las condiciones climáticas de la región eran más húmedas que en la actualidad, y los aguaceros más frecuentes en la parte oriental de la Pampa. Dichos conos son precisamente el testimonio de este pasado pluvial más intenso. A partir del Holoceno, las lluvias se hacen más raras y los conos, poco a poco, pasan a ser inactivos. Actualmente comienzan a ser fosilizados por la acción eólica.

La Quebrada Seca, hoy inactiva, sigue un trazado paralelo a la de Tarapacá, sobre el glacis de erosión de la vertiente Norte. Es el producto de una erosión menos fuerte y más tardía, debido seguramente a un desborde del río Tarapacá, en su curso superior, por efectos de una sobrecarga de agua o por un tapón natural producido en la quebrada de Tarapacá, siempre río arriba, por efectos de deslizamientos laterales de terreno producto de algún afluente.

La quebrada de Tarapacá (parte de la desembocadura), se encuentra a 30 kilómetros de la

carretera Panamericana, en la bifurcación del poblado de Huara (Cf. Fotomosaico de la quebrada de Tarapacá). Se puede llegar fácilmente por la carretera internacional que une el puerto de Iquique, en el Pacífico, con la ciudad de Oruro en el Altiplano de Bolivia. (Cf. Esquicio Geomorfológico de Tarapacá).

1.3 La Quebrada de Quipisca: Es la tercera gran quebrada por donde los ríos Andinos vierten sus aguas en la subcuenca de Pampa O'Brien y cuyo punto de concentración está constituido por el Salar de Pintados. La desembocadura de Quipisca toma un neto sentido E-W, formando un poderoso cono de deyección inactivo. Hoy el agua no llega hasta el cono, ya que como en el caso de la quebrada de Tarapacá, el agua se infiltra a través de las fallas transversales, que han sido reactivadas por la tectónica reciente.

Para desaguar en la pampa, el río Quipisca tuvo otrora que romper la cubierta Riolítica del glacis de erosión y de este modo abrirse paso a través de las rocas que componen la Sierra Juan de Morales. Dichas rocas, todas del Cretácico en este sector, se componen fundamentalmente por Basaltos y Conglomerados del área. Los Granitos, que poseen mayor rigidez, son los que han estado sometidos a una mayor fracturación, es decir, afallamientos. Dichas fallas se orientan N-S, originando una estructura de Horst.

Tanto la quebrada de Quipisca, como la de Tarapacá, han sido escogidas por el hombre, desde los primeros tiempos, para habitar en ellas. Hacia el Este del plano inclinado, se encuentra la estación termal de Mamiña. La carretera que conduce a dicho centro pasa cerca de Quipisca. El trazado de dicha carretera está dibujado en el esquicio geomorfológico adjunto. (Cf. Esquicio Geomorfológico de la Quebrada de Quipisca).

El río Quipisca, como los otros ya descritos, posee igualmente un lecho mayor de fondo plano. El río dibuja también meandros (que corresponden al canal de estío), y el material fino que constituye su suelo (Arenas, Limos, Arcillas y material fragmentado fluvial) se debe en gran parte al transporte efectuado por las grandes crecidas o "avenidas" que depositaron dicho material aluvionar.

El enorme talud de erosión que conforman las vertientes Norte y Sur de esta quebrada, posee las mismas propiedades que los de Aroma y Tarapacá, es decir, que en la desembocadura constituyen un sistema de terrazas lacustres (t1 y t2). La terraza superior se funde en la Formación Riolítica o glacis de erosión finí-Terciario. En dicho plano inclinado, el escurrimiento difuso y las canaletas están bien representados. Siguiendo el plano inclinado hacia el W. y al entrar en contacto con la pampa, dicha superficie de erosión está colonizada por una cubierta eólica importante, donde las dunas monticulares y los barjanes abundan, pudiendo alcanzar dimensiones considerables.

Es entre las quebradas de Tarapacá y de Quipisca donde pudimos observar los mejores ejemplos de campos de cultivo pre-hispánicos y hoy abandonados e invadidos por las arenas del desierto chileno.

En la Sierra Juan de Morales, es posible observar la gran falla de Munujna (reproducida en el esquicio geomorfológico de Quipisca). Dicha falla se continúa cortando la quebrada de Quipisca en un sentido N-S, y debido a los efectos constantes de la tectónica (movimientos sísmicos), debe absorber el poco de agua que aún se escurre por el río de dicha quebrada.

Quipisca está rodeada por los afloramientos Andinos ya descritos y posee, río arriba, importantes glacés de erosión, así como conos de deyección inactivos que han debido ser modelados hasta el término de los últimos pluviales. Dichos modelados de erosión, así como las vertientes, están actualmente bajo el influjo de los vientos del Oeste, que pulen las superficies y se llevan el material fino, para constituir formas dunarias, que recubrirán más tarde dichos modelados. Son pedimentos por deflación eólica. El mismo caso se observa en Altos de Pica.

La única región activa actualmente, es la quebrada misma, afectada por los aluviones que se descargan catastróficamente sobre la pampa, en el momento de las crecidas. Parte del camino que va a Mamiña atraviesa el lecho mayor de una antigua quebrada, la cual corta la Sierra Juan de Morales. Actualmente, dicha quebrada está inactiva, ya que el río que la formó fue captado por el río Quipisca, transformándose en uno de sus afluentes. Se trata de la quebrada de Guata-Guata Grande.

Finalmente, la cuenca de Pampa O'Brien, recibe también los aportes de la última quebrada importante en este sector Norte de la Pampa del Tamarugal. Es el complejo de quebradas de Juan de Morales.

1.4. La Quebrada de Juan de Morales: Dicha quebrada, la más meridional de la subcuenca, se compone de hecho por tres valles que poseen una desembocadura común; al Norte se sitúa la Quebrada de Juan de Morales propiamente tal, al centro la Quebrada de Sagasca, y al Sur la Quebrada de Tambillo. La desembocadura de estas tres quebradas, cierran por el Sur los afloramientos de la Sierra Juan de Morales, cuyo nacimiento observamos al Sur de la quebrada de Tarapacá.

El complejo de quebradas de Juan de Morales entalló profundamente el glacés de erosión. Sobre la superficie, las canaletas y el escurrimiento difuso, son claros y numerosos, lo cual demuestra una vez más un escurrimiento intenso hasta los últimos pluviales. La quebrada Juan de Morales está constituida por dos poderosas vertientes de un centenar de metros o más de altura. La vertiente Norte corta las rocas de la sierra, formando un talud de erosión casi vertical, donde afloran algunas formaciones y de las cuales la más antigua se remonta al Paleozoico. Se trata de Areniscas, Conglomerados y Lutitas principalmente, muy afalladas. Un pliegue de cabalgadura, de edad Cretácica, formado por Andesitas, Brechas, Traquitas y Conglomerados, se superpone al afloramiento del Paleozoico. (Cf. Perfil Geológico). En la cumbre de dicha Sierra se perfila un afloramiento de rocas metamórficas de contacto, de edad Cretácica, compuesto por Metaandesita.

En la desembocadura del complejo de quebradas, encontramos dos importantes conos de deyección, inactivos en lo que respecta al escurrimiento fluvial. El primero forma un gancho hacia el Noroeste, y data probablemente del Cuaternario reciente. El segundo apunta hacia el Suroeste y es el de mayor desarrollo. En este punto, las quebradas poseen vertientes o taludes de erosión, casi rectilíneos, debido a la disposición en capas horizontales del material fino que los constituyen. Forman terrazas lacustres de dos secuencias.

En la quebrada de Tambillo, se puede observar, en la base del talud de erosión de la segunda terraza lacustre de la vertiente Sur, una falla E-W, en donde el talud de erosión es en realidad un escarpe de falla.

A pesar de que la acción fluvial no es muy importante, las crecidas que se producen durante

el Invierno Boliviano, causan destrozos considerables, como el acaecido en 1972 que barrió con las instalaciones mineras de Sagasca, en la quebrada del mismo nombre, inundando luego la Pampa del Tamarugal hasta la carretera Panamericana.

Esta parte de la desembocadura es la más expuesta a los efectos eólicos, en relación con las otras desembocaduras de las quebradas septentrionales. Desde Juan de Morales hasta la Quebrada de Guatacondo, el Glacis de erosión desaparece en el sector Oeste, bajo una importante cubierta de arenas, que es muy activa y que ha fosilizado todo el relieve circundante. (Cf. Carta Geomorfológica).

Entre Juan de Morales y Guatacondo, el Glacis de erosión está mejor constituido. En fin de cuentas, su pendiente aumenta progresivamente hasta las cumbres Andinas, no pudiendo señalarse afloramientos importantes, como en el caso de la Sierra de Juan de Morales. Dicha sección es un verdadero corredor que permite el contacto directo entre la Pampa del Tamarugal y Los Andes. Durante el Terciario, dicha sección no se alzaba a más de 1.500 metros de altitud. Fue el alzamiento de fines del Terciario que la llevó a más de 4.000 metros, creando una fosa tectónica en el contacto con la pampa y zonas de fracturas, con fallas N-S que constituyen un sistema escalonado hacia el Este. El todo fue plegado, formando un arco de gran radio, como es posible apreciarlo en la fotografía No. 29.

Siguiendo este plan inclinado, vertiente arriba, a partir del poblado de Pica y siguiendo el camino que lleva al Salar del Huasco, pudimos observar la Formación Riolítica (J. Bruggen, Op. Cit.) del Glacis de erosión. Se encuentra en contacto directo con la superficie, ya que los vientos del Oeste no han podido colonizar, mediante el efecto de las arenas, este sector muy elevado. Es un relieve de formas redondas, con profundos cañones y gargantas, donde el escurrimiento, que debe haber sido considerable, entalló activamente dicho pedimento rocoso. La quebrada de Chacarilla (Cf. Carta Geomorfológica), que nace en los alrededores, formó sus vertientes siguiendo una falla N-S que estructura esta parte del relieve. En esta área C. Galli (Galli & Dingman, 1962) fotografió impresiones de Dinosaurios fosilizadas en las arcillas. Según estos autores, los Altos de Pica serían un homoclinal con gran radio de curvatura, que se habría formado en el Pleistoceno, debido al quiebre de las rocas subyacentes. La ciudad de Pica, por el contrario, se encuentra en una fosa tectónica, que se manifiesta en forma periódica mediante movimientos sísmicos (Cf. Carta Geológica de Pica).

Tanto para Boergel como para mí, este sector sería el que más favoreció los escurrimientos de las aguas de los lagos, situados en el Altiplano, desagüando catastróficamente hacia la Pampa del Tamarugal. La prueba está aportada por la disposición de los guijarros fluviales, que encontramos próximos al Salar del Huasco (Cf. Fotos No. 27, 28, 29 y 30). La región de Altos de Pica no posee accidentes notables como los de la Sierra Juan de Morales más al Norte, y es el producto de un basculamiento muy fuerte, con fracturas, que forma hoy un plano inclinado, y por donde se escurrieron las aguas del antiguo lago del Huasco, hacia la pampa, siguiendo las pendientes de Pica. En lo que concierne a los otros sectores, por donde las aguas de los lagos del Altiplano se escurrieron, se trata de valles de formación reciente (Pleistoceno) que canalizaron este escurrimiento caótico.

En el sector del Huasco, cercano al salar, los guijarros fluviales encontrados se disponen en capas propias del régimen fluvial; son bastante planos y bien pulidos. Desgraciadamente, los taludes de terrazas fluviales en este sector, son bastante raros y poco numerosos.

Finalmente diremos que en esta zona de contacto entre la Pampa del Tamarugal y las quebradas Andinas, hay varios puntos concordantes en la constitución del modelado:

- a) Todas las quebradas se encuentran concentradas en un punto común que es la depresión de Pampa O'Brien, y cuyo punto más profundo es el salar o sebkha de Pintados.
- b) Todas las terrazas de las desembocaduras de dichas quebradas son de origen lacustre, salvo aquéllas de los lechos mayores, lo que viene a confirmar la presencia del lago del Tamarugal.
- c) Todas las vertientes de dichas quebradas son casi rectilíneas, con importantes escarpes en la parte superior. Están bien consolidadas y modeladas por la erosión de los últimos pluviales, que dió origen a las gigantescas formas piramidales por erosión, así como a los conos de deyección. Los conos sísmicos son posteriores y se mantienen activos.
- d) Todos estos taludes han entallado el Glacís de erosión de la Formación Riolítica, dejando al descubierto rocas, principalmente de edad Cretácica.
- e) El contacto entre la pampa y el Glacís de erosión está recubierto por una actividad eólica constante, que se manifiesta por la formación de dunas monticulares, barjanes y nebkhas, y por la fosilización de algunas vertientes próximas.
- f) A pesar de la poca importancia que tiene la actividad fluvial de las quebradas, las crecidas anuales recubren la pampa de limos, inundándola y alimentando importantes Glacís de acumulación, y de los cuales el más activo es el que corresponde a la quebrada de Aroma.
- g) La sección entre Juan de Morales y Guatacondo es un área recubierta por una capa de arenas, actuales y muy activas, que nos demuestran el cese reciente de los escurrimientos de las quebradas, que vierten sus aguas en este segundo sector.

2. Acciones Eólicas

El viento, como agente del modelado actual, juega un papel decisivo sobre las formas del paisaje de la región de Tarapacá. En efecto, el material fino, Arenas y Limos, que se depositan en toda la depresión del Tamarugal, traída por los aluviones de las quebradas Andinas, es levantado por el viento, que así lo transporta en ráfagas violentas. Los Alisios soplan del SW. y a veces del NW. Dicha acción se ejerce en los flancos de las montañas, puliéndolas constantemente. Es así como las vertientes, próximas a la pampa, son erosionadas, adoptando formas menos agudas. Igualmente, el viento produce grandes acumulaciones de arenas sobre dichos flancos, llegando incluso a fosilizar el relieve circundante. Por lo tanto, los relieves con aristas son más bien raros, primando en las partes más elevadas de los Andes, donde el viento, al haber perdido su carga, no puede ejercer este tipo de acción.

En la Pampa del Tamarugal, el viento produce acumulaciones dunarias, sobre todo en la parte oriental. Se trata de barjanes y dunas monticulares (Cf. Foto No. 10), que avanzan muy rápidamente. Al Este del Cerro Unita, cerca del camino que une Huara con San Lorenzo de Tarapacá, las acumulaciones eólicas alcanzan proporciones considerables rivalizando con la colina de Unita que tiene algunos flancos totalmente sepultados por la arena. Las dunas son muy activas y muestran los característicos "Ripples-Marks" (Cf. Foto No. 11), formados por el viento. Dichos "Ripples-Marks" son de dimensiones gigantescas en la duna monticular del Dragón, situada al sur mediato del puerto de Iquique.

La ablación eólica descubre el glacis de acumulación aluvionar en la pampa, provocando la formación de "pavimentos de desierto" (Desert Pavements). Dichos pavimentos desérticos se forman actualmente en toda la depresión, pero con mayor nitidez en las proximidades del Salar de Llamara. El viento levanta el material fino, arenoso, dejando al desnudo un material detrítico, rico en formas angulosas, algunas veces pulidas y arredondeadas, que constituyen la matriz del pavimento. La roca puesta al desnudo de este modo se ve recubierta por una pátina ferruginosa, llamada "barniz del desierto" que le confiere a la roca un increíble tono lustroso como si estuviese mojada.

Dicho material detrítico está compuesto en general por Basaltos, Obsidianas, Granodioritas y Cuarzo, que están sometidos a los cambios diurnos de temperatura. Esto se traduce por una fragmentación mecánica intensa. La granulometría de este material detrítico varía desde el centímetro hasta el metro o más. La diaclasas se forman por efectos de las oscilaciones térmicas y el viento, que transporta arenas, penetra por dichos intersticios, donde los granos de arena actúan a modo de cuña, contribuyendo efectivamente a meteorizar y fragmentar el material, incluso aquéllos más resistentes. La sensible baja de la temperatura durante las noches del invierno austral, pueden llegar a temperaturas inferiores a 0°C, provoca una gelifración importante, lo cual contribuye igualmente a crear un material detrítico cada vez más fino.

Otro tipo de acción eólica, es la formación de nebkhas. Se trata de acumulaciones de arena, que debidas al viento, se concentran alrededor de altos herbajes, como las "pillallas" que inundan las áreas de la pampa, favorecidas por la humedad subterránea que asciende por capilaridad, y cuya napa freática está próxima a la superficie. También se encuentra en pequeñas quebraditas que se forman en la misma pampa, cerca del poblado de Huará, siguiendo la carretera a San Lorenzo de Tarapacá.

Dichas acumulaciones eólicas se encuentran igualmente fosilizando los viejos troncos muertos de los Tamarugos, tendiendo a construir pequeños montículos. La materia orgánica, descubierta por el viento, permite observar las raíces y corteza descompuestas del Tamarugo.

El papel asumido por el viento, es por lo tanto, muy importante en la depresión del Tamarugal. Puede soplar durante días enteros, y de preferencia por la tarde, transportando siempre su carga de materiales finos, con lo cual la visibilidad se dificulta notablemente. El viento encuentra dichos materiales en la misma pampa, siempre a su disposición, así como en las desembocaduras de las quebradas, es decir, en los lechos fluviales donde abundan las arenas no consolidadas.

El viento puede ejercer sus poderes libremente, ya que no existen relieves importantes que puedan hacer variar su dirección. Esto explica la velocidad con la cual, poco a poco, se ve recubierta la pampa por las arenas.

La visita efectuada en Julio de 1971 en el sector de los campos de cultivo pre-hispánicos, permitió observar una superficie de cultivos fósiles pero limpia de arenas. Durante la visita efectuada en Diciembre de 1974, dicha superficie estaba ocupada en parte por dunas monticulares, de preferencia en el sector Este entre las quebradas de Tarapacá y de Quipisca. Algunas de ellas llegaban a medir más de 6 metros de alto. (Cf. fotos No. 10, 11 y 12).

Si seguimos la carretera que une Pozo Almonte con Pica y Matilla, podemos apreciar el área de cultivo del Tamarugo. Más allá del poblado de La Guayca, el camino asfaltado se hunde en una vasta superficie de arenas, de forma ininterrumpida hasta llegar al Oasis de Pica, donde los

Mangos dan el verdor necesario para olvidar la tremenda aridez circundante. El abandono de los Tamarugos conllevaría probablemente la pérdida de estos terrenos, por cuanto las dunas rápidamente cubrirían todo este sector.

La tendencia actual de los efectos eólicos es la de inscribirse en la región oriental de la pampa, progresando continuamente hacia el Noreste. Es probable que en algunos decenios, el sector de Pampa O'Brien se constituya como un desierto de arenas, sepultando el Salar de Pintados.

3. Morfología de la Pampa del Tamarugal y de su Contacto con la Cordillera de la Costa.

La parte occidental de la Pampa del Tamarugal es el lugar donde las actividades humanas están relacionadas estrechamente con las riquezas del suelo. Es en el borde de la pampa, con el Macizo Costero, donde se instalaron las oficinas salitreras que explotaban los ricos yacimientos de Nitratos. En efecto, es en esta zona de contacto donde se encuentra igualmente la mayoría de los Salares o Sebkhás de la provincia de Tarapacá. Dicha actividad humana transformó el paisaje, creando un modelado particular: primeramente, la misma explotación del Salitre se tradujo por un paisaje caótico de los salares, debido a los efectos de la dinamita. La arcilla o "coba", rica en Nitratos, era desprendida por explosión de la costra salina, luego los residuos obtenidos eran procesados y el remanente que sobraba del refinado, era acumulado cerca de la fábrica, originando pequeñas mesetas de forma redonda, de origen antrópico, llamadas "tortas" y que pueden ser observadas al Oeste de la carretera Panamericana. Por lo demás, la mayoría de los centros poblados (similares a campamentos mineros) deben su origen a la actividad minera, especialmente la del Nitrato.

Según las investigaciones realizadas en la Pampa del Tamarugal por Claude Lecarpentier (C. Lecarpentier, 1973), es posible detectar en los salares una tipología según su constitución, su cubierta y su régimen hídrico que lo alimenta (Cf. Cuadro adjunto de Lecarpentier). Siguiendo esta clasificación, se puede decir que en el sector de Pampa O'Brien, es posible distinguir dos tipos de salares: El de Zapiga al Norte y el de Pintados al Sur. El primero, según el modelado de su cubierta superficial, constituye un salar en motas, sobre todo al Norte, pasando en algunos sectores a un salar mixto ondulado. La napa freática que lo sustenta, se encuentra a una profundidad intermedia (alrededor de 20 metros). El Salar de Pintados, por el contrario, es un típico salar de motas, muy entrelazadas, cuyo suelo es predominantemente arcilloso y en su parte oriental recubierto por una cubierta eólica reciente. La napa freática de Pintados casi aflora a la superficie y es constante (se encuentra de 1 a 2 metros de profundidad), lo cual explica la proliferación del Tamarugo en este sector.

Otros salares, como el de Llamara, presentan un suelo en lozas de barro bastante gruesas, que adoptan formas poligonales. Están alimentados en forma predominante por los aluviones anuales. En este caso por los que provienen de la quebrada de Guatacondo. Los sedimentos Limo-arcillosos se depositan en capas que se secan al sol, y luego se fracturan originando los polígonos. Si observamos una de estas costras, es posible ver las capas dispuestas en estratos horizontales, dejando aparecer lechos arenosos de posible origen eólico. (Cf. Mapa de los salares en la Pampa del Tamarugal). En todos estos salares se encuentra este árbol milagro del desierto que es el Tamarugo, y que gracias a sus largas raíces (el pivote puede alcanzar hasta 15 metros de profundidad), resiste la sequía terrible del medio donde vive. Con la llegada de los aluviones, reverdecen dando flores amarillas. Cuando los aluviones son importantes e inundan grandes sectores de la

pampa, entonces se reproducen en mayor número, perdiendo su color verde oliva para adquirir un tinte más claro y nítido. Lo mismo ocurre con las "pillallas".

La Pampa del Tamarugal, en su contacto occidental, adopta la forma de llanura, donde se inscriben escurrimientos difusos, esporádicos, alimentados por las crecidas estacionales. Aparte de los salares, que ocupan la mayor parte de esta región, existen pocos accidentes notables dentro del área de la pampa propiamente tal. Existen colinas aisladas, como el Cerro Gordo, entre el Salar de Pintados y el de Bella Vista. Otros cerros constituyen inselbergs inundados por los sedimentos de la pampa, y esto es propio a la mayoría de los afloramientos próximos al contacto de la pampa con el borde oriental de la Cordillera de la Costa.

Entre Zapiga y Huara el relieve es muy importante, pero al llegar a Huara, la Cordillera de la Costa comienza a elevarse, debido sobre todo a los efectos que produjo el Cerro Constancia (Intrusivo Granodiorítico). A los pies de dicho cerro existe un afloramiento más antiguo, de edad Jurásica, compuesto por Areniscas marinas y cenizas Riolíticas consolidadas que dan a este borde un modelado de piedemonte interrumpido. Numerosas canaletas contrastan con las formas redondeadas de dicha vertiente Este. (Cf. Esquicio Geomorfológico del contacto de la Pampa con la Cordillera de la Costa).

La parte Norte del Tamarugal (Pampa O'Brien), es una zona de acumulación actual, tapizada por grandes glacés de inundación, que van desde el Cuaternario antiguo hasta el actual. El Salar de Zapiga, que formaba parte del lago del Tamarugal, debe haber vertido las aguas que contenía por su desagadero natural; la quebrada de Tiliviche, lugar donde se desvanece dicho salar. El progresivo descenso de las pendientes así pareciera confirmarlo. Su principal afluente fue sin lugar a dudas la quebrada de Aroma, cuyo cono-glacés del Cuaternario medio apunta precisamente hacia el NW.

Actualmente, la quebrada de Aroma, cuya importancia ya señalamos, sigue el contacto occidental de la pampa hacia el Sur, llegando sus sedimentos hasta el Salar de Pintados y superponiéndose de este modo a los otros glacés de las quebradas vecinas que avanzan hacia el SW. La contribución anual de los sedimentos de Aroma, permiten a esta parte de la Pampa aumentar su nivel altimétrico. Si dicho proceso se continúa con la misma intensidad, tomando en cuenta la escala del tiempo, podemos afirmar que este sector de la pampa terminará invadiendo las depresiones de la Cordillera de la Costa, orientando así un nuevo sistema de drenajes.

Más al Sur, entre Humberstone y la oficina salitrera Victoria, el contacto de la pampa con la Cordillera de la Costa es muy claro debido a la imposición de la Sierra de Pintados. Es una pequeña cadena montañosa, de edad Jurásica, compuesta por Conglomerados, Brechas y Riolitas volcánicas, así como por Areniscas y arenas marinas. En la base de dicha sierra, en contacto con la pampa, se inscribe un escarpe de falla que sigue rumbo NW-SE (Cf. Esquicio Geomorfológico y Estereograma). La vertiente occidental de la Sierra de Pintados, por el contrario, desaparece bajo un vasto glacés de acumulación, inactivo desde fines del último pluvial.

Las llanuras o cuencas que se encuentran en el bloque costero, fueron antiguos drenajes hacia el litoral del lago del Tamarugal. Una de estas llanuras de inundación, impresionante por su tamaño, es la que se extiende al Oeste de Humberstone, siguiendo la carretera a Iquique. Jean Tricart (1966) encontró las pruebas de un antiguo sistema fluvial, que se dirigía hacia el mar, según lo atestigua la disposición de los cantos rodados y guijarros fluviales encontrados en el lugar.

Del mismo modo, es posible observar la constitución de salares en esta parte de la costa, como son los salares de Soronal y Salar Grande. Este último, tanto por su forma como por su topografía, nos permite emitir la hipótesis sobre su origen, que se debería a un antiguo sistema fluvial del río Loa, o bien al desagüe natural de las aguas del Salar de Llamara, por desborde cuando éste era un lago.

Según Juan Bruggen (J. Bruggen, 1936), los sedimentos de la Pampa del Tamarugal serían el resultado de la alternancia de estratos arcillosos con capas de arenas, estas últimas se adelgazarían al aproximarse al contacto con la Cordillera de la Costa, permitiendo así el predominio de las arcillas en este último sector, puesto que el medio se tornó más impermeable y sometidas a una fuerte evaporación.

El estudio realizado por Bruggen sobre la calidad de las aguas en la pampa, nos revela que los escurrimientos subterráneos, más salinos, están cerca de la superficie o a poca profundidad. Son el producto del lavado de las superficies Andinas Terciarias, y siguen antiguos trazados fluviales. Las aguas menos salinas, por el contrario, se encuentran a gran profundidad, y están alimentadas por las lluvias actuales del Altiplano. Dicha agua se infiltra en la Cordillera y sigue el camino de los antiguos valles, formados antes del alzamiento Andino, como es el caso del paleovalle de Altos de Pica.

La mayoría de los autores que han estudiado el problema de las aguas subterráneas en la Pampa del Tamarugal, concuerdan con el hecho de que el agua se infiltra antes de llegar a la pampa, debido a una cubierta muy porosa. Nosotros agregamos que dichas aguas se infiltran, igualmente por fisuras tectónicas, más o menos recientes por efectos sísmicos que se ven constantemente reactivadas por una tectónica muy fuerte en la región. Dichas aguas siguen en el substratum de la pampa, la orientación del sistema de fallas.

Las arcillas ricas en Nitrato o "Coba", que se encuentran en los salares de la pampa, son el resultado del lavado de las Liparitas Andinas, y se habrían depositado antes de las dislocaciones del Pleistoceno, que afectaron la estructura de Tarapacá. Bruggen, (Op. Cit.) llegó a esta conclusión, relacionando las arcillas nitrosas de la Pampa de Tana (al Norte de la quebrada de Tiliviche) con las arcillas nitrosas del Tamarugal. Encontró una relación similar en la edad de los depósitos. La formación de la quebrada de Tiliviche se habría producido según el mismo Bruggen, a fines del Plioceno, ayudada por la evacuación catastrófica de los lagos del Altiplano.

La tectónica reciente en la pampa ha sido verificada igualmente por Bruggen, al observar después de producido un fuerte sismo en el área, la formación de una fisura tectónica por donde surgió un chorro de agua que se mantuvo activo durante varias horas. El término de dicho fenómeno lo explica por la hidratación de las arcillas del substrato que bloqueó la fuga de agua al cerrar la fisura. Este ejemplo, ilustra bien el poder de los fenómenos que se producen en la región, y el modo como pueden llegar a modificar algunos aspectos del modelado local.

4. Morfología del litoral

La Morfología del litoral de Tarapacá puede definirse por un acantilado de 500 metros de altitud media que se prolonga de Norte a Sur, siguiendo una dirección meridiana a lo largo de todo su recorrido por la provincia. En algunos lugares, sobre todo a partir del puerto de Iquique hacia el Sur, se constituye una plataforma litoral a los pies de dicho acantilado, que le confieren por lo tanto las características de un acantilado muerto.

Este muro costero se presenta como una serie de vertientes que miran al mar, con pendientes muy pronunciadas y superficialmente muy pulidas, con raros escarpes que se sitúan de preferencia en las cimas más importantes. Entre Pisagua e Iquique, el acantilado de edad Pleistocena (Post Villafranquiano), según Juan Bruggen (Op. Cit.) está tallado en rocas ígneas, principalmente Granitos del Cretácico así como en rocas sedimentarias, volcánicomarinas, como Areniscas, Calizas y Riolitas. Dicho acantilado está cortado en su base por un talud de erosión, testigo del alzamiento post Dunkerquiano, así como por un estrán rocoso, formado por coladas de Liparitas, demostrando la procedencia Andina de estos últimos materiales. Igualmente, pequeñas acumulaciones o conos de origen sísmico, se amontonan en los lugares protegidos del mar, no pudiendo éste por lo tanto ejercer una fuerte ablación.

El acantilado post-Villafranquiano posee en la cima valles fluviales suspendidos como los de Alto Junín y el de Caleta Mejillones (al norte de Iquique), recubiertos por glaciés y conos de deyección. Las acumulaciones de dicho modelado son de origen fluvial, lacustre y aluvionar, producidas por el desbordamiento del lago del Tamarugal durante el Pleistoceno superior, así como por las últimas fases pluviales (Paskoff, 1971), que datan probablemente del Cuaternario reciente. El material de superficie se compone por Arcillas volcánicas, Limos de origen lacustre y fluvial y por Arenas, éstas últimas son en gran parte de origen eólico.

Dicho acantilado, casi rectilíneo, pierde su monotonía en la latitud de la punta o península de Pisagua. En dicho lugar, el acantilado se desdobra formando un peldaño producto de una doble falla N-S, entallada en los granitos del Cretácico, que por su poca plasticidad, permitieron este sistema escalonado. (Cf. perfil topográfico de Pisagua).

Es en este sector, comprendido entre Pisagua e Iquique, donde el mar arremete con más violencia contra el acantilado post-Villafranquiano. Próximo a las costas, la corriente fría de deriva continental, llamada corriente de Humboldt, circula desde el extremo Sur del país, hacia las latitudes ecuatoriales. Las aguas frías de la corriente de Humboldt son la causa del desierto costero chileno, debido a la insuficiencia de aportes húmedos en la atmósfera de la pampa, pero que, no obstante, produce frecuentes brumas costeras matinales. El relieve de la costa impide, por su altitud, una penetración más importante de la humedad hacia el interior. Es casi evidente que la corriente de Humboldt ha debido sufrir modificaciones durante el Cuaternario, acercándola a la costa cada vez más. Su anterior lejanía tuvo que producir modificaciones en la circulación atmosférica, creando las condiciones para períodos más húmedos con fases más secas, lo que explicaría en parte el modelado litoral del Cuaternario medio y del Holoceno.

Por otro lado, los vientos del Oeste combinados con la fuerza de esta corriente de deriva, crean fuertes oleajes que vienen a morir sobre las playas y roqueríos de las costas chilenas. La fuerza de dichas olas son de tamaño considerable, especialmente en tiempo de tormentas, y con ello, la ablación marina que consecuentemente se produce, modela eficazmente el acantilado costero fini-Terciario, sobre todo al Norte de Iquique, lo que trae como consecuencia el desprendimiento de masas considerables de tierras, que forman parte de dicho acantilado, y que se encuentran poco cohesionados. El mar igualmente ataca a las rocas de las diferentes formaciones litológicas del acantilado, puestas al desnudo por la erosión gravitacional, confiriéndole a este sector desniveles superiores a los 70°. Esto explica, por lo tanto, la continuidad casi rectilínea de esta costa de tipo Pacífico.

La plataforma continental es prácticamente inexistente en Tarapacá y un talud, de pendiente pronunciada, se sumerge hacia los abismos del Pacífico. Esto explica en parte la inestabilidad

de la costa y el continuo progreso de la ablación marina. El pronunciado desnivel no permite la formación de una terraza litoral importante. Esta comienza a insinuarse al Sur de Iquique y sólo comienza a ensancharse a partir del puerto de Caldera, en la provincia de Atacama. La delgada terraza litoral que nace al Sur de Iquique, también se debe en parte a la acción de los últimos pluviales que brindaron el material suficiente para que ésta se constituyese. En efecto, estos pluviales se produjeron hace alrededor de 21.000 años en su última fase regresiva, dejando un modelado preferentemente de tipo aluvionar. Una prueba de dicho modelado, son los enormes conos terrazas, inactivos, que surgen a lo largo de la costa y que a veces están en contacto directo con el mar. Todos estos conos de deyección se encuentran igualmente cortados en la base por un talud de erosión, que coincide con el levantamiento post Dunkerquiano. Paskoff (R. Paskoff, Op. Cit.), dató uno de estos conos inactivos, en bahía Coloso, próxima al puerto de Antofagasta. La datación absoluta obtenida nos hace remontar a 21.300 años B.P.

Dichos conos de deyección se prosiguen en forma continua a lo largo del litoral, por más de 1.000 km., y pueden ser tranquilamente observados desde las ventanillas de un avión comercial.

El puerto de Iquique descansa sobre una colina, compuesta por rocas volcánicas y marinas, Areniscas y Calizas tanto Cretácicas como Jurásicas alternan con Riolitas, Basaltos, Conglomerados y Granitos de la misma edad. El todo está recubierto por sedimentos de cobertura Cuaternarios. La disposición de esta formación toma el aspecto de un monoclinal basculado hacia el Este. Los sedimentos de cobertura están compuestos por arenas y limos, más o menos fosilizados, alternando con Conglomerados, Brechas y otros elementos detríticos por aportes lejanos.

A partir de Iquique, hacia el Sur, la morfología del litoral cambia con respecto a la parte Norte. Efectivamente, la terraza Dunquerquiana se desarrolla en detrimento del acantilado post-Villafranquiano, que por dicho motivo es menos importante y cuyas pendientes se debilitan considerablemente. En algunos sectores, dicho acantilado alcanza altitudes inferiores a los 250 metros, en oposición con los 900 metros que se alzan en los alrededores de Pisagua. Este acantilado post-Villafranquiano está recubierto en su base por poderosos conos de deyección de origen aluvionar y gravitacional, recubiertos por desprendimientos sísmicos que han fosilizado la base del "Cliff". El material fino (arenas), debido a los aportes del río Loa principalmente, permitió la formación de las playas litorales. La posterior acción eólica sobre dichos materiales, es la causa de la formación de enormes dunas monticulares al Sur mediato de Iquique, cuyo caso más espectacular es la duna llamada "El Dragón". Sobre sus flancos, el viento ha tallado enormes "Ripples Marks" que hacen imaginar las vértebras de un mítico animal prehistórico, de grandes proporciones.

El escarpe de falla o acantilado post-Villafranquiano, que es el testimonio del levantamiento del acantilado muerto, se encuentra completamente sepultado por el material de acumulación sísmica y gravitacional. No obstante, el escarpe de falla del segundo acantilado muerto, o acantilado post-Dunkerquiano, permanece visible. Este último acantilado muerto se alza a menos de 30 metros de la más alta marea. La terraza marina Dunkerquiana ha sido dejada al descubierto por recientes alzamientos de la costa. Al Sur de Caleta Molle, existe un hermoso afloramiento de Basaltos tabulares que se imponen al relieve. (Cf. fotos No. 13, 14 y 15).

En el acantilado post-Villafranquiano, cercano al lugar llamado Alto Hospicio, hemos podido observar manchas de humedad recientes, lo que viene a confirmar el escurrimiento subterráneo de las aguas; aguas de surgencia que provienen del interior, es decir, de la Pampa del Tamarugal,

Único lugar donde el agua puede acumularse naturalmente, para luego tomar el camino de la costa, gracias a las fisuras tectónicas E-W. Manchas de humedad similares, igualmente han sido observadas más al Sur de Iquique.

La terraza litoral Dunkerquiána está igualmente formada por sedimentos marinos; Areniscas y Calizas fuertemente asociadas a Conglomerados de Liparitas y a Basaltos, con predominancia de estos últimos. Sobre la superficie se impone una cubierta sedimentaria de acumulación fluvio-marina que actualmente está bajo los efectos del recubrimiento eólico.

A los pies de dicho acantilado post-Dunkerquiánico, hemos podido observar una pequeña terraza fluvio-marina, puesta al descubierto recientemente, gracias a trabajos de vialidad realizados en el lugar. La presencia de la acumulación continental es muy visible en Caleta Molle, donde un vallecito fluvial se confunde con los Conglomerados del acantilado muerto post-Dunkerquiánico. El corte observado está compuesto por los siguientes pisos, de techo a base.

4.1. Un cono aluvial de 6 metros en la cima, con una fase gruesa de 2 metros y una fase fina en su base de 4 metros.

4.2 Pudingas fuertemente cementadas (2 metros); están constituidas por un material detrítico anguloso, alternando con un material pulido. En este piso, se pueden apreciar aportes lejanos como Basaltos y Liparitas.

4.3 Areniscas (4 metros) con dos fases:

- a) Fase superior fina, con bivalvos, sin aportes fluviales, de donde se deduce una costa inestable.
- b) Fase inferior gruesa, con alternancia rítmica en los depósitos fosilíferos, de donde se puede deducir, esta vez, una costa estable.

4.4 Un pequeño estrán rocoso (0.50 metros) que nos señala una regresión marina actual, muy importante, debido a los efectos del alzamiento general de la costa actual. Es el posible nivel Cachagüense (R. Paskoff, 1970). Dicho estrán se sitúa entre 1 y 2 metros de la más alta marea. Está constituido por Pudingas y Bifaces en la base, fuertemente cementados por Arenas y Calizas.

En este corte (Cf. corte de Caleta Molle), se puede apreciar igualmente la caída de bloques, lo que explica el descubrimiento de los Conglomerados del acantilado muerto post-Dunkerquiánico, (Liparitas y Basaltos), situados al Norte de dicho corte.

La tectónica que actúa sobre todo el litoral, como también en el interior del país, se manifiesta en esta parte del territorio chileno por frecuentes sismos, produciendo en el acantilado muerto Post-Villafranchiano cicatrices de desprendimiento. La acción antrópica juega igualmente un pequeño papel, que igualmente produce cicatrices de desprendimiento cerca de los centros urbanos, como el de Iquique, debido a la remoción de tierras con el fin de obtener el material necesario para rellenar algunos sectores urbanos, ganados al mar. Por otro lado, la carretera que serpentea el muro costanero y que une Iquique con el interior, ve su trazado obstruido muchas veces por pequeñas avalanchas de tierra, lo cual demuestra una vez más la falta de consolidación de la cobertura detrítica superficial del talud y por otra parte, los efectos de una actividad sísmica periódica. (Cf. foto No. 13).

Las cumbres que se destacan sobre el litoral, son afloramientos de la Cordillera de la Costa, constituidos muchas veces por Granitos muy afallados. Dichas rocas son de edad Cretácica. En este caso, la morfología del relieve se traduce por formas muy desgastadas y pulidas en las cumbres, donde las diaclasas juegan un papel importante, debido a los efectos de las brumas matinales, que depositan las sales marinas, las cuales, a su vez, producen efectos físicos y reacciones químicas en la roca. Los Granitos se disgregan en láminas hasta transformarse en un caos detrítico. Durante la noche, con el descenso de la temperatura diurna, la evaporación que se produjo durante el día sobre el mar, se condensa originando brumas en los flancos del bloque costero. Dichas brumas son el único aporte de humedad que tiene el litoral, y vienen cargadas de sales. Se reproducen cotidianamente durante el invierno siendo menos frecuentes durante el verano austral. Desaparecen progresivamente en el transcurso de la mañana, debido al aumento constante de la temperatura a lo largo de las horas. Dicha bruma o "Camanchaca" puede ser muy espesa en la aurora, impidiendo a veces el tráfico en la carretera. Es característica de toda la zona litoral del Norte de Chile y alcanza por el Sur hasta el balneario de Zapallar en la provincia de Aconcagua. Los efectos de dicha "Camanchaca", en el interior del país, alcanza sólo unos pocos kilómetros de la Cordillera de la Costa, debido a los efectos del relieve, lo cual impide su progresión.

La humedad de esta neblina es importante en lo que concierne a la erosión de las rocas del litoral por efectos físico-químicos, especialmente en la formación de "Tafonís". Al Sur de Iquique observamos este particular modelado. Se trata de rocas alteradas por la acción de los ácidos, especialmente los cloruros, que atacan los diferentes elementos que componen a los Granitos preferentemente. Dicha acción corrosiva se ve favorecida por los cambios de temperatura y por la hidratación de las sales marinas, así como por la acción eólica que destruyen poco a poco la roca sana. Dicho ciclo se continúa hasta destruir la roca en finas hojas, reduciéndola a un depósito ruiniforme. En general, dichos Tafonís se disponen con un flanco convexo que mira al mar y otro flanco cóncavo dirigido hacia tierra.

No es vano constatar igualmente una alteración de rocas más resistentes, como los Basaltos y las Riolitas por efectos de dicha bruma. Esta acción se ejerce igualmente sobre las cumbres de la Cordillera de la Costa, cercanas al mar. El deterioro del material otorga posteriormente el elemento necesario para la constitución de los conos tectónicos de origen sísmico. En dichas cumbres encontramos igualmente rocas sedimentarias, de origen volcánico-marinas, como Areniscas, Arcillas, Tobas y Lutitas fosilizadas. La disposición general de dichos sedimentos es por regla general monoclinial, pero basculados hacia el Este, por efecto de la tectónica de bloques (Cf. Cortes geológicos del litoral). Dichas cumbres están rodeadas algunas veces por glacis que se terminan en valles fluviales suspendidos como el de Alto Hospicio (500 metros de altitud). En dicho lugar emerge el Cerro Tarapacá (1.261 metros) constituyendo una cumbre regularizada (Cf. foto No. 26).

Sobre el litoral, el estrán rocoso está formado muchas veces por coladas liparíticas y recubierto en parte por las arenas de las playas que se depositan en los lugares más protegidos de la costa, como es el caso de playa Cavanha en Iquique y más al Sur, la playa de Caleta Santiago.

Como se puede apreciar, dicho litoral Pacífico muchas veces está bajo la influencia directa de dos factores que contribuyen muy activamente en el modelado actual; por una parte, el continuo alzamiento producto de frecuentes sismos, elemento que permite la erosión de las vertientes y que se traduce por rellenos de material detrítico; conos de deyección tectónicos, caída de bloques, avalanchas de tierra, asentamiento de materiales, etc. y por otra parte, las acciones

meteóricas, que atacan las partes denudadas así como la acción eólica que tiende a fosilizar el paisaje descubierto. Este proceso es lento pero activo, y se ejerce sobre un vasto sector del litoral Norte de Chile.

V. CONCLUSIONES

El trabajo en terreno, realizado ya sea en los Andes, en la Pampa del Tamarugal o bien en el litoral de la provincia de Tarapacá, permitió la formulación de unas cuantas hipótesis, en lo que concierne a los procesos que afectaron a la región a partir del Terciario superior.

a) En el sector Andino, región de Altos de Pica —Guasco Lipez— Salar del Huasco, el trabajo de investigación en terreno permitió establecer que las terrazas que forman el “embudo” occidental por efectos del desagüe del antiguo lago del Huasco, son de tipo lacustre. La disposición de arenas y limos en capas horizontales, bien estratificadas, así lo atestiguan. Más abajo, en las cumbres de Guasco Lipez, existen antiguos taludes fluviales que son sin lugar a dudas, una evidencia más del escurrimiento de las aguas del lago del Huasco. Esto prueba por una parte, la existencia del antiguo lago, y por otra parte, la posterior evacuación de las aguas hacia la pampa. Las series de Tobas, Basaltos y Liparitas encontradas en este sector, vienen a apoyar esta idea.

b) En la sección de Guasco-Lipez, una flexura con gran radio de curvatura, se formó a fines del Terciario, debido a las acciones endógenas y laterales de los bloques graníticos más resistentes: al Norte el Macizo del Yarbicoya, al Sur los Macizos de Puntamalla y de Coposa; todos forman parte del bloque Andino (Cf. foto No. 29). La tectónica se traduce aquí por movimientos sísmicos periódicos que han producido un sistema de fallas escaionadas, que sigue un sentido general N-S. La formación Riofítica, expuesta a la superficie, presenta por efectos de las condiciones climáticas heredadas y actuales del sector un paisaje redondeado y escalonado. Esta progresión en altitud alcanza los 4.500 metros y se comunica con cierta facilidad con el Altiplano, aunque las rutas de “contrabando” son impracticables sin un vehículo de doble tracción.

En este sector encontramos el curso superior de la quebrada de Chacarilla, que adopta el nombre de Quebrada de Chacra. Dicho afluente aprovechó el área de trituración de una de las fallas meridianas de Guasco-Lipez, para entallar su lecho. El talud, formado de este modo, alcanza en algunos lugares desniveles superiores a los 300 metros. Río arriba de dicha quebrada se extiende hacia las cumbres, un vasto pedimento rocoso, entallado por numerosas y grandes canaletas (Rill-Wash) que corren siguiendo el sentido de la pendiente.

c) En la parte inferior del plan inclinado, es decir en los sectores de los poblados de Pica y Matilla, un sistema similar de fallas paralelas y meridianas, configurando una fosa tectónica recubierta actualmente por arenas. Por estas últimas fallas señaladas, el agua se infiltra y las napas freáticas alimentan el sector de Canchones en el Salar de Pintados. Los oasis de Pica y Matilla, son famosos tanto por la calidad de sus aguas, así como por las frutas que se producen (Mangos y Guayabas).

d) Desde Pica y hacia el Oeste, la superficie está recubierta por una cobertura de arenas y por dunas que aumentan año tras año. Esto se debe a los Glacés del Tamarugal, que aportan el material fino necesario para que el viento los transporte. La Quebrada de Chintaguay, por

ejemplo, se encuentra completamente sepultada por las dunas y sólo su lecho fluvial está a salvo por la cubierta vegetal arbórea que lo protege.

e) La Pampa del Tamarugal es una cuenca de decantación de los aluviones anuales. Los efectos del "Invierno Boliviano" se traducen en la pampa, por la llegada de violentas descargas de agua y lodo, que depositan sobre la superficie el material fino que transportan, entallando canales por donde dicha agua esporádica se escurre superficialmente, durante algunas semanas, antes de ser absorbida por el basamento esponjoso de la pampa. Dichos canales, a su vez, son recubiertos por la llegada de nuevos aluviones, los cuales crean nuevos canales. Dichos canales siguen generalmente el sentido de la pendiente.

f) La Quebrada de Aroma es la más activa del sector Pampa O'Brien, mientras que la Quebrada de Guatacondo asume el mismo papel para la depresión de Llamara. Para dichas quebradas, la explicación radica en dos factores: Captan más agua en el Altiplano y las fallas, perpendiculares a sus cauces, no absorben tanto el agua que por ellas se escurre, y ello debido a las fuertes pendientes producto del basculamiento de bloques que se hunden hacia el Sur. De aquí es de donde se deriva el sentido particular del drenaje en este sector. Las quebradas de Tarapacá y de Quipisca se encuentran prácticamente inactivas en lo que respecta a los escurrimientos periódicos. Las fallas de este sector son más activas y por ellas el agua se infiltra, ayudadas por una pendiente menos pronunciada. No obstante, dichas quebradas brindan su tributo aluvionar anual a la pampa, cuando se produce el período de crecidas.

g) Las imágenes del satélite LANDSAT-1 (Ertis) han permitido descubrir un cierto número de fallas nuevas, actualmente activas, y que cortan el Glacis de erosión del plano inclinado con la pampa. Dichas fallas se orientan siguiendo un rumbo general NNW-SSE. El trabajo en terreno permitió localizar algunas de estas fallas.

h) La Formación Riolítica de los Glacis del Pleistoceno desaparecen bajo los aluviones de la Pampa del Tamarugal. El punto de contacto se encuentra en la desembocadura de las quebradas con la pampa, donde dicha formación adopta el aspecto de terrazas lacustres, especialmente en las desembocaduras de Aroma, Tarapacá, Quipisca y Juan de Morales. Se trata de un material compuesto por residuos donde priman Basaltos, Tobas y Riolitas.

i) Es precisamente sobre dichas terrazas lacustres, donde se encuentran los vestigios más antiguos de la implantación humana de la región, que van del Paleolítico al Mesolítico locales.

j) La Formación Riolítica, que ya hemos mencionado para la parte Andina, y que se inició en el Mioceno y se prosiguió hasta fines del Terciario, la volvemos a encontrar sólo en el litoral de Tarapacá. Esto nos permite comprender, de manera más clara, cómo se produjo la evacuación de las aguas del lago del Tamarugal, las cuales transportaron el material de dicha formación hasta el mar, disponiéndolo según un sistema fluvial o aluvionar, dependiendo del régimen hídrico actuante. Los estratos de Caleta Molle permiten afirmar que un antiguo cauce, proveniente de Alto Hospicio, drenaba anteriormente parte de las aguas del Tamarugal. Por otra parte, el agua que inundó parcialmente la mina de plata de Guantajaya, así como las aguas de surgencia que afloran en el litoral, y predominantemente bajo las aguas del mar (según testimonios de los hombres-rana de Iquique), demuestran que existe un drenaje activo, que se escurre desde la Pampa del Tamarugal, a través de las fallas E-W, reactivadas por los movimientos sísmicos actuales.

k) La terraza Dunkerquiana se impone a lo largo del litoral, desde el Norte de Iquique hasta

el Sur de la provincia de Antofagasta. En el sector de Caleta Molle, dicha terraza se compone por coladas volcánicas que tienen en su base la serie basáltica, luego la serie liparítica para culminar con la serie de tobas, como lo pudimos comprobar igualmente en el Altiplano Andino, pero en sentido inverso. En algunos sectores, se nota igualmente la presencia de Conglomerados de Liparitas y Basaltos, que se imponen al litoral y que están afectados igualmente por el alzamiento Dunkerquiano. La terraza fluvio-marina de Caleta Molle, cuyo corte ya describimos, está yuxtapuesta al acantilado muerto post-Dunkerquiano. Las tres series descritas se encuentran cortadas por una falla N-S, cuya área de trituración es el acantilado muerto post-Dunkerquiano. Dicha falla ha vuelto a reactivarse continuamente con dos episodios importantes:

A— La formación del valle suspendido de Alto Hospicio, que corresponde a la fase más antigua (Cuaternario antiguo).

B— La formación de la terraza Dunkerquiana.

Cronológicamente, la falla principal se produjo después de la llegada de la formación de Tobas y Liparitas, lo que hace concordar la edad de dicha formación con el Cuaternario antiguo (Villafranquiano). Si esto es así, el nivel del valle suspendido correspondía a la transgresión Villafranquiana. Dada la importancia de la tectónica local, el alzamiento de dicho acantilado hizo que éste se levantase a más de 500 metros sobre el nivel actual del mar.

La edad más probable para la secuencia del levantamiento Dunkerquiano, nos hace remontar a 4.000 años B.P. El estrán rocoso está constituido por guijarros y bloques de gran tamaño, que corresponden a un nivel fluvio-marino anterior al período Dunkerquiano, que en aquella época estaba bajo el nivel del mar y hasta donde llegaron estos sedimentos antes de depositarse.

En conclusión, las secuencias que se produjeron en la región de Tarapacá, pueden resumirse según la siguiente cronología:

5.1 Terciario Inferior: El territorio de Tarapacá se constituye como una peniplanicie que se extiende desde los Andes hasta el Océano Pacífico. Dicha planicie es una superficie con cobertura volcánica. Es la Formación Riolfítica compuesta por:

- Una cubierta detrítica de Basaltos.
- Coladas volcánicas de Liparitas.
- Tobas volcánicas.

5.2 Tectónica del Mioceno: Durante este período, las arcillas liparíticas están sometidas al levantamiento general, producto de la orogénesis y tectónica que le preceden.

a) El levantamiento general que afecta a la región fractura las arcillas fósiles liparíticas, debido en gran parte a la intensa actividad sísmica. Las zonas más afectadas son las áreas de contacto de la pampa con los bloques Costero y Andino, donde ya se insinúan las zonas de fallas y las charnelas del plegamiento de las capas Andinas y de la Costa.

b) Las liparitas están flexuradas con gran radio de curvatura (sector de Guasco-Lipez), y afalladas dando origen a Horsts tectónicos y fallas escalonadas.

- c) La región de Pisagua está sometida a los efectos de una transgresión marina, poco profunda, cuyos testigos son los sedimentos marinos depositados en el sector (Calizas, Areniscas).

5.3 Depósitos del Pleistoceno o Villafranquiano: Durante este nuevo período la región de Tarapacá está sometida a un nuevo modelado:

- a) Los derrubios basálticos están encajonados en los valles de la Formación Riolítica, transportados por los caudales fluviales, desde el Altiplano (Quebrada de Chacra-Altos de Pica).
- b) Los nuevos episodios tectónicos producen la ruptura de las represas naturales, que retienen las aguas de los lagos del Altiplano. Dichas aguas se desbordan inundando la Pampa del Tamarugal.
- c) Al mismo tiempo el bloque costero sufre un alzamiento que debe estar probablemente correlacionado con el alzamiento del bloque oriental de la pampa del Tamarugal.
- d) Dichos fenómenos producen la formación del lago del Tamarugal. La creación de este lago origina a su vez la organización lacustre de los derrubios basálticos que se depositan en terrazas lacustres en las desembocaduras de las quebradas (Cf. fotos No. 20 y 21). El lago alcanza una profundidad cercana a los 600 metros.

5.4 Cuaternario antiguo: Durante el Cuaternario antiguo comienzan los procesos que darán origen a la actual Pampa del Tamarugal.

- a) La tectónica continúa a manifestarse produciendo nuevas fracturas E-W, o bien reactivando antiguas fallas con esta orientación, como por ejemplo la que se dibuja en el recorrido que une Humberstone con Alto Hospicio. Igualmente, origina fallas que vienen a cortar el Glacis fini-Terciario del plano inclinado. (Ejemplo: La falla de Pachica en el curso medio de la quebrada de Tarapacá que se prolonga hasta Pisagua).
- b) El lago del Tamarugal evacúa sus aguas, primero superficialmente, luego subterráneamente, siguiendo las fallas E-W. La evacuación superficial produce importantes acumulaciones fluviales en el litoral.

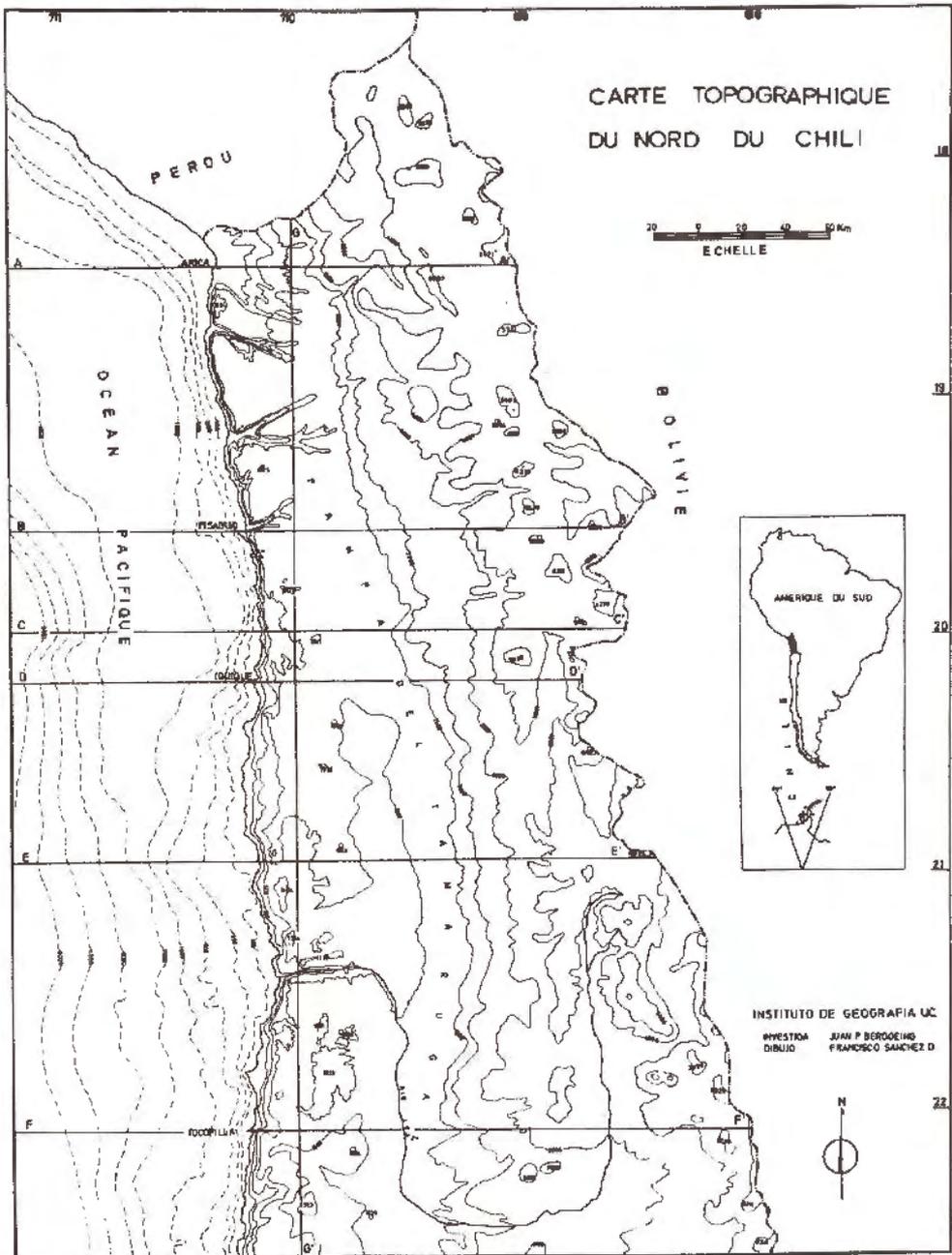
5.5 Cuaternario medio a Reciente: Este período conoce igualmente una fuerte actividad sísmica que se manifiesta en toda la provincia.

- a) La Cordillera de la Costa continúa levantándose, dejando al descubierto la base de los depósitos fluviomarineros.
- b) El borde oriental de la Pampa del Tamarugal se ve recubierta por los conos aluviales que se depositan en esta parte; conos aluviales menos imponentes se forman igualmente en el borde oriental de la Cordillera de la Costa.
- c) La reactivación del sistema de fallas en la desembocadura de las quebradas, produce la pérdida del agua en superficie, la cual se infiltra prematuramente, adquiriendo la tendencia a constituir regímenes hipodérmicos de aguas de profundidad, que circulan por las capas más poderosas que orientan el sistema de fallas E-W.

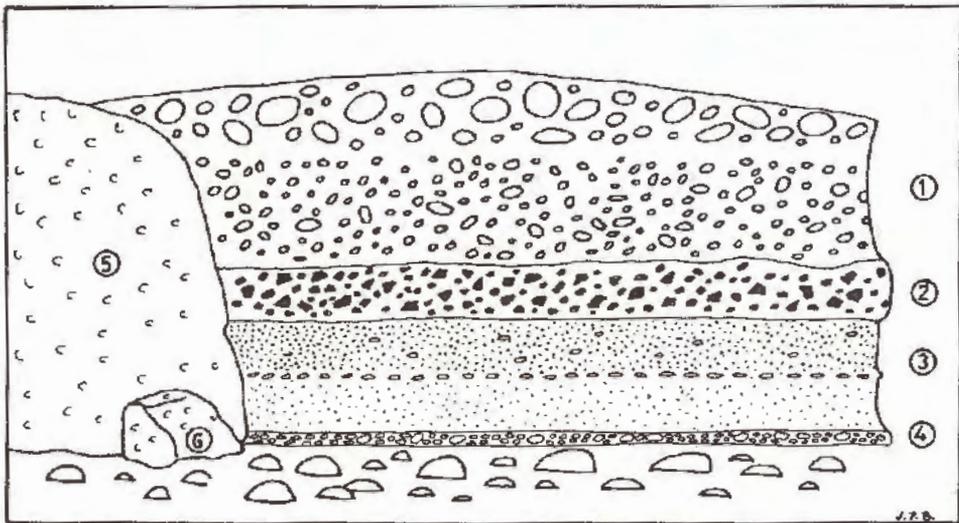
Según Jean Tricart (1966), las napas detríticas de la Pampa del Tamarugal son el testimonio de las crisis climáticas del Cuaternario. Dichas fases serían verdaderos pluviales que alcanzaron igualmente al litoral, ya que los conos aluviales Cuaternarios confieren un modelado particular a la costa. Paskoff (inédito) dató uno de estos conos en Caleta Coloso (provincia de Antofagasta) dando 21.300 años B.P., para este período de mayor humedad. Se debería a un retroceso del Anticiclón del Pacífico, con lo cual se permitiría la llegada de masas de aire ecuatoriales, cargadas de humedad, e incrementadas con un refuerzo en el “Invierno Boliviano”.

5.6 Cuaternario Reciente a Actual: La región sigue sometida a un levantamiento general y a fenómenos telúricos.

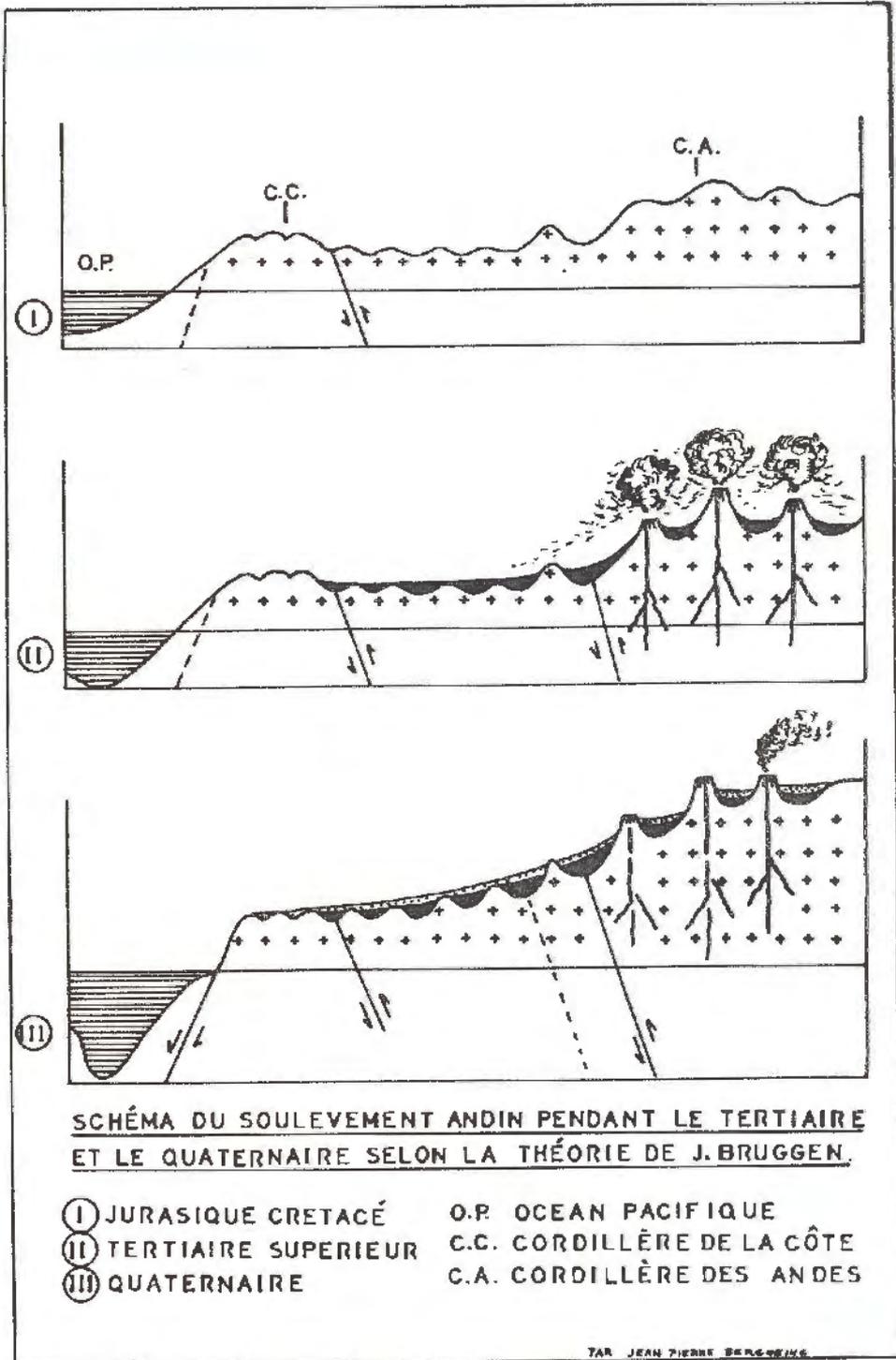
- a) El bloque costero sufre un nuevo levantamiento. (Pequeña terraza marina, bajo el acantilado muerto post-Dunkerquiano y afloramiento del estrán rocoso liparítico).
- b) Se produce una reducción notable en la actividad fluvial de algunas quebradas, como por ejemplo en las de Tarapacá y de Quipisca, dando lugar sólo a un régimen de grandes crecidas que consecuentemente levantan el lecho de los ríos por rellenos aluvionares.
- c) Esta pérdida de la actividad fluvial permite a otras quebradas imponerse, como las de Aroma y de Guatacondo. Esto se debe principalmente a dos factores:
 - Un perfil de equilibrio inestable.
 - Una desembocadura que favorece el escurrimiento.
- d) La reducción de la actividad fluvial de algunas quebradas que permitieron a otras imponerse, es porque mantuvieron sus regímenes intactos y ello se explica por un movimiento diferencial del bloque oriental de la pampa, el cual se hunde en Tarapacá y se levanta en Aroma. Esto permitió a esta última quebrada un escurrimiento más violento debido a un incremento de su pendiente. (Disposición oblicua de los conos de deyección fini-Terciarios).
- e) El Salar de Pintados se constituye como tal, por el aprisionamiento de las aguas del nivel de base del antiguo lago del Tamarugal. Estas aguas no pudiendo escurrirse, se transforman en aguas salobres que se pierden tanto por infiltración como por evaporación, hasta reducir el fondo, dejándolo seco y recubierto por una costra salina. La napa freática permanece, no obstante, muy cerca de la superficie.
- f) Las grandes “avenidas” que depositan sus aluviones en la Pampa del Tamarugal, la tapizan con un material fino de limos y arenas. Los Glacis de origen aluvionar ya estabilizados, por falta de nuevos aportes, se localizan al Sur de Canchones, entre Juan de Morales y Guatacondo. Dichos sectores estabilizados ven sus cubiertas erosionadas por efectos de la ablación eólica, la cual tiende a recubrir vastas regiones como en el área de Pica con una cobertura eólica que da nacimiento a dunas y sepulta el modelado superficial actual.

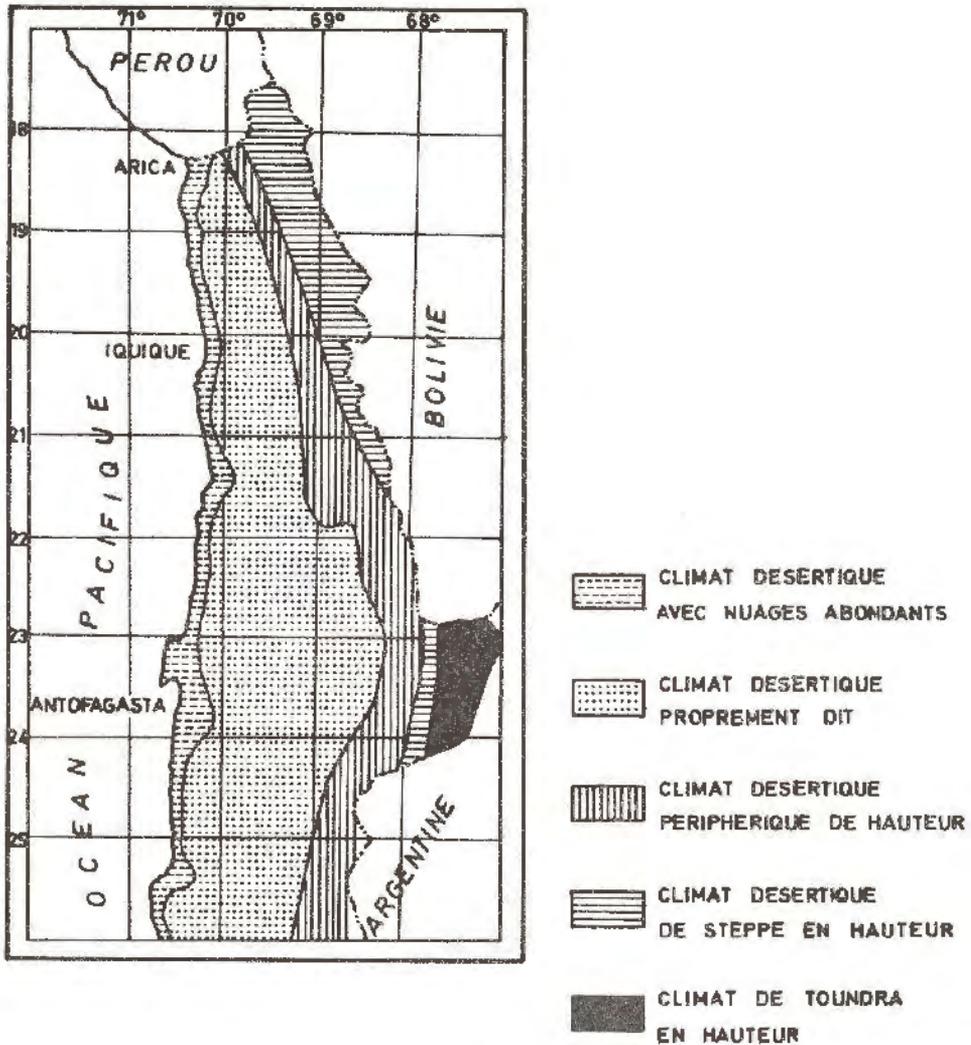


COUPE DE L'ANSE "CALETA MOLLE"



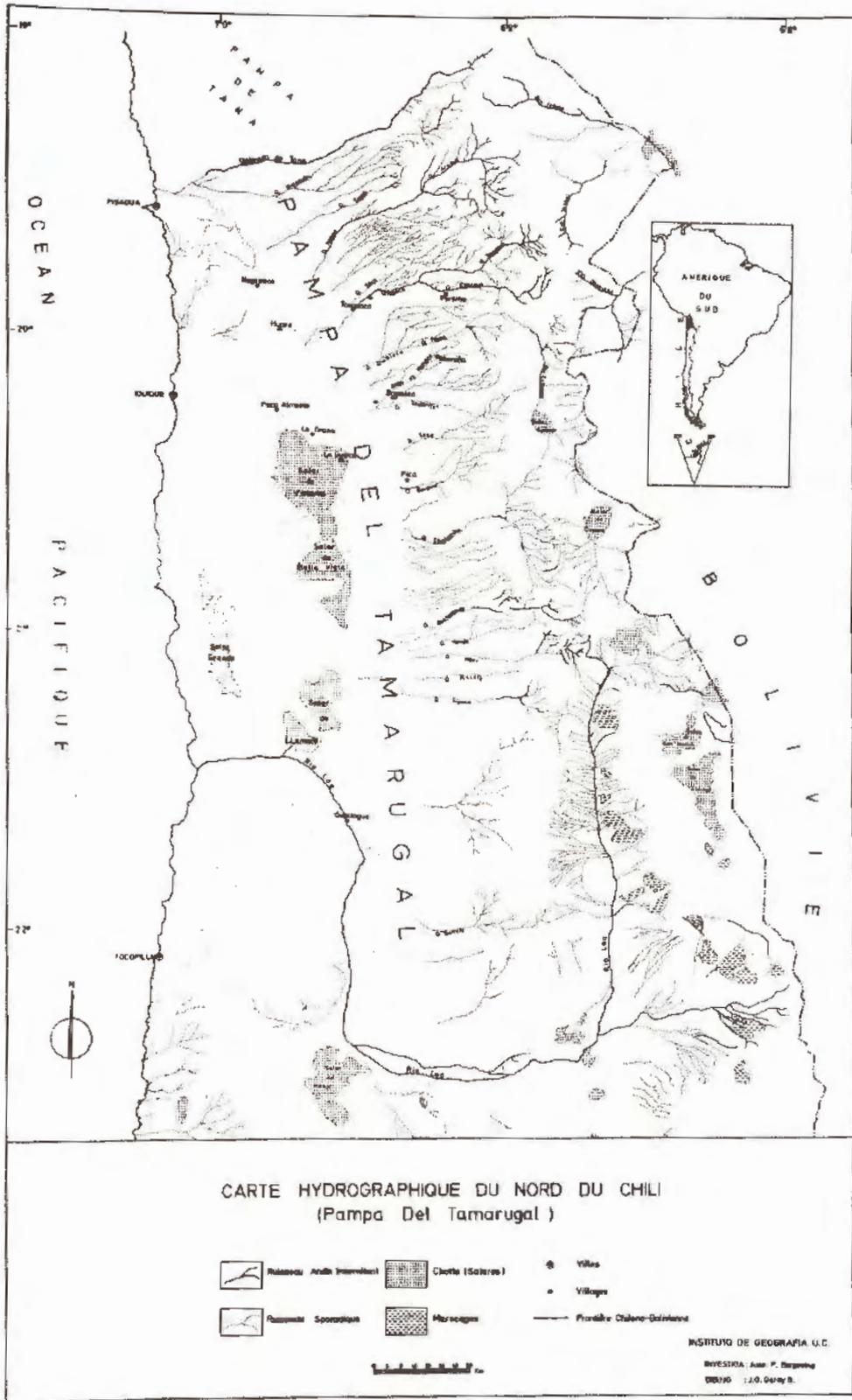
- 1 CÔNE ALLUVIAL (6 m.)
- 2 POUDINGUES (2 m.)
- 3 GRES (4 m.)
- 4 ESTRAN ROCHEUX (0,5 m.)
- 5 CONGLOMERATS : BASALTES ET LIPARITES
- 6 CHUTE DE BLOCS

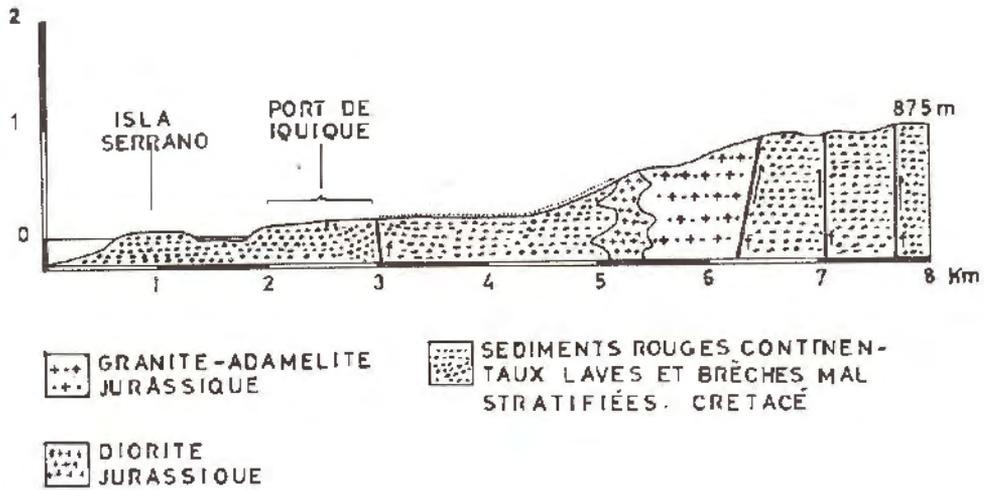
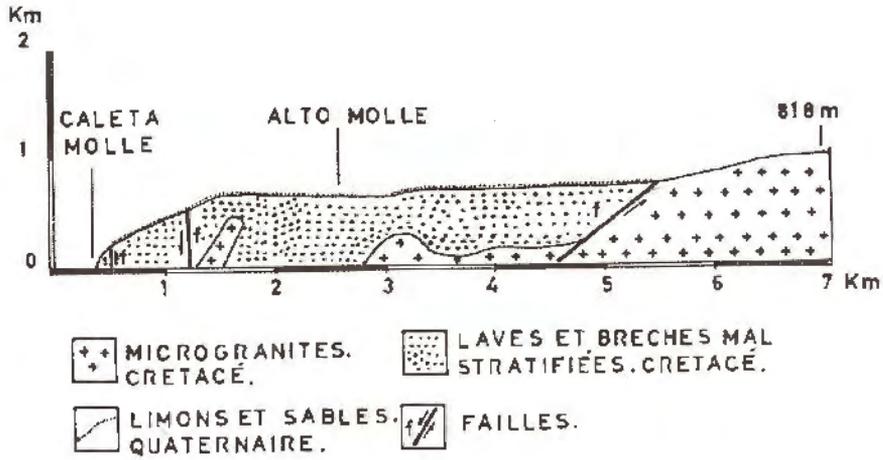




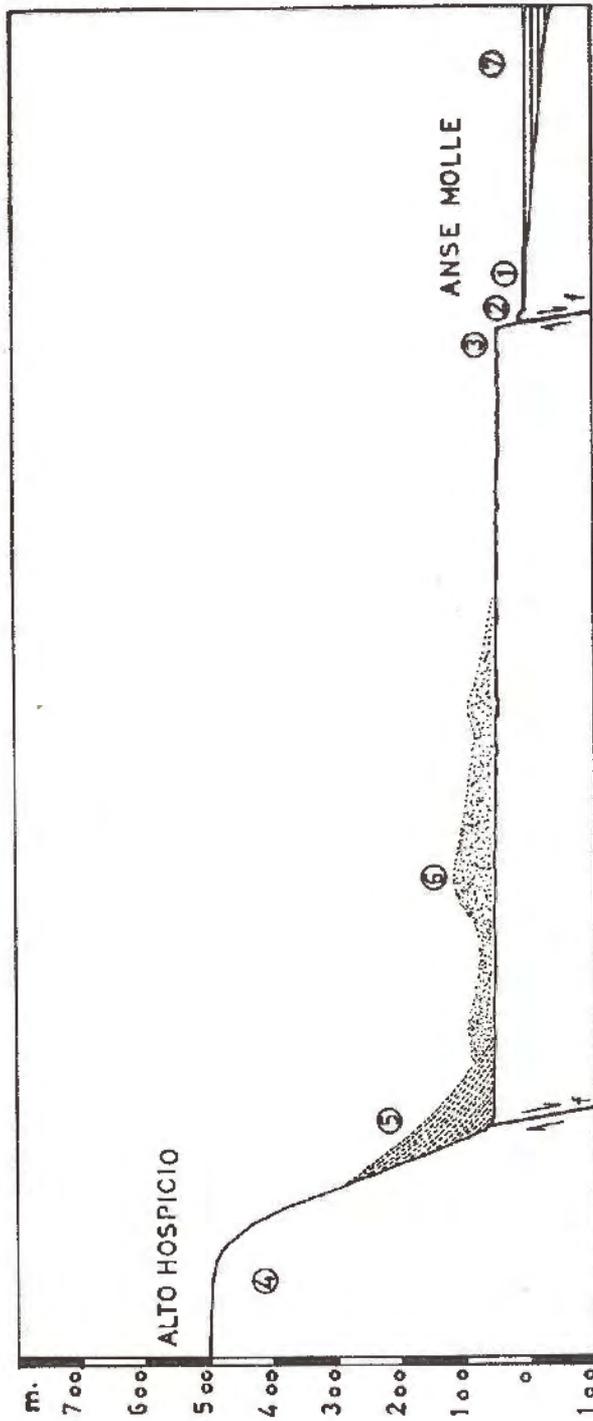
REGIONS CLIMATIQUES DU NORD DU CHILI

SELON: M. HUMBERTO FUENZALIDA
C.O.R.F.O. 1967





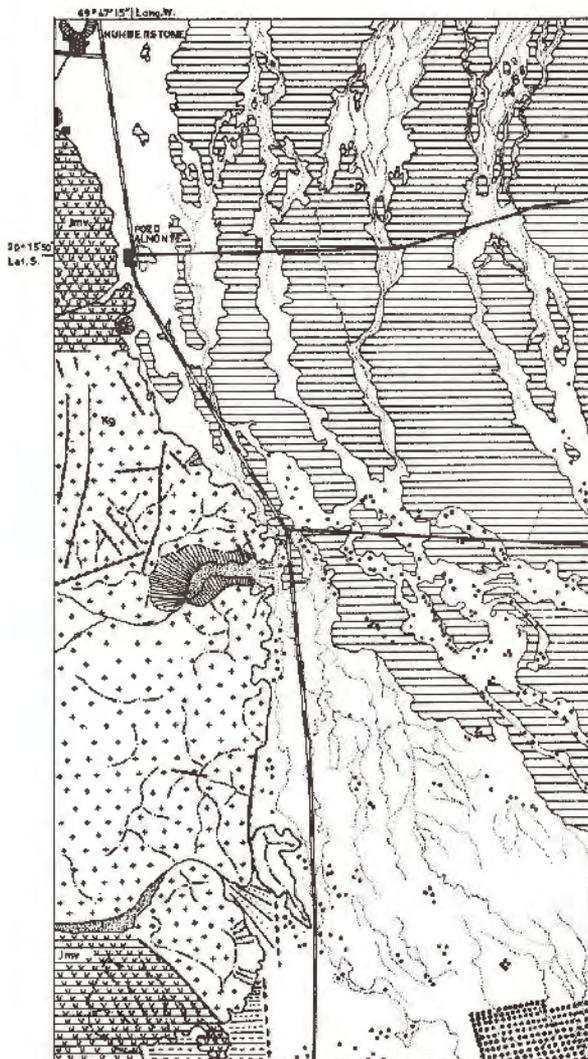
COUPE SCHEMATIQUE DE ALTO-HOSPICIO.



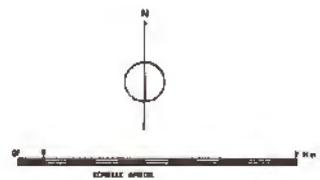
- 1 ESTRAN ROCHEUX: LIPARITES.
- 2 PETITE TERRASSE FLUVIO MARINE. (3m.)
- 3 TERRASSE ET FALAISE MORTE DUNKEROUIENNES. (60m.)
- 4 TERRASSE ET FALAISE MORTE VILAFRANCHIENNES (500m.)
- 5 REMBLAIS OU CÔNES TECTONIQUES.
- 6 COUVERTURE EOLIENNE.
- 7 OCEAN PACIFIQUE.

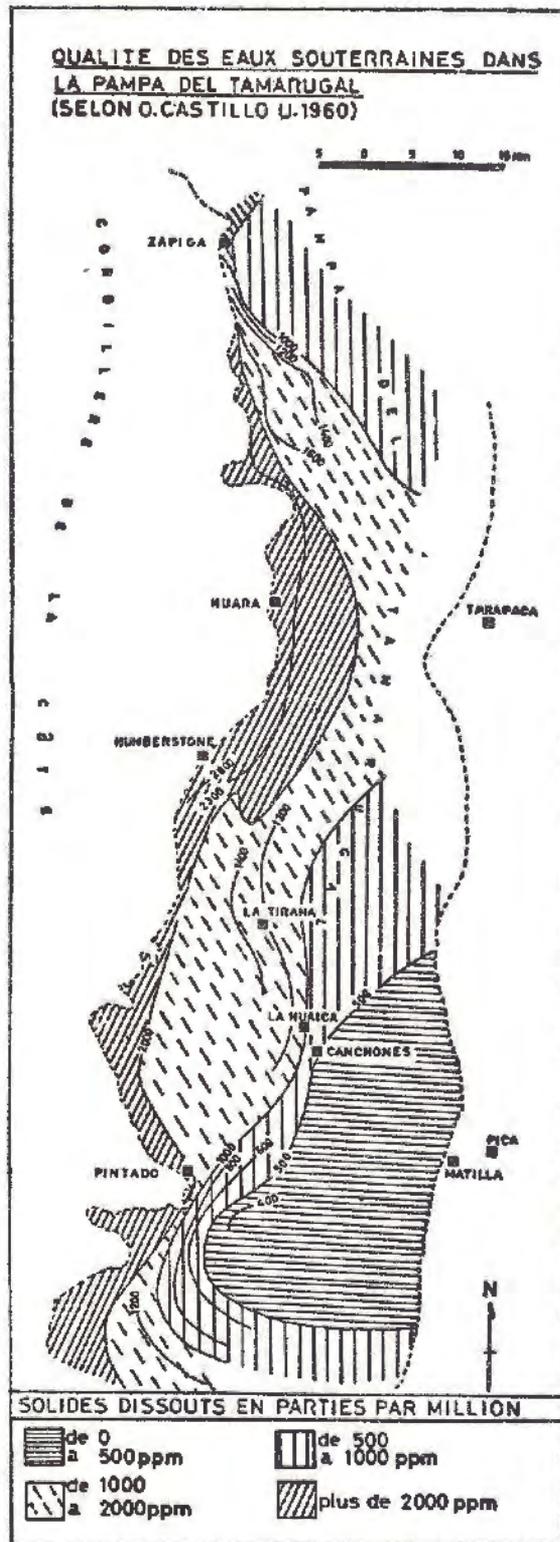
ESQUISSE GEOMORPHOLOGIQUE
DE LA ZONE DE CONTACT DE LA PAM-
PA DEL TAMARUGAL ET DE LA CORDI-
LLERA DE LA CÔTE

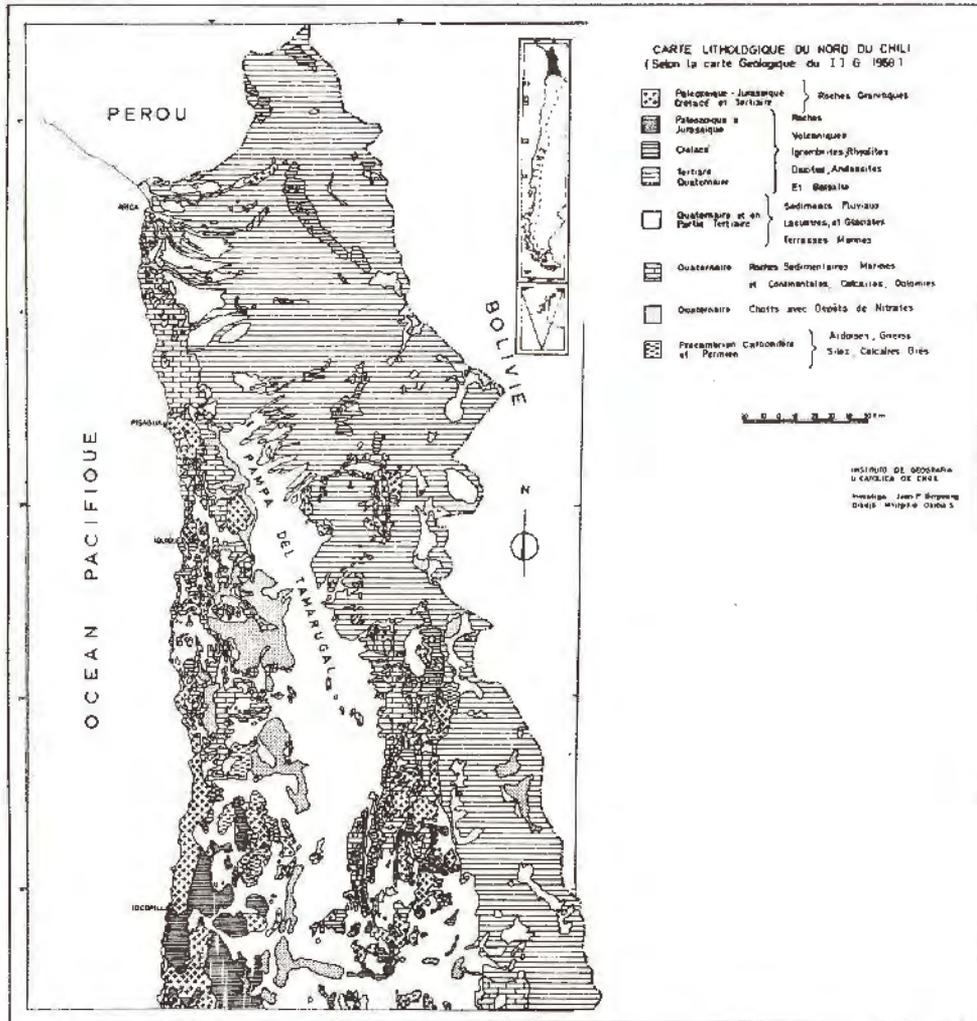
MISSION HYCON 1968
PHOTO INTERPRETATION REALISÉE PAR JEAN PIERRE BERGOEING



- Kg GRANITES DU CRETACE
- Jmy ROCHES DU JURASSIQUE
(marin et volcanique)
- FAILLES
- RIOOLES
- TALUS D'EROSION
- GLACIS QUATERNAIR
- CÔNE DE DEJECTION
- LIT MAJEUR ACCUMULATION DE SABLES
- ÉBOULEMENTS DIFFUS ACTUELS
- SÉDIMENTS DU QUATERNAIRE ANCIEN
- SÉDIMENTS DU QUATERNAIRE RÉCENT
- DÉPÔTS RÉSIDUELS
DES NITRATIÈRES
- BUREAUX DES NITRATIÈRES ET VILLAGES
- TAMARUGOS (prosopis tamarugos)
- ROUTE PANAMÉRICAINÉ
- ROUTES SECONDAIRES





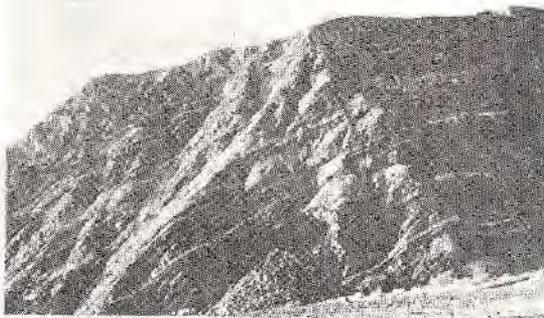




4.- QUEBRADA DE TARAPACA.
Ravin affluent de Tarapacá
à régime alluvionnaire.



5.- QUEBRADA DE TARAPACA.
Versant Nord de la "quebrada",
Cône de déjection coupé par les
alluvions formant ainsi un cône-terrace.



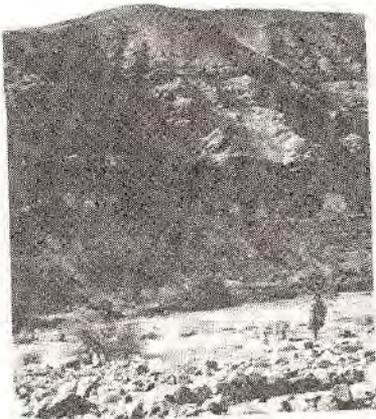
6.- QUEBRADA DE TARAPACA.
Sédiments marins et volcaniques
plissés du jurassique. Le sommet
est constitué par des sédiments
du trias.



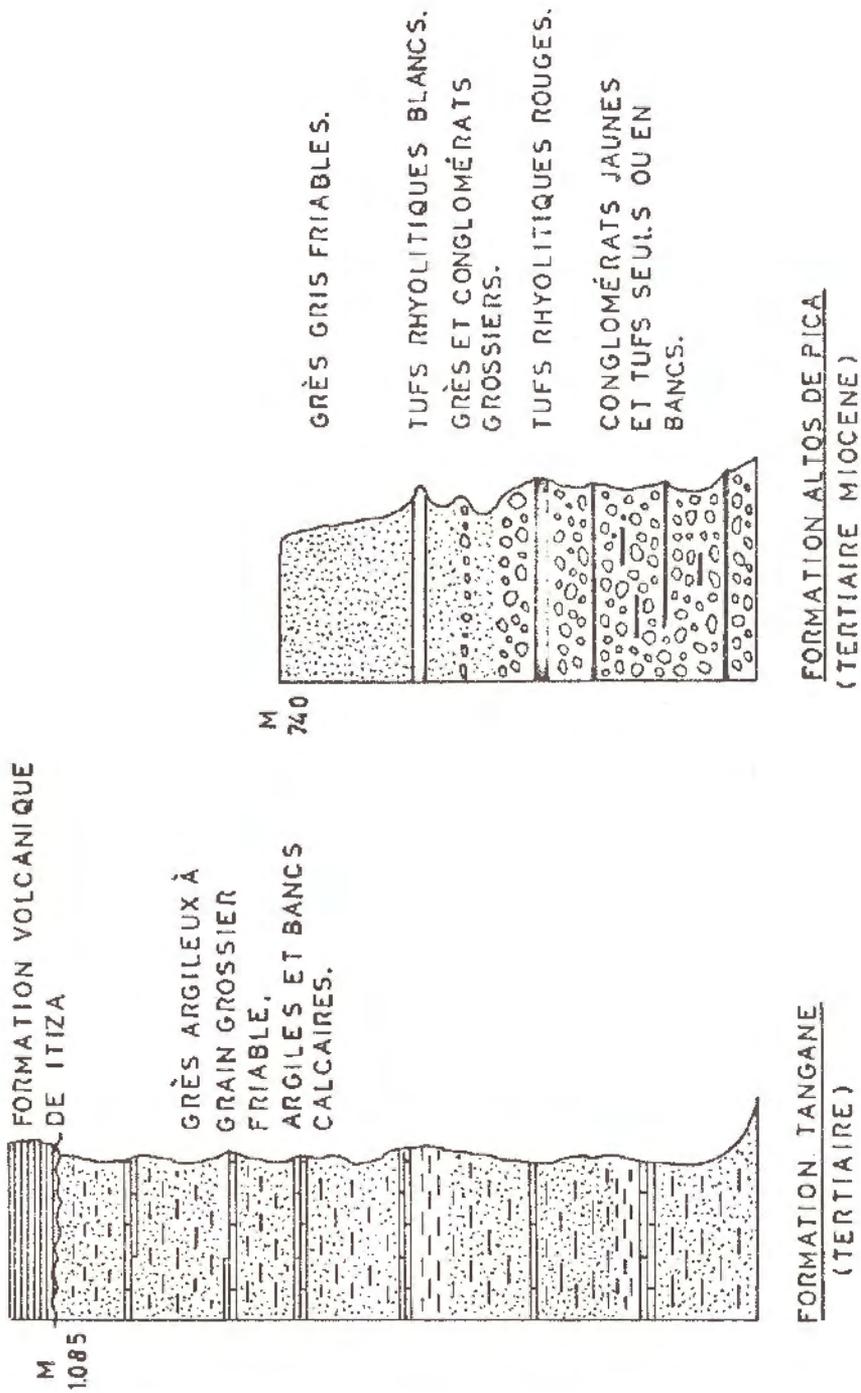
1.- QUEBRADA DE TARAPACA.
Cône de déjection et embouchure de la "quebrada".



2.- QUEBRADA DE TARAPACA.
Méandres formés par les écoulements diffus de la rivière au niveau de son embouchure avec la "Pampa". Au fond on peut observer la terrasse lacustre (t₁).

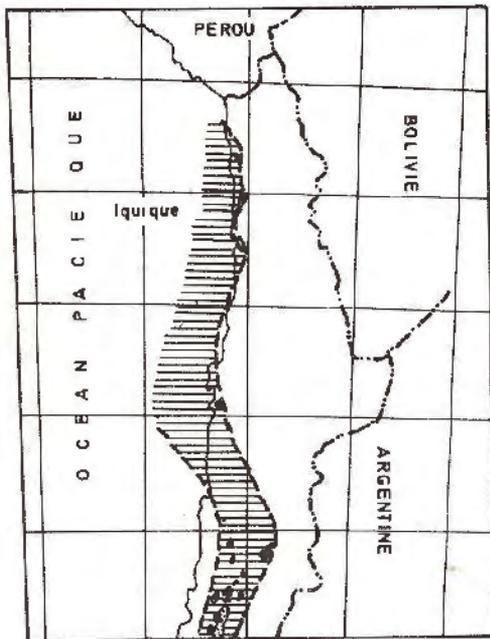


3.- QUEBRADA DE TARAPACA.
Terrasse lacustre (t₁) du Nord. Pied de vache et aïnes tectoniques à la base avec chute de blocs.



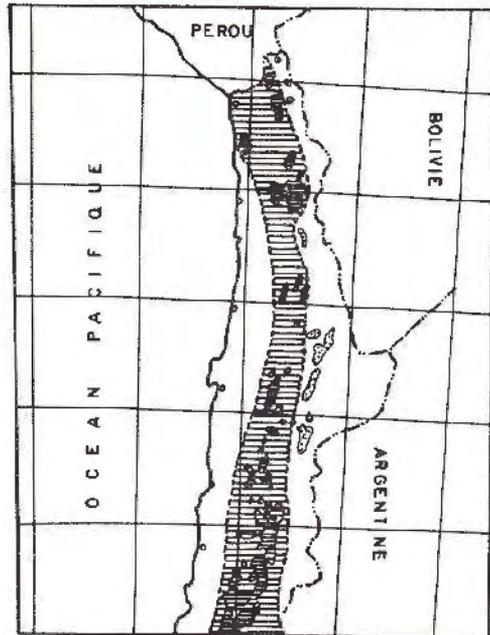
PALEOGEOGRAPHIE DU NORD DU CHILI

LE CRETACE INFÉRIEUR



-  Geosynclinal
-  Roches Sédimentaires D'origine Marin (Facies miogeosynclinal).
-  Roches Volcaniques avec Intercalations de Sédiment Marins (Facies eugeosynclinal).

LE CRETACE

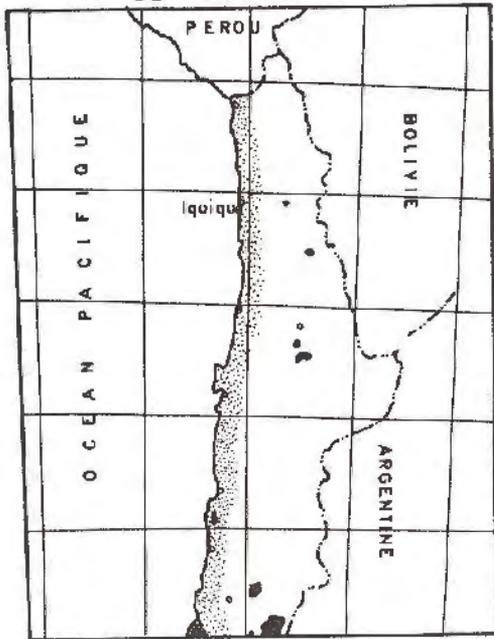


-  Geosynclinal
-  Roches Volcaniques et Sédimentaires Continentales.
-  Roches Sédimentaires D'origine Marin.

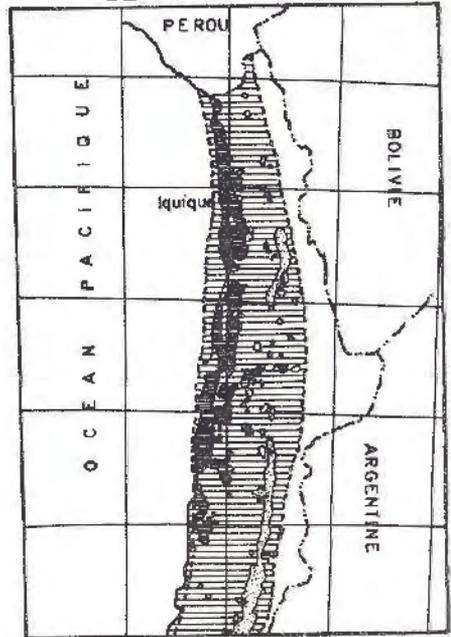
in C.O.R.F.O. 1967

PALEOGEOGRAPHIE DU NORD DU CHILI.

LE TRIASIQUE.



LE JURASSIQUE.



 Roches Sedimentaires Volcaniques et Continentales.

 Roches Sedimentaires D'Origine marin avec intercalation de Roches Volcaniques et Sedimentaires Continentales.

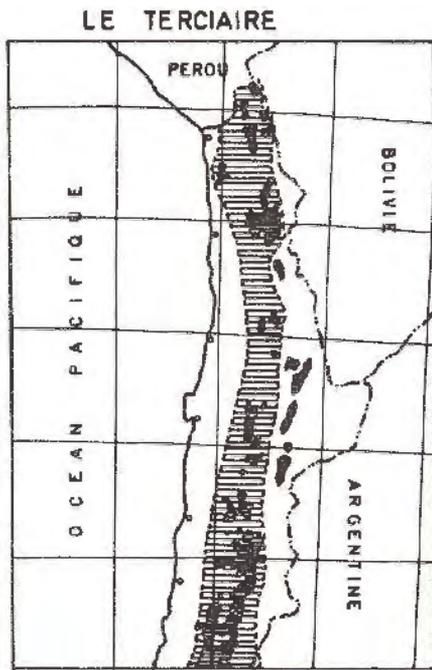
 Regions D'Émersion.

 Geosynclinal

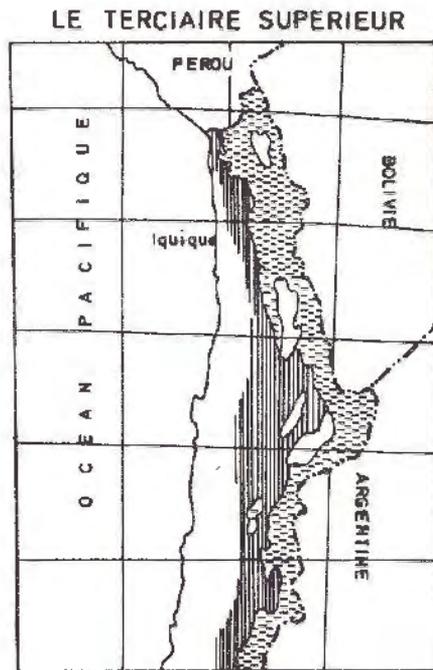
 Roches Volcaniques avec intercalations de Roches D'Origine Marin Sedimentaires (Facies eugeosynclinal).

 Roches Sedimentaires D'Origine marin avec Evaporites et Roches Sedimentaires Continentales.

PALEOGEOGRAPHIE DU NORD DU CHILI

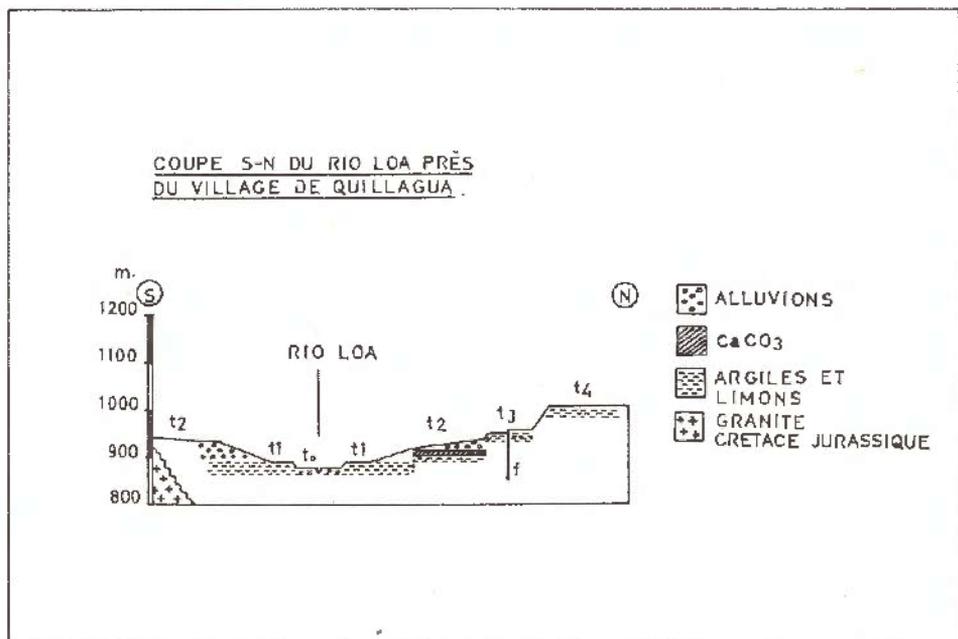


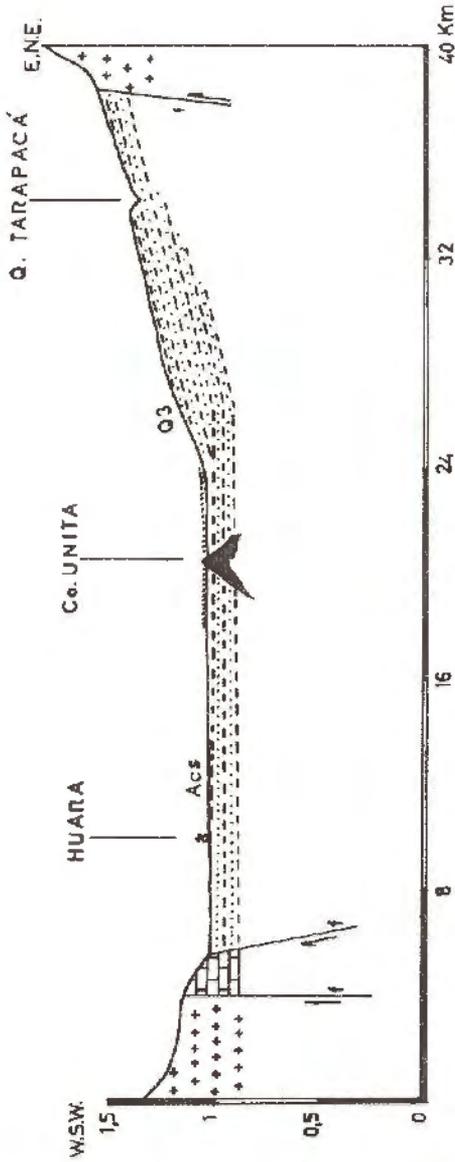
-  Affleurement de Roches Volcaniques et Sedimentaires Continentales.
-  Region de Volcanisme actif avec depôts Continentaux
-  Roches Sedimentaires D'Origine Continentale ou Marin.



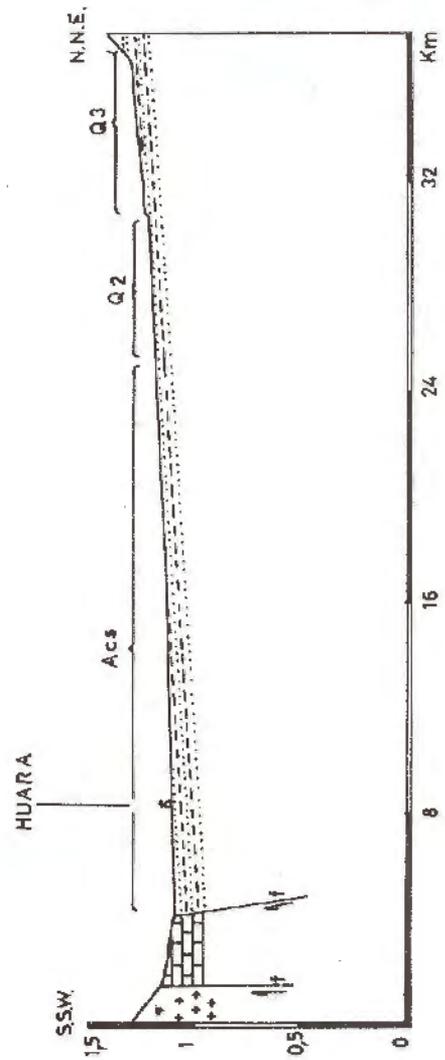
-  Affleurement de Roches Volcaniques et Siliciques
-  Etendue Probable du Volcanisme Silicique

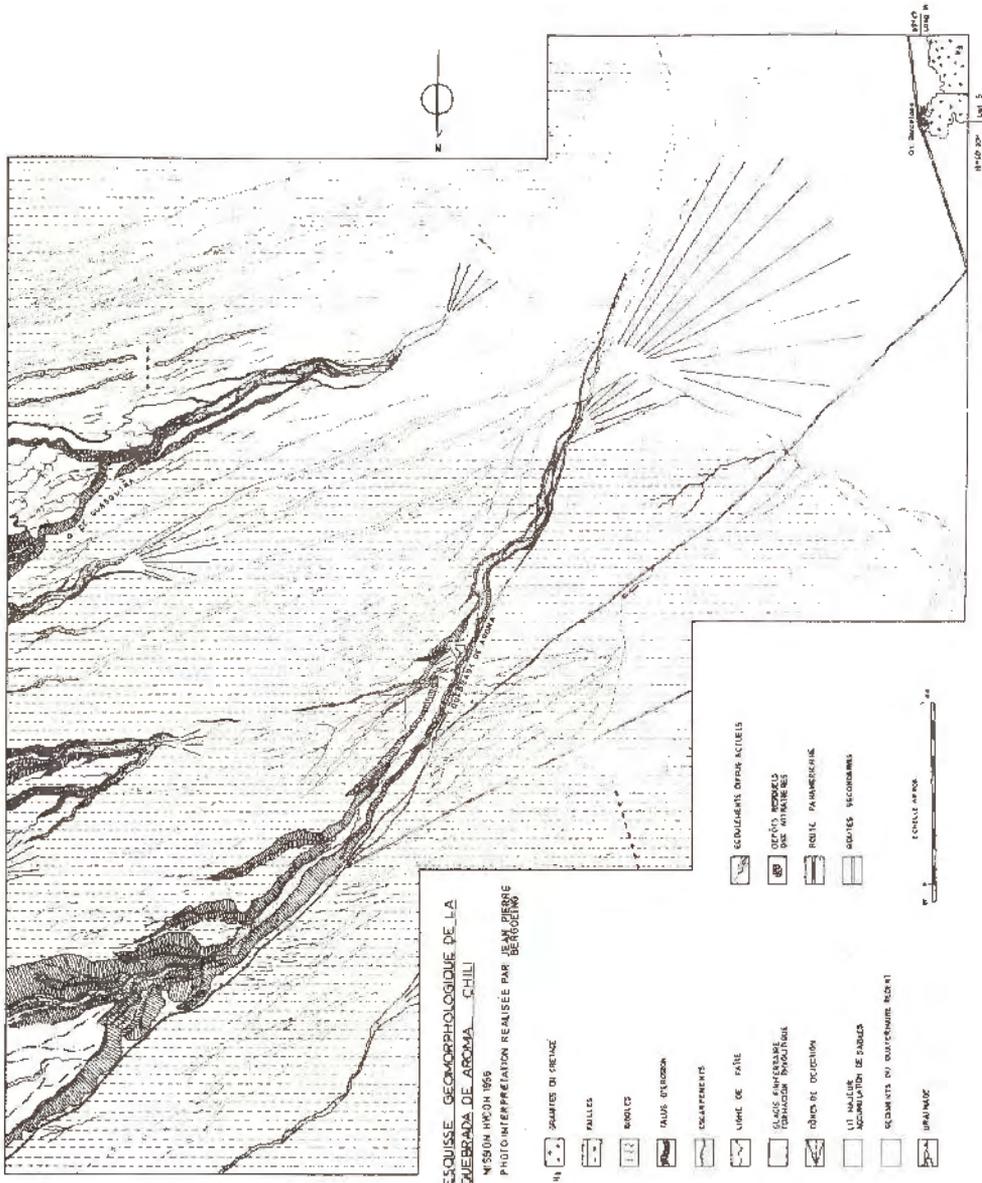
in C.O.R.F.O. 1967





- Depôts éoliens actuels
- Sédiments alluvionnaires Actuels.
- Sédiments du Quaternaire Moyen.
- Sédiments du Quaternaire Ancien.
- Intrusifs Granitiques du Crétacé.
- Sédiments marins et volcaniques du Jurassique.
- Affleurement basalitique d'âge indéterminé.





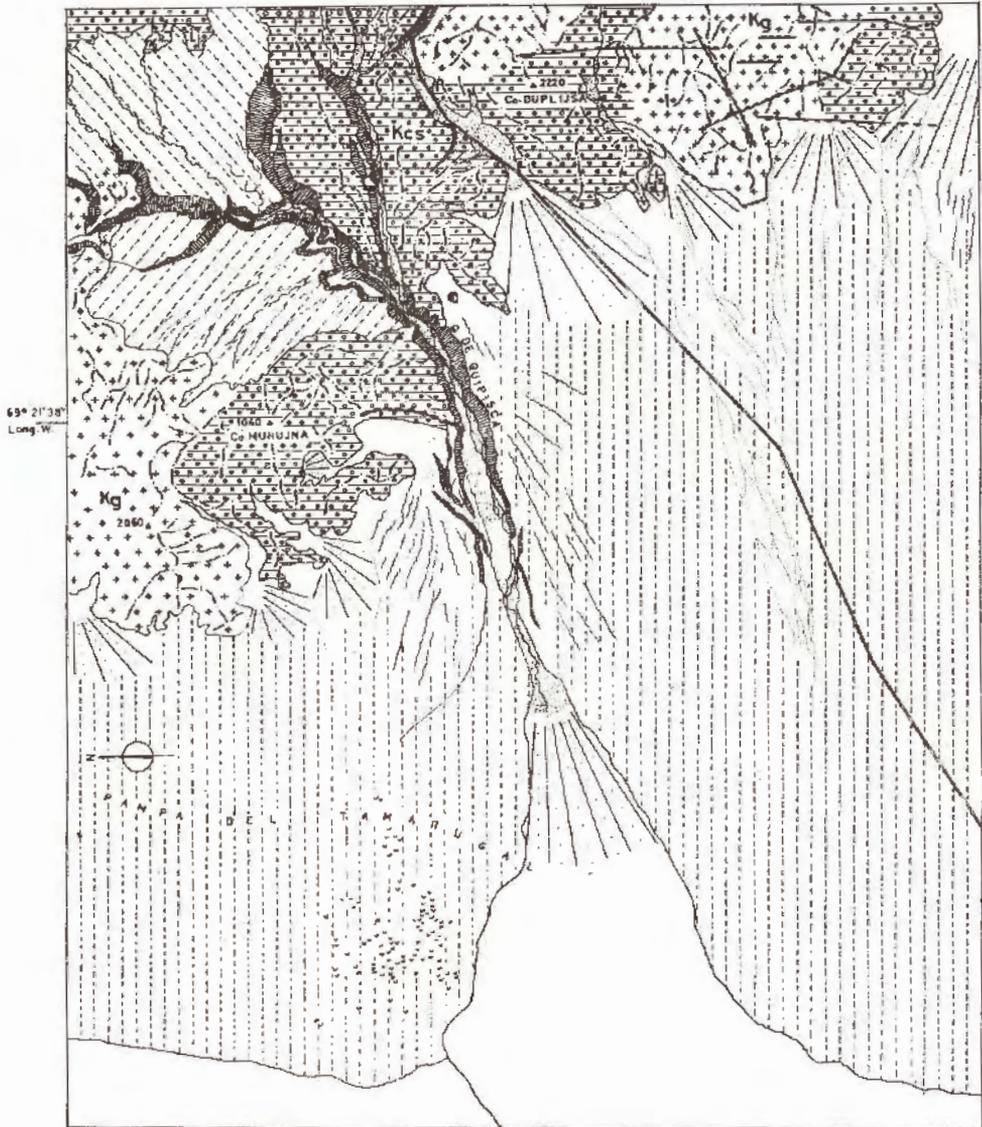
ESQUISSE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA "QUEBRADA" DE QUIPISCA, CHILI.

MISSION HYCON 1955

0 7 Km

PHOTO INTERPRETATION REALISEE PAR J.P. BERGOEING

ECHELLE APROX.

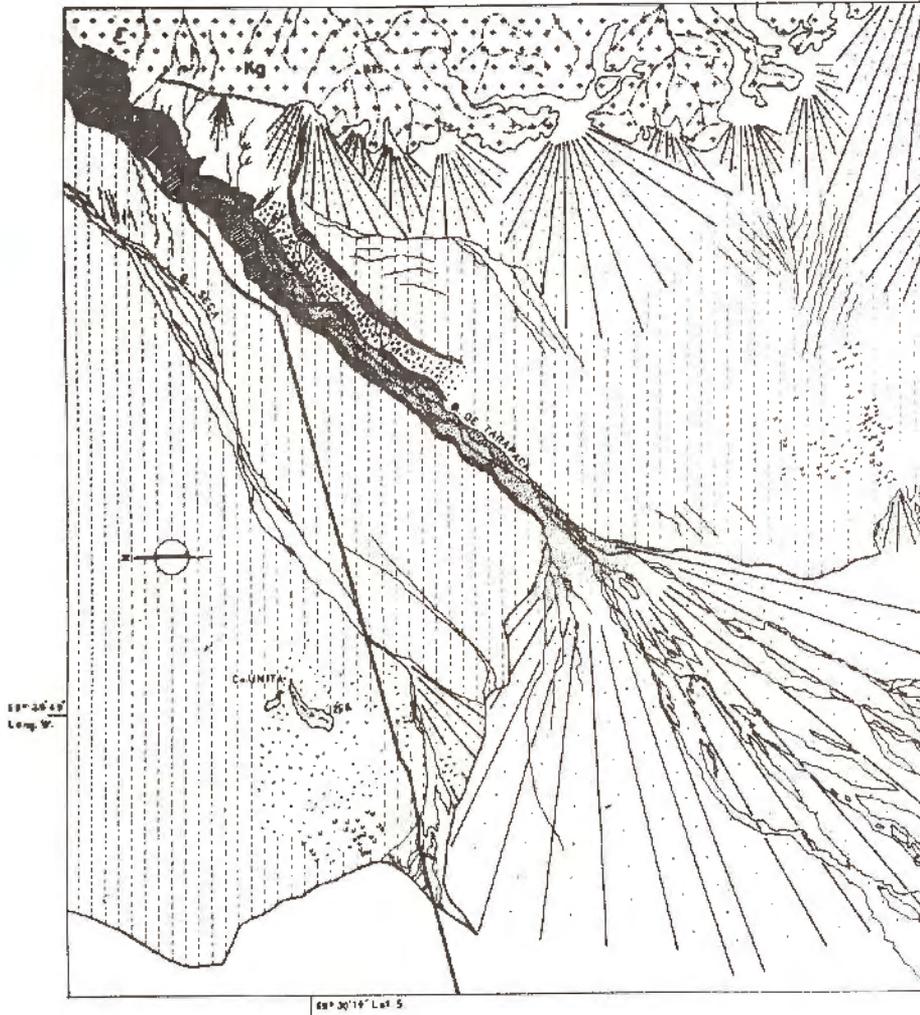


- | | | | | | |
|---|--|---|---|---|-----------------------------------|
|  | ROCHE FONDAMENTALE
GRANITES DU CRETACE |  | TALUS D'EROSION |  | BARKANS |
|  | ROCHES VOLCANIQUES DU CRETACE
RHYOLITES BASALTES CONGLOMERATS |  | SABLES D'ACCUMULATION
FLUVIATILE DU LIT MAJEUR |  | ROUTE DE POZO ALMONTE
A MAMIRA |
|  | FAILLES |  | DRAINAGE |  | ALTITUDES |
|  | GLACIS TERTIAIRE
FORMATION RHYOLITIQUE |  | RIGOLES |  | LIGNE DE FAÏTE |
|  | CÔNES DE DÉJECTION | | | | |

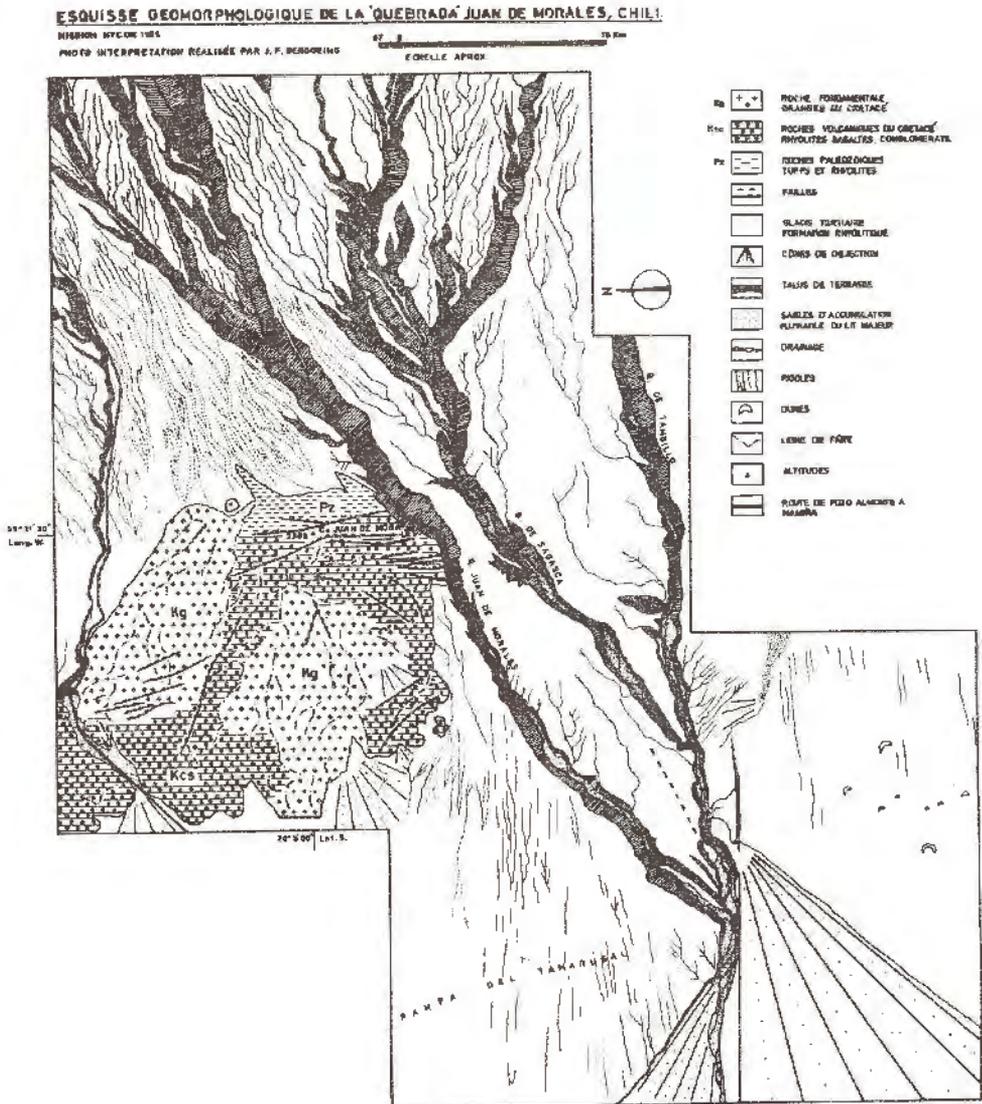
ESQUISSE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA QUEBRADA DE TARAPACA, CHILI

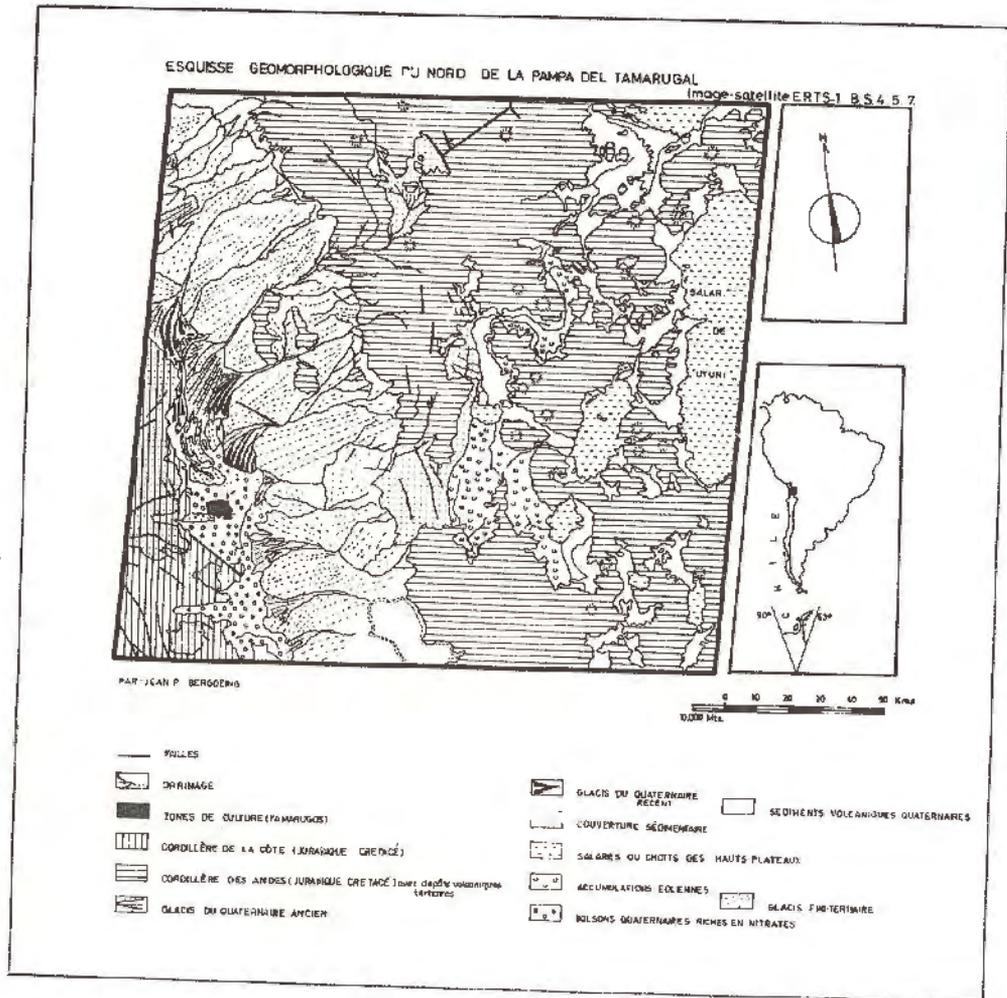
0 7 Km.
Echelle Approx.

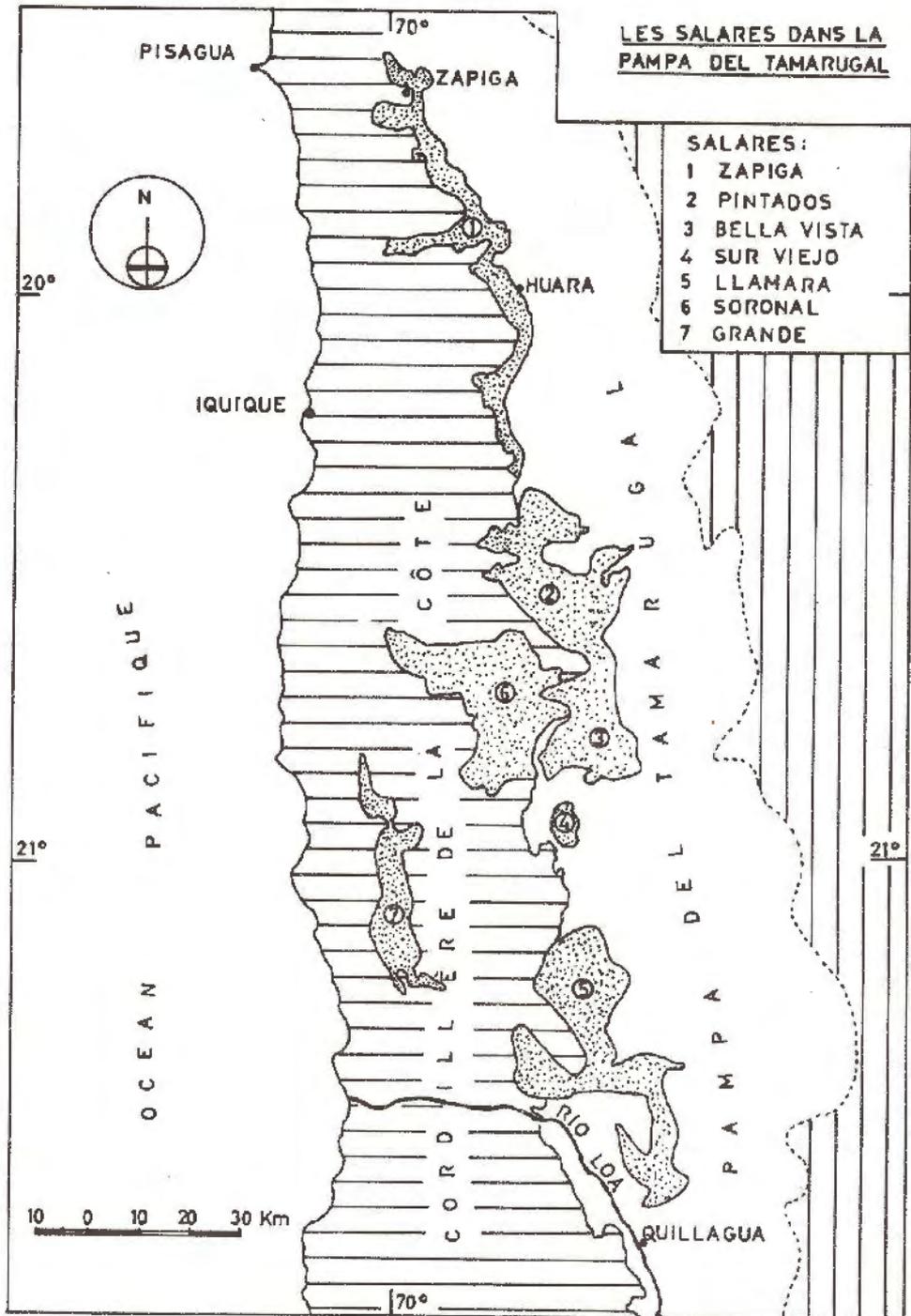
MISSION HYBON 1958
PHOTO INTERPRETATION REALISEE PAR JP BERGOEING



- | | |
|---|--|
|  Roche fondamentale granites du Cretace. |  Rigos |
|  Failles. |  Deltas Tertiaire a Couverture Volcanique. |
|  C6nes de Dejection. |  Sables d'accumulation Fluviale du lit Major. |
|  Talus de Terrasse. |  Berkans. |
|  Duvils de Terrasse a debris Anguleux. |  Route de Murs a Tarapaca. |
|  Drainage. |  Altitudes. |



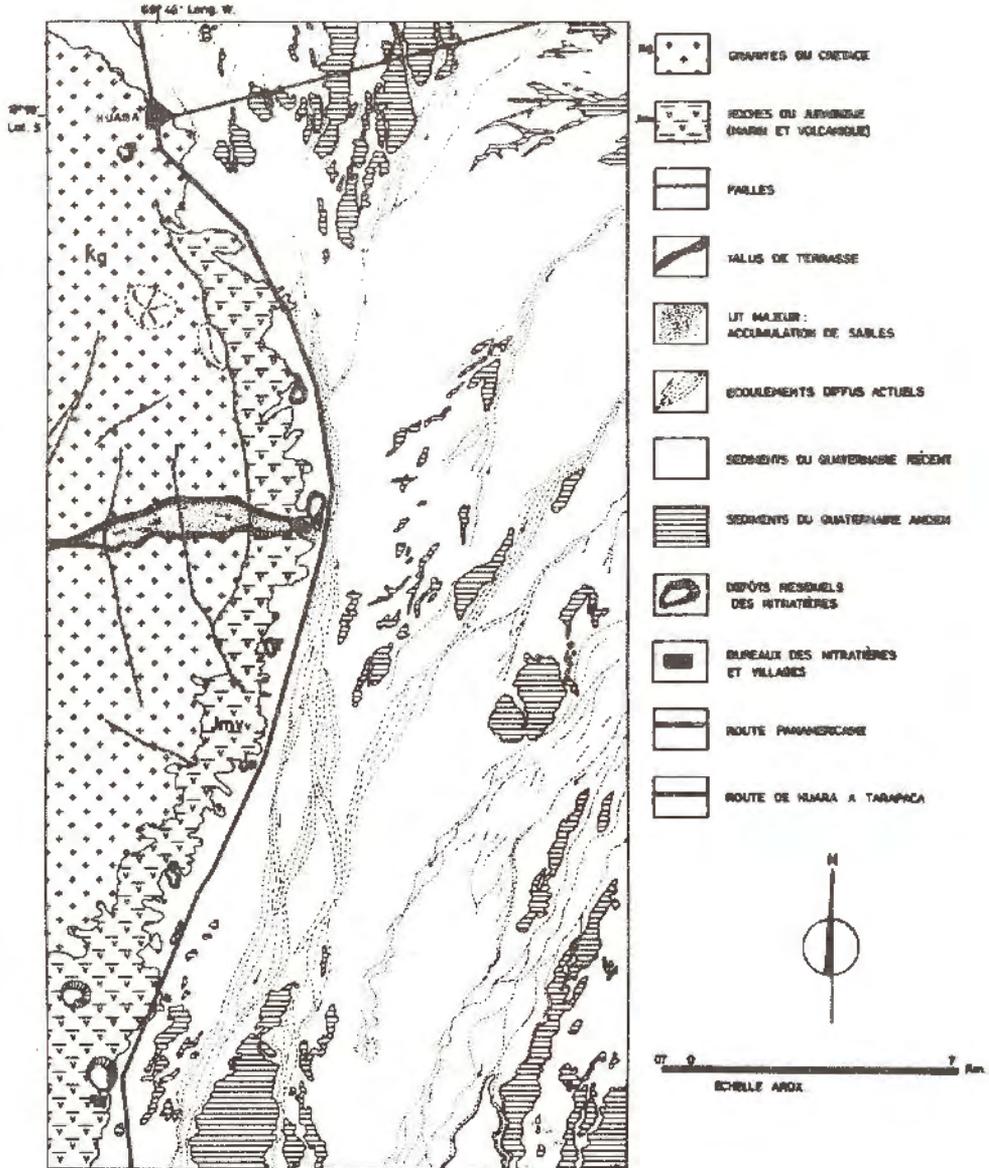


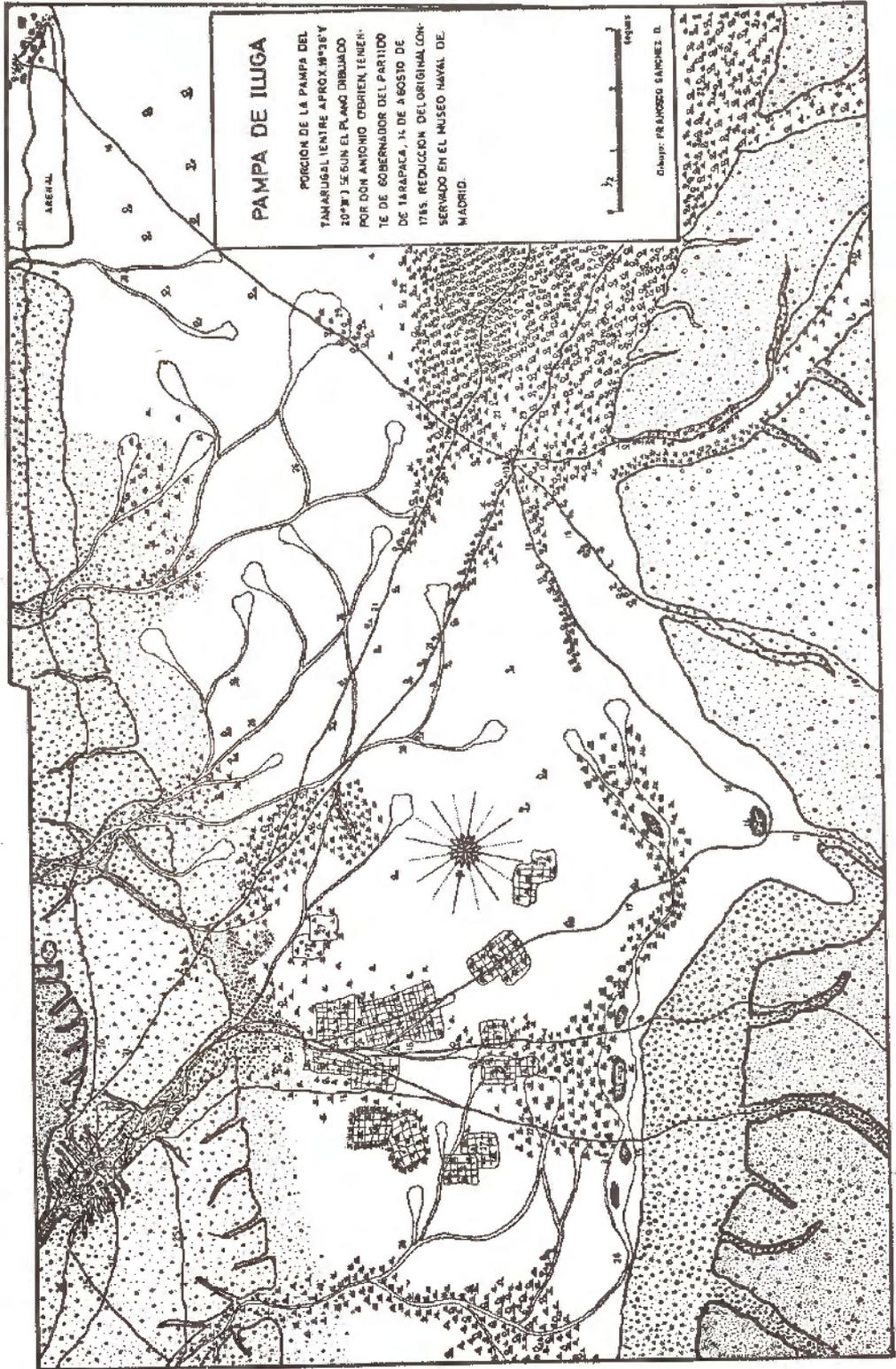


**ESQUISSE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA ZONE DE CONTACT
DE LA PAMPA ET DE LA CORDILLÈRE DE LA CÔTE.**

DÉSIGNATION PROCOM 1955

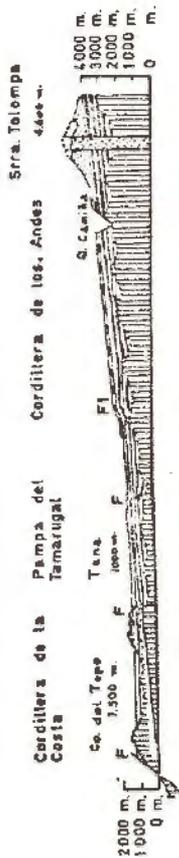
PHOTO INTERPRÉTATION RÉALISÉE PAR J.P. BERGOING



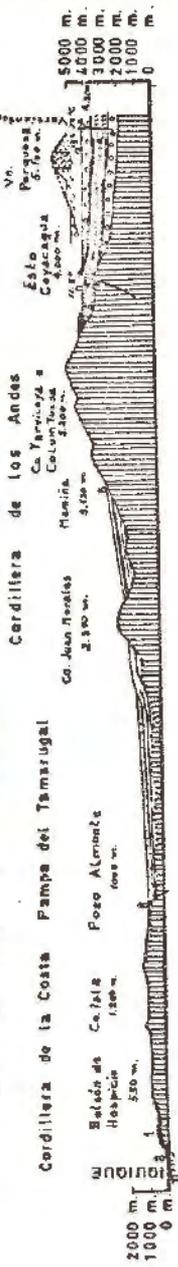


TRES PERFILES POR TARAPACA (Según Dr. J. Brüggen). 1950.

PERFIL POR LA QUEBRADA DE TANA



PERFIL DE IQUIQUE AL Vº PORQUESA



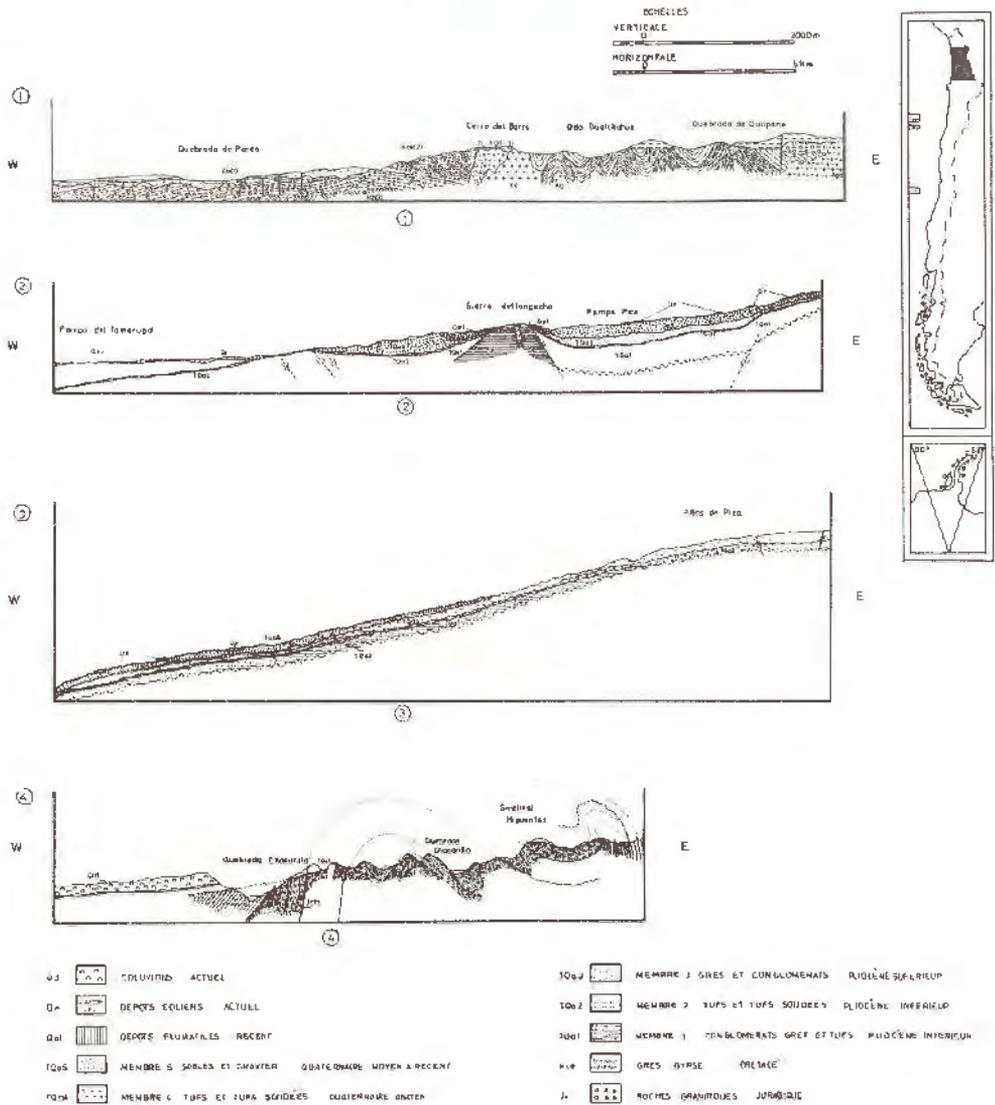
PERFIL POR LOS ALTOS DE PICA



- | | | | |
|--|-------------------------------------|--|---|
| | Relleno moderno | | Sedimentos Terciarios y (Formación Liparítica en parte) |
| | Tobas Liparíticas modernas | | Lavas y Tobas Liparíticas |
| | Cenizas y Escorias de Traquandesita | | Rodados (Capa Acuífera de Pica) |
| | Lava Traquandesítica | | Rocas Mesozónicas Fundamentales |
| | | | F - Falla |
| | | | FI - Flexura |
| | | | o - Vertiente |

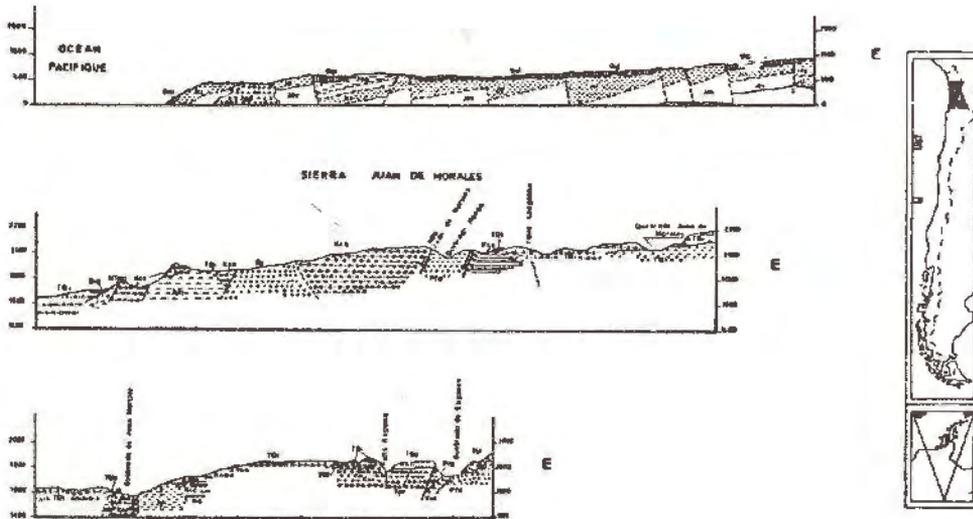
COUPES GÉOLOGIQUES DE LA PROVINCE DE TARAPACÁ

SELON L'INSTITUT DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES DU CHILI

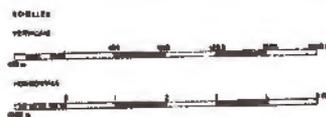


COUPES GEOLOGIQUES DE LA CÔTE DE LA PROVINCE DE TARAPACA

SELON L'INSTITUT DE RECHERCHES GEOLOGIQUES DU CHILI

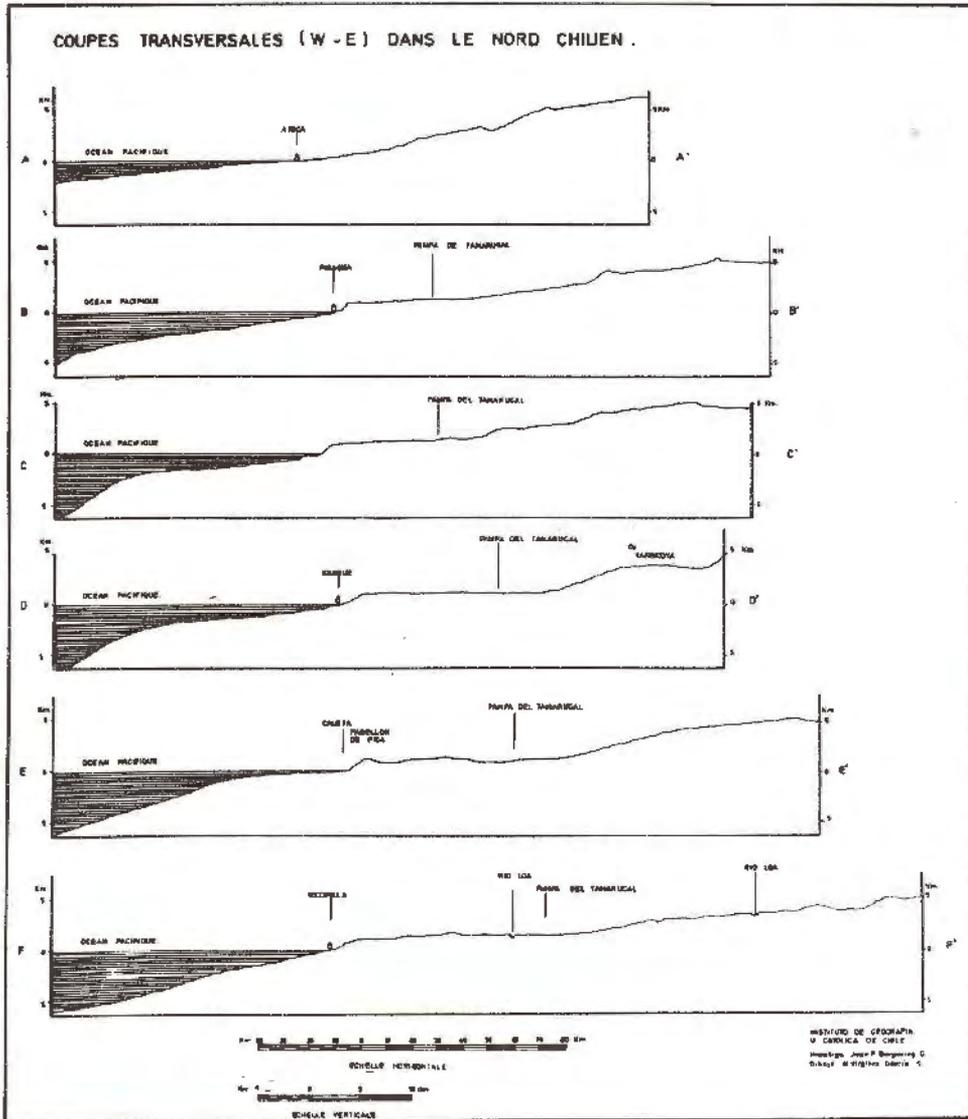


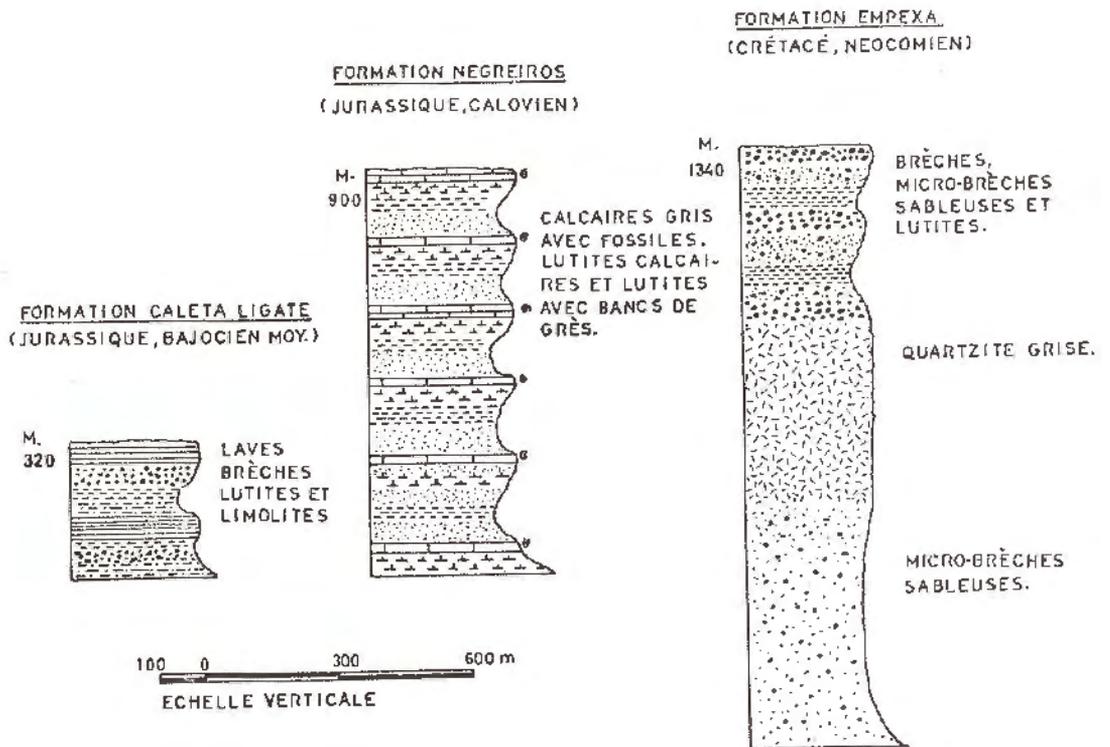
- Stf SUDAMORNE MODERNE
- Jov LAYES, BRÈCHES
- Jos SEDIMENTS LITTORAUX SUR FOND BLAUCONITUM
- Jrd GRANODIORITE
- Jrg MARNES ET SCHISTES ROUSCATRES UN PEU SALINS
- Jca FORMATION "CHACABELLA" (SCHISTES ET GRÈS)
- Jc FORMATION "DUPUIS" (GRÈS CALCAIRES ET GRÈS CALCAIRE)
- T01 MEMBRE "IPA SIA" (GRÈS CONGLOMERATS)
- T01 MEMBRE "TANBILLO" (SCHISTES)
- T01 MEMBRE "SARASCO" (GRÈS ET CONGLOMERATS)
- Nea FORMATION CERRO EMPERA ANDESITES BRÈCHES TRACHYTE
- Ne GRANITE GRANODIORITE ADAMELITE ET TONALITE
- Prd FORMATION "DIABLO" GRÈS CONGLOMERATS SCHISTES Tufs HYDROTHERMAUX
- Prs FORMATION "QUIPICA" Tufs HYDROTHERMAUX ET DACITES
- C1 CONGLOMERATS ET CALCAIRES APPAREMENT SE FONDRE AVEC DES PRODUCTIONS



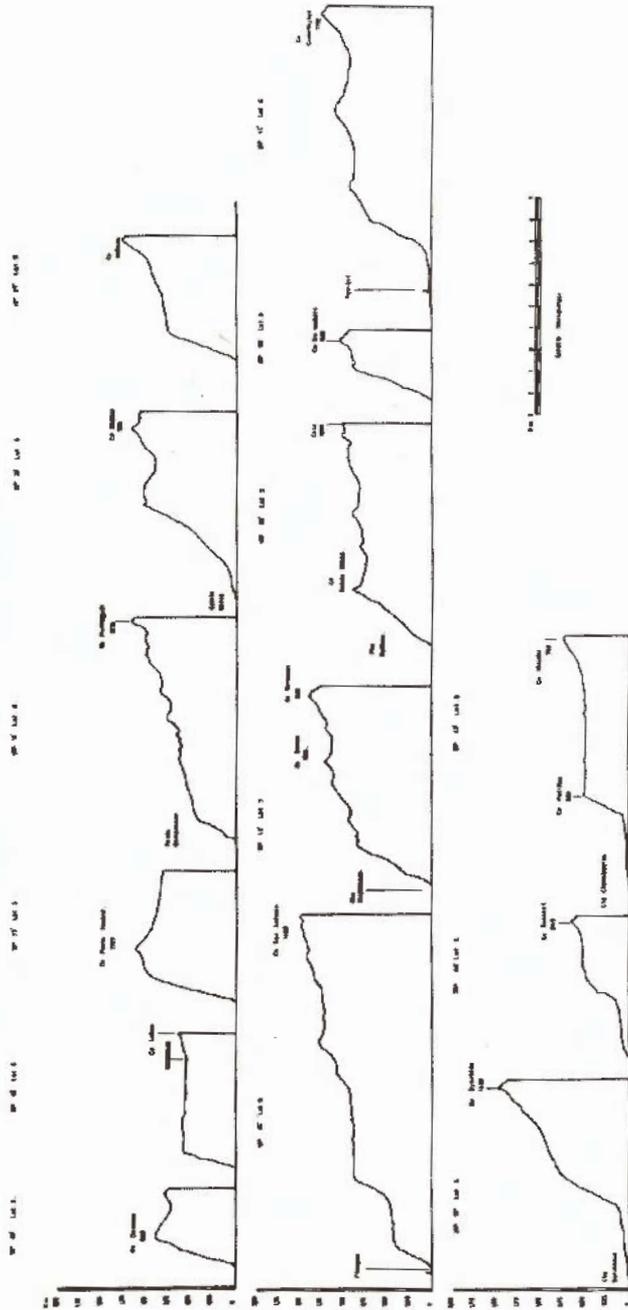
	Salares liés à la proximité d'une nappe phréatique			Salares non associés à une nappe phréatique	
	Faible profondeur	Profondeur moyenne	Grande profondeur	Dus aux crues	Dus à la condensation atmosph.
Formations à prédominance argilo-limoneuse	Salar à motes	Salar mixte	néant	Croutes laminaires micées et discontinues	Efflorescences hexagonales (per ascensum) ou motes non enracinées (per descensum)
Formations à prédominance sableuse	Salar mixte ondulé	Salar laminaire (= à dalles)	Salar laminaire fossilisé ou non fonctionnel	néant	Salar à motes non enracinées

AUTEUR : C. LECARPENTIER, 1973

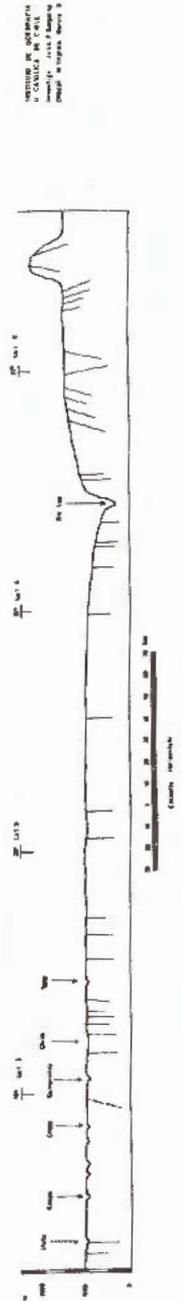


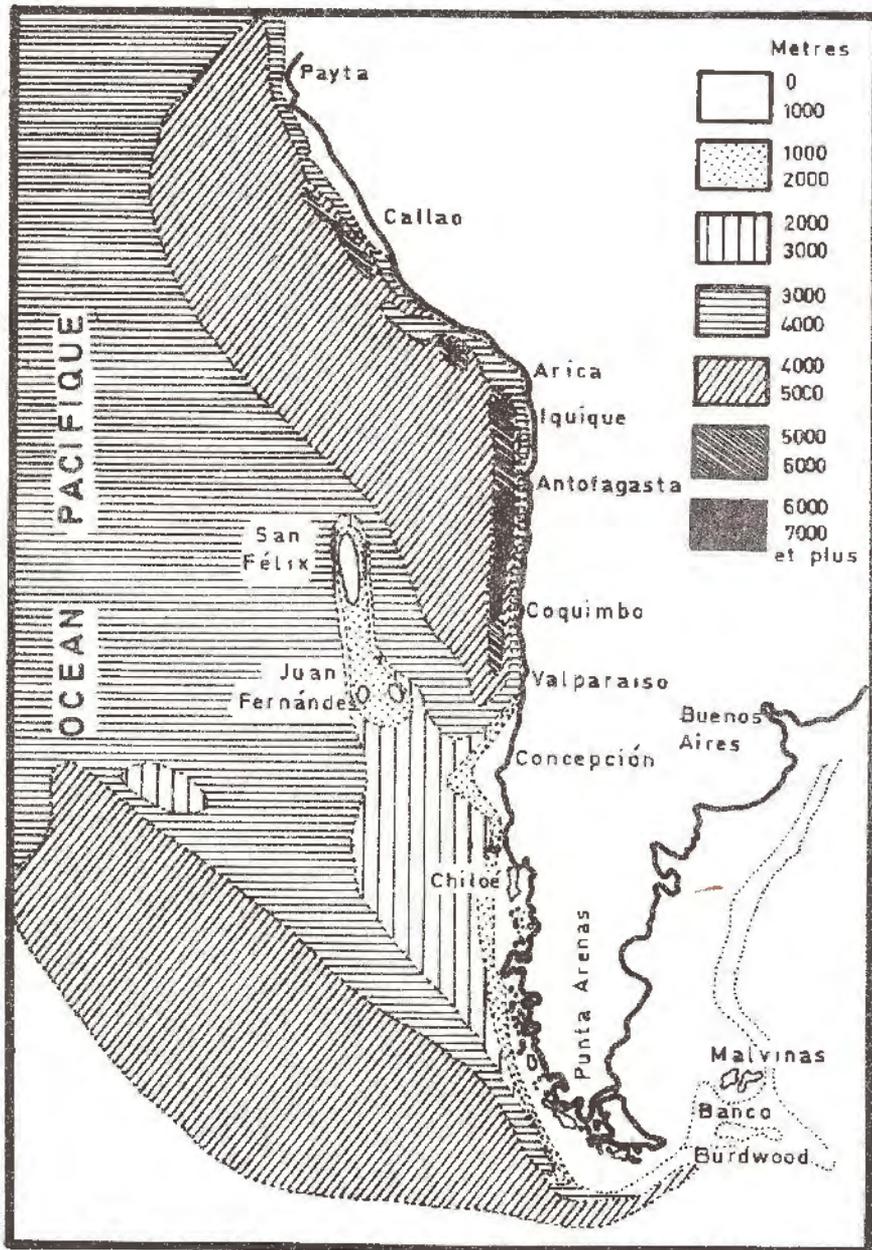


COUPES TOPOGRAPHIQUES DU LITTORAL (Province de Tarapacá - Chili)

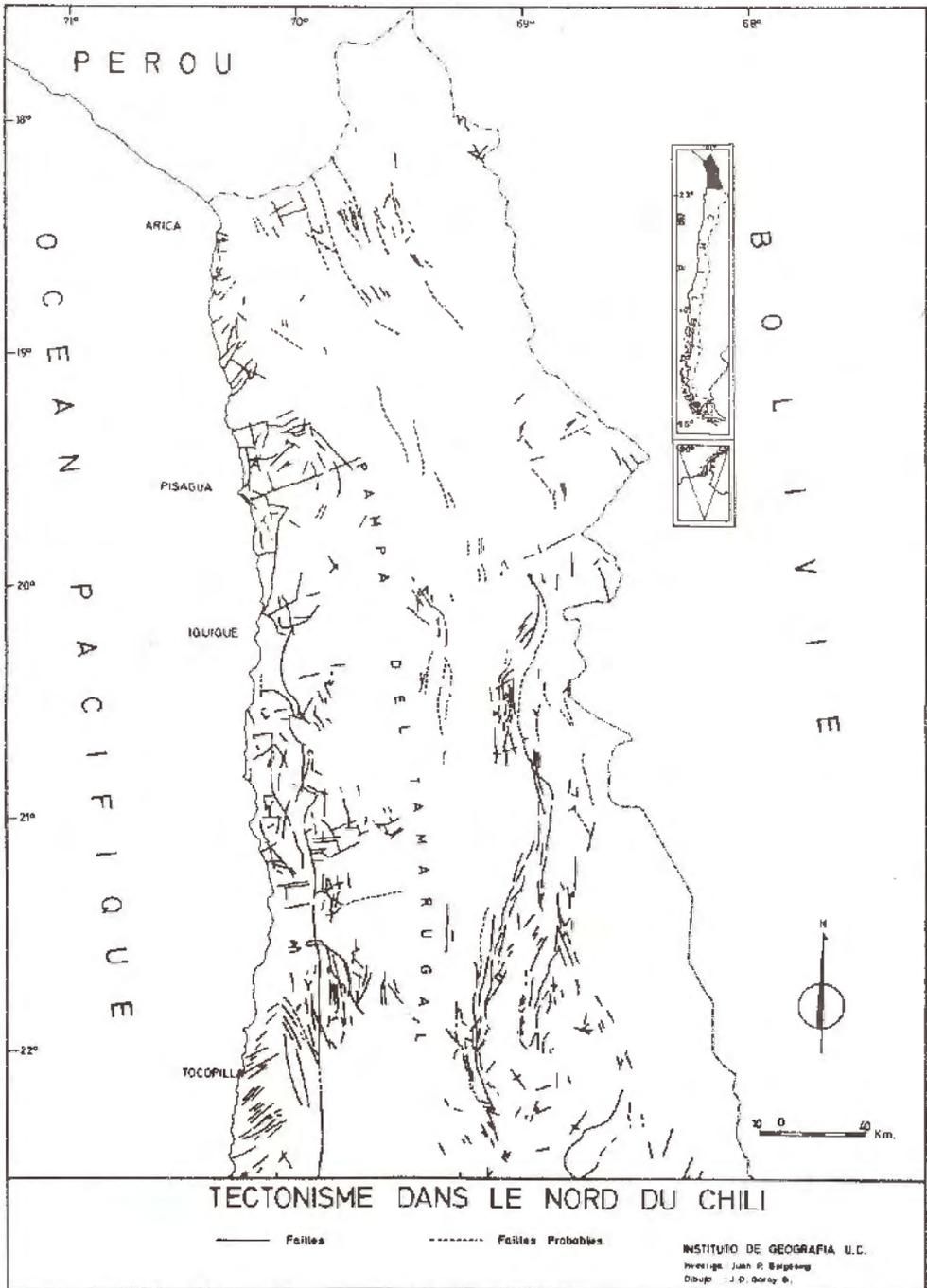


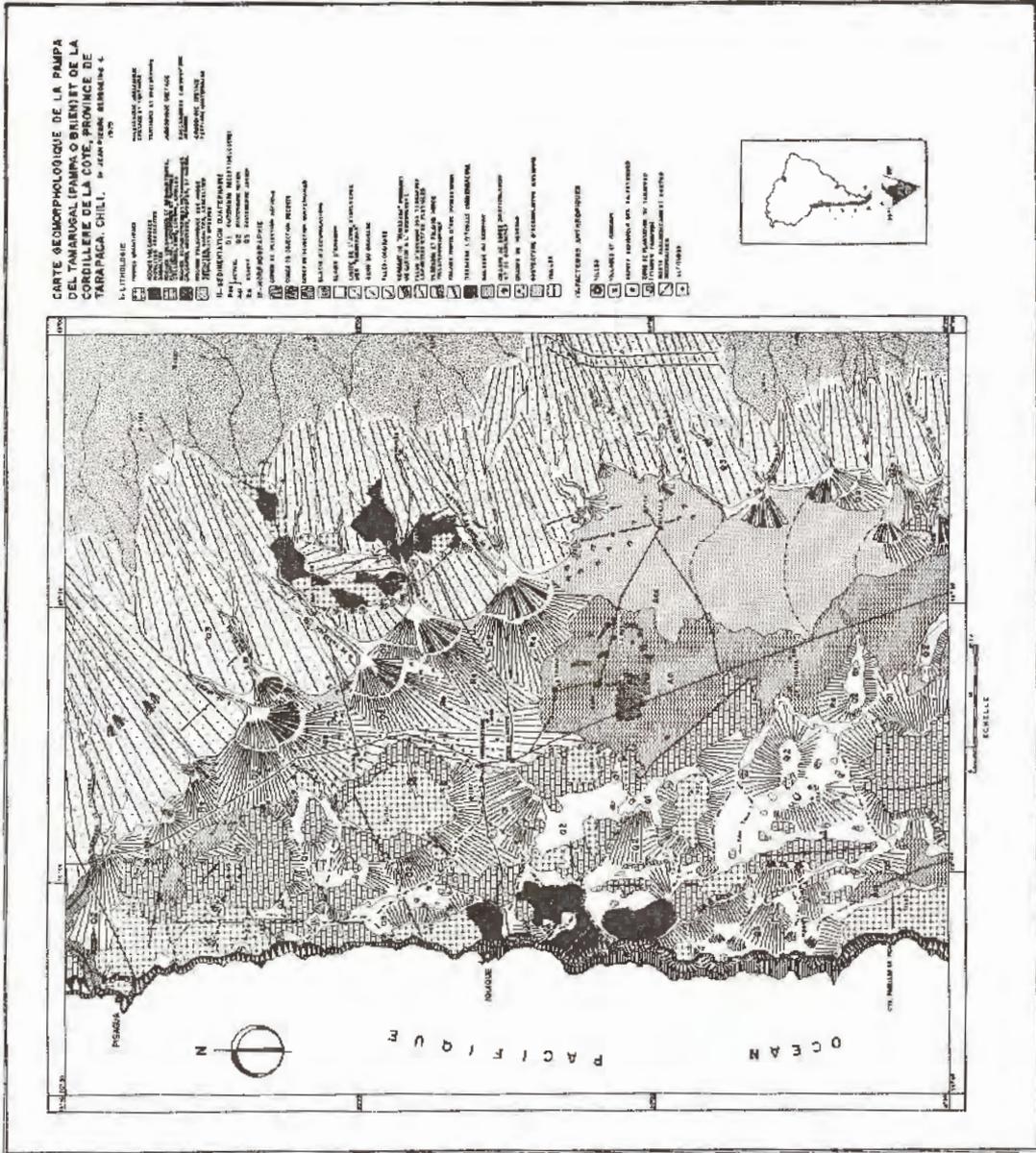
COUPE LONGITUDINALE DE TARAPACA A TRAVERS LE MERIDIEN 70° LONG W.





CARTE DES FONDS MARINS DU L'OCEAN PACIFIQUE AU LARGE DU CHILI. (Selon M. Juan Bruggen). 1950.





GOMORFOLOGIA DEL AREA DE CONFLUENCIA DE LOS RIOS REVENTAZON Y PEJIBAYE, COSTA RICA.

Dr. Jean Pierre Bergoeing

Introducción

El río Reventazón constituye el principal colector, que drena las aguas del Valle Central Oriental de Costa Rica. El área de estudio, se localiza en el curso medio de dicho río, una vez que éste ha superado la represa hidroeléctrica de Cachí y corre por un estrecho cañón, hacia el Este, en forma casi rectilínea, hasta ensancharse en forma desproporcionada en el sector comprendido entre el Cerro Atirro y el Valle del río Turrialba.

Geodinámica y modelado

El río Reventazón, fluye en este sector por un cañón que en parte es de origen tectónico, ya que representa un gran alineamiento de falla. El río Pejibaye, igualmente está orientado por la tectónica, siguiendo su curso por una falla mayor cuya dirección es SW-NE. Dicha falla se prolonga, constituyendo un sistema de fallas de corrimiento, que en parte es aprovechada por el río Reventazón en su curso medio-inferior (confluencia del río Turrialba con el Reventazón hasta lagunas de Bonilla).

Dichos alineamientos tectónicos, han afectado en gran parte un basamento eminentemente volcánico Terciario (para éste sector) y en parte Cuaternario (Ver esquicio Geomorfológico adjunto).

Existen numerosos alineamientos de origen tectónico menores, cuyas orientaciones son E-W y preferentemente NW-SE que son testimonios visi-

bles de una tectónica sumamente vigorosa y activa en dicha región.

La componente litológica predominante (coladas volcánicas terciarias —Formaciones Doán y Aguacate— y las coladas volcánicas cuaternarias —volcanes Irazú y Turrialba—) unida a una activa tectónica han sido los factores determinantes que han favorecido el actual modelado fluvial tanto del Reventazón como del Pejibaye.

El Reventazón: Durante el Holoceno, el río Reventazón aumentó su competencia fluvial, debido a sobrecargas excepcionales, causadas por los cambios climáticos post-Wurmienses. (El deshielo post-Wurmiense dejó un vigoroso modelado glaciar en las cumbres de la Cordillera de Talamanca tales como Cerro Kamuk, Chirripó, Cerro de la Muerte y Cerros de Cuericí; en la fachada norte del Cuericí nace el Reventazón bajo el nombre de Río Grande de Orosí). Este factor, permitió al río Reventazón no solo realizar cambios frecuentes de su curso sino que ir paulatinamente ahondándolo hasta formar en algunos sectores, los profundos cañones que hoy admiramos. Pruebas del divagar del Reventazón, quedan evidenciadas por los distintos niveles de terraza, algunas de las cuales conservan formas ameandradas (terrazza de infiernillo) y otras constituyen verdaderos episodios fluvio-lacustres (terrazza de Tucurrique). En total, existen en éste sector, cuatro grandes niveles de terrazas con niveles intermedios menores.

El río Reventazón, al constituir el área lacustre o pantanosa de Tucurrique, evacuó sus aguas a través del cauce utilizado actualmente por el río Vueltas. Dicha situación cambió radicalmente

cuando el Reventazón logró abrirse una brecha a través de la vertiente sur de la fila Alto Florencia, formando luego un gran arco (entre Murcia y Pavas) adentrándose en el área actual de unión con el río Pejibaye (así lo demuestra la orientación de pendientes de las terrazas fluviales de la margen derecha del Pejibaye pegadas al Cerro Atirro). Desde éste último sector, el Reventazón continuó su trayectoria a través de la hacienda Juray; trayectoria lograda anteriormente cuando el Reventazón usaba el cauce inferior del actual río Vueltas y que tuvo como consecuencia inmediata separar al Cerro Atirro de la fila Omega que se prolonga más al Sur.

Por último, el río Reventazón terminó por aislar definitivamente al Cerro Atirro, al separarlo de su sector norte (Pavas-Palmar) erosionando este último sector y adoptando su actual sistema de drenajes. Así el Cerro Atirro se convirtió en un monandack de resistencia de respetables dimensiones. Dicho monandack se pudo constituir gracias a la diferenciación y resistencia litológica.

El Río Pejibaye: El río Pejibaye, constituyó durante largo tiempo, un área de embalse natural, en su actual sector de confluencia con los ríos Gata y Tepemechín. El embalse evacuaba sus aguas por rebalse, utilizando igualmente el cauce inferior del actual río Vueltas y se unía de éste modo al Reventazón.

Posteriormente en el sector hoy conocido como Cantarrana, y debido a la reactivación de la tectónica regional, las aguas apresadas del río Pejibaye atacaron el material triturado del alineamiento tectónico, entallando una estrecha garganta. A medida que dicha garganta se profundizaba, las aguas represadas bajaron hasta constituir el área de embalse, un valle cerrado de fondo plano y pantanoso. Posteriormente los aportes aluviales recientes le dieron al fondo del valle su configuración actual, con un lecho mayor de inundación ocupado por los ríos anteriormente citados.

Sin los aportes del Reventazón ni del Pejibaye, el río Vueltas perdió mucha competencia y pasó a constituir un afluente más del río Pejibaye.

El sector comprendido entre el Cerro Atirro y la confluencia del río Turrialba con el Reventazón, debido a eventos volcánicos posteriores, que taponearon el curso inferior del Reventazón en el sector de Bonilla y de Pascua, constituyó igual-

mente un área de decantación lacustre, durante un lapso más o menos prolongado. Sería difícil explicar de otro modo la existencia desmesurada de este enorme lecho de inundación. Por otra parte el material rodado que descansa sobre antiguas caladas en el sector del Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas, contribuye sustancialmente en favor de ésta hipótesis.

Conclusiones

La dinámica fluvial de los ríos Reventazón y Pejibaye ha sido muy cambiante durante el Holoceno, por lo menos en lo que respecta al modelado que ha dejado perceptible. Ello debido en particular a una tectónica muy activa en un medio litológicamente favorable (alternancia de rocas volcánicas y sedimentarias) ayudado por sobrecargas fluviales fuera de lo común, tanto por episodios climáticos adversos así como eventos volcánicos catastróficos. Dicho material, que hoy tapiza parte de sus márgenes y el fondo de su cauce, representada por material rodado de tallas considerables, dio al Reventazón la competencia necesaria para delinear su actual curso.

Los actuales cauces, son el producto singular de un modelado fluvial, en rocas que a pesar de presentar una resistencia mecánica alta, han sido fácil presa de la alteración química, ello favorecido por el medio tropical húmedo (más de 3.000 mm. de precipitación anual para este sector), y por la reactivación tectónica de algunos alineamientos mayores.

BIBLIOGRAFIA

- BERGOEING, Jean Pièrre 1978. "La Fotografía Aérea y su Aplicación a la Geomorfología de Costa Rica." Ministerio de Obras Públicas y Transportes, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.
- BERGOEING, J.P. & BRENES L.G. 1978. "Mapa Geomorfológico de Costa Rica". Escala 1:1.000.000, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.
- BERGOEING, J.P. & MORA S. 1980. "Mapa Geomorfológica de Costa Rica". Escala

1:500.000, Instituto Geográfico Nacional (en prensa), San José, Costa Rica.

KRUSHENSKY R., MALAYASSI E. & CASTILLO R., 1976. "Reconnaissance Geological Map and cross sections of Central Costa Rica." U.S. Geological Survey, Arlington, Virginia, U.S.A.

MALAVASSI, Enrique, 1975. "Nota Geopaleontológica preliminar sobre el valle del río Reventazón en su curso medio." *Revista de Geografía de América Central*, Nº 2—1er Semestre— 1975, Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica.



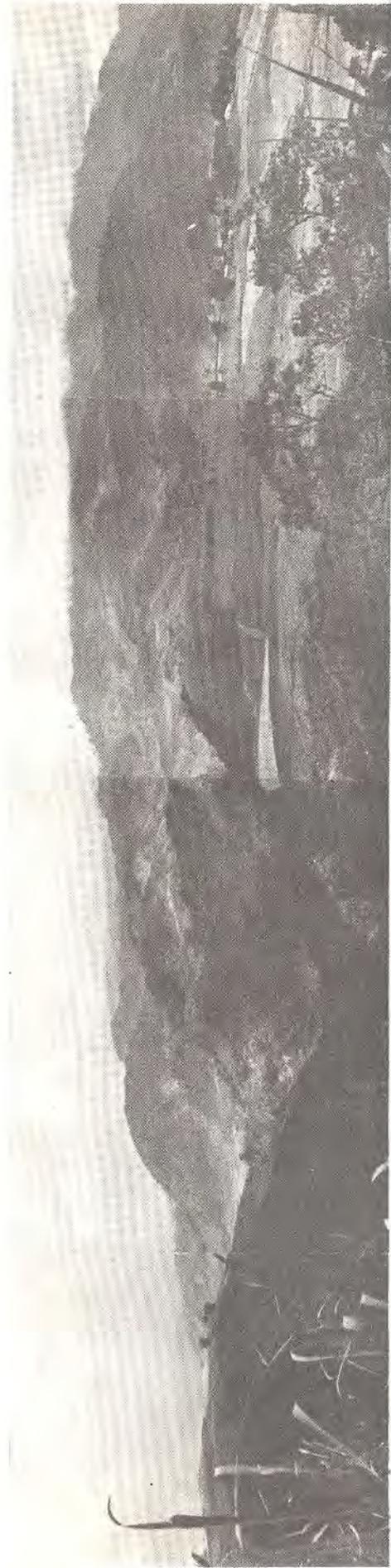
FOTOGRAFIA AEREA I.G.N.-C.R.; OBSERVESE LA TERRAZA AMEANDRADA PROXIMA AL POBLADO DE INFIERNILLO, (MARGEN IZQUIERDA DEL RIO REVENTAZON) .



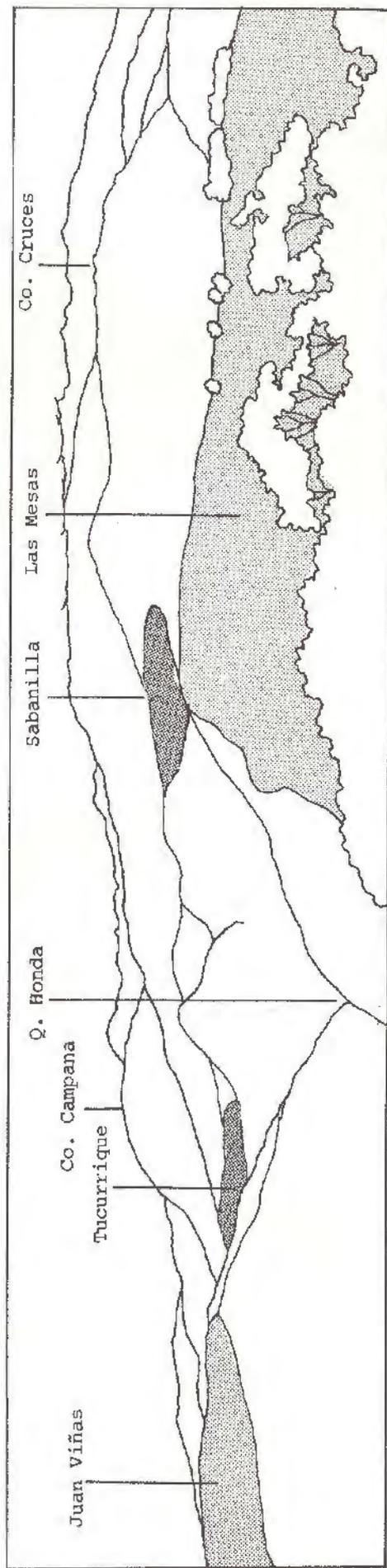
MARGEN IZQUIERDA DEL RIO REVENTAZON: MESETA ESTRUCTURAL DE JUAN VIÑAS, FORMADA SOBRE LAVAS CUATERNARIAS Y NIVEL SUPERIOR FLUVIAL DEL RIO REVENTAZON. AL FONDO SE OBSERVA EL EMBALSE HIDROELECTRICO DE CACHI Y LAS ESTRIBACIONES ORIENTALES DE LA CORDILLERA DE TALAMANCA.



MARGEN DERECHA DEL RIO REVENTAZON. TERRAZA FLUVIAL DEL SECTOR CONGO-SABANILLA. EN PRIMER PLANO TALUD DE EROSION DE LA QUEBRADA CONGO.



MARGEN DERECHA DEL RIO REVENTAZON (CURSO MEDIO); MESETAS ESTRUCTURALES DE JUAN VIÑAS (IZQUIERDA) Y DE LAS MESAS (DERECHA) SEPARADAS POR LA QUEBRADA HONDA. AL FONDO, MARGEN IZQUIERDA DEL RIO REVENTAZON Y ALGUNOS NIVELES DE TERRAZAS.





SECTOR DE CANTARRANA: GARGANTA
FLUVIAL DEL RIO PEJIBAYE. EN
PRIMER PLANO CANTOS RODADOS
EN SU MAYORIA IGNEOS.



CAUCE INFERIOR DEL RIO VUELTAS



ESTEREOTRIPE DEL CURSO MEDIO DEL RIO REVENTAZON Y DE SU
CONFLUENCIA CON LOS RIOS PEJIBAYE Y ATIRKO.
FOTOGRAFIAS I.C.N.-C.R. 18-ENERO-1956 N°6763-64-65.

FOTOINTERPRETACION GEOMORFOLOGICA DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL VALLE CENTRAL DE COSTA RICA. (BASADO EN UNA IMAGEN DEL SATELITE LANDSAT DEL 23 DE ENERO DE 1979)

Jean Pierre Bergaering

I. Introducción

La imagen Landsat, en infra-rojo color, con fecha 23 de enero de 1979, cubre casi todo el Valle Central Occidental (ha quedado fuera del campo perceptivo, las cumbres volcánicas del Poás y del Choyate), y un pequeña sector del Valle Central Oriental (sector de Coris a Paraíso).

Igualmente es posible observar en dicha imagen, las estribaciones Norte de la Cordillera de Talamanca, donde destacan unidades tales como el macizo de Turrubares y el sistema Caraigres-Candelaria.

II. **Geodinámica interna.** El área de la imagen, abarca sectores de componentes litológicas y estructurales diferentes, cuya cronología comprende desde el Terciario inferior hasta el Holoceno.

a) El Norte de la imagen se encuentra representado por una serie o cadena de edificios volcánicos Cuaternarios, cuyos conos están compuestos lógicamente por sucesivas coladas de lavas basáltico-andesíticas, alternadas con cenizas volcánicas, tobas, ignimbritas, piroclastos y espesores considerables de lahares. En este sector, la constitución de estos estrato-volcanes y sus repetidos derrames lávicos, han ocultado en parte las grandes alineamientos tectónicos, muy visibles al Sur en la imagen. Igualmente, el

carácter explosivo de este vulcanismo queda manifestada por las canos truncadas en su cima de algunos volcanes (Barva, Irazú).

b) El sector Noreste de esta imagen, está representado por dos cuencas fluvialacustres: San Ramón y Palmares. La litología en la cual han sido modeladas es eminentemente volcánica (Grupo Aguacate), y pertenece al Terciario medio. Algunos autores, (Malavassi, E. et al. 1965) consideran que la cuenca de Palmares correspondería a una antigua caldera volcánica de colapso.

Es interesante notar que dicha área, será surcada por una serie de fallas mayores W-E, cruzadas por fallas menores NE-SW, y que es fácil distinguir a simple vista en la imagen aquí presentada.

c) A estos dos sectores de la extremidad superior de la imagen, le sucede un sector central, plano, que se desarrolla a partir de la confluencia de los Ríos Grande y Virilla, que dan nacimiento al curso inferior (Río Grande de Tárcoles), de este gran sistema hídrico que drena las aguas del Valle Central Occidental. Esta área plana cuya orientación principal es E-W, se prolonga hasta el sector de Tres Ríos y correspondiente, por sus características tanto litológicas como tectónicas a una meseta estructural, recubierta por episodias más recientes, laháricas, volcánicas y en parte por depósitos fluvialacustres.

La meseta volcánica, en parte, está disectada por profundos cañones de origen fluvial, que ha permitido formar escarpes donde afloran las antiguas coladas del Cuaternario inferior (Villafranco), mejor conocidas como "lavas intracañón".

Dicha meseta se prolonga igualmente en el Valle Central Oriental, pero tanto su origen como su desarrollo son independientes de la primera y su extensión es mucho menor. Se extiende de Coris a Paraíso. Ambas mesetas volcánicas se encuentran separadas por las Cerros de La Carpintera, pequeña serranía en parte volcánica y en parte sedimentaria y que constituye además, la divisoria continental de aguas para este sector. El extremo Noreste de La Carpintera es un conjunto de lavas andesíticas datadas como del Plioceno, mientras que el sector Suroeste está compuesto por areniscas silíceas del Mioceno.

d) El borde Sur del Valle Central es una cadena de montañas, compuesta en su mayoría por elementos volcánicos miocénicos (Grupo Aguacate), pero entre Santa Ana y los Cerros de La Carpintera, la litología cambia en forma radical dándose vastos afloramientos sedimentarios, pertenecientes al Terciario. Se trata de calizas grises fosilíferas (Formación San Miguel), areniscas silíceas (Formación Coris) así como por lutitas, conglomerados, brechas y otros materiales de origen volcánico pertenecientes a las Formaciones Pacacua, Térraba, etc. . .

Dicha borde sur, se encuentra surcado por alineamientos tectónicos, los cuales se presentan en general como fallas normales pasando a constituir sistemas escolonados y Horst tectónicos, así como fallas de corrimiento (cizalla).

e) Las estribaciones Norte de la Cordillera de Talamanca: La imagen representa una serie de cadenas montañosas y de Valles profundos, orientados preferentemente por los grandes alineamientos E-W, y donde destaca la gran falla de Candelaria, accidente tectónica mayor, puesto que debe ser asociada con la falla del Telire. De este modo, dicha falla corta prácticamente al país en dos secciones, una Norte y una Sur.

Igualmente, al Oeste de Talamanca aparece la gran falla inverso de Costa Rica (ver esquicio

geomorfológico) y un segundo sistema tectónico al Centro. Es un sistema de fallas en cuña (N-S) que desaparecen bajo las lavas Cuaternarias en las proximidades de la ciudad de Alajuela. Tal vez se prolongan con el nuevo alineamiento que constituyen el Poás, el Congo, Laguna de Hule y Laguna de Río Cuarto.

III. Modelado Morfoclimático.

La imagen permite igualmente distinguir algunas unidades geomorfológicas en forma clara y precisa:

1. **El Piedemonte volcánico Norte:** Aquí aparece representado por un pequeño sector, surcada por los ríos, Sucia, Blanca Hondura y Patroa. Es un área eminentemente volcánica donde predomina el bosque tropical húmedo de montaña. Profundos cañones de más de 300 m. disectan dicho piedemonte, en donde es posible observar igualmente las primeras consecuencias de la erosión, debido a la construcción de un nuevo carretera para unir San José con Guápiles.

Ya en la cima de dicho piedemonte, se dibujan los cráteres volcánicos del Irazú, así como de los volcanes Las Nubes y Zurquí (estos dos últimos cráteres totalmente erosionadas por los efectos pluviales del Holoceno) y los cráteres del Barva, así como restos de algunos de sus calderas de explosión. MAPA

2. **El Piedemonte volcánico Sur:** Se trata de un vasto plano inclinado volcánico disectado por innumerables cauces paralelos, orientados con una dirección NE-SW y que corresponde a la pendiente general formada por los sucesivos colados de los volcanes Barva, Poás y Choyote. En este sistema hídrico se destacan los ríos Poás y Grande como los principales colectores.

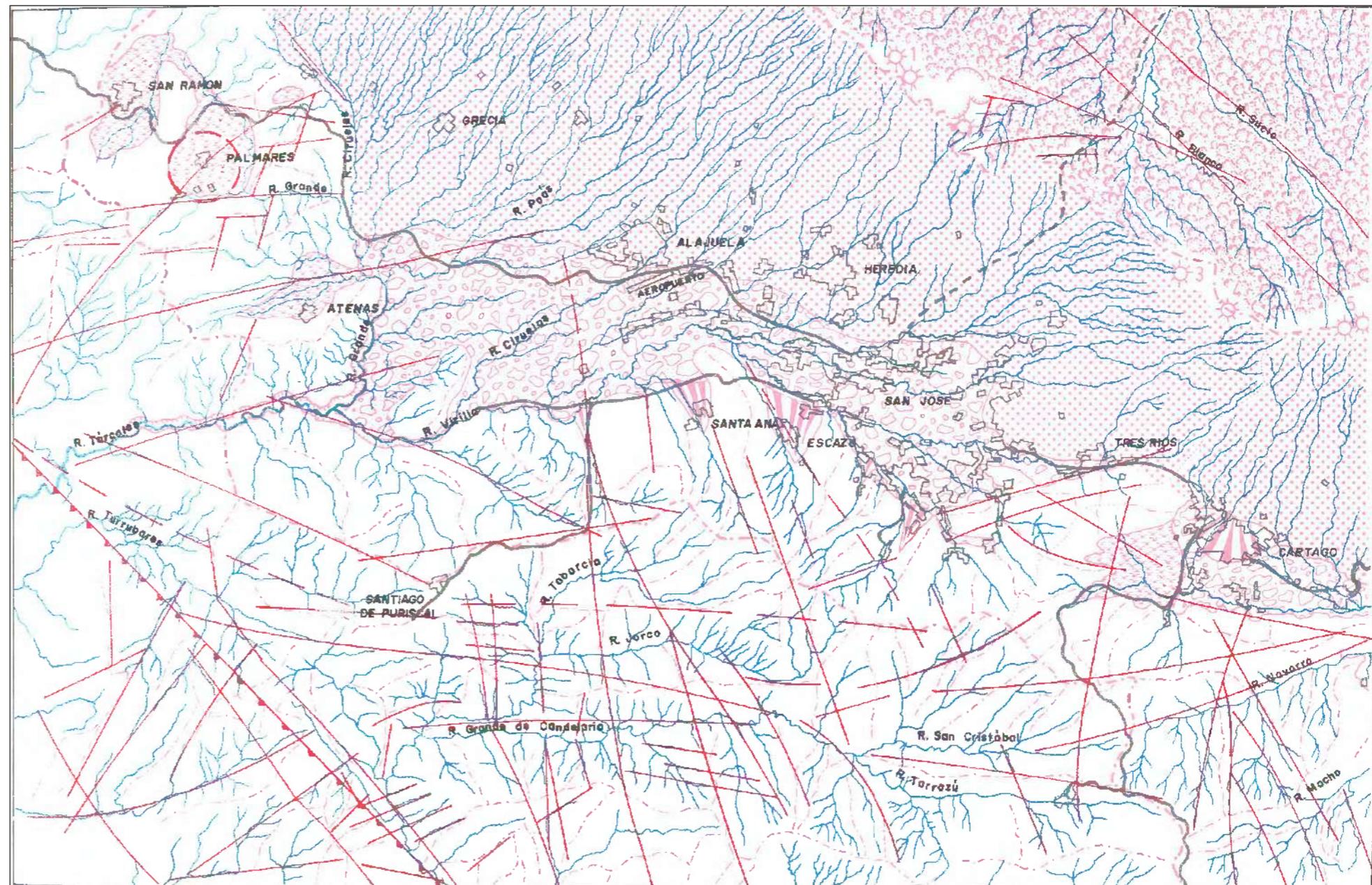
Dichos ríos discurren en el piedemonte, formando cauces profundos y muchos veces acañonados. Dependen por completo del régimen de lluvias, por lo cual adquieren gran competencia sólo durante la estación de lluvias (Mayo a Diciembre) y sus gastos decrecen notablemente con la estación seca.

Contrariamente a esto, los ríos del Piedemonte Norte están alimentados por lluvias constantes



Area Metropolitana

-  FALLA INVERSA DE COSTA RICA
-  FALLAS NORMALES
-  FALLAS PROBABLES
-  CALDERAS VOLCANICAS
-  CRATERES; 1-BARVA 2-ZURQUI 3-LAS NUBES
4-CABEZA DE VACA 5-IRAZU
-  MESETA VOLCANICO LAHARICA
-  PIEDEMONTE NORTE
-  PIEDEMONTE SUR
-  CAÑONES FLUVIALES
-  DRENAJES
-  DIVISORIA DE AGUAS
-  CONOS ALUVIALES
-  CUENCAS DE DEPOSITACION FLUVIO-LACUSTRES
-  PARTE DEL LIMITE DEL VALLE CENTRAL DE COSTA RICA
-  LIMITE DEL VALLE CENTRAL OCCIDENTAL Y
DEL VALLE CENTRAL ORIENTAL
-  AREAS URBANAS
-  CARRETERAS INTERURBANAS



durante todo el año. Ello se manifiesta claramente en la imagen de satélite mostrando el contraste vegetacional entre ambas vertientes.

3. La Meseta Central Occidental: Es un área eminentemente humanizada y por ende, sumamente deforestada. Los tonos claros de la imagen indican claramente la falta de cobertura vegetal. Este mismo fenómeno se repite en el área de los Cerros del Aguacate, la parte Sur del Río Grande de Tárcoles y las cimas próximas al Río Grande de Candelaria. Los mismos efectos, pero a escala menor, se observan en la cima (vertiente Sur) de la Cordillera Volcánica Central, (en particular el sector del Irazú). Dicha meseta central, de forma alargada y con dirección predominantemente W-E, está limitada al Sur por el Río Virilla, el cual ha cavado un profundo cauce en las lavas Plio-Cuaternarias intracañón. Al Sur del cañón del Virilla, se dibujan grandes conas caluvia-aluviales en Santa Ana, Escazú, Desomparados y Aserrí. A pesar de su corto recorrido, son potentes conas, que han sido probablemente reactivadas por efectos tectónicos locales de los cuales los alineamientos N-S, en parte dan testimonio de ello.

La vertiente Sur del Valle Central Occidental, pese a su complejo litología (rocas volcánicas alternadas con rocas sedimentarias e intrusivas), no refleja en la imagen dicha variedad litológica, por ello dichos elementos no han sido representados, aunque deben tomarse muy en cuenta a la hora de analizar los diferentes modelados. Ello se debe al compartamiento diferente que tiene cada roca frente a similares efectos debido al intemperismo actuante.

4. El Valle Central Oriental: Como fuera dicho en la introducción, el Valle Central Oriental, es visible sólo en parte. Los modelados que más se destacan en esta imagen son:

a) El cauce profundo y altamente erosionado del río Reventada, que ha dado origen al potente cono aluvial y lahárico donde se asienta la ciudad de Cartago. La última avalancha lahárica, que destruyó parte de la ciudad, está relacionada con la erupción del Irazú en 1963.

b) El Valle de Coris, sub-cuenca del Valle Central Oriental y antiguo lecho fluvio locustre.

Hoy se da en él una activa economía agropecuaria. Dicho valle está cruzada por fallas E-W por donde ascienden aguas termales que surgen con temperaturas superiores a los 60°C. El ascenso de la capa freática origina una serie de pequeños sectores pantanosos a la larga de la quebrada Barahona.

c) La meseta volcánica oriental, que se ha modelado en las lavas de la antigua colada de Paraíso.

d) Por último, parte de la vertiente Oeste del Valle del Reventozón y el curso superior de algunos de sus afluentes (Ríos Macho, Navarro, etc.)

5. Etribaciones Norte de Talamanca: Este sector de Talamanca, representa sobre todo los ríos que corren por la vertiente Pacífico, en forma rectilínea siguiendo los grandes alineamientos tectónicos. Son valles profundos en V, presa de la deforestación ontrópica con fines de postoreo extensivo. La red de drenajes aquí difiere y contrasta notablemente con la del piedemonte volcánico Sur, adoptando formas dendríticas en sus nacientes y formas paralelas en sus cursos medios

IV. Aspectos humanos

La fotointerpretación de la imagen de satélite ha permitido observar tres aspectos generales:

1. La implantación urbana
2. La red vial
3. Cultivos.

1. La implantación urbana se ha caracterizado por una expansión de centros urbanos en el sentido del Valle Central, es decir, siguiendo una orientación E-W, y ubicándose, de preferencia, próxima al Piedemonte volcánico (abastecimiento de agua, mejores suelos, mayores brisas). En la imagen vemos el sector que corresponde al Área Metropolitana, San José, la capital, aparece como un gigante que va conurbanizando los centros urbanos periféricos. Lo mismo se puede decir de Heredia y de Alajuela. En el Valle Central Oriental, la misma tendencia se observa entre las ciudades de Cartago y Paraíso. Surge igualmente,

a primera vista, el plano damero, herencia colonial que han conservado la mayoría de los centros urbanos.

Es notoria ver en San José algunas terrenos aislados dentro del área urbana, donde prevalecen los cultivos de café (rojo oscuro).

2. La red vial se caracteriza por una serie de carreteros que unen las diferentes centros poblados. Entre ellos, destacan vías principales como la autopista que une San Ramón a San José. Obsérvese como se destaca el Aeropuerto Internacional Juan Santamaría, al Sur de la ciudad de Alajuela. La segunda carretera de importancia que se destaca es aquella que une San José con Cartago y Paraíso. De Cartago, igualmente sigue al Sur la Interamericana, que serpentea la divisoria continental de aguas de la Cordillera de Talamanca.

Por último, cabe citar dos tramos importantes: La carretera en construcción de San José a Guápiles y parte de la Autopista Próspero Fernández, que sigue paralela al cañón del río Virilla y que unirá San José con Puerto Caldera. Una desviación de esta última carretera lleva hasta Santiago de Puriscal, centro urbano ubicado en el límite Sur del Valle Central Occidental.

3. Cultivos: La imagen de satélite permite hacer algunas distinciones. En el Valle Central Occidental, la primera que se destaca es una serie de manchas rosadas que corresponden principalmente a cultivos de caña de azúcar, las cuales se

extienden en los alrededores de la ciudad de Grecia principalmente y, en general, entre San Ramón y Alajuela. Luego, los cultivos de café, que aparecen bajo un tono rojo oscuro intenso. Por último, las áreas de bosques con un tono rojo intenso y las áreas deforestadas donde existen pastizales, charral, o bien se dedican a cultivos diferentes.

BIBLIOGRAFIA SUMARIA

- BERGOEING, J. P. 1978. "La Fotografía Aérea y su aplicación a la Geomorfología de Costa Rica" Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.
- BERGOEING, J. P. y BRENES, L. G. 1978. "Mapa Geomorfológico de Costa Rica" Escala 1:1,000,000 Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.
- BUTTERLIN, J. 1978. "Géologie Structurale de la Région des Caraïbes". Masson et Cie. Paris, France.
- KRUSHENSKY, R., MALAVASSI, E. & CASTILLO, R. 1976. "Reconnaissance Geologic Map and Cross sections of Central Costa Rica". U.S. Geological Survey Arlington, Virginia, U.S.A.
- MALAVASSI, E. 1965. "Reseña Geológica del Valle Central de Costa Rica". Dirección de Geología, Minas y Petróleo Ministerio de Industria y Comercio. Informe Técnico N° 8, San José, Costa Rica.
- WEYL, R. 1971 "La Clasificación Morfotectónica de Costa Rica" Informe Semestral, Julio-Diciembre 1971, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.

Características geomorfológicas del litoral comprendido entre Bahía de Tamarindo y Bahía Culebra, Península de Nicoya, Costa Rica

René Battistini *

Jean Pierre Bergoing**

La Península de Nicoya se sitúa en la costa del Pacífico de Costa Rica, en el sector noroeste del país. Es una importante avanzada de 110 kms. de largo por 40 de ancho, localizada entre el Golfo de Nicoya y el Océano Pacífico. Dicha Península está surcada por el río Tempisque, el cual desemboca en el Golfo de Nicoya (figura No. 1).

La Península de Nicoya forma parte de una unidad regional más importante: El Guanacaste, que comprende aparte de la llanura basal del Río Tempisque al N-W, una amplia meseta de ignimbritas Pleistocénicas de 100 kms. de largo y 25 kms. de ancho (meseta de Liberia y de Bagaces) y, por último, el piedemonte y la cadena volcánica de Guanacaste.

El relieve de la península está formado por colinas, algunas veces elevadas, especialmente en la parte meridional, donde las más altas cimas alcanzan los 1000 metros de altitud.

La disposición del conjunto del litoral pacífico de Costa Rica está sometido al influjo de un gran sistema de fallas, ordenadas de preferencia, siguiendo la dirección NW-SE (incluyendo la gran falla inversa de Costa Rica). Este sistema de grandes fallas está recortada perpendicularmente por otro sistema, de menor importancia (NE-SW). La Península de Nicoya, así como la Península de Osa al sur, de forma similar, corresponden a bloques levantados de un ancho de 25 a 40 Kms., frente a una faja cuya tendencia es subsidente y que corresponde a una primera área subsidente que es el Golfo de Nicoya asociado con la llanura basal del Río Tem-

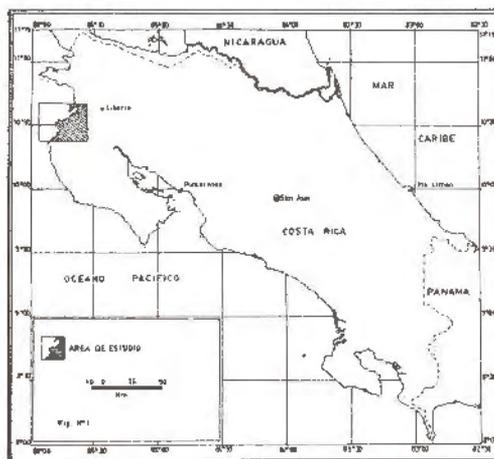


Figura 1.

pisque localizada en la parte superior de la Península de Nicoya, y el Golfo Dulce, segunda área subsidente, que se asocia con las llanuras basales del Dikis y de Coto Colorado al oriente de la Península de Osa.

Es en ambas Penínsulas que se encuentran los terrenos más antiguos, conocidos en Costa Rica. El "Complejo de Nicoya" está considerado en efecto, como de una edad ante-campaneano superior-Maestrichtiano, pudiendo alcanzar incluso el Maestrichtiano inferior (Henningesen y Weyl, 1967). Medidas radiométricas efectuadas en "pillows-lavas" dieron una datación de 72.5 ± 4.0 M.A. (Barr y Escalante, 1969).

Desde el punto de vista litológico, se trata "esencialmente de basaltos macizos y "pillows-lavas", asociados con jaspes y con radiolaritas,

* Doctor en Geomorfología Litoral. Profesor en la Universidad de Orléans-La Source, Francia.

** Doctor en Geomorfología. Profesor en la Universidad de Costa Rica.

algunas veces ricos en manganeso, así como con grauwacas y brechas y formaciones silíceas. Por lo demás, es posible constatar la presencia de un importante depósito de doleritas, algunas veces diferenciadas. La existencia de varios episodios "basálticos-radiolaríticos" pudo ser evidenciado gracias a determinaciones paleontológicas y radiométricas, pero aún es bastante difícil establecer una columna litoestratigráfica, incluso aproximada, ya que los datos actualmente obtenidos, provienen muchas veces, de puntos alejados unos de otros. (Azema, Sornay y Tournon, 1979).

En la Península de Nicoya, el clima es de tipo tropical húmedo (media pluviométrica de 1.600 mm. a 2.800mm., con una estación seca bien marcada de diciembre a abril. El más más seco es Febrero con 0mm. (I.M.N. Costa Rica, 1972).

Gráfico de temperaturas medias y precipitaciones medias mensuales

Estación Nicoya Longitud 85° 27' W.
 Latitud 10° 09' N.
 Elevación 120 m.s.n.m.

Mes	Temperatura en °C	Precipitación en mm.
Enero	25.4	34.1
Febrero	26.9	0
Marzo	27.7	0.4
Abril	28.2	55.5
Mayo	26.9	280.5
Junio	26.1	175.3
Julio	27.1	109.1
Agosto	26.4	241.8
Septiembre	25.9	313.8
Octubre	25.6	265.1
Noviembre	25.9	165.4
Diciembre	26.0	18.2
7° x 26.5°		Total: 1.659.2 mm.

En Puntarenas, el nivel de pleamar más alto observado alcanza a 2.04 mts. y el mayor nivel observado, de baja mar, es de 1.98 mts. Es decir, hay una amplitud de desnivelación de 4.02 metros (U. S. Coastal and Geodetic Survey, IGN Costa Rica, 1972).

Desde el punto de vista geomorfológico, la costa del Pacífico de Costa Rica, no ha sido estudiada en su conjunto. Los únicos trabajos que existen son los de J.P.Bergoeing y de R. Madrigal sobre los sectores de Puerto Jiménez en Península de Osa (1978-b) y Península de Santa Elena (1979). La Península de Nicoya no ha sido objeto de un estudio detallado desde el punto de vista de la morfología litoral.

Aspectos Generales del Litoral

En toda la Península de Nicoya, la costa se caracteriza por una sucesión de sectores rocosos, formando puntas que corresponden, en general, a sectores de abrasión marina en colinas, que alterna con playas, más o menos grandes, pero que no exceden jamás los 10 km. de gran arco. El sector entre Bahía de Tamarindo y Bahía Culebra responde a esta descripción, pero con un recorte aún más importante que en otros sectores y con numerosas islas escarpadas (figura No. 2). Las playas de fondo de bahía, entre dos promontorios, son pequeñas; (la playa más grande es la de Tamarindo con 5 kms. de gran arco).

Este aspecto recortado del litoral debe ser relacionado con el relieve del interior de la Península. La parte Norte de la Península de Nicoya está conformada por un relieve de colinas o grupos de colinas, muchas veces aisladas, generalmente abruptas, que dominan antiguos bajos —fondos subhorizontales. En ambos sectores de la desembocadura del Río Tempisque, los relieves abruptos corresponden a calizas marinas Terciarias, que han originado un paisaje clásico de Karst tropical, con grandes mogotes o grupos de mogotes que dominan una llanura de colmatación Cuaternaria u Holocena. Este paisaje lo encontramos en toda la parte norte de la penín-

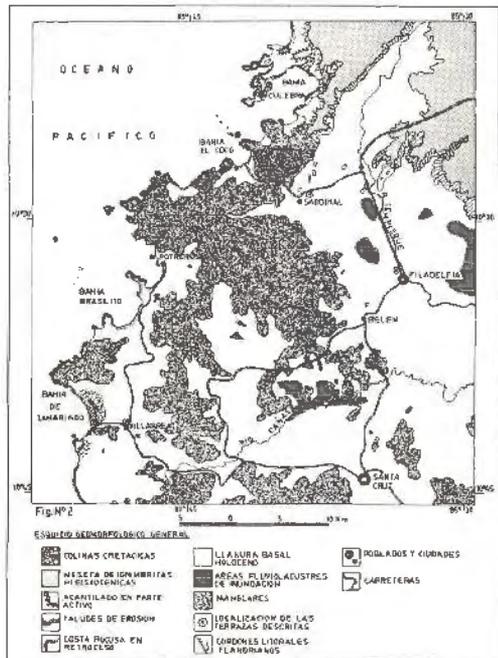
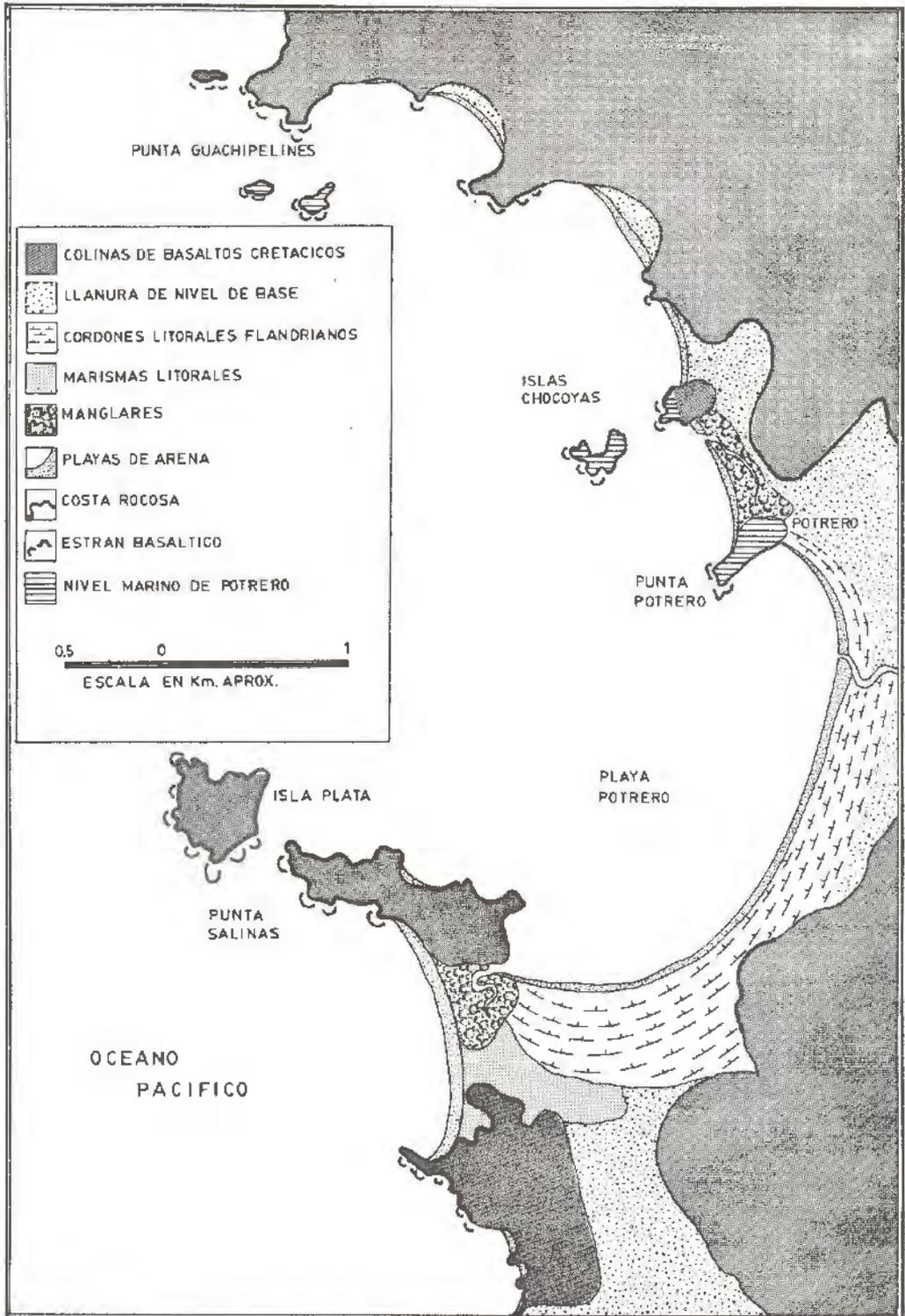


Figura 2.



CROQUIS MORFOLOGICO DEL SECTOR DE POTRERO, GUANACASTE, COSTA RICA.

Figura 3.



Fotografía Aérea I.G.N.C.R. del Sector de Potrero Guanacaste, Costa Rica.



Noroeste de Filadelfia: terraza Fluvio-Lacustre de 15m. La base descansa sobre un área aplanada de ignimbritas y está

constituida por arenas gruesas, cantos rodados y en general material heterométrico. La parte superior está formada por un material de granulometría fina.

sula, ya no en calizas, pero sí en basaltos Cretácicos, que son los únicos que afloran en ese lugar. Se trata de una morfología de inundación, por efecto de la colmatación Flandriana de la llanura basal del Tempisque, en un paisaje anterior, de ambiente marino, con colinas modeladas en basaltos Cretácicos. El contraste es total, entre los antiguos bajos fondos subhorizontales, totalmente cultivados (grandes fincas mecanizadas, asociadas a praderas para ganado vacuno, así como, sobre todo, parcelas muchas veces de varias decenas de hectáreas, donde predomina el monocultivo de arroz o del algodón, tratados químicamente con aeroplanos) y relieves abruptos, a veces recubiertos por el bosque, que dominan estas pequeñas llanuras. El espesor del relleno de la llanura del Tempisque, se explica por los grandes aportes sedimentarios, provenientes del piedemonte volcánico y de la meseta ignimbrítica Pleistocénica, que fue fácilmente entallada por los ríos de la vertiente occidental de la cordillera volcánica del Guanacaste, los cuales en su gran mayoría son atributos del Tempisque.

El trazado recortado del litoral es una consecuencia de esta disposición del relieve continental. Los pequeños macizos, en forma de colinas, originan

puntas rocosas, con costas muchas veces escarpadas y que pronto quedan separados del continente constituyendo islas. En los espacios intermedios colmatados, se desarrollan bahías arenosas arqueadas, sostenidas por dos promontorios sucesivos. Hacia el norte, el relieve de colinas basálticas, está recubierto por una cobertura de ignimbritas Pleistocénicas de más de 50 metros de espesor.

Formas de colmatación

Se limitan a estrechos cordones litorales al interior de la Bahía. Aglunos cordones, presentan un volumen notable de arenas (Bahía Potrero y Bahía Tamarindo). El cordón litoral de Tamarindo, aísla un pequeño manglar de tipo *Rhizophora*. Es posible constatar, igualmente, numerosas islas, islotes y arrecifes, próximos a la costa, pero en general no están unidos a ella por tómbolos. En fin, en varios sectores, estos estrechos cordones litorales de fondo de bahía están retrocediendo por una reactivación de la abrasión marina.

El mar dispone, en efecto, de pocos materiales para regularizar el litoral. Los afloramientos litorales basálticos no aportan arenas y poco material de

disgregación, con lo cual no se han podido constituir playas de guijarros marinos. El retroceso de los acantilados basálticos, muchas veces muy alterados, aporta sobre todo arcilla. Por otra parte, los basaltos sanos que afloran en el estrán, son atacados con mayor fuerza por la corrosión marina que por la erosión mecánica. Finalmente, el dibujo recortado de la costa, impide el tránsito de materiales arenosos de una a otra bahía. El resultado es una paralización en la regularización del litoral. En el sector que nos interesa se puede afirmar que la costa está en retroceso, por efectos de bahías más profundas y una tendencia general a la fragmentación de promontorios y acantilados que pronto quedan convertidos en islas o islotes.

Morfología cíclica

Un paleo-nivel marino de 10 a 15 metros, de altitud relativa, se ha conservado bajo forma de testigos de terrazas marinas, que dominan las llanuras de relleno flandriano, o bien, bajo la forma de plataformas rocosas, o localmente, constituyendo una verdadera pequeña banqueta de erosión marina ("Rasa") a lo largo de la costa (nivel de Potrero) (figuras No. 3 y 4).

1. La terraza de Villareal

Se encuentra a 100 metros al N. del cruce de la carretera a Villareal, es un gran testigo de terraza fluvio-marina que domina por sobre los doce metros, los antiguos bajos-fondos flandrianos y está en parte cortada por el talud de la carretera. El corte observado en dicha talud muestra un espesor de 5.5 m. de guijarros fluvio-marinos, bien redondeados, asociados con clastos angulosos, mezclados en forma caótica y que descansan sobre arcillas amarillas de alteración.

La parte superior de dicho corte está recubierta por un suelo rojo. Hay trazas de estratificación sub-horizontal. A pesar de que el material se encuentra en forma desordenada, podría tratarse de una antigua playa marina.

2. Las terrazas del Tempisque

Elementos de terrazas fluviales, dominan la actual llanura del Tempisque, dando testimonio de un antiguo nivel de dicha llanura, anterior a la transgresión flandriana. Citaremos solamente dos de estos testigos. El primero se encuentra aproximadamente a 2 kms. al N-W de Filadelfia, al borde de la carretera. El segundo a 3 kms. al E. de Sardinal.

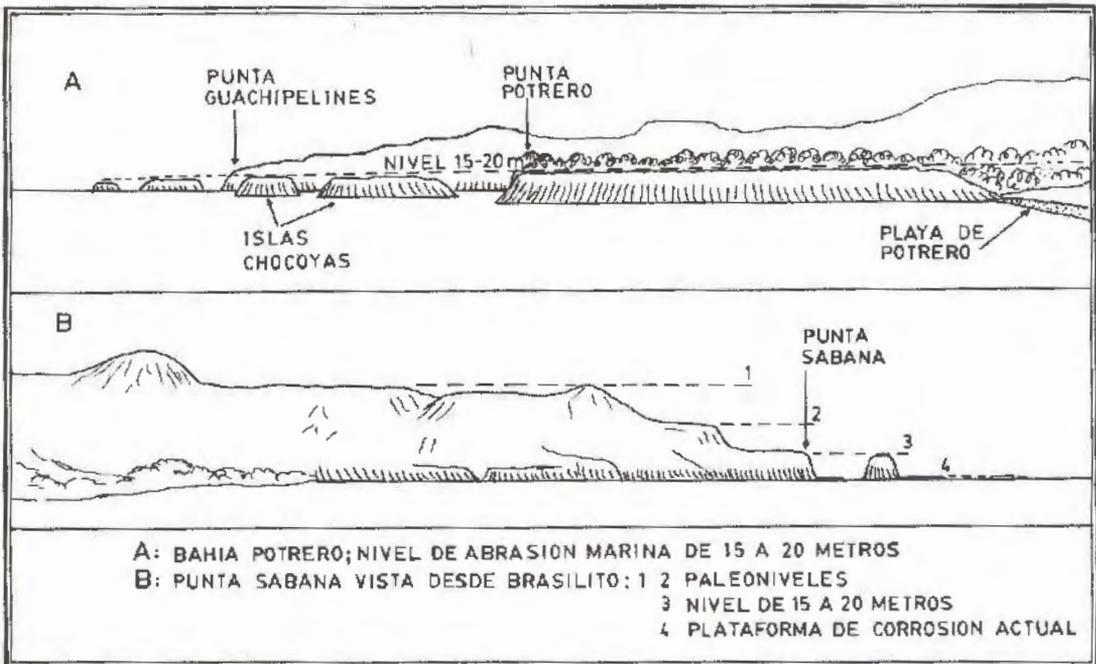


Figura 4.

Al N-W de Filadelfia, la antigua terraza, domina por sobre los 15 m. la actual llanura. Se trata de arena gruesa en la base y más fina en la parte superior. Descansa sobre ignimbritas aplandadas por la erosión. Cerca de Sardinal, el segundo corte de 5 a 7 m. de altura, muestra grandes piezas rodadas, mezcladas con cantos rodados de tamaño intermedio, descansando en una matriz arenoso-arcillosas de grano grueso. Se trata por lo tanto de un material fluvial muy heterométrico, cuya apariencia es la del tipo torrencial (régimen de fuertes crecidas con salidas de madre frecuentes del antiguo cauce). Este testigo de terraza, perfectamente horizontal, se encuentra aislado, en medio de la llanura Filandriana, a 300 metros al sur, aproximadamente, de la carretera de Sardinal a Comunidad.

3. Las terrazas rocosas litorales

La Punta Potrero, sita al norte de Playa Potrero, se encuentra perfectamente nivelada en toda su extensión a unos 15 metros de altitud. Dicho nivel, aparece nuevamente en las pequeñas islas Chocoyas y a lo largo de la costa, punta Guachipelines al norte. Calificamos dicho nivel, que constituye un verdadero nivel de erosión marino, como "nivel de Potrero" (figura 3 y 4).

Dicho nivel es muy evidente en el extremo de Punta Sabana, que cierra al W., la Playa de Conchal. La parte interna de la punta, parece igualmente aplanada a un nivel superior (figura No. 4).

El nivel de 15 metros, lo consideramos provisoriamente y a título de hipótesis, como un nivel de abrasión contemporáneo de la transgresión inter-Riss-Wurm (160.000-85.000 años).

Morfología de los estranes basálticos

Los basaltos que afloran a lo largo de la costa muchas veces son del tipo "Pillowlavs" y, por lo tanto, no aparecen las formas de prismas propias de coladas sub-aéreas, originan, por lo demás, estructuras celulares variadas en dicha estrán. En cambio, lo que aquí alcanza un gran desarrollo, son las actuales plataformas de corrosión marina. Poseen muchas veces defensas externas, similares a las descritas por Wentworth en las islas Hawai (1938), por Hills (1949), o por Guilcher, Berthois y Battistini (1962) en la Península del Cabo Verde y en Madagascar.

La Punta de San Francisco, que constituye el límite sur de la Bahía de Tamarindo, da un buen ejemplo de este tipo de morfología (figura No. 5). La roca está constituida por un basalto negro, afectado por figuras apretadas (Diaclasas probablemente tectónicas), pero sin estructuras del tipo "pillows". A partir del acantilado vivo, reconocemos los siguientes elementos.

- a. Alteritas rojas, producto de la alteración de los basaltos y que afloran en la parte superior del acantilado.

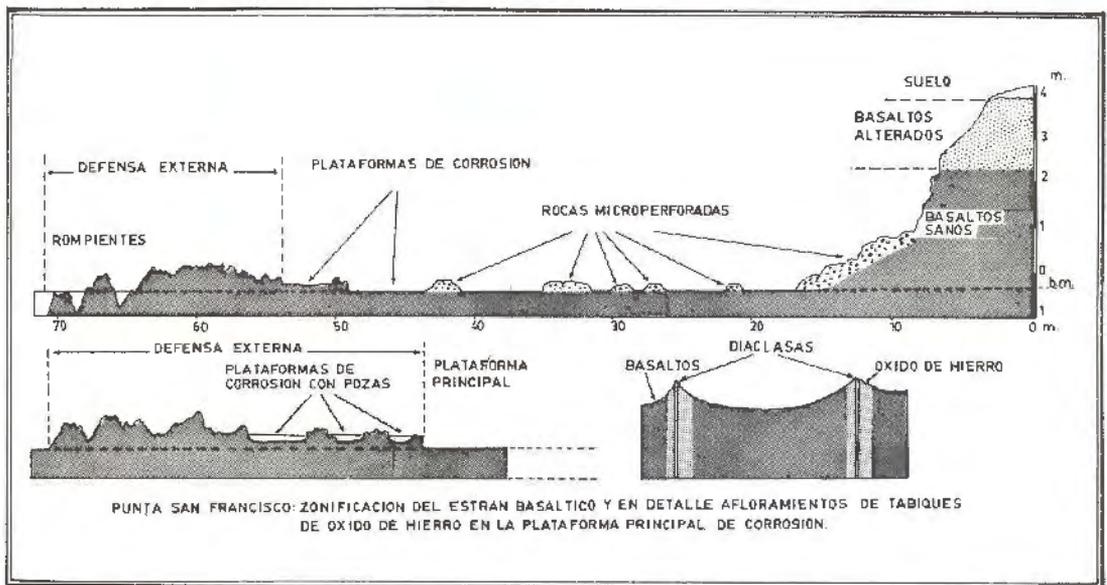


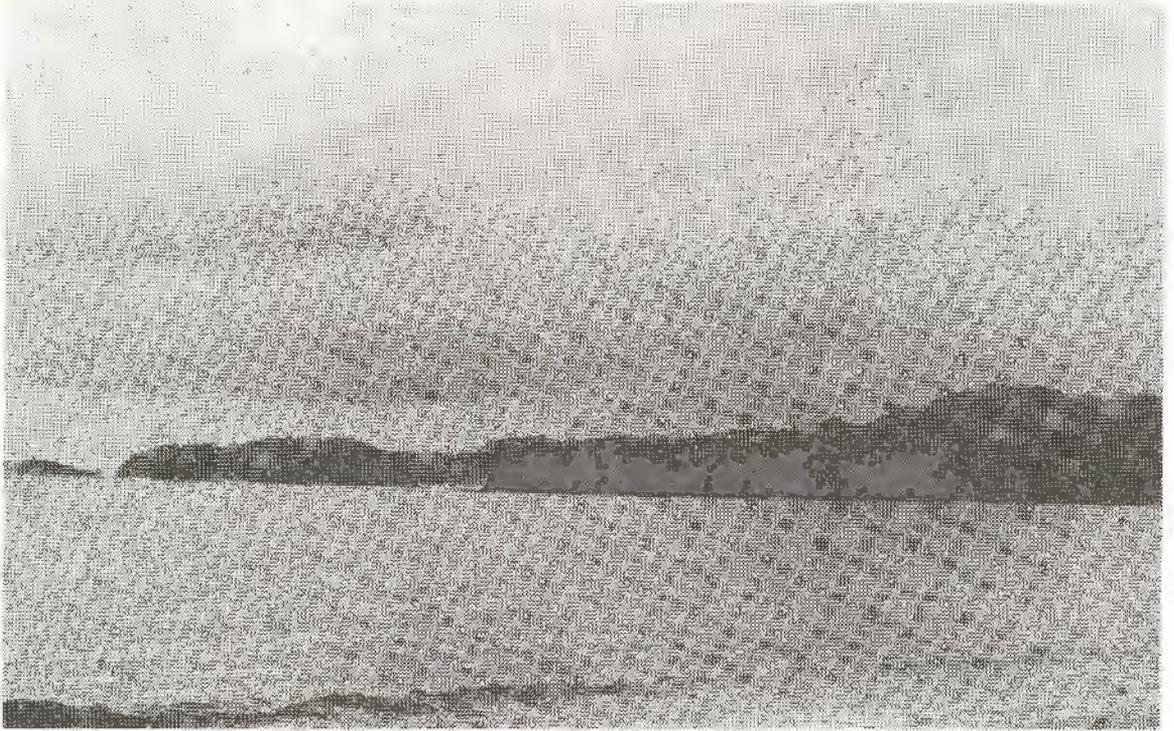
Figura 5.



Punta San Francisco: estrán Basáltico. En el plano intermedio, la Isla Capitán y su plataforma de abrasión marina.



Playa Conchal y niveles marinos superiores de Punta Sabana.



Paleo nivel de 10 a 15 metros



Punta San Francisco: plataforma interna de corrosión marina. Obsérvese el sistema celular creado por el diaclasmamiento general de los basaltos.

- b. Basaltos sanos o poco alterados en la parte intermedia del acantilado.
- c. En la parte basal del acantilado, una zona de 1 a 2m. de alto, donde la roca se presenta erosionada por una infinidad de pequeñas perforaciones, que le confieren el aspecto de una esponja.
- d. Una amplia plataforma de corrosión, perfectamente horizontal, que puede extenderse hasta unos 30 metros del acantilado. En dicha plataforma, subsisten pequeñas protuberancias de 10 a 20 cm. donde reaparece el aspecto de microperforación descrito anteriormente.
Por otra parte, en algunos lugares, la red de diaclasas, origina celdas triangulares de unos 10 cm. por lado, limitadas por tabiques de 2 a 5cm. (Dichos tabiques son el producto de un concentrado de óxido de hierro).
- e. Una defensa externa, de un ancho variable (10 a 30m), con una topografía caótica de basaltos. Dicha defensa, sobrepasa en más de 10 cm. por término medio, el nivel de plataforma de corrosión interna. Encierra pequeños elementos de plataforma de corrosión, llegando a constituir desde

pseudo-pozas de fondo plano, hasta elementos más extensos, que oscilan de unos pocos metros cuadrados a veinte metros o más, igualmente planos, pero ocupando niveles diferentes a los de la gran plataforma interna. Del lado externo, la defensa está sometida al golpeteo continuo de las olas; se pasa del dominio, donde predominaban las formas de corrosión, para seguir al dominio de la erosión mecánica, con rocas lisas o angulosas según cada caso.

Los efectos predominantes de la corrosión, como agente de erosión, en casi todo el área descrita, (con excepción del sector interno de la defensa), se evidencia no solamente por el estudio de las formas sino también por la total ausencia de materiales ligeros (arenas, grava, cantos rodados). Los conjuntos de rocas que afloran en el estrán de Tamarindo, próximo al caserío, producen rompientes y no originan ninguna de las formas de corrosión precedentemente descritas. Por el contrario, el gran arrecife llamado "Isla Capitán" frente a Punta San Francisco, está rodeado por una amplia plataforma cuya altitud es la del nivel medio del mar.



Punta San Francisco: basaltos microperforados del área interna de corrosión.



Punta San Francisco: defensa externa y plataforma de corrosión.



Punta San Francisco: pseudo pozas formadas en la plataforma de corrosión externa. En el segundo plano, área actual de rompientes.

Bibliografía

- Azema J., Sornay J. et Tournon J. (1979). Découverte d'Albien supérieur à Ammonites, dans le matériel volcano-sédimentaire du "complexe de Nicoya" (province de Guanacaste, Costa Rica) C.R. somm. Soc. Géol. de Fr. tome XXI, fasc. 3, pp. 129-131.
- Bellon H. et Tournon J. (1978). Contribution de la Géochronologie K-Ar à l'étude du magmatisme du Costa Rica, Amérique Centrale. Bull. Soc. Géol. de Fr., 7e. série, tome XX, no. 6, pp. 955-959.
- Bergoeing J.P. (1978). Geomorfología litoral de Puerto Jiménez Península de Osa, Costa Rica; Informe semestral, Enero-Junio 1978, pp. 23-28. I.G.N. San José, Costa Rica.
- Bergoeing, J.P. (1978). Investigaciones geográficas en el sector Puerto Quepos-Manuel Antonio, provincia de Puntarenas, Costa Rica. Informe Semestral, Enero-Junio, 1978 pp. 29-44. I.G.N. San José, Costa Rica.
- Bergoeing, J.P. (1978). Geomorfología de la cuenca media e inferior del Río Tempisque, Provincia de Guanacaste, Costa Rica. Escala 1:200.000, I.G.N. San José, Costa Rica.
- Bergoeing, J.P. (1979). Geomorfología Preliminar de Santa Elena, Costa Rica. Informe Semestral, Enero-Junio 1979, I.G.N. San José, Costa Rica.
- Dengo G. (1962). "Mapa Geológico de la Provincia de Guanacaste. . ." I.G.N. San José, Costa Rica.
- Dondoli C., Dengo G., Malavassi E. (1968). Mapa Geológico de Costa Rica, Escala 1:700,000 Dirección Geología, Minas y Petróleo. San José, Costa Rica.
- Guilcher A., Berthois L. et Battistini R. (1962). Formes de corrosion littorale dans les roches volcaniques, particulièrement a Madagascar et au Cap. Vert (Sénégal). Cahiers Océanographiques XVI e années. No. 4.
- Hills E.S. (1949). Shore platforms. Geol. Magaz. Vol. 86, pp. 137-152.
- Madrigal, Rodolfo. (1978). Terrazas marinas y tectonismo en Península de Osa, Costa Rica. Revista Geográfica No. 85, IPGH. México.
- Wentworth C.K. (1938). Marine bench-forming processes: water-level weathering. Journ. Geomorphol., Vol. 1, pp. 6-32.
- Weyl, Richard (1969). "Arenas magnéticas de la costa de Nicoya" Informe Semestral Enero-Junio 1969, I.G.N. pp. 17-35. San José, Costa Rica.

Geomorfología de la Costa Caribe de Costa Rica

René Battistini*
Jean-Pièrre Bergoeing**

La costa del Caribe de Costa Rica, se extiende a lo largo de 200 km., entre la frontera con Nicaragua, por el norte, (delta del río San Juan), y el río Sixaola por el sur, que constituye la frontera con Panamá. Es decir, se trata de un sector comprendido, aproximadamente, entre los 11° y los 9° 30' de latitud norte.

Dicha costa se divide en dos sectores muy precisos; uno norte de 120 km. de largo aproximadamente, donde la costa es uniformemente baja, arenosa y rectilínea; y un sector sur, más variado, con salientes que originan localmente una costa rocosa más elevada como, por ejemplo, en Puerto Limón, o bien al sur de Puerto Viejo.

El sector septentrional, de costa uniforme y baja, se inscribe como la prolongación de la gran fosa tectónica del Lago de Nicaragua, en territorio costarricense. Fosa que está dominada al sureste por las cadenas volcánicas de Guanacaste y Cordillera Central, las cuales ocupan una posición de Horst. Puerto Limón se encuentra ubicado en el área charnela, entre la prolongación de la fosa de Nicaragua al norte, y el conjunto solevantado meridional: la división del litoral en dos grandes sectores, morfológicamente distintos, parece corresponder, por lo tanto, a una realidad tectónica mayor.

La costa del Caribe de Costa Rica ha sido poco estudiada hasta ahora, tanto en lo que respecta a aspectos geomorfológicos así como aspectos geológicos o fitogeográficos. Es interesante destacar el trabajo de Joseph A. Tossi (1969), el cual establece las siguientes características vegetacionales para este sector litoral del Caribe:

— De Barra del Colorado al río Parímina, el litoral está bajo la influencia del bosque muy húmedo tropical.

— Entre el río Parímina y la desembocadura del río Pacuare aparece el bosque muy húmedo premontano de transición basal; formación vegetal que reaparece en el área de Moín al Estero de Cieneguita.

— De la desembocadura del río Pacuare y hasta las proximidades de Moín, se establece una categoría vegetal, que corresponde al bosque húmedo tropical de transición premontana.

— Finalmente, a partir del Estero de Cieneguita hasta la desembocadura del río Sixaola, predomina el bosque húmedo tropical.

En lo que respecta a las características litorales de esta costa del Caribe, el nivel de mareas es muy débil comparado con la costa del Pacífico. Hay una diferencia de 0.75 m. entre pleamar y bajamar para el sector Caribe de Puerto Limón, contra 4.0 m. para el sector Pacífico, Puntarenas. (Datos obtenidos por U.S. Coastal Geodetic Survey— I.G.N. Costa Rica, 1972).

En cuanto a los aspectos meteorológicos, los datos obtenidos con respecto al clima, son los que corresponden a un litoral de clima tropical húmedo, pero sin verdadera estación seca. No obstante, es necesario señalar que los meses de septiembre y de enero son meses de estío relativo. Los datos, en general, están incompletos, salvo para algunos años como 1972, que tomaremos a título indicativo.

En dicho año, la precipitación en la costa del Caribe de Costa Rica, tuvo un total acumulativo de 4,686.7 mm. para la estación de Puerto Limón y de 5,451.5 mm. para la estación de Barra del Colorado (próxima a la frontera con Nicaragua). Para Puerto Limón, la media anual de temperatura para ese mismo año fue de 25.9° C. El mínimo absoluto dentro del registro de ese año fue registrado en febrero con 17.7° C. y el máximo absoluto correspondió a junio con 33.6° C. La humedad relativa del aire osciló alrededor de 87% con una tasa de insolación anual media de 42%. La repartición mensual media de

* Doctor en Geomorfología Litoral. Profesor en la Universidad de Orleans-La Source, Francia.

** Doctor en Geomorfología. Profesor en la Universidad de Costa Rica.

temperatura total de precipitación para el año 1972, en el sector de Puerto Limón, lo expresamos en el siguiente cuadro (Anuario Meteorológico de 1972, I.M.N. Costa Rica):

	Temperatura media (°C)	Precipitación (mm.)
Enero	24.1	696.9
Febrero	24.0	380.2
Marzo	25.1	87.0
Abril	25.5	396.4
Mayo	26.4	170.4
Junio	27.5	337.0
Julio	26.7	734.6
Agosto	26.0	412.7
Septiembre	26.8	422.8
Octubre	26.5	250.5
Noviembre	26.4	328.5
Diciembre	26.2	469.5

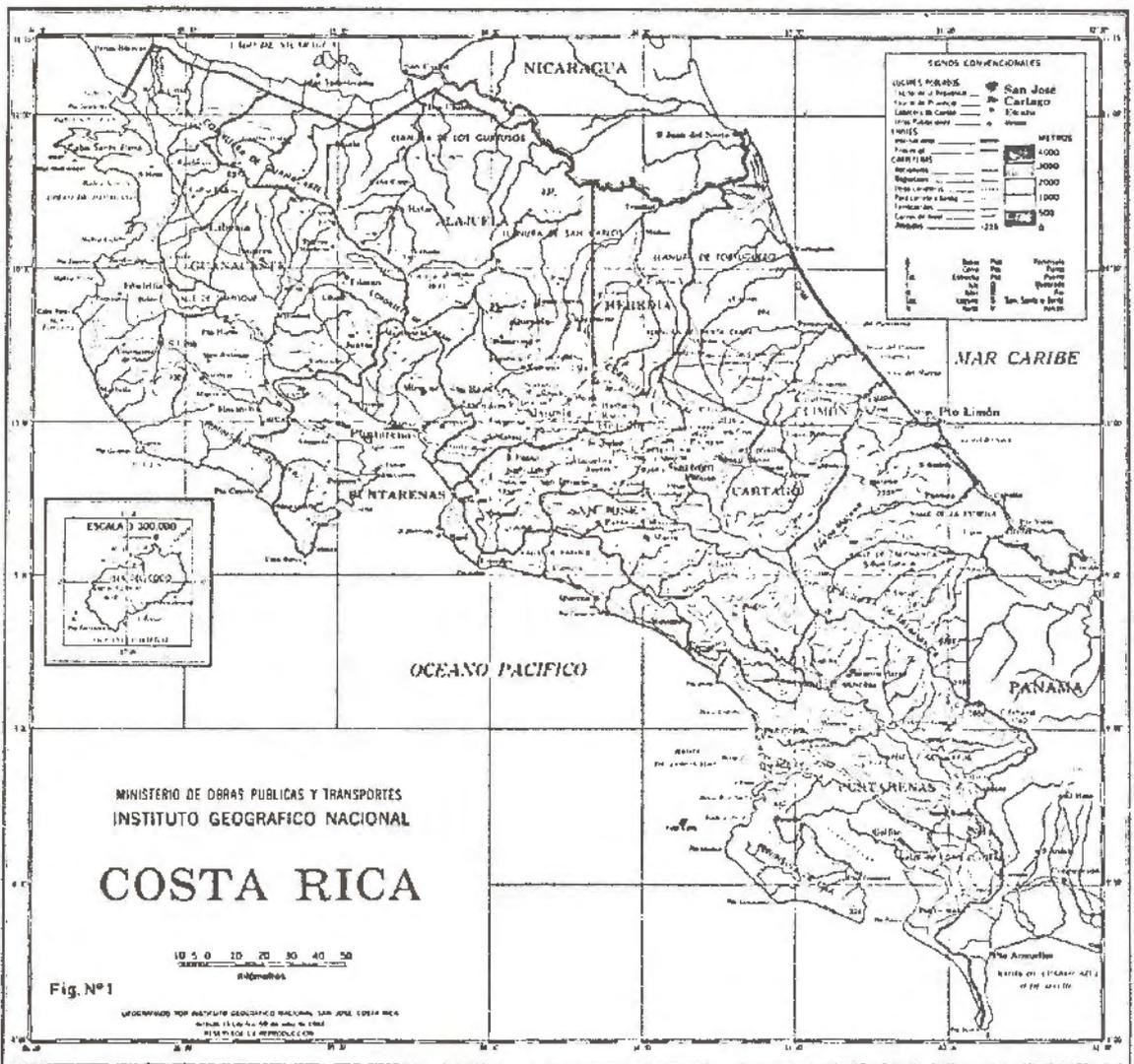


Figura 1.

Los vientos más frecuentes que afectan al sector de Puerto Limón son aquellos del cuadrante norte (11 días por mes con una fuerza media de 9 nudos), los del noroeste (11/10) y del suroeste (19/5). Pero los vientos de los cuadrantes este y sureste, aunque menos frecuentes, son, por lo general, vientos fuertes (8 a 9 nudos como término medio). La costa Caribe de Costa Rica, está afortunadamente fuera de la trayectoria general de los vientos huracanados y tifones, así como de grandes marejadas.

Durante el mismo año de 1972, la temperatura media anual del agua del mar alcanzó los 25.8° C. (U.S. Coastal Geodetic Survey, I.G.N.—Costa Rica, 1972). La temperatura del mar durante ese año, jamás bajó de 22° C. Dichas cifras confirman un ambiente favorable para la vida coralina, pero a pesar de ello, ésta parece embrionaria y actualmente no ha dado lugar a la construcción de verdaderos arrecifes (a excepción del arrecife de Cahuita). Esto no fue así en el pasado, particularmente durante el Pleistoceno antiguo y medio, donde como lo veremos, la vida coralina parece haber sido floreciente en algunos momentos.

En cuanto a los trabajos geológicos del sector, éstos son escasos. No obstante, cabe citar el importante trabajo realizado por G.D. Taylor (1975) so-

bre los yacimientos fosilíferos del río Banano y de Moín. El autor atribuye una edad que oscila entre el Mioceno y el Plioceno a una variedad de fósiles que se encuentran en los sectores precitados. Del mismo modo, cabe destacar la "Carta Geológica de Costa Rica" a escala 1:700,000 de la Dirección de Geología, Minas y Petróleo, en donde aparecen los sectores de Puerto Limón y Punta Mona como áreas pertenecientes al Terciario medio (Mioceno).

El sector septentrional

Dicho sector se extiende a lo largo de 120 km, entre la frontera con Nicaragua y Puerto Limón. Es un sector de costa arenosa baja y rectilínea, de gran monotonía, con cordones paralelos y lagunas, particular característica de desarrollo en diversas regiones del mundo y en particular en la zona intertropical (costa este de Madagascar, costa del Gabón). Hacia el norte, dicho tipo de costa, prosigue en Nicaragua y en Honduras.

En Costa Rica, la construcción litoral flandriana, con cordones paralelos, fue particularmente activa en este sector, abarcando una faja litoral, de varios kilómetros de ancho y que puede alcanzar, en algunos sectores, de 10 a 15 km. Esta construcción flandriana, contribuyó en la expansión de la vasta llanura basal de inundación, actualmente cubierta por el bosque tropical húmedo, que abarca toda la parte noreste del país, dentro del eje de la fosa tectónica del Lago de Nicaragua. La importancia de la sedimentación litoral puede ser explicada, por los importantes aportes sedimentarios de los ríos que bajan de las cadenas volcánicas de Guanacaste y de la Cordillera Central, y que drenan, igualmente, los grandes piedemontes del contacto norte: (río San Juan, al norte, con sus afluentes Toro Amarillo, Tortuguero, Parismina y Chirripó). Dicha llanura uniformemente plana, posee, no obstante, algunos raros relieves aislados, que adoptan un aspecto de "islas" y son el producto de surgimientos volcánicos alcalinos cuaternarios (basaltos y basanitas), de volumen reducido. Uno de estos relieves aislados, el cono estrombólico del Tortuguero, próximo a la línea de costa actual, sirvió de punto de apoyo para la construcción flandriana. Más al norte, la colada de basanita de Colorado, fue datada, dando 1,2 millones de años (Bellon H. y Tournon J., 1978); más allá de la frontera, en territorio de Nicaragua, estos relieves, producto de derrames volcánicos alcalinos cuaternarios, adquieren un mayor desarrollo.

La característica principal de la red hidrográfica, en la parte inferior de esta gran llanura basal, se debe a la extrema complejidad del trazado de los

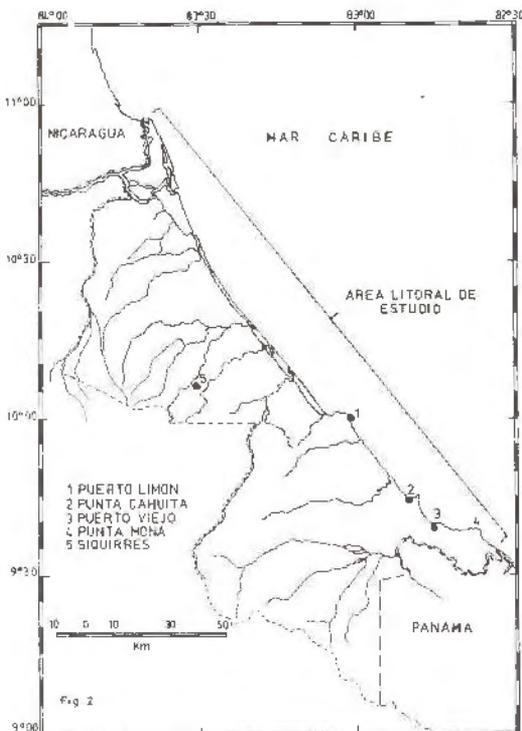


Figura 2.



Figura 3.

ríos: difluencias múltiples (ver figura No. 3) y multiplicación de brazos en un medio eminentemente pantanoso.

Al acercarse a la costa, las cosas se complican todavía más, por el desarrollo de grandes lagunas, que se alargan en forma paralela a la costa, entre los principales cordones litorales, constituidos a su vez, por un gran número de crestas de playa. Al norte de la desembocadura del río Colorado, resultado similar de una afluencia del río San Juan, existe un sistema de cuatro lagunas paralelas, de un ancho que varía de los 200 a 300 metros. La llanura basal, en este sector del bajo Tortuguero, puede asimilarse a un delta flandriano muy aplanado, caracterizado por líneas de costa, poco visibles, que se habrían originado por las numerosas difluencias, que encierran grandes pantanos. El sistema de cordones paralelos, separado por lagunas, aparece en forma clara, sólo en una faja de 5 km, a partir de la línea de costa. El papel direccional del sistema litoral de cordones paralelos, es muy visible en fotografías aéreas verticales, y se prolonga 15 km. como máximo al interior de las tierras. Es probable que sería necesario hacer aquí una diferenciación entre los elementos de la construcción flandriana y los elementos más antiguos del interior, (por ejemplo los cordones inter-Riss-Wurm). Tal estudio presenta gran dificultad, debido a la densidad de la cobertura vegetal y, desgraciadamente, aún no existen investigaciones al respecto.

Al sur del "delta" del río San Juan, volvemos a encontrar el sistema de lagunas paralelas y de brazos hidrográficos que adoptan las depresiones entre los cordones paralelos de la costa. En vez de desembocar directamente al mar, los ríos desaguan en este sistema de lagunas (lagunas de Penitencia y de Tortuguero, esteros Parismina, Pacuaré y Madre de Dios) que, a semejanza del canal de Pangalanes, en la costa este de Madagascar, han sido conectadas entre sí, creando de este modo, una vía de navegación conocida como "Canales del Tortuguero", que une Moín con la desembocadura del río Colorado. Este canal está rodeado en todo su trayecto, sea por pantanos, o bien por muro forestal continuo, enclavado en las crestas arenosas de playa. Su recorrido no aporta ningún corte que muestre más que el flandriano y el actual.

Las desembocaduras directas al mar, son poco numerosas: del río Colorado, de la laguna de Tortuguero, del río Parismina, del río Pacuaré y por último, en las cercanías de Limón, del río Matina.

Dichas bocas hídricas, evolucionan todas del mismo modo, bajo la acción de la deriva litoral SE-NW, la construcción de la flecha litoral al sur, tiende a

doblarse siempre hacia el norte de la desembocadura. Algunas desembocaduras son intermitentes y están en relación directa con las crecidas, como por ejemplo, la laguna Jalova al norte de la boca del río Parismina.

Dicho litoral está formado por aguas poco profundas. La isóbata de -10 metros, se encuentra por término medio a 2,5 km. de la costa frente a la boca del río Colorado y la de -20 m. entre 4 y 6 km. de la costa. En las proximidades de Puerto Limón, ambas isóbatas se aproximan mucho más a la costa.

El sector meridional

Posee una extensión aproximada de 80 km. y su aspecto es mucho más variado que el precedente. El sector meridional se inicia con la costa rocosa y elevada de los alrededores de Puerto Limón y posee una gran riqueza morfológica. El área de Puerto Limón y de Puerto Viejo está unida por la carretera nacional que llega hasta la frontera con Panamá (río Sixaola). Más allá de Puerto Viejo, el recorrido del litoral debió ser efectuado en una embarcación alquilada en Puerto Viejo, que permitió hacer observaciones hasta Punta Mona, ello debido a que la carretera sigue un trazado sinuoso que se dirige hacia el interior, alejándose definitivamente del litoral (carretera Home Creek-Bribri-Sixaola).

La llanura costera del norte, se interrumpe en la región de Puerto Limón, donde el relieve de colinas que alcanzan hasta 100 m. llega hasta el mar. Al sur de Puerto Limón, se encuentra nuevamente una llanura costera, de 4 a 5 km. en la desembocadura del río Banano y que comienza a estrecharse hacia el sur, a la altura de la desembocadura del río Estrella y de Cahuita (ancho medio de 1 a 2 km). Las cimas de 250 mts. a 300 mts. de la fila Carbón dominan directamente dicha llanura costera estrecha, mediante un talud, probablemente tectónico, pero que a veces presenta también el aspecto de un viejo acantilado muerto muy alterado. Más al sur entre Puerto Viejo y Manzanillo, la llanura costera continúa existiendo, pero bajo la forma de una estrecha cinta, inferior al kilómetro de ancho. Más allá de Manzanillo y de Punta Mona, la llanura costera, vuelve a ensancharse, en la desembocadura del río Sixaola y se prolonga en territorio panameño.

Un rasgo característico de este sector, es la sucesión de zonas rocosas, generalmente formando puntas, y separadas por playas de arena fina. El sector de costa rocosa elevada de Puerto Limón, es la punta más importante, formando bordes escarpados, a lo largo de 7 km. Los afloramientos rocosos, reaparecen en Punta Cahuita, separados de Puerto Limón

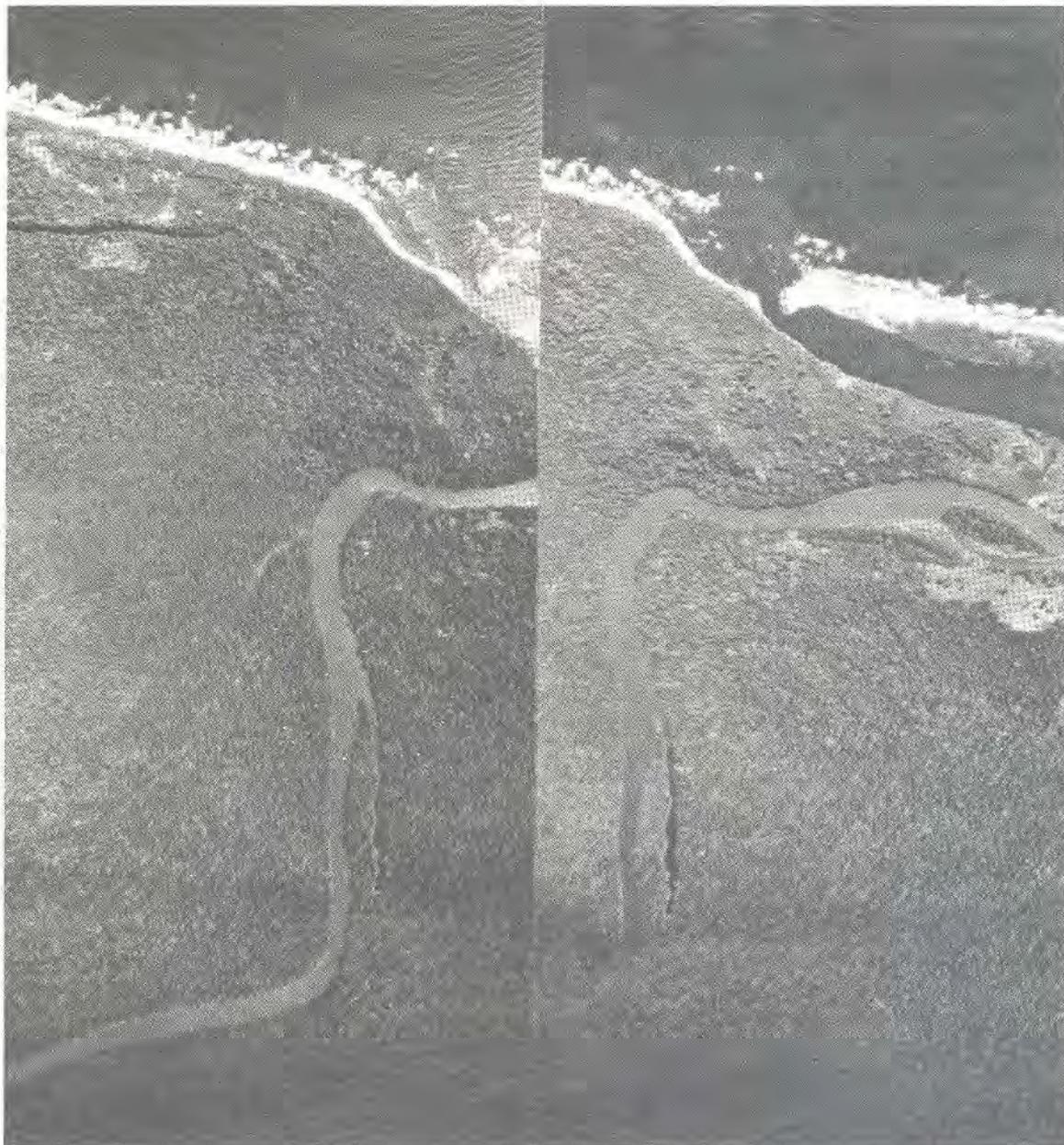


Figura 4. Sector de tortuguero; volcán estrombólico de tortuguero (Pleistoceno) y flecha litoral formada por la deriva de playa en los cordones litorales flandrianos. I.G.N. 1978 - 1:20,000 R 133 L 3 No. 13259 y 13260.

por una larga playa arenosa de 33 km. Puerto Viejo está nuevamente separado de Cahuita por una playa en arco, distante de 9 km. y más al sur, Punta Bluf, es igualmente una avanzada parcialmente rocosa. Por último, más al sur de Punta Bluf, otros afloramientos rocosos y pequeñas playas de arena se van sucediendo hasta tocar la costa rocosa elevada de Punta Mona.

Una parte esencial de este estudio tuvo como objetivo la naturaleza de dichos afloramientos rocosos, que permitieron esbozar una cronología de la evolución del litoral, durante el Pleistoceno y hasta la época actual.

Estudios geológicos anteriores pusieron en evidencia la existencia de una serie marina terciaria, atribuidas al Mioceno y que constituyen las avanzadas de Puerto Limón y de Punta Mona.

G.D. Taylor, 1975 (Op. Cit.), encontró en la facies basal del río Banano, la siguiente fauna que puede ser datada como perteneciente al Mioceno superior: *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* SS. y *Globigerinoides conglobatus* s.s.

El área de Moín, (sector norte de Puerto Limón) posee una paleofauna variada. Las muestras obtenidas en dicha área (Empalme de Moín) dieron una edad Plioceno. Dentro de estas muestras destaca *P. Obliqueoculata praecursor*.

Existen grandes diferencias de opinión con respecto a la edad de dichos sedimentos, especialmente entre los especialistas de moluscos y los investigadores de foraminíferos planctónicos. Olsson (1922), data como del Mioceno inferior al tipo Usari. Los investigadores de moluscos no dan dataciones que se aproximen al Pleistoceno, no obstante ello, Taylor (1975), encontró un área extensa de depósitos Pleistocénicos y datados como del Plioceno, por Gabb (1881), y por Woodring (1928), en el sector del río Banano.

Se reconoció un viejo complejo coralino, que puede considerarse como perteneciente al Pleistoceno inferior, y que los estudios geológicos anteriores no distinguieron del complejo Miocénico. Se trata de un viejo arrecife, con corales en bloques, en posición de crecimiento, asociados con brechas coralinas y con calizas de grano fino (testigos de sedimentos de playa y de laguna), que pueden alcanzar de 15 a 20 mts. de altitud, y forman un complejo topográfica y geomorfológicamente bien distinto del complejo Miocénico. Este viejo arrecife se ha conservado al norte de Puerto Limón, en Punta Bluf, al sur de Puerto Viejo y por último, en Punta Mona. Le damos el nombre de *Formación Portete* (nombre del lugar donde más se caracteriza al norte de Puerto Limón). La Formación Portete

se distingue del Mioceno, no solamente por su topografía, sino que también por una alteración menos profunda.

Un complejo arrecifal más reciente, atribuido al Pleistoceno medio, al cual le damos el nombre de *Formación Puerto Viejo*, posee numerosos afloramientos rocosos en Puerto Limón, en Cahuita, en Puerto Viejo, así como a lo largo de la costa hasta Punta Mona. Se trata de macizos de corales, en posición de crecimiento, a veces de gran tamaño, alternando con brechas coralinas y con antiguos lechos de playa fosilizados (areniscas negras). Dicho Complejo es, por lo tanto, similar al de Portete. Se diferencia, no obstante, y con facilidad por sus características petrográficas: los corales de la Formación Portete siempre se encuentran recristalizados con calcita, son densos y difíciles de romper con martillo. Los macizos coralinos de la Formación Puerto Viejo son, en cambio, livianos, de fácil fractura y muy ligeramente recalcificados, predominando como elemento la estructura de la Aragonita. Por otra parte, la discordancia que existe entre el complejo coralino más reciente, (sobre o al lado del complejo coralino más antiguo), es muy nítida en numerosos lugares del área de estudio. La Formación Portete se encuentra muy alterada (arcillas rojas de descomposición, con criptokarst, algunas veces expuestos al aire, formando grandes lapiares residuales). La Formación Puerto Viejo no posee suelo rojo de alteración y testimonia una evolución pedológica poco profunda. Por último, los macizos de coral, en posición de crecimiento, de la Formación Puerto Viejo, se elevan apenas por sobre el nivel de las más altas mareas actuales, en Cahuita y en todo el sector situado al sur de Cahuita, y por sobre tres metros como máximo, en la región de Limón (contra 15 a 20 metros para el arrecife más antiguo).

Formación Puerto Viejo, que fueron moldeados los elementos de plataforma de baja mar (equivalente a la plataforma con "vascas")¹ muy desarrolladas, sobre todo los sectores rocosos del litoral, así como las numerosas rompientes frente al borde litoral.

Los afloramientos rocosos litorales de estos dos antiguos complejos coralinos Pleistocénicos, constituyen el punto de apoyo de la construcción flandriana. A grandes playas entre Limón y Cahuita, como entre Cahuita y Puerto Viejo; y proliferación de pequeñas bahías arenosas más al sur. Igualmente, es en este material rocoso y sobre todo en el de la

Por último, al norte de Puerto Limón, existe un doble sistema de socavamiento por corrosión, en la

¹ Vascas: pequeños canales de desagüe semejantes a los de una pila.

antigua plataforma de baja mar, que domina a la actual, por sobre 1 a 2 metros y es testigo de las variaciones del nivel marino, durante el Flandriano (foto No. 3).

La vida coralina actual, incipiente, no ha logrado construir verdaderos arrecifes, salvo en Punta Cahuita. Se trata, en general, de colonias de corales aislados, que aprovechan el substrato duro, constituido por las lozas Pleistocénicas.

1. El sector de Puerto Limón

Es el sector más rico desde el punto de vista geomorfológico.

1. La morfología cíclica

Las colinas que dominan el puerto y la ciudad de Limón, presentan una serie de niveles de erosión, profundamente alterados durante el Mioceno, y testigos de una evolución cíclica compleja: niveles alrededor de los 70 metros (nivel de cumbre), 60 metros, 40 a 45 metros y 15 a 20 metros.

El conjunto se encuentra recubierto por una capa profunda alterada de arcillas rojas. La roca madre, en su mayoría calizas, aflora sólo en conta-

dos lugares, por ejemplo en el talweg de la quebrada Garrón en Santa Eduvigis. Próximo al afloramiento, aparece la caliza diseminada sobre el nivel de 60 metros, es decir, a 10 metros del talweg, lo cual deja suponer la existencia de un criptokarst cuya topografía es muy irregular (enormes criptolapias bajo las arcillas alteradas).

El nivel de 15 a 20 metros, fue igualmente entallado en las formaciones Miocénicas y parece estar en contacto con el complejo arrecifal Pleistocénico más antiguo. (Formación Portete).

2. El Pleistoceno marino de la punta de Bahía Portete:

El arrecife coralino del Pleistoceno antiguo, (Formación Portete =C1), (figuras 6, 7 y 8) aflora en dos lugares, a lo largo del sector este de Punta Portete, así como en su extremidad y a la entrada de la Bahía de Portete, del lado occidental, donde forma un gran pináculo lapizado, (probablemente criptolapias desprovisto de las arcillas alteradas, debido a la trasgresión del Pleistoceno medio). Se trata de macizos coralinos, en posición de crecimiento y de brechas coralinas completamente recalcificadas,

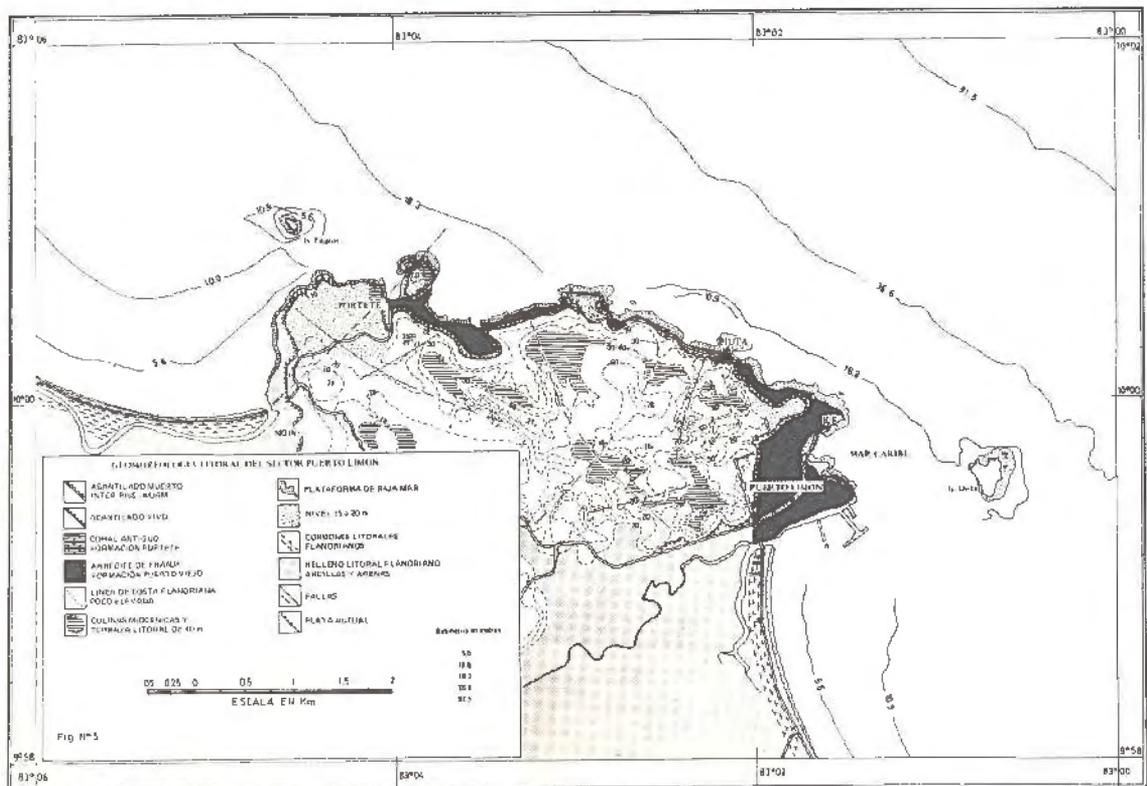


Figura 5. Mapa geomorfológico de Puerto Limón.

que se alzan hasta 15 metros sobre el nivel del mar.

Dichos testigos del antiguo coral, afloran bajo un espesor de 3 a 5 metros de arcillas rojas de descalcificación. Topográficamente corresponden a un claro nivel alrededor de los 15 a 20 metros, que se desarrolla en la Punta Portete, así como al oeste de la bahía del mismo nombre. En la Punta Portete, se ve claramente que el viejo coral constituye la base de este nivel; éste último también ha podido desarrollarse, como nivel de erosión, utilizando para ello las formaciones Miocénicas (es probablemente el caso del sector al oeste de Bahía Portete).

La Punta Portete estaba unida con una isla cuando ocurrió la transgresión del Pleistoceno medio (inter-Riss-Wurm). La construcción coralina del Pleistoceno medio (Formación Puerto Viejo=C2), vino a apoyarse sobre esta isla. Sobre la costa oriental de Punta Portete, así como a la entrada de la bahía, es posible observar este arrecife más reciente (C2) que viene a apoyarse en forma discordante sobre el coral viejo (C1) en el sector oriental, hasta un acantilado muerto aún bien entallado en el complejo coralino más viejo (corte de la figura No. 7).

A ambos lados de Bahía Portete, en la costa oriental de la Punta Portete, así como al interior de Playa Bonita, con un ancho de 2 kilómetros, la construcción coralina del Pleistoceno medio (C2) constituye un plano continuo, que alcanza 2 a 3 metros de altitud y está constituido por gruesos macizos de coral, en posición de crecimiento y por brechas coralinas. Se trata evidentemente, de un antiguo arrecife de franja que bordea la línea de costa, que vino a apoyarse, sea sobre el testimonio del arrecife más viejo, sea sobre el acantilado entallado en el Mioceno (actual acantilado muerto, situado al borde de la carretera que surca Playa Bonita).

En la zona intertidal, los elementos de Plataforma de baja mar, son modelados por las olas, en los elementos C2 (a lo largo de Playa Bonita o en los

elementos C1-Punta Portete) (cf. fotos No. 1, 2 y 3).

En la parte superior de Playa Bonita, próximo al tajamar, un corte natural, muestra la loza coralina Pleistoceno medio (C2), que descansa sobre las arcillas rojas de alteración. Algunos fósiles fueron encontrados en dicho contacto, sobre las superficies de arcillas, que corresponden, sin lugar a dudas, a conchas depositadas sobre un estrán arcilloso un poco anterior a la sedimentación calcáreo-coralina que constituye la loza C2.

3. Socavamientos y Plataformas del Alto-Flandriano en la Punta Portete y en Playa Bonita

Entre ambos lugares, existen evidencias muy nítidas de un nivel de estacionamiento marino flandriano, a la altura de los dos metros del nivel actual del mar, bajo la forma de un socavamiento de corrosión marina, en las calizas coralinas Pleistocénicas, así como restos bien conservados de una antigua plataforma de baja mar, a idéntica altitud, sobre la plataforma actual.

El sector oriental de Caleta Cangrejos, situada en medio de Playa Bonita, muestra en toda su extensión un socavamiento de corrosión fósil, muy bien conservado, entre 1.2 metros y 1.5 metros por sobre el socavamiento actual, así como pequeños testimonios de la correspondiente antigua plataforma de baja mar (figura No. 9 y foto No. 2).

La costa oriental de Punta Portete, hacia la extremidad de esta última y en un medio más agitado, vuelve a aparecer la misma disposición, pero aquí se trata de grandes testimonios de la antigua plataforma de baja mar, que se ha conservado a una altitud de 2 metros, por sobre la plataforma de baja mar actual, la cual igualmente se ha desarrollado ampliamente.

A lo largo de Playa Bonita, se observa en otros sectores, todos los intermediarios que existen entre

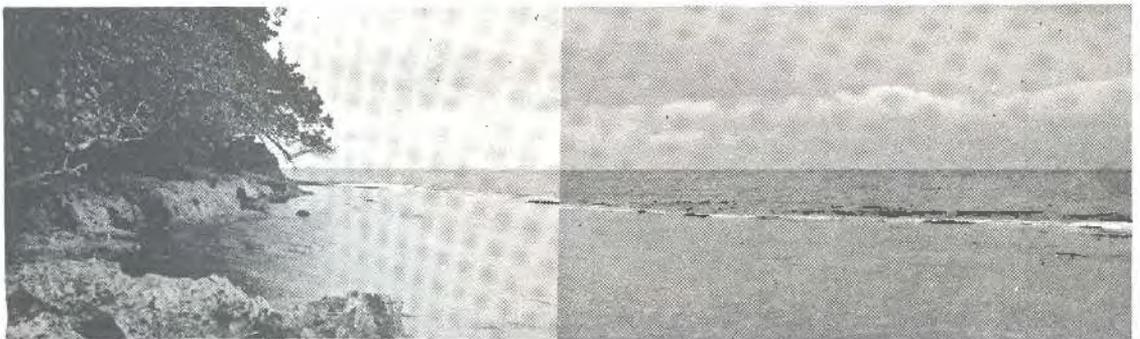


Foto 1. Punta Portete: actual plataforma de baja mar y antigua plataforma, lapiazada y entallada a 1,5 m.s.n.m.

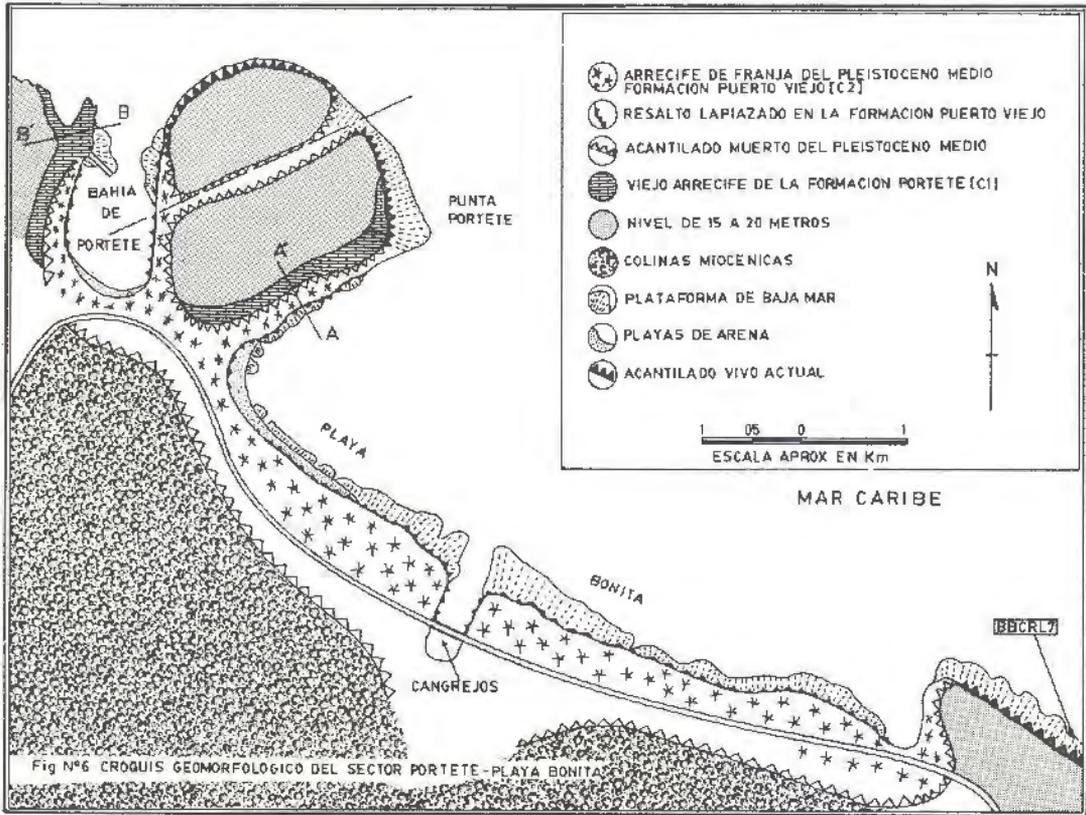


Figura 6. Croquis geomorfológico del sector Portete, Playa Bonita.



Foto 2. Caleta Cangrejos (Playa Bonita): terraza esculpida en el arrecife de franja litoral de la formación Puerto Viejo. Socavamientos de corrosión superpuestos; socavamiento fósil entre 1,2 a 1,5 m entallado sobre el socavamiento actual. A la izquierda, actual plataforma de Baja Mar.

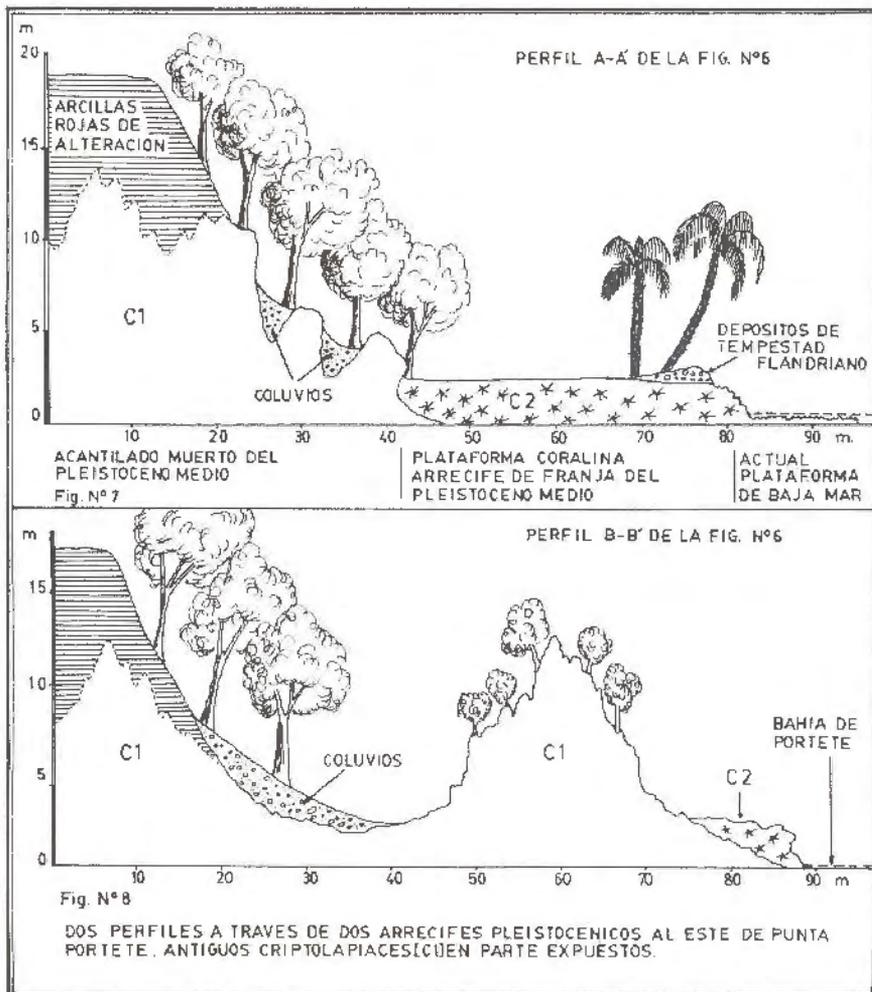


Figura 7 y 8. Dos perfiles a través de dos arrecifes pleistocénicos al este de Punta Portete. Antiguas criptolapiaces (C1) en parte expuestas.

este sistema de doble socavamiento y una plataforma poligénica, que pasa sin discontinuidad del nivel de plataforma de baja mar actual, al de Plataforma antigua.

4. Los alrededores de Piuta

A lo largo de este sector, existe una plataforma de baja mar bastante ancha (puede alcanzar hasta 100 metros), modelada esencialmente en el arrecife del Pleistoceno medio (C2). La caliza coralina con macizos gruesos de coral en posición de crecimiento, se apoya sobre un acantilado muerto, constituido

por una caliza blanca lechosa de grano fino, recubierta por una arenisca marina fosilífera alterada que origina arenas de un amarillo oscuro (Mioceno). La caliza inferior, aparece igualmente aflorando en algunos puntos del estrán, en medio de la cobertura coralina Pleistocénica. El contacto entre ambas formaciones, en general, es muy nítido.

5. Los perfiles de la Punta del Faro de Limón

Gran parte de la ciudad de Limón está construida sobre el arrecife coralino del Pleistoceno medio (C2). Esto es muy nítido al norte de la ciudad de Limón, donde se encuentra el Faro y las instalacio-



Foto 3. Playa Bonita: plataforma de baja mar con "váscas" poco desarrolladas.

nes del ICE.² En este sector, el arrecife se presenta como un conjunto de macizos gruesos de coral en posición de crecimiento entallando un acantilado de 2 metros, el cual tiene su cumbre recubierta por jardines y casas que bordean la bahía. La plataforma de baja mar es estrecha (5 a 10 metros de ancho) y frente de las instalaciones del ICE dominada por una columna residual de este mismo coral, que se alza aquí por sobre los tres metros del nivel medio actual del mar.

II. El sector de Cahuita a Punta Mona

Dicho sector se caracteriza por un trazado irregular de la línea de costa, con numerosas pequeñas puntas que están separadas por caletas arenosas. El papel morfológico esencial es asumido por los numerosos afloramientos de calizas con macizos gruesos de coral in situ, que alternan con brechas coralinas y lechos de playa fosilizados (Beach-rock = areniscas de playa). Los corales antiguos en posición de crecimiento, se alcanzan por sobre un metro del ni-

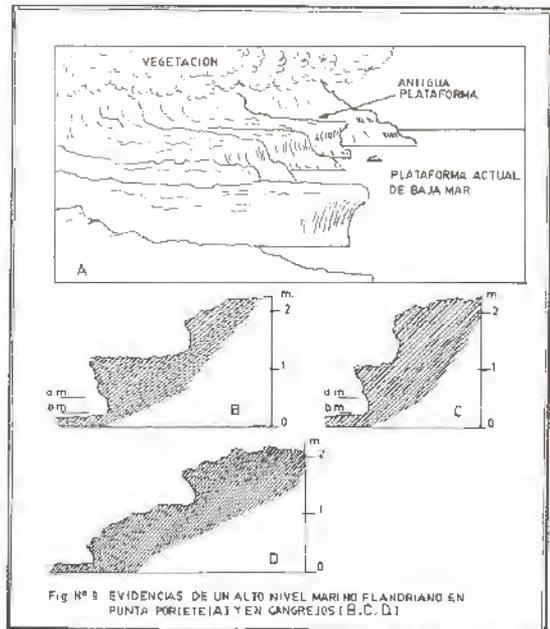


Figura 9. Evidencias de un alto nivel marino flandrieno en Punta Portete (A) y en Cangrejos (B,C,D).

² Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).



Foto 4. Punta Bluf: acantilado emallado en la formación Portete y estrecha plataforma con "vascas".

vel de las más altas mareas actuales. Son muy diferentes de los corales del complejo de Portete, debido a su grado de recristalización (aquí se trata de un coral muy liviano con muy poca recristalización de calcita), le atribuimos una edad Pleistoceno medio (transgresión inter-Riss-Wurm = 160,000 años a 85,000 años). Dicha datación será, sin lugar a dudas, confirmada por las mediaciones de edad absoluta realizadas con el método torio 230-uranio 234, sobre 5 muestras. Esperando esta confirmación, se ha dado a este complejo marino, para distinguirlo del complejo más antiguo de Portete, el nombre de FORMACION DE PUERTO VIEJO, localidad donde los afloramientos son numerosos. Fue igualmente en Puerto Viejo donde se identificó por primera vez tal formación y se han definido sus características.

El complejo arrecifal Pleistocénico más antiguo (Complejo de Portete) aflora igualmente en dos lugares a lo largo de este sector: En Punta Bluf cercano a Puerto Viejo y en Punta Mona.

1. El sector de Cahuita

La villa de Cahuita está construida sobre el sόcalo de calizas coralinas (figura No. 10), donde abundan los gruesos macizos de coral en posición de crecimiento, que se alzan un poco más allá del nivel de alta mar (C2 de la Formación de Puerto Viejo). Las

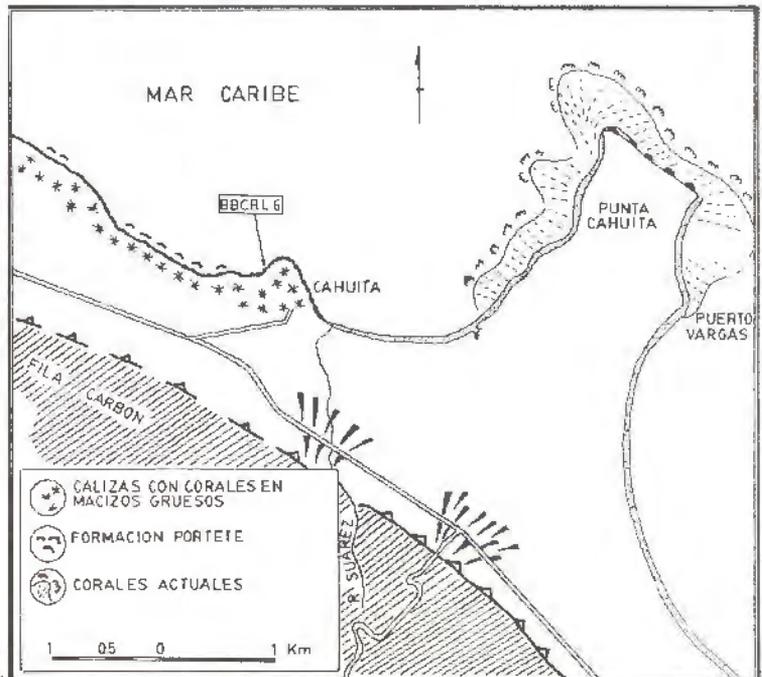


Figura 10. Sector de Cahuita - foto I.G.N. R 110 L 192 No. 7665-7666.

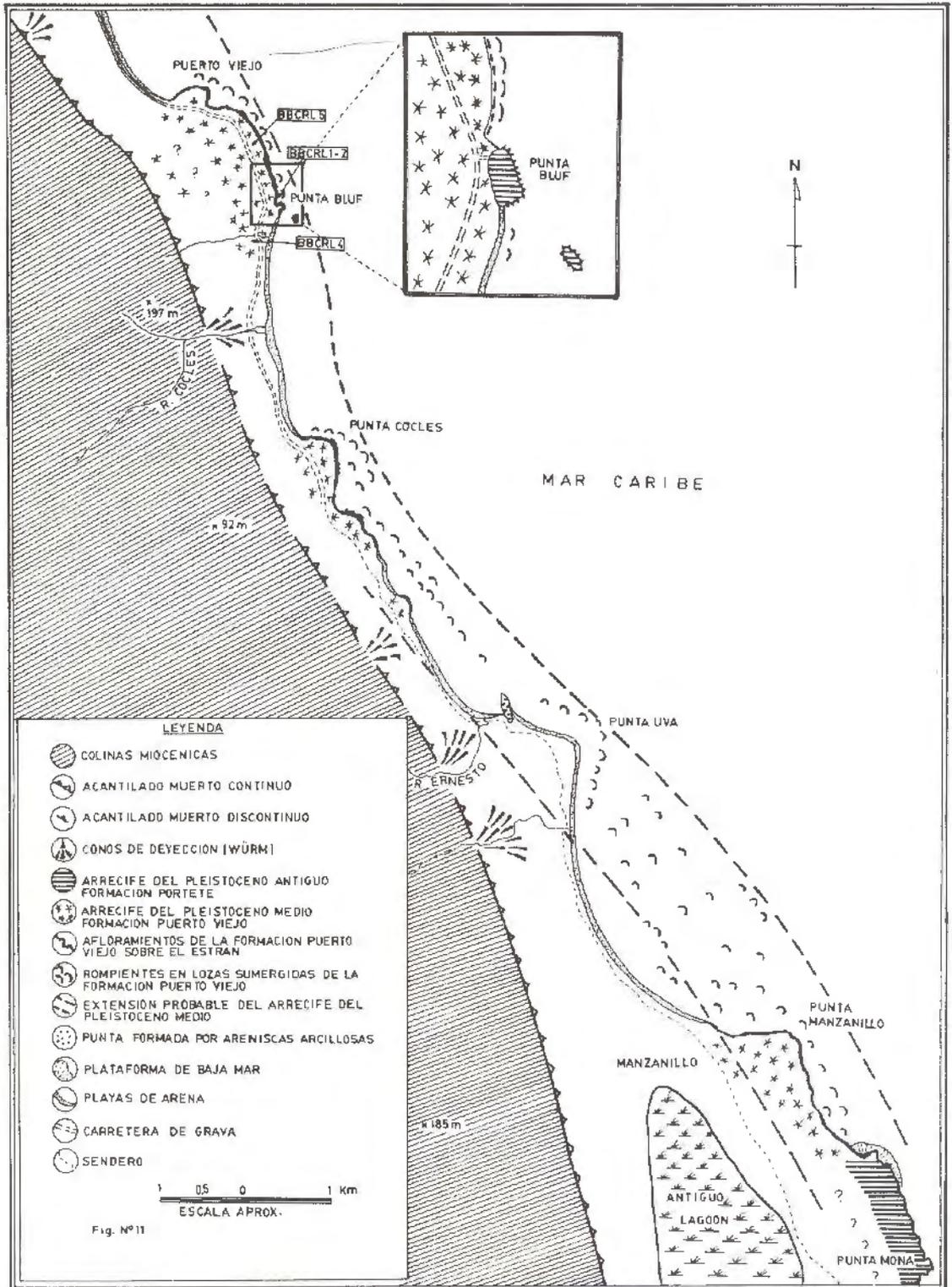


Figura 11.

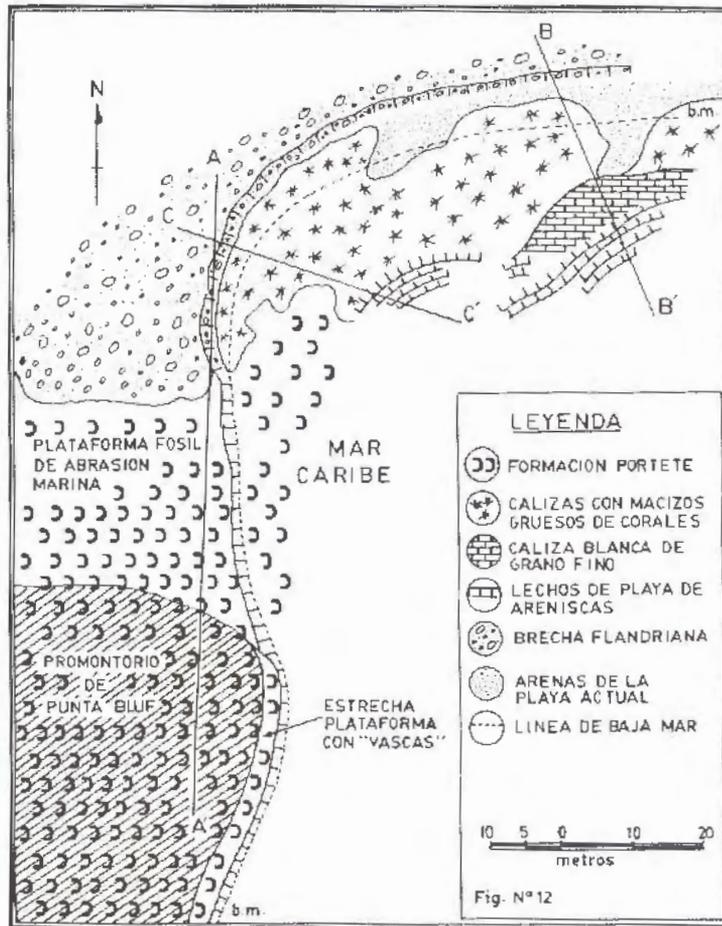


Figura 12. Punta Bluf: discordancia entre la formación Puerto Viejo y la formación Portete y localización de perfiles.

calizas coralinas antiguas originan un litoral rocoso alrededor de la ciudad, con calizas lapiazadas en la zona intertidal. Son la consecuencia del avance de la línea de costa en este lugar. Dicho litoral rocoso, se continúa al norte de Cahuita en un tramo de 1.5 kms. hasta Limonal.

La Punta Cahuita es mucho más importante y avanza dos kilómetros mar adentro. Dicha punta, con playas de arena y aspecto de tómbolo, se apoya en los afloramientos de esta misma caliza coralina de Puerto Viejo. Dicha caliza antigua ha servido de sόcalo para construcci3n, en la extremidad de la punta, de una superficie aplanada coralina de pequeña dimensi3n de edad flandriana.

2. El sector de Puerto Viejo

Como en Cahuita, Puerto Viejo se encuentra cons-

truido sobre un testigo de Pleistoceno medio (C2), que posee numerosos afloramientos a lo largo del litoral y origina las rompientes frente a dicho poblado (figura No. 11). Se trata de lozas lapiazadas de la zona intertidal, que posee macizos gruesos de coral en posici3n de crecimiento. Dicha formaci3n aflora igualmente a lo largo de la costa, hacia el sur, hasta Punta Bluf. Seg3n datos orales, dicha formaci3n, constituiría, sin lugar a dudas, el basamento de toda la llanura litoral, ya que restos de rocas de dicha formaci3n, fueron encontradas formando pozos de agua, tierra adentro.

Dos kil3metros al sur de Puerto Viejo, la Punta Bluf est3 constituida por un toc3n residual, cuyo aspecto es el de un mogote, que se alza unos 15 metros sobre el nivel del mar y ha sido moldeado en calizas coralinas, grumosas, que atribuimos al Complejo de Portete (C2) = Pleistoceno antiguo). Un se-

gundo tocón del mismo tipo, aflora en el mar, a 300 metros de la costa, formando un islote, cuya cumbre alberga un árbol achaparrado. Este pequeño sector es particularmente interesante, ya que en él es posible observar cómo la Formación Puerto Viejo se apoya discordantemente sobre la "formación" más antigua de Portete (figura No. 12).

La Formación Puerto Viejo está constituida en este lugar por los siguientes pisos, según la descripción que se hace de la base a la cima (perfil al norte del tocón de calizas coralinas antiguas de la punta Bluf):

- a) Calizá coralina, con macizos gruesos de coral, en posición de crecimiento,
- b) Brecha coralina más o menos entrelazada con el piso anterior,
- c) Caliza coralina blanca, de grano fino, sin estratificación, que corresponde probablemente a una arena fina, coralina, cementada, y
- d) Lechos de playa, consolidados con buzamiento hacia alta mar, algunos de color negro constituidos en su gran mayoría por minerales pesados.

El piso superior del corte está compuesto por una brecha de corales y conchas, flandrianas, con un inicio de compactación, que se eleva hasta 1 metro por sobre el nivel actual de alta mar, en donde se ha desarrollado un suelo embrionario progresando el cocotal (figura No. 13).

Es evidente que al ocurrir la transgresión del Pleistoceno medio (inter-Riss-Wurm), el tocón de la punta Bluf era una isla, donde vino a construirse el arrecife de franja (FORMACION DE PUERTO VIEJO). Dicha isla estaba totalmente incorporada a la plataforma coralina de dicho período, la cual

debía recubrir toda la superficie de la actual llanura costera. En efecto, la caliza coralina antigua (C2), se encuentra siempre asociada a enormes macizos de coral, en posición de crecimiento, en la parte interna de la llanura costera, a lo largo de la trocha que va de Puerto Viejo al río Coclés. Se pudo visualizar lo afirmado, gracias a excavaciones antrópicas (lastre para carreteras), así como a los afloramientos del puente, en el Estero Caño Negro, al sur de punta Bluf.

3. El sector comprendido entre Punta Bluf y Punta Mona

En este sector de 10 kilómetros de longitud, la costa se caracteriza por ser baja y arenosa, pero siempre de trazado ondulado. Las calizas coralinas de la Formación Puerto Viejo afloran en lozas lapiazadas, del estrán y en Punta Coclés, por sobre la marea alta. Pero sobre todo, existen antes de la línea de costa, numerosas lozas sumergidas, que originan las rompientes. A pesar de que dichas lozas pueden servir para una vida coralina reducida, no se trata en absoluto de verdaderos arrecifes coralinos, como lo deja suponer el símbolo "Corales" de la carta topográfica 1:50,000 del Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.

En este sector existen otros dos afloramientos: una pudinga con buzamiento muy fuerte, al norte de Punta Coclés (probablemente del terciario); arcillas esquistosas grises y areniscas arcillosas de edad y origen indeterminados en Punta Uva (ver figura No. 11). Es probable que el arrecife de franja de Pleistoceno medio haya estado un poco alejado de la línea de costa en este sector, separado por un canal alargado o un "lagoon" poco profundo.



Foto 5. Punta Mona: islote residual de la formación Portete y plataforma con "vascas" formando lozas.

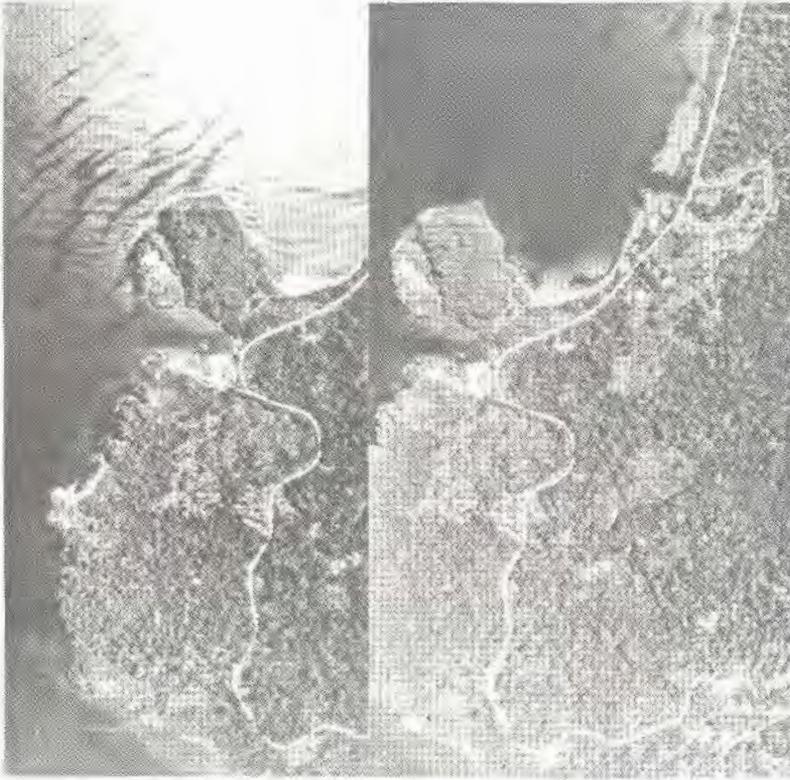


Figura 13-A. Area de Portete - Playa Bonita; obsérvese la actual plataforma de baja mar y los antiguos arrecifes coralinos de franja litoral. I.G.N. 1975 - 1:15,000 R92 L9 No. 2023-2024.



Figura 13-B. Sector de Puerto Viejo - Punta Bluf. Arrecifes coralinos de franja litoral del Pleistoceno medio. I.G.N. 1976 - 1:30,000 R102 L174 No. 5531.



Figura 13-C. Sector de Punta Mona: antiguo lagoón producto de un arrecife coralino de barrera, hoy convertido en una marisma litoral. I.G.N. 1976 - 1:30,000 R 102 L 174 No. 5527.

4. El sector Manzanillo-Punta Mona

Al llegar al gran promontorio de Punta Mona, volvemos a encontrar la disposición ya descrita en Portete y en Punta Bluf, con testigos del viejo complejo coralino (Formación Portete), que sirvió de apoyo para la edificación coralina del Pleistoceno medio (Formación Puerto Viejo).

El sector de Punta Mona (figura No. 14), presenta una costa rocosa con acantilados, en calizas que adoptan la forma de brechas grumosas amarillas, sin

estratificación, y calizas blancas estratificadas, que alcanzan localmente de 10 a 15 metros de alto. El conjunto está recubierto por el bosque. Las calizas están profundamente alteradas: bolsas de arcillas rojas de alteración (figura No. 16), que se incrustan en un criptokarst que el mar no ha tenido tiempo de lavar, (motivo por el cual encontramos una serie de islotes calcáreos frente a la línea de costa).

En un lugar a 100 metros al interior de la costa, bajo un bosque tupido (figura No. 15), se pueden observar grandes lapiaces de unos 10 metros de alto,



Figura 14. Esquema del norte de Punta Mona.

completamente denudados, formados en una caliza de gruesos macizos de coral del tipo "Portete" (Coral completamente recristalizado en calcita).

El arrecife coralino del Pleistoceno medio (For-

mación Puerto Viejo), aflora a lo largo de la costa, desde el poblado de Manzanillo a la punta del mismo nombre y hasta los acantilados de Punta Mona. Cuando se formó este arrecife, Punta Mona era una isla, la cual fue aprovechada por los corales para su propio desarrollo. El arrecife de franja, un poco más al norte, debió haberse alejado bastante de la costa, razón que explicaría el área pantanosa que separa actualmente el promontorio de Punta Mona del acantilado muerto y que debió ser en el pasado un antiguo "lagoon".

En el promontorio norte de Punta Mona, el Pleistoceno medio no aparece representado por coral, sino solamente por lechos de playa, blancos y duros con un buzamiento hacia el mar y que se apoya en formaciones antiguas. Igualmente, el Pleistoceno medio está constituido por una arenisca menos compacta de color amarillo (figura No. 17 y 18).

II. La evolución del litoral y las formas actuales

1. Paleografía del Pleistoceno

Es difícil formarse una idea de la disposición del Pleistoceno antiguo al inicio de la Formación Portete. No obstante esto, se puede decir que en la región de Puerto Limón el viejo arrecife se presenta, sin lugar a dudas, como un arrecife de franja, pegado a los relieves litorales del Mioceno. En la región de Puerto Viejo-Punta Mona, el viejo arrecife se adentraba en el mar formando un arrecife de franja, con canal paralelo, o bien, un arrecife-barrera.

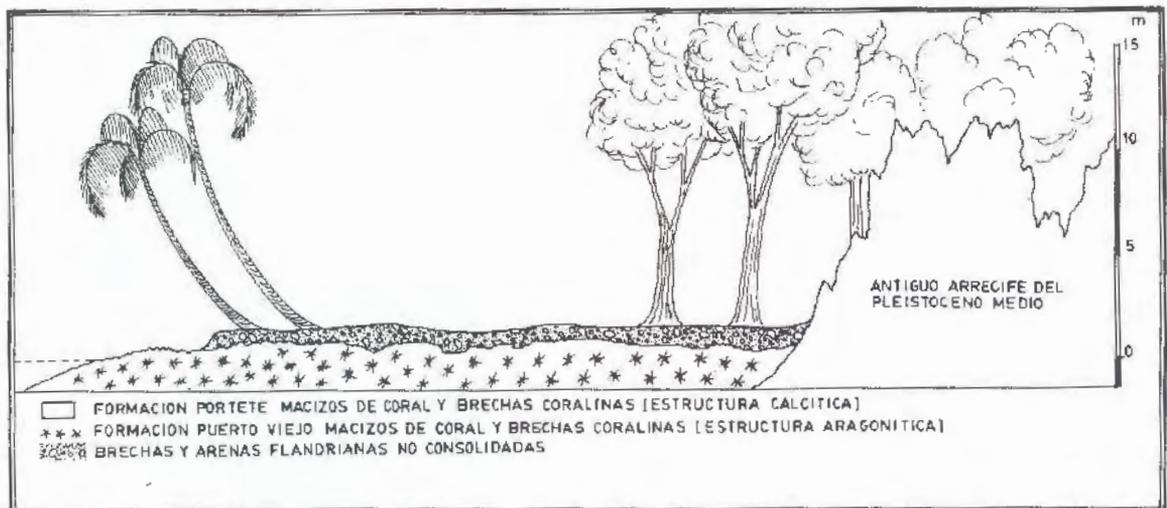


Figura 15. Punta Mona: grandes lapiaces expuestos. Perfil D-D' de la figura 14.

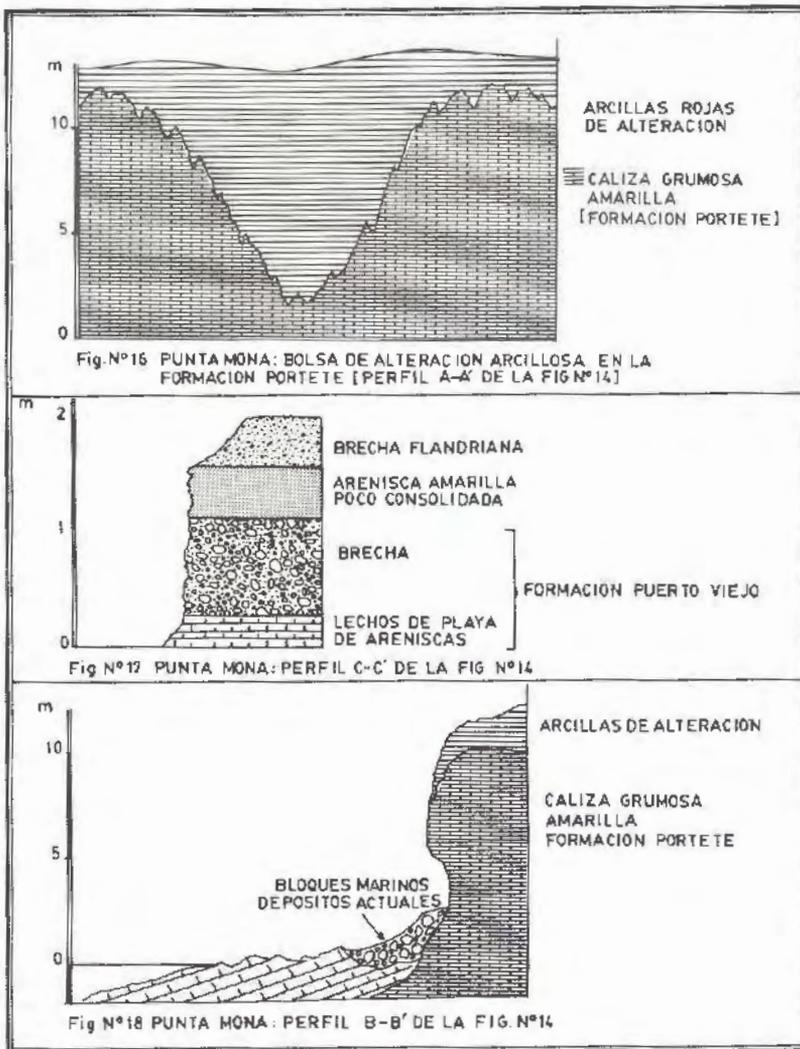


Figura 16. Punta Mona: bolsa de alteración arcillosa en la formación Portete (perfil A-A' de la figura 14).

Figura 17. Punta Mona: perfil C-C' de la figura 14.

Figura 18. Punta mona: perfil B-B' de la figura 14.

La disposición del arrecife del Pleistoceno medio, es más fácil de reconstituir (figura No. 11). Se trataba de un arrecife de franja, muy desarrollado y bastante ancho, desde la región de Puerto Limón al sur. Abarcaba las "islas" de Punta Bluf y de Punta Mona y se adentraba en el mar notablemente, desde Punta Uva al sur.

Se puede suponer que un rosario de islotes, pocos elevados y que se continuaban en Panamá hasta el gran Golfo de Bocas del Toro, y de Chiriquí, eran la prolongación meridional de este complejo corali-

no. El alineamiento en forma paralela a la costa, de dichos islotes, permiten afirmar tal explicación.

2. La evolución morfológica reciente

En los estrechos sectores de costa rocosa elevada (Puerto Limón, Punta Bluf, Punta Mona), la abrasión marina tiende a rejuvenecer los acantilados muertos del Pleistoceno medio, limpiando la base de las brechas Pleistocénicas, en muchos casos, esto ya se ha efectuado.

En la región de Puerto Limón, en donde el arrecife de franja, del Pleistoceno medio, se conserva aún en muchos lugares delante de los acantilados muertos, adoptando la forma de una plataforma rocosa de 2 a 3 metros de altitud, la erosión marina actual tiende, por lo general, a reducir este plano, atacándola y dando origen a un pequeño lapiazado y a un socavamiento de corrosión basal. (Portete, Playa Bonita, Piuta, ICE).

En el sector meridional a partir de Cahuita, se observa la misma disposición, pero la altitud menos elevada de los testigos del arrecife del Pleistoceno medio, hace que éste aflore, por lo general, en el estrán, adoptando la forma de lozas lapiazadas. Dichos antiguos testigos rocosos fueron el punto de apoyo para la construcción arenosa flandriana, originando igualmente frente a la línea de costa numerosas rompientes.

La construcción arenosa flandriana (cordones litorales), en ninguna parte se presenta con el mismo desarrollo observado más al norte, en particular cerca de la frontera con Nicaragua. Sin lugar a dudas, esto se debe a que en este sector no hay aportes fluviales importantes (al río Sixaola no alimenta este sector en sedimentos, porque la deriva litoral se dirige hacia el sur). Existe no obstante, un importante cordón litoral flandriano arqueado, entre Limón y Cahuita y que actualmente se encuentra en progradación. Lo mismo ocurre entre Punta Cahuita y Puerto Viejo. Entre Puerto Viejo y Punta Montaña se tiene la impresión general que la tendencia es al retroceso rápido de la costa, sobre todo en las partes más expuestas (cocotales desarraigados o caídos en la playa); este síntoma indica una tendencia general a la regularización del litoral.

Sin estar totalmente ausente, la vida coralina parece ser actualmente limitada, sin un mayor desarrollo, salvo en Punta Cahuita donde ha creado verdaderas plataformas coralinas. Lo que se ve, en general, son macizos aislados de coral, que crecen en lozas sumergidas de calizas coralinas antiguas; pero no son propiamente los corales que han originado las rompientes. Es difícil comprender el contraste existente entre la vida coralina actual y la exuberancia de la vida coralina, durante los altos niveles del Pleistoceno medio.

Uno de los rasgos más interesantes, es el que concierne a la morfología actual de los estranes calcáreos. Es en la región de Puerto Limón en donde mayormente se han desarrollado, a pesar de que se encuentran estranes calcáreos en otros sectores. Dicha morfología comprende los siguientes elementos:

a) *Una plataforma de baja mar:* que emerge lige-

ramente en marea baja, y que equivale a la "Plataforma con vascas" descrita en otros sectores del mundo (Marruecos Atlántico, Costa Oriental de Africa, Madagascar, Curaçao, etc.). Dicha plataforma, muchas veces de gran perfección, en general no posee más que algunos metros de ancho (ICE-Limón) pero puede localmente, manteniéndose perfectamente horizontal, sobrepasar los 50 metros de ancho (frente a Piuta y Playa Bonita). En contados lugares posee "vascas", comparables a las descritas en otros sectores (Punta Bluf; Punta Mona). Por lo general, las "vascas" son inexistentes y la plataforma está revestida por algas que forman costras calcáreas y por algas pardas. Igualmente, la plataforma está perforada por fenómenos de corrosión o de erosión biológica (perforación por erizos y túneles cerca del faro de Puerto Limón).

Del lado externo, la plataforma de baja mar, cae recto o formando cavidades que continuamente son golpeadas por la resaca. Este sector evoluciona por desprendimiento de grandes bloques. Por otra parte, existen túneles, bajo la plataforma, que pueden dar orígenes a "huecos sopladores".

b) *Un resalto, a veces con concavidades,* que domina la plataforma de baja mar del lado interno; la caliza se encuentra en la parte alta intensamente lapiazada. El socavamiento de base no alcanza jamás la amplitud observada en otras regiones del mundo, particularmente en las areniscas calcáreas de origen dunario, conocidas como eolianitas del suroeste de Madagascar.

Dicha morfología se complica localmente, con la presencia de un doble socavamiento de corrosión, con testigos escasos, conservados de la antigua plataforma de baja mar (Playa Bonita; Punta Portete). Dicha disposición está en relación directa con un alto nivel flandriano que no ha sido posible datar por ahora y que se encuentra entre 1.2 y 2 metros sobre el actual nivel del mar (figura No. 9).

Agradecimientos

Los autores desean agradecer la desinteresada colaboración recibida, tanto del Dr. Claudio Gutiérrez, Rector de la Universidad de Costa Rica, como de las autoridades del Instituto Geográfico Nacional.

Bibliografía sumaria

Battistiani, R. "Problemes Morphologiques Du Sud Du Malawi". *Annales de Geographie*, Juillet - Aôut 1963. Paris, Francia.

Battistini, R. "L'extrême Sud de Madagascar" Etude Geomorphologique. Edition Cujas. Toulouse, Francia, 1964.

Bergoeing, J. P. "Mapa Geomorfológico del Cantón de Talamanca, C.R." Escala 1:200,000-I.G.N. San José, Costa Rica 1978.

Dirección de Geología, Minas y Petróleos, M.I.C. "Mapa Geológico de Costa Rica" Escala; 1:700,000 I.G.N. San José, Costa Rica 1963.

Gómez, O.L.D. y Valerio G.C. "Segunda lista ilustrada de los Moluscos Fósiles de la Formación río Banano (Mioceno) Limón, Costa Rica. In-

forme Semestral I.G.N. Enero-junio - 1973. San José, Costa Rica.

Guilcher, A. "Les Rivages Coralliens de L'est de la Presqu'île Du Sinaï". Annales de Géographie Juillet - Août 1979. Paris - Francia.

Paskoff, R. "Un Colloque Au Brésil Sur Les Variations Du Niveau de la mer Pendant L'Holocene". Annales de Géographie. Juillet - Août - 1979. Paris - Francia.

Taylor, G.D. "The Geology of the Limon Area of Costa Rica". Louisiana State University Department of Geology. U.S.A. May 1975.



Foto 6. Cahuita: maciza coralino en posición de crecimiento, formación Puerto Viejo.

La cordillera de Talamanca y su piedemonte

(*Neotectónica y variaciones morfoclimáticas
en el SW. de Costa Rica*)

Gastón Beaudet*
Pierre Gabert**
Jean Pierre Bergoeing***

Resume

Le Sud-Ouest du Costa Rica est dominé par la puissante Cordillère de Talamanca qui atteint 3819 m d'altitude. Sur le versant Pacifique, le bassin du rio General constitue un couloir d'accumulation entre la cordillère et la Chaîne côtière. Ces montagnes ont été à la fin du Tertiaire et au cours du Quaternaire comme le montre l'étude des piémonts. Ceux-ci ont enregistré aussi les variations morfo-climatiques.

Resumen

El Sur Oeste de Costa Rica está dominado por la imponente cordillera de Talamanca que se eleva a 3819 m de altitud. La vertiente Pacífico esta constituida por la cuenca del Rio General, corredor de acumulación entre la cordillera y la fila costeña. Las montañas han sido solevantadas a finales del Terciario y durante el Cuaternario como lo precisa el estudio de los piedemontes, Las cuales han registrado tambien variaciones climáticas.

Summary

The South-West of Costa Rica is characterised by the strong Talamanca range at 3819 m of altitude. On the pacific slope the Rio General basin is situated like a piedmont plain between the Cordillera and the coastal range. The rising of these mountains placed at the end of Tertiary and during Quaternary it is proved by the study of accumulation piedmonts. This one has recorded also the morfo-climatic variations.

La cordillera de Talamanca constituye la espina dorsal del istmo de América Central en el sector de Costa Rica.¹ Se alza por sobre el Valle Central como un espolón macizo que va del Pacífico al litoral Caribe. Su disimetría se ve acusada más al sur, a medida que crece la altitud, la cual sobrepasa los 3.000 m. hasta la frontera con Panamá. En el Cerro Chirripó, pequeños lagos de origen glaciario rodean la cumbre de 3.819 m. y modelados ligados al frío anterior caracterizan las cimas del Cerro Kamuk (3.589 m.) del Cerro Vuelta (3.156 m.) y del Cerro de la Muerte (3.550 m.) por donde pasa la interamericana. Se trata de una verdadera muralla que domina el Valle de El General entre 2.600 a 3.000 m. en mas de 110 km. de largo. El corredor por donde circula el río es relativamente estrecho (10 a 15 km. de ancho) ya que una cadena costera (la Fila Costeña) lo separa del litoral Pacífico, hacia el cual corre a través de una garganta, después de confluir con el río Coto Brus, transformándose entonces en un río poderoso que adopta el nombre de Río Grande de Térraba (Figura N° 1).

La Fila Costeña, paralela a Talamanca, es igualmente disimétrica pero no sobrepasa los 1.700 m. de altitud. No por ello no deja de ser un obstáculo para la circulación, particularmente al Sur del río Térraba, donde un muro, a veces vertical, domina las llanuras litorales de Coto Colorado. Menos elevada al Norte, la fila Costeña está siendo colonizada agrícolamente en desmedro de una selva lluviosa particularmente densa.

Son grandes los contrastes del relieve que caracterizan por lo tanto SW. de Costa Rica, a

* Profesor del U.E.R. de Geografía de la Universidad de París-1

** Profesor del U.E.R. de Geografía de la Universidad de Aix-Marseille-II

*** Profesor de la Universidad de Costa Rica, actualmente profesor en el Departamento de Geografía de la Universidad de Nantes.

¹ Agradecemos al Centro de Estudios de Geografía Tropical CNRS de Burdeos por su contribución a nuestra misión en Costa Rica durante Octubre y Noviembre 1980. A la Universidad de Costa Rica y a nuestro colega Jean Pierre BERGOEING que puso los medios a nuestra disposición. Al Instituto Geográfico Nacional que nos ha generosamente abierto su cartoteca y su fototeca. Que todos reciban nuestros agradecimientos más sinceros por una acogida tan amistosa y eficaz.

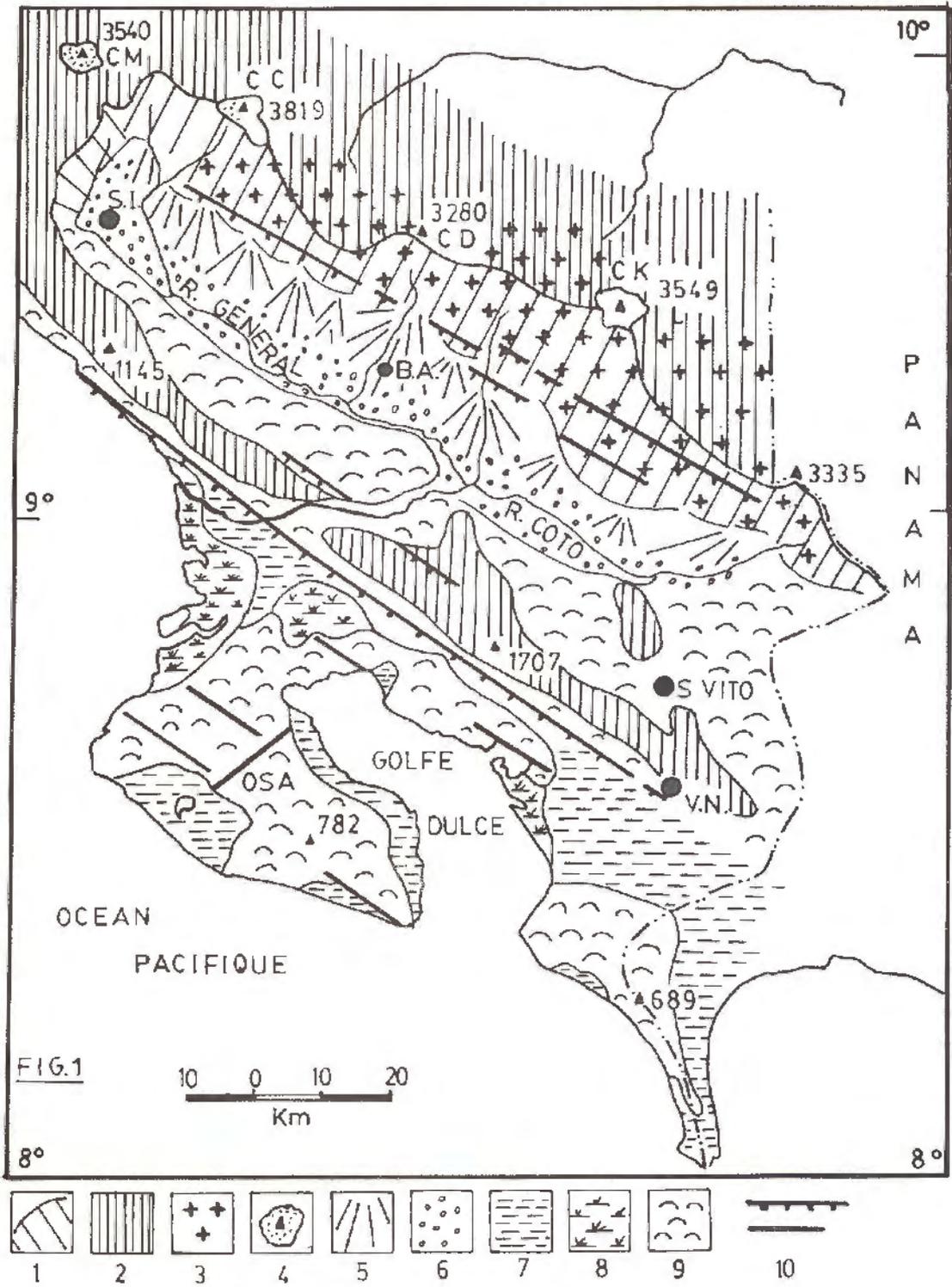


Figura 1. Principales conjuntos morfológicos del SW. de Costa Rica

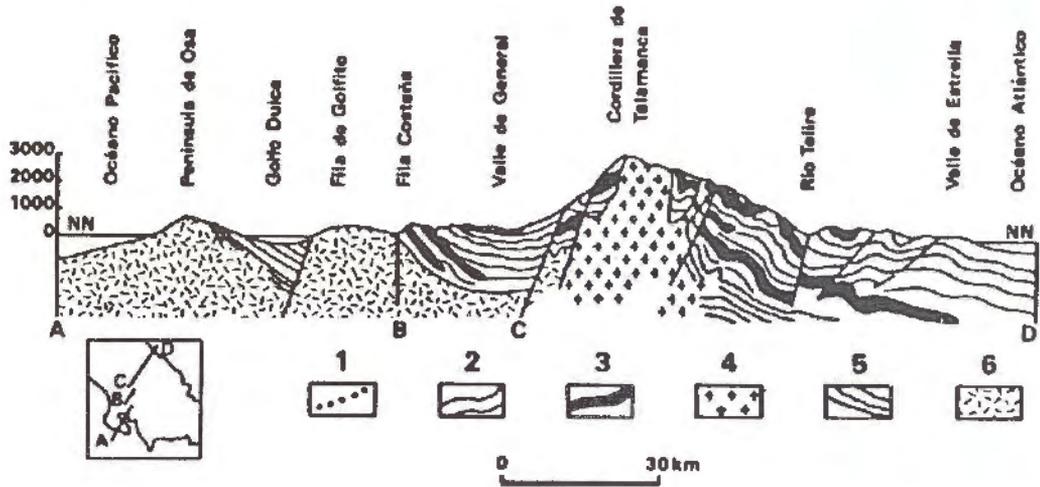


Figura 2. Corte geológico esquemático del SW. de Costa Rica (Segun R. Weyl, 1971)

1- Aluviones del Terciario Superior. 2- Sedimentos terciarios. 3- Rocas volcánicas terciarias. 4- Granitos del Terciario Superior. 5- Cretácico superior. 6- Complejo de Nicoya (Cretácico).

pesar de la ausencia aquí del volcanismo actualmente activo que otorga una impresionante originalidad al Norte del país. Estos contrastes que se traducen por una sucesión completa de pisos altitudinales, desde el Manglar hasta los páramos de las cimas más elevadas, se explican por la juventud en el origen de los volúmenes montañosos de fines del Terciario.

Dicha juventud se ha perpetuado gracias a una neotectónica cuaternaria, cuyas trazas se ven en el piedemonte de la Cordillera de Talamanca, donde se ve mezclada con las variaciones de las dinámicas morfológicas. Gracias a la diseción de los principales rios torrentosos, los cortes permiten tratar de explicar la evolución reciente de esta región, donde las montañas siguen siendo de acceso difícil o incluso imposible por vía terrestre, como son las crestas centrales y meridionales de la Cordillera (Figuras 2 y 3). Toda esta región del SW. de Costa Rica se sitúa entre los 9°30' y los 8°00' de latitud Norte, por lo tanto en pleno clima sub-ecuatorial húmedo. Los volúmenes montañosos más elevados así como las colinas alrededor del Golfo Dulce reciben más de 4.500 mm. de lluvias anuales, sin que exista un verdadero mes seco. La cuenca interna del General y la parte septentrional de la fila Costeña, se mantienen entre los isoyetas 3.500 y 2.500 mm. con aparición de 2 a 3 meses menos húmedos. La estación seca, de Diciembre a Febrero, no alcanza la intensidad de las regiones del NW. El alisio Caribe asegura una pluvio-metría constante en la Cordillera de Talamanca con lluvias torrenciales casi cotidianas y cobertura nubosa por sobre los 2.000-2.200 m. El Pací-

fico, alimenta en verano, grandes tormentas en los relieves costeros. El bosque tropical húmedo, tapisa todas las vertientes que no han sido deforestadas y alcanza su máximo de densidad, en el nivel de la "nebelwald" de las crestas de la Fila Costeña y sobre todo entre los 1.800 a 2.500 m., de la imponente vertiente cordillerana. Los grandes árboles se hacen raros a partir de los 2.800 m. y se pasa entonces a un matorral de bambúes endémicos y de hierbas altas que anuncian el comienzo de los páramos, alrededor de los 3.250 m. En todas partes el modelado de las vertientes llevan las huellas de diseciones intensas, heredadas, y bellos modelados glaciares en el Cerro Chirripó, así como pisos y niveles en los piedemontes aluviales que plantean el problema de serias variaciones morfoclimáticas durante el Cuaternario, sin excluir la prosecución de los sollevamientos tectónicos.

Los volúmenes montañosos recientemente sollevamientos

Costa Rica, adquirió globalmente su osatura topográfica solamente a fines del Terciario, incluida esta región, mas alejada del activo volcanismo del Norte.

El contacto de dos complejos estructurales

Se inscribe con claridad en los perfiles (figuras 2 y 3). Al SW. de la gran falla, llamada de Costa Rica, el complejo volcano-sedimentario y ofiolítico de Nicoya (Cretácico-Pre-Campaniano), constituye las penínsulas que rodean al Golfo

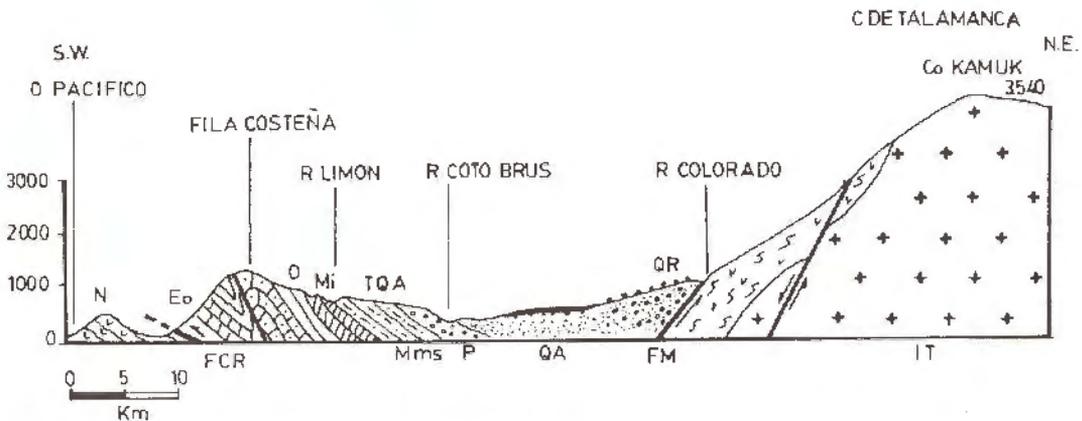


Figura 3. Corte Geológico desde el Golfo Dulce al Cerro Kámuk (Cordillera de Talamanca meridional)

QR/ Conos del Cuaternario reciente. TQA: Tobas volcánicas del Cuaternario antiguo (2.6. M.a.). QA: Aportes detríticos del Cuaternario antiguo. P: Plioceno. Mms: Mioceno medio y superior. Mi: Mioceno inferior. O: lutitas oligocenas. Eo Calizas eocenas. N: Complejo de Nicoya (Cretácico). IT: Rocas intrusivas en la cordillera. VS/ Volcano-sedimentario de Talamanca. FM: Falla de Mosca. FCR: Gran falla longitudinal de Costa Rica (contacto de placas).

Dulce. Se hunde a lo largo de "una especie de plan de Benioff" (J; Butterlin, 1977) bajo los terrenos terciarios del cuerpo del istmo americano. La placa de Cocos, en movimiento hacia el NE. choca con la del Caribe bajo la cual parece hundirse. No es por casualidad si el escarpe ligado a la falla NW-SE tiene un máximo de rigidez y de juventud frente a las colinas litorales del Complejo de Nicoya. Mas allá, hacia el Este, un espeso manto de sedimentos (calizas y sobre todo lutitas algunas veces arenáceas) inyectados de sills volcánicos, forman pliegues pesados, fracturados por fallas de corrimiento hacia el Oeste. El corredor sinclinal del General se ve comprimido frente al bastión de la Cordillera de Talamanca. Los sedimentos mas recientes, del Terciario superior y del Cuaternario, se han acumulado aquí. La Cordillera ha movilizado un enorme batolito de rocas intrusivas (dioritas, granodioritas, gabros y granitos) que atraviezan sedimentos eo-oligocenos y miocenos volcano-sedimentarios, similares a los de la fila costeña.

La orogénesis de fines del terciario

Los Sedimentos del Terciario medio y superior se depositaron en un ambiente marino de poca profundidad y la emersión de la Cordillera de Talamanca comenzó durante el Mioceno superior como lo demuestran las investigaciones estratigráficas realizadas en las margenes del Valle

Central (R. Fischer, 1979). Desde el Eoceno, una sedimentación marina continúa de faciés poco groseros, vistos los débiles volúmenes del relieve. Las intrusiones del Norte de la cordillera, han dado dataciones absolutas de 16.9 M.a.; 10.1 M.a. y 8.5 M.a.; (H. Bellon y J. Tournon, 1978). Comenzaron por lo tanto a fines del Mioceno y se prosiguieron durante el Plioceno inferior. Es durante ése periodo, que se produce la fase principal del solevantamiento, que se acompañará de un depósito de faciés grueso en el Valle de El General, cuya edad se situa entre el Plioceno Superior y el Villafranquiano. Se encuentran deformados en la vertiente interna de la fila Costeña y en forma muy enérgica a los piés de la Cordillera de Talamanca. Algunas intrusiones y un volcanismo abortado, aparecen siguiendo los accidentes tectónicos de la Fila Costeña (J.P. Bergoëing et al, 1978). El buzamiento de los estratos terciarios hacia el Este es, por otra parte, mucho mas rápido al Sur del Valle de El General. Es como si la confluencia con el río Coto Brus, el cual drena la parte meridional de la cuenca hacia el Norte, coincidiese con el comienzo de una flexura transversal ligada al solevantamiento mas enérgico del borde Pacífico, en el extremo SW de Costa Rica. Los grandes conjuntos de relieves actuales, obtuvieron de éste modo, su lugar a fines del Terciario, pero sus deformaciones se han continuado durante el Cuaternario.

Un piedemonte plio-cuaternario deformado y profundamente alterado

A los piés de la Cordillera de Talamanca, la construcción de enormes conos de deyección durante el Cuaternario, han ocultado las acumulaciones mas antiguas, que no son visibles mas que en cortes raros, cercanos a San Isidro y al valle epigénico de El General. La abundancia de vegetación no facilita las cosas. En Paso Real, en el lugar de confluencia con el Coto Brus, aflora un conjunto de areniscas y arcillas a lentes de grava, cuyos elementos provienen de la cordillera. Desbordando ligeramente las capas sub-yacentes, se inclinan hacia el eje de la cuenca, inversamente a su lugar de origen, probando de esta manera una deformación del eje de la Fila Costeña, posterior al depósito. Esta formación ha sido datada como del Plioceno Sup- Cuaternario muy antiguo, (C.I.E., 1979). Aquí tenemos ya la presunción de una actividad tectónica posterior. Un corte en la desembocadura del río Chirripó, hacia los 1.000 m de altitud, cercano a Rivas, al Este de San Isidro, a los piés de la misma cordillera de Talamanca, aporta pruebas aún más evidentes.

Una masa de varias decenas de metros de espesor de conglomerados, aflora a lo largo de la vertiente de la ribera derecha del río: los cantos rodados y los bloques tienen diámetros de 15 a 50 cm. y ofrecen una gama de rocas intrusivas que provienen de la montaña. Sin embargo, dicho material se encuentra basculado de mas de 30° frente al macizo, lo que demuestra el vigor de la orogénesis, posterior a ésta primera acumulación del piedemonte. Una doble originalidad caracteriza a esta formación: primero su profunda alteración, ya que los cantos rodados no son mas que "fantasmas" que se encuentran entre 20 a 25 cm. de profundidad. Por otro lado esta faciés grueso desaparece muy rápido en la cuenca, donde después de 1 km. de recorrido pasa a espesas capas de arcillas, a veces con finos lechos y algunas lentes de gravas en rocas silíceas. Por lo tanto la sedimentación gruesa se hizo rapidamente en un ambiente fluvio-lacustre hacia el eje sinclinal. El volumen montañoso no era tan enérgico como el actual, sin lugar a dudas, ya que la neta deformación de ésta acumulación, frente al paso de la falla principal de la Cordillera, marca un levantamiento, que debe haber sido considerable. La edad de esta formación es imposible de precisar aquí, pero se sitúa obligatoriamente después de las intrusiones más recientes del batolito y la primera orogénesis: por lo tanto hacia el Plio-Villafranquiano.

La alteración profunda de las granodioritas y de los gabros, es paralela a la de las arcillas que son su prolongación natural río abajo. El análisis

mediante rayos X,² muestra una proporción muy dominante de gibbsita (100% en 3 muestras y 90% en otra), una gran riqueza en oxidos de aluminio (existe un proyecto de explotación e instalación de una fabrica de aluminio), y trazas de kaolinita. Al parecer, si la alteración se continuó después del depósito, éstas arcillas deben haber sufrido una alteración profunda en las vertientes de la cuenca, antes de su transporte. La presencia de ilitas (10%) en algunas muestras mas profundas, prueba una participación complementaria de la alteración de las rocas "in situ" luego de haberse separado de lo esencial del manto de lateritas. Esta formación, constituye la cima del piso superior de la cuenca del río General.

Fue después de éste relleno generalizado, que se inscribieron las otras terrazas fluviales cuaternarias y que la cuenca fue drenada hacia el Oceano Pacífico, a través del espolón costanero el cual se deformó. La alteración de éste alto nivel, es una de las más profundas de todas aquellas que pudimos estudiar en Costa Rica.

El extremo meridional del corredor del General, ofrece el mismo techo terminal de acumulaciones, con una meseta que se deforma en suave cuenca, al contacto con la cordillera. Drenada por el Coto Brus, ésta región de San Vito se termina por un relleno de tobos y brechas andesíticas, alimentadas sin lugar a dudas por el volcán Chiriquí situado más al Sur en Panamá. Una datación de 2.6 M.a. fue practicada en un bloque de andesita anfibolítica (H. Bellon y J. Tournon, 1978). Dicha datación viene a confirmar la edad Cuaternario antiguo del término de la acumulación. (Fig. N° 3).

En la parte central, alrededor del poblado de Buenos Aires, éste nivel superior contiene una mayor cantidad de conglomerados que se prolongan hasta el eje sinclinal de la cuenca. Es la razón porque las arcillas de alteración presentan una fuerte proporción de smectitas (40%) y de ilitas (40%) con respecto a la gibbsita y la kaolinita. Una neo-síntesis "in situ", en desmedro de los conglomerados, igualmente muy alterados, vino a agregarse a los aportes directos de las vertientes. Por lo demás, aquí al frente cordillero alcanza su máximo avance hacia el Oeste y el nivel T4 se levanta hacia la Fila Costeña, por sobre el talweg del río General, que alcanza aquí su profundidad relativa máxima, (300 m.) con respecto al nivel fundamental de la cuenca. La deformación posterior, está aquí igualmente puesta en evidencia.

² Análisis realizados por J. GUEZ en el Laboratorio de Geografía Física (141- C.N.R.S.) de París.

Una serie de terrazas cuaternarias bien diferenciadas con signos de deformación tectónica.

Si tomamos un cierto número de perfiles muy representativos de este largo piedemonte que recorre de Norte a Sur más de 120 km., obtenemos las siguientes evidencias:

En los piedemontes de la cordillera

En el piedemonte del río Chirripó, cercano a San Isidro, se inscriben 3 niveles por sobre el piso fundamental, estudiado anteriormente. Por sobre los 3 a 4 m. del techo del río, el nivel T1, a la salida de la Cordillera, muestra una acumulación de cantos gruesos que provienen del macizo (hasta 50 a 60 cm. de diámetro), generalmente muy sanos, resistentes al martillo, y que descansan en un suelo pardo-rojizo poco espeso. El nivel T2 (12 a 15 m. de altitud relativa) es el que está mejor expuesto. Sobre él, se han construido los caseríos, protegidos de las inundaciones. Se encuentra desdoblado localmente, por efectos de la falla ya descrita, a los pies de la sierra (neotectónica?). Bloques enormes (a veces de varios M³) bordean este nivel. Algunos han resbalado al torrente, que es de aguas claras y activas y que confieren al paisaje un aspecto de tipo "alpino". Existen igualmente pilancones en el techo rocoso de la garganta.

El nivel T3 se encuentra aquí mediocrementemente representado. Hacia los 60-65 m. de altitud relativa. Algunas veces adopta la forma de un glacis de ablación, desarrollado en detrimento de las acumulaciones arcillosas, alteradas, superiores. El suelo de alteración, naranja-rojizo, ha heredado de éste transporte. Esta desprovisto de grandes bloques, pero el material es mucho más silíceo que en todas las otras terrazas, sin por ello alcanzar jamás la profundidad de alteración más antigua, lo que viene a confirmar el largo período transcurrido que lo separa del nivel T4.

En el piedemonte del río Volcán y del río Cañas, en la parte central, más estrecha, se adelantan extraordinarios conos de deyección hasta el centro del valle. Los perfiles longitudinales de los ríos torrentosos, en el sector montañoso, poseen pendientes de 17 a 25%. Las vertientes superiores alcanzan valores de 28 a 30°. El nivel "fundamental", se pierde río arriba del piedemonte ¿erosionado o sepultado? Por el contrario, reaparece, deformado, ya que se ve levantado hacia el Oeste, por el flanco interno de la Fila Costeña. El río Unión, ha alimentado un cono muy ancho, en posición T1, en el cual se encuentran dispersos miles de bloques erosionados (de hasta 1 m. de diámetro) derivados de granodio-

ritas cordilleranas, cuya cima de origen, se encuentra por sobre los 3.000 m. de altitud. Una ladera única, se hunde hacia el piedemonte. El nivel T2, estrecho, desaparece rápidamente. Frente a la desembocadura del río Volcán, el eje de la cuenca, paralelo al curso del río General, ofrece una hidrografía indecisa, con zonas pantanosas. Río abajo, el río Volcán y el río Cañas, se hunden rápidamente (más de 100 m.) bajo el piso de la cuenca.

Lo que deja atónito en el sistema del cono del río Cañas, proviene de la presencia de aportes gigantes sobre el nivel T2: En más de 5 km. de largo y con un ancho de 6 km. de cara al frente montañoso, descansan cientos de bloques que emergen de aluviones inalterados. Algunos alcanzan hasta 7 a 8 m. de largo y de 2 a 3 m. de ancho. Los flancos de dichos bloques están esculpados por canaletas, de disolución y de escurrimientos, alcanzando hasta 15 cm. de profundidad. ¿Como tales volúmenes pudieron desplazarse tan lejos en el piedemonte? ¿Con pendientes de apenas 5% e incluso menos, río abajo? Es cierto que éste cono está dominado por una cuenca montañosa, cuyo perfil a lo largo del río Cañas, alcanza en la parte superior del cono, 700 m. de altitud y en sus orígenes 2.900 m., con una pendiente media de 17.3%. Las pendientes acusadas de la cuenca superior, han podido finalmente asegurar los deslizamientos de los bloques, mezclados a productos de alteración durante un proceso de "avalanchas". ¿Es acaso necesario el hecho de un cambio climático importante? ¿y en que sentido? ¿Mas acusado, hacia una estación seca que impediría una vegetación densa como la actual? Recordemos que no ha aparecido ninguna coraza ferruginosa en ningún nivel de la región.

¿Es necesario entonces relacionar esta intensa actividad erosiva con la aparición de pequeños glaciares de poco desarrollo, que no originaron lenguas glaciares en los altos valles de la Cordillera? En efecto, si el Kamuk 3.549 m. fue modelado por glaciares no desarrolló lenguas glaciares. Por el contrario, el Cerro Chirripó, frente a San Isidro, a 3.819 m., alimentó pequeños glaciares de valle, hasta los 3.350 m. de altitud. Esto originó un modelado de bellos lagos de circo, socavados entre cerros aborregados y valles suspendidos secundarios. Sin embargo, río abajo, si el nivel T2 del río Chirripó es igualmente rico en bloques, éstos son mucho menos voluminosos que los del río Cañas. Por lo tanto, nada permite relacionarlos con las formas glaciares de las cumbres. Lo bien conservado de los modelados fríos de las cumbres, obligan a atribuirlos a la última crisis contemporánea de las latitudes templadas, según las dataciones C14

practicadas en la Cordillera Oriental de Colombia por Th. Van Der Hammen (Citado por J. Kholzi, 1973). ¿Pero es posible acaso de hablar de una crisis fría que hubiese descendido bastante por las laderas, cuando dicho efecto habría aumentado la humedad y por lo tanto limitado sus propios efectos por la presencia de las selva? Por otra parte, el río Cañas que es el que ha alimentado los enormes bloques que se encuentran esparcidos en gran número, no posee trazas de glaciación en las crestas de su cuenca hídrica. Tal vez sea entonces necesario evocar movimientos sísmicos contemporáneos con la actividad volcánica septentrional de Costa Rica o de Panamá, o eventos ligados al juego de la neotectónica, que ha restringido aquí particularmente el ancho del antiguo piedemonte, incorporando su extremo más deprimido a la fila costanera.

Las deformaciones tectónicas han persistido en efecto, hasta mediados del Cuaternario

En la región de Buenos Aires, el estudio de las terrazas del río Ceibo, muestran que el nivel superior T4 se levanta fuertemente (100 m. en 4 km.), hacia la Fila Costeña, exagerando de éste modo la curva sinclinal, que no sigue el río General. Su curso se ha visto fijado en la vertiente interna de la Fila Costeña, al extremo del antiguo piedemonte, donde se ha mantenido por antecendencia. Igualmente, el perfil de la terraza T3, muy poco encajonada se levanta en la misma dirección y el nivel T2 se deforma netamente antes de la confluencia con el río General, aunque éste se encuentra situado 150 m. más abajo del nivel del piedemonte Villafranquiano. El nivel T2 subsiste bajo la forma de flecos cortos, muy disectados, al pie de la Cordillera, en Salitre. Incluso pequeños riachuelos descienden de la extremidad del glacis superior, deformado, hacia la montaña, y divagan en el eje del sinclinal, antes de unirse con dificultad, mediante un brusco codo, al río General que corre hacia el Oeste. Todo tiende a demostrar, que la reorganización del escurrimiento, es reciente, así como las últimas deformaciones tectónicas que han afectado la parte central del valle. La terraza T1 inferior, del río Ceibo, posee un perfil regular y un material de cantos rodados decimétricos, sin presencia de bloques. Se impone en forma ancha río abajo de Buenos Aires, antes de deslizarse en una estrecha garganta que le permite unirse a la confluencia del General, a 3 km. en el sector interno de la fila Costeña.

¿Acaso la neotectónica es cada vez más reciente al aproximarse a la gran falla de Costa Rica, en el borde del Océano Pacífico?

Una reactivación tardía del sistema de la gran falla longitudinal de Costa Rica

La fila costeña y su piedemonte reciente

El espolón costanero se levanta directamente sobre el Océano Pacífico, en la bahía de Coronado al Norte del delta del río Térraba. La línea de crestas se mantiene entre 1.000 y 1.100 m. de altitud, disectada con vigor por los ríos que han construido conos litorales estrechos y que el Océano, carcome actualmente. A pesar de la erosión generalizada que acompaña a toda deforestación de las vertientes recubiertas por espesos mantos de alteración, estas construcciones son por cierto, el resultado de una crisis climática reciente, contemporánea con un nivel marino más bajo que el actual (pré-flandense?), cuyas trazas se encuentran en todo Costa Rica. Hubiera bastado con una transposición hacia el Sur de algunos centenares de km, para que aquí reinase las actuales condiciones climáticas del NW. de Costa Rica, con una estación seca más marcada y sobre todo más prolongada, conllevando una vegetación de bosque abierto, incluso de parque-sabana.

Los desplazamientos hacia el Sur, de las Altas presiones sub-tropicales durante el último período frío de las Altas latitudes, ha sido evocado en El Salvador (J. Tricart, 1961) y en Colombia y Venezuela para los Andes de Mérida (J. Tricart, 1962). Sin embargo S.R. Herwitz (1981), rechaza ésta hipótesis que explicaría los modelados muy disectados de la Península de Osa que se adelanta al SW de la desembocadura del río Térraba. Para Herwitz, la erosión lineal se produce actualmente bajo cobertura boscosa densa a expensas de las fracturas ensanchadas por la alteración química. Tomaremos en otra publicación (Asociación de Geógrafos Franceses, Junio 1982) estos problemas fundamentales que desbordan del cuadro regional estudiado aquí.

Al Sur del río Térraba, lo abrupto del espolón costero, domina cada vez más brutalmente el estrecho corredor externo, donde se ha establecido la ruta inter-americana. Con una altitud inicial de 700 m. culmina a más de 1.700 m. en el Cerro Anguciana. La carretera que va de Ciudad Neily a San Vito de Java (Fig. N° 1), sube por una verdadera pared de 1.000 m. de desnivel, sobre la base plana de Coto Colorado, reino de las plantaciones bananeras y de palma aceitera. Sin embargo, éste abrupto se ha desarrollado en las calizas eocenas, en lo que concierne al primer tercio. La parte superior, coincide curiosamente con rocas poco resistentes: lutitas, flisch de areniscas poco consolidadas. Las calizas se encuentran muy trituradas y algunos lapices, se desarrollan en los descansos planos intermedios. El

conjunto está recubierto por una selva lluviosa, rica en epifitas, ya que éste paredón recibe más de 4.500 mm. de lluvias anuales y se encuentra, la mayoría de las veces, sumergido en las nubes.

Todo da la impresión de estar frente a un relieve muy joven, que se ha solevantado recientemente frente a la subducción de la placa de Cocos, cuya extremidad, se manifiesta en las colinas del Complejo de Nicoya, que rodean al Golfo Dulce, el cual mira directamente al abrupto. Los torrentes, en parte alimentados por poderosas surgencias, llevan al piedemonte, abundantes cantos rodados, que se depositan en lechos fluviales anchos, los cuales han sido protegidos por diques, para evitar los desbordes en la llanura, la cual constituye el nivel más bajo y único. La subsidencia, podría explicar la ausencia de toda traza anterior, ya que además, las deformaciones tectónicas de los niveles marinos, alrededor del Golfo Dulce, han sido señalados por R. Madrigal (1978) y que los sismos son frecuentes en la región. Por último, recordemos que éste reborde afallado, conduce a la meseta de San Vito, que se encuentra basculada hacia el Este y rellenada por material volcánico dotado de 2.6 M.a. Dos niveles de erosión se dibujan, por ejemplo, en las cuencas de Agua Buena y de Sabalito que drenan hacia el Coto Brus, en el eje del sinclinal piemontano de la Cordillera de Talamanca.

Por el contrario, en la parte central, donde se ha extendido el delta del río Térraba, aparecen vestigios de terrazas aluviales, pegadas al espolón costero. La primera se sitúa entre 25 a 30 m. de altitud relativa y podría ser el equivalente del nivel T2 del piedemonte interno, con cantos rodados más o menos alterados. Sin embargo su extensión es demasiado reducida para sacar conclusiones más precisas. La actual dirección del Térraba hacia el NW, está en contraposición del vasto delta, construido hacia el Sur y hoy abandonado, ¿debería acaso ser puesto, éste fenómeno, en relación con el solevantamiento reciente de las penínsulas meridionales?

Una tectónica Norte, activa

El extremo septentrional del sistema montañoso de Talamanca, da igualmente pruebas muy evidentes de deformaciones tectónicas recientes. Estas deformaciones, afectan a las terrazas superior y media del río Reventazón, al Oeste de Cartago. Los macizos de Vueltas y de la Fila Bustamante, donde se han acumulado en un enorme espolón, todas las zonas estructurales del SW. de Costa Rica, (Complejo de Nicoya, Fila Costeña terciaria y Cordillera de Talamanca con batolitos intrusivos), se encuentran éstas, profundamente disectadas por valles, que han soca-

vado, particularmente, zonas fracturadas, que siguen direcciones transversales E-W. Espejos de falla, brechas tectónicas y deslizamientos de terreno, en masa, han afectado a las vertientes, como es el caso del valle del río Pirrís. La existencia de una actividad sísmica importantes (8 sacudidas diarias de promedio) y un solevantamiento de 2 mm. anuales (según informe oral, amablemente dado por L.G. Brenes Q.), confirma que aquí, en la vecindad del gran Valle Central, frente al sistema activo volcánico del Norte, la dinámica tectónica se mantiene viva. Su papel es difícil de precisar, ya que a él se agregan el de las herencias de las variaciones climáticas recientes y de la generalización de la soliflucción superficial de origen antrópico.

Conclusiones

El SW. de Costa Rica, es particularmente original, no solamente por los contrastes topográficos vigorosos, desde las crestas de la Cordillera de Talamanca hasta las llanuras deltaicas, pobladas por manglares, pero también por una evolución morfológica particularmente joven y compleja. Si en los paisajes, los pisos biogeográficos van desde el comienzo del páramo a partir de los 3.300 m. hasta el bosque hiper-húmedo de las colinas litorales, algunos problemas mayores de la morfología se imponen y pueden ya recibir algunos elementos de respuesta.

El solevantamiento fini-Terciario e infra-Cuaternario de las Cordilleras de Talamanca y de la costanera occidental se expresa por la deformación de los glaciés de acumulación superior y medio del piedemonte principal del Valle del General y del Coto Brus. Los movimientos se prosiguieron más tardíamente, en el sector central, donde se sitúan las acumulaciones más poderosas y más gruesas. La neotectónica reciente, explica la gran juventud del abrupto occidental del espolón litoral, particularmente en el sector más meridional, frente a los cabos y a las colinas del borde de la placa de Cocos.

El papel de las variaciones climáticas en ésta región sub-ecuatorial, es más difícil de precisar, ya que interfiere con los movimientos tectónicos infra-Cuaternarios. Hay que tomar en cuenta la aparición de glaciares por sobre los 3.500 m. al menos durante el Cuaternario reciente, visto el frescor de las formas. Aquí ningún lazo directo existe entre el paisaje de las altas cuencas y la glaciación de los Cerros Chirripó y Kamuk con las acumulaciones del piedemonte. ¿Existieron fases más secas, con erosión más activa, en vertientes menos protegidas por la vegetación? Es posible imaginarlo, para poder explicar la intensa disección de las colinas y de la montaña media. La liquidación de las reservas de las late-

ritas en las vertientes, durante el Cuaternario antiguo, puede relacionarse con una montaña no muy alta, de suaves pendientes, que fue posteriormente solevantada a 1.500 o 2.000 m. más arriba.

Es interesante hacer notar las convergencias existentes con los piedemontes de otras regiones de la América Central húmeda. J. Tricart encuentra en El Salvador los 4 niveles y pone en evidencia, como lo hacemos igualmente nosotros, la originalidad del nivel superior Villafranquiano. En los Andes de Mérida, al NW. de Venezuela, el mismo autor señala la increíble alteración del nivel IV de los piedemontes y la necesaria larga fase que los separa de los niveles siguientes. Estos se caracterizan igualmente por grandes acumulaciones torrenciales, en particular los conos T2, como es el caso en nuestro terreno. En las regiones litorales, el relleno T1 se ve sumergido por el colmataje ligado a la transgresión flandense.

A corto plazo; será posible hacer una síntesis, para mejorar el conocimiento de las variaciones climáticas y sus efectos geomorfológicos en ésta parte del mundo y precisar sus relaciones con las crisis ocurridas en otras latitudes. Costa Rica constituye un hermoso campo de estudios, dada la variedad de sus relieves, de su litología, de su tectónica y de la abundancia de piedemontes que muchas veces llegan hasta las llanuras litorales.

Bibliografía

BELLON H., TOURNON J., (1978). "Contribution de la géochronométrie K-ar à l'étude du magmatisme du Costa Rica". *Bull. Soc. Géol. France*, TXX, n° 6, p. 955-9.

BERGOEING J.P., MORA CASTRO J., S. JIMENEZ R., (1978). "Evidencias de vulcanismo plio- Cuaternario en la Fila Costena-Terraba". Costa Rica. *Informe Semestral* n° 2, p. 47, Instituto Geográfico Nacional. San José.

BERGOEING J.P., (1977). "Modelado glaciar en

la Cordillera de Talamanca". *Informe Semestral* n° 2, p. 33-44, Instituto Geográfico Nacional, San José.

BERGOEING J.P., (1978). "Geomorfología litoral de Puerto Jimenez, península de Osa". *Informe Semestral* n° 1, Instituto Geográfico Nacional, San José.

BUTTERLIN J., (1977). *Géologie Structurale de la région des Caraïbes*, Masson, Paris, 257 p.

DONDOLI C., DONGO G., MALAVASSI E., (1968). *Mapa geológico de Costa Rica 1/700* Ministerio de Industrias, San José.

FISCHER R., FRANCO J.C., (1979). "La formation Coris (Miocene-Valle Central, Costa Rica)". *Informe Semestral* p. 15-73, Instituto Geográfico Nacional, San José.

HERWITZ S.R., (1981). "Landforms under a tropical west forest cover on the peninsula Osa". Costa Rica. *Zeits. Für Geomorphologie*, n° 25, p. 259-270.

Instituto Costaricense de Electricidad (1979). *Mapa geológico de la region sur del valle del General. 1/50.000*, San José.

KHOLZI J., USSELMANN P., (1973). "Problèmes de Géomorphologie en Colombie". *Rev. Géog. Phys. Géol. Dynam.*, Vol. XI, Fasc. 1-2, p. 193-206, Paris.

MADRIGAL R., (1978). "Terrazas marinas y tectonismo en península de Osa". *Revista de Geografía* n° 85. Mexico.

NUHN H., (1978). *Atlas Preliminar de Costa Rica*, 40 cartas. Información Geográfico Regional. San José.

TRICART J., (1981). "Aperçu sur le Quaternaire du Salvador". *Bull. Soc. Géol. France*, Tome III, p. 59-68.

TRICART J., MILLIES-LACROIX, (1962). "Les terrasses quaternaires des Andes Vénézuéliennes". *Bull. Soc. Géol. France*, Tome IV, p. 201-218.

VAN Der HAMMEN Th., (1974). "The Pleistocene changes of vegetation and climate in Tropical South America". *J. Biogeog.*, 1, p. 3-26

WEYL R., (1971). "Die morphologisch-tektonische gliederung Costa Rica". *Erdkunde*, n° 3, p. 223-230.

Informe sobre dos Dataciones Radiométricas practicadas en muestras del Valle Central de Costa Rica

Jean Pierre Bergoeing

Durante el año de 1979, las investigaciones llevadas a cabo en el Valle Central de Costa Rica, tendientes a establecer una cartografía geomorfológica preliminar a escala 1:50,000 (*), condujeron a efectuar algunas dataciones radiométricas. Las muestras fueron sometidas al proceso Potasio-Argón (K/A), en los Laboratorios del Centro de Investigaciones Petrográficas y Geoquímicas de Vandoeuvre-Les-Nancy, Francia; dependencia del C.N.R.S. (Centro Nacional de la Investigación Científica).

Dichas dataciones han aportado un nuevo elemento de comprensión para la obtención de una mayor precisión cronológica en la estratigrafía del Valle Central y, en general, para la comprensión de la estratigrafía costarricense. Los resultados obtenidos son los siguientes:

Muestra N°72

Roca: Monzogabro con Augita (Transición a una Monzodiorita).

Textura: Equigranular-Hipidiomórfica.

Localidad: Cerro de la Cruz (flanco Este), Macizo de los Cerros de Escazú, SW de San José, Valle Central de Costa Rica.

Edad promedio practicada en 5 análisis: 5.33 ± 0.61 M.A.

Edad isocrónica monogénica, $A^{40} / A^{36} f(K^{40} / A^{36})$: 5.24 M.A.

Muestra A-1

Roca: Andesita alterada (Labradorita-Bitownita) Sericitizada.

Localidad: Cerros de La Carpintera, flanco Norte en la finca "El Banco", entre Alto Richmond

(*) Investigaciones realizadas por el Ing. Enrique Malavassi V. y el Dr. Jean Pierre Bergoeing, Departamento de Geografía, Universidad de Costa Rica.

y Juan Montoya. Valle Central de Costa Rica.

Edad promedio practicada en 4 análisis: 2.20 ± 0.63 M.A.

Edad isocrónica monogénica, $A^{40} / A^{36} f(K^{40} / A^{36})$: 2.25 M.A.

Se adjuntan originales en francés para mayor claridad.

Conclusión

Se determina que la muestra N°72, correspondiente al Intrusivo de Escazú se identifica en el MESINIANO (Mioceno superior-Plioceno), en tanto que la muestra A-1, perteneciente a una vulcanita de La Carpintera, se sitúa en el período ASTIANO-REDONIANO (Plioceno-Pleistoceno).

Anexo

Resultado de las secciones delgadas de ambas muestras (*)

Muestra N°72

Roca: Monzogabro con Augita (transición a una Monzodiorita).

Textura: Equigranular-hipidiomórfica.

ANORTITA: 50-55% Labradorita-Andesina	
Plagioclasa	69%
Ortosa	10%
Augita	7%
Magnetita	5%
Biotita Parda	4%
Ciorita Mg-Fe	4%
Calcita, Cuarzo	
Epidota y Hornblenda	1%

(*) Análisis realizados por el Dr. François Rivier (E.C.G.-U.C.R.)

Muestra A-1		Opacos	7%
<i>Roca:</i> Andesita muy alterada (Labradorita-Bitownita) Sericitizada.		Augita Carbonatizada	4%
		Carbonatos Intersticiales	19%
		Clorita Rellenando Vesiculas	11%
Plagioclasa	57%	Olivino Serpentinizado	2%

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
CENTRE DE RECHERCHES PETROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES
15, RUE NOTRE-DAME DES PAUVRES, VANDOEUVRE-LES-NANCY



Résultats des datations K-A
concernant 2 échantillons de Costa Rica
(Mr Bergoeing)

Echantillon n° 72

K % = 3.29
 A^{40} _{radiogénique} = $0.018334 \cdot 10^{15}$ at/g
% A^{40} _{atmosphérique} = 79.2

Age moyen sur 5 analyses : 5.33 MA
Intervalle de confiance à 95 % : 0.61 MA

5.33 ± 0.61 MA

Age isochrone monogénique, A^{40}/A^{36} f (K^{40}/A^{36}) : 5.24 MA

Echantillon n° A1

K % = 1.62
 A^{40} _{radiogénique} = $0.003723 \cdot 10^{15}$ at/g
% A^{40} _{atmosphérique} = 85.4

Age moyen sur 4 analyses : 2.20 MA
Intervalle de confiance à 95 % : 0.63 MA

2.20 ± 0.63 MA

Age isochrone monogénique, A^{40}/A^{36} f (K^{40}/A^{36}) : 2.25 MA

Constantes utilisées : $\lambda\gamma = 0.581 \cdot 10^{-10}$
 $\lambda\beta = 4.962 \cdot 10^{-10}$

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
CENTRE DE RECHERCHES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES

ECHANTILLON N° 72 DE M. ZIMMERMANN

N* FUSION: 5525 N*C.R.P.G: Y 9813

QUANTOMETRIE N* : 56499 DATE: 18. 1.1980

ELEMENTS MAJEURS: % ELEMENTS TRACES: PPM

SI02 = 53.1	BA= 1874
AL2O3 = 17.64	CO= 50
FE2O3 = 8.21	CR= 10
MNO = .22	CU= 111
MGO = 2.99	NI= 12
CAO = 6.54	SR= 1053
NA2O = 4.13	V = 234
K2O = 3.94	RB= 144
TIO2 = 1.09	ZN= 186
P2O5 = .45	
P.F. = .99	

TOTAL 99.3

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
CENTRE DE RECHERCHES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES

ECHANTILLON N°A-1 DE M. ZIMMERMANN

N* FUSION: 5524 N*C.R.P.G: Y 9812

QUANTOMETRIE N* : 56498 DATE: 18. 1.1980

ELEMENTS MAJEURS: % ELEMENTS TRACES: PPM

SI02 = 44.72	BA= 664
AL2O3= 16.14	CO= 58
FE2O3= 9.57	CR= 131
MNO = .14	CU= 134
MGO = 5.76	NI= 72
CAO = 10.53	SR= 873
NA2O = 2.08	V = 257
K2O = 1.85	RB= 78
TIO2 = 1.21	ZN= 112
P2O5 = .43	
P.F. = 6.08	

TOTAL 98.51

Reconocimiento geomorfológico de la vertiente del pacífico de Nicaragua, América Central*

Dr. Jean Pierre Bergoeing**

Introducción

De 300 km de largo y 100 de ancho al NW, pero reduciéndose solo a 20 km de ancho en Rivas, el sector del Pacífico de Nicaragua se presenta como una vasta área deprimida, bordeada al éste por una vieja serranía volcánica terciaria, cuyo eje NW-SE está indicado por la Cordillera Chontaleña.

El sector deprimido, se caracteriza por la presencia de grandes lagos; lago de Nicaragua o Cocibolca; lago de Managua o Xolotlán, y por una llanura (Malpaisillo-Somotillo) que se termina en una vasta área de manglares (Estero Real), antes de sumergirse en las aguas del Golfo de Fonseca.

Al Oeste, una sierra volcánica Cuaternaria, poco elevada pero muy activa, separa el sector deprimido de los grandes lagos y llanuras internas, de la vasta llanura litoral Nagrandana. La cordillera volcánica de los Maribios, deja entrever, por lo tanto, cumbres volcánicas activas, como la de los conos; del San Cristóbal (1745 m) que domina la ciudad de Chinandega; la del Telica (1060 m); o bien la del Momotombo (1280 m) dominando las aguas del lago Xolotlán.

El litoral del Pacífico de Nicaragua se sitúa por lo tanto entre 11° y 13° de latitud norte y entre 86°30' y 84°00' de longitud oeste, en la América Central ístmica. (Cf. Fig. 1).

El clima de ésta vertiente del Pacífico de Nicaragua, está sometido a los Alisios del NE, los cuales, a pesar del importante relieve que se alza al Este, traen la humedad necesaria desde el Caribe. Por su posición geográfica, Nicaragua está bajo el influjo de las fluctuaciones anuales del Frente de Convergencia Intertropical (FCI), y por lo tanto presenta dos estaciones anuales contrastadas. Una prolongada estación seca de 5 a 6 meses, que va

* N.B. Este texto, es el producto de una visita a ésta región de Nicaragua, fronteriza con mi terreno principal de investigaciones (Costa Rica). La región no ha sido objeto hasta el presente, de síntesis en geografía física, pero representa tal interés, que me ha parecido útil proponer una visión general. Evidentemente no puedo proponer una interpretación cronológica.

** Profesor del Departamento de Geografía de la Universidad de Nantes, Francia.

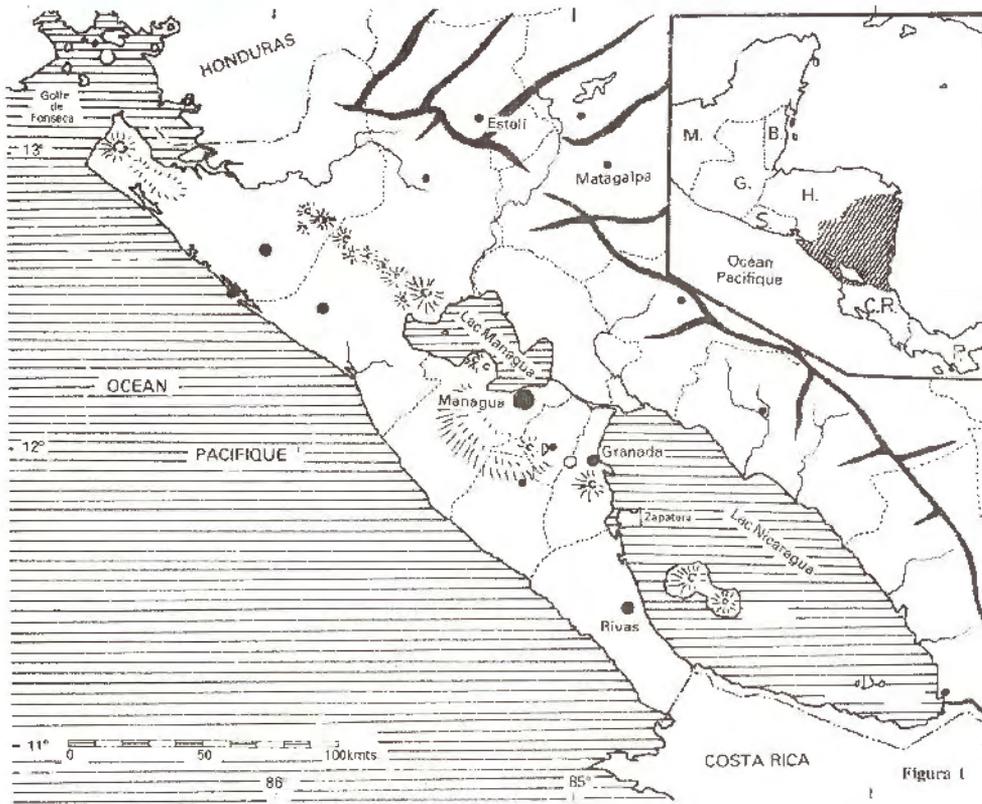


Figura 1.

de diciembre a abril e incluso mayo, y una estación lluviosa, “invierno”, que alcanza su cúspide en los meses de septiembre y octubre.

Las precipitaciones varían de Norte a Sur y de Oeste a Este. Así es como los sectores de Chinandega y de El Sauce, en el NW, registran un máximo de 2.000 mm anuales; León y Managua 1.000 y 1.250 mm respectivamente y Rivas en el extremo SE registra 1.500 mm anuales. (Cf. Fig. 2).

Las temperaturas siguen igualmente ésta repartición geográfica. Chinandega presenta 28°C de temperatura media anual; León 27°C; Managua 27.5°C y Rivas 25°C debido a su posición ístmica. Estas condiciones meteorológicas confieren a la vertiente Pacífico de Nicaragua las características de un clima tropical húmedo con estación seca prolongada.

La vegetación en ésta parte del país está estrechamente ligada al clima. Se caracteriza por la predominancia de espinosos y cactáceas como el Júcaro (“*Crescentia Cuete*”) y el Cornizuelo (*Acacia Nicaragüensis*) éste último, defendido a muerte por las hormigas que viven en estrecha simbiosis con la planta, habitando al interior de sus espinas. Los árboles en general son caducifolios como el Corteza amarilla (*Tabebuia Chrysantha*) o el Pochote (*Bombocopsis Quinatum*).

Entre Chinandega y León se desarrolla una vasta sabana. Ocupada desde

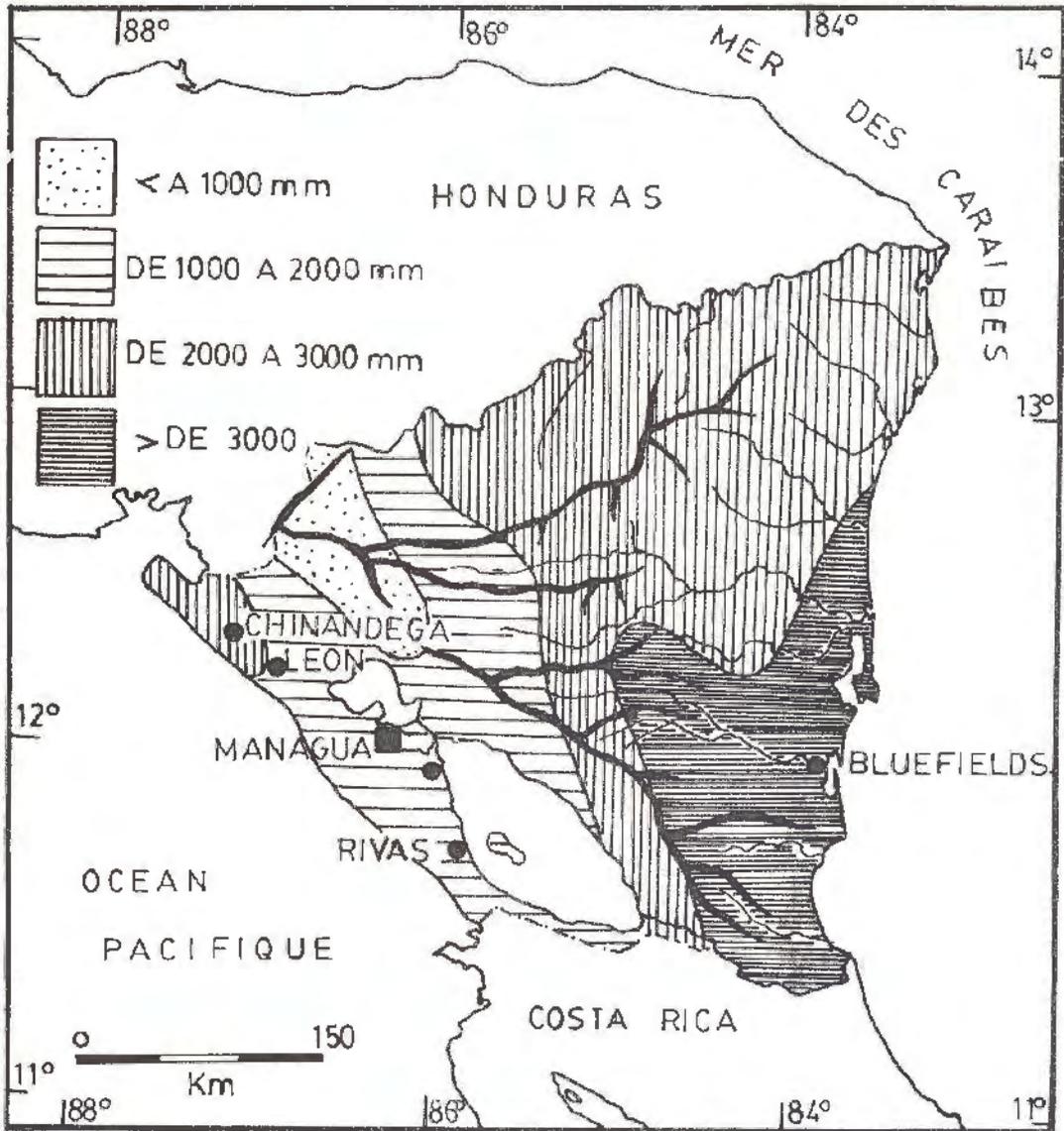


Figura 2. Mapa de las precipitaciones.

la época colonial, es explotada con cultivos tales como el de la caña de azúcar y sobre todo el del algodón. Es durante los primeros meses del año que la sequía aparece y que los vientos que soplan del NW son los causantes de una fuerte erosión eólica de las tierras recién aradas.

En general, el sector de las llanuras del Pacífico de Nicaragua se caracteriza por una vegetación baja, de matorrales entre los cuales se destacan algunos árboles, en particular el Malinche.

Las cumbres volcánicas inactivas, por el contrario, están ocupadas por una

vegetación más densa, con especies sempervirens de tipo tropical-pacífico, donde pululan epifitas y parásitas (orquídeas y bromeliáceas).

La trama hidrológica en general se desarrolla poco en éste sector, debido al relieve bajo circundante, salvo en lo que concierne a los ríos que nacen en el sector central de las grandes serranías volcánicas terciarias. Entre ellos podemos citar al río Negro, al Estero Real que corren hacia el Golfo de Fonseca y los ríos Sinecapa (tributario del lago Xolotlán), Malacatoya y Tecolostote (ambos tributarios del lago Cocibolca).

La estructura

Nicaragua se sitúa en el límite de la América Central septentrional o nuclear y la América Central meridional o ístmica (G. Dengo, 1973).

Es solo a fines del Cretácico que un rosario de islas o islotes volcánicos, darán inicio al istmo de la América Central meridional. En efecto, la zona de subducción consecuente al enfrentamiento de las placas tectónicas del Caribe y de Cocos, será el lugar de tránsito de subidas magmáticas abundantes, que originarán posteriormente, las serranías volcánicas terciarias y cuaternarias (Cf. Fig. 3).

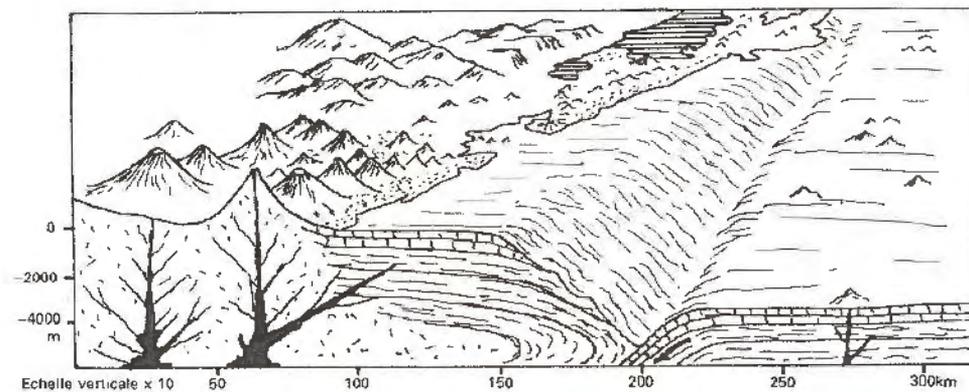
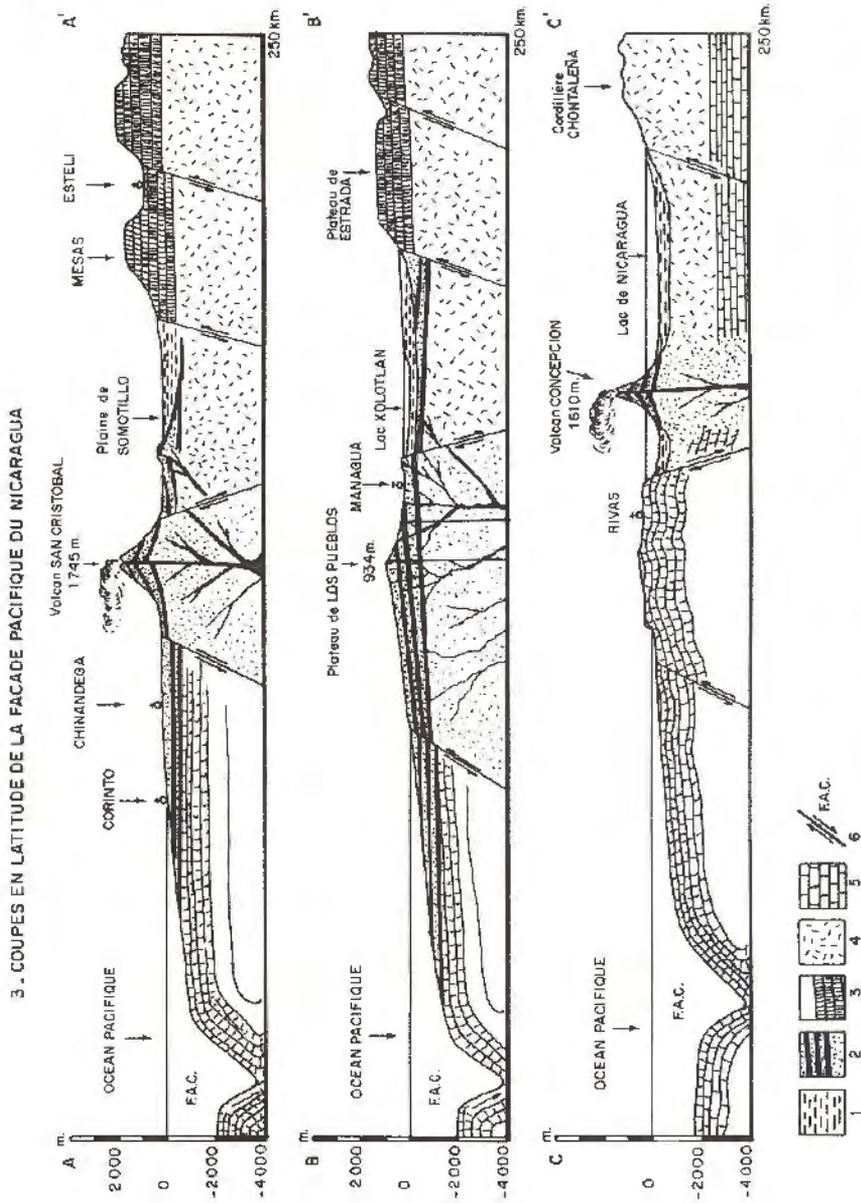


Figura 3. Vista con perspectiva hipotética de la región situada al SE de La Libertad (El Salvador) incluyendo la fosa marítima de América Central (según Fischer, 1961, in J. Butterlin, 1977).

Los ascensos magmáticos durante el Terciario son más bien básicos y darán origen a abundantes emisiones basálticas, cuyos testigos actuales son las mesas de Estelí y Moropotente, que dominan el paisaje, formando relieves tabulares (J. Incer, 1977). A fines del Plioceno y durante el Cuaternario, el magmatismo se hace cada vez más ácido, lo cual dará origen a emisiones de riodacitas (J. Butterlin, 1977).

Son precisamente estos abundantes ascensos magmáticos básicos los que darán origen al núcleo central de Nicaragua, representado por las cordilleras;



Isabela, Dariense, Huapi y Chontaleña, que al fin y al cabo todas pertenecen a un mismo origen. (Cf. Fig. 4).

En lo que atañe a la vertiente del Pacífico de Nicaragua, es durante el Mioceno que se hunde el gran graben de Nicaragua, alcanzando 1.500 m de profundidad al norte de Costa Rica (Weyl, 1980). Este graben, comprende los sectores de El Salvador al NW, la vertiente del Pacífico de Nicaragua y la parte norte de Costa Rica. Es en el borde Sur del graben, durante el Villafranquiense, donde los ascensos magmáticos originarán la sierra volcánica de los Maribios, así como los conos volcánicos aislados del lago de Nicaragua.

Es precisamente el hecho de la constitución de los grandes edificios volcánicos, ayudados por las fuerzas endógenas de la orogénesis Plio-Cuaternaria,

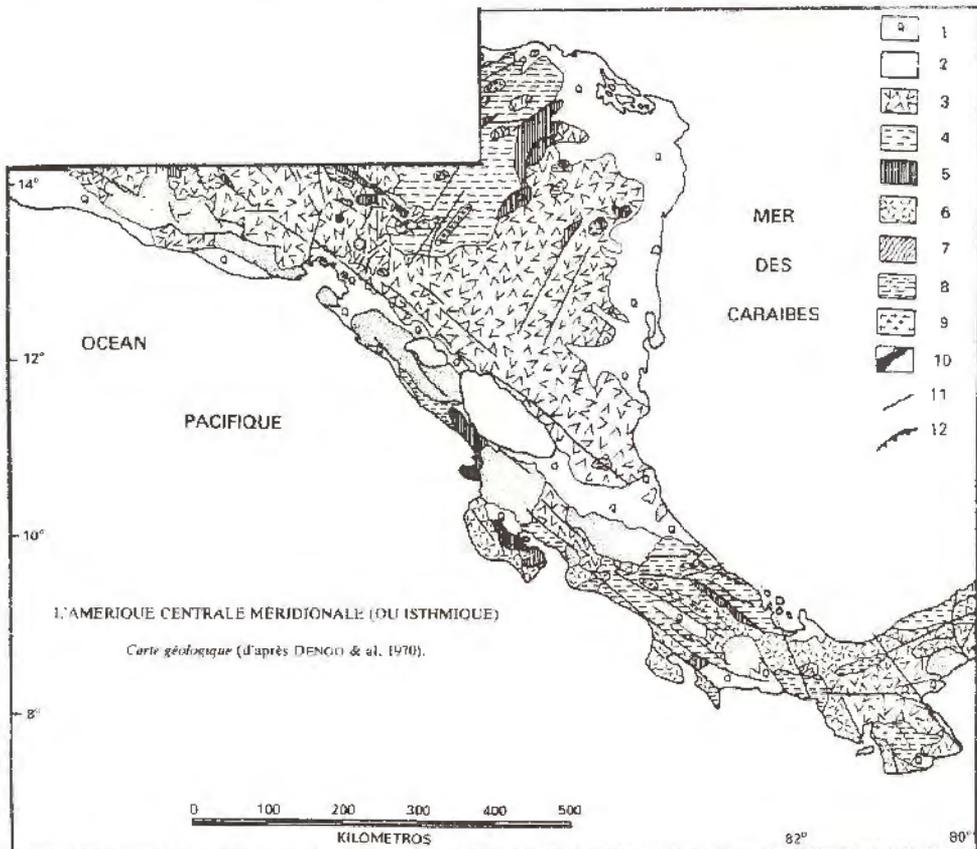


Figura 5. 1- Aluviones cuaternarios; 2- Rocas volcánicas cuaternarias; 3- Rocas volcánicas terciarias; 4- Rocas sedimentarias terciarias, en algunos casos van hasta el cretácico superior; 5- Rocas sedimentarias del mesozóico, principalmente cretácico; 6- Basamento volcánico y sedimentario de América Central Meridional; 7- Rocas sedimentarias del paleozóico; 8- Basamento metamórfico de América Central Septentrional; 9- Rocas plutónicas sin diferenciar edades; 10- Serpentinitas; 11- Fallas normales y longitudinales; 12- Fallas de transcurción.

que permitirá emerger al conjunto de la vertiente del Pacífico de Nicaragua, dejando de éste modo, aisladas, las vastas depresiones lacustres. El Golfo de Fonseca, al NW, es solo una sección subsidente de la fosa tectónica, aún no colmatado por el volcanismo y la sedimentación continental. (Cf. Fig. 5).

Es probable que durante el Mioceno, un primer puente ístmico haya podido establecerse entre América del Norte y América del Sur, en esta parte de América Central, permitiendo así por primera vez a la flora y fauna de ambas Américas encontrarse. Es por lo menos la tesis que sostiene Schmidt-Effing (1980). Finalmente, fue a finales del Plioceno, después de un periodo de actividad volcánica muy importante, que el contacto ístmico se establece definitivamente, permitiendo a los viejos estratos sedimentarios del Cretácico y del Eoceno de emerger en el istmo de Rivas, gracias a los empujes verticales de la orogénesis Cuaternaria.

En resumen, el sector occidental de Nicaragua es sumamente joven, y geologicamente hablando puede resumirse al Cuaternario.

Principales unidades geomorfológicas

La vertiente del Pacífico de Nicaragua se caracteriza por las siguientes unidades, que le confieren su originalidad:

- 1.- Los grandes lagos y las llanuras internas.
- 2.- El alineamiento volcánico Cuaternario.
- 3.- La gran llanura litoral.
- 4.- El litoral.

Los grandes lagos y las llanuras internas

El graben de Nicaragua reúne un vasto sector de llanuras en El Salvador, bordeadas por volcanes activos, comprende igualmente al golfo de Fonseca, al Estero Real, gran extensión de manglares continuación lógica de las llanuras de Somotillo y de Malpaisillo, a los lagos de Xolotlán y de Cocibolca y finalmente a la gran llanura de Tortuguero, al norte de Costa Rica.

El lago Xolotlán o de Managua

Es el más pequeño de los dos lagos mayores de Nicaragua. Su superficie cubre 1.042 km² y la superficie de las aguas del lago están a 39 m sobre el nivel del mar. Tiene una forma circular, sin embargo sus márgenes están entrecortadas por las penínsulas de Chiltepe y de Panamá. Al NW, la isla del volcán Momotombito rompe la monotonía de las aguas calmas pero turbias del lago. (Cf. Fig. 7). El lago es alimentado por las aguas de dos ríos principalmente, el Sinecapa y el Viejo, los cuales durante el Cuaternario han construido un

poderoso como deltaíco recubierto por una vegetación no muy densa. (Cf. Fig. 6 y 7).

El lago de Xolotlán comunica con el lago Cocibolca mediante el río Tipi-Tapa. Es en éste sector, donde las imágenes del satélite Landsat, (banda espectral MSS4 del 28 de febrero de 1974), muestra el máximo de turbidez de las aguas del lago, fuertemente contaminadas por la ciudad de Managua. Los insecticidas y abonos agrícolas (meseta de Los Pueblos), de origen químico o natural, han contribuido a contaminar el lago, lo cual va en desmedro de la fauna que habita en él.

Durante la estación seca prolongada, el lago pierde gran parte de su volumen, por evaporación. Entonces, el nivel baja ostensiblemente (5 m) dejando al descubierto las raíces de la flora ripícola (Cf. Foto 1).

El lago Cocibolca o de Nicaragua

Se encuentra situado al SE del lago Xolotlán y cubre una superficie de 8.265 km², es el lago mas grande de América Central. Posee una forma alargada y su eje mayor mide 160 km. El lago es poco profundo (39 m) y su superficie se eleva a 31 m sobre el nivel medio del mar. Su desaguadero natural es el río San Juan de 300 m de ancho y que recorre una distancia de 200 km hasta el mar Caribe. Dicho río constituye, en parte (margen derecha), el límite fronterizo natural con Costa Rica. En el istmo de Rivas, una estrecha banda de tierra, formada por rocas sedimentarias (20 km) separa al lago del Océano Pacífico (Cf. Corte Geológico C-C').

El lago posee numerosas islas, todas de origen volcánico, entre las cuales se destacan; el archipiélago de Solentiname, la isla de Ometepe y la isla Zapatera (Cf. Fig. 6). Los vientos del NE crean las condiciones favorables para que surja un fuerte oleaje al SE del lago. Ello ha sido probablemente la causa, durante el Cuaternario medio a superior, época en la cual el lago tenía un nivel más elevado, de los pequeños acantilados lacustres, entallados de 1 a 2 m en la roca sedimentaria, y hoy expuestos por sobre el nivel lacustre. En general, las margenes del lago son bajas y constituidas por playas lodosas, frecuentemente inundadas.

La fauna del lago es variada y posee la originalidad de ser morada de un escualo o tiburón que se ha adaptado a las aguas dulces, así como otras especies marinas del mar Caribe. El lago Cocibolca, por su posición privilegiada, fue considerado a fines del siglo XIX, por los Estados Unidos de América, con el objeto de crear una vía interoceánica navegable. Sin embargo los temores de erupciones volcánicas de la isla de Ometepe, próxima al canal interoceánico, así como los frecuentes sismos de la región, hicieron abandonar el proyecto, haciendo que los Estados Unidos escogiera un lugar más propicio, en una provincia septentrional de Colombia, conocida entonces como Panamá.



Foto 1. Lago Xolotlán o de Managua, al fondo el cono volcánico del Momotombo. En primer plano vegetación ripícola del lago durante la estación seca (Fotografía J. Incer 1977).

Las llanuras internas; Somotillo y Malpaisillo

Se sitúan entre el lago Xolotlán y el golfo de Fonseca. Al NE están enmarcadas por la poderosa masa volcánica del Terciario, por donde descienden los principales ríos que recorren dichas llanuras y que han contribuido a colmatar ésta depresión. Al SW, por el contrario, es la cordillera volcánica reciente de los Maribios, que le sirve de límite. (Cf. Fig. 6).

La llanura de Somotillo es la más septentrional. Se ve recorrida por el Estero Real, importante río que termina formando un vasto delta, el más vasto del país, donde crece un manglar importante, (*Rizophora Mangle*).

Este río, fue utilizado antiguamente como vía de acceso, hoy solo queda el recuerdo y las fundaciones del puerto colonial del Realejo por donde transitaban hombres y bienes durante 300 años.

La llanura de Malpaisillo, está separada de la llanura anterior por una

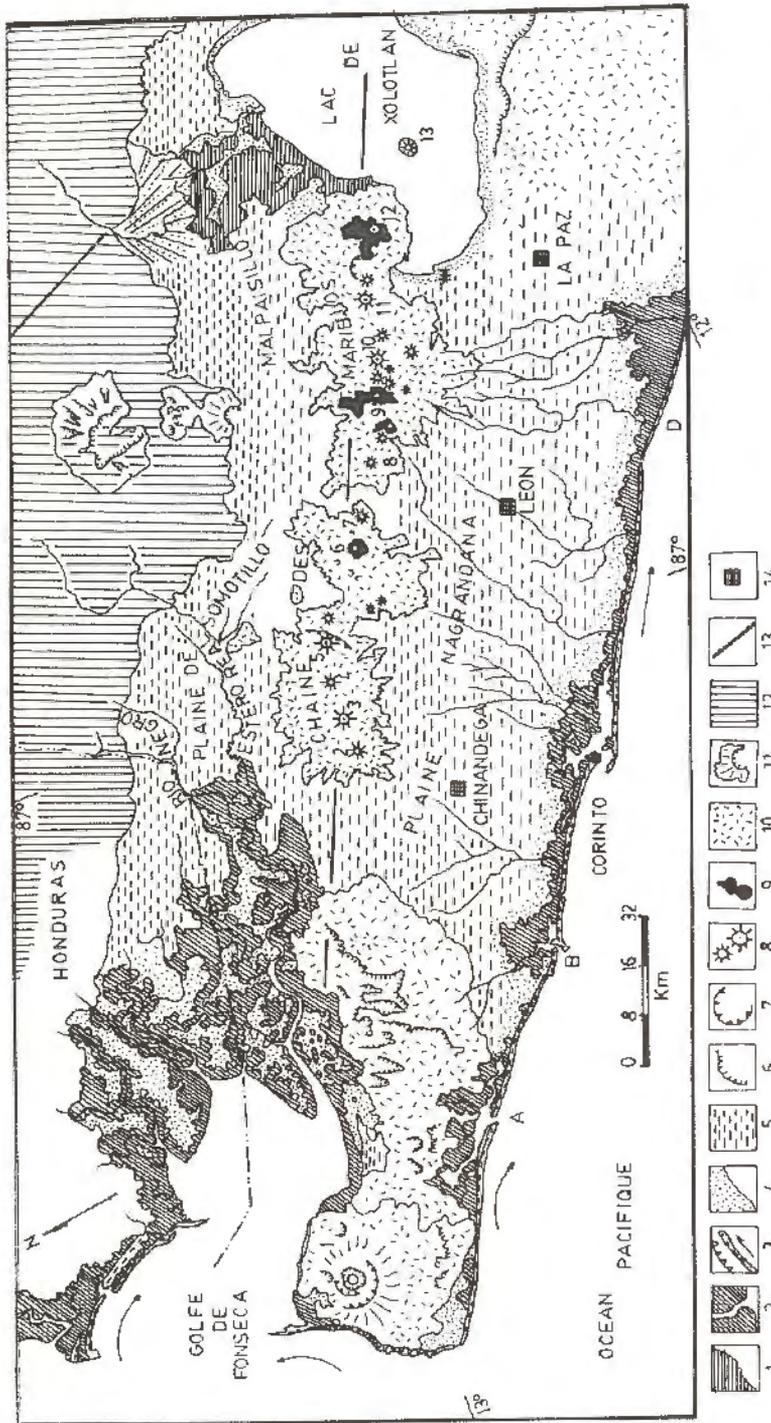


Figura 6. Leyenda de la carta geomorfológica de la vertiente pacífica de Nicaragua, sector cordillera de los Maribios-Golfo de Fonseca (Basado en imágenes del satélite Landsat MSS 4,5,7, Diciembre 1972).

1- Vegetación ripícola del lago Xolotlán; 2- Manglares; 3- Acentillados activos del Cosigüina, flechas litorales y sentido de la deriva litoral; 4- sectores inundables intertidales y lacustres; 5- Llanuras aluviales cuaternarias 6- Tubos de erosión; 7- Bordes de calderas volcánicas; 8- Cráteres volcánicos; 9- Coladas de lavas recientes; 10- Rocas volcánicas cuaternarias; 11- Antiguos focos volcánicos terciarios en ruinas; 12- Rocas volcánicas terciarias; 13- Fallas normales; 14- Principales centros urbanos.

Principales focos volcánicos: 1- Cosigüina; 2- Chonco; 3- San Cristóbal; 4- Casita; 5- Telicá; 6- Rota; 7- San Jacinto; 8- Las Pías; 9- El Hoyo; 10- Negro; 11- Asososca; 12- Momotombo; 13- Momotombo.

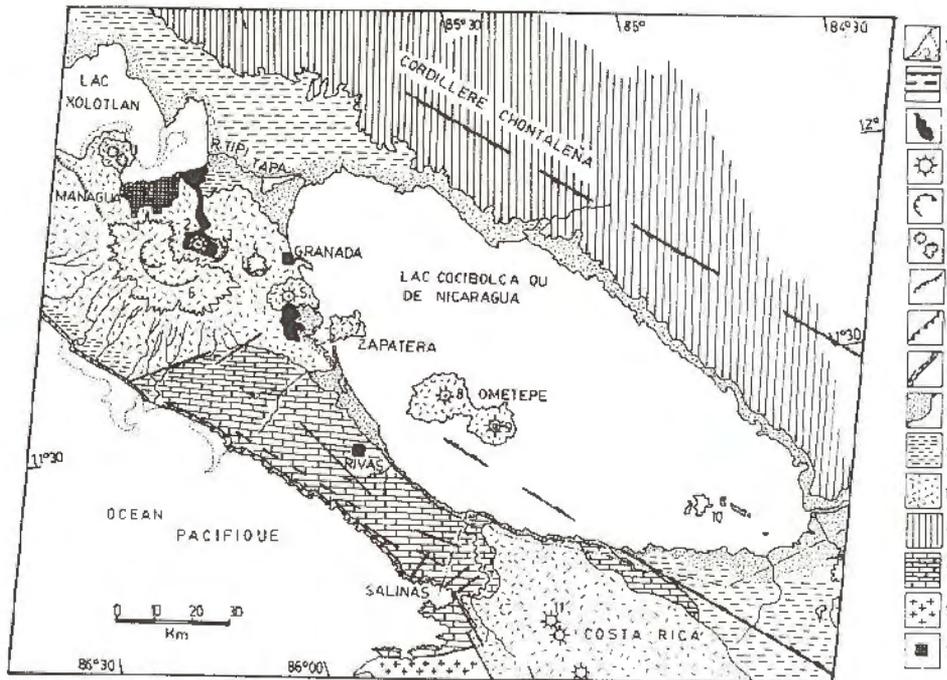


Figura 7. Leyenda de la carta geomorfológica de la vertiente pacífico de Nicaragua, sector lago de Nicaragua-lago Xolotlán. (Basado en imágenes del satélite Landsat MSS 4,5,7. 28 febrero 1974).

1- Área de contaminación de las aguas lacustres y litorales; 2- Fallas: normales, presumibles, con escarpe; 3- Coladas de lava recientes; 4- Cráteres volcánicos; 5- Borde de calderas; 6- Lagunas de origen volcánico; 7- Taludes de erosión; 8- Acantilados litorales vivos en rocas sedimentarias cretácico-terciarias; 9- Cordones litorales flandenses; 10- Áreas lacustres periódicamente inundables; 11- Llanuras aluviales cuaternarias; 12- Rocas volcánicas cuaternarias; 13- Rocas volcánicas terciarias de la cordillera central; 14- Rocas sedimentarias cretácico superior-terciario inferior; 15- Rocas metamórficas, complejo ofiolítico de Santa Elena; 16- Principales centros urbanos.

Principales focos volcánicos: 1- Cráteres de Apoyeque y Jiloa; 2- Volcán Santiago; 3- Laguna de Masaya; 4- Laguna de apoyo; 5- Volcán Mombacho; 6- Meseta de los pueblos; 7- Isla Zapatera; 8- Volcán Concepción; 9- Volcán Maderas; 10- Islas Solentiname; 11- Volcán Orosí (Costa Rica).

serie de pequeñas colinas de origen volcánico. Dicha llanura mira hacia el SE y se enfrenta al lago Xolotlán. Es menos extensa que la precedente pero encierra vastos conos de dejección formados por los ríos que bajan por las abruptas pendientes de la Cordillera terciaria.

Dichas llanuras poseen suelos pesados, arcillosos, de color pardo-negruzco. Se compartimentan en polígonos, profundos, durante la estación seca y se llaman localmente "Sonsocuitles". Son poco aptos para la agricultura sin la

intervención agronómica y por consiguiente utilizados frecuentemente como área de pastizales para el ganado vacuno, de tipo Brahma, el cual busca su alimento en los matorrales de espinos y cactáceas.

El alineamiento volcánico cuaternario

El lago Cocibolca está formado por numerosas islas e islotes de origen volcánico, estrechamente ligados a los empujes verticales magmáticos del borde sur del graben de Nicaragua. Próximo al río San Juan, su desagadero natural, el archipiélago de Solentiname marca el primer afloramiento volcánico, hoy reducido a ruinas volcánicas, pero testigo de un pasado activo reciente. Siguiendo éste alineamiento NW-SE del borde sur del graben, más al norte, otras islas aparecen: Ometepe, Zapatera y las 300 isletas de Granada (Cf. Fig. 7).

La isla de Ometepe

Dicha isla es el resultado de la coalescencia de dos conos volcánicos que recubren una superficie de 276 km². Se trata de los volcanes Concepción (1610 m) en actividad efusiva lenta, y el volcán Maderas (1345 m). Este último se encuentra apagado y su cráter ocupado por un lago pluvial.

Este primer conjunto volcánico, forma dos conos agudos perfectos, que pueden ser clasificados como estrato-volcanes. La última erupción del Concepción data de 1956. Su columna de humo blanco puede ser observada desde lejos. En los flancos del volcán Maderas, el cultivo del café es la actividad principal. La isla está habitada y ocupada por pequeños poblados.

La isla Zapatera

Al NW de Ometepe, surge la isla de Zapatera de 600 m de altitud y recubierta por una vegetación tropical. Este foco volcánico, probablemente del Cuaternario superior, se encuentra disminuído por la erosión pluvial y deja al descubierto antiguas coladas basálticas. En el centro de la isla, un lago de origen pluvial marca el lugar del antiguo cráter. Al oeste, una vasta depresión circular es el testigo de una antigua caldera. (Cf. Fig. 7).

El volcán Mombacho

Domina a la ciudad de Granada que se extiende al norte, con 1345 m de altitud. No presenta actividad efusiva y su cráter se encuentra destruído hacia el sur. Es un volcán que debe haber estado en actividad hasta una época reciente, visto el frescor de sus formas. Sin embargo, presenta actualmente trazas profundas de erosión y de soliflucción laminar y en masa. En la base del



Foto 2. Laguna de Apoyo. Caldera volcánica cuaternaria de 6 km de diámetro y 200 m de elevación sobre el nivel lacustre. (Fotografía del autor).

volcán, coladas de lodo importantes tapizan el suelo. Sobre los flancos volcánicos igualmente prospera el cultivo del café.

El lago de apoyo

Esta vasta depresión circular es una caldera de colapso, de 6 km de diámetro, cuyas paredes verticales de 200 m dominan un lago de aguas azules de origen pluvial. En ellas se pueden observar coladas basálticas y dacíticas así como material lahárico. (Cf. Foto 2).

La meseta de los pueblos

Es una superficie volcánica extensa, que se lanza a solo 934 m de altitud y que domina la ciudad de Managua. Dicha meseta desciende progresivamente hacia el lago Xolotlán, mediante una serie de escalones neotectónicos (Cf. Corte Geológico B-B'). El flanco pacífico de dicha meseta está disectado por numerosos ríos que corren hacia el Océano Pacífico, formando una trama radial.

Esta meseta es el remanente de un vasto edificio volcánico de comienzos del Cuaternario, que probablemente colapsó durante el Cuaternario medio, al mismo tiempo que surgían otros focos volcánicos. En su flanco SE, el conjunto Masaya es testigo de una actividad volcánica siempre presente.

Es un sector más deprimido, que se sitúa al SE de la meseta de Los Pueblos y donde aparecen tres cráteres; el Masaya y el Nindirí que no presentan actividad. Se encuentran separados por el cráter Santiago el cual se encuentra en actividad efusiva lenta (fumarolas). De éste cráter han surgido coladas basálticas.

En la parte oriental de este complejo, una depresión de forma ovalada es el testigo de una antigua caldera de colapso, hoy ocupada por las aguas pluviales. Posee paredes verticales de mas de 80 m, que se reflejan en el fondo del lago. Esta caldera en forma de media luna es conocida como laguna de Masaya.

Dicho complejo volcánico, formado por coladas superpuestas, puede ser considerado como un volcán-escudo (J. Incer, 1977). La erupción histórica de 1775, arrojó una colada de lavas en dirección de Managua, entonces pequeño poblado de pescadores de orillas del lago Xolotlán, para luego entrar en una fase de reposo que se interrumpió con la erupción de 1902 (Cf. Fig. 7).

Los cráteres de Chiltepe

Al NW de la ciudad de Managua, la península de Chiltepe, en el borde SW del lago Xolotlán, no es más que un antiguo foco volcánico formado por dos calderas, colmatadas por las aguas de lluvias:

- La Caldera de Apoyeque se alza a 480 m de altitud. En el fondo un lago de aguas verdosas se encuentra oscurecido por las paredes casi verticales de éste cráter.
- La Laguna de Jiloa, es el segundo lago cratérico de aguas azules. En el abundan los peces y se encuentra casi al nivel de las aguas del lago Xolotlán.

La ciudad misma de Managua, se encuentra construida sobre una antigua caldera de colapso, cuyos remanentes visibles son los cráteres de Tiscapa y de Nejapa, así como el cono piroclástico de Mostatepe.

El volcán Momotombo

Este es tal vez el más hermoso edificio volcánico de Nicaragua. Su cráter se encuentra a 1280 m de altitud y su cono se refleja en las aguas del lago Xolotlán. El cono de Momotombito, emerge en el lago como una isla y es probablemente un cono adventicio de esta misma estructura volcánica. (Cf. Foto 3).

La cumbre de dicho volcán, se encuentra desprovista de vegetación y su cráter presenta actividad efusiva lenta (fumarolas). La última erupción data de 1905 período durante el cual emitió una poderosa colada de lava en dirección del norte.



Foto 3. Volcán Momotombo, 1280 m de altitud. Sobre el cono se observan las coladas surgidas tras la erupción de 1905. (Fotografía IGN-Managua, 1976).

Fue en 1610 que los temblores que antecedieron a la erupción del Momotombo, fueron los causantes de la destrucción de la antigua capital colonial (León Viejo), construida al borde del lago Xolotlán y reconstruida más tarde al NW. Ello no ha sido obstáculo, sin embargo, para que León sea invadida por las cenizas durante las erupciones volcánicas de la Cordillera de los Maribios.

En 1854 el filibustero Doubleday (citado por J. Incer et al, 1977), entra por el Realejo y saquea la ciudad de León, guiándose para ello en la columna de humo de la erupción del Momotombo. La erupción de 1885 se acompañó por un fuerte sismo que destruyó en parte las ciudades de León y Chinandega. Finalmente en 1905, ocurrió la última erupción, con emisión de cenizas, piroclastos y una colada de lavas hacia el norte.

Este estrato-volcán solitario y majestuoso, marca el inicio de la Cordillera volcánica de los Maribios (Cf. Fig. 6), que encierra numerosos focos activos y que divide en dos sectores, la llanura nor-occidental de Nicaragua. Esta Cordillera se inicia por lo tanto, por una serie de pequeños conos coalescentes,

entre los cuales algunos están activos. La cordillera cubre una distancia de 70 km.

El volcán Las Pilas

Es una estructura volcánica constituida por varios cráteres, de los cuales el más activo es el volcán El Hoyo (intensa actividad fumarólica). A los pies de éste conjunto, en la vertiente pacífico, un pequeño lago de origen cratérico y de forma ovalada marca el límite del inicio de la llanura. Se trata del lago de Asososca. El volcán El Hoyo se eleva a 1080 m de altitud.

El cerro negro

Es un volcán que surgió recientemente. Apareció en 1850 y no ha cesado de crecer con cada erupción. Actualmente se eleva a 700 m de altitud. Se caracteriza por una cumbre negra, producto de coladas de lavas y sobre todo de piroclastos de las erupciones sucesivas que se han producido desde el comienzo del siglo. La última erupción de tipo estrombólico data de febrero 1971. (Cf. Foto 4).

El volcán Rota

Se eleva a 836 m de altitud. Según J. Incer (Op. cit.) es el volcán más viejo de la cordillera de los Maribios. No presenta actividad visible y se encuentra disminuido por la erosión.

..

El volcán Télica

Se eleva a 1060 m de altitud y se sitúa al NE de la ciudad de León. Se encuentra en actividad efusiva lenta. Cuando entra en erupción emite piroclastos y cenizas en abundancia que ensombrecen la ciudad de León. A los pies



Foto 4. Volcán Cerro Negro (700 m de altitud) erupción de febrero 1971 de tipo estrombólico (Fotografía IGN-Managua 1971).



Foto 5. Volcán Telica (1060 m de elevación) cordillera de los Maribios. El volcán se encuentra en fase efusiva lenta (fumarolas). (Fotografía IGN-Managua 1972).

del volcán, viejas coladas de lavas aparecen y son probablemente de un período mucho más antiguo (cuaternario inferior?). Se trata de basaltos y andesitas. (Cf. Foto 5).

El volcán Casita

También se le conoce como Apastepe y se levanta a 1045 m de altitud. No presenta signos de actividad a pesar de su proximidad con el San Cristóbal. Descansa sobre una estructura volcánica más antigua, probablemente del Cuaternario inferior. La cumbre volcánica está afectada por una erosión intensa.

El volcán San Cristóbal

Se le conoce también bajo los nombres de volcán Viejo o de Chinandega. Su cúspide de 1745 m domina la ciudad de Chinandega y es el más alto de todos los volcanes activos cuaternarios de Nicaragua. Tiene la forma de un cono seccionado en su cumbre, al interior del cual se encuentran tres cráteres concéntricos (J. Incer, op. cit.). Se encuentra en una fase eruptiva lenta y cuando entra en erupción, emite sobre todo piroclastos y cenizas volcánicas,

que sirven de abono natural a la llanura Nagrandana, pero que asusta a los habitantes de los poblados vecinos del volcán

La erupción histórica más antigua, data de 1685, que le fue útil a Dampier para ubicar y saquear la ciudad de León. En 1971 y 1976 hizo una vez más erupción, levantando una espesa columna de humo que sumergió a la ciudad de Chinandega y alrededores con cenizas. (Cf. Foto 6).

El San Cristóbal y el Casita son considerados como estrato-volcanes, constituidos por coladas de lavas basálticas y andesíticas entrecruzadas por depósitos de cenizas y piroclastos.

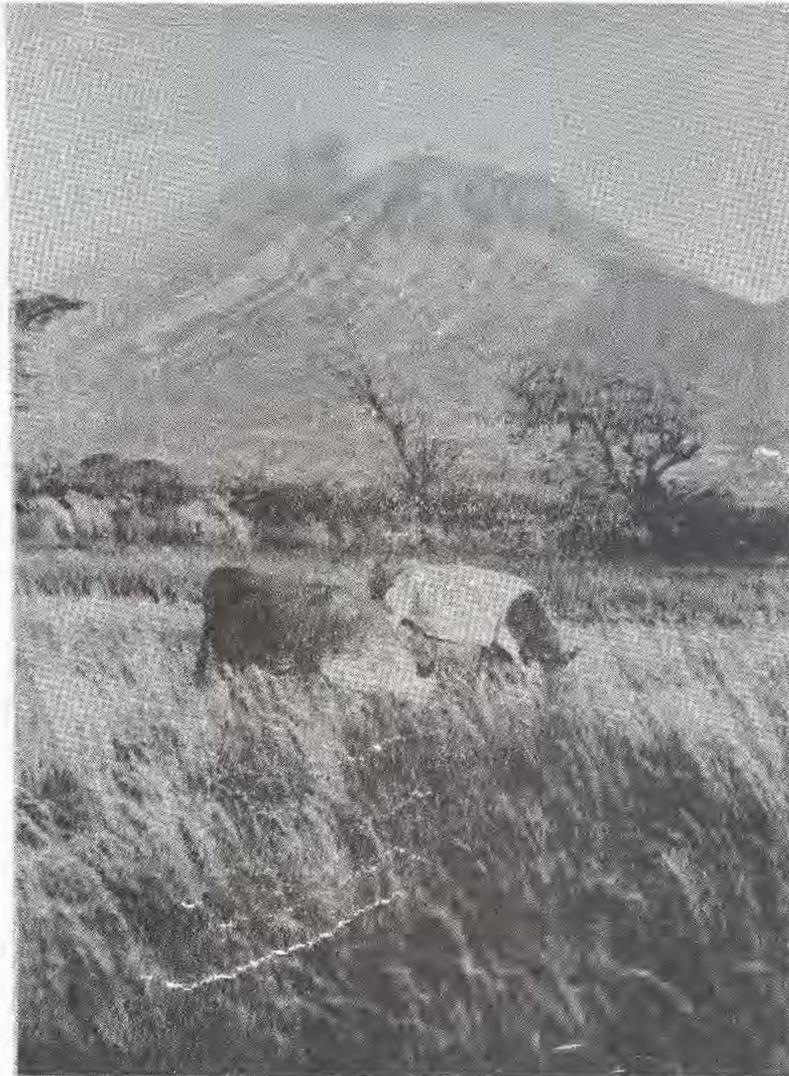


Foto 6. Cono volcánico humeante del San Cristóbal (1745 m de altitud). En primer plano la llanura Nagrandana frente a la ciudad de Chinandega. (Fotografía J. Incer 1977).

El volcán Chonco

Con sus 1105 m de altitud es el último foco volcánico coalescente de la Cordillera de los Maribios. Se compone de coladas de basaltos olivínicos y no presenta actividad visible. Sus flancos, así como su cumbre, se encuentran bajo los efectos de la erosión. En su base, se levantan unos pequeños domos dacíticos, testigos de empujes magmáticos avortados más ácidos.

Aquí, la Cordillera de los Maribios disminuye considerablemente, hasta desaparecer. Reaparece el NW, mediante un relieve volcánico muy erosionado, probablemente del Cuaternario inferior, y que anuncia el último edificio volcánico de Nicaragua; el volcán Cosigüina.

El volcán Cosigüina

Es un edificio volcánico solitario, que cierra en parte, el sur del golfo de Fonseca. Entre el Cosigüina y la Cordillera de los Maribios una vasta depresión permite el contacto entre la llanura Nagrandana y la llanura de Somotillo (Estero Real) (Cf. Fig. 7).

El Cosigüina, domina el litoral nor-pacífico de Nicaragua, y se eleva a 858 m de altitud. Su cumbre está constituida por una serie de calderas de explosión, de las cuales, la más reciente, es resultado de la erupción fantástica de 20 de enero de 1835. Esta erupción fue de tal violencia, que las cenizas arrojadas por el Cosigüina afectaron a México, Colombia y Jamaica en un radio de 2.500 km. Después de la erupción, la cumbre del volcán que se alzaba a 3300 m (?) se encontró reducida a 858 m (Ch. V. Aubrun, 1974).

Al fondo del cráter, cuyas paredes se hunden en mas de 500 m, se encuentra un lago de origen pluvial, cuyas aguas son de color azul (Cf. Foto 7). El cono volcánico está recubierto por una vegetación densa, donde viven numerosas especies avícolas tropicales. La base del volcán está modelada en parte por el mar, aquí el volcán presenta un acantilado de 100 m de altitud que deja expuestas, las diferentes coladas superpuestas.

Dicho volcán es la avanzada más septentrional de la Cordillera volcánica cuaternaria de Nicaragua. Se prolonga en El Salvador, siguiendo un alineamiento NW-SE.

La llanura Nagrandana

Es una vasta región que se sitúa al NW del litoral pacífico de Nicaragua, limitada al norte por la masa volcánica del Cosigüina. Al este, la Cordillera de los Maribios y el lago Xolotlán marcan sus límites naturales. Al oeste se confunde con el litoral.

La llanura se presenta como un rectángulo de tierras bajas, volcánicas, recorridas por numerosos pero cortos ríos, que bajan de la Cordillera de los Maribios. Se diluyen en vastos sectores deltaicos y lagunares. El manglar



Foto 7. Caldera volcánica del Cosigüina (858 m de altitud) al fondo un lago cratérico de origen pluvial. (Fotografía National Geographic Magazine 1939).

crece con facilidad, protegido por los largos cordones litorales flandenses (Cf. Fig. 6).

En ésta llanura, dos centros urbanos han prosperado; Chinandega y León. Es el lugar predilecto de los grandes cultivos como el algodón, arroz, bananos y caña azucarera. Dichos cultivos han sufrido una gran merma después de la revolución de 1979.

Son sin duda las tierras más fértiles de Nicaragua, debido a su posición a barlovento, que les permite recibir las cenizas volcánicas de la Cordillera de los Maribios, que constantemente están fecundando el suelo, a su vez disectado y lavado por las lluvias diluviales de septiembre y octubre. Esta región, fue la primera en ser explotada desde los comienzos de la era colonial. Es en el sector litoral, próximo al manglar donde prosperan los arrozales. Dicho cultivo representa el 80% del consumo nacional (1.5 millones de Quintales en 1977, in J. Incer, 1977). Pero es el algodón, el que ocupa el primer puesto, en las actividades agrícolas de esta llanura, y toda la producción es exportada.

A pesar de los cultivos intensos, la llanura muestra trazas de erosión: Eólica, al comenzar la estación seca en diciembre-enero y que la tierra está recién arada; fluvial por la acción constante y directa de los ríos en la época de crecidas y finalmente, pluvial, por escorrentía. El hombre no siempre tiene el suficiente grado de atención para su terreno de cultivo. (Cf. Foto 8).

Los grandes rasgos del litoral

La costa del pacífico de Nicaragua puede dividirse en cinco grandes conjuntos del NW al SE:

- 1- Sector deltáico con grandes manglares; El Estero Real.
- 2- Sector de acantilados vivos volcánicos (volcán Cosigüina).
- 3- Costas con cordones litorales largos de lagunas y manglares.
- 4- Costas con cordones litorales largos sin manglar interno.
- 5- Costas con pequeñas playas y caletas.

Sector deltáico con grandes manglares; el estero real

Es un vasto sector deprimido, subsidente, deltaico donde confluyen en el sector nicaragüense, los dos principales ríos de la llanura de Somotillo; el río Negro, que sirve de límite internacional común con Honduras y el Estero Real, mucho más importante que se sitúa al oeste del primero.

En general, el manglar se encuentra lleno de vitalidad y en expansión pese a una explotación antrópica indebida. Crece periféricamente a los playones del delta, dejando un vasto sector interno, con vegetación herbácea o incluso arenoso, inundado con la marea alta. Este vasto manglar, se extiende en territorio hondureño y Nicaragua no posee más que un pequeño sector. (Cf. Fig. 5).

La imponente presencia del Cosigüina es la que ha servido de protección contra el fuerte oleaje del Pacífico y que ha permitido al manglar de prosperar, sin la protección de un cordón litoral flandense, como es el caso para los

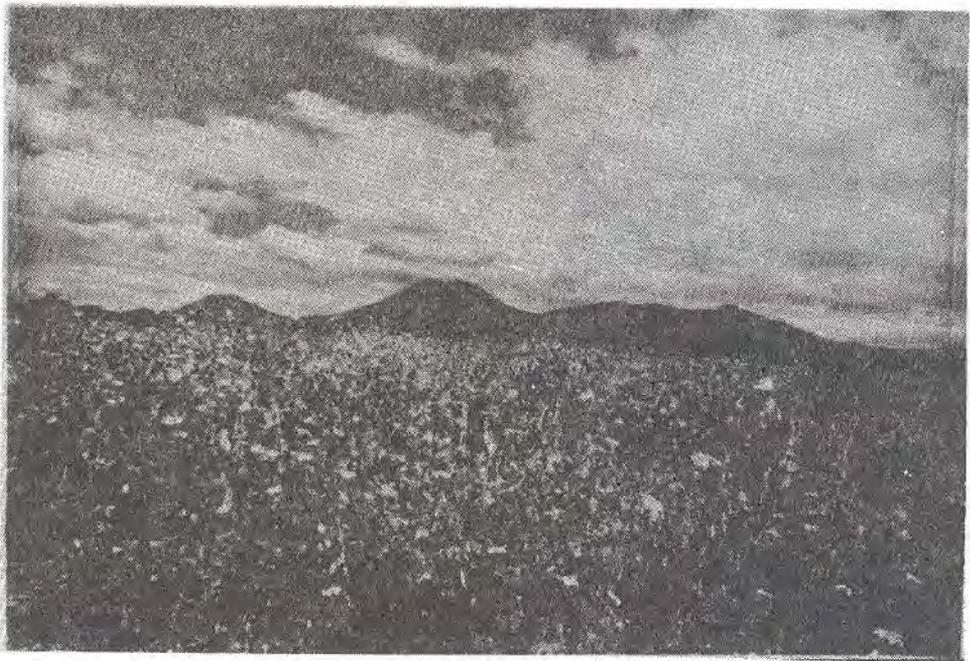


Foto 8. Llanura Nagrandana y cultivos de algodón. Al fondo la silueta de los conos volcánicos del Casita, San Cristóbal y Chonco. (Cordillera volcánica de los Maribios. (Fotografía J. Incer 1977).

manglares del litoral pacífico. Las especies que prosperan, son sobre todo las Rizophoras rojas y negras (*Rizophora Mangle*), así como algunas *Avicennias*. Crecen formando pequeños grupos, sin llegar a constituir verdaderamente una extensión vasta y uniforme. Los múltiples canales de desagües, son anchos y no presentan obstáculos arenosos importantes que podrían entorpecer la navegación fluvial.

Es igualmente un sector donde un gran número de especies avícolas y acuáticas encuentran refugio en este "santuario" natural, finalmente poco colonizado por el hombre, vistas las dificultades naturales que le interpone. (Cf. Foto 9).



Foto 9. Estero Real. Vista aérea de un vasto sector de manglares y playones inundables frente al golfo de Fonseca, sector NW de Nicaragua. (Fotografía IGN-Managua, 1975).

Sector de acantilados vivos volcánicos (volcán Cosigüina)

Este sector, se localiza entre Punta Rosario, (Golfo de Fonseca), y Punta Cosigüina, (Océano Pacífico). Corresponde a la base del gigante volcánico del extremo NW de Nicaragua, (Cf. Fig. 6).

Es una costa de acantilados volcánicos, de 100 m de altitud que dominan verticalmente al Océano Pacífico. La base del acantilado está constituida por un estrán basáltico, bien desarrollado. Emerge en parte con la marea baja. En la base del acantilado, se observan socavamientos de abrasión marina, testigos de la evolución del acantilado, por desgaste continuo.

El acantilado está formado por una sucesión de capas volcánicas, (coladas de lavas basálticas y andesíticas, lahares, lápilli y cenizas) que son la base del material necesario, para que el mar haya podido construir flechas litorales, como la de Punta Rosario, a la entrada del Golfo de Fonseca. En este sector, un pequeño manglar interno se ha desarrollado, pegado a los flancos del volcán y marca la primera vegetación intertidal del golfo. Por el contrario, al NW en Punta Cosigüina, es una gran plataforma litoral volcánica que se ha desarrollado, entre el cono y el acantilado. A partir de ésta punta, entramos en el dominio litoral del Pacífico, donde se dibujan largos cordones litorales hacia el SE, los cuales encierran áreas lagunares con manglares (Cf. Foto 10).

Costas con cordones litorales largos, lagunas y manglares

Este sector, se inicia en Punta Cosigüina y se prosigue durante 100 km, hasta el río Escalante, en el sector Pacífico-central de Nicaragua. Los cordones litorales flandenses, son largos y estrechos y casi rectilíneos. Se terminan por flechas encorvadas, en la desembocadura de los grandes sectores lagunares. Cuatro grandes sectores de lagunas con manglar caracterizan a ésta parte del litoral;

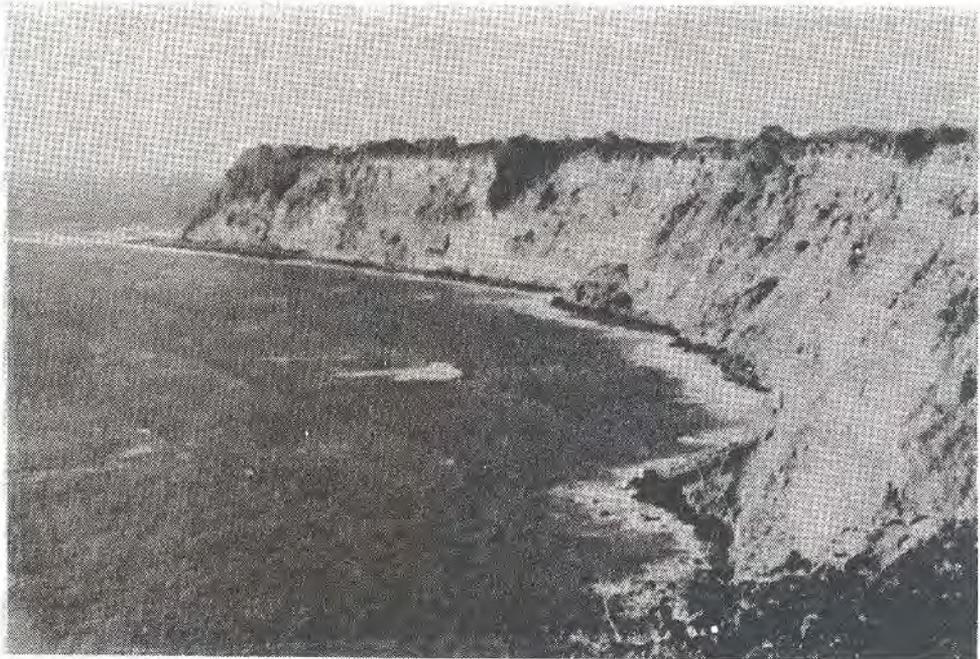


Foto 10. Acantilados vivos de 100 m de altitud de las faldas del volcán Cosigüina. En la base se destacan los estranes basálticos bajo la acción de la abrasión marina. (Fotografía J. Incer 1977).

- a- Sector del Estero Padre Ramos
- b- Sector del Estero Aserradores
- c- Sector del Estero de Corinto
- d- Sector del Estero Juan Venado (Cf. Fig. 6)

El Estero de Corinto, es tal vez el más amplio y más importante de éste sector. Aquí se ha establecido el primer puerto del país; Corinto, construido sobre la punta de una flecha litoral, que viene del NW. La ciudad, construida marginalmente al puerto, presenta ciertos problemas; Se ve frecuentemente inundada durante el período de lluvias, además, el mar, durante la época de tempestades, ataca la base de las casas que fueron construidas muy cerca de la línea de alta-mar. Al interior, en la zona lagunar, donde crece el manglar, confluyen algunos ríos de la llanura Nagrandana. Las aguas de algunos de estos ríos, están contaminadas por insecticidas, utilizados en los cultivos, lo que pone en peligro el frágil equilibrio ecológico y en particular a la fauna, que habita en el manglar. Aquí predominan igualmente los Rizophoras, que dan abrigo a la fauna avícola litoral. El manglar, se presenta en éste sector, denso y uniforme, contrariamente a lo que ocurre en el Estero Real. (Cf. Foto 11, y Fig. 6).

Costas con cordones litorales largos y sin manglar interno

Este sector, se sitúa entre el río Escalante y la bahía de Astillero. Representa al litoral capitalino de Managua y por consiguiente, es el más popular y más frecuentado por los habitantes del sector. Se caracteriza por cordones litorales largos, blandenses y por pequeños acantilados volcánicos activos (generalmente basálticos), que pueden alzarse hasta 5 m de altitud, en algunos sectores. Aquí el cordón litoral blandense, se fijó directamente en el litoral volcánico pre-existente, de la meseta de Los Pueblos (Cf. Corte Geológico B-B'). Los cordones litorales, se ven entrecortados por las desembocaduras de los numerosos ríos, que bajan de la meseta, en trama radial.

Costas con pequeñas playas y caletas

Es el sector meridional de la costa del Pacífico de Nicaragua. Corresponde en suma, al istmo de Rivas y se caracteriza por afloramientos de rocas sedimentarias de fines del Cretácico y comienzos del Terciario, (Formaciones Rivas y Sabana Grande, Dengo 1973).

Se sitúa entre la bahía de Astillero y la bahía de Salinas, en el sector fronterizo con Costa Rica. El litoral, presenta una serie de espolones o puntas rocosas, que encierran pequeñas bahías arenosas, bien protegidas; Astillero, Manzanillo, Nacascolo, San Juan del Sur, Anima y Ostional.

Los espolones litorales, forman pequeños acantilados vivos, con estranes rocosos en la base y sector de socavamiento marino. Algunas veces algunos



Foto 11. Flecha litoral flandense de Corinto. En primer plano el puerto de Corinto, principal vía de acceso marítimo del país. (Fotografía J. Incer 1977).

islotos y bajos-fondos se hacen presentes, próximos a la costa. Las areniscas son fácilmente desgastadas por el mar, mientras que las areniscas calcáreas, más resistentes, son las que han modelado los espolones y puntas litorales. En éste sector, se encuentra el puerto de San Juan del Sur, el tercero en importancia en Nicaragua.

Conclusión

La vertiente del pacífico de Nicaragua, es el resultado de las fuerzas combinadas de la tectónica (graben de Nicaragua), del volcanismo Cuaternario, y de la orogénesis Plio-Cuaternaria. Los extensos sectores lacustres de Xolotlán y de Cocibolca son subsidentes, resultado de la depresión tectónica aún no colmatada.

Las llanuras de Somotillo y de Malpaisillo, por el contrario, son testigos de una sedimentación más elaborada durante el Cuaternario, cuyo colmataje incumbe principalmente a los ríos que nacen en la Cordillera Central.

La llanura Nagrandana, ha podido desarrollarse gracias a la construcción, durante el Cuaternario, de la Cordillera volcánica de los Maribios. Por otro lado, el cono aislado del Cosigüina, al extremo NW del país, por su sola presencia, permitió la unión de éste sector con la llanura Nagrandana. debido a los derrames lávicos, repetidos, durante el Cuaternario.

Los volcanes cuaternarios del sector pacífico de Nicaragua, por su constante

actividad, son una fuente importante de fertilidad de los suelos tropicales, deslavados por las intensas lluvias.

La Neotectónica está constantemente presente y se manifiesta por innumerables sacudidas telúricas, a veces de fuerte magnitud (terremoto de Managua de 1972, hizo 20.000 víctimas y destruyó la capital). Esta parte del territorio, se encuentra sometida a cambios rápidos y constantes, debido al ajuste de las placas tectónicas de Cocos y del Caribe, en este sector.

Bibliografía

- Aubrun Ch. V. 1974 "L'Amérique Centrale" Presses Universitaires de France. Collection Que sais-je? N° 513, p. 108, Paris.
- Butterlin J. 1977 "Geologie structurale de la region des Caraïbes. Mexique, Amerique Centrale, Antilles et Cordillère Caraïbe". Masson et Cie. p. 259, Paris.
- Calderon & Aranas S. 1882 "Los grandes lagos Nicaragüenses" (En la América Central). Anales de la Sociedad Española de Historia Natural pp. 193-240, Madrid.
- Dengo G. 1973 "Estructura Geológica, Historia Tectónica y Morfología de América Central". Instituto Centroamericano de Investigaciones y Tecnología Industrial ICAITI pp. 1-52, Costa Rica.
- Incer J. 1972 "Geografía básica de Nicaragua" Librería y Editorial Recalde. p. 134, Managua, Nicaragua.
- Incer J., Peñalba I. & Portocarrero A., 1977 "Imágenes de Occidente" Banco Central de Nicaragua, p. 108, Managua, Nicaragua.
- Laserre G. 1975 "América Media. México, América Central, Antillas, Guayanas". Editorial Ariel, Barcelona, p. 430.
- Schmidt-Effing, 1980 "Geodynamic history of oceanic crust in southern Central America". Berliner Geowiss, Abh. (A) 19. pp. 201-202, Berlin.
- Weyl R. 1980 "Geology of Central America" Gebruder Bontaege, Berlin-Stuttgart.
- Zoppis B. & Del Giudice D. 1958 "Geología de la costa del pacífico de Nicaragua". Boletín del Servicio Geológico Nacional de Nicaragua, volumen 2, pp. 16-68, Managua, Nicaragua.

La Evolución del Relieve Cuaternario en Costa Rica, América Central*

Dr. Jean Pierre Bergoeing**

No es sencillo dar las bases para establecer una cronología del Cuaternario en Costa Rica, a partir de formas observadas en el terreno, con pocos elementos obtenidos en investigaciones anteriores. Dado que se trata de un país tropical húmedo donde la alteración de los diferentes elementos físicos se encuentra muy avanzada, esto hace difícil obtener muestras óptimas que permitan establecer una correlación de edades mediante medidas radio-métricas, como el método K/Ar. Esto es igualmente válido para la materia orgánica con el método ¹⁴C. Dicho método, sin embargo, nos sirvió para medir la edad de la terraza flandense de playa Montezuma pero fue un fracaso frente a las muestras madreporicas de las Formaciones Portete y Puerto Viejo.

Nos encontramos además ante el hecho de que la información básica geológica era fragmentaria o inexistente para sectores precisos. Esto nos obligó a un trabajo de selección y clasificación para luego, obtener una síntesis geológica y geomorfológica, donde destaca una cartografía a escala 1:100.000 IGN del Pacífico Norte de Costa Rica y 1:50.000 IGN del Valle Central.

El ensayo y síntesis que aquí presentamos es el resultado provisorio de seis años de investigación. Es evidente que un terreno tan vasto y de formas tan diversas y variadas es una fuente fecunda para la investigación geomorfológica. Se hace evidente y necesario que posteriormente otros trabajos de investigación vengan a confirmar algunos aspectos locales y mejor comprender los diferentes eventos morfológicos que han caracterizado el Cuaternario de Costa Rica que ha interesado poco o nada a geólogos y geógrafos.

Como lo hemos podido constatar desde el comienzo, Costa Rica es un país que se caracteriza por un relieve de montañas y llanuras que se

* Extracto de la tesis de Doctorado de Estado, presentada el 6 de febrero de 1987 en la Universidad de Aix-Marseille-II, Francia.

** Profesor de la Universidad de Nantes, Francia.

localizan en el sector ístmico de América Central Meridional. Es antes que nada un país tropical húmedo, que ve repartidos los grados de temperatura y las precipitaciones en pisos altitudinales. Es igualmente un país que presenta dos fachadas oceánicas y por ello expuesto al doble juego de los flujos de aire húmedo y cálido del Pacífico y sobre todo del Caribe. Esto reviste importancia ya que la actual mecánica climática permite comprender en parte las oscilaciones climáticas acaecidas durante el Cuaternario y que perturbaron a América del Norte, repercutiéndose en forma determinante en la América Central y el Caribe debido al desplazamiento de los grandes centros anticiclónicos.

El área del Valle del Mississippi en América del Norte ha jugado el papel de un verdadero corredor por donde transitan las masas frías de aire polar hacia el Golfo de México, provenientes de los antiguos inlandsis continentales (Canada). Ello tuvo como consecuencia, en América Central, la creación de períodos alternados interpluviales y pluviales, así como la formación de algunos estacionamientos glaciares en las altas cumbres de Guatemala y de Costa Rica. (Cf. Fotos 1-2).

Una concordancia de eventos climáticos de América del Norte y de las Antillas y Venezuela fueron puestas en evidencia mediante los trabajos de investigación de C. Schubert (C. Schubert, 1984). Aquí trataremos de establecer si tales correlaciones son posibles de establecer particularmente para Costa Rica y consecuentemente para América Central. Veamos entonces cuales son las evidencias mayores encontradas en el paisaje Costarricense, antes de dar una cronología detallada:

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

Los Niveles Fluviales

De las observaciones realizadas en Costa Rica, se hace evidente constatar que en la mayoría de los sistemas fluviales aparecen niveles de depósitos fluviales. Fuera de las terrazas de erosión ignimbríticas de La Cruz, Guanacaste, se trata en general de depósitos fluviales formados por cantos rodados, que descansan preferentemente en una masa arcillosa proveniente del piemonte. Dos niveles inferiores (T1 y T2) siempre están presentes. Un nivel superior (T3) es posible reconocer algunas veces, (Río Reventazón, Río Chirripó del Pacífico, Telire, Estrella,...) Muchas veces éste nivel superior se encuentra deformado por la neotectónica (Río Tárcoles frente a la costanera Sur). Es generalmente el nivel fluvial más antiguo (fuera del nivel T4 de San Pablo de Turruabares). Muchas veces el nivel T3 se presenta fuertemente compactado por arcillas rojas de descom-

posición que encierran cantos rodados en su mayoría muy alterados (Nivel T3 del Río Reventazón).



Fotos 1 y 2: Cerro Chirripó (3,820 m), Cordillera de Talamanca. Formas y modelado paleo-glaciar. Testimonio de un evento reciente (probablemente Wurm III). Las pequeñas morrenas terminales dejaron lagos y lagunas como consecuencia de la desaparición posterior del hielo (fotografías del autor)





Foto 3: Terraza Fluvio-Volcánica de San Pablo de Turrubares. Limite del Valle Central Occidental con el Piemonte del Pacífico. Al fondo corre el Río Tárcoles. La Terraza ocupa un nivel T4 (450 m aprox.), es el más antiguo y elevado (datación de una ignimbrita superficial K/Ar = 1.38 M.a.; J.P. Bergoeing, 1982), (fotografía del autor).

El Río Reventazón

En su curso medio, entre Paraíso y Peralta, el río Reventazón deja al descubierto tre niveles fluviales bien representados: (Figura 2).

Nivel T1: Se trata de una terraza de 2 a 4 metros de altitud relativa, que descansa sobre la Colada de Cervantes (datada 23.000 años B.P.) formada por cantos rodados de andesita sana y que descansan en una matriz arcillosa parda. Esta terraza, en el sector de Siquirres se une lateralmente con los conos de deyección modernos del piedemonte del Turrialba. Dicho nivel gracias a la datación de la colada de Cervantes puede ser considerado como del Cuaternario Superior-Holoceno y ser asociado con la última fase fría de la alta montaña (Cerro Chirripó, 3.819 m: Wurm III). (Cf. Fotos 1 y 2).

Nivel T2: Es el nivel mejor desarrollado de las margenes del Reventazón, entre las ciudades de Paraíso y Turrialba. El poblado de Tucurrique, sobre la margen derecha del río, descansa sus fundaciones sobre dicho nivel. El nivel se encuentra basculado en dirección NE por efectos de Neotectónica. Está constituido por un suelo arcilloso rojo, de 1 m. de profundidad y por cantos rodados pero con una pátina oscura. La colada de Cervantes, fosiliza

algunas quebradas que entallan dicho nivel, siendo éste, por lo tanto, anterior a la colada.

Nivel T3: Se encuentra representado en Infiernillo (margen izquierda del Reventazón entre Cachí y Juan Viñas), por los remanentes de una alta terraza, igualmente deformada por la neotectónica. Se encuentra constituido por una matriz de arcillas rojas de 1.5 m. de espesor que sepultan cantos rodados andesíticos, profundamente alterados. Este nivel, río abajo (sector de Siquirres), se une a los conos coalescentes suspendidos, de talla imponente, que dominan la llanura del Norte desde la vertiente septentrional del volcán Turrialba.

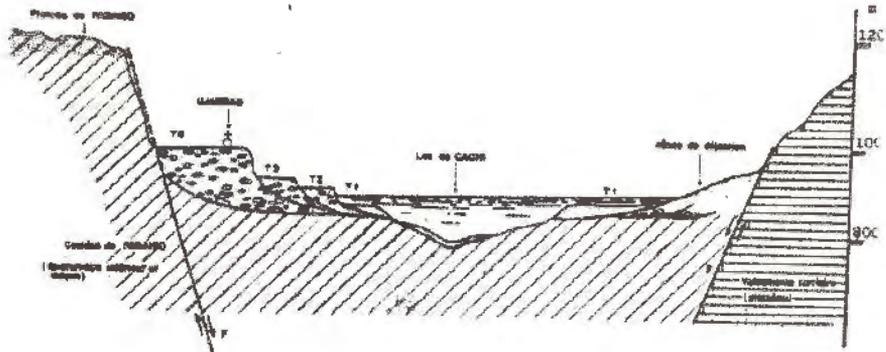


Figura 1: Corte NW-SE de la represa de Cachí a través de las terrazas fluvio-lacustres

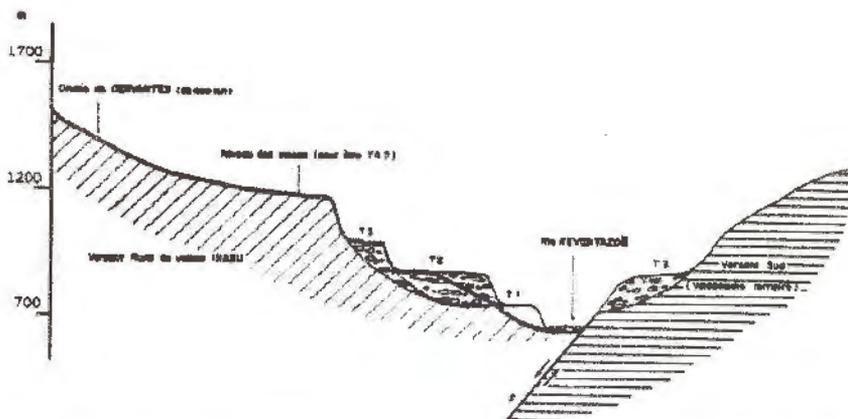


Figura 2: Corte, esquemático N-S a través de las terrazas fluviales del río Reventazón.



Foto 4: (Véase página siguiente)

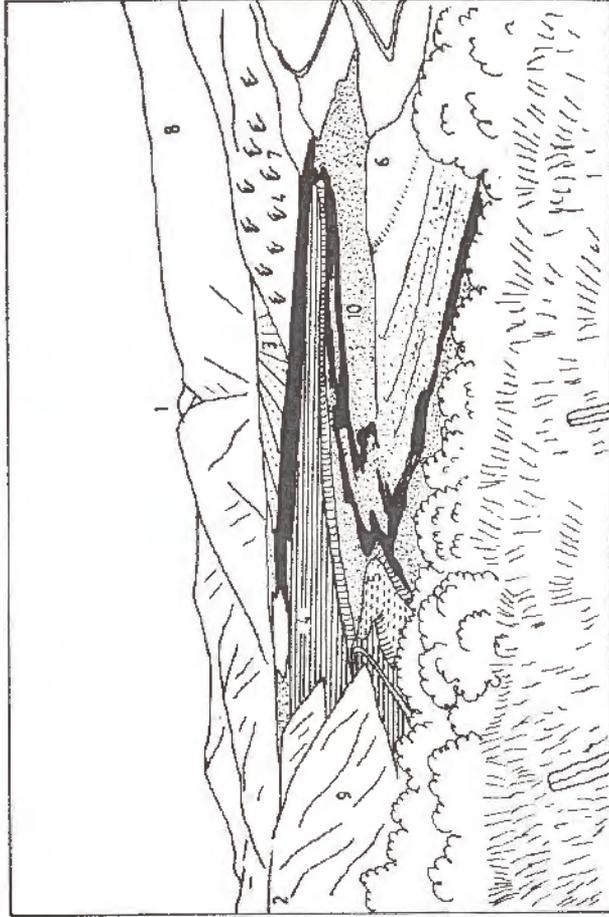


Foto 4: Valle de Orosi y Represa de Cachi, Valle Central Oriental El río Reventazón ha formado en este sector cuatro niveles fluvio-lacustres (Fotografía del autor).

Leyenda de fotointerpretación:

- 1- Falla Tectónica de Doan, 2- Meseta volcánica de Paraiso (Cuaternario antiguo), 3- Conos aluviales, 4- Nivel T4 fluvio-lacustre, 5- Nivel fluvio-lacustre T3, 6- Nivel fluvio-lacustre T2, 7- Soliflucción de masa, 8- Espolones orientales de la cordillera de Talamanca, 9- Escarpe de falla de Navarro, 10- Lecho mayor del río Reventazón.



Figura 5: Croquis geomorfológico del valle de El General entre los ríos San Pedro y Cabagra.

- 1) Manglar.
- 2) Terraplenes aluviales.
- 3) Terrazas fluviales.
- 4) Grandes conos de deyección cuaternaria.
- 5) Talud de erosión.
- 6) Volcán Mano de Tigre.
- 7) Sedimentos terciarios plegados y fallas de la fila Costeña.
- 8) Depósitos volcano-intrusivos terciarios de la cordillera de Talamanca.
- 9) Fallas tectónicas.
- 10) Gran falla inversa de Costa Rica.
- 11) Sinclinal del valle de El General.
- 12) Bloques inclinados del burlete costero.
- 13) Línea divisoria de aguas.
- 14) Pueblos principales.
- 15) Plantación bananera.

bloques, que presentan marcadas acanaladuras de disolución química, sólo han podido ser transportados bajo un clima más contrastado que el actual, el cual habría creado la mecánica necesaria para tal tipo de transporte. (Clima más seco, como el de Guanacaste actualmente, y por lo tanto ello implica un desplazamiento global del mecanismo climático de América Central hacia el Sur). Si esto se confirma, dicho fenómeno se pudo reproducir varias veces desde comienzos del Cuaternario y debería ser relacionado con las grandes oscilaciones climáticas de América del Norte (Cf. Figura 5).

Los Conos de Deyección del Piedemonte Pacífico de Tilarán

La vertiente Pacífico de la cordillera de Tilarán, presenta en su base una serie de conos de deyección más o menos coalescentes, entrecortados por numerosos ríos (ríos Naranjo, Aranjuez, Sardinal, Guacimal, Lagarto). Los conos se presentan bajo la forma de acumulaciones superpuestas, como es el caso del río Guacimal cuyo glacis principal se encuentra a 130 m del talweg y se superpone sobre un cono más antiguo que alcanza 30 ó 40 m de altitud. El glacis del río Guacimal está a su vez entallado por otro más moderno que se sitúa entre 10 y 30 m de altitud.

Se trata de acumulaciones arcilloso-detríticas (andesitas de talla métrica más o menos rodadas con matriz arcilloso rojo-oscuro y a veces presencia de cantos rodados). Creemos que se trata de avalanchas o coladas de lodo asociadas a depósitos de cenizas volcánicas, alteradas, en medio selvático, y que han sufrido desplazamientos posteriores durante los cambios climáticos del Cuaternario, crisis sucesivas que tuvieron por consecuencia la disminución temporal y modificación repetida de la cobertura vegetal.

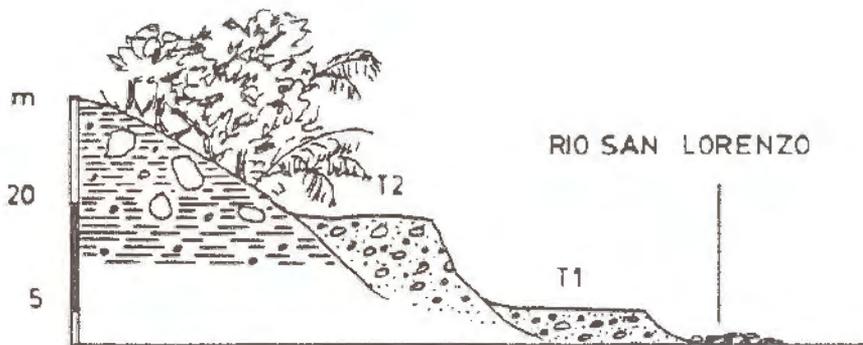


Figura 6: Río San Lorenzo

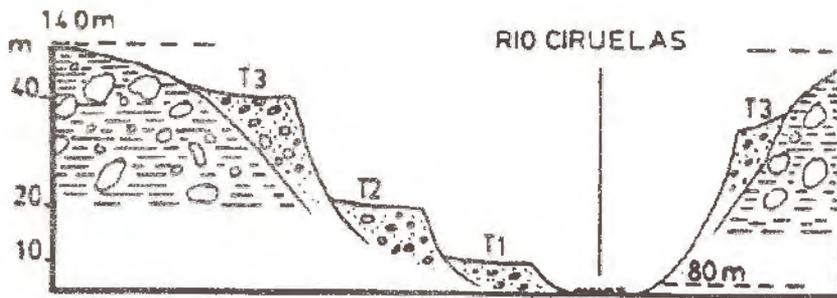


Figura 7: Río Ciruelas

La hipótesis del origen de dichos conos de deyección es por lo tanto de origen climático y un evento que corrobora esta afirmación es el hecho que en este sector los conos de deyección no presentan deformaciones importantes debido a la neotectónica. Es interesante hacer notar que estos conos superpuestos se presentan en tres series y que podrían perfectamente relacionarse con los niveles fluviales del río Reventazón o los del río Chirripó del Pacífico.

Los bajos niveles eustáticos de la Península de Nicoya

El sur de la Península de Nicoya es rico y variado en niveles litorales cíclicos sin depósitos correlativos. Dichos niveles se sitúan por lo general a las siguientes altitudes, 10 m; 25 m y 40-50 m de altitud. Sin embargo, están presentes igualmente en el resto del litoral Pacífico de Costa Rica, particularmente entre Parrita y Coronado (Cf. Fig. 9).

Dimos como explicación a dichas formas una hipótesis genética; los niveles de roca sana se apoyan sobre rocas muy alteradas estarían relacionados con viejos niveles freáticos litorales por efecto de antiguos estacionamientos marinos. Esto explicaría en parte que los diferentes niveles se encuentren sin depósitos correlativos (Battistini & Bergoeing, 1983). Rechazamos la hipótesis de viejas plataformas de abrasión marina, debido a su posición (los niveles no se encuentran frente a antiguos cabos sino más bien en posición protegida de fondo bahías). 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 llanuras de relleno (conosglacis de la depresión del Tempisque por ejemplo).

Los paleo-arrecifes del litoral Caribe

El litoral Caribe de Costa Rica posee dos niveles madreporicos antiguos. Al primero lo denominamos Formación Portete (Battistini - Bergoeing, 1982)

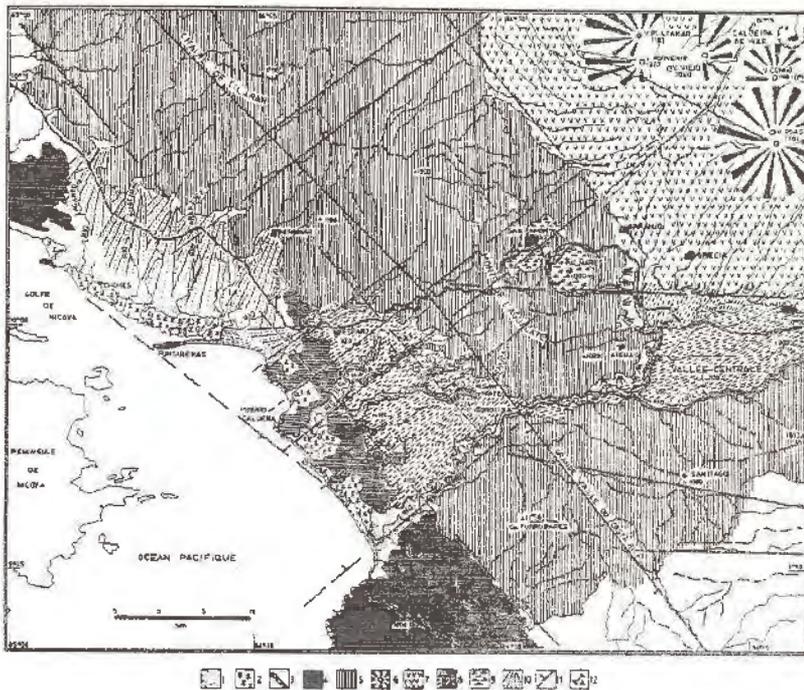


Figura 8: Croquis morfológico de la cadena de Tilarán y de los montes del Aguacate

- 1) Aluviones recientes.
- 2) Manglares.
- 3) Cordones arenosos flandenses.
- 4) Terrenos sedimentarios y en parte volcánicos (Cretaceo Terciario).
- 5) Terrenos volcánicos Mioceno-Plioceno (Aguacate).
- 6) Grandes conos volcánicos cuaternarios de la cadena central.
- 8) Cañon del río Virilla-Tárcoles hueco en la meseta volcánica central y en el piedemonte ignimbrítico de Orotina.
- 9) Antiguas áreas lacustres.
- 10) Conos de deyección coalescientes cuaternarios.
- 11) Principales alineamientos de fallas.
- 12) Cortes a través del piedemonte de Orotina.

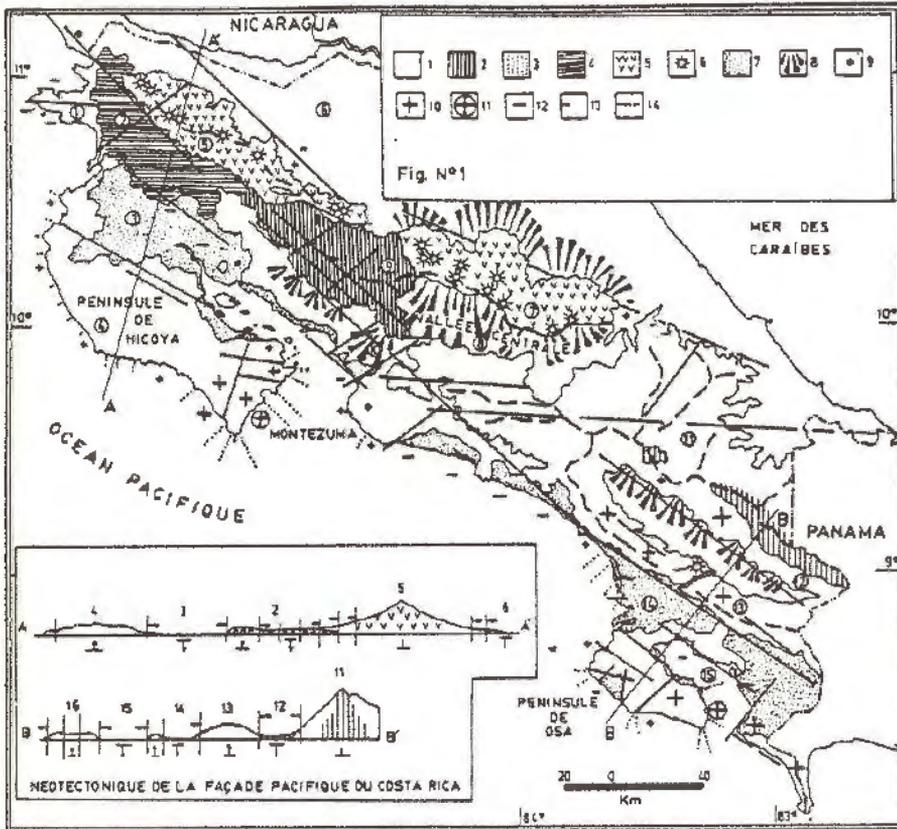


Figura 9: Neotectónica de la costa del Pacífico de Costa Rica

1) Serie ofiolítica cretácea y terrenos sedimentarios y volcano-sedimentarios variados del fin del cretáceo y terciarios. 2) Cordillera volcánica mioplioceno de Tilarán. 3) Intrusiones granodioríticas miocenas de la sierra de Talamanca. 4) Meseta ignimbrítica de Liberia. 5) Cordilleras volcánicas plio-cuaternarias central y de guanacaste. 6) Grandes conos volcánicos cuaternarios. 7) Llanos de nivel de base flandense. 8) Principales acumulaciones de piedemonte. 9) Tendencia moderada al elevamiento. 10) Elevamiento rápido. 11) Sitios de Montezuma y Puerto Jiménez (elevamientos estimados en 2 y 4 metros por milenio). 12) Tendencia al hundimiento. 13) Tres niveles elevados identificados. 14) Seis niveles elevados identificados. Grandes unidades de relieve: 1: península de Santa Elena; 2: meseta ignimbrítica de Liberia; 3: depresión del río Tempisque; 4: península de Nicoya; 5: cordillera volcánica de Guanacaste; 6: depresión tectónica de Nicaragua; 7: cordillera volcánica central; 8: valle central; 9: cordillera de Tilarán; 10: piedemonte de Orotina; 11: cordillera de Talamanca; 12: depresión del río General; 13: cadena costera; 14: llano de Diquis; 15: golfo Dulce; 16: península de Osa.

y es el más antiguo. Se trata de un viejo arrecife de franja, pegado a las formaciones de calizas litorales del Mioceno y que se despegaba de la línea de costa al SE de Punta Mona, constituyendo entonces un arrecife-barrera.

La fuerte concentración de calcita de los corales en posición de crecimiento, así como el fuerte grado de erosión de ésta masa compacta, nos permiten deducir que dicho arrecife debe haberse desarrollado durante el Villafraguense (Cf. Fotos 5, 6 y 7).

Por el contrario, el paleo-arrecife de la Formación de Puerto Viejo (Battistini & Bergoeing 1980), posee formas más frescas y mejor conservadas. A pesar de que las dataciones C14 no pudieron dar resultados positivos, creemos que se le puede atribuir una edad Eemiense, en función de la posición del arrecife con respecto a la actual línea del litoral y por los socavamientos de abrasión marina que presentan las lozas coralinas en el sector batido por el mar. Dichas formas erosivas no pueden más que corresponder a un alto estacionamiento marino Flandense.

En resumen, el Cuaternario litoral de Costa Rica permite establecer cuatro etapas fundamentales:

- a) El Eemiense (-160.000 a -80.000 años) está bien representado en ambos litorales (niveles superiores de erosión en la Península de Nicoya y Formación Puerto Viejo)
- b) A éste período de altos niveles marinos precede un período de bajos niveles que corresponden a la gran regresión marina del Wurm.
- c) La transgresión Flandense queda demostrada por los depósitos fósiles de playa Montezuma (C14 = -6.620 años B.P.) y por los cordones litorales abundantes en ambos litorales (paleo-arrecifes de la Fila Costeña en Coronado).
- d) El mar se mantiene en su nivel actual desde hace 6.000 años.

Es por lo tanto con estos elementos resumidos de terreno y con algunas dataciones K/Ar que trataremos de resumir la morfología cuaternaria de Costa Rica.

El Cuaternario Inferior

Costa Rica, a comienzos del Cuaternario no es más que un rosario de pequeños conos volcánicos pegados al macizo del Talamanca (J.Lloyd, 1963) que se encuentra en pleno ascenso (Pichler & Weyl, 1975). El período más antiguo del Cuaternario Inferior se encuentra bien representado solo en los contrafuertes de Talamanca y en especial en el Valle de El General (Beaudet, Gabert & Bergoeing, 1984). Es aquí donde los potentes conos de deyección coalescentes se construyeron (Niveles T4), terminándose en un litoral somero. Tal vez dichos niveles subsisten bajo los sedimentos más modernos del piedemonte de Tilarán. En la vertiente del Caribe de Talamanca, los restos de altas terrazas fluviales (pudingas el río Telire) serían el testimonio de un evento similar.



Foto 5: Bahía Paquera, litoral sur de la península de Nicoya, litoral pacífico de Costa Rica. Al fondo colinas sedimentarias miocénicas, plegadas y afalladas. La costa de acantilados vivos sigue las sinuosidades impuestas por la neotectónica. En este sector es donde encuentran representados los niveles cíclicos sin depósitos correlativos, cuyos niveles son 10m, 20-25m y 40-45m y testimonian de cambios en el nivel eustático marino durante el cuaternario medio y superior. En primer plano la llanura de colmatación flandense que se termina por un manglar explotado en parte en salinas. (Fotografía del autor)



Foto 6: Punta Mona, litoral Caribe de Costa Rica. Islote Residual de la Formación Portete (Villafranquense) y plataforma con "vascas" que constituyen lozas coralinas de la Formación Puerto Viejo (Eemiense) (Fotografía del autor)

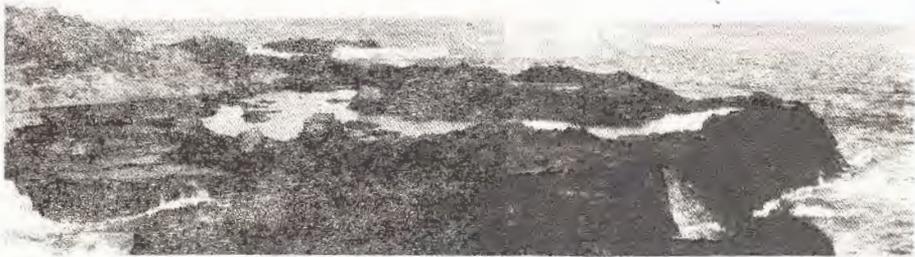


Foto 7: Montezuma, sur de la península de Nicoya Litoral Pacífico de Costa Rica. Estran basáltico cretáceo (complejo ofiolítico de Nicoya) compuesto por "vascas" y pozas de disolución química. Frente a este sector se encuentra un antiguo acantilado villafranquense, afallado, en cuya base datamos al C14 un nivel flandense de Luma-chelles= 6.620 años B.P. (Fotografía del autor)

En el valle de El General, los viejos conos de deyección, doformados en sinclinal durante el Cuaternario, se terminaban en un litoral ocupado actualmente por la Fila Costeña que comienza a emerger a finales del Plioceno y a influir de éste modo, radicalmente en los trazados fluviales de los ríos Coto Brus y General (S. Mora, 1979).

El Cuaternario Inferior es un período de gran actividad volcánica, particularmente en Costa Rica (J. Tournon, 1984). Lo que más tarde constituirá las cordilleras Central y de Guanacaste se limita durante éste período a pequeños focos volcánicos, alineados, siguiendo una fisura NW-SE y que corresponde en suma al borde meridional del graben de Nicaragua (Battistini y Bergoeing, 1982). Dichos focos emitieron lavas fluidales (basaltos y andesitas) que permitieron al continente, al mismo tiempo que emergía de mejor consolidarse (G. Dengo, 1962). El contacto establecido por el istmo de Rivas, permitió por segunda vez, a las floras y faunas de ambas Américas de volverse a unir (Schmidt-Effing, 1980).

Un volcanismo incipiente se instala en lo que más tarde será la pequeña serranía de La Carpintera (2.25 M.a., Bergoeing, 1979) que tendrá como consecuencia el solevantamiento y plegamiento de las areniscas de la Formación Córís así como de las calizas de la Formación San Miguel. El límite natural de la Carpintera será determinante para el trazado fluvial de los valles occidental y oriental (Bergoeing y Malavassi, 1979).

La cordillera volcánica de Tilarán, formada desde finales del Mioceno, así como los Montes del Aguacate, manifiestan aún, durante este período, cierta actividad volcánica (Cerro Chopo o Anunciación, Caldera de Palmares...) En Palmares, el colapso de la cámara magmática del antiguo edificio volcánico se traduce por la constitución de una caldera y por la aparición de un cono post-caldera; Cerro Espíritu Santo. (Dondoli 1951; Malavassi, 1965).

A los pies de las vertientes del Caribe y del Pacífico de la cordillera de Tilarán, se originan los primeros depósitos de lodo (lavas torrenciales). Esto es producto de un clima más seco y contrastado (interpluvia) y cuyo único testigo son los conos de deyección del Valle de El General en posición T4. Por lo tanto los antiguos conos de Tilarán se verán recubiertos más tarde por otros más modernos, testigos de nuevas crisis climáticas, y que han recubierto completamente los más antiguos, convirtiéndolos sólo en hipótesis de trabajo. Entre los conos de deyección de Tilarán destacan tres generaciones que describimos y analizamos (Battistini y Bergoeing, 1983).

El Cuaternario Inferior se caracteriza aún en Guanacaste por la extinción de pequeños volcanes como El Hacha (G. Dengo, 1962b) y por los continuos derrames de lavas ignimbríticas que recubren un relieve de erosión, plegado formado durante el Paleoceno y constituyendo progresivamente por éste medio una meseta topográfica, cuyo espesor volcánico alcanza de 50 a 100 mts. de espesor. La actividad ignimbrítica ha sido constante durante el Cuaternario, entrecortada por fases de descanso relativo (extensiones lacustres). Las dataciones radiométricas K/Ar del

ICE, confirman éste punto de vista: Formación Bagaces = 7.5 M.a.; 3.8 M.a.; y 0.63 M.a.

Sobre la meseta ignimbrítica descubrimos un viejo complejo lacustre con depósitos arenosos ignimbríticos en Hacienda Ciruelas (Battistini y Bergoeing, 1983). Las dataciones K/Ar de algunas muestras sitúan dicho evento hacia 1.20 M.a.

Otro acontecimiento de importancia regional es la aparición de la Caldera de Guayabo (R. Granados, 1979) por sus dimensiones y por la confirmación que da de un evento volcánico de tipo cataclísmico. Es a partir de éste foco que fueron emitidas las coladas de toba blanca ignimbrítica de la Formación Liberia, a fines del Cuaternario Inferior, disponiéndose en forma radial y constituyendo un enorme cono-glaciés de erosión, afallado por la neotectónica. Una primera datación K/Ar de una muestra andesítica de Guayabo sitúa el evento hacia 2.30 M.a., una segunda muestra revela el final de la actividad volcánica de Guayabo hacia 0.88 M.a.

El mar durante el Cuaternario Inferior penetra todavía profundamente desde el Caribe hasta el lago de Nicaragua (Cocibolca). Es solamente a los largo del Cuaternario que gradualmente la gran llanura del Norte de Costa Rica terminará por colmatarse (débil subsidencia de la fosa tectónica). El relleno gradual de la llanura sepultará en parte los pequeños focos volcánicos calco-alcalinos del sector (J. Tournon, 1984) (Cf. Figura 10).

Fue igualmente a fines del Cuaternario Inferior que las bases volcánicas de las cordilleras Central y de Guanacaste toman forma y se elevan, desprendiéndose del paisaje monótono de las llanuras y pantanos de ése período.

Las dataciones radiométricas K/Ar testimonian de ésta larga evolución cordillerana: basaltos de la base del volcán Turrialba = 2.15 M.a.; 1.67 M.a. (J. Tournon, 1984). Más tarde, y mediante continuos derrames de lavas andesíticas pero sobre todo basálticas, la Cordillera Central terminará por edificar una meseta de lavas que servirá de fondo al Valle Central actual. La meseta de lavas se extendió hasta entrar en contacto con los depósitos volcánico-sedimentarios de las hapófisis septentrionales de la Cordillera de Talamanca. La meseta terminó de construir su base tabular hacia 1.38 m.a. (datación de una ignimbrita que tapiza la terraza fluvial de San Pablo de Turrubares y que es la continuación topográfica de dicha meseta). Esta datación permite extrapolar igualmente, que las terrazas, entalladas aguas-abajo, de los ríos que nacen en el Valle Central occidental, no pueden ser más que posteriores a ésta datación y que por lo tanto los niveles T3 a T1 se sitúan entre el Cuaternario Medio y Superior al Holoceno.

A fines del Cuaternario Inferior, la actividad volcánica de la Cordillera Central entra en una fase ácida que se traduce por derrames ignimbríticos (Malavass y Madrigal, 1967) que fosilizarán todo el sector Oeste del Valle Central occidental y por lo tanto las lavas tabulares de la meseta. En el Valle Central oriental, existen igualmente depósitos ignimbríticos en el sector de Cartago pero están fosilizados por depósitos laháricos más modernos.

(J. Tournon, 1984). En Puente de Mulas, cerca de San José, J. Tournon, (*Op. Cit.*) dató una colada del Irazú (andesita afírica) recubierta por una loza de tobas pumíticas cuya edad absoluta es de 1.0 M.a. (*Cf.* Figura 10 y 11).

Las ignimbritas del sector occidental del Valle Central se unen topográficamente a través del cañon del río Tárcoles con el piedemonte de Orotina. La terraza fluvio-volcánica de San Pablo de Turrubares (1.38 M.a.) lo confirma con su presencia ya que es la consecuencia lógica, topográfica y litológica entre la meseta Central y el piedemonte de Orotina cuya base datamos por el método K/Ar y se sitúa por lo tanto en 1.28 M.a. (Battistini y Bergoeing 1983).

Nos interrogamos sobre el problema de las ignimbritas del Valle Central y del piedemonte de Orotina a saber si tenían un origen común. No lo pensamos así a pesar de ser contemporáneas. Las ignimbritas del piedemonte de Orotina se habrían originado en focos poróximos (Cerro Pelón, Cerro Turrubares, etc...) (Bergoeing, Malavassi y Protti, 1978). Son de constitución diferente a las del Valle Central, estas últimas provenientes de los volcanes Barva, Poás, Chayote...

Es igualmente a fines del Cuaternario Inferior que la Cordillera de Guanacaste (Volcán Rincón de la Vieja) presenta una actividad particular y que se traduce por la construcción de una serie de domos dacíticos (Cerro San Roque) cuyas edades oscilan entre 1.6 y 1.0 M.a. (J. Tournon, 1981).

Por último, la actividad volcánica durante este período, se manifiesta igualmente en el extremo SE del país (Fila Costeña); volcanismo abortado del volcán Mano de Tigre (Bergoeing, Jimenez y Mora, 1979) así como por los depósitos de cenizas volcánicas del Chiriquí en el sector de San Vito de Java (2.68 M.a.)

Tomando en cuenta la fuerte actividad volcánica de las cordilleras Central y de Guanacaste durante el Cuaternario Inferior, estos son los sectores que consecuentemente presentan los cambios más significativos morfológicos. Durante éste período y debido a la presencia de cielos cargados de cenizas, deben haberse producido necesariamente perturbaciones climáticas locales que se tradujeron por lluvias torrenciales. (La erupción del Irazú en 1963 y las coladas de barro torrenciales que inundaron Taras de Cartago, demuestran que éste fenómeno sigue vigente). Este hecho es importante y sirve de hipótesis explicativa en la evolución de los poderosos conos de deyección de la base de las cordilleras volcánicas cuaternarias, sobre todo en la vertiente del Caribe.

A los pies del volcán Turrialba, los conos de deyección suspendidos y los que se encuentran superpuestos, aguas abajo, son testimonio de crisis climáticas durante el Cuaternario, de importancia regional. Este tipo de acumulaciones de encuentra igualmente en la vertiente oriental de las cordilleras de Tilarán y de Guanacaste.

Durante el Cuaternario Inferior, en el litoral Caribe de Costa Rica se construye un poderoso arrecife de franja, de origen madrepórico (Formación Portete) que se edifica sobre la base de viejos acantilados de calizas del

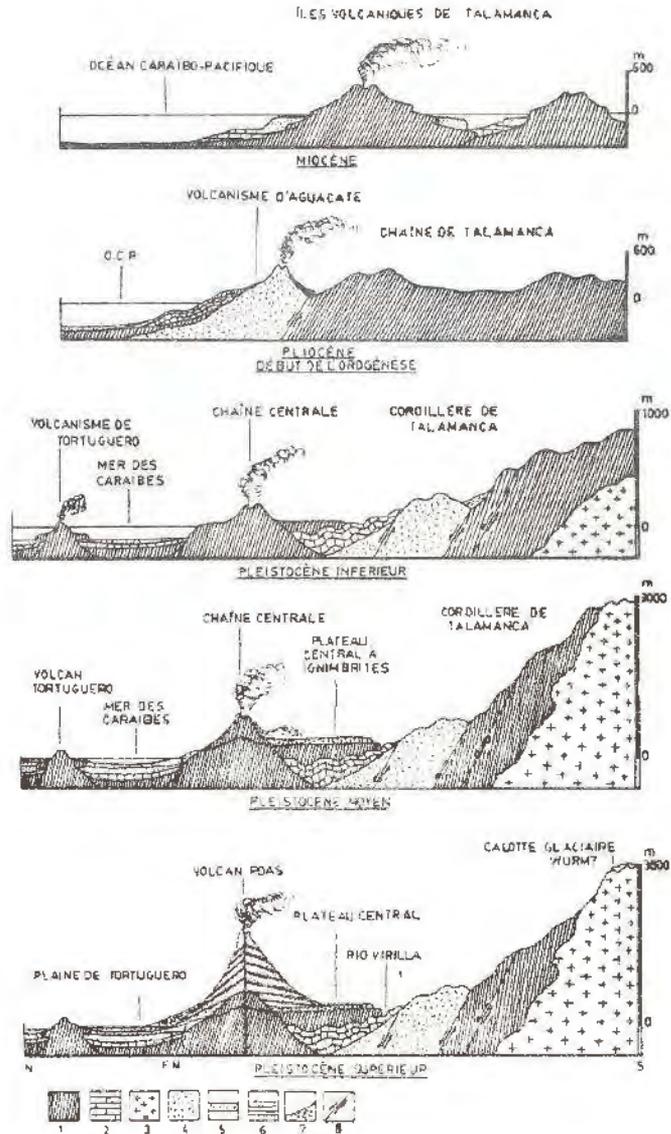


Figura 10: 1) Rocas volcánicas de base; basaltos, andesitas, doleritas. Cretáceas, pero sobre todo terciario y cuaternario inferior. 2) Rocas sedimentarias terciarias de origen marino y continental. 3) Granodioritas terciarias de Talamanca. 4) Volcanismo de la formación Aguacate; basaltos en la base y andesitas en la cima. 5) Ignimbritas del Valle Central, cuaternario medio. 6) Terraplén sedimentario del gran llano subsidente del norte (graben de Nicaragua. 7) Conos de deyección de la vertiente norte de la cadena volcánica Central. 8) Fallas en rellanos de Talamanca con sentido de descolgamiento F.N. = Borde sur del graben de Nicaragua

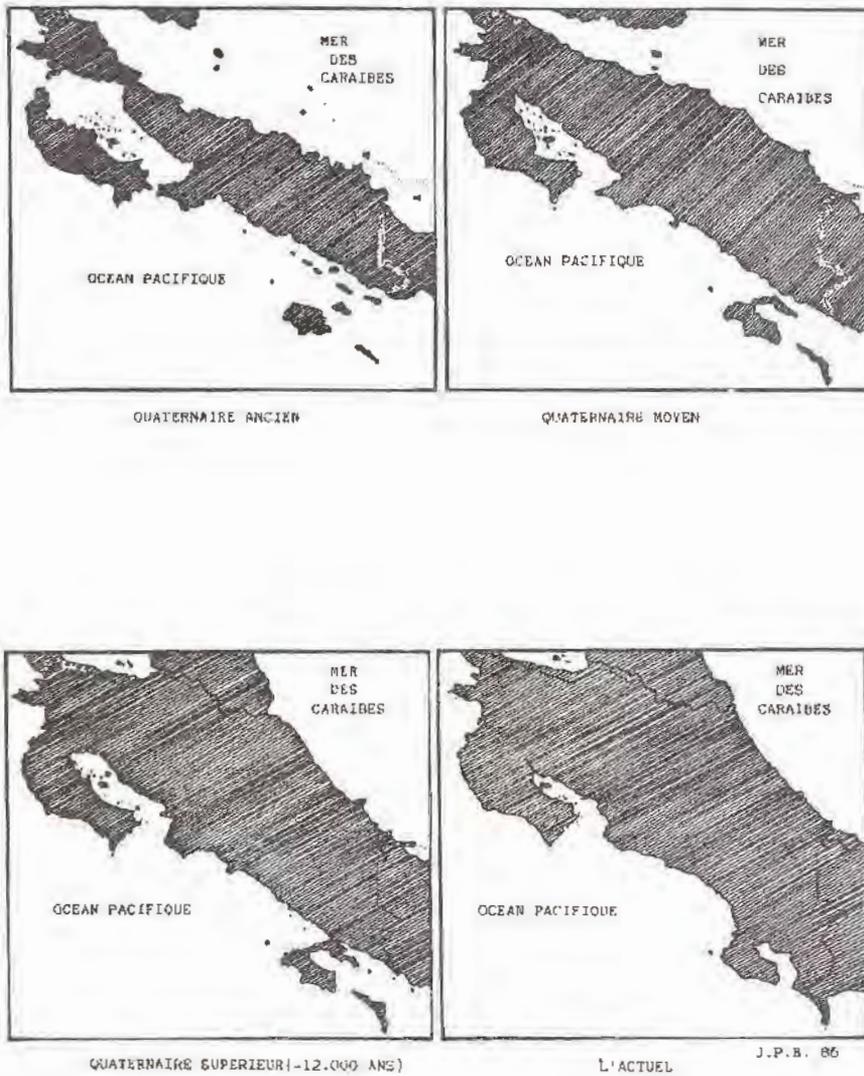


Figura 11: Evolución cuaternaria del relieve de Costa Rica, según el autor.

Mioceno (Battistini y Bergoeing, 1981). Este arrecife villafranquense se encuentra presente entre bahía Portete y Punta Mona al SE. Desde éste último punto el arrecife debe haberse desprendido de la línea de costa constituyendo un arrecife-barrera y que se prolongó hasta bahía del Almirante en Panamá.

De las observaciones de terreno y análisis de laboratorio podemos afirmar que durante el Cuaternario Inferior, hubo en Costa Rica al menos dos períodos climáticos diferentes:

a) Una fase interpluvial más antigua, responsable de un clima más seco pero acompañado de breves lluvias torrenciales y que es responsable de la construcción de los grandes conos de deyección en posición T4 del Valle de El General, posteriormente deformados por la neotectónica, formando un sinclinal longitudinal.

b) Una fase pluvial prolongada, que sucedió a la primera y que explicaría el enorme lapso de tiempo que separan a los depósitos T4 de los niveles fluviales T3 y conos de deyección más modernos del Valle de El General (Beaudet, Gabert, Bergoeing, 1982).

El Cuaternario Medio (-300.000 a -150.000 años B.P)

Es probable que durante el Cuaternario Medio, y tomando en cuenta el continuo alzamiento de Talamanca, las cumbres hayan alcanzado una altitud próxima a los valores altimétricos actuales. Por lo tanto no está excluido que hayan estado sometidas a estacionamientos glaciares. Sin embargo esto es por el momento sólo una hipótesis pues no tenemos aún ningún elemento para afirmar que durante esta época el Chirripó haya conocido una o varias glaciaciones. No obstante ello, las condiciones para que al menos un estacionamiento de tipo nival haya existido están dadas.

Durante este período, América del Norte conoce un período frío conocido como glaciación KANSAS (Gunz en Europa. Wizinga, 1975; P. George, 1970). Si este evento es concordante con la dinámica climática de América Central, entonces Costa Rica habría estado sometida a una fase climática pluvial que también se dio en las Antillas y Venezuela (C. Schubert, *Op. Cú.*)

Es durante el Cuaternario Medio que la meseta volcánica Central termina su formación. Las coladas de ignimbrita en parte se encuentran tapizadas por depósitos laháricos y coladas de lodo provenientes de los conos volcánicos de la Cordillera Central, conos que comienzan a tomar altitud (estrato-volcanes).

Es durante este mismo período que situamos los niveles T3 de las terrazas fluviales del río Reventazón así como el nivel superior de los conos de deyección superpuestos y colalescentes de Tilarán, en parte debido a la fuerte alteración de sus componentes y por la similitud de este material en forma y grado de alteración con los del Valle Central.

Pensamos igualmente que durante este período se depositaron los

primeros grandes conos-glaciés de la llanura del Tempisque (Santa Cruz-Filadelfia), ello en razón de las observaciones realizadas en el corte de la carretera a 6 kms. al Sur de ciudad Nicoya, donde se encuentra expuesto un doble cono de deyección formado por arcillas rojas y clastos calcáreos muy alterados. La parte expuesta en el corte de la carretera muestra dos generaciones de conos superpuestos. El nivel inferior, más antiguo, está formado por arcillas rojas y fragmentos de calizas, el todo bastante alterado. La parte superior se encuentra mejor conservada presentando el mismo faciés. De ello se deduce que son el producto de dos fases interpluviales por efectos torrenciales.

El período interpluvial que sucede al período pluvial responsable del frío en las altas cumbres, es el factor que a nuestro parecer originó los niveles superiores fluviales (T3) así como los más viejos conos de deyección y glaciés (fuera de los conos de deyección en posición T4 del Valle del General y del río Telire que como lo hemos visto deben situarse en el Cuaternario Inferior).

¿Acaso los niveles cíclicos más elevados, pero sin depósitos correlativos del litoral Pacífico, entre Coronado y Palmar Sur pueden atribuirse a éste período? Dichos niveles por lo general se sitúan a 25 mts. 40 a 50 mts., 75 a 90 mts., e incluso a 250-300 mts. Entallan el escarpe tectónico que domina la llanura flandense. Es igualmente cierto que aquí la Neotectónica juega un papel de primer orden y si los niveles superiores fueran más jóvenes que lo propuesto, es decir Eemienses, entonces no cabe duda que la Neotectónica positiva del lugar no sólo es muy fuerte, sino que juega un rol de primera importancia.

Podemos afirmar que durante el Cuaternario Medio las grandes llanuras actuales comenzaron a colmatarse por continuos aportes sedimentarios fluviales a los pies de las grandes cordilleras volcánicas, creando poderosas acumulaciones torrenciales (sector oriental del volcán Orosi-Cacao; sector de San Lorenzo de Tilarán).

La Caldera de Palmares, en el sector occidental del Valle Central como lo hemos expuesto anteriormente conoció un pasado lacustre. Dicha depresión volcánica encierra depósitos de ignimbritas de faciés lacustre atribuidos a fines del Cuaternario Inferior. Ello prueba al menos la presencia del lago. ¿Dicho lago se colmató durante el Cuaternario Medio? Al menos un evento claro se desprende de este sector: el río Grande debe haber evacuado las aguas lacustres explotando la zona de trituración de la falle E-W al sur de la Caldera, que puede haberse activado por efectos de Neotectónica, permitiendo así al río excavar un profundo cañón. De todas formas, el lago desapareció probablemente por colmatación durante éste período, sin excluir el proceso anterior.

El Cuaternario Medio se termina con una fase fría en América del Norte (Illinoian = Mindel en Europa). Si tal período, como lo creemos se tradujo en América Central como período pluvial, entonces se establece una fase biostásica. El interglacial posterior se traducirá por un nuevo período

rexitásico en Costa Rica, responsable particularmente de los niveles fluviales T3. De ello se desprende que los niveles fluviales inferiores (T2 y T1 son mucho más jóvenes).

El Cuaternario Reciente (- 150.000 al actual)

Este período se caracteriza por dos hechos mayores: Un período frío (Riss), y un alto estacionamiento marino (transgresión Eemiense). En el litoral del Pacífico de Costa Rica, particularmente al Sur de la Península de Nicoya, los altos niveles de erosión (35 a 40 mts) podrían relacionarse perfectamente con el período transgresivo Eemiense (Battistini y Bergoeing, 1983).

En el litoral del Caribe, pensamos que durante este período se desarrolló el arrecife de franja de la Formación Puerto Viejo (Battistini y Bergoeing, 1980). En efecto dichos depósitos presentan una estructura aragonítica predominante, estando poco recalificados. Este arrecife coralino, se sitúa en posición discordante sobre el complejo madreporico de la Formación Portete (Villafranquense). A pesar de que las dataciones radiométricas absolutas no dieron resultados positivos, todo permite creer que Puerto Viejo es un arrecife adificado durante el período inter-Riss-Wurm.

Mucho más reciente (alrededor de -6.000 años B.P.), éstas viejas formaciones coralinas sufrieron los embates del mar Flandense. Dicho estacionamiento marino, un poco más elevado que el actual (de 3 a 4 mts) dejó trazas como las acanaladuras fósiles observadas en el sector de Limón (Playa Bonita).

El Cuaternario Reciente se caracteriza por los siguientes acontecimientos en orden cronológico:

- 1- La transgresión Eemiense.
- 2- La gran regresión marina del Wurm.
- 3- La transgresión Flandense.
- 4- El nivel actual del mar desde hace 6.000 años.

El Eemiense

En Costa Rica se encuentra bien representado. Se encuentra expuesto sobre todo en el litoral del Pacífico y particularmente al Sur de la Península de Nicoya. Los niveles de erosión sin depósitos correlativos de Tambor, Paquera e isla San Lucas, situados alrededor de 40 a 50 mts. de altitud son los testigos probables de éste alto estacionamiento marino (-160.000 a -80.000 años B:P). En el Caribe el arrecife de la Formación Puerto Viejo es el mejor exponente.

La gran regresión marina del Wurm

Este período se caracteriza en Costa Rica por la muerte del arrecife de Puerto Viejo y por la presencia de un estacionamiento glaciario en las altas cumbres de Talamanca, a partir de 3,500 mts. de altitud, así como depósitos nivales entre 2,800 y 3,500 mts. de altitud. En el resto del país; montañas bajas y llanuras se establece una fase biotásica y por lo tanto la selva tropical se hace presente y progresa por doquier. Con ello la fase erosiva se interrumpe debido a la vegetación densa que estabiliza las vertientes (salvo en los casos locales de erupciones volcánicas, edididamente).

De nuestras observaciones en el Cerro de la Muerte y en el Chirripó (3,819 mts) observamos los depósitos del tránsito de una glaciación muy reciente (probablemente Wurm terminal). Dichos depósitos se encuentran en la alta montaña a partir de los 2,800 mts. de altitud. La glaciación wurmiense originó en el Chirripó pequeños circos glaciares, morrenas y lagos de morrenas terminales.

Igualmente las trazas de estacionamientos paleonivales son innegables. Sin embargo, el avance de nuestras investigaciones, no ha permitido aún encontrar trazas más antiguas de glaciaciones anteriores, aunque no es imposible que durante el Riss Costa Rica haya estado sometida igualmente a la presencia de un estacionamiento glaciario en sus altas cumbres. Por otro lado la presencia de cantos rodados depositados en los cursos medios de los ríos formando generalmente tres generaciones de terrazas, pesa en favor de una tésis climática.

Siguiendo ésta lógica, pensamos que durante el Cuaternario Superior Costa Rica conoció dos períodos interpluviales, alternados por dos períodos pluviales. Los últimos períodos pluviales correspondían al Wurm y al Actual.

La transgresión flandense

Las trazas de este evento están presentes en ambos litorales de Costa Rica. En el litoral Caribe, en Playa Bonita (sector de Limón), las huellas de un alto estacionamiento marino Holoceno son evidentes. Se traducen por una plataforma de abrasión marina en lozas coralinas de la Formación Puerto Viejo. La plataforma, presenta en sus bordes, dos niveles de acanaladuras horizontales de erosión, a 1.2 y a 2 mts. de altitud por sobre el actual nivel del mar. Cabe recordar que en este lugar, la oscilación de mareas es de sólo 0.5 mts. actualmente.

Más al Norte, entre Moín y la frontera con Nicaragua, existe una serie de cordones litorales paralelos y rectilíneos que le confieren un trazado poco accidentado al litoral y que son testigos de esta transgresión. En Barra del Tortuguero el cordón flandense se apoya sobre un pequeño medio-cono volcánico estrombólico, sensiblemente contemporáneo de ese evento marino (J. Tournon, 1984).

En la fachada del Pacífico, las trazas de la transgresión flandense son numerosas: Cordones litorales, flechas (flecha de Puntarenas), rellenos de fondo de bahías, llanuras litorales (Parrita), acantilados muertos flandenses (Montezuma en Nicoya y Coronado en la llanura del Diquis).

Igualmente y tomando en cuenta la Neotectónica, pensamos que el nivel de erosión sin depósitos correlativos de 10 mts. al Sur de la Península de Nicoya correspondería a éste alto estacionamiento marino. Igualmente el depósito de Lumachelles de playa Montezuma que pudimos datar al 14C y cuya edad es -6.620 años. Dicho nivel se encuentra a 7 mts. sobre el nivel actual del mar con lo cual queda demostrado el rol imponente de la neotectónica igualmente. El depósito se efectuó bajo el nivel del mar de aquella época (conchas poco rodadas).

En Coronado, en la llanura del Diquis, hemos descrito una terraza litoral baja, entallada por el mar flandense. Finalmente en Puerto Jimenez, al SE de la Península Osa, describimos igualmente los niveles marinos flandenses que se elevan por sobre los 8 mts. debido a una fuerte neotectónica positiva local.

Todas éstas formas litorales, atestan que entre fines de la transgresión Flandense y el Actual, el nivel marino debe haberse elevado por sobre el nivel actual de 1.5 a 2 mts. como máximo. Cuando el Holoceno marino se sitúa a niveles superiores, se debe sin lugar a dudas a una componente local de neotectónica positiva como son los casos de Montezuma y de Puerto Jimenez.

Durante el período flandense, al interior de las tierras una fuerte actividad erosiva ataca las vertientes y se traduce en los cursos medios de los principales ríos por depósitos fluviales que se sitúan en posición T1. La baja terraza fluvial del río Reventazón (sector de Infiernillo) es un buen ejemplo. Descansa sobre la colada de lavas de Cervantes, datada de 23,000 años B:P. y es por lo tanto más joven que la colada volcánica.

El río Reventazón presenta por lo tanto una sucesión de niveles fluviales que se sitúan entre el Cuaternario Medio (T3) y el Cuaternario Superior-Holoceno (T2 y T1). En el río Tárcoles, así como en el Barranca (vertiente del Pacífico), los bajos niveles fluviales (7 a 8 mts.) de éstos ríos y visto la buena conservación del material (cantos rodados poco alterados), y la ausencia de deformaciones tectónicas visibles, son igualmente y sin lugar a dudas contemporáneos del nivel T1 del río Reventazón. Se deben igualmente a variaciones climáticas por lo tanto.

El actual nivel marino desde hace 6,000 años

La capa freática litoral, se encuentra desde hace 6,000 años en un nivel próximo al actual. Si el nivel marino desciende nuevamente ello daría origen a un nuevo nivel de erosión sin depósitos correlativos. Esta es la explicación más plausible para los niveles de erosión sin depósitos correlativos del Sur de la Península de Nicoya que se sitúan entre 10 y 40 mts. de

altitud.

Desde éste período, la llanura litoral no ha cesado de ganar frente al mar debido a los continuos aporte aluviales. Estos aportes se han incrementado durante el siglo XX, debido al papel desestabilizador que ha jugado y juega el hombre moderno, frente al medio vegetal tropical. Ello combinado a una neotectónica positiva no hace más que incrementar dichos efectos. Las llanuras de Diquís y de Coto Colorado con buenos ejemplos. En dichos lugares, las áreas pantanosas laguneras, recubiertas de manglar, tienden poco a poco a desaparecer en beneficio de una llanura consolidada. Otro ejemplo es la llanura del Tempisque en su curso inferior, entre Bolsón y el Estuario. Aquí la sedimentación litoral progresa considerablemente.

Los grandes cambios climáticos del Cuaternario, han debido acompañarse en Costa Rica, muy probablemente, por oscilaciones matizadas, que se tradujeron por períodos cortos inter-pluviales de clima seco, pero con presencia de lluvias torrenciales de gran poder erosivo, y períodos de largos, pluviales, de estabilidad vegetal y por lo tanto muy poco poder erosivo. Es lo que se desprende al menos de los trabajos recientes de investigación de la Universidad de Estado de Ohio, U.S.A., efectuados en el Perú¹.

Las muestras obtenidas del hielo andino a 6,000 mts. de altitud, permitieron estudiar columnas de 163 mts., donde polenes y polvo atmosférico se conservaban aprisionados por el hielo. El resultado obtenido fue el siguiente:

- Períodos de sequía: corresponden a los años 570 a 610; 1.250 a 1.310 y 1.710 a 1.860.

- Períodos de humedad: entre 1.500 y 1.720, período muy húmedo que coincide con la "pequeña edad glacial" de Europa.

Este hecho es muy importante, no sólo para la América del Sur sino también para América Central debido a la relación directa de ésta parte del continente con los grandes centros anticiclónicos, en particular el de América del Sur a lo largo de la costa del Pacífico, ligado estrechamente al Frente de Convergencia Intertropical así como al efecto climático del "Niño" de repercusiones mundiales.

Actualmente Costa Rica se sitúa en un período biostásico, es decir, de equilibrio vegetal. Normalmente la selva tropical húmeda debería dominar en todas parte y ser el factor determinante en la estabilización de las vertientes. Sin embargo es lo contrario que se produce actualmente. Ello no fué así en los últimos 6,000 años. Podemos afirmar que desde el período colonial y sobre todo a partir de la era republicana y más particularmente durante el siglo XX, la presencia del hombre con su tecnología y explosión demográfica se ha convertido en el gran factor de desequilibrio de las vertientes.

Esta última fase rexistásica, artificial, ha puesto en marcha procesos ero-

¹ Artículo publicado por la sección científica del periódico *International Herald Tribune*, París, 19 de septiembre de 1985.

sivos irreversibles, en gran parte debido a la tala continua del bosque tropical sin renovación del mismo, así como a las malas prácticas agrícolas y a la especulación urbana (ocupación de sitios vírgenes con fiendes residenciales, industriales o recreativos).

Bibliografía

- Battistini R. et Bergoeing J.P. 1980 "Observations sur le Quaternaire littoral de la côte Caraïbe du Costa Rica". *Revista Quaternaria* N° XXII pp 237-242, Roma Italia.
- Battistini R. et Bergoeing J.P. 1982 a "Volcanisme récent et variations climatiques Quaternaires au Costa Rica". *Bull. Assoc. Géog. Français* 485-486 pp 96-98, Paris
- Battistini R. et Bergoeing J.P. 1982 b "Un exemple de côte a structure faillée quadrillée et Néotectonique active: la côte pacifique de Costa Rica" *Bull. Assoc. Géog. Français* N° 488 pp 199-205, Paris.
- Battistini R. et Bergoeing J.P. 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*, pp 79-90, México, D.F., México.
- Battistini R. et Bergoeing J.P. 1983 b "Reconnaissance géomorphologique de la façade pacifique du Costa Rica" *Cahiers du CECET* N° 49, 3ème Trim. 83 pp 1-73, Bordeaux.
- Battistini R. et Bergoeing J.P. 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. Gabert P. et Bergoeing J.P. 1982 "Les modelés hérités du Costa Rica" *Bull. Assoc. Géog. Français* N° 488 pp 183-197, Paris.
- Beudet G. Gabert P. et Bergoeing J.P. 1984 "La Cordillère de Talamanca et son piémont (Néotectonique et variations morpho-climatiques dans le Sud-Ouest du Costa Rica)". Colloque sur les piémonts, Toulouse 12-15 Mai 1982, 22 pp.
- Bergoeing J.P. 1977a "Modelado glaciar en la cordillera de Talamanca". *Informe Semestral*, jul-dic 77. Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.
- Bergoeing J.P., Malavassi E. et Protti R. 1978 "Tres posibles edificios volcánicos del sector Cerros del Aguacate". *Informe Semestral*, jul-dic 78. Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.
- Bergoeing J.P., Mora S. et Jiménez R. 1978 "Evidencias de vulcanismo Plio Cuaternario en la Fila Costeña, Térraba, Costa Rica". *Informe Semestral* jul-dic 78 Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.
- Bergoeing J.P. 1982c "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*, Suplementos jul-dic 82, Vol. 28 pp 3-15 Instituto Geográfico

- Nacional, Costa Rica.
- Dengo G. 1962 a "Tectonic-igneous sequence in Costa Rica" *Petrol. Studies* Vol. in honor of A Buddington Geol. Soc. Amer. pp 133-161, USA.
- Dengo G. 1962 b "Estudio Geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica". Instituto Geográfico Nacional, 112 pp. San José, Costa Rica.
- Dondoli C. 1951 b "Zona de Palmares; estudio geagronómico". *Bol. Tec.* 5 pp 16. Ministerio Agric. e Industria. Costa Rica.
- Dondoli C. 1965 "Volcanismo reciente en Costa Rica". *Dir. Geol. Minas y Petrol. Minist. Ind.* 16 pp, Costa Rica.
- Escalante G. 1965 "Geología de la cuenca Superior del Río Reventazón en Costa Rica". Primera Reunión de Geolo. 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". *Inst. Cost. de Electricidad. Informe Geol.* 45 pp, Costa Rica.
- Hastenrath S. 1974 "Spuren pleistozäner vereisung in den Altos de Cuchumatanes, Guatemala". *Eiszeitälter U. Gegenwart V 25* pp 25-34 RFA.
- Lloyd J. 1963 "Historia Tectónica del orógeno 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, UCS, Costa Rica.
- Madrigal R. et Malavassi E. 1967 "Reseña geológica del Area Metropolitana". *Inf. tecn. y Notas Geolo.* N° 29 pp 9 *Dir. Gener. de Geolo. Minas y Petrol.* Costa Rica.
- Malavassi E. 1965 "Reseña Geológica del Valle Central de Costa Rica". *Inf. Tecn. y Notas Geolo.* N° 4 pp. 14-22 UCR, Costa Rica.
- Mora S. 1979 "Estudio geológico de la región sureste del Valle del General". Tesis de Licenciatura, 2 Tomos. Escuela Centroamericana de Geología.
- Pichler H. et Weyl R. 1975 "Magmatism and crustal evolution in Costa Rica" *Geol. Rundschau.* Vol 64 pp 457-475, Stuttgart, RFA.
- Schmidt-Effing R. 1980 a "Geodynamic history of oceanic crust in Southern Central America". *Berliner Geswiss. ABH (A)* 19, pp. 201-202 Berlin.
- 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.
- Tournon J. 1972 "Présence de basaltes alcalins récents au Costa Rica". (Amérique Centrale). *Bull. Vulcan.* Tom XXXVI pp 140-147, Paris.
- Tournon J. 1984 *Magmatismes du mesozoïque a l'actuel en Amérique Centrale. L'exemple du Costa Rica, des ophiolites aux andesites.* Thèse doctorat d'Etat. Université de Paris VI 318 pp.
- Weyl R. 1980 "Geology of Central America". *Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, RFA.*

Resumé

Mots clés:

Holocène, Horst, Orogenèse, Ignimbrites, Rhexistasie paleo-glaciaire, Multiconvexe, Terrasses fluviales.

Pays de montagnes, le Costa Rica se caractérise par différents types de modelés qui se disposent en paliers altitudinaux:

Entre 3,800 et 3,500 mètres d'altitude domaine du modelé paléo-glaciaire.

de 3,500 à 2,800 mètres d'altitude: Modelé paléo-nival.

de 2,800 à 1,000 mètres d'altitude: Modelé multifaces.

de 1,000 à 100 mètres d'altitude: Modelé multiconvexe où foisonnent les cônes de déjections, terrasses fluviales, talus d'érosion et solifluxion généralisée. Audessous de 100 mètres d'altitude c'est le domaine des plaines inondables, comme la grande plaine du Nord (San Carlos) laquelle s'étale jusqu'au lac de Nicaragua et du río San Juan (graben de Nicaragua).

Les différentes formes de modelés au Costa Rica, sont les témoins de crises climatiques survenues pendant le Quaternaire. Elles se sont traduites par des phases rhexistasiques, donc plus aérées et des phases biostatiques plus humides. Ceci a donné en altitude, des traces manifestes d'au moins une glaciation récente (Wurm terminal), sur les hauts sommets de la Cordillère de Talamanca et notamment au Cerro Chirripó (3,819 mts.).

Le Cas du Yellowstone une Caldeira Exceptionnelle

Jean Pierre Bergoeing *

Resumen

Las recientes investigaciones geológicas llevadas a cabo en el Parque de Yellowstone, demuestran que este sector entra en erupción cada 600,000 años, creando condiciones apocalípticas para el planeta.

Palabras Claves: Caldera, hotspot, lavas riolíticas

Abstract

The last geological researchs of the Yellowstone National Park prove that volcanic activity has a 600,000 years cycle creating apocalyptic conditions to the Earth.

Key words: Caldera, hotspot, rhyolitic lava flows.

Resumé

Les dernières recherches géologiques réalisées dans le Parc de Yellowstone ont démontré que ce foyer volcanique a une périodicité de 600,000 ans entre chaque éruption créant des conditions apocalyptiques pour la planète.

Mots clés: Caldera, hotspot, laves rhyolitiques

Introduction

Nous vivons une période agitée où se melangent conflicts armés et catastrophes naturelles de grande ampleur qui font de milliers de victimes. Cependant la population mondiale qui compte plus de six milliards et demi d'êtres humains prévoit une croissance à dix milliards à l'horizon 2050 à moins...qu'il ne se produise ce que l'on n'imagine même pas. Depuis trois mille ans et plus les prophètes et extralucides prévoient des apocalypses qui devraient décimer la population mondiale sans préciser de quel risque s'agit-il. Les Sciences de la Terre et plus précisément la volcanologie ont une réponse précise à donner à ce sujet et qui est un avertissement à l'humanité.

* Docteur Es-Lettres et Sciences Humaines, Escuela de Geografía Universidad du Costa Rica, San José, Costa Rica, e-mail: jbergoeing@fcs.ucr.ac.cr

La Caldeira de Yellowstone

Le Parc naturel du Yellowstone, aux Etats Unis, est un vaste plateau composé de lacs et geysers qui sont le résultat d'une évolution géologique violente et caotique de cette partie de la croute terrestre. Ce parc naturel (Figure 1) fut crée le 1er mars 1872 et à fait l'objet de nombreuses études géologiques dont les dernières sont surprenantes.

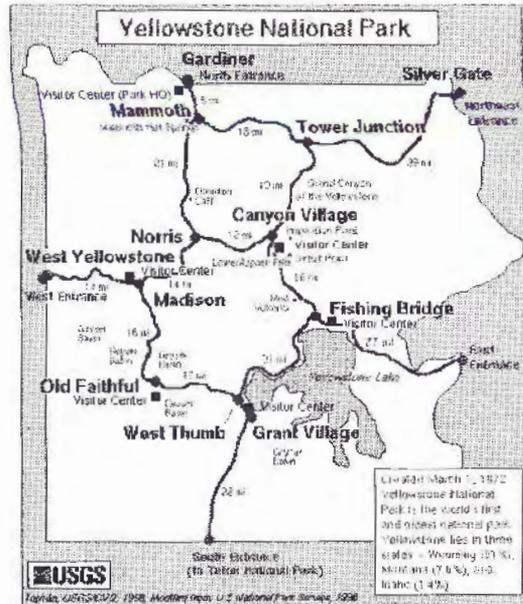


Figure 1. Parc National du Yellowstone, courtoisie de l'USGS.

Les resurgences thermales actuelles au Yellowstone sont le résultat d'une poche magmatique de taille considérable alimentée par un "hot spot" qui perce la croute terrestre et communique avec le Manteau, plaçant Yellowstone dans un des lieux les plus dangereux de la planète. En général les hot points se situent sur quelques points clés à la lisière de deux ou trois plaques tectoniques et qui émergent des fonds marins sous la forme d'un chapelle volcanique (ex. Hawaïi, Galapagos...) Le système volcanique du Yellowstone couvre les Etats de Idaho, Wyoming et Montana et se situe à une altitude moyenne de 2,805 m. Aussi il est voisin du système volcanique de Cascades où émerge le fameux Mont St. Helen dont ses dernières phases éruptives furent en 1980 et en 2003.

Yellowstone est en réalité une énorme caldeira volcanique résultat d'une chambre magmatique qui a colapsé à plusieurs reprises laissant s'échapper une quantité de magma et surtout de cendres et de gaz en quantités inimaginables. Le rim de la Cal-

deira aujourd'hui s'élève à 80 mètres et la Caldeira à une dimension de 85x65 km ce qui couvre une surface de 5,525 km².

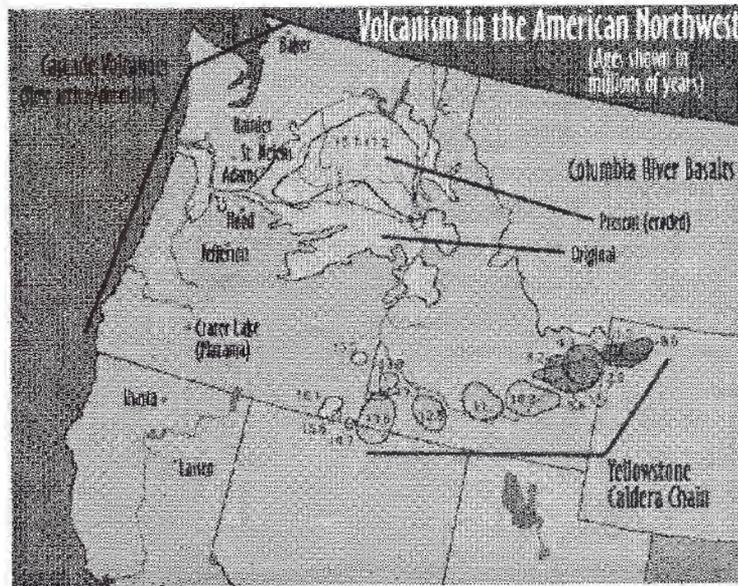


Figure 2. Migration vers l'est du "hot spot" conséquence de la dérive de la plaque continentale nor-américaine à l'origine de la Caldeira du Yellowstone (Courtoisie de l'US Geological Survey).

Selon Armstrong l'activité volcanique aurait débutée dans cette région il y a 15 millions d'années. (Armstrong *et al.*, 1975). (Figure 2) La Caldeira se situe dans un grabben qui divise deux provinces géologiques; le plateau rhyolithique du Yellowstone et la bassin basaltique de la rivière Snake. On lui connaît plusieurs épisodes éruptifs qui conforment des cycles de 600,000 ans entre chaque événement. Les sédiments pyroclastiques stratifiés permettent de démontrer que les épisodes catastrophiques ont débuté il y a 2 millions d'années, suivis de deux autres événements qui se situent respectivement à 1.2 et 0.6 millions d'années. Si nous suivons la logique de ces cycles et les derniers événements éruptifs qui se font de plus en plus pressants, nous pouvons déduire raisonnablement que nous sommes à la veille d'un nouvel épisode catastrophique qui aurait, cette fois-ci des conséquences incalculables pour notre planète et pour l'humanité environnante.

La dernière éruption, il y à 600,000 ans a projeté plus de 6,000 km³ de cendres et de matériel pyroclastique recouvrants la moitié des USA depuis la frontière du Mexique à la frontière canadienne sur une ligne S-N et depuis le Pacifique jusqu'aux Etats de l'Est américain. Ceci permet de qualifier Yellowstone de "Méga Volcan" dont l'ampleur des conséquences sont difficiles à mesurer. Son volume

éruptif sur une échelle de 1 à 8 le situe en haut de l'échelle. Il y a 10,000 ans, à l'Holocène, l'actuelle caldeira était subsidente de 80 mètres. Depuis 1985 cette tendance s'est inversée permettant d'observer une remontée progressive de son plancher topographique accompagné de séismes de grande intensité (6 à 7 sur l'échelle de Richter) Figure 3, (Hamilton, 1985; Meyer y Locke 1986). Sommes-nous à la veille d'une méga-éruption ?

Actuellement, le thermalisme de Yellowstone se manifeste à travers d'émissions de dioxyde de carbone (CO_2) et d'anhydride sulfurique (H_2S) à travers ses geysers et par des alvéoles plus petites (fumarolles et marres de boue chaude) conséquence d'une augmentation de la pression thermique sous-jacente: Ces émanations toxiques sont responsables de la mort de cinq bisons, le 10 mars 2003 sur les marges de la rivière Gibbon proche du geyser Norris.

Même si ces accidents sont plutôt rares ils sont un bon exemple des dernières manifestations gazeuses de plus en plus fréquentes dans la région. En 2003 les sismographes ont enregistré 465 séismes légers qui couvrent une magnitude de l'ordre de 1.2 à 2.0 sur l'échelle de Richter ce qui prouverait une phase plutôt d'accalmie sismique de la caldeira.

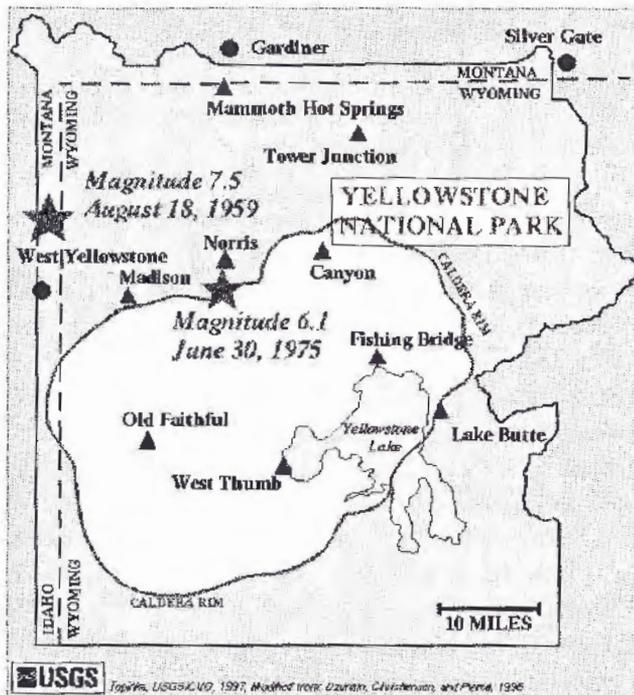


Figure 3. Caldeira et Rim de Yellowstone et épicentres sismiques entre 1959 et 1975 (Courtoisie de l'USGS).

Autres Exemples de Volcanisme Dans le Monde

La seule caldeira qui peut se rapprocher un petit peu de celle du Yellowstone est celle de Tambora dans l'île de Sumbawa en Indonésie. Cet ancien strato-volcan fit éruption dès le 5 avril 1815 projetant quelques 50 km³ de magma (Self et al. 1984 in Newhall y Dzurisin, 1988). Cependant cette éruption est à l'origine de nombreux dégâts matériels et humains (12,000 morts). Mais qui est loin de pouvoir se comparer avec les dégâts que pourrait produire Yellowstone le jour où il rentrera en éruption et sa chambre magmatique finira par se vider dans notre atmosphère. On calcule que les émissions gazeuses de Yellowstone pourraient faire descendre la température mondiale de 5°C par effet de serre avec toutes les conséquences que cela entraînerait pour l'humanité, en particulier pour les pays situés aux hautes latitudes .

Pour se faire une idée de ce que pourraient être les conséquences de Yellowstone prenons comme exemple l'éruption du volcan Pinatubo sur l'île de Luzon aux Philippines. Cet strato-volcan andésitique-dacitique fit éruption le 15 juin 1991 projetant une colonne d'acide sulfurique qui atteint la stratosphère. Les cendres du Pinatubo s'éparpillèrent et retombèrent depuis l'équateur jusqu'aux pôles couvrant ainsi toute la planète

Ces cendres réfléchissent les radiations solaires faisant descendre momentanément la température globale de la planète de 0.5°C. Le matériel magmatique du volcan fut calculé à 20 millions de tonnes qui atteignirent plusieurs mètres d'épaisseur à la base du volcan ensevelissant des villages entiers. Le Pinatubo n'est qu'un petit aperçu volcanique de ce que pourrait être l'éruption mille fois plus grande du Yellowstone.

L'éruption d'il y a 600,000 ans

L'éruption du Yellowstone d'il y a 640,000 ans fut cataclismique . Mille fois plus grande que celle du Mont St Helens de 1980. Le matériel expulsé atteint le Grand Canyon du Colorado recouvrant une surface supérieure aux 4,000,000 km² et ejecta 1,000 km³ de matériel magmatique dans l'atmosphère . Les cendres volcaniques datées de cette époque couvrirent la moitié des Etats Unis d'Amérique, depuis la côte du Pacifique à l'Etat du Mississippi, et de l'Etat de Washington à la frontière mexicaine. Après cette grande éruption d'autres moins importantes se manifestèrent à travers de coulées de laves rhyolitiques et basaltiques. Les géologues américains de l'US Survey ont identifié plus de 30 coulées datées de -640,000 ans à -70,000 ans (Christiansen 2001, US Geological Survey).

Conclusion

Les actuelles observations géologiques sur la Caldeira du Yellowstone permettent de prédire en quelque sorte la prochaine éruption cataclismique qui peut avoir lieu à n'importe quel moment: La Caldeira possède un cycle de 600,000 ans et nous sommes à la fin du troisième cycle. Depuis 1985 la chambre magmatique s'est manifestée par une augmentation très sensible de sa pression qui se manifeste par des séismes de forte intensité et par une activité thermale anormale en surface et de plus en plus fréquente.

La prochaine éruption cataclismique aurait des conséquences imprévisibles pour l'humanité: Les Etats fédéraux, proches de la caldeira, seraient balayés d'un seul souffle par l'explosion et une grande surface de l'ouest américain serait submergé par des cendres volcaniques, d'épaisseur variable selon la direction des vents et la proximité au foyer. Les provinces géologiques seraient alors perturbées par des déformations importantes de la croûte terrestre. Les cendres volcaniques qui atteindraient la stratosphère seraient projetées dans le monde entier par le "jet stream" créant des conditions climatiques particulières refroidissant le climat planétaire par l'effet de serre. Cependant Christiansen (*op. cit*) pense qu'une éruption de type cataclismique ne devrait pas avoir forcément lieu et que celle-ci pourrait se réduire à celle du Mont St Helens dû à la migration du hot spot. Malheureusement le tremblement de terre d'Alaska de novembre 2002, de 7.9 degrés d'intensité Richter (Agence Reuters du 29 mai 2004) semble contredire cet optimisme car l'équipe scientifique de Smith a mesuré ce jour à Yellowstone plus de 1,000 miniséismes et une augmentation conséquente de la température de l'eau des geysers passant de 42°C à 93°C.

Bibliographie

- Christiansen, R.L., *The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau Volcanic Field of Wyoming, Idaho, and Montana*, U.S. Geological Survey Professional Paper 729-G, 145 p., 3 plates, 2001.
- Dzurisin, Christiansen, and Pierce, *Yellowstone: Restless Volcanic Giant: Volcano Hazards Fact Sheet*, USGS Open-File Report, 1995.
- Newhall and Daniel Dzurisin, *Historical Unrest at Large Calderas of the World*, U.S. Geological Survey Bulletin 1855, 1988.
- Smith, R. B., and Siegel, L., *Windows into the Earth: The Geologic Story of Yellowstone and Grand Teton National Parks*, New York, Oxford University Press, p. 242, 2000.
- Smithsonian Institution - Global Volcanism Program Website, 1998, and Wright and Pierson, 1992, *Living With Volcanoes*, The U. S. Geological Survey's Volcano Hazards Program: USGS Circular 1073.

Wood and Kienle, *Volcanoes of North America: United States and Canada*, Cambridge University Press, 354 p., p.149-150, Contribution by Charles A. Wood, 1990.

———, *Volcanoes of North America: United States and Canada*, Cambridge University Press, 354 p., p. 263-267, Contribution by R. L. Christiansen, 1990.

Wright and Pierson, *Living with volcanoes*, US geological Survey Program: USGS circular 1073, 1992.

Geomorfología Paleo-Lacustre del Sur del Lago de Nicaragua

Jean Pierre Bergoeing^{*}
Roberto Protti^{**}

Abstract

Important fluctuations of the lake of Nicaragua levels had been observed during the Quaternary. The lake appears to be a conjugated factors of the Rivas isthmus Quaternary orogenesis, the Nicaragua's grabben neotectonic and the arrival of sedimentary floods (fans) from the Central and Guanacaste volcanic ranges in Costa Rica:

Keywords: Orogenesis, Grabben, paleo-lacustrine, lacustrine level, multiconvex shape

Resumé

Des fluctuations importantes des niveaux lacustres du lac de Nicaragua ont été constatés au Quaternaire. Le lac est la resultante conjuguée de l'orogénèse quaternaire de l'isthme de Rivas, de la néotectonique du graben de Nicaragua ainsi que des apports sédimentaires (cônes de déjection) des cordillères volcaniques Centrale et de Guanacaste au Costa Rica.

Mots clés: Orogénèse, Grabben, Paléo-lacustre, terrasse lacustre, modelé multi-convexe.

Resumen

Los niveles lacustres del lago de Nicaragua han sufrido fluctuaciones durante el Cuaternario. El lago es la consecuencia conjugada de la orogénesis cuaternaria del Istmo de Rivas, de la neotectónica del graben de Nicaragua y de los aportes sedi-

* Doctor de Estado en Geomorfología por la Universidad de AISS-Marseille-II, Francia, Profesor Catedrático de la Escuela de Geografía de la Universidad de Costa Rica.

** Licenciado en Geología por la Universidad de Costa Rica, Consultor y profesor *ad honorem* de la Escuela de Geografía de la Universidad de Costa Rica.

mentarios (conos de deyección) de las cordilleras volcánicas Central y de Guanacaste en Costa Rica.

Palabras clave: Orogénesis, Graben. Paleo-lacustre, terraza lacustre, modelado multiconvexo.

Introducción

El lago de Nicaragua o Cocibolca se ha formando poco a poco durante el Cuaternario. En efecto la orogénesis fini-Terciaria dejó expuesto los sedimentos plegados (anticlinal) de la Formación Rivas (principalmente areniscas y calizas) constituyendo un istmo de unos 20 a 30 km de ancho, que interrumpe definitivamente el contacto de la región suroeste de Nicaragua con el Océano Pacífico. Al interior, la depresión tectónica de Nicaragua es ocupada por un lago de origen marino cuyas aguas se endulzarán a lo largo de los milenios gracias a sus numerosos afluentes que lo alimentan. Las dimensiones del lago se irán reduciendo considerablemente a lo largo del Cuaternario. Hoy las dimensiones del lago cubren un área de 8,265 km² y su eje mayor es de 160 km. Los estudios batimétricos del lago indican que la profundidad media es de 13 m, las máximas entre 60 y 70 m, se encuentran localizadas a 1.3 km al Sudeste de la Isla de Ometepe. El volumen del Lago se estima en 104,000 hm³.

A comienzos del Cuaternario el lago es salado y habitaba una fauna marina como los escualos *Carcharhinus leucas* que se irá adaptando poco a poco a las condiciones de menor salobridad debido a los aportes fluviales aledaños de las estribaciones volcánicas terciarias (nor-este) y cuaternarias en construcción (al oeste y al sur). Durante ese período la comunicación con el Caribe es amplia. El sector intergraben que se prolonga al sur, en Costa Rica comenzará a colmatarse con los sedimentos provenientes de las cordilleras volcánicas Central y de Guanacaste por aportes laháricos a los pies de las vertientes y la construcción de poderosos conos de deyección que alcanzarán dimensiones lineales de 40 a 60 km enrumbados hacia el norte. “El período post-orogénico corresponde al Plioceno y al Cuaternario, que se caracterizan por un desarrollo importante del sistema de fallas y de los grandes bloques que conforman definitivamente las principales unidades estructurales. Particularmente a consecuencias de la actividad tectónica en el sector de las grandes fallas liminares, las cuencas subsidentes, como la depresión de Nicaragua se transformaron en verdaderos grábenes. Dichas depresiones constituyeron los centros de acumulación de los elementos erosivos de las cordilleras que se alzaron concomitantemente y de los productos de las erupciones volcánicas que se producen en ese momento (...)” (Butterlin J. 1977).

Igualmente se hace presente un volcanismo poco desarrollado (Tortuguero-Sierpe), que deja pequeñas serranías aisladas en medio de la llanura de inunda-

ción en proceso de construcción (Tournon J. 1972). Sin embargo, el sector intergraben, igualmente comienza a dar signos de levantamiento a partir del Pleistoceno medio. Las lluvias diluviales que caracterizan al período del Pleistoceno superior terminarán la construcción de los potentes conos de deyección, que adoptarán un modelado multiconvexo gracias a los aportes constantes de las cordilleras volcánicas siempre en edificación. La neo-tectónica positiva es a partir de ese momento una constante con la cual se debe contar. Durante el Pleistoceno superior, es decir hace unos 200,000 años, la extensión sur del lago de Nicaragua se adentra unos 20 km al interior de Costa Rica en un área que va de Los Chiles-Caño Negro-Upala que demostraremos a continuación y que se vio seguramente afectado por la trasgresión eemiense ya que la comunicación con el mar Caribe sigue en parte abierta.

Los conos de deyección del Pleistoceno medio a superior

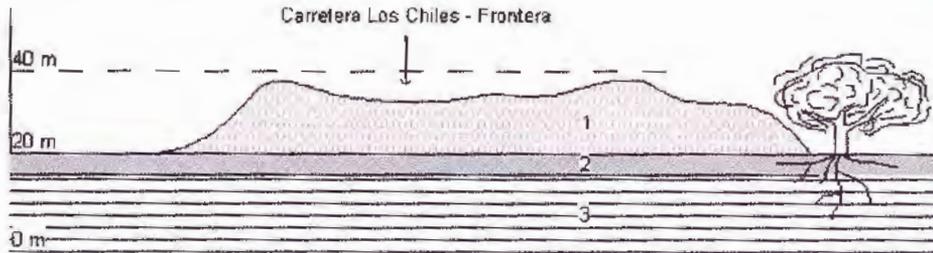
Se constituyen a partir del límite inferior de los depósitos laháricos de las cordilleras volcánicas recubriendo el límite sur del graben de Nicaragua. Se extiende profundamente hacia el norte alcanzando distancias de 50 a 60 km lineales. Están constituidos principalmente por arcillas rojas ferruginosas de descomposición. Estos conos, encierran aguas arriba, algunos bloques volcánicos (andesitas, tobas y basaltos) de varios metros de diámetro englobados caóticamente en esta matriz los cuales se encuentran parcialmente alterados en superficie. Es el material que ha resistido mejor a la descomposición general del material lítico arrastrado por las avalanchas fluviales de este período donde alternan los períodos rexiásticos y biotásticos (Bergoeing J.P. 1998). Los conos de deyección se encuentran entrecortados por paleo-cauces y cauces modernos que ha dado un modelado multiconvexo al sector.

Las terrazas fluvio-lacustres

Entre el Pleistoceno superior y el Holoceno, los diferentes ríos afluentes del lago de Nicaragua, entre ellos el Río Frío, depositan sedimentos, en el paleo-lago, que son de la misma génesis arcillosa que los conos de deyección, puesto que estos son erosionados y el material transportado en suspensión por la esorrentía. El corte de la terraza lacustre de Los Chiles nos permite ver su génesis (Figura 1).

Entre Los Chiles y la frontera con Nicaragua, se presenta una terraza fluvial de forma alargada NE-SW. Se eleva unos 10 m por sobre la cota de 40 m s.n.m.m. De superficie ondulada esta terraza ha sido modelada por los aportes del Río Frío que desemboca actualmente, 17 km al norte formando un delta lacustre en el lago a escasos kilómetros del desagadero del Río San Juan. La parte superior de la terraza está compuesta por arcillas rojas de descomposición muy lixiviadas y con manchas

blancuzcas, cuyo espesor es de unos 10 m. Descansa sobre un nivel de arcillas grises lacustres (nivel de base) que no supera el metro de espesor y que a la vez descansa sobre un nivel de arcillas blancas caolínificadas lacustres.



- 1- Arcillas lateríticas - caolínificadas muy lixiviadas
- 2- Estratificación gris lacustre mezclada con arcilla roja del nivel superior
- 3- Estratificación blanca lacustre probablemente diatomítica

Figura 1. Terraza fluvial de Los Chiles.



Foto 1. Terraza fluvio-lacustre de Los Chiles. Parte superior: Depósitos fluviales con pequeños cursos de escurrimiento, matriz arcillosa roja caolínificada. Parte inferior: Estratificación lacustre.

El nivel paleo-lacustre actual de Los Chiles se sitúa por lo tanto en la cota 30 m (el espejo de agua del lago, medido por el INETER de Nicaragua dio un valor de 31.49 m s.n.m.m.) Podemos calcular que el sector comprendido, entre Los Chiles y el lago, recorrido de 17 km, por el Río Frío se ha sedimentado hace solo unos 17,000 años (si calculamos que los sedimentos depositados en medio lacustre ganan aproximadamente 1 km de terreno cada 1,000 años).¹ Cabe indicar que la trasgresión Flandense (-6,000 años) interrumpió probablemente el proceso de sedimentación, por lo cual, el ritmo de sedimentación podría ser más acelerado y en ese caso ser completamente Holoceno.

La Terraza fluvio-lacustre del Río Frío

El Río Frío deja bien expuesto en su margen izquierda en el puente de la carretera que une Los Chiles con Caño Negro una terraza fluvio-lacustre que detallamos a continuación (Figura 2).

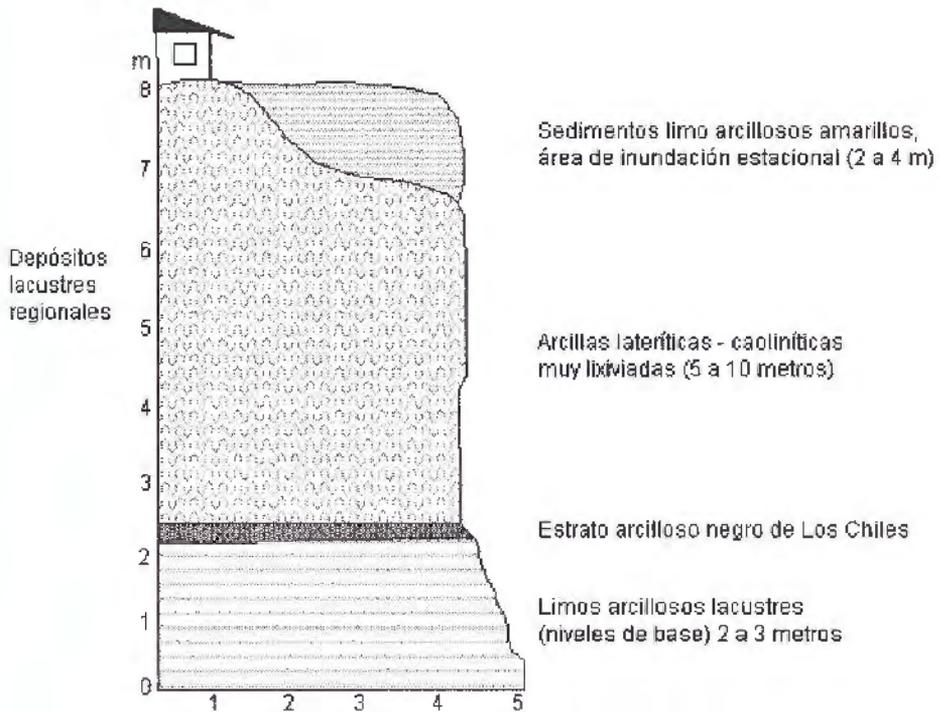


Figura 2. Terraza fluvial del puente sobre el Río Frío. Carretera Los Chiles-Caño Negro.

¹ La llanura litoral de las Termópilas en Grecia evento histórico siglo IV a.C. ha sido construida por la sedimentación litoral entre la antigua costa y la actual, abarcando una distancia longitudinal de 2.5 km, lo que da un promedio de sedimentación de 1 km lineal cada 1,000 años.

La terraza fluvio-lacustre de Río Frío se caracteriza por un depósito de 10 m de arcillas rojas lixiviadas. Es un depósito regional que caracteriza al sector bajo entre Los Chiles y Upala. Corresponde al depósito superior de la terraza lacustre de Los Chiles.

En la parte superior de este depósito el Río Frío ha construido una terraza fluvial compuesta por sedimentos limo-arenosos amarillos estratificados y que corresponden a la zona de inundación estacional provocada por las crecidas de las aguas que transporta dicho río. En la base, casi en contacto con el nivel fluvial actual las arcillas rojas del nivel superior descansan sobre un estrato negro arcilloso, de unos 20 a 30 cm de espesor, que pudimos igualmente observar en las márgenes actuales del Río Frío en Los Chiles. Bajo este estrato negro aparece una estratificación de limos claros arcillosos lacustres que representan el nivel de base.

La cuenca del Río Frío

El Río Frío se origina, estrictamente hablando de una serie de afluentes que se originan en la Cordillera volcánica de Guanacaste, entre las faldas del volcán Tenorio y Laguna de Cote. La cuenca presenta un elevado riesgo erosivo. Su desembocadura está formada por un delta a escasos metros del desaguadero del Río San Juan. La cantidad de sedimentos que transporte éste sistema hídrico, en la parte alta de la cuenca queda demostrada por el siguiente estudio: “La producción específica de sedimentos calculada en la estación Guatuso fue de 298 ton/km²/año, y en la estación Venado 181 ton/km²/año, de menor magnitud que los aportes de la cuenca del Río San Carlos, pero con las mismas implicancias sobre la turbidez” (PNUMA-OEA, 1997). Este estudio no sólo demuestra la cantidad de sedimentos actuales transportados en suspensión y en dilución por el Río Frío sino también las consecuencias inmediatas en la colmatación a gran velocidad de los humedales en las áreas inundadas, particularmente durante el período de estío. De ello se infiere que durante el Pleistoceno medio y superior particularmente y bajo un clima más contrastado que ha sufrido fases rexistásicas y biostásicas, la depresión tectónica de Nicaragua se haya rellenado rápidamente haciendo disminuir la superficie lacustre y transportando su litoral más al norte.

Perforaciones de pozos profundos

La empresa Refinadora de Petróleos de Costa Rica (RECOPE) realizó una perforación de 23 pozos profundos entre 1922 a 1988 asociada a consultores internacionales como Pemex, Sinclair, Unión Oil, Gulf Oil y Elf. Dos de estas perforaciones competen a la zona estudiada se trata de las perforaciones practicadas en Pataste y Tonjibe (Cuenca de San Carlos).

Los resultados obtenidos en la columna litológica revelan que las rocas observadas pertenecen al Grupo Aguacate y a la Formación Venado de donde se deduce que el sector intergraben del área estudiada fue primeramente ocupada por sedimentos marinos y luego por depósitos volcánicos asociados a la orogénesis de este sector de América Central. A continuación damos el detalle de los forados.

En el pozo Patate No. 1 la secuencia dio inicio con 300 m de piroclastos y materiales volcánicos correlacionables con las formaciones Cote y Buena Vista. El intervalo 300-1028 está formado por lutitas, areniscas tobáceas, calizas y horizontes de carbón correspondientes a la formación Venado, y por último el tramo 1028-1890 m está provisto de rocas correlacionables con el grupo Aguacate. Las edades asignadas por Bujak davies son las de Cuaternario para las rocas encontradas hasta los 300 m con base en el hallazgo del palinomorfo *Bombacacidites baculatus* y la alga *Pediastrum simplex* y Mioceno medio, Mioceno tardío y Plioceno para la secuencia de la formación Venado, dada la aparición de foraminíferos planctónicos *Globoquadrina baroennensis* y *Globorotalia (Jenkinsella) mayeri*, los dinoflagelados *Diphyes latiusculum*, *Lejeunecysta cf. Hyalina* y *Selenopemphix nephroides* y los palinoformos.

Bombacacidites cf. ciroleonsis, *Echitricolporites spinosus* y *Polypodiaceoisporites potonici* (Pizarro D. 1993).

En el segundo pozo, Tonjibe No. 1 “se atravesó una secuencia de 1,165 m de rocas de la formación Venado, las cuales están subyacidas por materiales volcánicos correspondientes al Grupo Aguacate. La edad de las primeras según Bujak Davies es Mioceno tardío-Plioceno tardío con base en el hallazgo de los palinomorfos *Bombacacidites baculatus*, *Echitricolporites spinosus*, *Hemiteli sp. Mauritii sp.* Y *pachydermites diderixi*; al Grupo Aguacate se le considera del Mioceno Inferior. La columna concluye con 271 m de lutitas, areniscas y tobitas correlacionables con la Formación Loma Chumico, cuya edad según Bujak Davies es Albaniano tardío y con 193 m de serpentinitas correlacionables con el Complejo Ultrabásico de Santa Elena” (Astorga 1992).

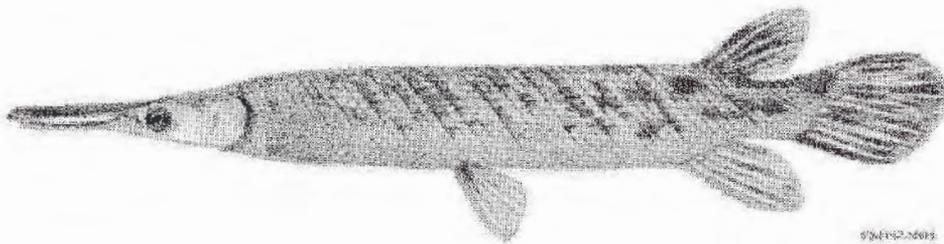
La laguna de Caño Negro

Es una vasta depresión lacustre que cubre unas 800 ha de agua dulce y que se sitúa a unos 20 km en línea recta de la costa lacustre sur del lago de Nicaragua. Es alimentada por el Río Mónico y el Río Frío. Ambos ríos se originan en las faldas orientales del complejo volcánico cuaternario Tenorio-Montezuma. La laguna de aguas someras es también el hábitat natural de numerosas especies, tanto avícolas como lacustres y se le ha conferido la calidad de Refugio Nacional de Vida Silvestre con una extensión de 9,940 ha. Podemos afirmar que hace unos 100,000 años, es decir en el Pleistoceno superior, la región de la Laguna de Caño Negro formaba parte de la paleo-costa lacustre sur del lago de Nicaragua.

La depresión lacustre de Caño Negro se sitúa en la zona inter-graben del Lago de Nicaragua y su colmatación se debe a los sedimentos fluviales aportados por la red hídrica, que se ha ido formando a partir del Pleistoceno medio, a partir de los

confines volcánicos de la Cordillera de Guanacaste. La edificación de los estrato-volcanes, ya citados, asociada a un clima tropical húmedo y a una neo tectónica de solevantamiento continuo, ha permitido a la red hídrica la construcción de vastos conos de deyección que pasan subrepticamente a glaciais antes de confundirse con la llanura de inundación (Figura 3).

El humedal de Caño Negro tiene una gran capacidad para albergar tanto especies migratorias como locales por ello está catalogado como Sitio RAMSAR.² No obstante, está amenazado por la sedimentación del Río Frio, la invasión de especies exóticas y la contaminación agrícola en sus alrededores, lo cual conlleva a un impacto transfronterizo. La importancia de la conservación de éste humedal reside en la protección de hábitat para especies migratorias. Hoy sus aguas son el hábitat natural de un fósil viviente el *Atractosteus tropicus*. Este pez es más conocido por su nombre vulgar “Gaspar” cohabita con otros peces como el guapote *Cichlasoma dovil* y con reptiles como el caimán y el cocodrilo *Caimán crocodilus* y *Crocodilus acutus*.



Atractosteus tropicus.

Conclusión

El área de estudio se encuentra dentro de la fosa tectónica o graben de Nicaragua. Los depósitos profundos muestran una actividad volcánica (Mioceno inferior – Grupo Aguacate) seguido por un período de calma con depósitos sedimentarios en medio marino (formación Venado). En el Plioceno hay una reactivación volcánica que rellenará la fosa paulatinamente seguido por los sedimentos de origen volcánico de la Cordillera de Guanacaste, que se encontrarán en su fase evolutiva durante el Cuaternario. El área fue ocupada por el mar hasta por lo menos el Pleistoceno antiguo, y posteriormente por las aguas someras del paleo-lago de Nicaragua. Es durante el Pleistoceno medio y superior que la fosa tectónica se rellena dando los paisajes actuales de humedales y la costa lacustre del lago, gracias a los aportes de la cuenca

² Convención RAMSAR, creada en 1971, se refiere a los humedales de importancia internacional, especialmente como hábitat de aves acuáticas y migratorias.

**CARTA GEOMORFOLÓGICA DEL SECTOR INTER-GABEN DE NICARAGUA
(SECCIÓN COSTA RICA) J.P.BERGOEING Y R. PROTTI.2006**

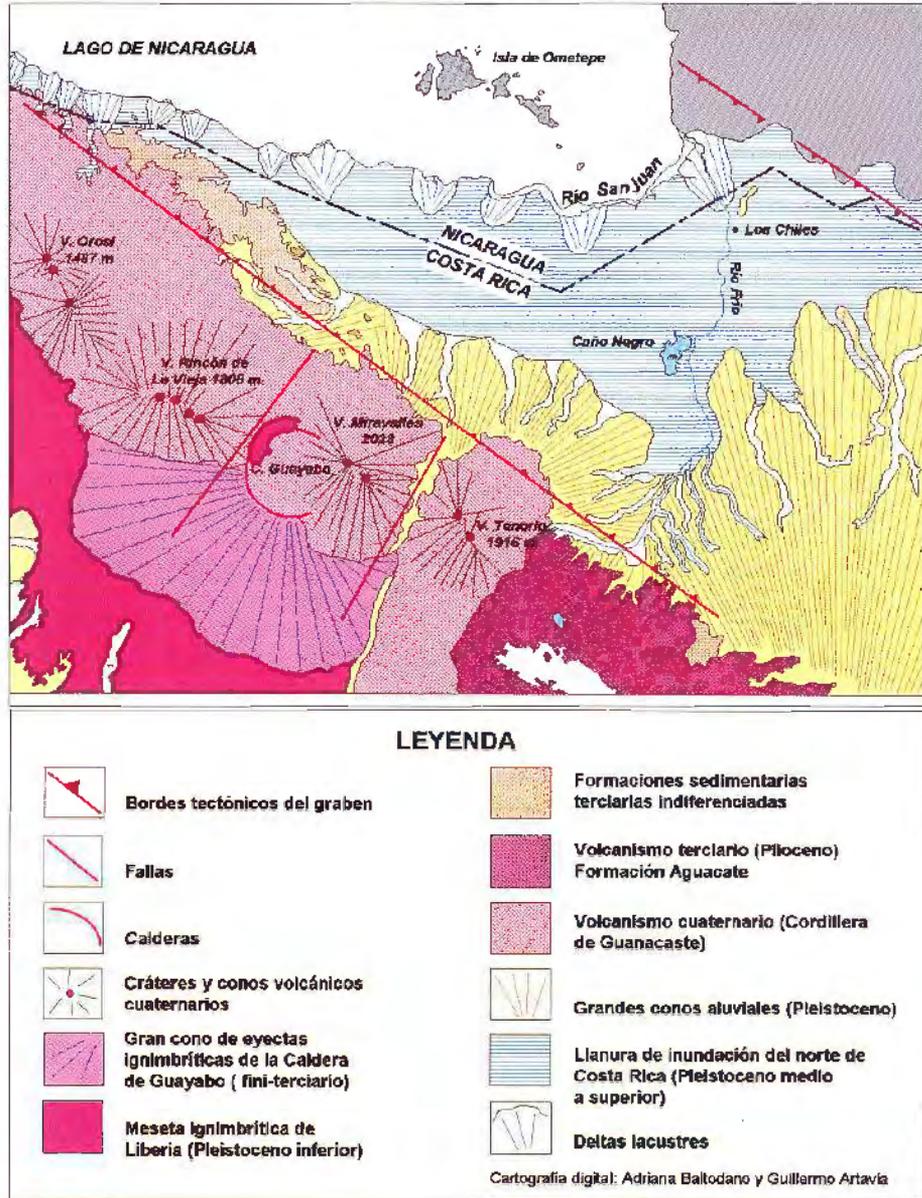


Figura 3. Mapa Geomorfológico del área.

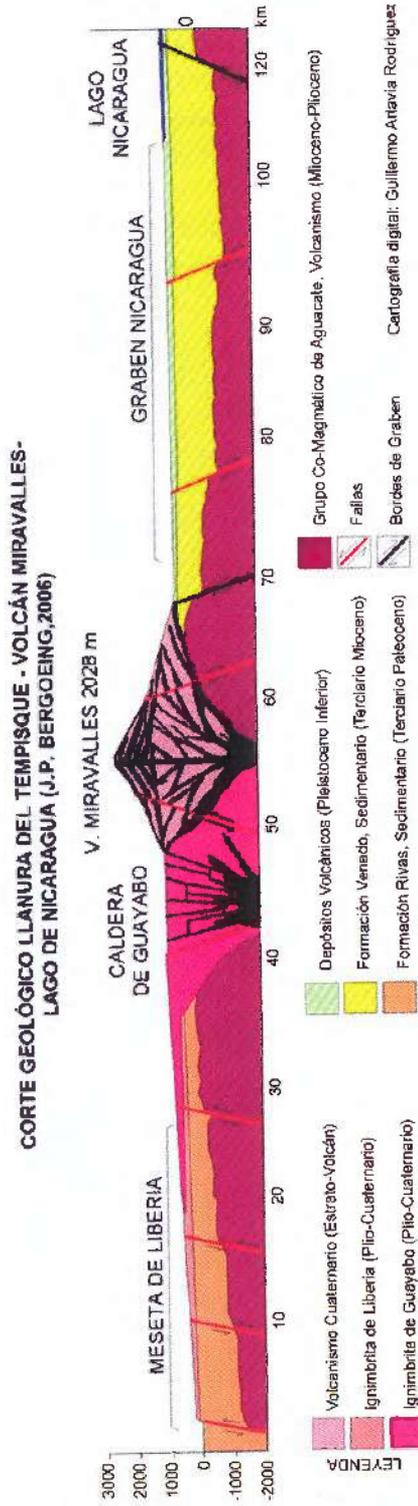


Figura 4. Perfil geológico a través de la Cordillera volcánica de Guanacaste.

del Río Frío, y a una neo-tectónica positiva muy activa. Dada la elevación actual del piso del graben de Nicaragua, y su relación negativa con la tasa de levantamiento neotectónico en los últimos 6,000 años, es posible que durante la trasgresión Flandense (-6,000 años) la región del graben haya estado parcialmente ocupada por aguas marinas (Sin embargo esta posibilidad, se encuentra actualmente en investigación por los autores de éste artículo).

Bibliografía

- Alvarado I., Guillermo, "Los Volcanes de Costa Rica: Geología, historia y riqueza natural", pp. 269, Editorial Universidad Estatal a Distancia (UNED), San José, Costa Rica, 1989.
- Astorga, A., "Descubrimiento de corteza oceánica mesozoica en el norte de Costa Rica y el sur de Nicaragua", *Revista de Geología de América Central* N° 14 pp. 109-112, San José, Costa Rica, 1992.
- Bergoeing, Jean Pierre, "Reconocimiento Geomorfológico de la vertiente del Pacífico de Nicaragua, América Central", *Revista Geográfica* N° 106, pp. 69-94, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), Ciudad de México, México, 1987.
- , "Geomorfología de Costa Rica", pp. 421, Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica, San José, Costa Rica, 1998.
- Bergoeing, J.P., Brenes, L.G. & Malavassi, "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), 1982.
- Boudon, G., Rançon, J.P., Kieffer, G.J., Traineau, H., Rossignol, J., "Les éruptions de 1966-70 et 1991-92 du volcan Rincon de la Vieja, Costa Rica: exemple d'activité recurrenente d'un système hydromagmatique.", *C. R. Sci. Paris*, t322 (11a) pp. 101-108, 1996.
- Butterlin Jacques, *Géologie Structurales de la Région des Caraïbes*, pp. 259, Masson, Paris, 1977.
- INETER, Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales, Dirección de Recursos Hídricos, *Mediciones batimétricas del Lago de Nicaragua*, Managua, 2006.
- Pizarro A., Diana, "Los pozos profundos perforados en Costa Rica: Aspectos litológicos y biogeográficos," Notas Técnicas y Científicas, *Revista Geología de América Central* N° 15, pp. 81-85, San José, Costa Rica, 1993.
- PNUMA-OEA, "Estudio de diagnóstico de la cuenca del río San Juan y lineamientos del plan de acción", Gobiernos de Costa Rica y Nicaragua, Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) y Organización de los Estados Americanos (OEA). Oficina de Desarrollo Sostenible y Medio ambiente Secreta-

- ría General de la Organización de Estados Americanos, Washington, D.C., 1997.
- Protti, Roberto, "Geología del flanco sur del volcán Barva, Heredia, Costa Rica", *Bol. Vulc.* 17, pp. 17-23, Heredia, Costa Rica, 1986.
- Tournon, Jean, "Présence de basaltes alcalins récents au Costa Rica (Amérique Centrale)", pp. 140-147, *Bulletin Volcanologique* N°36, 1998, Paris, France, 1972.
- Tournon, Jean y Alvarado, Guillermo, "Carte Géologique de Costa Rica" échelle 1:500.000 et *Notice explicative*, pp. 79, Ministère des Affaires Etrangères, Délégation Régionale à la Coopération Scientifique et Technique - Institut Costarrien d'Electricité (ICE). Imprimerie La Vigie, Dieppe, France, 1995.
- Weyl, R. "Magmatische Förderphasen und Gesteinschemismis in Costa Rica (Mittelamerika)", *Neues jb. Geol. Paläont. Monatsch, Dtsch* N° 7, pp. 423-446, figs. 1-9, text-figs. 1-7, 1969.

Las calderas concéntricas del Volcán Platanar, Costa Rica

Jean Pierre Bergoeing*
Luis Guillermo Brenes Q.*

Abstract

A Landsat, satellite image allowed us to detect three old structures of calderas in Costa Rica. This basement was the departure for the construction of the Platanar-Porvenir's volcanic cone complex, during de higher Pleistocene.

Key words: *Caldera, volcanic-complex, crater, dome, stratovolcanoes.*

Résumé

Une image du satellite Landsat nous a permis de détecter trois vieilles structures de caldeiras, au Costa Rica, base à partir desquelles s'est construit le cône du complexe volcanique Platanar-Porvenir pendant le Pléistocène supérieur.

Mots clés: *Caldeira, complexe volcanique, cratère, dôme, strato-volcan.*

Resumen

Una imagen satelital Landsat ha permitido detectar, en Costa Rica, tres viejas estructuras caldéricas sobre las cuales se ha edificado, durante el Pleistoceno superior, el cono del complejo volcánico Platanar-Porvenir.

Palabras claves: *Caldera, complejo volcánico, cráter, domo, estrato-volcán.*

Introducción

Las estructuras volcánicas formadas por calderas concéntricas existen en algunos sectores del planeta. Muchas ya han sido identificadas y descritas gracias a las imágenes satelitales Landsat y Spot, que han permitido obtener una visión global de las áreas concernidas. Una de estas calderas, a modo de ejemplo, es la del volcán Lombenben de 1,496 m de altitud y que es uno de los volcanes más activos del archipiélago de Vanuatu en el Pacífico. En realidad el cono volcánico construido supera los 4,000 m si se le mide desde el piso del fondo oceánico. Este volcán

* Catedráticos de la Escuela de Geografía de la Universidad de Costa Rica.

cuaternario posee un domo central de unos 15 km de diámetro formado por piroclastos y coladas fisurales. En la parte superior el volcán está constituido por dos calderas concéntricas y ocupadas por tres lagos de los cuales el lago Vouli de 2 km de diámetro contiene 50 millones de m³ de agua ácida (Bardintzeff J.M., 2006, Fotografía 1).

Un segundo ejemplo de volcán edificado sobre calderas concéntricas, lo podemos situar en la isla de La Reunión (Océano Índico), concierne uno de los volcanes más activos del mundo el "Piton de La Fournaise". Este volcán es de tipo hawaiano, puesto que emite lavas basálticas muy fluidas. Su gran actividad se manifiesta por erupciones cada diez meses. El cráter del Piton de La Fournaise alcanza los 2,631 m de altitud y es el punto culminante del actual cono, edificado sobre los restos de tres calderas concéntricas que no son más que la base de tres conos precedentes colapsados (Fotografía 2).

Al igual que estas calderas, tenemos otro ejemplo encontrado con imágenes Landsat. Es la caldera de Cerro Galán, al noroeste de Argentina, no identificada en las prospecciones geológicas normales de la región, y que se descubrió merced a una imagen satelital en falso color Landsat (Francis P., 1983). En Costa Rica, muchas de estas características de los relieves volcánicos y accidentes tectónicos han pasado desapercibidos, por la cantidad de ruido de los registros satelitales, hoy mejorados sustancialmente y que permiten visiones más detalladas del relieve y por lo tanto una reflexión más profunda sobre el origen de los mismos.

Las calderas se pueden dividir en dos grandes grupos: "las calderas explosivas" que hacen desaparecer una parte del cono volcánico, (ejemplo el volcán Chato en Costa Rica) o bien su totalidad en donde se edifica un nuevo cono (ejemplo el volcán Arenal en Costa Rica). El segundo tipo se refiere a "las calderas de colapso" que se distinguen por la explosión y el hundimiento posterior de la cámara magmática dejando visible un inmenso cráter de varios kilómetros de diámetro. (Como ejemplo podemos citar la caldera de Managua en Nicaragua y las calderas de Palmares y de Guayabo (Miravalles) en Costa Rica). Williams, (Williams D. L., 1976) sugiere que las calderas de colapso pueden ser distinguidas en dos grandes grupos que a su vez se dividen en tipos:

Grupo I

Este primer grupo se define por tener anomalías de gravedad negativas moderadas a fuertes y la actividad volcánica se caracteriza por ser ácida, y por la construcción de domos riolíticos y depósitos piroclásticos que van desde las riolitas a los basaltos (Fotografía 1).

Tipo Krakatoa

Las calderas que se caracterizan por una explosión y colapso rápido de una superficie considerable. Formación de grietas laterales y grandes eyecciones de

pumicita. Formación de un rim andesítico-dacítico. Periodo de tranquilidad prolongado antes de reactivación magmática. Ejemplo: el volcán Krakatoa que en su colapso del siglo V separó las islas de Sumatra y Java.

Tipo Katmai

Explosión y colapso del volcán preexistente. Formación de una gran depresión, profunda seguida por el surgimiento de nuevos conos volcánicos al interior de la caldera.

Tipo Valles

Son las calderas más grandes conocidas. Se producen por ascensión súbita de magmas silíceos que destruyen el cono preexistente y colapsa por vaciamiento de la cámara magmática. Deja depresiones de 20 a 25 km de diámetro con rims riolíticos. Al interior de la caldera se forman anillos concéntricos. Ejemplo: caldera de Valles en Nuevo México.

Grupo II

Este segundo grupo se caracteriza por tener anomalías de gravedad positivas con una actividad magmática de rocas densas generalmente básicas (basaltos, Fotografía 3).

Tipo hawaiano

La caldera hawaiana se produce por erupciones de lavas basálticas a los pies del cono volcánico, seguido del vaciamiento de la cámara magmática. Deja rims muy escarpados: Ejemplo el Kilauea en Hawai.

Tipo Galápagos

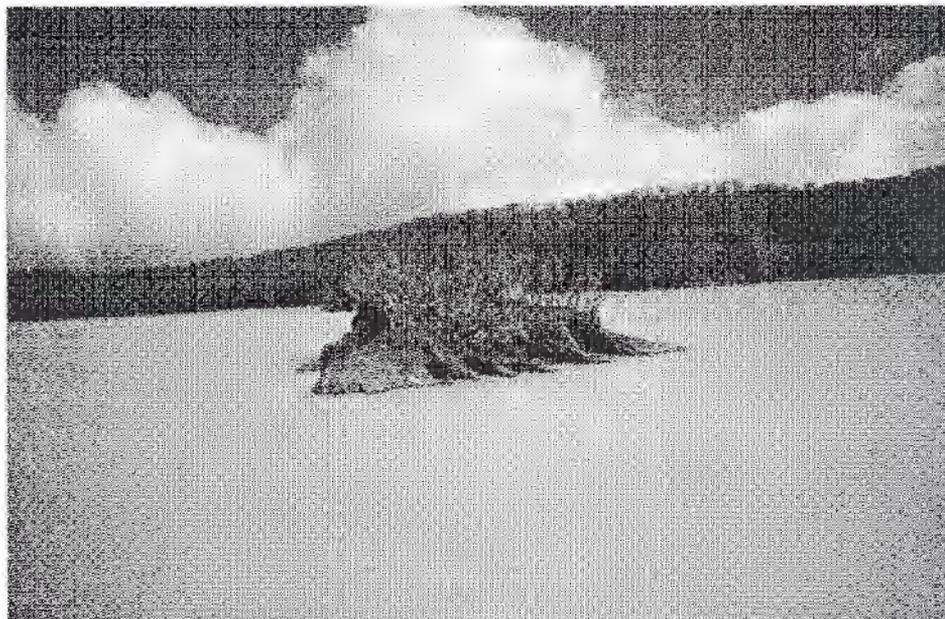
Se produce por la formación de grietas concéntricas y radiales en los flancos volcánicos con poca dislocación vertical. Hay igualmente pocas eyecciones lávicas. Las calderas asumen diámetros medianos de 7 a 10 km.

Tipo Masaya

Se produce por el hundimiento fragmentario de la caldera. Las erupciones forman grietas arqueadas y radiales de 6 a 11 km de diámetro. El rim de la caldera es de corte vertical y hay desplome brutal del piso volcánico

Tipo Atitlán

La caldera se forma por el colapso de la cámara pero sin relación con el cono preexistente. Hay derrumbes intermitentes y migración subterránea del magma que alimenta los estratos-volcanes adyacentes.



Fotografía 1. Lago ácido de Vouli dentro de la caldera del volcán Lombenben, Vanuatu (<http://ereiter.free.fr/html/lombenben.htm>).



Fotografía 2. Caldera del Piton de La Fournaise, Isla de La Reunión. (http://www.mi-aime-a-ou.com/eruption_piton_de_la_fournaise_ile_reunion.htm).



Fotografía 3. Caldera de Masaya, Nicaragua, al fondo volcán Mombacho. Fotografía: Jaime Incer (<http://www.volcano.si.edu/world/tpgallery.cfm?category=Calderas>)

Las calderas concéntricas del platanar

En Costa Rica, el volcán Platanar se sitúa al NO de la Cordillera volcánica central. Está formado por un estrato-volcán compuesto, que podríamos datarlo tentativamente como del Pleistoceno superior, constituido por el cono del Platanar propiamente tal (Fotografía 4) y un poco más al sur el del Porvenir, separados por una distancia de 3 km uno del otro (Fotografía 5). El complejo volcánico cubre más de 113 km². El cráter del Platanar se sitúa a 2,183 m de altitud mientras que el del Porvenir alcanza 2,267 m.

En el flanco norte del Platanar, dominando la gran llanura, se dibuja la caldera de Palmera. Probablemente del Pleistoceno inferior, rellena en gran parte por lahares, dispuestos en grandes conos de deyección y provenientes del Platanar. Dicho relleno se puede razonablemente considerar como un fluido constante que rellenó, durante todo el Cuaternario, la depresión colapsada. Más al este se destacan nueve conos cineríticos, del Holoceno, alineados norte-sur y conocidos como vulcanismo de Aguas Zarcas. Alcanzan elevaciones no superiores a los 100 a 160 m de altitud pero han conservado bien sus formas cónicas y algunos dejan entrever aún sus cráteres. Son la manifestación de la ascensión magmática más reciente del sector.

Los conos del Platanar y Porvenir son una construcción moderna (Pleistoceno superior) reedificada sobre estructuras más antiguas donde cabe estacar, al este la Caldera de Chocosuela (Alvarado y Carr, 1993) que forma un profundo cañón que puede alcanzar de 500 a 1,000 m de desnivel y donde corre, en su talweg, el río Aguas Zarcas (véase Mapa Geomorfológico, Figura 3). Si consideramos que todo este conjunto descansa en una estructura caldérica mayor que iría del río Toro por el este, al río San Lorenzo por el oeste, entonces el área toma otra dimensión y el conjunto Platanar Porvenir se inscribe en el marco de las grandes calderas mundiales ya que el diámetro de esta estructura se situaría alrededor de los 36 km lo que daría una superficie de unos 1,000 km².

El complejo volcánico Platanar-Porvenir se caracteriza por series magmáticas calco-alcalinas, alcalinas y series magmáticas basalto-andesíticas, dacíticas y riolíticas. Los basaltos son máficos y transicionalmente alcalinos. La presencia de anomalías negativas en las series magmáticas alcalinas hacen de este complejo volcánico algo inusual dentro del vulcanismo centroamericano. (Alvarado y Carr, 1993). La caldera de Chocosuela sería un episodio de colapso durante el Pleistoceno medio, del antiguo estrato-volcán que al desintegrarse dejó depósitos pumiciticos y riolíticos (Figuras 1 y 2 e Imágenes Satelitales 1 y 2).

Las imágenes satelitales (imagen del satélite Landsat, sitio webNASA. Mosaico de imágenes Landsat año 2000, utilizando el sistema Multi-band raster clipper.) nos han permitido destacar al menos tres estructuras de calderas concéntricas, que se sitúan al oeste del cono del complejo Platanar Porvenir. Estas estructuras, estudiadas en el terreno se presentan como depresiones concéntricas bordeadas por taludes (rim) cuya elevación no supera los 100 a 150 m, formados por material volcánico, (lavas andesítico-basálticas, escorias, y cenizas muy alteradas, pedológicamente hablando). Uno de los puntos más interesantes se sitúa en Buena Vista y concierne sectores rurales poblados, como La Quina y Santa Elena. Se trata de los fondos colapsados de antiguas calderas, relleno con espesores importantes de sedimentos alterados (arcillas pardas).

En efecto, el sector se presenta como una estructura volcánica semi-circular tapizado por alteritas pardo-rojizas que revelan un modelado multiconvexo, donde sin embargo afloran bloques de andesitas. El sistema de drenaje ha erosionado profundos cañones por donde se evacúan las aguas del río Santa Clara. Las estructuras volcánicas limitan por el oeste, con las márgenes del río San Lorenzo y la fila Santa Rita que marcan los límites externos de las calderas concéntricas. Es probable que una mega-estructura volcánica haya existido, limitada, al este por el río Toro y al oeste y el río Balsa, comprendiendo todo el sistema volcánico del Platanar al cerro Chayote. De confirmarse esta hipótesis estaríamos en presencia de una de las estructuras caldéricas más grandes y activas de Costa Rica (Figura 2). Junto a esta caldera volcánica es menester mencionar una segunda estructura circular de dimensiones imponentes que se sitúa al oeste de la primera y que podríamos denominar caldera de San Lorenzo. Sería el relicto de una manifestación volcánica colapsada cuyo magma habría migrado hacia el este por el desplazamiento de la placa centroamericana, dando nacimiento al complejo Platanar Porvenir (véanse Imágenes Satelitales 1, 2 y 3).



Fotografía 4. Cráter actual del volcán Platanar (vista aérea M.Sc. Francisco Solano UCR).



Fotografía 5. Cono compuesto del volcán Platanar-Porvenir (Fotografía de los autores).

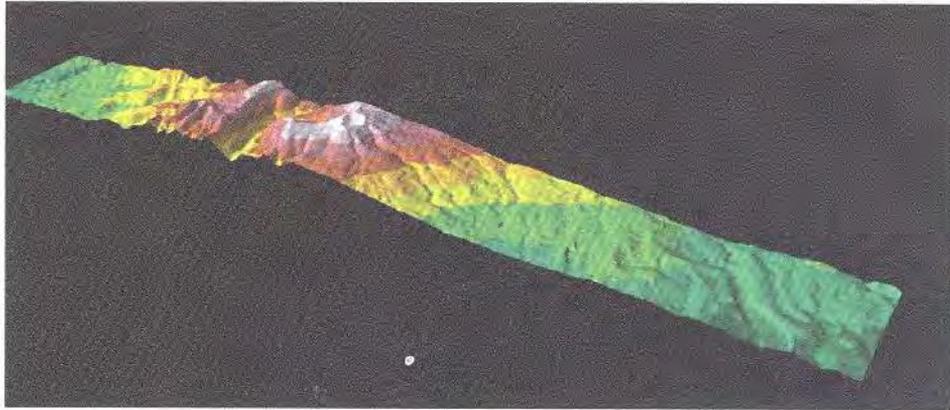


Figura 1. Perfil tridimensional del volcán Platanar y del borde caldérico de Chocosuela.

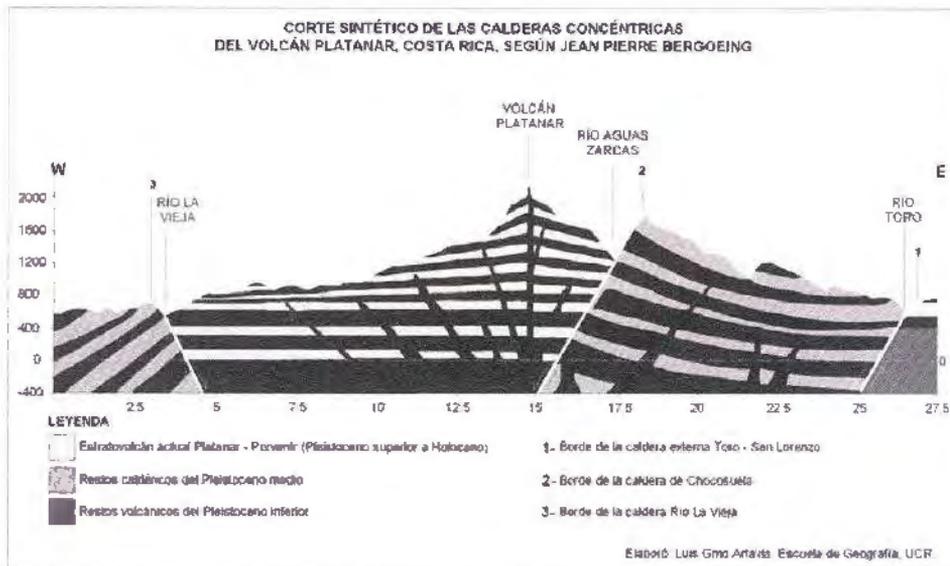


Figura 2. Esquema oeste-este, sintético, simplificado, de las calderas concéntricas del volcán Platanar .



Imagen satelital 1. Landsat MSS7 2000. Mosaico multiband raster clipper. Imagen no modificada.



Imagen satelital 2. Landsat MSS7 2000. Mosaico multiband raster clipper, Imagen interpretada. El cono del complejo Platanar Porvenir, la caldera de Chocosuela al este y las calderas concéntricas al oeste así como la paleo megacaldera de San Lorenzo.

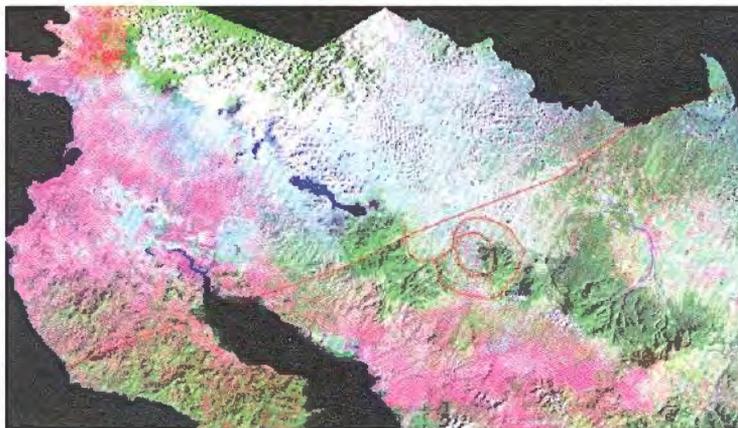


Imagen satelital 3. Compuesta Landsat 2002. Se puede observar el accidente tectónico ENE-WSW que comenzando en el curso inferior del río san Juan, corta el graben de Nicaragua, la Cordillera de Tilarán y la Península de Nicoya. Al sur las calderas concéntricas del Platanar y los restos de la paleo-caldera de San Lorenzo.

Otra característica del sector que dejó al descubierto la imagen satelital es el gran accidente tectónico ENE-WSW que discurre al norte del complejo volcánico Platanar-Porvenir (Imagen Satelital 3). Podría corresponder al límite de inclinación de la zona de subducción de la placa Caribe con la Placa del Coco: “Hemos encontrado que bajo la frontera entre Nicaragua y Costa Rica la zona Wadati-Benioff se contorsiona, de muy inclinada en Nicaragua a menos inclinada en Costa Rica, pero no muestra evidencias de fallamiento como fue postulado por otros autores. Más hacia el sur, la zona de subducción muestra una rasgadura, denominada la “Contorsión Brusca de Quesada”, a profundidades intermedias mayores que 70 km. En general, el ángulo de la zona Wadati-Benioff decrece desde 84° bajo Nicaragua a 60° bajo la parte central de Costa Rica. La profundidad máxima de los sismos de subducción también decrece desde alrededor de 200 km bajo Nicaragua a 125 km bajo la cordillera volcánica central. En el Sur de Costa Rica, hacia el este del meridiano 83°55”, no encontramos evidencias de la zona Wadati-Benioff por debajo de 50 km de profundidad (M. Protti, 1998).

Ello nos indicaría que el vulcanismo al norte de la falla anteriormente mencionada, iniciándose por el volcán Arenal, sería de una actividad más intensa y en consecuencia la ascensión magmática sería más importante y más ácida, mientras que al sur del accidente tectónico, la ascensión magmática sería menos activa.

Conclusión

El complejo volcánico Platanar-Porvenir es un sistema estrato-volcánico activo que se ha reedificado a lo largo del Cuaternario. Testimonio de ello son las estructuras de calderas concéntricas, remanentes de las edificaciones anteriores y la vieja estructura megacaldérica de San Lorenzo al oeste cuyas características serán objeto de otro artículo, y que indicarían un corrimiento del oeste al este de los edificios volcánicos conforme al avance y colisión de la placa del Caribe hacia el oeste con la placa de Cocos. El rim más espectacular sin lugar a dudas es el de Chocosuela. Los paleoconos volcánicos del Platanar fueron de tipo explosivo más que de colapso, salvo tal vez en el caso de la caldera de Palmera, estructura situada al norte y asociada al complejo volcánico, que se presenta como una estructura de colapso muy antigua debido a las características sumamente alteradas de las lavas que componen su rim (¿Pleistoceno inferior?). La gran actividad volcánica del complejo Platanar-Porvenir queda demostrada por la diversidad de sus coladas de lava y lahares que tapizan sus flancos hasta la llanura del norte. Los conos cineríticos de Aguas Zarcas son otra muestra de la fuerte actividad volcánica zonal, que se ha iniciado durante el Holoceno y que por lo tanto son edificaciones muy recientes, asociadas a ascensiones magmáticas del graben de Nicaragua y/o de la zona de subducción de las placas Caribe y del Coco. La imagen de satélite ha permitido igualmente percibir que el complejo volcánico Platanar-Porvenir se inscribe dentro de una de las más grandes calderas de colapso de Costa Rica ya que esta se sitúa en un radio cuyos

límites son por el oeste el río San Lorenzo y por el este el río Toro, lo que da un diámetro de 36 km y una superficie total aproximada de unos 1,000 km². Al interior de esta mega caldera, la actividad volcánica del Cuaternario ha dejado las trazas de una serie de calderas menores y del estrato volcán actual por lo que podríamos catalogar esta estructura como el de una caldera de colapso del primer grupo y de los tipos Katmai o Valles siguiendo la clasificación de Williams.

Bibliografía

- Alvarado G.E. y Carr M.J., "The Platanar-Aguas Zarcas volcanic centres, Costa Rica: spatial-temporal association of Quaternary calc-alkaline and alkaline volcanism", *Bull. Of Vulcanology*, Springer, Berlin/Heidelberg, 1993.
- Alvarado, G.E., *Los volcanes de Costa Rica: Geología, Historia y riqueza natural*, Ed. EUNED, 284 pp., San José, Costa Rica, 2000.
- Auboin J. y Azéma J., *A propos de l'origine de la plaque caraïbe: la façade pacifique de l'Amérique Centrale*, C.R. Académie des Sciences de Paris, t. 29, 7 juillet 1980, Paris, 1980.
- Bardintzeff J.M., *Volcans et séismes*, coll., En savoir plus, Hachette, Paris, 1995.
- , *Le Quaternaire. Géologie et milieux naturels* (en collaboration, sous la direction de J. Riser), Dunod, 1999 (traduit en anglais, 2002), 2002.
- , *Le volcanisme, Cause de mort et source de vie* (en collaboration, sous la direction de P. de Wever), Vuibert, Muséum National d'Histoire Naturelle, 2003.
- , "*Volcanologie*" Editions DUNOD, 5 rue Laromiguière, 75005 Paris, 2006.
- Battistini R. y Bergoeing J.P., *Volcanisme récent et variations climatiques Quaternaires du Costa Rica*, in *Bull. Assoc. Géog. Français* núm. 485, pp. 96-98, Paris, 1982.
- Bellon H. y Tournon J., "Contribution de la géochronométrie K-Ar à l'étude du magmatisme du Costa Rica, Amérique Centrale", *Bull. Soc. Géol. France*, 20, pp. 955-959, Paris, 1978.
- Bergoeing J.P. y Brenes L.G., "Laguna de Hule, una Caldera Volcánica", in Informe Semestral, julio-diciembre 1977, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1977.
- Bergoeing J.P. Malavassi E. y Protti R., "Tres posibles edificios volcánicos del sector Cerros del Aguacate", in Informe Semestral julio-diciembre 1978, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1978.
- Bergoeing J.P., Mora S., y Rodríguez R., "Evidencias de vulcanismo pliocuaternario en la Fila Costeña de Costa Rica", Inf. Semestral Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica, enero-junio, 1978.
- Bergoeing J.P., "El volcán Las Nubes", in Informe Semestral enero-junio 1979, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1979.

- , “Rapport sur deux datations radio métriques réalisées sur des échantillons de la Vallée Centrale du Costa Rica”, in *Revista Geográfica IPGH* núm. 104, pp. 19-22, México, 1986.
- , “L'évolution du Quaternaire au Costa Rica.” in *Cahiers Nantais* n° 30-31 “Hommage au professeur Gras” pp. 167-187, Nantes, France, 1987.
- , “Photointerprétation géomorphologique du versant Pacifique du Nicaragua, Amérique Centrale.” in *Revue Mapped Monde* n° 2-1987 pp. 5-8 Montpellier, 1987.
- , “L'évolution du relief Quaternaire au Costa Rica, Amérique Centrale”, in *Revista Geográfica IPGH*, núm. 108, México, 1988.
- , “Geomorfología del valle de Copan, Honduras”, *Revista Informe Semestral 2000 IGN-Costa Rica*, pp. 47-64, 1 Carta color, San José, Costa Rica, 2000.
- , “Le cas du Yellowstone une caldeira exceptionnelle”, *Revista Geográfica* núm. 137, IPGH, México, 2005.
- , “Geomorfología de Costa Rica”, 328 pp., 2a Edición, Editorial Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007.
- Bergoeing J.P., Arce R., Brenes L.G. y Protti R., “La Caldera de Barbilla investigación preliminar”, *Revista Geográfica* núm. 142, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (en prensa), México, 2008.
- Butterlin J., *Géologie structurale de la région des Caraïbes*, Masson Editeurs, Paris, 1977.
- Denyer P. y Kussmaul S., *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 2000.
- Francis P., “Giant Volcaic calderas”, *Scientific American*, junio 1983, USA. Traducción de la versión española: Montserrat Domingo. “Calderas volcánicas gigantes” Investigación y Ciencia. Edición española de *Scientific American*., Prensa Científica, S.A. Barcelona, España, 1983.
- Imagen del satélite Landsat. Sitio webNASA. Mosaico de imágenes Landsat año 2000, utilizando el sistema Multi-band raster flipper.
- Kesseli, J.E., “Correlation of Pleistocene lake terraces and moraines at Mono Lake, California”, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 59, núm. 12, p. 1375, 1948.
- Muffler, L.J.P., y Williams, D.L., “Geothermal investigations of the U.S. Geological Survey in Long Valley, California, 1972-1973”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 81, no. 5, pp. 721-724, 1976.
- Protti, M.; Güendel, F. y McNally, K., “The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network”, *Phys. of the Earth and Planet. Inter.*, 84, pp. 271-287, 1994.
- , “Correlation between the age of the subducting CocosPlate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica”, in

- Mann, P., ed., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Special Paper* 295, 309-326, 1995.
- Protti M., Gonzalez V., Iwakuni M., Melbourne T., Kato T., Linuma T., Miyasaki S., La Femina P., Dixon T. y Schwartz S., "Silent seismic activity recorded in Costa Rica by continuous GPS network", *Int. Ass. Of Seism and Phys. Earth Int. General Assambley. Volume of abstract*, 2005.
- Protti Q. Marino, "Importancia de una alerta temprana en caso de terremoto para edificaciones esenciales vulnerables: un posible ejemplo para Costa Rica", *Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica Universidad Nacional, (OVSICORI-UNA Revista EIRD informa-América Latina y el Caribe núm. 13*, 2006.
- Rithmann A. , "Volcanoes and their Activity", J. Wille Ed. New York, 1962.
- Smith R.L. y Bailey R.A., "Resurgent cauldrons", *The Geological Society of America: Memoir* 116, pp. 613-622, 1968.
- Sparks R.S.J., Wilson L. y Hulme O., "Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse", en *Journal of Geophysical Research*, vol. 83, núm. B4, pp. 1727-1739, 10 de abril de 1978.
- Tournon J., *Le volcanisme récent de Costa Rica: Amérique centrale, étude préliminaire*, *Société Géologique de France*, p. 373, Paris, 1974.
- , *Magmatismes du Mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: l'exemple du Costa Rica, des ophiolites aux andésites*, pp. 335, Th. d'Etat. Sc. Terre Univ. Pierre et Marie Curie. Paris, 1984.
- Tournon J. y Alvarado G., *Carte Géologique du Costa Rica 1:500.000*, Carte et notice explicative, Ministère des Affaires Etrangères, Coopération Scientifique-Instituto Costarricense de Electricidad ICE, Imprimerie La Vigie, Dieppe, France, 1995.
- Weyl R., "Geology of Central America", pp. 371, Gebrüder Brontaeger, Stuttgart, RFA.
- Williams, H., "Volcanic history of the Guatemalan highlands", *Univ. California Publ. Geol. Sci.*, vol. 38, pp. 1-86, 1960.
- Williams D.L., "Implications of a magnetic model of the Long Valley Caldera, California", U.S. Geological Survey, *Open File Report* 76-439 pp., 11, USA, 1976.
- Williams H. y Mc Birney A., *Volcanology*, Freeman Cooper and Co., San Francisco California, 1979.

La caldera de Barbilla, Costa Rica. Investigación preliminar

Jean Pierre Bergoeing^{*}
Rafael Arce M.^{**}
Luis Guillermo Brenes Q.^{***}
Roberto Protti^{****}

Résumé

Le secteur d'études présente toutes les caractéristiques d'une caldera de collapsus. Le matériel trouvé sur place (basaltes, andésites, brèches) ne permet pas de l'associer à la Formation Aguacate (Pliocène). Le secteur est recouvert par une surface dominée par un modelé multiconvexe et une solifluxion généralisée.

Mots clés: *Caldeira, tectonique, modelé multiconvexe, solifluxion.*

Abstract

The research area presents the shape of a collapse calderas. The lithological material founded (basalts, andesites, breaches) do not allow us to associated with the Aguacate formation (Pliocene). All the area is covered by a multiconvexe shape and land-slides phenomena.

Key words: *Calderas, tectonics, multiconvexe shape, land-slides.*

Resumen

El área de estudio presenta las características de una caldera de colapso. El material encontrado (basaltos, andesitas, brechas) no permiten asociarlo con la Formación

* Doctor de Estado en Letras y Ciencias Humanas, Universidad de Aix-Marseille II Francia, profesor catedrático de la Universidad de Costa Rica, responsable del proyecto "Geomorfología del Caribe, Costa Rica".

** Doctor, Universidad Laval, Canadá, profesor de la Universidad de Costa Rica. Director de la Escuela de Geografía.

*** Master, Universidad de Estrasburgo, Francia, Profesor catedrático de la Universidad de Costa Rica.

**** Licenciado en Geología, Universidad de Costa Rica, profesor de la Universidad de Costa Rica, consultor en geología.

Aguacate (Plioceno). El sector muestra una superficie dominada por un modelado multiconvexo y una soliflucción generalizada:

Palabras clave: *Caldera, tectónica, modelado multiconvexo, soliflucción.*

Introducción

El sector estudiado forma parte de la vertiente del Caribe de Costa Rica, se sitúa a escasos kilómetros de la margen derecha del curso medio del río Pacuare. Se enmarca con las coordenadas $10^{\circ} 01' 00''$ de latitud Norte y $83^{\circ} 27' 30''$ de longitud Oeste. Su altitud promedio es de 500 m. Rutas forestales permiten un acceso no siempre fácil (Figura 1).

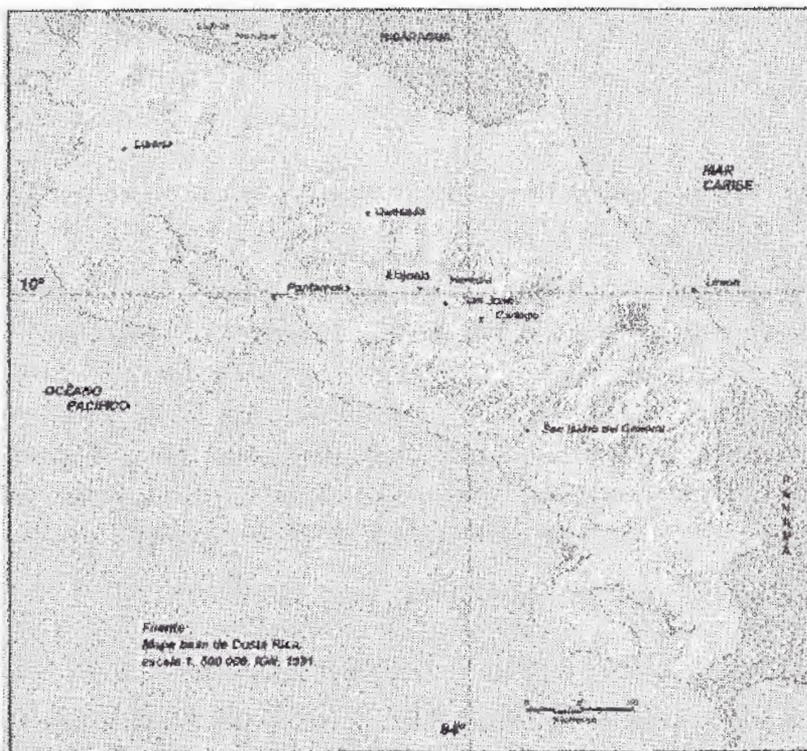


Figura 1. Sector de investigación.

Esta región se caracteriza por ser una base de costra oceánica recubierta esencialmente por formaciones volcano-sedimentarias tanto marinas como continentales, cuyos depósitos marcan toda su historia geológica.

El vulcanismo presenta un carácter de básico a intermedio con algunas intrusiones más ácidas que se manifestaron durante el Mioceno.

Según Weyl (1969), el magmatismo se fue acidificando cada vez más durante la historia geológica de la América Central meridional, llegándose a la constitución de riocitas en el Cuaternario, con una excepción en el Plioceno periodo durante el cual las rocas volcánicas son más bien básicas. Por otra parte, pertenecen todas al tipo Pacífico, caracterizado por un elevado tenor en calcio y en sodio y un débil tenor en potasio (Butterlin 1977).

El sector estudiado había sido clasificado como sedimentario terciario. Cervantes (1989) había asociado la litología del sector a las formaciones terciarias Senosri y Uskari influenciadas por una falla principal inversa a fallas asociadas responsables de la inestabilidad y de los deslizamientos de terreno. Sin embargo las muestras observadas y colectadas en el terreno; basaltos, tobas, brechas, dacitas... son prueba de que el terreno, en este sector es eminentemente de origen volcánico.

La caldera de Barbilla

Denominamos caldera de Barbilla a una vasta depresión atravesada por el río Barbilla. Se trata de un rim ovalado de unos 5 km de ancho por 8 km de largo con una caída vertical de 200 m. El rim está constituido por rocas volcánicas (dacitas, brechas pero lo que más prima son espesores considerables de toba volcánica). El eskarpe está recubierto por una densa vegetación tropical a pesar de la verticalidad del desplome. La parte superior del borde del rim es el inicio de una meseta estructural cuya altitud promedio se sitúa en los 500 m. Está constituida por tobas con bloques de basaltos diseminados en superficie y muy poco alterados (Figura 3) que descansan en una superficie de arcillas rojo parduscas.

El fondo de la caldera

El fondo de la caldera se caracteriza por una superficie topográfica irregular cuya altitud varía de 200 a 300 metros. En ella se inicia una red fluvial embrionaria que erosiona las brechas y andesitas que conforman el suelo. La superficie norte es el resultado de deslizamientos en masa desprendidos del rim y que forman pequeñas lagunas endorreicas. No se excluye que estas pequeñas depresiones lacustres estén ligadas con pequeños cráteres de explosión asociados a la fase paroxismal de la caldera.

Las calderas de hundimiento, subsidencia o colapso son generalmente elípticas y de grandes dimensiones, como es el caso que presentamos. Si su mecánica todavía no es bien conocida están asociadas con una expulsión rápida y violenta en las cámaras magmáticas poco viscosas (Araña Saavedra *et al.* 1974) (Fotografía 1).



Fotografía 1. Pequeñas depresiones endorreicas, posiblemente cratéricas. Al fondo el domo del cerro Amú y los primeros contrafuertes de la cordillera de Talamanca.

El centro de la depresión está ocupado por el talweg del río Barreal, afluente del río Barbilla. Este río entalla las brechas y tobas volcánicas aflorantes que tapizan el fondo. El río transporta cantos rodados poco desgastados de 10 a 30 cm de diámetro. El río sufre crecidas importantes con las lluvias tropicales que concentran en su centro los flujos de la depresión (media pluviométrica anual del sector de 3,000 mm). El área está igualmente recubierta por un bosque secundario ya que anteriormente fue explotada por el hombre como sector de pastoreo para ganado vacuno. Hoy el sector ha sido declarado “Área de conservación natural protegida” (Figura 2).

El sector sur

Más al sur, el cerro Amú (686 m) debe ser considerado como un domo volcánico post colapso (ver Figura 3) cuya cumbre conserva remanentes de un cráter. Sin embargo sus vertientes están muy erosionadas y es la vegetación tropical frondosa que retiene el suelo de los deslizamientos en masa que serían importantes sin esta protección natural.



Figura 2. Modelo de elevación digital de la caldera de Barbilla (Lic. D. Salas 2006).

El estudio de las fotografías aéreas e imágenes satelitales ha permitido constatar la presencia de planezes y numerosos alineamientos tectónicos de dirección SO-NE, así como otras estructuras semicirculares que permiten emitir la hipótesis de una serie de calderas alineadas siguiendo el alineamiento SO-NE. El río Dantas, otro afluente del Barbilla, sigue un trazado fluvial en forma de bayoneta inducido por la tectónica local. La caldera se diluye hacia el Este donde la altitud promedio disminuye a 300 m. Aquí es donde se sitúa el curso medio-inferior del río Barbilla que aunque se comporta como un torrente y transporta bloques rocosos, variados e importantes en tamaño, desde la cordillera de Tamanca gracias a su fuerte competencia.

La meseta volcánica del Norte

La meseta estructural se extiende por unos diez kilómetros desde el borde de la caldera hacia el Norte y se presenta como una unidad donde predominan las tobas volcánicas en un material muy alterado y cuyo espesor lo consideramos en unos 200 metros. Estas tobas descansan discordantemente sobre la formación sedimentaria marina Uskari. El material está muy alterado por la acción hidrotermal pero

aún se pueden reconocer sus diferentes componentes ígneos. Próximo al rim se encuentra en superficie una gran cantidad de bloques de basaltos sanos (Figura 3).

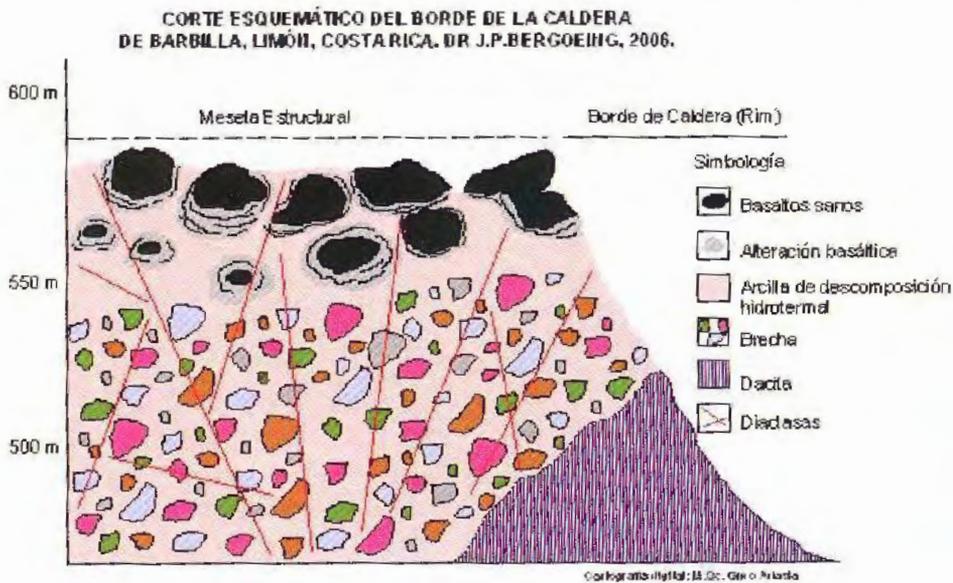
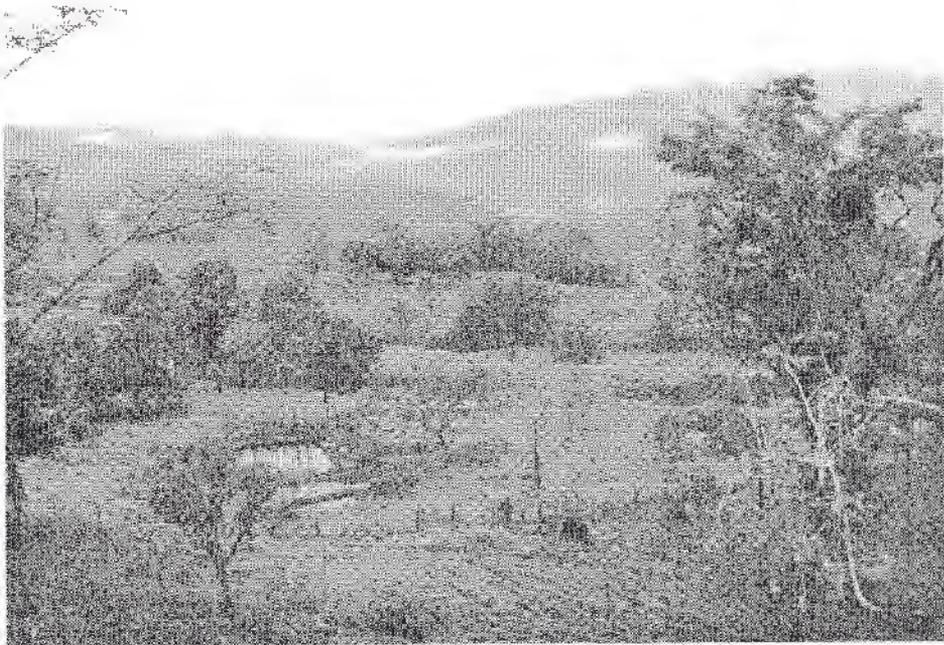


Figura 3. Esquema del rim de la caldera de Barbilla.

Este último sector fue durante mucho tiempo preservado por un bosque primario donde vivían algunas comunidades indígenas. La tala sistemática del bosque y la construcción de trochas madereras de penetración desprotegeron el suelo de su cobertura vegetal natural, creándose las condiciones para los deslizamientos de terreno. El suelo desnudo hoy se presenta como un modelado multiconvexo (típico de las zonas premontanas de Costa Rica) con alteraciones profundas del suelo. Por ello la soliflucción del sector es un fenómeno generalizado así como la reptación del suelo.

En la carretera conducente al rim, se puede observar una terraza fluvial que consideramos que corresponde al nivel 3 que es el nivel fluvial más antiguo de Costa Rica (Pleistoceno medio) si no se toma en consideración los conos de deyección del Valle de El general datados del Pleistoceno antiguo (Bergoeing 1998).

La terraza fluvial se presenta como un conglomerado formado por cantos rodados de 20 a 40 cm de diámetro. Que están muy alterados (fantasmas) y que descansan en una matriz arcillosa rojo-parda lo cual aquí es una excepción. (Aparentemente aquí las arcillas caoliniticas y ferruginosas son más bien escasas). (Beudet *et al.* 1986) (Fotografía 3).



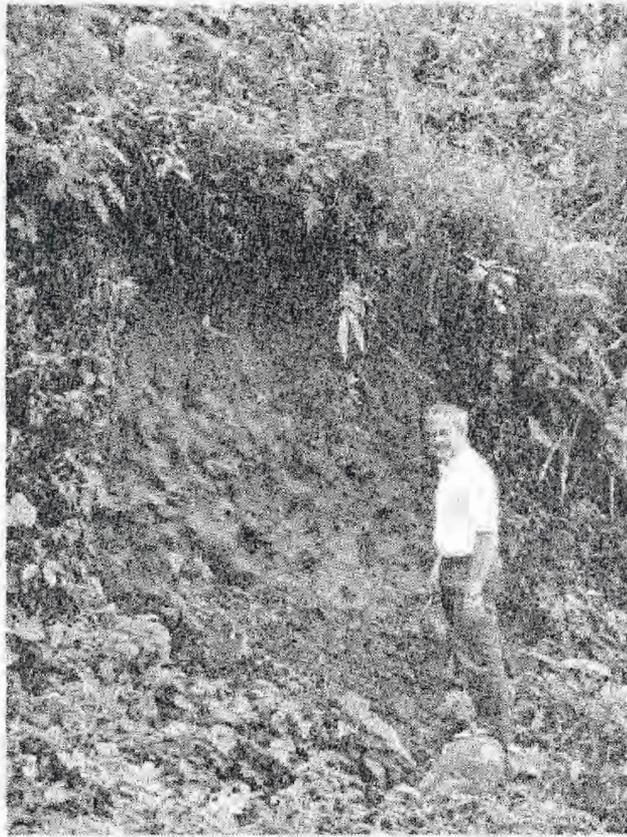
Fotografía 2. Meseta volcánica recientemente deforestada. Presenta depresiones lacustres endorreicas, deslizamientos y solifluxión generalizada del suelo.

El contacto con la llanura litoral

El área de estudio constituye una zona de contacto entre la llanura litoral sobre la cual se disponen las grandes plantaciones bananeras explotadas desde fines del siglo XIX, y los primeros contrafuertes de la Cordillera de Salamanca preservados hasta hace poco tiempo de la actividad humana. El sector es también el límite o borde sur del graben de Nicaragua y vecino de un sector volcánico de fines del Terciario atribuido al grupo Aguacate (Malavasi 1965; Tournon *et al.* 1995). Al cual se le atribuye una edad Plioceno.

Aquí es donde los ríos provenientes de la vertiente Caribe de la Cordillera de Salamanca, como es el caso del Pacuare sufren una ruptura de pendiente y por ello han construido durante el Pleistoceno superior poderosos conos de deyección muy aplanados que viene a confundirse con la llanura litoral flandense.

El vulcanismo de Aguacate, se caracteriza por una actividad explosiva violenta y presencia de rocas ácidas, como las ignimbritas, que se encuentran ausentes en el sector de estudio (Figuras 4 y 5).



Fotografía 3. Terraza fluvial superior del río Pacuare, probablemente nivel T3.

Anexos

Análisis Petrográficos de las muestras realizados por la Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (Dr. Siegfried Kusmaul):

Muestra 1. Basalto alcalino

Microscopia

Textura: hipocristalina, casi holocristalina porfirítica con fenocristales de augita y fantasmas de olivino dentro de una matriz muy cristalina.

Fenocristales: 14%

Augita titanífera: cristales con tamaño máximo de 1.0 x 0.9 mm; aproximadamente el 14% de la roca.

Olivino: cristales fantasmas, completamente alterados a una mezcla de nontronita con poco sílice; tamaño máximo 0.7 x 0.4 mm, menos del 1%.

Matriz: 86% textura entre Inter.-granular y pilotaxítica con muchos microlitos alineados de plagioclasa (promedio 0.07 x 0.01 mm), augita (0.025 x 0.01 mm), magnetita (0.015 mm) y muy poco vidrio intersticial.

Muestra 2: Dacita rica en inclusiones

Descripción Petrográfica

Microscopía: Textura: hipocristalina glomeroporfírica seriada con fenocristales de plagioclasa, augita, biotita, hipersteno y hornblenda hornblenda dentro de una matriz con textura micro hasta criptocristalina (ver Microfotos).

Fenocristales: 32%

Plagioclasa (andesina con An 45-48): cristales hipidiomórficos con tamaño muy variable (máximo de 3.8 x 1.6 mm). Muestran una zonación oscilatoria fuerte.

Aproximadamente el 26% del volumen total de la roca.

Augita: cristales con tamaño máximo de 1.3 x 0.9 mm; aproximadamente el 2% de la roca.

Biotita: con tamaño máximo de 1.3 x 0.4 mm; aproximadamente el 2% de la roca.

Hornblenda: tamaño máximo de 1.1 x 0.5 mm; aproximadamente el 1% de la roca. Las inclusiones holocristalinas tienen una concentración más alta.

Hipersteno: tamaño máximo 0.9 x 0.3 mm; oxidados en los bordes o con halo de augita; aproximadamente al 1%.

Magnetita: diámetro máximo de 0.4 mm; menos del 1% del volumen.

Apatito: tamaño máximo 0.25 x 0.07 mm; mineral accesorio.

Inclusiones holocristalinas, probablemente *cumulitas*, compuestas por plagioclasa, piroxenos, magnetita y hornblenda; aproximadamente el 4% del volumen total.

Matriz: 64% textura micro a criptocristalina, originalmente compuesta por mucho vidrio, ahora recristalizada a una masa criptocristalina con una alta impregnación de hematita. Contiene también microlitos pequeños de plagioclasa (promedio 0.04 x 0.01 mm), magnetita e hipersteno.

Muestra 3: Andesita

Microscopía

Textura: hipocristalina, glomeroporfírica, ligeramente vesicular, con fenocristales de plagioclasa, augita, hipersteno y pocos microfenocristales de olivino alterado y magnetita dentro de una matriz intersertal.

Fenocristales: 38%

Plagioclasa: cristales hipidiomórficos con tamaño variable (máximo de 1.3 x 1.1 mm). Aproximadamente el 25% del volumen total de la roca.

Augita: cristales con tamaño máximo de 0.9 x 0.5 mm; aproximadamente el 2% de la roca.

Hipersteno: tamaño máximo 0.95 x 0.2 mm; menos del 1%.

Olivino: cristales fantasmas completamente alterados a nontronita; tamaño máximo 0.4 x 0.15 mm; menos del 1%.

Magnetita: diámetro máximo de 0.1 mm; menos del 1% del volumen.

Inclusiones holocristalinas: compuestas por plagioclasa, augita y a veces olivino; aproximadamente el 1%.

Vesículas: diámetro máximo 0.2 mm; aproximadamente el 1% de la roca.

Matriz: 71% textura intersertal compuesta por muchos microlitos de plagioclasa, poca augita, hipersteno, magnetita y vidrio. Algunas vesículas pequeñas tienen un relleno de cristobalita.

Conclusión

El sector de la caldera de Barbilla corresponde a un área volcánica que puede ser asociada con un vulcanismo de tipo Pacífico, cuya fase terminal, en el caso de Costa Rica se situaría en el Pleistoceno inferior, Las formas residuales habrían evolucionado por una alteración *in situ* durante todo el Cuaternario hasta producir los modelados actuales. Es lo que deja pensar al menos las formas conservadas hasta hoy así como el material lítico residual.

El sector se encuentra diseminado por otras estructuras de colapso del mismo tipo que se alinean siguiendo un eje NNE-SSO poco usual en Costa Rica. Sin embargo conocemos otras alineaciones volcánicas en el país como las estructuras N-S Poás, Congo, Laguna de Hule y gasmaar de Laguna de Río Cuarto (Bergoeing *et al.* 1977).

La meseta volcánica constituida de tobas, descansa sobre sedimentos marinos del Mioceno, lo cual nos da una escala del tiempo asociado con la orogénesis cuaternaria de la Cordillera de Salamanca. El sector está igualmente fracturado por alineamientos tectónicos de los cuales los más importantes siguen el trazado tectónico general NO-SE.

Este vulcanismo residual cuaternario de Barbilla, bien podría estar asociado con las estructuras explosivas de la Fila Matama (Cordillera de Salamanca) y con los afloramientos de basaltos tubulares y diabasas que ascendieron a través de la formación sedimentaria Río Banano (Plioceno) cerca del poblado de Búfalo. La explicación más lógica es que la caldera de Barbilla se encuentra en el límite del graben de Nicaragua donde la Placa del Coco se encuentra al límite de la subducción y es ascendente (efecto de falla inversa), lo cual habría permitido el ascenso magmático provocando un vulcanismo terminal a comienzos del Cuaternario.

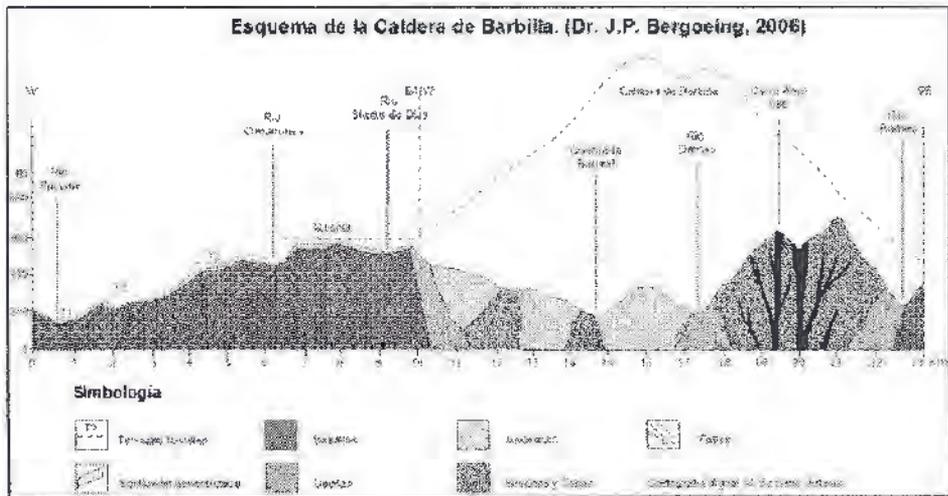
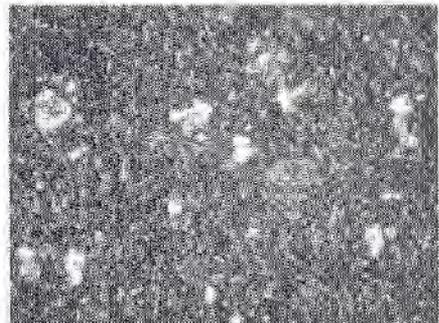
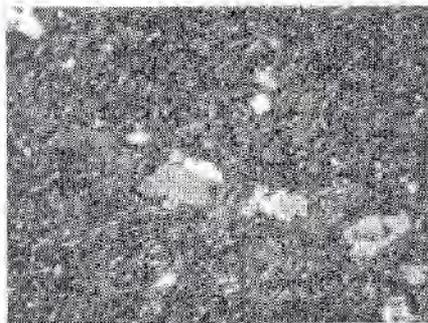
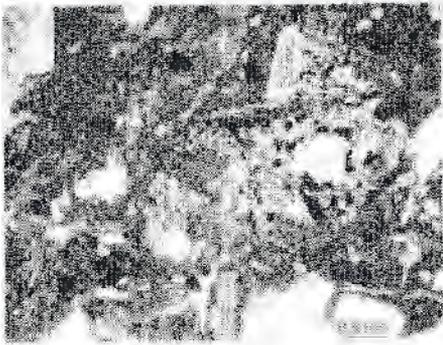


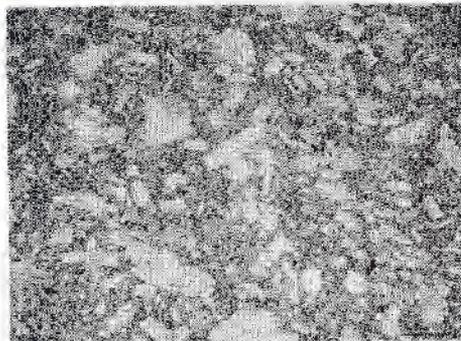
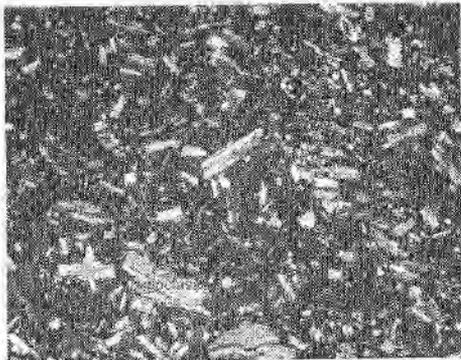
Figura 4. Perfil geológico de la caldera de Barbilla.



Muestra 1. Basalto Alcalino.



Muestra 2. Dacita rica.



Muestra 3. Andesita.

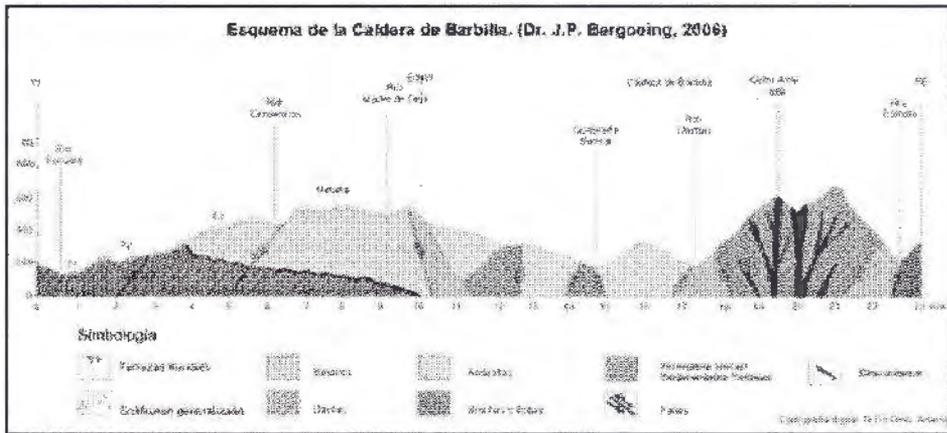


Figura 5. Carta geomorfológica del sector de estudio.

En superficie el sector de estudio se encuentra recubierto por varios metros de espesor de arcillas de descomposición con presencia de hidro-termalismo. Ello consecuentemente ha producido un modelado multiconvexo, con deslizamientos en masa, solifluxión generalizada y reptación del suelo, aislando algunos sectores deprimidos convirtiéndolos en receptáculos lagunares endorreicos. No se descarta que algunas de estas depresiones pudieran ser de origen cratérico, asociadas a la fase paroxismal de la caldera.

Todo el material volcánico superior descansa de manera discordante sobre las areniscas, lutitas y calizas de la formación Uskari (Mioceno). La discordancia se produce hacia los 300 a 400 metros de altitud por lo que el estrato volcánico superior cubre de 100 a 200 metros de espesor. Se impone un estudio sistemático del sector así como un muestreo para análisis radiométrico que podría esclarecer más la problemática aquí presentada.

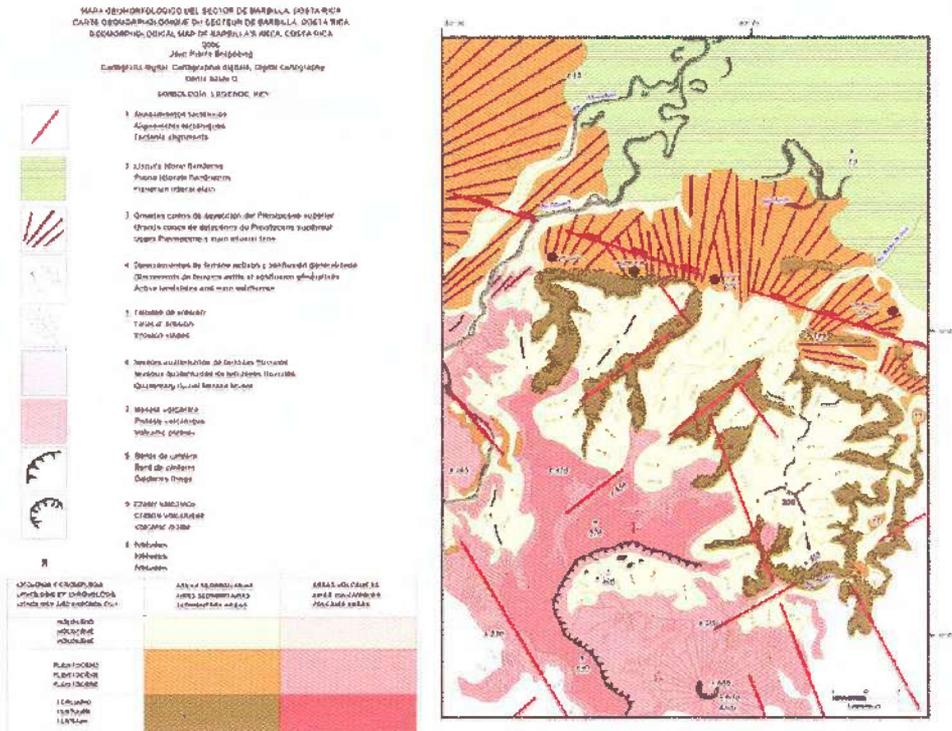
Bibliografía

- Alvarado I., Guillermo, "Los volcanes de Costa Rica: Geología, historia y riqueza natural", Editorial Universidad Estatal a Distancia UNED, San José, Costa Rica, 1989, pp. 269.
- Araña S., Vicente; López R. José, "Volcanismo dinámica y Petrología de sus productos", Colección Colegio Universitario, Ediciones Istmo, Madrid, 1974.
- Auboin, J.; Azema, J., "A propos de l'origine de la plaque caraïbe" C.R. Acad. Sc. Paris, t. 291, série D, 7 juillet 1980, pp. 33-37.
- Battistini, R.; Bergoeing, J.P., "Géomorphologie de la côte Caraïbe du Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 99, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), México, 1982, pp. 167-188.

- Beudet, G.; Gabert, P.; Bergoeing J.P., "Les modèles hérités du Costa Rica", *Bull. Assoc. Géog. Français*, núm. 488, pp. 183-197, Paris, 1982.
- , "La Cordillera de Talamanca y su piemonte neotéctonica y variaciones morfoclimáticas en el SW de Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 103, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), México, 1986, pp. 87-95.
- Bergoeing, J.P.; Brenes L.G., "Laguna de Hule, una Caldera Volcánica", *Informe semestral*, julio-diciembre, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1977.
- Bergoeing, J.P.; Malavassi E., "Carta geomorfológica del Valle Central de Costa Rica", 9 cartas a escala 1:50.000 IGN, Costa Rica, Ofiplan-US AID Proyecto 2 Etapas, 1981.
- , "Síntesis Geológica del Valle Central", Mapa a color escala 1:100,000 IGN-Costa Rica, 1981.
- , "Evidencias paleo-climáticas en los cursos medios del Reventazón y del Pacuare, Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 94, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), México, 1981.
- Bergoeing J.P., "Geomorfología de Costa Rica", Editorial Librería Francesa, Costa Rica, 2007.
- Butterlin, Jacques, "Géologie Structurales de la Région des Caraïbes", Masson, Paris, 1977, pp. 259.
- Cervantes, José Francisco, "Análisis geotécnico del proyecto hidroeléctrico de Siquirres, Provincia de Limón, Costa Rica", ICE, Costa Rica, 1989.
- Denyer, Percy; Kussmaul, Siegfried, "Geología de Costa Rica", Instituto Tecnológico de Costa Rica, Cartago, Costa Rica, 2000, pp. 505.
- Rittmann Alfred, "Les volcans et leur activité", Masson et Cie, Paris, 1963, pp. 461.
- Tournon, Jean, "Présence de basaltes alcalins récents au Costa Rica (Amérique Centrale)", pp. 140-147, *Bulletin Volcanologique*, no. 36, 1998, Paris, France, 1972.
- Tournon, Jean, Alvarado, Guillermo; "Carte Géologique de Costa Rica" échelle 1:500,000 et Notice explicative, Ministère des Affaires Etrangères, Délégation Régionale à la Coopération Scientifique et Technique-Institut Costaricien d'Electricité (ICE). Imprimerie La Vigie, Dieppe, France, 1995, pp. 79.
- Weyl, R., "Magmatische Förderphasen und Gesteinschemismis in Costa Rica (Mittelamerika)", *Neues jb. Geol. Paläont Monatsch*, Dtsch no. 7, fig. 1-9, text-fig. 1-7, 1969, pp. 423-446.

La Caldera de Barbilla, Costa Rica. Investigación Preliminar

Este mapa forma parte y fue omitido involuntariamente del artículo publicado en la *Revista Geográfica*, núm. 142, cuyos autores son Jean Pierre Bergoeing, Rafael Arce M., Luis Guillermo Brenes Q. y Roberto Protti.



Interpretación geomorfológica del volcán Barú, Panamá

Jean Pierre Bergoeing*

Abstract

The author draws the volcanic history of one of the most important active volcano of Panama and the morphological shapes consequences in the area.

Key words: *Crater, Caldera, Piroclastic material, Tectonic plates, Lahars, Alluvial Fans, Pleistocene, Flandrian.*

Résumé

L'auteur retrace l'histoire volcanique d'un des plus importants volcans actifs du Panamá et les évidences morphologiques qui en découlent dans le secteur.

Mots clés : *Cratère, Caldera, Pyroclastes, Plaques tectoniques, Lahars, Cones de dejection, Pleistocène, Flandrien.*

Resumen

El autor retraza la historia volcánica de uno de los más importantes volcanes activos de Panamá y las evidencias morfológicas que se desprenden de este sector.

Palabras clave: *Cráter, Caldera, Piroclastos, Placas tectónicas, Lahares, Conos de deyección, Pleistoceno, Flandense.*

Introducción

El volcán Barú o Chiriquí, forma parte de la Cordillera de Talamanca. Se encuentra al Oeste de la República de Panamá, próximo a la frontera con Costa Rica y constituye su punto culminante con 3,474 m de altitud. Sus coordenadas geográfi-

* Profesor catedrático Universidad de Costa Rica.

cas son $8^{\circ} 49' 01.33''$ de latitud Norte y $82^{\circ} 33' 08.07''$ de longitud Oeste. El emplazamiento del volcán Barú se explica por estar situado en una de las zonas más sísmicas de la región, ya que aquí colisionan las placas tectónicas; del Caribe, Cocos y Sudamérica. Sin embargo algunos geólogos han sugerido que el vulcanismo sería inactivo en la región occidental de Panamá porque la dorsal de Cocos anularía la subducción y con ello las ascensiones magmáticas (Malfait y Dinkelman 1972). Sin embargo estudios recientes apoyados por dataciones radiométricas, demuestran que el vulcanismo no solo ha sido activo durante el Cuaternario sino que se ha prolongado en el Holoceno y el Actual, cuya última erupción está datada de 740 ± 150 años B.P. Los estudios realizados por IRHE-BID-OLADE en 1985, distinguen dos ciclos eruptivos. El primero predominantemente de flujos de lavas y el segundo de carácter explosivo freatomagmático, con flujos piroclásticos (Eduardo Camacho A. 2007).

A este estratovolcán no se le conoce actividad volcánica histórica, sin embargo es un volcán joven, ya que hay evidencias de erupciones alrededor del año 500 d.C. así como erupciones menores alrededor del año 1550. Las muestras ^{14}C obtenidas en restos arqueológicos enterrados por cenizas volcánicas indican edades que fluctúan entre 60 a.C. y 1210 (Stewart 1986 y Linares *et al.* 1975). Las lavas son predominantemente andesítico basálticas cuaternarias. La fuerte actividad del volcán Barú queda demostrada por los depósitos de cenizas en el sector costarricense de San Vito de Java que ha dado origen a una meseta topográfica. Una muestra radiométrica realizada por el Instituto Costarricense de Electricidad, ICE, aportó una edad de 2.6 M.a. (J. Bergoeing 2007).

Del análisis de la imagen satelital Landsat 2007, se observan dos calderas concéntricas de explosión, una antigua, periférica y otra más moderna, abierta hacia el Oeste donde se ha edificado el cono actual. El volcán posee cuatro cráteres principales y dos domos somitales.

El flanco noreste ocupado por los poblados de Las Mirandas, Guadalupe, Chumbaga, Cerro Punta y Bambito, es una depresión probablemente producto de una caldera de colapso.

Se han reportado precipitaciones nivales ocasionales en la cumbre del volcán, y las temperaturas cercanas a 0°C son frecuentes durante la estación seca, de diciembre a abril. Este fenómeno se percibe igualmente en las altas cumbres superiores a los 3,500 m de la Cordillera de Talamanca, cumbres del Chirripó (3,819 m) y Kamuk (3,549 m) (Bergoeing 1978).



Figura 1. Área de localización del volcán Barú.

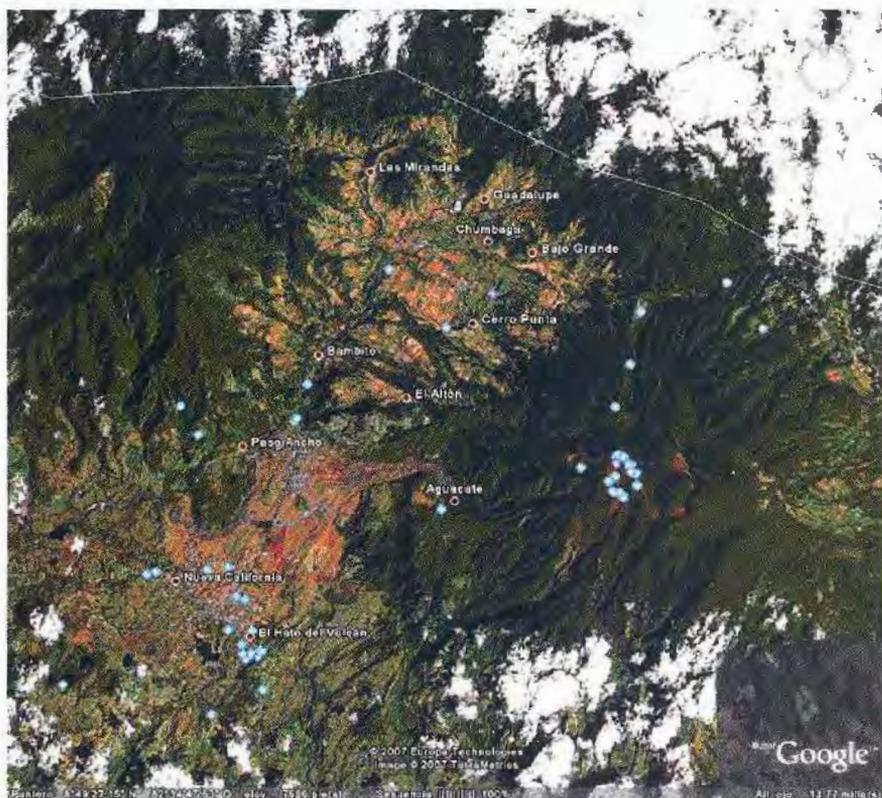


Figura 2. Volcán Barú o Chiriquí, Panamá, 8° 49'01.33" Norte y 82° 33'08.07" Oeste. Imagen Google Earth, © 2007 Europa technologies, Image©2007 TerraMetrics.

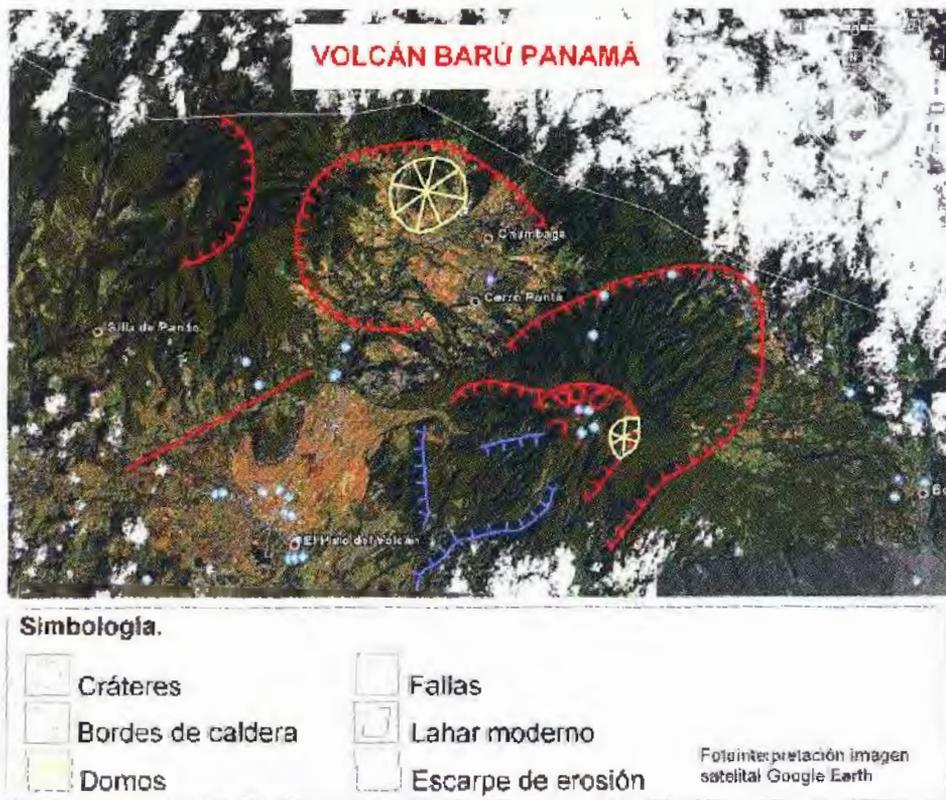


Figura 3. Fotointerpretación de la imagen satelital Google Earth. Dr. J.P. Bergoeing. Imagen Google Earth, © 2007 Europa technologies, Image©2007, TerraMetrics.

Los altos relieves presentan un modelado multifacético, propio de los países tropicales húmedos, cuya cobertura vegetal primaria los protege relativamente de la erosión. Los relieves inferiores, es decir a partir de los 200 m de altitud, se caracterizan por dos tipos de modelados: modelado multiconvexo, de profunda alteración *in situ* y; modelado de grandes conos de deyección que se prolongan por decenas de kilómetros hasta alcanzar la costa, donde se diluyen en los manglares. Este último tipo de modelado es el producto del sistema general de drenajes que se concentra con neta dirección Sur y termina formando un sistema deltaico, con islas alledañas, recubiertas por el manglar, esteros y cordones litorales que datan del flandense (6,000 años B.P.). Los conos de deyección están conformados por los lahares que el Barú a emitido durante sus erupciones o bien derivadas de ellas. Uno de ellos, el más moderno, tapiza el flanco Este del volcán, que se expande a partir del poblado de Aguacate y se extiende por el Oeste hasta los poblados de El Hato del Volcán y de Nueva California situados en el límite Sur del derrame. Sería un derrame de un antiguo lago cuya presa natural cedió probablemente por rebalse asociado con fuertes sismos.



Fotografía 1. Volcán Barú, Panamá. <http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1406-01-&volpage=photos&photo=083075>

Conclusión

El volcán Barú o Chiriquí forma parte del alineamiento volcánico meridional de la Cordillera de Talamanca, que se prolonga en la república de Panamá, donde conforman unos diez estrato-volcanes, que se inician con el cráter del Tisingal al noreste y se terminan con el volcán La Yeguada al suroeste. Se trata de ascensiones magmáticas en un sector altamente tectónico ya que aquí colisionan las placas tectónicas del Caribe, de Cocos y de Panamá. Ello explicaría la migración magmática de algunos focos volcánicos del Oeste al Este. El Barú es un estrato volcán-moderno, Plio-cuaternario, edificado sobre calderas de colapso. El cono actual se yergue sobre una estructura anterior, abierta hacia el Oeste. A los pies del cono, se destaca un flujo lahárico importante y reciente (histórico) que cubre una gran extensión. El modelado geomorfológico resultante, no ha borrado las estructuras volcánicas multiformes propias de la erosión en medio tropical húmedo, lo que permite reconocer los relictos volcánicos anteriores. Ello demuestra que estos son recientes (Pleistoceno medio a Holoceno), ya que el medio erosivo tropical húmedo tiende a destruir en forma relativamente rápida las formas estructurales antiguas. Los conos de deyección que tapizan el relieve al sur del cono volcánico del Barú pueden ser ordenados en varias generaciones según su clasificación sedimentaria. A los pies del volcán, se sitúan los conos más antiguos, predominantemente laháricos. Al sur próximo a la costa los más modernos formados por deslaves holocenos que han conformado un área que limita el paleo-litoral flandense.

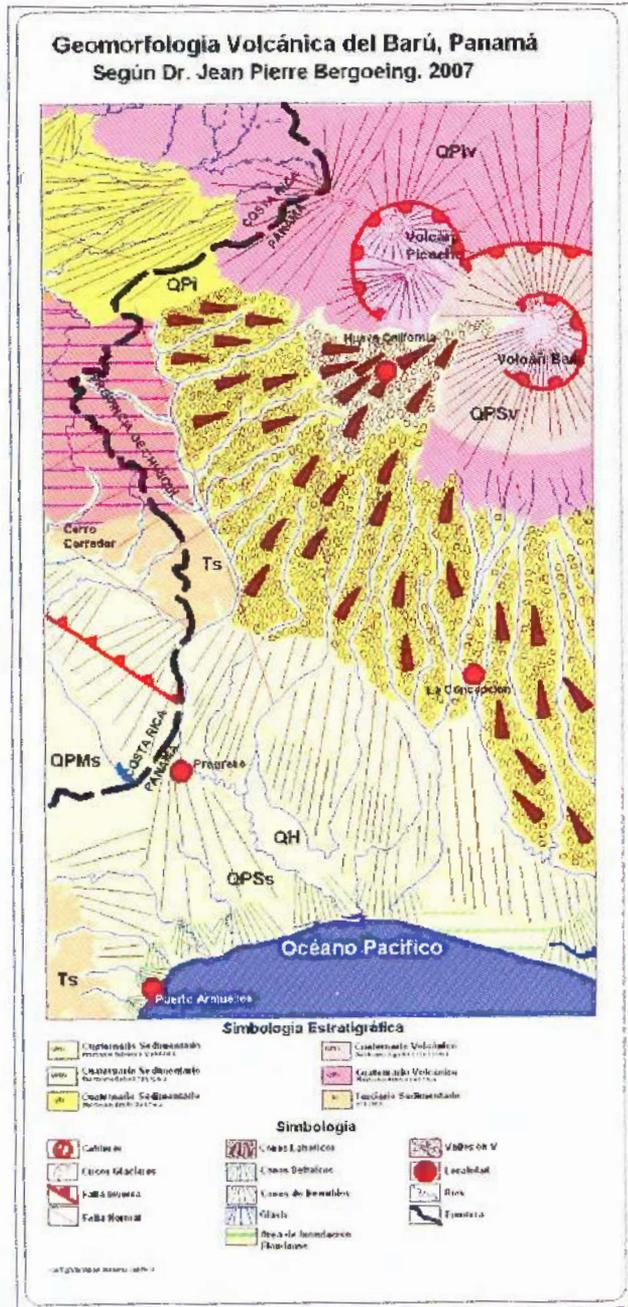


Figura 4. Mapa geomorfológico del sector volcán Barú, costa del Pacífico, Dr. J.P. Bergoeing.

Bibliografía

- Battistini R. and Bergoeing J.P., "Volcanisme récent et variations climatiques Quaternaires du Costa Rica", en *Bull. Assoc. Géog. Français*, no. 485 pp. 96-98, Paris, 1982.
- Beaudet G., Gabert P. and Bergoeing J.P., "Les modèles hérités du Costa Rica", en *Bull. Assoc. Géog. Français*, no. 488, pp. 183-197, Paris, 1982.
- Behling H., "A 2860-year high-resolution pollen and charcoal record from the cordillera de Talamanca in Panama: a history of human and volcanic forest disturbance", *Holocene*, 10:387-393, 2000.
- Bergoeing J.P. y Brenes L.G., "Laguna de Hule, una Caldera Volcánica", en *Informe semestral*, julio-diciembre, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1977.
- Bergoeing J.P., "Modelado glaciar en la Cordillera de Talamanca", en *Informe semestral*, julio-diciembre, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1977.
- Bergoeing J.P., Mora S. y Jiménez R., "Evidencias de volcanismo Plio-cuaterario en la Fila Costeña, Térraba, Costa Rica", en *Informe semestral*, julio-diciembre, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1978.
- Bergoeing J.P., "Le cas du Yellowstone une caldeira exceptionnelle", *Revista Geográfica*, núm. 137, IPGH, México, 2005.
- Bergoeing J.P., *Geomorfología de Costa Rica*, 2a Edición, Editorial Librería Francesa, San José, Costa Rica (1a edición 1978, IGN, Costa Rica), 328 pp., 2007.
- Bergoeing J.P. y Brenes L.G., "Las calderas concéntricas del Platanar, Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 141, IPGH, México, 2007.
- Bergoeing J.P., Arce R., Brenes L.G. y Protti Q., "La caldera de Barbilla, Costa Rica, investigación preliminar", *Revista Geográfica*, núm. 142, IPGH, México, 2007.
- Camacho A. Eduardo, "Los volcanes de Chiriquí", Laboratorio de Geofísica e Hidrología, Universidad de Panamá, texto <http://www.volcanbaru.com/sismos/volcanes/>
- De Boer J.Z., Defant M.J., Stewart R.H., Restrepo J.F., Clark L.F., Ramirez A.H., "Quaternary calc-alkaline volcanism in western Panama: regional variation and implication for the plate tectonic framework", *J. South Amer Earth Sci*, 1:275-293, 1988.
- Linares, O.F., P.D. Sheets, and E.J. Rosenthal, "Prehistoric Agriculture in Tropical Highlands. Settlement patterns in western Panama", *Genetic Resources and Crop Evolution, Rev. Springer Netherlands*, 1975.
- Linares, Olga F.; P.D. Sheets, "Highland agricultural villages in the Volcan Baru. region", en O.F. Linares, A.J. Ranere eds., *Adaptive Radiations in Prehistoric*

- Panama*, Peabody Museum Monographs 5, Harvard University Press, Cambridge, pp. 44-55, 1980.
- Sheets, Payson D., "The Volcan Barú region: a site survey", en O.F. Linares, A.J. Ranere eds., *Adaptive Radiations in Prehistoric Panama*, Peabody Museum Monographs 5, Harvard University Press, Cambridge, pp. 267-275, 1980.
- Sheets, Payson D., E.J. Rosenthal, A.J. Ranere, "Stone tools from Volcan Barú", en O.F. Linares, A.J. Ranere eds., *Adaptive Radiations in Prehistoric Panama*, Peabody Museum Monographs 5, Harvard University Press, Cambridge, pp. 404-428, 1980.
- Siebert L., Alvarado G.E., Vallance J.W., van Wyk de Vries B., "Large-volume volcanic edifice failures in Central America and associated hazards", en Rose W. I., Bluth G.J.S., Carr M.J., Ewert J.W., Patino L.C., Vallance J.W., eds., "Volcanic hazards in Central America", *Geol. Soc. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 412:1-26, 2006.
- Universidad Tecnológica Panamá, "Evaluación de la amenaza, estimación de la vulnerabilidad y del factor costo de riesgo del Volcán Barú, República de Panamá", Universidad Tecnológica Panamá, Facultad de Ingeniería Civil, CEPREDENAC, 129 pp. and 1:100,000 scale map, 1992.

La transgresión Flandense

Jean Pierre Bergoeing*

*Los mares poseen una historia que condiciona la vida de los hombres que los bordean o que navegan en ellos
Delort y Walter, 2001.*

Résumé

Cet article décrit la transgression flandrienne à niveau mondial, pendant l'Holocène comme l'une des conséquences du dégel post-wurmien. Le niveau flandrien qui ne dépasse pas les 3 mètres, au Costa Rica atteint les 10 mètres du aux effets d'une néotectonique positive.

Mots clés: Flandrien, Transgression marine, Eemien, Changement climatique, Glaciation wurmienne.

Abstract

This paper describe the world flandrian sea transgression during the Holocene as a consequence of the post wurmian ice melting. The flandrian level never reached more than 3 meters high, but in Costa Rica this level is found at 10 meters under a positive neo tectonic influence,

Key words: Flandrian, Sea transgression, Eemian, Weather changes, Wurmian glaciation.

Resumen

Este artículo describe la trasgresión flandense que ha sido mundial, durante el Holoceno y una consecuencia del último deshielo post wurmiense. El nivel flandense que no superó los 3 metros de altitud, en Costa Rica se eleva fácilmente a 10 metros debido a la neo-tectónica positiva.

Palabras claves: Flandense, Trasgresión marina, Eemiense, Cambio climático, Glaciación Wurmense.

Introducción

La última gran variación eustática que modificó la línea de costa, conocida como transgresión flandense, estabilizó el nivel actual del mar hace unos 6,000 años. Ello se debió al deshielo de los glaciares wurmienses provenientes de los inlandsis: fino-

* Profesor catedrático, Universidad de Costa Rica.

escandinavo (-8,000 años B.P.); Lauréntido (-7,000 a -6,500 años B.P.); y Siberiano, que tuvo como consecuencia la subida del nivel del mar de unos 130 metros sobre su nivel anterior, con incrementos anuales que alcanzaron en algunos casos de 10 a 50 cm (Delort y Walter, 2001). El Holoceno se divide en periodos: pre-boreal (-10,000 años), boreal, atlántico antiguo, atlántico reciente, sub-boreal y subatlántico (-1,000 años en adelante).

Durante el Cuaternario el nivel del mar ha oscilado ostensiblemente variando entre los periodos glaciares e interglaciares. Durante el periodo Flandense (Holoceno) el mar invadió las actuales llanuras litorales de unos tres a cuatro metros por sobre el nivel actual. A esto se le conoce con el nombre de Trasgresión Flandense, nombre tomado de Flandes en Europa donde se distinguen tres periodos:

- *Flandense inferior* (-15,000 a -8,000 años B.P.) donde se da la apertura del paso de Calais entre el mar del Norte y el canal de La Mancha.
- *Flandense medio* (-8,000 a -5,000 años B.P.) baja de nivel que transforma al mar Báltico en mar interior.
- *Flandense superior* (comienzo de la era cristiana. Corresponde a la emersión de Flandes y al nacimiento del Zuiderzee.

La mayoría de los litorales han sufrido cambios en los últimos 2,500 años. Valga para ello recordar el cambio del paisaje sufrido en el estrecho litoral de las Termópilas, donde Leonidas detuvo al ejército Persa y que hoy es una llanura de 2.5 km de extensión frente a la isla de Eubea (véase Figura 1). O bien evocar el golfo de los Pictos en el oeste de Francia, donde Julio César venció a este pueblo en una batalla naval. El golfo de los Pictos constituye hoy el pantano del Poitou (véase Figura 2). No hay que dejar de mencionar igualmente la fluctuación de las corrientes marinas como la del Gulf Stream que determinaron el recalentamiento de las costas occidentales de Europa.

Durante el Cuaternario se han registrado importantes cambios climáticos que se tradujeron por periodos glaciares e interglaciares. Ello debido a las variaciones de la órbita terrestre que se tradujo por fluctuaciones en la insolación del planeta (teoría de Milankovich) particularmente durante el Pleistoceno medio y superior. Ello produjo, en las latitudes ecuatoriales y tropicales, periodos resistásicos donde la vegetación retrocedió debido a los estacionamientos glaciares en las altas cumbres y periodos biotásicos, donde por el contrario la vegetación prosperó. Del mismo modo los ecosistemas de las latitudes medias se vieron modificados por vegetación herbácea durante los periodos glaciares, seguido por una densificación de bosques durante los periodos interglaciares. Situación análoga a la actual, (período Holoceno). En Europa el último interglaciar, conocido como período Eemiense es uno de los más estudiados por la comunidad científica y considerado análogo al período actual.

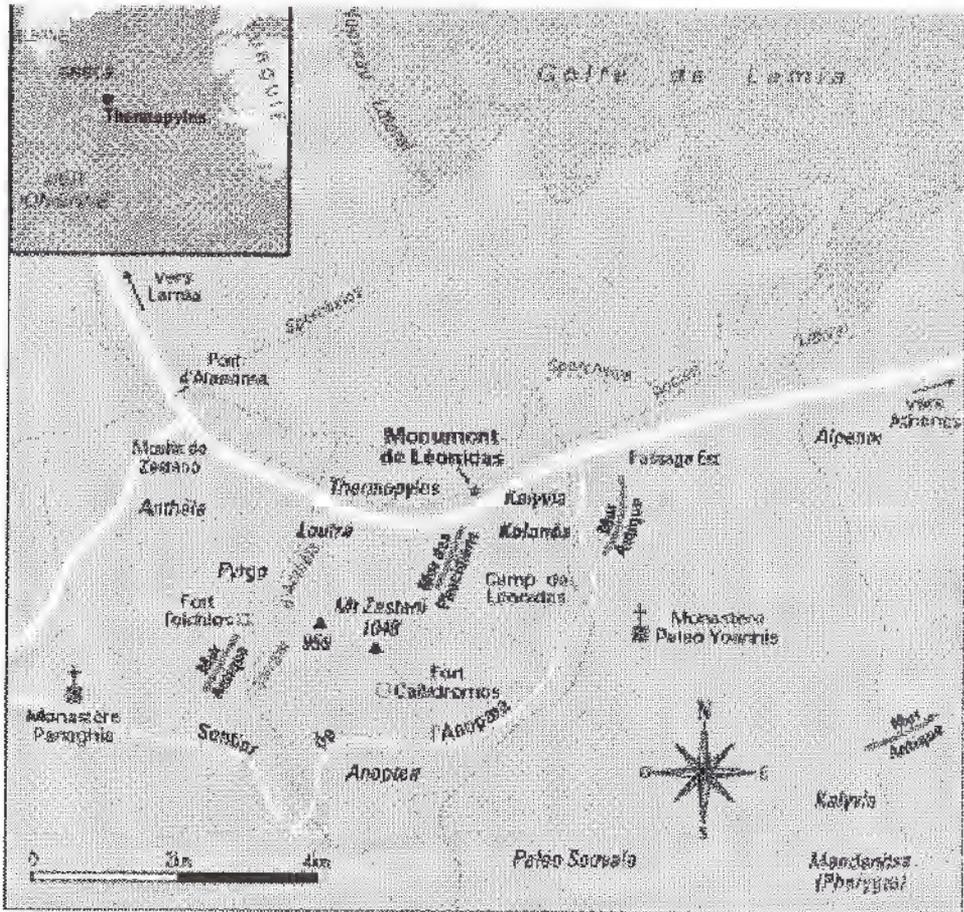


Figura 1. Termópilas en Grecia. El monumento a Leonidas marca la antigua Línea de costa del año 480 a.C. Desde entonces la llanura litoral se ha extendido en 2.5 km hasta el golfo de Lamia.

Fuente: <http://www.quid.fr/monde.html?mode=detail&iso=gr&style=carte&id=50652&docid=1023>



Figura 2. Pantano Poitevin, Poitou, Oeste de Francia. Canales de desagüe que permite el cultivo de las tierras pantanosas.

Fuente: http://activart.com/archives/photos_marais/index.php?image=72

El serbo-croata Milutin Milankovich estableció tres grandes ciclos climáticos. El primero corresponde a la precesión de los equinoccios en un periodo de 21,000 años (gran año sideral). Esto influye en un 50% en el cambio climático. El segundo ciclo corresponde a periodos de 41,000 años y está directamente relacionado con la inclinación del eje terrestre que varía de 22° a 25°. El eje actual tiene un ángulo de inclinación de 23°27'. Toda variación del eje terrestre conlleva en un 25% a un cambio climático (J. Bergoeing, 2002). El tercer factor corresponde a ciclos de 100,000 a 400,000 años y está relacionado con la elipse de traslación terrestre alrededor del sol y que puede alcanzar hasta 7%. Actualmente el valor está próximo a 0°. Este factor influye en un 10% en el cambio climático global de la Tierra.

Hace 120,000 años, en el período Eemense, (último máximo interglaciar), es decir período de recalentamiento global natural del planeta, la temperatura excedía en 2°C a la temperatura global actual y la concentración de CO² en la atmósfera era de 200 ppm. Actualmente éste valor es de 370 ppm. Sin embargo el valor de CO² atmosférico no es tan importante si se lo relaciona con el valor de insolación que recibe el globo terrestre (Hélène Géliot, 2001 y R.A. Bernier, 2001) véase Figura 3.

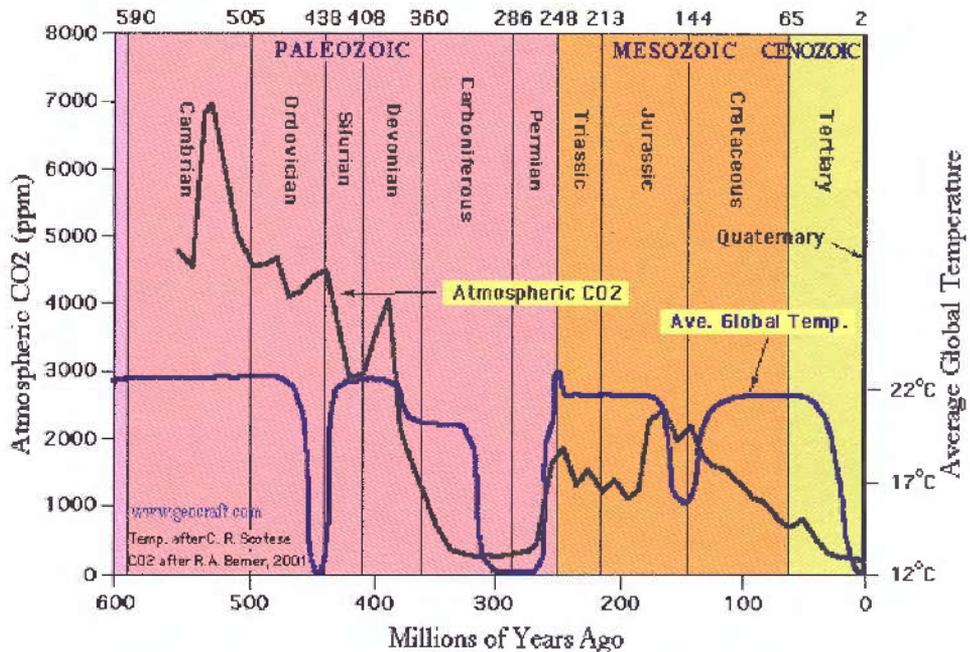


Figura 3. Gráfico de temperaturas y CO² mundiales a través de las Edades geológicas según R.A. Bernier, 2001.

Fuente: www. Geocraft.com

En Costa Rica, el nivel eemense se encuentra representado en niveles que se alcanzan hasta 100 metros de altitud en la margen norte de la desembocadura del río Térraba y en península de Osa sobre mesetas sedimentarias que forman acantilados vivos en especial en Punta Carate. Tal altitud de ese antiguo nivel marino solo puede ser explicada por la neo-tectónica positiva. El nivel eemense no ha sido estudiado en Costa Rica y será objeto de investigaciones posteriores.

Por el contrario el nivel flandense si ha sido objeto de investigaciones, aunque no en forma sistemática por los autores de estas líneas. Se encuentra muy bien representado en los litorales de ambas fachadas oceánicas del país y también en este caso la neo-tectónica positiva ha jugado un rol primordial, haciendo que la

trasgresión flandense haya ocupado llanuras litorales hoy elevadas hasta los 10 metros de altitud.

La costa caribe de Costa Rica, al norte de Limón



Figura 4. Fotografía aérea oblicua Canales de Tortuguero.

Fuente: <http://www.hotelmitierra.net/blog/images/full-Tortuguero-Canal.jpg>

La Costa del Caribe de Costa Rica, al norte del promontorio de Limón, se caracteriza por ser una costa rectilínea que contrasta con las grandes bahías que se dibujan al sur de este puerto. Se trata de cordones litorales flandenses, alineados en forma paralela por la fuerte deriva litoral. Al interior una serie de canales, navegables (canales de Tortuguero), sumergidos por una densa vegetación ripícola tropical son testigos mudos de la emergencia reciente de esta costa. En efecto, podemos afirmar que la llanura al norte de Limón, hasta la cota de 10 m estuvo sumergida por la transgresión flandense hasta hace unos 6,000 años y desde entonces ha emergido ayudada por una neotectónica positiva, como lo ha demostrado el terremoto de Limón de 1991 que elevó el terreno de 1 a 1.8 metros... (véase Figura 4).

La costa del pacifico de Costa Rica



Figura 5. Fotografía aérea oblicua del tómbolo de Punta Cathedral.
Fuente: www.costaricamap.com/img/avsmanuel.jpeg

Quepos

El Pacífico Central de Costa Rica es un área de transición tanto tectónica como climática. En efecto, al sur del río Tárcoles se hace evidente la influencia de las placas tectónicas del Coco, del Caribe y la sub-placa de Panamá. Es por lo tanto una zona sísmica de importancia. El promontorio de Quepos se presenta como el único accidente notable que rompe la monotonía de los cordones litorales flandenses de este sector de la costa del Pacífico Central. Se trata de un sector donde afloran en la base de los relieves costeros las rocas de fines del Cretácico que se caracterizan por ser basaltos (pillow lavas) y calizas pelágicas. Sin embargo a ambos lados de este promontorio costero se desarrollan grandes llanuras costeras donde desembocan ríos importantes como el Parrita y el Naranjo que han edificado deltas recubiertos por el manglar y que sin duda alguna son posteriores a la trasgresión flandense (véase Figura 5).

Más al norte, en Playa Montezuma, en la extremidad de la Península de Nicoya, Bergoeing (2007), ha datado un nivel de lumachelles por 14°C que se encuentra a siete metros del nivel del mar, por un fuerte neo tectonismo positivo y marca el comienzo de la trasgresión flandense ($6,620 \pm 150$ años B.P.).

Los estudios geomorfológicos recientes del sector norte de la fachada Caribe de Costa Rica permiten llegar a la conclusión que el contacto entre el lago de Nicaragua y el mar Caribe se cerró definitivamente en el eemiense. En efecto el sector de Caño Negro constituyó hasta el Holoceno parte del paleo lago de Nicaragua, que se fue sedimentando por aportes constantes del material volcánico transportado por los ríos desde las cordilleras volcánicas cuaternarias de Costa Rica. Actualmente los conos de deyección alcanzan extensiones longitudinales que varían de 30 a 50 km y se terminan por glacis que encierran paleo cauces donde subsisten humedales y vida silvestre (Bergoeing y Protti, 2007).

Los glacis alcanzan los 20 metros de altitud antes de entrar en contacto, en algunos casos con las márgenes del río San Juan, por lo que durante el flandense, la zona inundada por el mar Caribe ocupó todas las áreas inferiores a esa altitud, tomando en cuenta la geotectónica positiva que corresponde al graben de Nicaragua.

El conocimiento de los cambios del nivel marino interesa particularmente al hombre. Más de 70 millones de habitantes sufren en Bangla Desh los embates de los monzones que se incrementan cada año por el cambio climático, ello debido a que Bangla Desh es un país inscrito en el delta del Ganges. Del mismo modo podemos avanzar que todos los países marítimos, de costas bajas se ven amenazados por este fenómeno, en particular los habitantes del Mekong en Asia o de los Países Bajos en Europa por citar algunos de ellos.

Por ello, nació una cooperación entre la Agencia Espacial Estadounidense (NASA) y la Agencia Espacial Francesa (CNES) que se concretó en el lanzamiento el 10 de agosto de 1992, del satélite Topex/Poseidón, cuya misión era “observar y comprender la circulación oceánica”. El satélite llevaba a bordo dos radares altimétricos y diferentes sistemas de localización precisa, entre ellos el sistema de Determinación de Órbita y Radio-posicionamiento Integrado por Satélite, (DORIS). Cada diez días, el satélite nos proporcionaba la topografía mundial de los océanos, nivel del mar medido con una precisión inigualable: precisión media instantánea de la estimación local del nivel del océano superior a 5 cm, la precisión media en un mes superior a 2 cm. A partir del 15 de septiembre de 2002, Topex/Poseidón entró en una nueva órbita, a medio camino de su órbita anterior ocupada ahora por un nuevo satélite, Jason I. (véase Figura 6).

El 4 de mayo de 2002, el CNES de Francia puso en órbita el satélite SPOT 5 que es un satélite avanzado de observación de la Tierra a 830 km de altitud en órbita helio-sincrónica, con una resolución de observación del suelo de 10 metros y 6 bandas espectrales que cubren 120 km de ancho en cada pasada. Está igualmente equipado con el sistema DORIS (véase Figura 7).

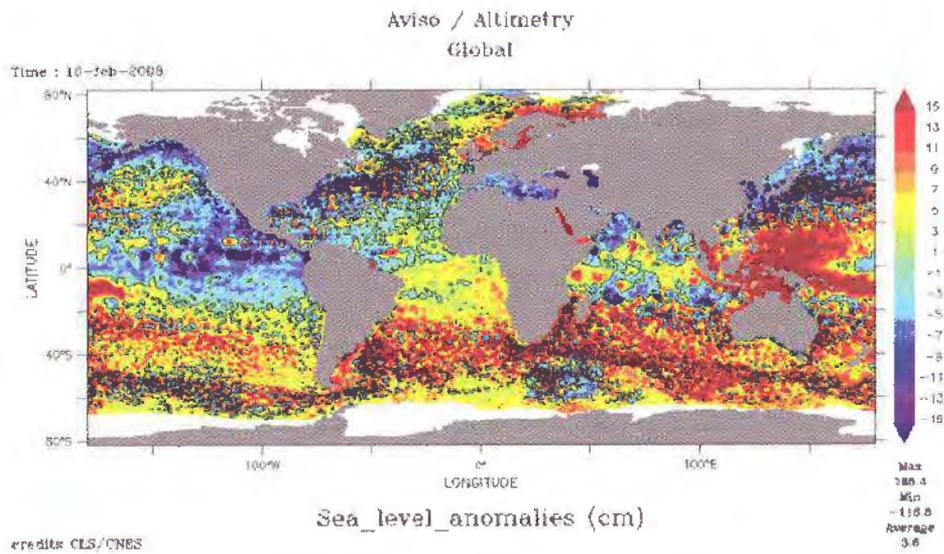


Figura 6. Anomalías del nivel del mar tomadas por el satélite Jasón I el 16 de febrero del 2008 (CLS-CNES).

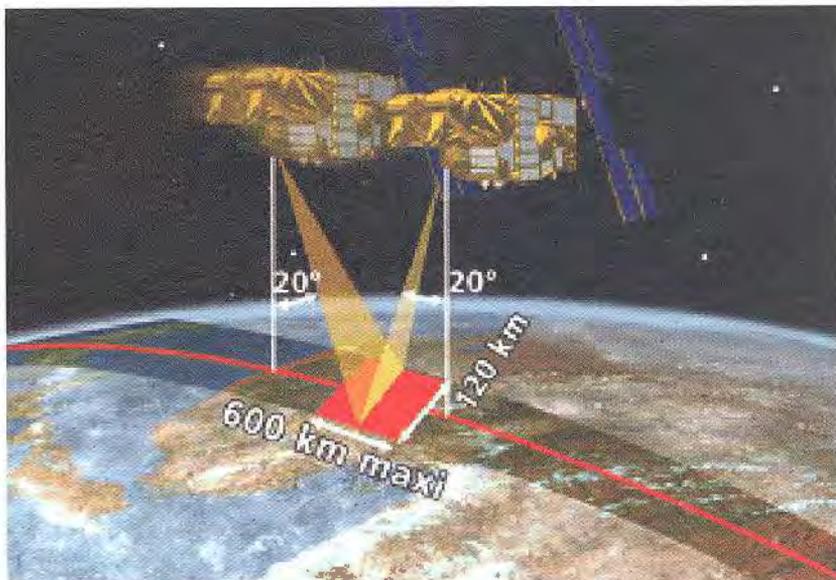


Figura 7. Esquema del trabajo del Satélite Spot 5. CNES, Francia.
Fuente: <http://spot5.cnes.fr/satellite/DORIS.htm>

Conclusión

El conocimiento de los cambios del relieve litoral en Costa Rica, durante el Holoceno, interesa particularmente no sólo al país sino a la comunidad científica internacional. En el flandense, (7,000 años B.P.) el mar penetró profundamente en los sectores bajos litorales de Costa Rica, dejando su huella impresa en fósiles marinos (como los lumachelles de Montezuma), en depósitos fósiles de arena (cordones litorales) y lagunas (hoy pantanos y áreas lacustres e intertidales de manglar en vías de secamiento. Sin embargo dichos testimonios hoy se encuentran en muchos casos en lugares superiores a los 10 metros de altitud y en otros a cinco metros de altitud, lo cual sería una anomalía, sabiendo que la transgresión flandense no superó los tres a cuatro metros, a no mediar la neo-tectónica positiva muy activa en Costa Rica, debido a la colisión de las placas tectónicas del Caribe y del Coco. Este conocimiento permitiría igualmente la confección de un mapa paleo-topográfico del relieve costarricense durante ese período y las interconexiones que existieron entre el lago de Nicaragua y un paleo-San Juan mucho más vasto que el actual con la consiguiente migración de faunas lacustres y marinas.

Bibliografía

- Adamec, D.D., "Studies of the Seasonal and Interannual Variability of Large Scale Frontal" Goddard Space Flight Center, USA, Aviso Newsletter no. 6, 1996.
- Arnault, Sabine, "Study of Mass and Heat Transport of the Tropical Atlantic Ocean Using Model Simulations and Topex/Poseidon Altimeter Data" LODYC, CNRS/ORSTOM/UPMC, Paris, France, Aviso Newsletter no. 6, 1996.
- Baumgartner, P.O. & Mora, C.R., "Mapa Geológico de Quepos, Puntarenas", Escala 1:10.000, IGN-Costa Rica, 1984.
- Bergoeing, J.P., "Eje terrestre y cambios climáticos", en *Revista Norte Grande*, núm. 29, pp. 149-153, Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile, 2002.
- , "Impacts Météoriques et Changements Climatiques", *Revista Geográfica*, núm. 135, IPGH, México, 2005.
- , "El Cuaternario en Costa Rica, proposición cronológica", *Revista Reflexiones*, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Costa Rica, vol. 85-2, San José, Costa Rica, 2006.
- , *Geomorfología de Costa Rica*, Editorial Librería Francesa, San José, Costa Rica, p. 328, 2007.
- Bergoeing, J.P. & Protti, R., "Geomorfología paleo-lacustre del sector sur del Lago de Nicaragua", en *Revista Geográfica*, núm. 139, IPGH, México, 2007.
- Carton James, "The Ocean's Role in Climate Variability and Hurricane Development in the Atlantic Sector" University of Maryland College Park, USA, Aviso Newsletter no. 6, 1996.

- Cheddadi, R.; Beaulieu, J.L.; Jouzel, J., Andrieu-Ponel, V.; Laurent, J.M., Reille, M.; Raynaud, D. & Bar-Hen, A., "Similarity of vegetation dynamics during interglacial periods", *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 12 (39):13939-13943, 2005.
- Cheddadi, R.; Vendramin, G.; Litt, T.; François, L.; Kageyama, M.; Lorentz, S.; Laurent, Jm.; Beaulieu, J.L.De; Sadori, L.; Jost, A. & Lunt, D., "Imprints of glacial refugia in the modern genetic diversity of *Pinus sylvestris*", *Global Ecology and Biogeography*, no. 15 :271-282, 2006.
- Delort Robert & Walter Francois, "Histoire de l'environnement européen", Presses Universitaires de France, PUF, 2001.
- De Beaulieu, J.L.; Andrieu-Ponel, V.; Cheddadi, R.; Guiter, F.; Ravazzi, C.; Reille, M.; Rossi, S., "Apport des longues séquences lacustres à la connaissance des variations des climats et des paysages pléistocènes", *C.R. Palevol*, 5, 65-72, 2006.
- Geliot, H., "Etudes comparatives et apport des planètes telluriques à la compréhension de la déformation des grandes provinces magmatiques", *Mémoire d'habilitation à diriger les recherches*, Laboratoire de tectonique, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2001.
- Kaspar, F. *et al.*, "A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial", *Geophysical Research Letters*, v. 32, L11703, doi:10.1029/2005GL022456 (5), 2005.
- Petit, R.J., Hampe, A. & Cheddadi, R., "Climate changes and tree phylogeography in the Mediterranean", *Taxon*, 54 (4):877-885, 2005.

Una joven estructura volcánica de Costa Rica. Arenal, volcán turístico, volcán letal

Jean Pierre Bergoeing*

Abstract

The geomorphology of the youngest active volcano of Costa Rica is described by the author, volcano that attracts thousands of tourists to see the eruptions specially during the night. Meanwhile the law is not enforced in the building constructions security that must prevail.

Key words: Pyroclastic Eruption, Lahar, Explosion Caldera, Holocene.

Résumé

L'auteur retrace la géomorphologie environnante du volcan actif le plus jeune du Costa Rica qui attire des milliers de visiteurs du a ses éruptions en particulier pendant la nuit. Cependant la sécurité des constructions que devrait prévaloir n'est pas respectée.

Mots clés: Eruption pyroclastique, Lahar, Caldera d'explosion, Holocène.

Resumen

El autor presenta la geomorfología del volcán activo más joven de Costa Rica y que atrae a miles de turistas por sus erupciones, particularmente de noche. Sin embargo la seguridad que debería prevalecer en las construcciones no es respetada.

Palabras clave: Erupción piroclástica, lahar, caldera de explosión, Holoceno.

Introducción

La construcción reciente (Pleistoceno superior-Holoceno), de los volcanes Arenal, Chato y Los Perdidos, se enmarca entre las cordilleras volcánicas cuaternarias de Guanacaste y Central en Costa Rica. En este complejo moderno sobresale el volcán Arenal, de 1,657m de altitud como un cono reciente construido sobre una caldera de explosión más antigua. Se calcula que Arenal tiene tan solo unos cuatro mil años de

* Doctor Profesor catedrático, Universidad de Costa Rica.

existencia por lo que sería el volcán más joven de Costa Rica. Siguiendo el alineamiento NW-SE. Se hace presente una estructura volcánica maciza que corresponde a Los Perdidos. Es un sistema volcánico del Pleistoceno Superior, más antiguo que los anteriores tanto por su masa como por sus flancos erosionados, este complejo cierra finalmente la Cordillera volcánica de Guanacaste y se funde con la masa más antigua de la cordillera terciaria de Tilarán (Complejo Aguacate). La descripción quedaría incompleta sin la mención de la caldera de colapso de San Lorenzo. En efecto dicha caldera de gran tamaño y que solo se percibe gracias a las imágenes satelitales, probablemente se inscribe en el Pleistoceno inferior. Dicha caldera marca la transición entre la Cordillera volcánica de Guanacaste y la Cordillera volcánica central (véase Figura 1).

Arenal

La actividad histórica del volcán Arenal data de 1525 ± 20 años en que se detecta actividad efusiva y explosiva, constatada por restos arqueológicos indígenas. Sin embargo es solo desde 1937 que se observa una actividad importante, manifestada por emisiones de tipo fumarólico. La erupción de 1968, una de las más violentas a la fecha fue de tipo peleano. Desde entonces el volcán ha tenido actividad recurrente en 1973 y en 1975, con erupciones de cenizas, bloques y flujos piroclásticos. Es un estrato-volcán, formado por la alternancia de cenizas, escorias y lapilli, lava en bloques y depósitos de nubes ardientes. Los productos volcánicos van de los basaltos a las dacitas (Borgia *et al.*, 1988) (véase Figura 2).

El cono de Arenal, sobresale en el sector de bajas serranías de Tilarán y sus coladas han cortado muchas veces, durante el Pleistoceno superior y el Holoceno, el curso del río Arenal. Es esta parte estrecha de desagüe del lago Arenal, que fue escogido por las autoridades competentes para hacer una presa de embalse, formada por material suelto, solo prensado. La idea dio sus frutos y el agua retenida sirve para producir electricidad y aportar agua de riego al sector de Bebedero en Guanacaste, que sufre de sequía durante los meses de estío. Sin embargo esta represa puede sufrir en cualquier momento la furia de Arenal, lo cual provocaría la ruptura de la misma (por sismicidad volcánica) y con ello un flujo o avalancha de aguas que inundaría la llanura, aguas abajo, ocupada por el curso actual del río Arenal.

La erupción de 1968

Arenal, desde la violenta erupción de 1968, se ha manifestado como un peligroso volcán que emite flujos piroclásticos (véase Figura 2) de los cuales, durante la erupción del 29 de julio de 1968 estos llegaron hasta la margen del lago sector, oeste de Arenal, arrasando los poblados de Pueblo Nuevo y Tabacón y causando la muerte a 78 pobladores. La nube ardiente cubrió una distancia de 4km en pocos minutos.

Los depósitos volcánicos variados cubrieron 232km², erupcionando, lavas, cenizas y bombas a partir de tres cráteres situados a 1,000, 1,200 y 1,400 metros respectivamente (véase Figura 4).

Desde entonces, su actividad eruptiva variada no ha cesado y ello ha atraído gran número de turistas, sobre todo a causa del espectáculo que representa su actividad imprevisible, sus aguas termales de Tabacón y el paisaje tropical que lo rodea. Por ello la edificación de infraestructuras hoteleras a los pies mismos del volcán, en algunos casos a menos de 3km en línea recta del cráter, son la crónica de un desastre inminente, legalmente autorizadas por las autoridades competentes, creando de este modo las condiciones para una catástrofe humana. En caso de una erupción piroclástica de grandes proporciones, o de una violenta explosión del cono volcánico, muchos hoteles quedarían sepultados por la avalancha candente y las proyecciones (Bombas y bloques). La carretera circundante al volcán sin salidas radiales, es completamente inadecuada para una rápida evacuación (véase Figura 5).

Si tomamos el ejemplo de la erupción piroclástica y de cenizas del volcán Chaitén en Chile del 2 de mayo de 2008 y que se prosigue, todavía, vemos que las ciudades de Chaitén y Futaleufú distantes de diez kilómetros del cráter, fueron evacuadas, afectando a unos 4,500 habitantes en un radio de 30km (Figuras 5 y 6).

En la actualidad, estas localidades se encuentran cubiertas por una capa de 15 centímetros de cenizas volcánicas. Sin duda este acontecimiento afectó la agricultura y ganadería que se desarrollaban en el sector y aún no se tiene conocimiento de cuándo los pobladores podrán regresar a sus viviendas. El desastre ecológico provocado por la erupción del volcán tardará varias décadas en revertirse y la fisonomía de esta zona del sur chileno ha sido alterada por completo.

Los periodistas, Carlos Arguedas C. y Carlos Hernández, recalcaron el 3 de septiembre de 2007, en el periódico *La Nación* de San José de Costa Rica que 600 permisos de construcción fueron avalados entre el 2001 y el 2007 por la municipalidad de San Carlos, previo estudios geológicos en un radio de 5.5km a partir del cráter superior de Arenal.

La ciudad de Fortuna, al igual que la ciudad de Chaitén en Chile, se encuentra a solo 7km en línea recta del cráter principal de Arenal! Esta ciudad está poblada por 7,000 habitantes permanentes que están directamente amenazadas por la actividad volcánica, sin contar todas las construcciones hoteleras edificadas alrededor del cono en un radio de 3 a 5km que recibe la visita de unos 800,000 turistas por año. Una erupción violenta, explosiva que tendría por efecto la destrucción del cono

actual del volcán tendría consecuencias devastadoras sobre las edificaciones y habitantes circundantes. Tal hipótesis se basa en la simple observación de las imágenes satelitales y fotografías aéreas. En efecto el cono de Arenal está edificado sobre la cicatriz de un rim de explosión que es evidente en las fotografías aéreas de 1960 del Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica (IGN-CR). Más al SE el gemelo del Arenal, conocido como cerro Chato, (1,140m de altitud) es en realidad la estructura volcánica de una caldera de explosión y como consecuencia ha perdido su cono. El cráter alberga un lago pluvial. De misma naturaleza y periodo que el Arenal es un centro que puede activarse en cualquier momento.

El geólogo Eliecer Duarte del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI), de la Universidad Nacional, en declaraciones al periódico *La Nación* de Costa Rica afirmó el 11 de junio de 2008:

En mayo de 1998 hubo avalanchas de rocas hacia el sector de Tabacón; en marzo del 2001 hubo un desplazamiento volcánico hacia el lado norte. En agosto del 2002 hubo otra avalancha de rocas en el sector norte y en setiembre del 2003 una colada de material volcánico hacia el flanco noroeste, donde están los senderos. De continuar el crecimiento del Arenal al mismo ritmo que en los últimos 40 años, la comunidad de La Fortuna de San Carlos debería empezar a tomar medidas para desplazarse en el uso del suelo en las faldas del coloso. Actualmente el cerro Arenal —de 1,633 metros— impide el paso de las avalanchas de rocas hacia La Fortuna. Sin embargo, el volcán Arenal ya mide unos 1,670 metros de altura, 37 metros más que el cerro. Si sigue creciendo, el cerro no obstaculizará el paso de rocas volcánicas y podría quedar sepultado por una avalancha.

En esta declaración queda patente el hecho del crecimiento del cono volcánico y sus erupciones periódicas que atraen al turismo, pero no se menciona un evento catastrófico que ya ha ocurrido y volverá a suceder cual es una erupción explosiva del cono que lo truncará, como por el pasado, y cuyo testigo mudo es su gemelo, el volcán Chato, cuya última actividad está registrada hace 3,500 años. Esta eventualidad hay que considerarla seriamente para preservar vidas en un futuro próximo (Figuras 6 y 7).

Conclusión

Costa Rica es un país eminentemente volcánico y se debe aprender a vivir con esa realidad. Los volcanes de Costa Rica, activos, tienen ciclos eruptivos que pueden variar de algunos años (40 a 60 para el volcán Irazú o el Rincón de La Vieja) a varios cientos o miles de años para otros. Una cosa que es ineluctable es que los volcanes están activos y que nuevamente harán erupción.

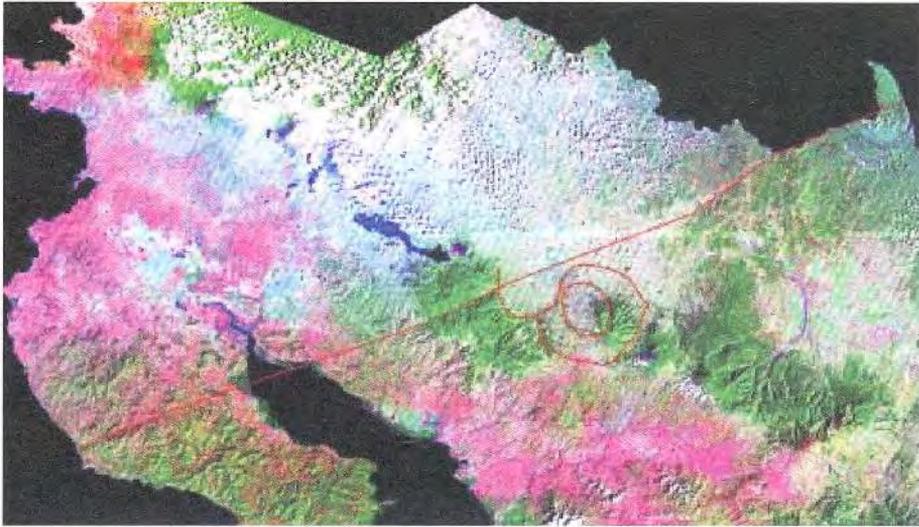


Figura 1. Imagen Landsat 2000, mosaico multiband raster clipper, donde se puede observar el accidente tectónico ENE-WSW que comenzando en el curso inferior del río San Juan, corta el graben de Nicaragua, la Cordillera de Tilarán y la Península de Nicoya. Pasa al límite Norte de las calderas concéntricas del Platanar así como de la paleo caldera de San Lorenzo. Más al Norte se observa el embalse y el volcán Arenal.



Figura 2. Erupción piroclástica (Nube ardiente), del volcán Arenal en 1968.
<<http://www.aventurarse.com/red/relatos/zubiaguirre.htm>>.



Figura 3. Volcanes Arenal y Chato y margen Este del lago de Arenal. Al centro el río Agua Caliente.

Fotografía: Cortesía de Federico Chavarrio Kopper, OVSICORI.



Figura 4. Paisaje quemado después de la erupción de 1968.

Fotografía: OVSICORI.



Figura 5. Volcán Chaitén. Sur de Chile. <<http://www.Earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages>>.



Figura 6. Sector de Chaitén recubierto por las cenizas volcánicas que hizo el aire irrespirable y destruyó cultivos y ganado. <www.pixelicia.com/.../2008/05/chaiten-5.jpg>.



Figura 6. Erupción del volcán Arenal al atardecer. A la derecha como truncado del volcán Chato. En primer plano el lago artificial de Arenal.

Fotografía: Cortesía de Olger Aragón, 1997.

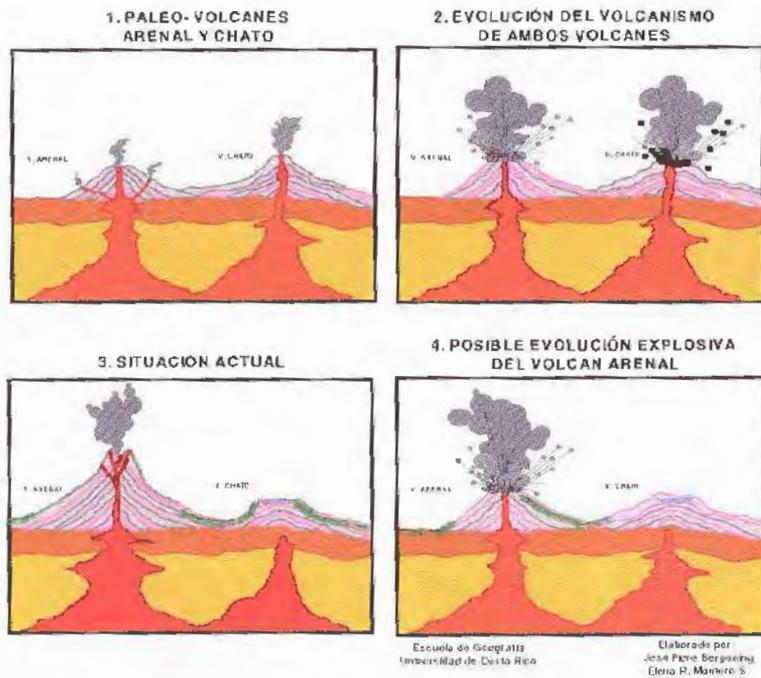


Figura 7. Evolución teórica del área volcánica Arenal-Chato. Dr. Jean Pierre Bergoeing, UCR, 2008.

GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA VOLCÁNICA ARENAL, COSTA RICA

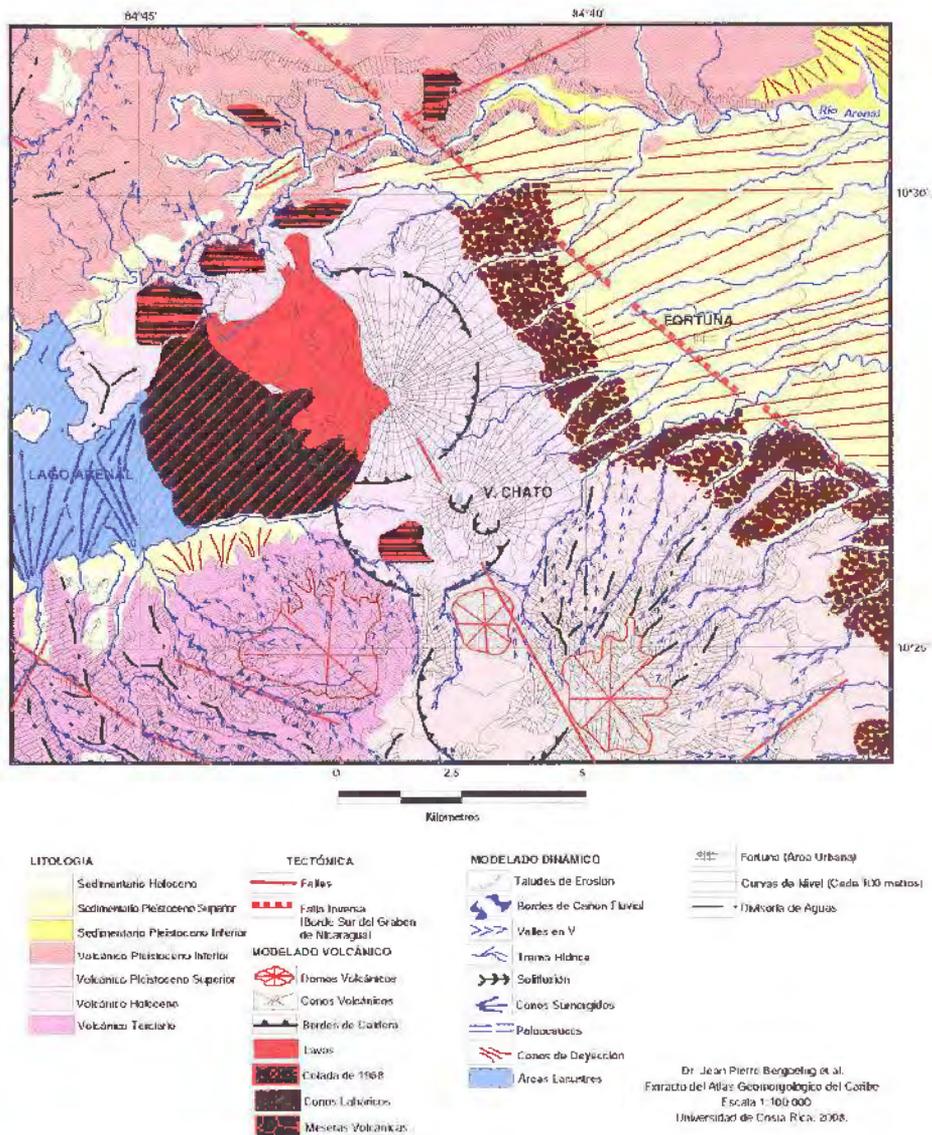


Figura 8. Mapa Geomorfológico del área volcánica.
Dr. J. P. Bergoeing *et al.*, UCR, 2008.

En el caso del volcán Arenal, el más joven de Costa Rica, es un volcán Holoceno muy activo y que está en plena formación. Por ello atrae a gran número de turistas ya que sus erupciones son espectaculares, particularmente de noche como lo muestra la Figura 6. Ello ha traído un desarrollo de la infraestructura hotelera a los pies mismos del volcán poniendo en riesgo muchas vidas. En efecto el volcán puede manifestarse de forma explosiva, mediante erupciones previas e intempestivamente explotar por una súbita subida magmática de grandes proporciones haciendo explotar su cono como lo demuestra las cicatrices de un colapso explosivo evidenciados en fotografías aéreas del IGN-CR. Es evidente que en un radio de 5 a 10km. Las habitaciones y sus habitantes serían víctimas fatales. Por ello recomendamos que los permisos de construcción se den a una distancia prudente de unos 20km de radio alrededor del cráter a fin de evitar un desastre ya anunciado. Igualmente debería de evacuarse las infraestructuras hoteleras existentes por las mismas razones. Finalmente debe crearse una estructura vial con vías alternas que permitan una rápida evacuación optando por un sentido radial y no perimétrico como el existente en la actualidad.

Bibliografía

- Allegre C. J. & Condomines M., "Fine chronology of volcanic processes using 238U-230Th systematic", *Earth Planet Sc. Lett.* 28, pp. 395-406, 1976.
- Alvarado, G. E., Soto, G. J., Ghigliotti, M. & Frullani, A., *Peligro Volcánico del Arenal*, vol. OSIVAM, 7 (15-16):62-82, San José, 1977.
- Alvarado G. E., *Los Volcanes de Costa Rica. San José, Costa Rica*, Universidad Estatal a Distancia, pp. 175, 1989.
- Alvarado G. E., Kussmaul S., Chiesa S., Gillot P-Y, Appel H. & Worner G., Rundle C., "Resumen cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones radiométricas", *J. South Amer Earth Sci.*, 6:151-168, 1992.
- Alvarado G. E. & Carr M. J., "The Platanar-Aguas Zarcas volcanic centers, Costa Rica: spatial-temporal association of Quaternary calc-alkaline and alkaline volcanism", *Bull. Volc.* 55:443-453, 1993.
- Alvarado G. E., & Soto G. J., "Pyroclastic flow generated by crater-wall collapse and outpouring of the lava pool of Arenal volcano, Costa Rica", *Bull. Volc.* 63: 557-568, 2002.
- Alvarado G. E., Vega E., Chaves J. & Vásquez M., "Los grandes deslizamientos (volcánicos y no volcánicos) de tipo debris avalanche en Costa Rica", *Rev. Geol. Amer. Central.* 30:83-99, 2004.
- Alvarado G. E., Soto G. J., Schmincke H-U, Blige L. L. & Sumita M., "The 1968 andesitic lateral blast eruption at Arenal volcano, Costa Rica", *J. Volc. Geotherm Res.*, 157:9-33, 2006.

- Battistini R. & Bergoeing J. P., "Volcanisme récent et variations climatiques Quaternaires du Costa Rica", in *Bull. Assoc. Géog. Français* no. 485 pp. 96-98, Paris, 1982.
- Bellon, H. & Tournon, J., "Contribution de la géochronométrie K/Ar a l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Centrale", *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XX, (6):955-959; Paris, 1978.
- Bergoeing J. P., *Paisajes volcánicos de Costa Rica*, Editorial Jadine, Costa Rica, 2008.
- , *Geomorfología de Costa Rica*, Editorial Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007.
- Bergoeing J. P. & Brenes L. G., "Las calderas concéntricas del Platanar, Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 143, IPGH, México, 2007.
- Bergoeing J. P., Arce R., Brenes L. G. & Protti R., "La Caldera de Barbilla investigación preliminar", *Revista Geográfica*, núm. 144, IPGH, México, 2007.
- Borgia, A., Poore, C., Carr, M. J., Melson, W. G. & Alvarado, G. E., "Structural, stratigraphic, and petrologic aspects of the Arenal-Chato volcanic system, Costa Rica: Evolution of a young stratovolcanic complex", *Bull. Volcano*, 50:86-105, 1988.
- Chiesa, S., "La mayor erupción pliniana del volcán Arenal", *Rev. Geol. Am. Central*, San José, Costa Rica, 6:25-41, 1987.
- Denyer P. & Alvarado G., *Mapa Geológico de Costa Rica*, Escala 1:400,000, Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007.
- Denyer P. & Kussmaul S., *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, 2000.
- Melson, W., Barquero, J., Saenz, R. & Fernández, E., "Erupciones explosivas de importancia en volcanes de Costa Rica", *Boletín de Vulcanología*, Universidad Nacional, Costa Rica, 16:1519, 1986.
- OVSICORI-UNA, *Arenal*, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica. Universidad Nacional, Costa Rica, 2007.
- , *Global Volcanism Program*, Smithsonian Institute of Natural History 1968-2007, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional, Costa Rica, 2007.
- Protti, M., Güendel, F. & McNally, K., "The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network"; *Phys. of the Earth and Planet. Inter.*, 84, pp. 271-287, 1994.

———, “Correlation between the age of the subducting Cocos Plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica”, in Mann, P., ed., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, pp. 295, 309-326, 1995.

Las Calderas Volcánicas de la Cordillera de Talamanca, Costa Rica

Jean Pierre Bergoing G.*

Luis G. Brenes Q.

Mario Fernández R.

Résumé

Cet article fait référence aux structures volcaniques basaltiques, plio-quadernaires qui jalonnent le versant Caraïbe de la cordillère de Talamanca entre les fleuves Reventazón et Chirripó, et où sont signalées à mode d'exemple les caldeiras de Barbilla et de Moravia.

Mots clés: *Pliocène, Quaternaire, Caldeiras, Basaltes.*

Abstract

The article does a review of the volcanic basaltic, plio-quadernary structures, which are situated in the Caribbean slopes of Talamanca's Range between the Reventazón and Chirripó rivers. Two examples are described, Barbilla and Moravia calderas.

Key words: *Pliocene, Quaternary, Caldera, Basalts.*

Resumen

El artículo hace una reseña de las estructuras volcánicas basálticas, plio-quadernarias, que se encuentran en la vertiente del Caribe de la cordillera de Talamanca entre los ríos Reventazón y Chirripó, tomando dos ejemplos, la caldera de Barbilla y la caldera de Moravia.

Palabras clave: *Plioceno, Cuaternario, calderas, basaltos.*

Introducción

La observación de imágenes satelitales radar ha permitido identificar una serie de estructuras de origen volcánico. Ello no escapó al ojo avisado del doctor Jean Tour-

* Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica.

non, geólogo francés de la Universidad de París VI, *Pierre et Marie Curie*, el cual dejó consignado en su mapa geológico a escala 1:500,000, publicado en 1995 en Dieppe Francia, que el sector mencionado estaba salpicado por una serie de estructuras basálticas datadas del Plioceno, asociadas con intrusivos formados en su mayoría por dioritas y monzonitas cuarcíferas así como por granitos y gabros. El mapa geológico de Percy Denyer y Guillermo Alavarado de 2007, a escala 1:400,000 y publicado por la Librería Francesa de San José, retoma parte de la información anterior indicado que se trata de extensas zonas volcánicas, datadas del Mioceno hasta fines del Plioceno que cohabitan con formaciones sedimentarias marinas compuestas por areniscas, lutitas y conglomerados turbidíticos datados del Paleoceno al Eoceno, conocidas como formaciones, Tuis, Uscari, Senosri y Suretka por mencionar las más importantes.

Las estructuras volcánicas anteriormente mencionadas se refieren en su mayoría a calderas de colapso de dimensiones variables que se sitúan alrededor de los 6km de diámetro. Ello lo hemos podido determinar en terreno y gracias a la visión otorgada por las imágenes satelitales radar, en una región recubierta por una espesa selva, cotejado con los mapas geológicos anteriormente mencionados. Aquí estaríamos en presencia de un vulcanismo marino, probablemente insular que se desarrolló durante todo el Terciario pero que encuentra su apoteosis a fines del Plioceno cuando se inicia la orogénesis de Talamanca. Es en ese momento en que una serie de estructuras volcánicas cesan su actividad por el movimiento de las placas tectónicas que hacen que los focos magmáticos se agoten, emigrando hacia el noreste, dando origen a la construcción de la Cordillera Volcánica Central como una vasta meseta basáltica. Tournon (*op. cit.*), concluye diciendo que la presencia de lavas alcalinas recientes es relativamente frecuente en las regiones del Caribe desde Honduras a Costa Rica. Los basaltos alcalinos constituyen conjuntos relativamente importantes en Costa Rica y en la región de Siquirres, las lavas estarían asociadas con intrusiones de teschtenitas del Terciario superior de donde concluye que tienen un origen común con los basaltos.

El artículo de Gazel (Gazel E. *et al.*, 2005) completa el cuadro diciendo que

El Arco de Sarapiquí (22,2-11,4 Ma) representa un segmento del arco magmático del Mioceno de Costa Rica, cuyas asociaciones magmáticas varían desde basaltos a riolitas. Los Basaltos Jardín, presentan una composición química que evidencia un carácter primario; el mecanismo de fusión se interpreta como una decompresión del manto en respuesta a una tectónica extensiva, que posteriormente presentó un aporte de los fluidos de la placa subducida. Dentro de esta unidad se encuentran dos tendencias de fusión parcial: la primera evidencia bajos grados de fusión parcial y un aporte limitado de los fluidos de la placa subducida y la segunda presenta un mayor grado de fusión parcial, en respuesta a un aumento en el aporte de los fluidos de la placa subducida.

En cuanto al aspecto litológico y de historia geológica, una muestra de roca tomada de la Quebrada Siuta (caldera de Moravia), fue clasificada por el Laboratorio de Petrología de la Escuela Centroamericana de Geología como dacita con hornblenda (transición a andesita ácida) con las siguiente composición textural: hipocristalina glomeroporfirítica seriada con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, augita, hipersteno y olivino alterado dentro de una matriz con textura intersertal. La sección contiene unas inclusiones holocristalinas con diámetro máximo de 3mm, compuestas de plagioclasa, augita y magnetita; probablemente se trata de cumulitos arrancados de la cámara magmática.

Este último aspecto señala que la muestra corresponde por lo tanto de material volcánico en el cual ha ocurrido una contaminación del magma básico, que marca una transición entre un volcanismo marino y otro de orlas de islas volcánicas cercanas a las costas, eso debido al grado de variación en la composición química del magma por ascenso y enfriamiento, permitiendo un mayor desarrollo y variedad del contenido de cristales. Las dacitas son rocas efusivas, es decir volcánicas, terciarias o pos terciarias, lateralmente pasan a Andesitas por disminución del cuarzo, o a liparitas por aumento de este. En todo caso queda probado su origen volcánico y también su edad relativa. La presencia del cuarzo en todo caso corresponde a un mecanismo de diferenciación magmática, ligado a un mayor ascenso del magma desde sus fuentes originales, por lo que es más fácil relacionar su formación al mismo proceso de orogénesis.

El Sector Volcánico de Barbilla

Situado en la vertiente del Caribe de Costa Rica, el sector volcánico de Talamanca en Costa Rica, aparece mencionado por primera vez por Jean Tournon (Tournon *et al.*, 1995) como un sector de vulcanismo basáltico del Plioceno. En realidad, Tournon representa en su carta geológica una serie de afloramientos basálticos que van del sector de Matina hasta los pies del volcán Turrialba en contacto con el río Reventazón. El mapa geológico de Costa Rica de Percy Denyer (Denyer *et al.*, 2007) retoma la información de Tournon a la cual se le agrega un elemento importante cual es el de fallas inversas en contacto entre el piedemonte y la llanura aluvial. Las investigaciones de terreno comenzadas en 2007 por Jean P. Bergoeing (Bergoeing *et al.*, 2007) en este sector, dejaron en claro que el sector de Barbilla es eminentemente volcánico y que una caldera de unos 6km de diámetro ocupaba una vasta depresión rodeada por una meseta basáltica. Que el material volcánico descansaba a partir de los 400m de altitud sobre las formaciones sedimentarias Uscari y Senosri, del Mioceno, y que una serie de depresiones lacustres colmatadas correspondían a cráteres de explosión probablemente concomitantes con el colapso de la caldera de Barbilla (véase Figura 2).

Igualmente se constató que las terrazas superiores del río Pacuare (nivel T3) se situaban a unos 400 metros de altitud y que su posición actual se debe probablemente a una neo-tectónica positiva regional. En Costa Rica los tres niveles fluviales que se encuentran generalmente bien representados corresponden a niveles climáticos asociados en parte a las dos últimas glaciaciones cuyos modelados glaciares son testigos que han permanecido en las altas cumbres de Talamanca, superiores a los 3,000 metros de altitud, en el Chirripó, Kamuk y Cerro de La Muerte (Bergoeing, 2007).

Las recientes observaciones en el terreno, se vieron facilitadas por las obras de vialidad que ha realizado el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) y dueños de propiedades que han desenmarañado la abundante vegetación tropical, dejando a la vista una gran cantidad de basaltos que tapizan el suelo, limpiados con una tracto-pala, así como el material volcánico del rim que va de los basaltos a las dacitas, con un fuerte grado de alteración que en algunos sectores se transforma en alteración hidrotermal. El análisis químico del material ígneo recolectado fue realizado en 2007 (Bergoeing *et al.*, 2007) (véase Figura 10).

En el fondo de la caldera, afloran esporádicamente rocas sedimentarias fosilíferas de las formaciones Uscari y Senosri (Mioceno), que demostrarían por una parte que el vulcanismo basáltico Plio-Cuaternario fue una fase eruptiva que tapizó las formaciones sedimentarias subyacentes constituyéndose una discordancia entre el Mioceno y el Plio Cuaternario, y se terminó por explosiones cratéricas. Por otro lado que el sector afectado por la neo-tectónica positiva se encuentra en una fase erosiva intensa que está despejando los depósitos volcánicos superiores del piso caldérico, dejando expuestos los estratos subyacentes sedimentarios.

Dentro del cráter, pudimos observar por primera vez un cono basáltico post-colapso que se eleva desde el piso de la caldera unos 300 metros con desniveles importantes que hasta ahora han sido sostenidos por la abundante vegetación que los tapizaba, pero al desaparecer ésta, la soliflucción generalizada ha comenzado inmediatamente su trabajo erosivo en suelos arcillosos con espesores que van de 1 a 20 ó más metros (véase Figura 3). El cono se ve seccionado por una falla E-W que aparece claramente en la imagen satelital radar (véase Figura 5).

El estudio de las imágenes satelitales permiten no solo corroborar las observaciones y estudios en terreno sino además determinar que se trata de una vasta área volcánica muy disectada que iría desde la margen izquierda del río Chirripó hasta las márgenes del río Reventazón, donde una serie de estructuras caldéricas tapizarían el sector. Se trataría en suma de un área volcánica asociada al vulcanismo basal de la Cordillera Central donde las cenizas volcánicas encontradas en el Reventazón y Pacuare y atribuidas al volcán Turrialba en realidad serían remanentes de la actividad volcánica Plio-Cuaternaria del sector expuesto (véanse Figuras 5 y 10).

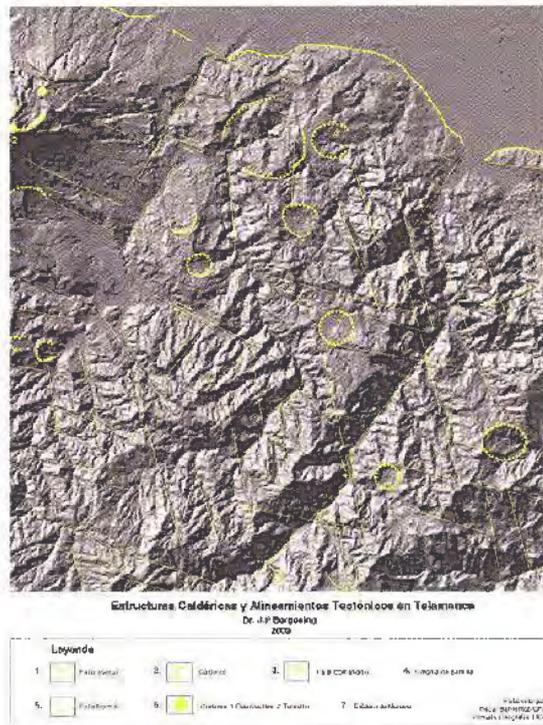


Figura 1. Área de Calderas entre los ríos Reventazón y Chirripó.



Figura 2. Laguna colmatada de origen cratérico en la meseta volcánica que rodea la Caldera de Barbilla (Fotografía: J. Bergoing).

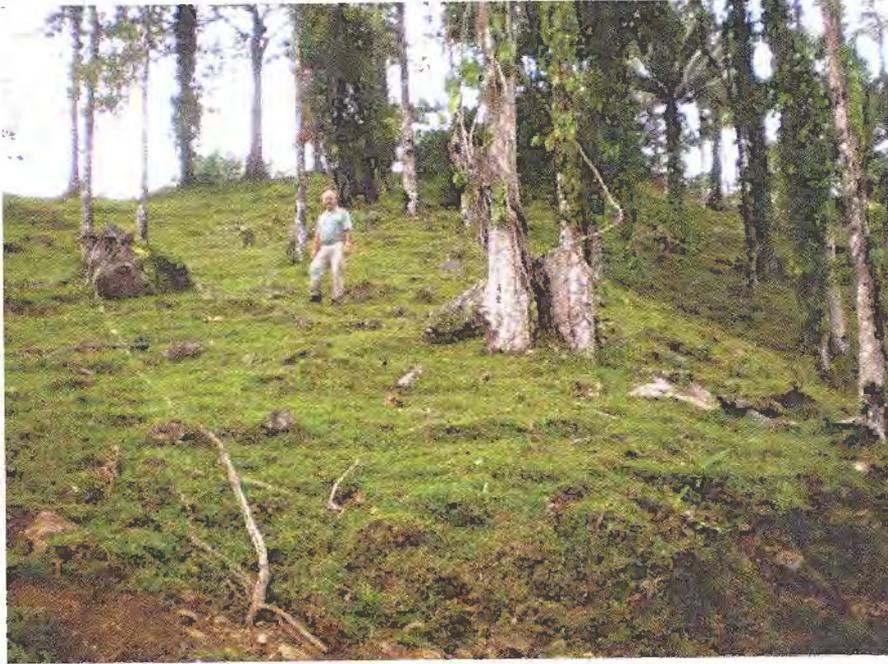


Figura 3. Cono basáltico post-colapso de la Caldera de Barbilla (Fotografía: J. Bergoeing).



Figura 4. Material ígneo muy alterado del fondo caldérico (Fotografía: J. Bergoeing).

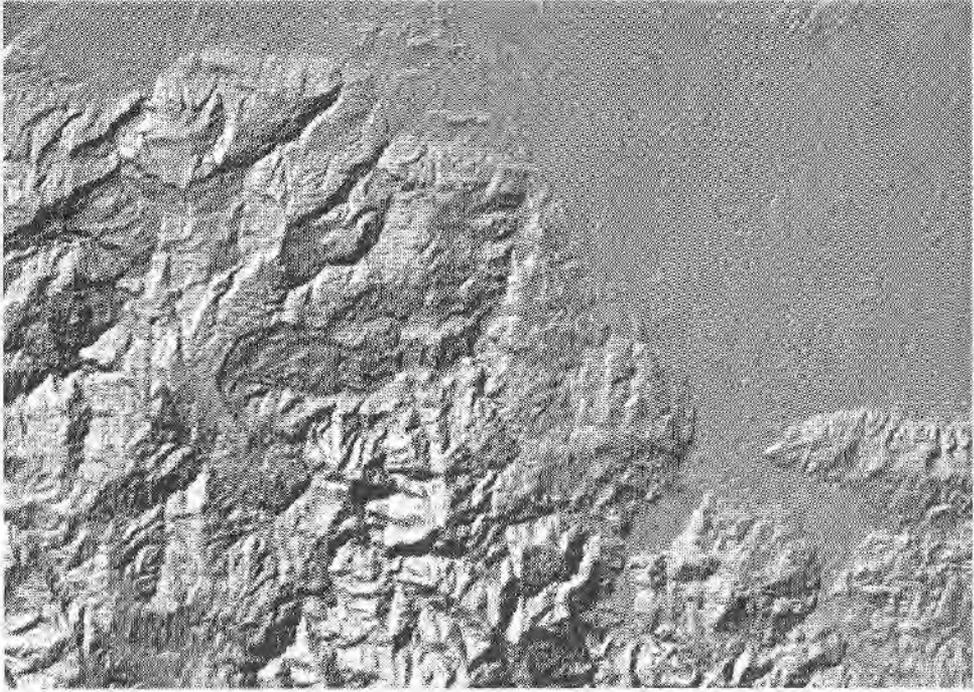


Figura 5. Imagen satelital de radar 2000, del sector de Barbilla donde se puede observar la Caldera de Barbilla. Al Norte la depresión cuaternaria del Caribe.

La Caldera de Moravia del Chirripo

Se sitúa entre las coordenadas $9^{\circ}45'$ y $9^{\circ}53'$ de latitud Norte y entre $83^{\circ}25'$ y $83^{\circ}30'$ de longitud Oeste. Es una vasta depresión circular de unos 6km de diámetro que dibuja una media luna alrededor del cerro Quetzal de 1,485m. de altitud. El cerro Quetzal corresponde a un cono volcánico post-colapso. Hacia el sur-este se extiende una vasta meseta volcánica, de una altitud promedio de 1,500 metros, muy erosionada en sus bordes y particularmente en el borde sur-este por un escarpe de línea de falla de 700 metros que corresponde a la gran falla SW-NE del río Chirripó que discurre linealmente en dirección del Caribe. Dicha meseta es probablemente el remanente del antiguo edificio volcánico que se erigió donde hoy se encuentra la depresión colapsada de Moravia. Hacia el Norte, la depresión volcánica de Moravia se ve drenada por el río Moravia, que se dirige hacia el noreste en forma encañonada hasta el lago Ayil, luego prosigue su curso a través de las cataratas homónimas para finalmente rendirse como tributario del río Chirripó. Todo este sector está fuertemente a fallado y en él se destacan fallas paralelas de orientación NW-SE entre las cuales destacamos la del río Shara que corta la Caldera de Moravia en su límite Sur (véase Figura 6).

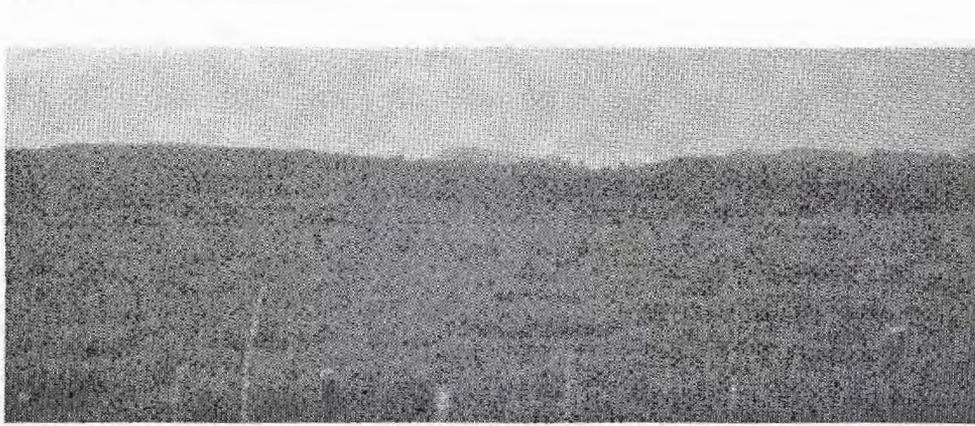


Figura 6. Piso y Rim de la Caldera de Moravia de Chirripó visto desde el Sur (Fotografía: J. Bergoeing).

El rim de la caldera está formada por basaltos del Plioceno (Tournon, *op. cit.*). La superficie del rim se presenta alterada, con espesores de 2 a 15 metros de arcillas rojas de descomposición. Desde el centro y hacia el Sur de la caldera se yergue un cono post-colapso, por lo tanto más joven, de forma semi-circular en cuyo centro debía encontrarse el cráter principal, probablemente del Pleistoceno inferior. La cumbre está dominada por el cerro Quetzal (1,485m), recubierto por un bosque tropical denso que oculta uno de los cráteres secundarios de este cono. La parte inferior del cono está dominada por un modelado multiconvexo, donde el bosque tropical ha desaparecido por la acción antrópica para convertirlo en pastizales.

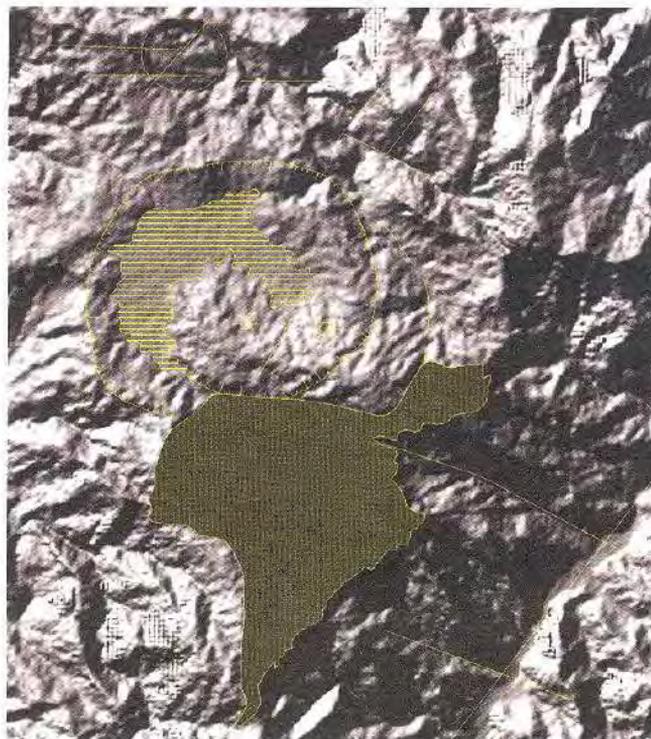
Numerosos ríos afluentes del río Moravia discurren hacia la depresión, al Norte (véase Figura 7). Dichos ríos han construido pequeños conos de deyección de un kilómetro lineal de desarrollo y que se pueden datar del Pleistoceno medio a superior. Algunos conos tienen trazas de modelado fluvial pasando a conos-terrazza como el de la iglesia de Moravia (véase Figura 8).

La depresión caldérica se presenta como un fondo perfectamente aplanado por donde discurre el río Moravia de SW a NE. Desaparece abruptamente en un cañón fluvial del rim noreste de la caldera.

El sector está igualmente modelado por deslizamientos de terreno que han sido en parte frenados por la reforestación ya que la actividad forestal predomina en este sector de fuerte influencia indígena kabekar.

Alrededor de la estructura caldérica y sobre todo al Sur, se desarrolla una vasta meseta basáltica con espesores considerables de arcillas de alteración (véase Figura 9). Es ahí donde nace el río Moravia, de sus afluentes el río Shara y la quebrada El Seis, que ha formado al menos dos niveles de terrazas fluviales, entre los poblados de El Seis y Grano de Oro. Más al sureste el río Shara se encajona profundamente en el relieve alterado de origen basáltico. La meseta estructural de Shara tiene un

aspecto rectangular y limita abruptamente con el escarpe de línea de falla del río Chirripó que posee unos 800 metros de desnivel, entre el plano de la meseta y el talweg del río Chirripó. El escarpe de línea de falla del río Chirripó es uno de los más grandes de Costa Rica y se desarrolla en ambas márgenes del río. En este sector cubre unos 20km de SW a NE entrecortado por fallas transcurrentes que hacen adoptar al río Chirripó un trazado tectónico en bayoneta. La meseta estructural de Shara es probablemente la base volcánica del edificio preexistente al colapso de la caldera de Moravia. Está surcada por fallas de orientación NW-SE, perpendiculares al sentido de la gran falla del río Chirripó y el río Shara se encajona a través de una de ellas hasta el poblado de Grano de Oro.



Caldera Moravia
Dr. J.P. Bergoeing

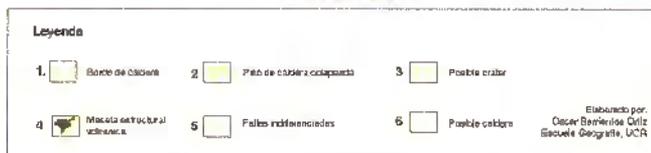


Figura 9. Imagen satelital radar de la Caldera de Moravia, y del cono post-colapso al sur se observa una meseta estructural volcánica interrumpida por el escarpe de línea de falla del río Chirripó.

Las muestras volcánicas recolectadas en la quebrada Suita, provenientes del cono post-colapso de la caldera y analizadas por los laboratorios de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica revelaron ser Dacitas con hornblenda (transición a Andesita ácida) lo cual según afirmación del doctor Siegfried Kusmaull “*rocas volcánicas con hornblenda no son muy comunes en Costa Rica y con tanta hornblenda solo conozco del Plioceno*” (Comunicación oral). Con ello se confirma que estamos ante un cono volcánico post colapso caldérico probablemente de fines del Plioceno.



Figura 10. Cono volcánico post-colapso de la Caldera de Moravia. Vertientes dominadas por el modelado multiconvexo. Conos de deyección que bajan hacia el piso de la caldera, disectados por quebradas donde afloran los basaltos en sus talwegs y dejan en evidencia conos-terrazas (Fotografía: J. Bergoeing).

Conclusiones

El paisaje geomorfológico así como la litología de los lugares estudiados, demuestran que nos encontramos con estructuras volcánicas de colapso, datadas como de fines del Plioceno por Jean Tournon. Dichas estructuras son predominantemente basálticas con alternancia de material andesítico a dacítico que nos demuestra que se trata aquí de una transición del medio oceánico al medio continental y que dejaron como testimonio incipientes conos post-colapso al interior de las calderas. Las depresiones volcánicas tapizan el sector montañoso comprendido entre los ríos Reventazón y Chirripó extendiéndose aún más allá en Fila Matana. Extruyeron en medio de formaciones sedimentarias marinas datadas del Paleoceno al Mioceno. El

- , *Paisajes volcánicos de Costa Rica*, Editorial Jadine, San José, Costa Rica, 2009.
- Bergoeing, J.P.; Arce, R.; Brenes, L.G. y Protti, R., “La Caldera de Barbilla. Costa Rica. Investigación Preliminar”, *Revista Geográfica*, núm. 142, IPGH, julio-diciembre 2007, México, 2007.
- Borge, C. y Castillo R., *Cultura y Conservación en la Talamanca indígena*, Editorial Universidad Estatal a Distancia UNED, San José, Costa Rica, 1997.
- Denyer, P. y Alvarado G., *Mapa Geológico de Costa Rica, Escala 1:400,000*, Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007.
- Gazel, E.; Alvarado, G.E.; Obando, J.; Alfaro, A., “Geología y evolución magmática del arco de Sarapiquí, Costa Rica”, *Revista Geológica de América Central*, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, 2005.
- Linkimer, L., “Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica”, tesis de licenciatura, Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica, 2003.
- Tournon, J. y Alvarado G., *Mapa Geológico de Costa Rica Escala 1:500,000*, Ministerio de RR.EE. de Francia, Servicio de la Cooperación, Instituto Costarricense de Electricidad ICE, Texto anexo, Impreso por La Vigie, Dieppe, Francia, 1995.
- Tournon J., “Présence de basaltes alcalins récents au Costa Rica (Amérique Centrale)”, *Bulletin de volcanologie*, tomo XXXVI-1, 1972, pp. 140-147, París, France, 1972.

Descripción Petrográfica

Muestra de la Quebrada Suita (realizada por el técnico petrógrafo Ramiro García).
Nombre de la roca: DACITA con hornblenda (transición a andesita ácida).

Microscopía:

Augita: cristales hipidiomórficos con tamaño máximo de 2.0 x 1.3mm; aproximadamente el 4% de la roca.

Fenocristales: 34%

Hipersteno: cristales idiomórficos con tamaño máximo 0.5 x 0.2mm; aproximadamente el 1%.

Hornblenda opacitizada: cristales hipidiomórficos con fuerte transformación a óxidos de hierro en los bordes. Algunos cristales están completamente opacitados. Tamaño máximo de 1.8 x 0.6mm; aproximadamente el 8% de la roca.

Magnetita: cristales xenomórficos con diámetro máximo de 1.4mm; menos del 1% del volumen.

Matriz: 66% textura intersertal, compuesta principalmente por plagioclasa (tamaño promedio 0.04 x 0.005mm), poca magnetita (promedio 0.01mm), piroxenos (promedio 0.03 x 0.005mm) y vidrio.

Olivino (?): fantasmas completamente alterados a serpentina y óxidos de hierro; aproximadamente el 1%.

Plagioclasa: cristales hipidiomórficos con tamaño variable (máximo de 1.8 x 1.5mm). Los cristales son generalmente sanos y muestran una zonación oscilatoria fuerte. Aproximadamente el 18% del volumen total de la roca.

Textura: hipocristalina glomeroporfirítica seriada con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, augita, hipersteno y olivino alterado dentro de una matriz con textura intersertal. La sección contiene unas inclusiones holocristalinas con diámetro máximo de 3mm, compuestas de plagioclasa, augita y magnetita; probablemente se trata de cumulitos arrancados de la cámara magmática.

Geomorfología de la cordillera Costeña y de los abanicos aluviales en el piedemonte meridional de la cordillera de Talamanca

Jean Pierre Bergoeing*
Luis Guillermo Brenes Q.
Mario Fernández Arce
Max Ureña Ferrero

Resumen

Los autores describen la evolución de la Cordillera Costeña bajo el impuso de la neo-tectónica que ha basculado los bloques sedimentarios monoclinales, las estructuras volcánicas y los abanicos aluviales a medida que la Cordillera de Talamanca se levantaba bajo el impulso de la orogénesis Cuaternaria.

Palabras clave: *Neo-tectónica, monoclinales, abanicos aluviales, orogénesis, Terciario, Cuaternario.*

Résumé

Les auteurs décrivent l'évolution de la chaîne côtière poussée par la néotectonique ce qui a eu comme effet le basculement des blocs sédimentaires monoclinaux, des structures volcaniques ainsi que des cônes de déjection au fur et à mesure que la Chaîne de Talamanca prenait de l'altitude sous l'effet de l'orogénèse Quaternaire.

Mots clé: *Néotectonique, monoclinaux, cônes de déjection, orogénèse, Tertiaire, Quaternaire.*

Abstract

The authors describe the evolution of the Coastal Chain imposed by the neo-tectonic that has tilted the sedimentary blocks, the volcanic structures and the alluvial fans as Talamanca's Mountain chain was getting up under the impulse of the Quaternary orogeny.

* Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica, correo electrónico: jegadama@gmail.com

Key words: *Neo-tectonic, Basculated block, Alluvial fans, Orogeny, Tertiary, Quaternary.*

Neotectónica de la cordillera costeña

La cordillera Costeña es un rasgo morfotectónico que se ha desarrollado en un área previamente ocupada por una cuenca antearco. Según Kolarsky *et al.* (1995), la subducción de la Cordillera del Coco ha provocado la inversión estructural de las cuencas antearco y trasarco de Costa Rica. De acuerdo con ellos, la subducción superficial de tal cordillera se comporta como un indentador indeformable y rígido que produce esfuerzos compresivos subhorizontales responsables del acortamiento del antearco frente a él (el indentador). En otras palabras, la penetración de tal cordillera provoca una compresión en la Placa Caribe que resulta en deformación cortical compresiva en la Cordillera Costeña, básicamente plegamiento y fallamiento inverso perpendicular al eje del indentador. Por los esfuerzos compresivos los bloques rocosos tienden a subir por los planos de falla causando el levantamiento de la superficie de la corteza en áreas que antes estuvieron ocupadas por cuencas sedimentarias, construyendo de esa manera los cinturones montañosos de la Cordillera Costeña y de Limón. De acuerdo con ellos, esto ha implicado cambios en el movimiento de las fallas que controlaban las cuencas.

Pero no solamente Kolarsky *et al.* (1995) han reconocido el acortamiento y levantamiento del antearco costarricense en el Sur del país, también Collins *et al.* (1995), Marshall *et al.* (2000) y Norabuena *et al.* (2004). Collins *et al.* (1995) afirmaron que el levantamiento causado por la subducción de la Cordillera del Coco es continuo desde el margen Pacífico hasta el Caribe. Marshall *et al.* (2000) sugirieron que en el SE la indentación de la Cordillera del Coco dirige el levantamiento y el acortamiento horizontal dentro del Cinturón de Térraba (Cordillera Costeña) y Norabuena *et al.* (2004) reportaron una componente de acortamiento permanente a través del cinturón de plegamiento y empuje de la Fila Costeña (Cordillera Costeña).

En lo que se refiere al fallamiento, la Cordillera Costeña es lo que estructuralmente se conoce como un cinturón de empuje o de sobrecorrimiento, formado por varias fallas inversas entre las que destacan Río Térraba, Palmar, Chánguena, Cajón y la gran falla Longitudinal (Denyer *et al.*, 1993) que comienza en Panamá y termina en Costa Rica con el nombre de Falla Candelaria. Todas estas fallas son de rumbo noroeste, paralelas entre sí y paralelas a la Fosa Mesoamericana. La gran Falla Longitudinal se ubica al pie de la Cordillera Costeña aunque Mora (1978) interpretó que ella forma parte del conjunto de fallas inversas de la Cordillera. Esta es una falla activa que según Montero (1994) muestra diferentes expresiones morfológicas

y desplazamientos neotectónicos a lo largo de sus segmentos. De acuerdo con dicho autor, la falla muestra un prominente movimiento de deslizamiento de empuje en el segmento Quepos-Frontera con Panamá.

Pese a que la Falla Longitudinal ha tenido gran actividad en el Cuaternario, la sismicidad de la Cordillera costeña es relativamente baja. Esto quizá obedezca a su ubicación con respecto al relieve rugoso que está entrando bajo la Placa Caribe. Gran parte de la cordillera está frente a una franja de la Placa del Coco que no tiene montes marinos, o tiene muy pocos, lo que parece estar influyendo en la generación de esfuerzos tectónicos. La sismicidad es muy escasa frente a la franja indicada y quizá se deba a que por la falta de rasgos batimétricos, los esfuerzos tectónicos no son tan grandes como frente al Pacífico Central y Burica. No obstante, de vez en cuando ocurre algún sismo de importancia cerca de Ciudad Neily.

Geomorfología estructural

El sector comprende el área piemontana de la vertiente Pacífico de la Cordillera de Talamanca, flexurada por la orogénesis cuaternaria y por la serranía de la Fila Costeña que se caracteriza por bloques basculados hacia el ENE debido a los mismos efectos orogénicos. La litología de la Fila Costeña son predominantemente lutitas, areniscas y calizas de las formaciones Térraba y Paso Real, en algunos sectores próximos a Palmar, conformando estructuras de cuesta en algunos casos donde el frente está bien definido pero en la mayoría de los casos se trata de pseudo-cuestas. Los sectores de la Fila Costeña, próximos al río General se caracterizan igualmente por la presencia de un incipiente vulcanismo Plioceno, (Volcán Mano de Tigre, Bergoeing *et al.*, 1979) así como por intrusivos cretácicos y algunos afloramientos de calizas jurásicas (Mora S., 1979). El material lítico se encuentra por lo tanto basculado, formando pliegues Chevron en algunos sectores y sobretodo afallado por un sistema de fallas inversas NW-SE producto del choque de las placas del Coco y del Caribe, asociadas a fallas perpendiculares de corrimiento que conforman bloques tectónicos aislados, con una tendencia subsidente hacia el NW que queda demostrada por la desembocadura actual del río Térraba. El río Térraba ha erosionado su cañón fluvial por antecedencia desde el Pleistoceno inferior cuando la red hidrográfica comenzaba a tomar forma y el relieve de la cordillera Costeña se elevaba paulatinamente.

El Valle del General, igualmente está sometido a la geotectónica y prueba de ello es que los conos de deyección se encuentran flexurados, produciendo un levantamiento muy pronunciado de los conos de deyección más antiguos (Pleistoceno inferior) que son modelados por el río General. El eje de flexura es WNW-ESE.



Figura 1. Segundo nivel Tectónico de la vertiente norte del río Terraba frente a Puerto Cortés y solifluxión generalizada (Fotografía: J.P. Bergoeing).

Geomorfología dinámica

Los conos de deyección del sinclinal de El General.

Estudiados ya en 1982 por Bergoeing J.P. (Bergoeing *et al.*, 1982), se trata de una serie de al menos cuatro abanicos aluviales que han ido tapizando el piedemonte cordillerano de Talamanca a medida que este se iba pronunciando con la orogénesis de fines del Plioceno producto de la colisión de las Placas del Coco y del Caribe. Por ello el cono más antiguo (T4) es aquel próximo al río General y que se encuentra en posición elevada. Dataría del Plioceno superior-Pleistoceno inferior, es decir que tendría entre 2 a 1.5 millones de años. Los cantos rodados que lo conforman son de grueso calibre (30 a 40cm de diámetro) insertos en una matriz arcillosa roja pero completamente alterados constituyendo “fantasmas”.

La trama hídrica en el sector de los conos T4 se dispone en forma opuesta al sentido de los ríos que bajan de Talamanca, debido al basculamiento de los bloques. Estos ríos finalmente se unen a los grandes cauces tributarios del río General que siguen el sentido normal, habiendo socavado profundos cañones para alcanzar al colector general. El modelado general del cono T4 en su superficie expuesta es

multiconvexo. La vertiente Sur de los conos T4 conforma taludes de erosión donde se pueden contar 3 a 4 niveles de terrazas fluvio-tectónicas, en algunos casos ameandradas, como en Santa Cecilia, Bajos de Río Grande y al Sur de Quebrada Pita.

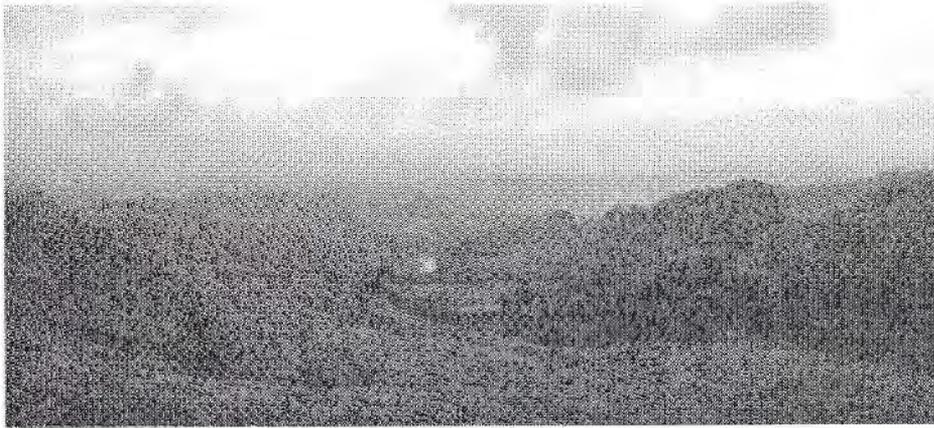


Figura 2. Conos de deyección del río General vistos desde el volcán China Kichá. Al centro el río General. En primer plano los relieves volcánicos del Plioceno profundamente alterados (Fotografía: J.P. Bergoeing).

El cono T3, que cronológicamente se superpone al cono T4, es lógicamente más reciente y tentativamente puede ser clasificado como del Pleistoceno medio. Los cantos rodados que lo componen y permiten identificarlo, aunque muy alterados, son reconocibles y mantienen una cierta cohesión. Igualmente están insertos en una matriz arcillosa rojo-parda pero no tan intensa como la de T4. Es un cono más difícil de reconocer en el campo por estar recubierto en partes por los conos más modernos T2, T1 y T0, estos últimos que situamos en el Pleistoceno superior. De ellos uno de los más interesante es el abanico aluvial (T1) del sector de Volcán, por cuanto está recubierto por enormes bloques granodioríticos, sumamente erosionados formando pseudo-lapiaces por efectos de la erosión pluvial (véase Figura 3). Estos mega-bloques de unos 10x30 metros y 3 de alto son la consecuencia del deshielo post-wurmense de Talamanca y marcan deslizamientos brutales y súbitos del material arrancado a las cumbres del Chirripó por efecto de las lluvias diluviales acaecidas con el cambio climático de ese periodo.

Finalmente cabe señalar los depósitos actuales Hs que son holocenos y producto de la acumulación sedimentaria fluvial de Talamanca desde hace unos 10,000 años (Bergoeing 1977) (véase Figura 4 mapa geomorfológico de los abanicos aluviales).



Figura 3. Sector de Socorro, Río Cañas. Bloque errático glaciar (granodiorítico) por efectos del deshielo post-wurmiense. Obsérvese los pseudo-lapiaces por efecto de la erosión pluvial probablemente durante la última fase wurmiense (Fotografía: J.P. Bergoeing).

La ciudad de San Isidro de El General, rebautizada como Pérez Zeledón está construida sobre un gran abanico aluvial construido por el río Chirripó del Pacífico que pasa a llamarse río General. La observación de imágenes satelitales han permitido identificar una serie de 4 niveles de abanicos que se disponen en forma paralela. La serie está basculada por efectos de la Neotectónica elevándose hacia el Oeste. Poseen una matriz fina arcillosa roja, con algunos elementos gruesos rodados para los más antiguos mientras que los niveles más jóvenes se caracterizan por un abundante material rodado fluvial, de litología diversa que descansan aflorantes o sobre una matriz pardo oscura.

El río General

Conforma en este sector el curso medio superior y discurre, encajonado entre los taludes ameandrados de los conos de deyección del Pleistoceno inferior, al Norte y las vertientes acusadas de la Fila Costeña, al Sur, que se caracterizan en el sector por una litología de rocas sedimentarias en su gran mayoría que conforman dorsos de

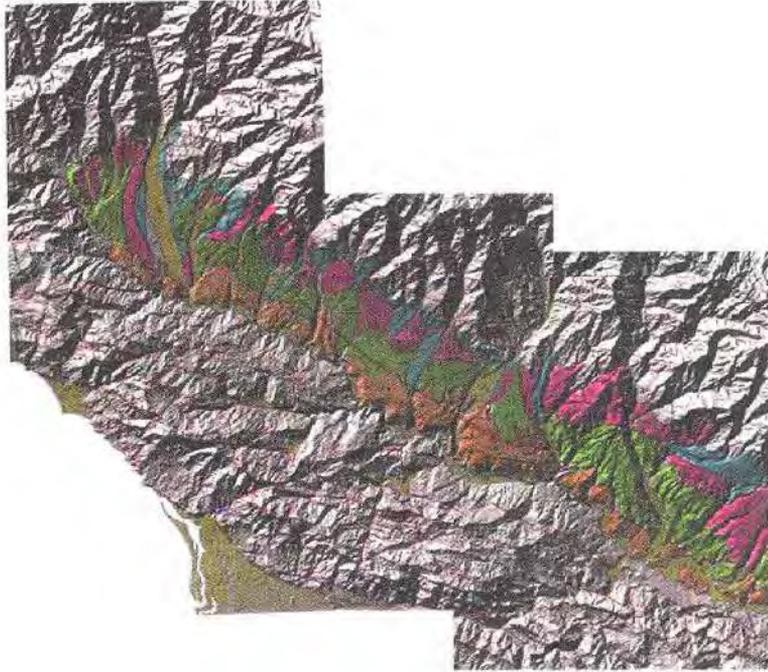


Figura 4. Fotointerpretación de los abanicos aluviales del piedemonte Sur de la Cordillera de Talamanca en contacto con el río General. Donde HS corresponde a los depósitos Holocenos, C1 al Pleistoceno superior, C2 y C3 al Pleistoceno medio y C4 al Pleistoceno inferior (Fotointerpretación J.P. Bergoeing, 2010).



Sector de El Brujo.

A la izquierda depósitos del Cono C3 que descansan sobre depósitos C4. A la derecha depósitos más modernos C3 y C2 en posición entrecruzada. (Fotografía J.P. Bergoeing)

Figura 5. Conos aluviales superpuestos en el sector de El Brujo.



Figura 6. Río General al atardecer, curso medio a la latitud del poblado de Terraba. Después de una tarde lluviosa el río acarrea gran cantidad de sedimentos (arcillas rojas de descomposición de las vertientes acarreadas por los numerosos afluentes del río) (Fotografía: J.P. Bergoeing).

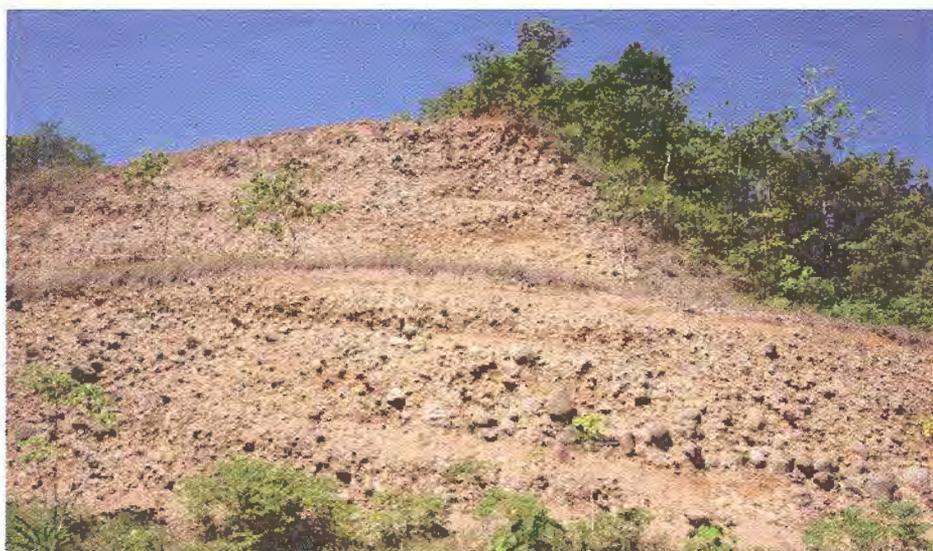


Figura 7. Depósitos fluviales T2 y T1 del río General en el sector de Paso Real (Fotografía: J.P. Bergoeing).

pseudo-cuestas muy alteradas y sometidas a grandes deslizamientos de terreno, ríos tributarios que se encajonan en quebradas encañonadas de cauce rápido y raudo y dos niveles de terrazas fluviales climáticas que son la expresión moderna y reciente del río General. Fue durante el Pleistoceno la línea de costa donde venían a morir los incipientes abanicos aluviales que conformarían el nivel T4.

Entre Quebrada El Tigre y El Brujo, la litología cambia ya que nos encontramos en presencia de un material volcánico que se puede situar entre el Mioceno superior y el Plioceno y corresponde a un vulcanismo abortado de ese periodo. El sector ha sido denominado como Mano de Tigre y estudiado por Bergoeing y Mora (1978). El material lítico de esta unidad se encuentra igualmente muy alterado *in situ* lo cual se traduce por deslizamientos en masa y reptación general de algunas laderas menos consolidadas, el sector Mano de Tigre presente en su cumbre un antiguo cráter muy erosionado y uno más pequeño donde se sitúa el poblado de Volcancito, donde predominan los basaltos. Cabe destacar en su base lahares muy alterados. En realidad este vulcanismo está asociado con una fisura que yendo del sector de Mano de Tigre, comprende Ojo de Agua, Pueblo Nueva y China Kicha, permitió el ascenso magmático, durante el Plioceno, de rocas volcánicas que van de los basaltos a las andesitas. El sector fue reconocido igualmente por Jean Tournon y reportado en su mapa geológico 1:500,000 de 1995 y lo mismo fue transcrito en el mapa geológico de Denyer y Alvarado a escala 1:400,000 de 2007.

La cordillera Costeña

Se trata de un sistema antiguo que se remonta al Cretácico y Terciario y que se ha visto muy afectado por la tectónica cuaternaria, por ello le hemos asignado el nombre de Cordillera Costeña en reemplazo de Fila Costeña que no refleja la complejidad de sus formaciones, el tamaño y su extensión.

Sigue la orientación general del país NW-SE y se caracteriza por la predominancia de rocas sedimentarias (lutitas, areniscas, calizas, conglomerados) propios de la formación de un medio litoral que emergió a fines del Terciario por efectos de la orogénesis. Los modelados que priman en este sector son dos: los grandes frentes de cuesta o pseudo-cuesta (monoclinales basculados) que se sitúan al Norte del curso inferior del río Terraba entre Paso Real y Palmar Norte. Aquí las series sedimentarias conforman taludes de erosión verticales y las calizas de la base forman cornisas bajas. Estos relieves se suceden en líneas paralelas producto de grandes fallas inversas de orientación WNW-ESE fáciles de identificar por los escarpes solevados. Los dorsos de las cuestas o pseudo-cuestas se caracterizan por taludes más suaves de buzamiento NE recubiertos por un modelado multiconvexo producto de grandes deslizamientos. El sector más sorprendente es probablemente el que va de La Virgen a Agua Buena de Filadelfia donde los deslizamientos tapizan completamente la superficie del

terreno en una vastísima extensión producto de una litología lutítica sumamente alterada. Los grandes bloques descritos se encuentran compartimentados por una serie de fallas de corrimiento de orientación NNE-SSE explotadas por una serie de quebradas profundas que han entallado la roca triturada por la tectónica. Cabe destacar igualmente la presencia de intrusivos formados por gabros y doleritas que corresponden a la expresión interna de un vulcanismo que se produce en el sector, del Cretácico inferior al Paleoceno. Estos intrusivos igualmente se encuentran muy alterados y erosionados tanto por la acción pluvial como fluvial dando igualmente origen a taludes de erosión y grandes deslizamientos en masa.

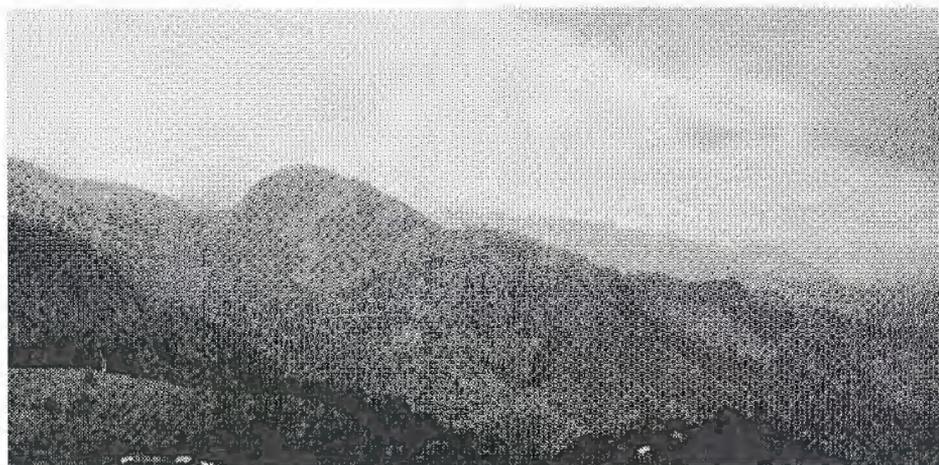


Figura 8. Domo intrusivo de Maíz de Boruca (gabros del Terciario superior) (Fotografía: J.P. Bergoeing).

El vulcanismo de fines del Terciario

Desde el sector de Paso Real hasta China Kichá, la Cordillera Costeña en su límite con el río General, se caracteriza por un modelado volcánico, donde sobresalen una serie de edificios muy alterados por la erosión. El sector conocido geológicamente como Formación Paso Real, compuesta por conglomerados volcánicos es en realidad un complejo volcánico del Plioceno. Bergoeing (Bergoeing *et al.*, 1978) ya había reconocido la estructura del volcán Mano de Tigre que se impone en el sector de El Brujo. A partir de este punto hay una diversidad de formas volcánicas, restos de cráteres, calderas, planezes asociados a lahares en estado muy alterado. Más al Norte destaca un complejo volcánico particular que correspondería al cono volcánico de China Kichá, donde es posible observar un cráter en el propio sector del poblado y dos estructuras caldéricas (sólo visibles en imágenes satelitales radar) (véase Figura 9).

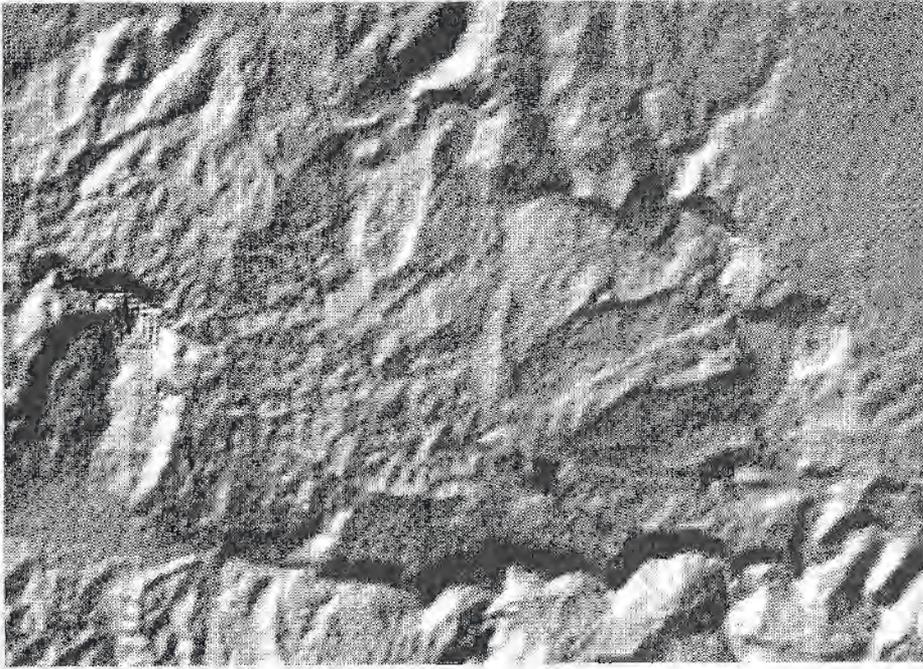


Figura 9. Imagen satelital radar del macizo volcánico de China Kichá donde se observa una caldera semicircular y un cráter central.

En este sector hemos encontrado una predominancia de basaltos en estado de avanzada alteración así como andesitas mejor conservadas. Sin embargo la superficie del complejo China Kichá se encuentra recubierto por una profunda alteración *in situ* que se traduce por espesores importantes de alteritas que han dado paso a procesos de movilización del material alterado por efecto de la gravedad asociada a la humedad pluvial y que van desde terracetas a deslizamientos en masa. Este fenómeno es general en todo el área de la Cordillera Costeña, debido al clima tropical muy húmedo imperante en el sector, que se ve aún más favorecido por la deforestación antrópica. Estas formas volcánicas están actualmente sometidas a empujes tectónicos por efecto del choque de las placas de Cocos y del Caribe y en donde las fallas inversas afectan sobre todo a las formaciones sedimentarias de la formación Terraba creando series de monoclinales basculados que presionan, más al norte el complejo volcánico de fines del terciario y por ende a los grandes conos de deyección del piedemonte de Talamanca. Debido a este efecto de empuje tectónico, los conos más antiguos (C4) del Cuaternario inferior se posicionan en sentido contrario al escurrimiento inicial que los creó así como al escurrimiento general actual que baja de Talamanca (véase mapa de síntesis Figura 5).

La perforación de pozos y túneles practicados por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) en el sector volcán Mano de Tigre-El Brujo, sitio de presa del proyecto hidroeléctrico Diquís, ha permitido confirmar la estructura volcánica del Mano de Tigre donde predominan las tobas, brechas y sobre todo conglomerados volcánicos que ya había sido observado por Bergoeing en 1978 (*op. cit.*). En espera de dataciones K/Ar que confirmarían que se trata de un vulcanismo fisural de fines del Terciario podemos adelantar que la Formación Paso Real está conformada por una serie de pequeños edificios volcánicos basalto-andesíticos que se edificaron en un medio de marismas litorales siguiendo una dirección NW-SE producto en un primer momento del choque de las placas tectónicas del Coco y del Caribe y en una segunda instancia el basculamiento de las estructuras volcánicas monoclinales sedimentarias de la Formación Térraba (Oligoceno-Mioceno) que presionaron al conjunto mediante una serie de fallas inversas que hicieron emerger la Cordillera Costeña.

Las muestras seleccionadas en la Cordillera Costeña, particularmente en los siguientes sectores han dado los siguientes resultados: (según estudio realizado por el M.Sc. Luis Guillermo Obando A. de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica.

Muestra A2. Sector de Daboncragua: Andesita con Augita (este sector está a pocos kilómetros al NW del volcán Mano de Tigre)

- Componentes: Fenocristales 32%
- Plagioclasa: 20% maclada, hipidiomórfica con zonación, arcillitizada
- Augita: 7% con zonación, xenomórficas
- Hornblenda parda: 2% xenomórficas con opacitización
- Opacos: 3% magnetita
- Matriz: 68% contiene microlitos de plagioclasa, opacos y vidrio meteorizado

Muestra A3 Sector de Bijagual: Andesita Basáltica (siguiendo hacia el NW de Daboncragua es un sector que se caracteriza por una serie de estructuras cratéricas y caldérica)

- Fenocristales: 40%
- Plagioclasa: 25% maclada, hipidiomórfica, con zonación arcillitizada
- Augita: 8% con zonación xenomórfica, localmente macladas
- Olivino: 2%, en fantasmas, completamente alterado a filosilicatos
- Opacos: 5% magnetita
- Matriz: 60% contiene microlitos de plagioclasa, olivino y opacos
- Otros rasgos: La muestra se encuentra meteorizada con impregnación de óxidos de hierro

Muestra A4 Sector de China Kicha: Leuco Monzogabro (sector superior SE del macizo)

- Componentes:
- Plagioclasa: 72% maclada, hipidiomórfica, con zonación, arcillitizada
- Cuarzo: 6%, xenomórfico, con textura micrográfica
- Ortosa: 12% muestra arcillitización, xenomórfico
- Opacos: 4% magnetita
- Hornblenda: 6% verde, alterada a clorita y opacos

Todas estas muestras, señalan la naturaleza eminentemente ígnea de este sector de la Cordillera Costeña en un alineamiento NW-SE.

La última muestra de un Leuco Monzogabro del sector volcánico de China Kichá es particularmente interesante ya que son rocas cuyo origen en el Plioceno son de costra oceánica acarreadas a un medio continental por el cierre oceánico debido al choque de placas.

Conclusiones

El sector estudiado tiene un historial que se inicia a fines del Cretácico con la emergencia de un rosario de islas volcánicas en medio marino. La erosión de las estructuras volcánicas durante el Terciario produce acumulaciones importantes de sedimentos finos (lutitas, areniscas) que se depositan en medio marino litoral donde hay formaciones coralinas que producirán más tarde calizas. A fines del Terciario entran en contacto las placas de El Coco y del Caribe produciéndose el comienzo de la orogénesis que se continúa durante todo el Cuaternario. La emergencia de un primer relieve que originará Talamanca, crea los depósitos aluviales más antiguos señalados por los conos C4 y la pequeña fila volcánica Mano de Tigre-China Kichá. La continua presión de la placa del Coco sobre la placa Caribe produce un levantamiento cada vez mayor tanto de la cordillera de Talamanca como de la cordillera Costeña, basculando y en algunos casos plegando las series sedimentarias de la Formación Terraba. Es solamente durante el Pleistoceno superior que Talamanca alcanza altitudes superiores a los 3,000 metros. Ello permitirá al menos dos estacionamientos glaciares en las altas cumbres y depósitos nivales entre los 2,600 a 3,000 de altitud. (Bergoeing, 1987). El deshielo post-wurmiense edifica poderosos conos aluviales (C1) a los pies de la Cordillera de Talamanca en la vertiente del Pacífico que se superponen sobre los conos más antiguos tomando el aspecto de una masa caótica de varios cientos de metros de espesor con transporte de bloques de más de 500m³ desarraigados de la cordillera de Talamanca donde priman las granodioritas propias de la cumbre del Chirripó. El paisaje así constituido es nuevamente modelado por el actual interglaciar que ha modelado cauces, á veces profundos, a través

del sistema de abanicos aluviales en particular el nivel C4 que está basculado por la geotectónica, producto del empuje de la placa del Coco y con ello los abanicos del sector C4 dibujan una trama fluvial contraria al sentido general NNE-SSW.

Bibliografía

- Battistini, R. y Bergoeing, J.P., "Volcanisme récent et variations climatiques Quaternaires au Costa Rica", *Bull. Assoc. de Géographes Français* núm. 485-486 pp. 199-205, Paris, France, 1982.
- Beudet, G.; Gabert, P. y Bergoeing, J.P., "La Cordillère de Talamanca et son Piémont (Néotectonique) et variations climatiques dans le Sud-ouest du Costa Rica", *Colloque sur les Piémonts*, pp. 121-134, Toulouse, France, 1982.
- Bergoeing, J.P., *Modelado glaciar en la Cordillera de Talamanca*, Informe semestral julio-diciembre 77, Instituto geográfico Nacional, Costa Rica, 1977.
- , "Le Costa Rica: contribution á une étude de Géomorphologie régionale", tesis de estado, 437 pp., Universidad de Aix-Marsella-2, Francia, 1987.
- , *Geomorfología de Costa Rica*, Librería Francesa, pp. 325, San José, Costa Rica, 2007.
- Bergoeing, J.P.; Mora, S. y Jiménez, R., *Evidencias de vulcanismo Plio Cuaternario en la Fila Costeña, Térraba, Costa Rica*, Informe semestral julio-diciembre 78, Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica, 1978.
- Brenes, Chávez G., "Algunas consideraciones sobre posibles problemas biogeográficos en la cuenca del Río Sucio", tesis de licenciatura en Geografía, Universidad de Costa Rica, 1978.
- Collins, L.; Coates, A.; Jackson, J. y Obando, J., "Timing and rates of emergence of the Limón and Bocas del Toro basins: Caribbean effects of the Cocos Ridge subduction?", en Mann, P., ed., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper 295:263-289, 1995.
- Denyer, P.; Montero, W. y Alvarado, G., *Atlas Tectónico de Costa Rica*, Editorial Universidad de Costa Rica, pp. 81, 2009.
- Denyer, P. y Alvarado, G., *Mapa Geológico de Costa Rica, escala 1:400,000*, Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007.
- Denyer, P. y Kusmaull, S., *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, pp. 551, Cartago, Costa Rica, 2000.
- Horn, S.P., "Timing of deglaciation in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica", *Climate Research*, VI, pp. 81-83, USA, 1990.
- Horn, S.P., "Postglacial vegetation and FIRE history in the Chirripó Paramo of Costa Rica", *Quaternary Research*, V. 40, pp. 107-116, USA, 1993.
- Kolarsky, R.A., Mann, P., y Montero, W., "Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica", en Mann, P., ed., Geological Society of

- America Special Paper, núm. 295, *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, pp. 235-262, 1995.
- Lachniet M.S. y Seltzer G.O., "Late Quaternary glaciation of Costa Rica", *Geological Society of America Bulletin*, vol. 114, núm. 5, pp. 547-558, USA, 2002.
- Marshall, J.S., Fisher, D.M., y Gardner, T.W., "Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block", *Tectonics*, v. 19, pp. 468-492, 2000.
- Montero, W., "Neotectonics and related stress distribution in a subduction – collisional zone: Costa Rica", *Profil*, 7:125-141, 1994.
- Mora, S., "Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, provincia de Puntareanas, Costa Rica", tesis de licenciatura, Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica, 157 pp., 1979.
- Norabuena, E.; Dixon, T.; Schwart, S. DeShon, H.; Newman, A.; Protti, M.; Gonzalez, V.; Dorman, L.; Flueh, E.; Lundgren, P.; Pollitz, F. y Sampson, D., "Geodetic, and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica", *J. Geophys. Res.*, v. 109, B11403, pp. 1-25, 2004.
- Protti, R., "Evidencias de Glaciación en el Valle de El General (Costa Rica) durante el Pleistoceno tardío", *Revista Geol.de Amer.Central*, núms. 19-20, pp.75-85, San José, Costa Rica, 1996.
- Rodríguez, C.A., *Geología del Flanco NE de la Fila Cajón, cantón de Buenos Aires, Puntareanas. C.R.*, pp. 21, Informe de Campo, Universidad de Costa Rica, 1979.
- Tournon, J. y Alvarado, G., *Mapa geológico de Costa Rica, escala 1:500,000*, Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia, Delegación Regional de la Cooperación Científica y Técnica, Instituto Costarricense de Electricidad ICE, Editado por La Vigie, Dieppe, Francia, 1995.
- Zellinga de Boer, J.; Drummond, S.M.; Bordelon, J.M.; Defant, M.J.; Bellon, H. y Maury, R., *Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca)*, Geological Society of America, pp. 35-55, Special Paper 295, USA, 1995.

Riesgo de desaparición de la flecha litoral de Puntarenas, Costa Rica

Jean Pierre Bergoeing*

Résumé

Les auteurs font valoir la fragilité de l'environnement urbain et portuaire de Puntarenas localisé sur une flèche littorale sableuse, soumise à des raz-de-marée, à la liquéfaction du sable par effets de forts séismes et à la montée inéluctable du niveau de la mer ce qui met en péril de mort un grand nombre de ses habitants.

Mots clés: *Tsunami, séismes, courant de dérive littorale, talus continental, turbidites, montée du niveau marin.*

Abstract

The authors emphasize the fragility of Puntarenas's urban - port environment seated in a coastal arrow of sand that is subject to tsunamis, to sand liquefying due to earthquakes and to the ineluctable raise of the sea level, which puts in mortal danger a great number of inhabitants who live in ber.

Key words: *Tsunami, Earthquake, Littoral current, Continental talus, Turbidites, Sea level raise.*

Resumen

Los autores destacan la fragilidad del ambiente urbano-portuario de Puntarenas asentado en una flecha litoral de arena que está sujeta a tsunamis, a liquefacción de la flecha por efecto de terremotos y a la subida ineluctable del nivel del mar, lo cual pone en peligro mortal a un gran número de habitantes que viven en ella.

Palabras clave: *Tsunami, seísmo, deriva litoral, talud continental, turbiditas, subida del nivel marino.*

* Doctor de Estado en Letras y Ciencias Humanas con especialidad en Geomorfología por la Universidad de Aix-Marseille-II, Francia. Es igualmente profesor catedrático e investigador de la Escuela de Geografía de la Universidad de Costa Rica.

Introducción

La flecha litoral de Puntarenas es el resultado de los aportes fluviales del río Barranca asociados a la corriente de deriva litoral que incide hacia el nor-oeste. Los sedimentos fluviales son de variado calibre y van desde los cantos rodados que se depositaron a partir de la desembocadura del río con el Océano Pacífico, pasando por las arenas, transportadas en suspensión y finalmente arcillas y limos que decantan suavemente tapizando el fondo oceánico en tiempo calmo o derivando gracias a la corriente litoral. Por ello esta flecha litoral debe tener un pasado que la hace remontarse a mucho después la regresión Flandense de hace unos 6.000 años, con avatares en los cuales la flecha desapareció muchas veces por acción de fuertes marejadas sin descartar algún tsunami, hasta que la neotectónica permitió que el nivel del suelo marino se levantara sucesivamente a unos pocos metros de profundidad y permitiendo así a los sedimentos acomodarse más fácilmente. Por otro lado, el manglar colonizó desde Punta Morales, los deltas de los numerosos ríos que descienden de la Cordillera de Tilarán, creando igualmente un ambiente somero que permitió un desarrollo más importante de la flecha como se le conoce en nuestros días. Por ello es probable que la edad de la actual flecha no vaya más allá de los 1.500 años, por pequeños apéndices que se crearon y desaparecieron paulatinamente.



Figura 1. Flecha litoral de Puntarenas enmarcando el manglar deltaico al norte. Al este la desembocadura del río Barranca, que con sus sedimentos alimenta la flecha. Al centro la Angostura parte más estrecha de la flecha. Al sur los sedimentos fluviales del Barranca transportados en suspensión, hacia el oeste, por la deriva litoral y que alimentan la flecha en arenas y limos. Imagen satelital Google 2011.

El origen de la flecha

Históricamente, la flecha actual no se había construido en el siglo XVIII como lo atestigua Cabalceta (Cabalceta, 1974), basado en el mapa de William Funnner. Ya para mediados del siglo XIX esta es una realidad y en ella atracan los veleros extranjeros. Con el comienzo del comercio de exportación del café costarricense del Valle Central occidental, se construye poco a poco un puerto sobre la flecha litoral de arena.

El ferrocarril se inicia el 12 de noviembre de 1857 con la construcción de un tramo férreo entre Barranca y Puntarenas denominado "Burrocarril" por ser traccionado por mulas. En 1895 se construye la línea férrea entre San José y Puntarenas inaugurada el 23 de julio de 1910 (Chen Apuy, 1995). La construcción de ferrocarril es un hito mayor ya que sin proponérselo, los hombres lastrean la vía férrea, como corresponde, antes de la colocación de los rieles. Este hecho mayor en la historia reciente de la flecha litoral consolida fuertemente el sector de la angostura creando las condiciones para que la flecha vaya incrementándose hacia el oeste y en su extremo se construya una vasta explanada. En el siglo XX se desarrolla la ciudad y puerto de Puntarenas capital de la provincia del mismo nombre. La flecha alcanza entonces unos 14km de largo.



Figura 2. Extremo oeste de la flecha de Puntarenas con espolones de piedras para retener la arena debido a la erosión de la deriva litoral por falta aportes fluviales del río Barranca, cuyo material es indiscriminadamente utilizado por las empresas que sobre explotan el "cauce de dominio público".

Fuente: <http://www.cr.paganfederation.org/galeria.php>

Hasta aquí nada especial a señalar si no es el hecho reciente de la explotación desmedida de los sedimentos fluviales del río en su lecho inferior con fines comerciales que ha tenido como consecuencia la erosión de los pilares mismos del puente sobre el río Barranca pero igualmente la disminución de sedimentos que alimenta la flecha que ha obligado a la construcción de espigones en su punta extrema (Brenes L.G., 2007).



Figura 3. Sobre explotación del cauce del río Barranca que ha llegado a erosionar hasta la base de los pilares del puente de la interamericana (fotografía del autor).

El siglo XXI nos trae la constatación del cambio climático que sufre el planeta. El recalentamiento atmosférico que puede ser natural, se ha visto sin embargo sumamente incrementado desde la segunda Revolución industrial (a partir de 1850) por lo es efectos de la emisión de gases producto de la emisión de gases de efecto invernadero particularmente el CO_2 , metano y flurocarbonos. Hoy sabemos por los estudios recientes sobre el nivel marino, que este se eleva constantemente de 30cm por año, lo cual nos da como resultado que de aquí 100 años la flecha desaparecerá surcada por las olas ya que su nivel mas elevado es de solo 3 metros. Esto es un

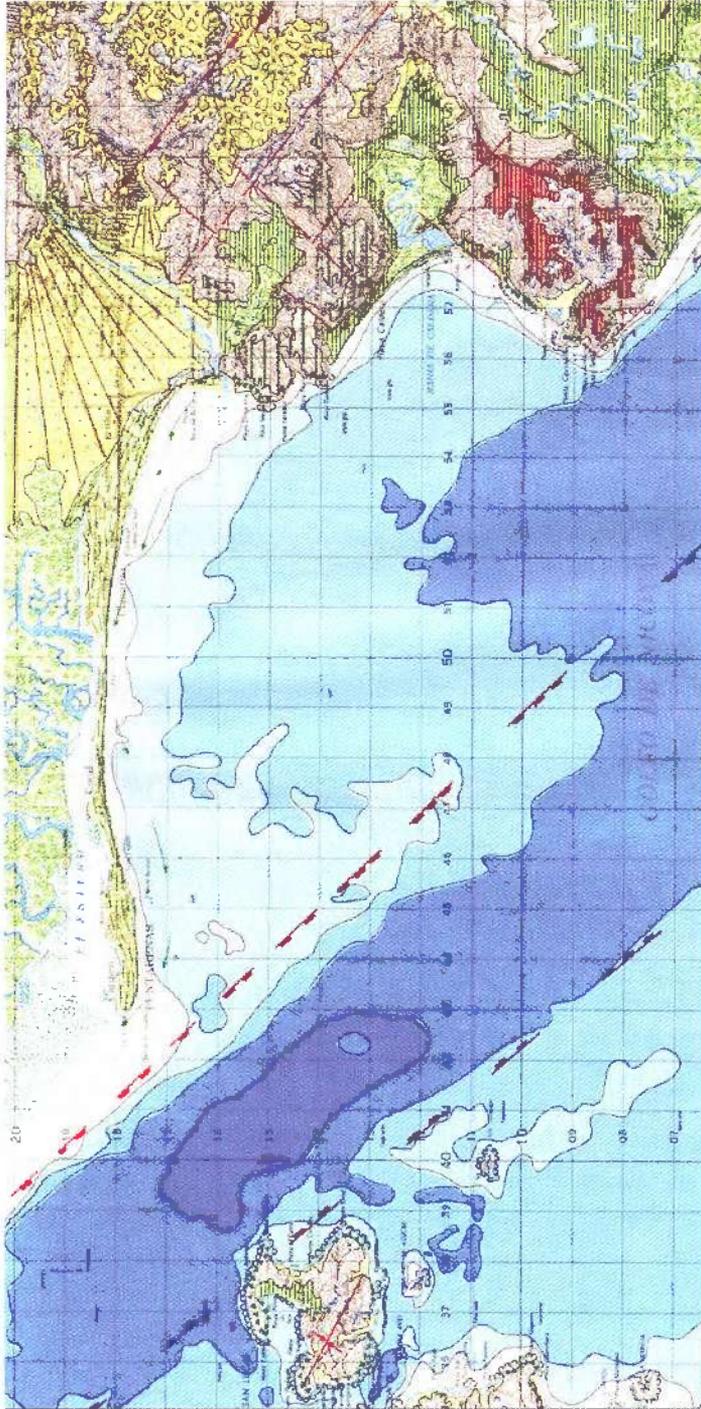


Figura 4. Detalle del mapa geomorfológico de la flecha litoral de Puntarenas en la desembocadura del golfo de Nicoya (Bergoing *et al.*, 1982).



Figura 5. Restos submarinos de Port Royal en Jamaica.
Fuente: http://www.lareserva.com/home/ruinas_port_royal



Figura 6. Flecha de Port Royal en Jamaica y área sumergida en línea de puntos.
Fuente: http://www.whyfiles.org/036pirates/lost_city.html

cálculo optimista ya que se estima que si el hielo de Groenlandia desaparece el nivel de los mares del mundo se incrementarán de 7 metros (comunicación oral del señor Brice Lalonde embajador extraordinario de Francia para el cambio climático)

Sobre el particular, comenta Cleto González Viquez (Chen Pauy, 1995): “Puntarenas, —es decir, la lengüeta de arena no existía al tiempo de la conquista... se ha ido formando poco a poco con arenas y lodo por los ríos del Norte y los que traen vientos alisios y las corrientes desde la boca del río Barranca. En el mapa del Golfo que se incluye en el Bosquejo de don Felipe Molina, mapa que levantó el capitán Belcher, de la marina inglesa, en 1838—, se ve la punta o lengüeta, aunque no tan extensa como hoy. Todavía, según me recuerdo, la punta hace más de medio siglo, llegaba apenas adelante del paraje conocido como ‘los cocales de don Saturnino’, y de entonces para acá se ha alargado cerca de un kilómetro”.

En 1982, Jean Pierre Bergoeing (Bergoeing *et al.*, 1982) publicó con el IGN-CR el mapa geomorfológico del Pacífico Norte en 9 hojas a escala 1:100,000 e igualmente la hoja geomorfológica “Barranca a escala 1:50.000. La hoja “Garabito” al 1:100,000, representa el sector de la entrada del Golfo de Nicoya donde igualmente está señalada la flecha litoral de Puntarenas, como un apéndice adjunto al cono de deyección del río Barranca que corre actualmente al sur del mismo y en donde el autor reconoció dos niveles de terrazas fluviales importantes, así como una superficie de abrasión marina en la Formación Punta Carballo, solevantada por la geotectónica, dejándola en posición de terraza fluvio marina solevantada. Igualmente el mapa indica la corriente de deriva litoral que alimenta con los sedimentos del río Barranca la flecha litoral á partir de la barra litoral que forma en su desembocadura.

El terremoto de 1692 en Port Royal en Jamaica

Port Royal fue hasta fines del siglo XVII un puerto y capital de Jamaica que albergaba la base pirata más importante del Reino Unido en su lucha contra España en América. Fue apodada la “Sodoma” del Nuevo Mundo y en ese puerto echaron anclas piratas como Henry Morgan y Calico Jack. El 7 de junio de 1692 un terremoto de gran magnitud hizo que la arena de la flecha litoral donde se asentaba la ciudad se licuara y gran parte de los edificios se hundieran en el mar. La ciudad quedó totalmente destruida y murieron miles de personas. Hoy los restos se encuentran por 40 metros de fondo. La ciudad fue abandonada a favor de un sitio más protegido, la actual Kingston.

Tsumanis

Si por su posición la flecha litoral de Puntarenas a simple vista no parece muy expuesta a sufrir el embate de uno o varios tsunamis, sin embargo se sitúa en la boca del Golfo de Nicoya abierta directamente hacia el Océano Pacífico y por ello expuesta a sufrir los embates de grandes olas que podrían arrasarse fácilmente con la ciudad portuaria. No hay que olvidarse que la ciudad por su asentamiento en una flecha de arena solo tiene una elevación de 3 metros. Un tsunami moderado de 5 a 10 metros podría barrer sencillamente con la ciudad y causar miles de muertos.

Por su configuración geológica, el talud continental de la costa del Pacífico de Costa Rica se sitúa a unos 80km de la línea de costa y está formado por una pendiente de unos 3,000 metros de profundidad que corresponde al área de subducción de la placa de Cocos con la Placa del Caribe. El talud continental está formado por sedimentos inestables y casi líquidos en superficie producto de los depósitos sedimentarios continentales y por lo tanto sujetos a grandes deslizamientos (turbiditas) que son causa de tsunamis (Von Huene *et al.*, 2004). En la Figura 7 presentamos una lista de tsunamis documentados de la costa del Pacífico de Costa Rica.

Datos del temblor				Datos del tsunami		
Num.	Fecha	Ubicación	Magnitud	Ubicación	Altura (m)	Magnitud
1	1579-0316	—	—	Isla Caño, Costa Rica	—	—
2	1854-0805	Golfo Dulce	7.3	Golfo Dulce, Costa Rica	—	1.5
3	1905-0120	Golfo de Nicoya	6.8	Isla del Coco, Costa Rica	—	—
4	1906-0131	Columbia	8.1	Ecuador, Panamá, Costa Rica	2.5	—
5	1941-1205	Golfo Dulce	7.6	Dominical, Costa Rica	0.22	-1
6	1941-1206	Golfo Dulce	6.9	Golfo de Nicoya, Costa Rica	0.08	-2
7	1950-1005	Nicoya	7.7	Costa Rica, Nicaragua, El Salvador	—	-3
8	1952-0513	Boca Tempisque	7.0	Puntarenas, Costa Rica	0.10	-3
9	1990-0325	Golfo de Nicoya	7.0	Puntarenas, Costa Rica	1	0
10	1992-0902	Nicaragua	7.2	Nicaragua	9.5	2.5

Figura 7. Lista de tsunamis documentados de la costa del Pacífico de Costa Rica (Fernández *et al.*, 2000).

La Figura 8 muestra el talud continental frente a la Península de Nicoya y la entrada del Golfo de Nicoya donde se pueden apreciar los múltiples deslizamientos del talud que se activan gracias a los movimientos de las placas tectónicas y de las fallas activas de este sector, particularmente la que va de Cóbano al Río Barranca.



Figura 8. Batimetría del Pacífico de Costa Rica y topografía del talud continental frente a la desembocadura del golfo de Nicoya.

Fuente: www.geologia.ucr.ac.cr/paganini/galeria.htm

El cambio climático

Evidenciado desde hace más de treinta años, hoy los elementos que confirman el cambio climático ya no son hipotéticos y por ello debemos tomar cartas en el asunto y prevenir los asentamientos humanos en los litorales, particularmente el de Puntarenas (Martínez Yaiza, 2009). Por ello sería recomendable que las autoridades de gobierno decretaran la inconstructibilidad de nuevas edificaciones en la flecha litoral de Puntarenas y comenzar a diseñar escenarios y estrategias de evacuación y de reubicación de esta importante ciudad del litoral costarricense. Así se podría reasentar a los habitantes del puerto en lugares situados a más de 7 metros de altitud sobre el nivel del mar en el sector de Barranca o de Orotina, asignándoles lotes gratuitos

de terreno y préstamos a veinte años sin intereses para la reconstrucción de sus viviendas. Comenzar paralelamente el desalojo de los habitantes de la flecha y reasignar los muelles a sectores más propicios fuera de la flecha, en tierra firme. Esto sería prevenir el riesgo sísmico, el riesgo de tsunamis y el anegamiento que impostergablemente se dará en el sector ante la subida del nivel del mar. Un gobierno que actúa de esta forma es previsor y no se encontrará ante una catástrofe de dimensiones importantes y sin los recursos económicos necesarios inmediatos para hacer frente al evento.

Bibliografía

- Bergoeing Jean Pierre, 2007. *Geomorfología de Costa Rica*, Edit. Librería Francesa, San José, Costa Rica.
- Bergoeing Jean Pierre, 1982. *Geomorfología de la hoja Barranca, 1:50,000*, Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.
- Bergoeing, J.P.; Brenes, L.G. y Malavassi, E., 1983. *Geomorfología del Pacífico Norte de Costa Rica* (explicación del mapa geomorfológico 1:100,000).
- Brenes Q., Luis Guillermo, 2007. "Dinámica costera y ordenamiento territorial", en *Práctica de la Geografía*, Bergoeing J.P. y Brenes, L.G. (compls.), Cartago, Editorial Tecnológica de Costa Rica, pp. 362.
- Cabalseta, Gilbert, 1974. "Monografía de la ciudad de Puntarenas", tesis de Licenciatura, Heredia, Costa Rica.
- Chen-Apuy Cabalseta, Nicolas, 1995, "La flecha de Puntarenas", <http://www.puntarenas.com/puntarenas/flecha.html>
- Fernández, M., Molina, E.; Havskov, J. y Atakan, K., 2000. "Tsunamis and Tsunami Hazards in Central America", *Natural Hazards*, vol. 22, núm. 2, pp. 91-116.
- Martínez, Yaiza, 2009. "La subida del nivel del mar como consecuencia del cambio climático será mayor de lo esperado", *Tendencias 21*, revista electrónica de ciencia, tecnología, sociedad y cultura, Madrid, España, 13/02/2009, <http://www.tendencias21.net/>
- Méndez, Rafael, 2006. "El cambio climático", Avance del informe oficial de Naciones Unidas, Madrid, 26/12/2006, http://www.elpais.com/videos/internacional/Naciones/Unidas/preve/calentamiento/Tierra/mediados/siglo/elpepusoc/20061226elpepuint_8/Ves/
- Ortiz Malavasi I, Edgar, 2008. "Cambios geomorfológicos en el litoral Caribe y Pacífico de Costa Rica. Caso del Complejo Deltico de Sierpe" *Revista Forestal Kurú*, Costa Rica.
- Vargas Ulate, Gilbert, 2006. "Geografía de Costa Rica", Editorial EUNED, Costa Rica.
- Von Huene, R.; Ranero, C. and Watts, P., 2004. "Tsunamigenic Slope Failure along the Middle America Trench in Two Tectonic Settings", *Marine Geology*, núm. 203, pp. 303-317.

Los dos últimos periodos glaciares y la constitución de *sackungs* en Talamanca, Costa Rica

Jean Pierre Bergoeing*

“Todas las tempestades, de una violencia extraordinaria, se desencadenaron al mismo tiempo. En un mismo instante, el Diluvio invadió los centros del culto. Cuando, durante siete días y siete noches, el Diluvio hubo barrido la tierra, y el enorme navío hubo sido bamboleado por las tempestades, sobre las aguas, Utu salió, el que dispensa la luz al cielo y a la tierra...”.

Fragmento de la tablilla XI de la epopeya babilónica de Gilgamesh, que puede ser relacionada con las observaciones de los contemporáneos del fin de la última glaciación y las lluvias intensas que se desataron hace 12,000 años.

Résumé

La Chaîne de Talamanca est le résultat de l'orogénèse Quaternaire et a connu la présence des deux derniers périodes glaciaires. Les *Sackungs* sont des alignements tectoniques ou failles normales qui se trouvent dans les hauts sommets, soumis à la néo-tectonique et aux glaciations.

Mots clés: *Sackungs, Riss, Würm, Inlandsis.*

Abstract

Talamanca Range has risen to its actual position by effects of the Quaternary orogenesis. Also has known the presence of the two last glacial periods. *Sackungs* are neo-tectonic slope deformations of high summits ranges after glacier periods.

Key words: *Sackungs, Riss, Wurm, Ice cover.*

Resumen

La cordillera de Talamanca a alcanzado su altitud actual debido a la orogénesis Cuaternaria y ha conocido los dos últimos estacionamientos glaciares. Los *Sackungs* son alineamientos tectónicos normales de las altas cumbres cordilleranas afectadas por la neo-tectónica y las glaciaciones.

Palabras claves: *Sackungs, Riss, Wurm, estacionamiento glaciar.*

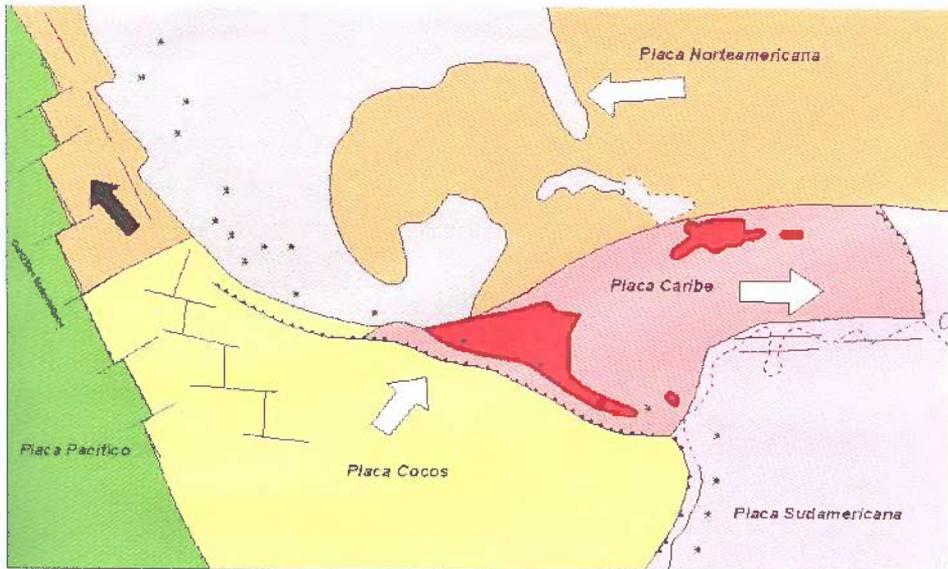
* Doctor en Geografía, profesor catedrático-investigador, Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica.

La orogénesis de Talamanca

Si bien durante el Terciario, Costa Rica es un archipiélago formado por algunas islas e islotes de origen volcánico y sedimentario, que se habían constituido a fines del Cretácico (Complejo de Nicoya), durante el Mioceno, nuevos aportes sedimentarios marinos y volcánicos surgen en el sector de lo que será Talamanca, que hasta ese momento es un sector predominantemente marítimo. A fines del Mioceno y durante el Plioceno las placas del Coco y del Caribe se acercan una de otra hasta colisionar produciendo nuevamente emisiones magmáticas que ascienden al favor de la subducción creada y que se traducen por edificios volcánicos que se verán soldados por la orogénesis que se produce a fines del Plioceno y permite la constitución de serranías bajas como la de Tilarán y sobre todo la de Talamanca. Es durante el Cuaternario, que la orogénesis se intensifica y se prosigue debido al proceso del choque de las placas tectónicas del Coco y del Caribe, principalmente, así como de la inserción de la placa de Nazca en el sector fronterizo con Panamá que darán origen a la Cordillera Costeña y a un incipiente vulcanismo Plio-Pleistoceno (volcán Mano de Tigre, caldera de Bijagual, Volcán China-Kichá) (J. Bergoeing *et al.*, 2010), véase Figura 1.

Los estacionamientos glaciares en Talamanca

Si calculamos que la orogénesis de Talamanca comienza efectivamente hace unos dos millones de años, y que el Chirripó alcanza hoy 3,819m de altitud, podemos tomar como promedio, un levantamiento del orden de 0.0019m/año. Igualmente si tomamos en cuenta las observaciones de Gardner (Gardner *et al.*, 1987) las tasas de levantamiento de Talamanca a partir del Plioceno se situarían entre 1.0 y 4.0mm/año basado en edades radio-métricas de las terrazas marinas de Península de Osa. Todo ello nos permite deducir que hace 400,000 años Talamanca alcanzaba una altitud de 3,000m y hace 200,000 años ya llegaba a los 3,400 metros. Tal altitud debe haber permitido la creación de un estacionamiento glaciar permanente en el periodo Riss o Illinoiense (-180,000 a -130,000 años) y trazas de ello quedan por descubrirse en las morrenas de las altas cumbres del Chirripó. Esta situación se reproduce en Centroamérica (Altos de Cuchumatanes, Guatemala) y en las altas cumbres de Talamanca. Entre los 2,600 a 3,000 metros de altitud reinan las nieves eternas y a partir 3,000 metros de altitud se forma un casquete de hielo importante, que puede calcularse en unos 200 metros de espesor y que permanecerá hasta el deshielo total de hace 12,000 años provocando grandes aludes que transportaron bloques colosales de rocas (Bergoeing, 2007). La desaparición del casquete de hielo producirá un levantamiento más rápido de Talamanca por efectos isostásicos. La orogénesis de Talamanca está asociada a cinco depósitos concomitantes de conos de deyección o abanicos aluviales que se acumularon en la vertiente sur oeste de la Cordillera de Talamanca de los cuales el cono C4 es el más antiguo y corresponde al Pleistoceno inferior. El cono C4 se caracteriza por poseer cantos rodados sumamente alterados o "fantasmas" de los cuales solo se conserva su forma. Igualmente C4 y C3 están en posición opuesta al derrame ello por efecto de los empujes tectónicos durante el Cuaternario.



Fuente: Modificado de Álvarez M. J. R., 1969.

Digitalizado
Geog. Oscar Barrantes

Figura 1. Durante el Mioceno Medio (13 m.a.) al Plioceno temprano (4.5 m.a.) el borde noroccidental de México trasladó a la Dorsal del Pacífico oriental, asimilando a la vez a la trinchera oceánica en esa porción. Hacia el sur, la trinchera siguió activa, lo que se manifestó por el Arco Volcánico Marginal (Modificado de Álvarez, M. Jr, 1969).

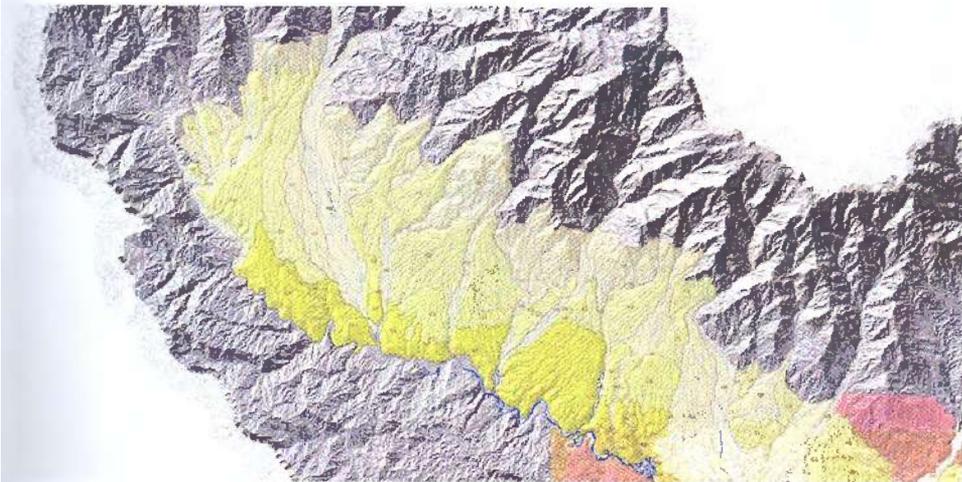


Figura 2. Serie ininterrumpida de conos de deyección en el piedemonte Pacífico de Talamancas desde inicios del Cuaternario a nuestros días (Doctor J.P. Bergoeing, 2010).



Figura 3. Laguna paleo-glacial en el Chirripó, Costa Rica y modelado paleo-glacial de morrenas, recubiertas hoy por vegetación de páramo (fotografía J.P. Bergoeing).



Figura 4. Cantos rodados "fantasmas" de gran tamaño en la matriz arcillosa del cono del Pleistoceno inferior C4 en el sector de río San Pedro, Valle de El General (fotografía J.P. Bergoeing).



Figura 5. Depósito fluvio-glacial (C1) en la desembocadura del río Volcán compuesto por mega bloques erráticos granodioríticos y volcánicos en matriz arcillosa parda. Al fondo los conos de deyección más antiguos del Valle de El General.

Interglaciario Riss-Würm

Hace unos 130,000 años durante el interglaciario Riss-Würm, el hombre de Neandertal ocupa Europa, con condiciones climáticas similares a las actuales o incluso más clementes. Sin embargo vinieron posteriormente periodos más fríos para alcanzar un máximo hace 60,000 años y otro máximo hace 20,000 años durante la época del hombre de Cro Magnon. La mitad de los 3,000 metros de espesor de los inlandsis Norteamericano, Europeo y Siberiano desaparecen entre -18,000 y -14,000 años y luego desaparecen brutalmente hace 12,000 años, hasta desvanecerse completamente hace 10,000 años (Silvain Coutterand, 2010, Universidad de Saboya, Francia). Pensamos que de lo observado en terreno en Costa Rica, en la vertiente sur de la Cordillera de Tamanca, particularmente el sector comprendido entre el río General y el río Unión, los conos de deyección C2 pertenecerían a este periodo, por cuanto sus depósitos son considerables y más antiguos que los depósitos C1. En el se encuentran una serie de mega bloques erráticos compuestos de granodiorita de las altas cumbres del Chirripó y que están acanalados por pseudo-lapiaces producto del largo periodo pluvial wurmiense que siguió al inter-pluvial Riss-Wurm. El nivel marino eemense

fue similar al actual y trazas de él se encuentra en la fachada litoral de la Cordillera Costeña entre el río Uvita y San Buenaventura a altitudes entre 50 y 100 metros debido a la neo-tectónica. Otro aporte interesante es el de Kesel (Kesel *et al.*, 1985) que indica que los suelos que componen de los conos de deyección del Valle del El General que clasifica como Oxisoles para los más viejos, Alfisoles los intermedios y Entisoles para los más recientes. Del mismo modo realizó dos muestras de forados de suelo que dieron una datación 14C de 45,000 a 65,000 años para el más viejo, a aproximadamente 100 años para la superficie más reciente.

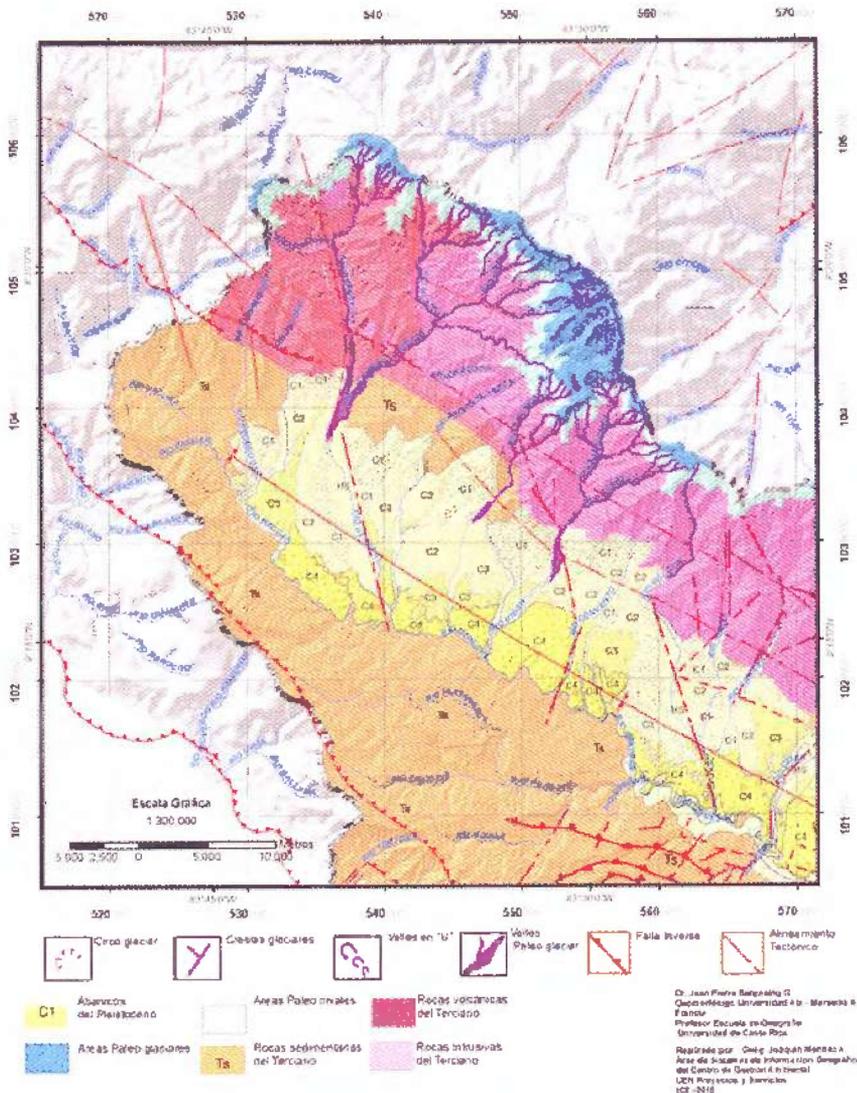


Figura 6. Extensión de la cobertura glaciar y nival en las altas cumbres de Talamanca.

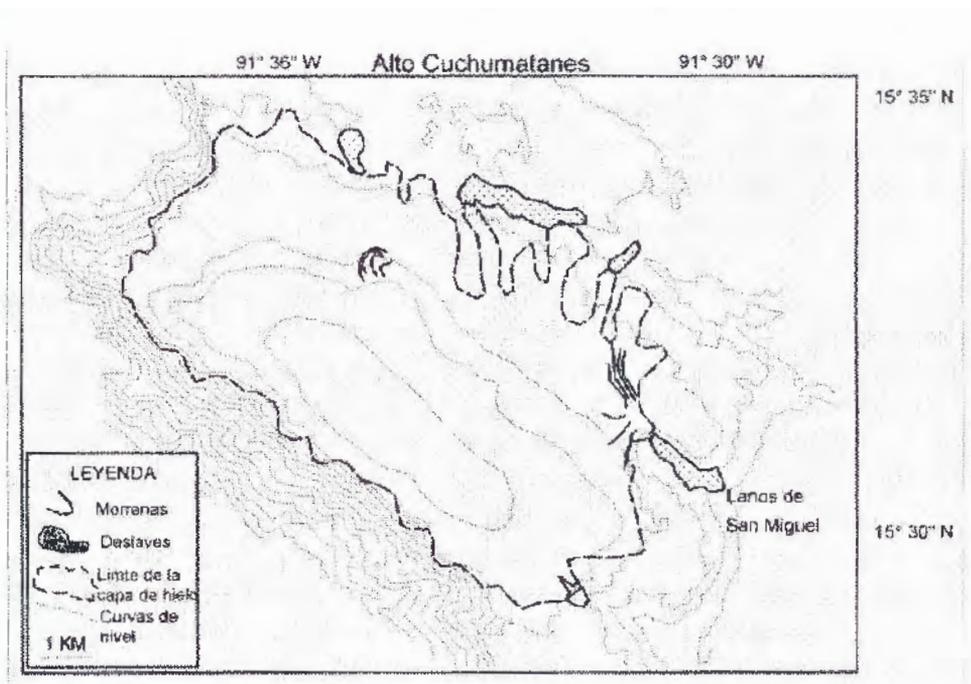


Figura 7. Topografía de la meseta del Altos de Cuchumatanes, en Guatemala, donde se observó un modelado glaciar del periodo wurmiense, a partir de los 3,000 metros de altitud, según Anderson 1969 y Hastenrath 1973 (Hastenrath, S., 1973).

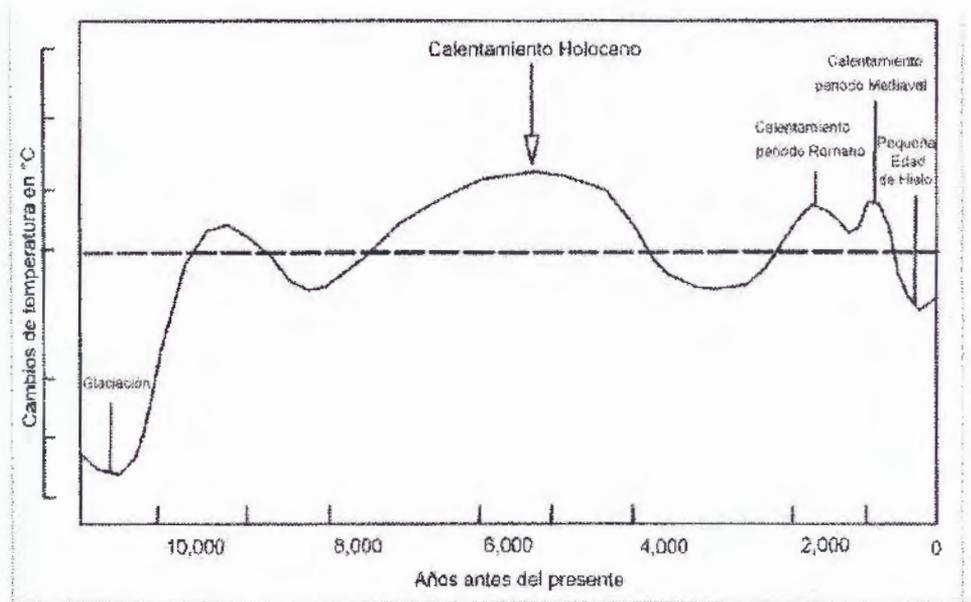


Figura 8. Variaciones de temperatura durante el Holoceno (Fuente: IPCC 1990).

El Würm en Costa Rica

Matthew Lachniet y Geoffrey Seltzer (Lachniet y Seltzer, 2001) describen tres morrenas principales en Costa Rica que corresponden a tres máximos estadios glaciares del Würm y que se extienden en altitud, desde los 3,040m hasta los 3,800m. Las morrenas del sector de Talari son más pequeñas y presentan periodos recessivos asociados al deshielo. Para ellos la cobertura de hielo cubrió un área de 35km² sobre las cumbres del Chirripó, pero que también se produjeron en otras altas cumbres como en el Kamuk, Cuerici y el Cerro de La Muerte. En este último sector Jean Pierre Bergoeing (Bergoeing, 1987) describe lechos nivales que asocia con estacionamientos nivales más que un depósito glaciario. Para éste autor, los depósitos nivales comenzaron a los 2,600 metros de altitud y subieron hasta los 3,000m para luego dar origen a los depósitos de nieves eternas y constituir paulatinamente un casquete de hielo hasta los 3,800m de altitud. Los estudios en el valle de las Morrenas en el Chirripó, de Orvis y Horn (2000), demuestran que los glaciares desaparecieron rápidamente según dataciones del periodo Dryas que marcan su final hace 9,700 años pero igualmente coinciden con 3 grandes estadios fríos durante la última glaciación gracias a sus dataciones ipsométricas practicadas en sedimentos lacustres de las lagunas o tarns del Chirripó (véase Figura 3). Al inicio del Würm el enfriamiento general de la atmósfera hace disminuir considerablemente la vegetación piemontana en el Valle de El General con degradación vegetacional generalizada. Si entre 40,000 y 30,000 años hay una recuperación vegetacional del piedemonte talamaqueño este se verá afectado durante el periodo siguiente comprendido entre 30000 y 12000 años B.P. por una intensificación mundial del frío y sus consecuencias vegetacionales, que en Costa Rica se caracterizan por una disminución de la vegetación tropical a favor de especies altitudinales más propicias.

El Dryas Reciente

El último cambio brutal climático ocurre durante el Dryas es decir hace 11450 años B.P. Las observaciones y sondajes de hielo en Groenlandia han permitido demostrar que la circulación termohalina (responsable del Gulf Stream) ha sido muy inestable durante el periodo glaciario Würmiano. Se trata de recalentamientos abruptos y enfriamientos progresivos con variaciones de 10°C a 16°C conocidos como eventos Dansgaard/Oeschger (D/O). De estos eventos tres se destacan: 14500 años B.P., 36000 años B.P. y 45000 años B.P. Estos recalentamientos brutales de las aguas del Atlántico Norte permitieron la llegada de aguas tropicales calientes (Pissart A., 2002). Es durante este periodo que en Costa Rica se produce nuevamente un cambio de la flora altitudinal que fue estudiada por Sally Horn (Horn, 2009).

El Dryas fue un periodo corto de 1,300 años. Fue una fase de enfriamiento climático a finales del Pleistoceno, entre 12,700 y 11,500 años. Toma su nombre de la

flor alpina *Dryas octopetala*. Hay indicios que el impacto del cometa Clovis hace 12,900 años en América del Norte, según una hipótesis reciente, podría haber iniciado el enfriamiento del Dryas Reciente. Este periodo significó un rápido regreso a las condiciones glaciares en las latitudes más altas del Hemisferio Norte entre hace 12,900 y 11,500 años. Esto contrasta con el calentamiento del deshielo que tuvo lugar en el inter-estadio anterior. Estas transiciones duraron aproximadamente un milenio. Las informaciones obtenidas de isótopos térmicamente fraccionados de nitrógeno y argón provenientes de núcleos de hielo de Groenlandia indican que ésta isla tenía una temperatura de unos 15°C más fría que en la actualidad. En las islas Británicas, los fósiles de escarabajos indican un descenso de las temperaturas medias anuales de 5°C mientras que las condiciones periglaciares prevalecieron en las tierras bajas así como los glaciares en las tierras altas. Desde entonces, no ha habido ningún periodo de cambio climático abrupto tan grande, extendido o rápido.

El Cometa Clovis

La Hipótesis del Cometa Clovis intenta explicar la extinción de los mamuts y otros grandes mamíferos, hace 13,000 años. Richard Firestone del departamento de energía del Lawrence Berkeley National Laboratory propone esta nueva teoría. Se trataría de la explosión de una supernova que ocurrió hace 41,000 años y que podría ser la causa de la extinción masiva de ese periodo. Restos de esta supernova llegaron a la Tierra en la forma de un cometa o asteroide que impactó en Norteamérica hace 13,000 años causando la desaparición de todos los grandes mamíferos de la región incluyendo los seres humanos que habitaban la zona por aquel entonces. Como evidencia de la onda de choque de la supernova de hace 34,000 años aporta la prueba de pequeños impactos de partículas de hierro sobre colmillos fósiles de mamuts, (hierro provenientes del impacto del cometa).

Es difícil de determinar si el Dryas Reciente tuvo un alcance global, puesto que no existe una definición precisa de esta fase en todos los registros. En el oeste de Europa y Groenlandia, el Dryas Reciente es un periodo frío bien determinado. Pero es posible que las regiones tropicales del Atlántico pudieran haberse empezado a enfriar unos cuantos siglos antes; en Sudamérica no se encuentra un inicio bien claro pero el final está bien definido. De manera similar, el enfriamiento del hemisferio Sur conocido como Inversión Fría Antártica parece haber empezado un milenio antes del Dryas Reciente, y no tiene ni un principio ni un final bien definidos (entre 14,000 y 11,500 años).

El periodo Holoceno

Registros paleo-ecológicos realizados entre 1964 y 1997 por autores como Martín, Hooghiemstras e Islebe (en Lachniet *et al.*, 2001), de pólenes de las altas

cumbres de la Cordillera de Talamanca, en el cerro Chirripó, permiten deducir que a finales del Pleistoceno la temperatura media del sector era de 8°C inferior a la actual y que a comienzos del Dryas, las temperaturas bajaron unos 3°C que marcan la transición hacia el inicio de un Holoceno mucho más húmedo, como lo demuestran los pólenes y diatomeas analizados por Horn (Horn, 1993) en el lago Morrenas en el Chirripó.

En Costa Rica pruebas del Dryas Reciente se deberían encontrar en los conos de deyección C1 que son el producto final del brutal deshielo de Talamanca, haciendo que este fenómeno de tradujera por el descenso de grandes avenidas de lodo y bloques de piedra, algunos de tamaño descomunal, que dieron origen a los poderosos conos de deyección C1 depositados a partir de las desembocaduras de las quebradas de la Cordillera Talamanca en su vertiente sur, en contacto con el piedemonte del río General y del Coto Brus (véase Figura 2). Igualmente el deshielo se traduce por una subida paulatina del nivel del mar que se encontraba durante el último periodo glacial a -140 metros de su nivel actual.

Igualmente, en Guatemala en la meseta del Alto de Cuchumatanes, están presentes las trazas de estos dos últimos periodos glaciares que a partir de los 3,000 metros de altitud estuvieron recubiertos por un casquete de hielo. Dicho fenómeno fue estudiado por Anderson en 1969 y Hastenrath en 1973 en lo que concierne la glaciación Wurm.

Los recientes estudios sobre el cromosoma Y amerindio, realizados en Argentina, sobre el ADN mitocondrial y del Halogrupo X, nos permiten extrapolar que es muy probable que la región Centroamericana ya haya estado habitada en las costas durante el Wurm y consecuentemente en el Holoceno y que hayan sido testigos de estos grandes cambios climáticos. Si nos hasamos en las dataciones ¹⁴C realizadas por Kenneth Tankersley (Tankersley, 2000), relativas a la cultura Pre-clovis y las dataciones de Monte Verde en Chile, estas hacen remontar la presencia humana sobre el continente americano a 33,000 años o más. En el Cedral, México hay restos humanos datados de 31,000 años. Finalmente Albert Goodyear, en el condado de Allendale, Carolina del Sur, data la presencia humana entre 50,000 años a 37,000 años. De ello se deduce que el hombre prehistórico americano fue al menos contemporáneo de la glaciación Wurm-Wisconsinian y sufrió los grandes cambios del Holoceno.

Los diez mil años pasados (Holoceno), se describen generalmente como un periodo climático relativamente estables y que el recalentamiento global reciente sería una anomalía. Esta afirmación es errónea ya que recientemente un equipo de 16 investigadores internacionales, de 6 nacionalidades diferentes, dirigidos por el profesor Paul Mayewski, (Director del Centro de Paleoclimatología de la Ohio State University), ha demostrado que durante el Holoceno se han producido seis cambios climáticos rápidos, que se caracterizan por

fases frías, seguidas por recalentamientos. El último periodo frío corresponde a la “pequeña edad de hielo” (1,300 a 1,750) y como los otros periodos se caracterizaron por fuertes variaciones de insolación solar e irradiación asociados a veces a emisiones de gases volcánicos y fases de extensión y retroceso de los glaciares continentales.

Grandes periodos fríos del Holoceno

El primer periodo entre 9000 y 8000 años a.C.

Se caracteriza porque el deshielo perst-wurmense que no es total y por la extensión de grandes banquisas que juegan un papel considerable. Igualmente por gran actividad volcánica en el hemisferio norte. En Costa Rica las lluvias diluviales de ese periodo provocaron mega-deslizamientos cuyas trazas hoy son fácilmente visibles en las vertientes de Talamanca pero también del sector norte de la Cordillera volcánica Central (volcanes Barva e Irazú).

Segundo periodo 6000 y 5000 años a.C.

Se caracteriza por enfriamiento polar y por regiones tropicales más húmedas, debido a la disminución de la actividad solar y a la regresión marina flandense (el mar había subido de 3 a 4 metros durante la transgresión flandense entre 7000 a 6000 años).

Tercer periodo 4200 a 3800 años a.C.

Pone fin al Imperio Acadio de Mesopotamia. En Costa Rica se comienza a construir el último tramo del delta del Térraba y la neo-tectónica completa la deriva de su desembocadura hacia el Norte.

Cuarto periodo 3500 a 2500 a.C.

Periodo Arcaico del antiguo Egipto. En Costa Rica sedentarización y asentamientos de los indígenas en el Diquis.

Quinto periodo 1200 a.C. a 1000 d.C.

Esplendor y decadencia de los mayas. En Costa Rica primeros asentamientos indígenas en el Valle Central debido a condiciones climáticas más favorables.

Sexto periodo 1300 a 1750 d.C.

“Pequeña edad del hielo”. Fin de las colonias vikingas en Groenlandia (Diamond J., 2006). Llegada de los europeos a Costa Rica y colonización del territorio, pero en las partes más favorables de su topografía. Las grandes elevaciones, en particular

de Talamanca, poco favorables, quedan del dominio indígena como sector refugio ante la irrupción española.

Si nos referimos al mismo periodo en África existen registros de grandes variaciones climáticas entre 12,000 años y 3,000 años B.P. Desde fines del periodo Pleistoceno y hasta 7,000 años BP el clima de África se caracteriza, como en el resto del mundo por un periodo húmedo intenso y extensión del bosque tropical. En África occidental el espacio saheliano se extiende 1,000km. al norte sobre el Sahara haciendo de este una estrecha franja árida. Después de 7,000 años B.P. la sequía nuevamente aparece alternando con fases más húmedas o pluviales. Es el momento en que los hombres abandonan la trashumancia en el Sahara para concentrarse en valles (El Nilo, el Níger) , oasis o el gran lago Chad. Hace 3,000 años el clima conoce un nuevo periodo pluvial de corta duración ya que paulatinamente las condiciones de aridez comienzan nuevamente a ganar terreno (Bart, F., 2003).

El Holoceno en Costa Rica

Se caracteriza por un rápido deshielo de las altas cumbres de la cordillera de Talamanca, que comienza hace 10,000 años y que se traduce por avenidas torrenciales de lodo y bloques de piedra de tamaño descomunal, que se depositan en las desembocaduras de las quebradas en contacto con el piedemonte. De lo observado en el terreno concluimos que los grandes conos de deyección C1 corresponderían al inicio del Holoceno. Posteriormente se instala en el país un fase biostásica, donde la vegetación progresa por doquier, estabilizando las pendientes hasta la aparición de los primeros asentamientos humanos en el piedemonte cordillerano, que da inicio a una incipiente deforestación y que se verá incrementada a partir de la colonización española hasta nuestros días que alcanza los valores y los efectos del inicio del Holoceno.

Sackungs en las cimas del Chirripó, Costa Rica

Sackung es un término alemán, de la tectónica, que significa asentamiento de terreno. Los franceses lo traducen como "*tassement*" y los ingleses como "*deep seated gravitational slope deformation*" que ya en si es toda una definición. Los *sackungs* se distinguen de los otros fenómenos de gravedad por su extensión y rapidez así como por las morfo-estructuras resultantes. Este tipo de asentamiento tectónico, puede ser observado en los Alpes, en Escandinavia, en Alaska, en California así como en otros lugares del planeta donde las altas cumbres han sido sometidas al peso de los glaciares y hoy a la compensación isostática.



Figura 9. Bloque errático glacial, granodiorítico del sector río Volcán, del deshielo inter Riss-Wurm cuyas facetas están erosionadas por la acción pluvial, formando pseudo-lapiaces (fotografía J.P. Bergoeing).

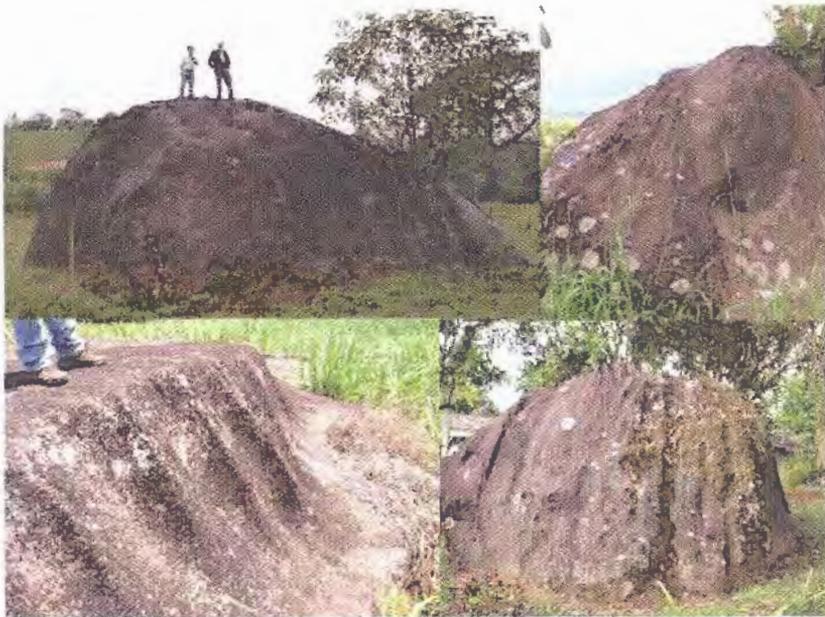
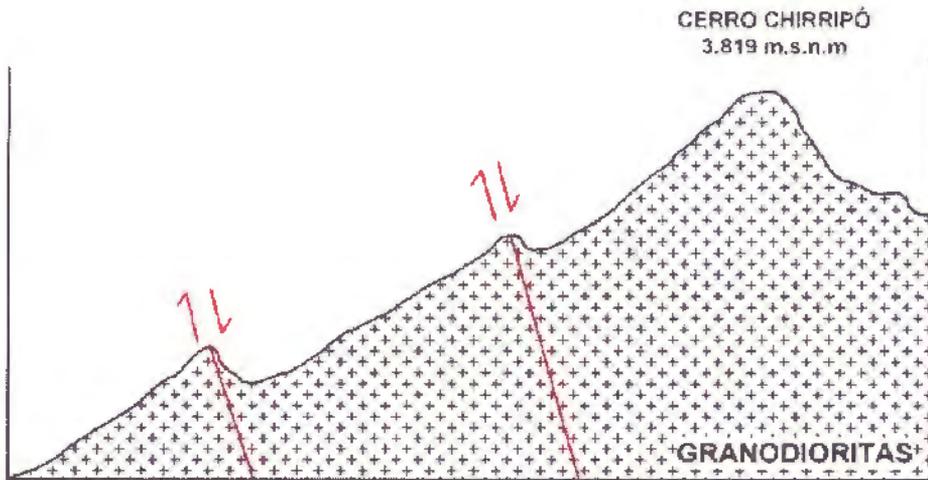


Figura 10. Grupo de bloques erráticos del sector río San Pedro-río Volcán probablemente del inter glacial Riss-Wurm con pseudo lapiaces producto del periodo pluvial durante la glaciación Wurm (fotografía J.P. Bergoeing).



Sackungs, Escarpes a contra pendiente en el Cerro Chiripó, Costa Rica.
Dr J.P Bergoeing

Figura 11. Corte de una vertiente con fallamiento tipo *sackung*.



Figura 12. Cumbre del Chirripó. Alineamientos *sackungs*, en los intrusivos granitoides (fotografía Escuela de Geografía UCR).



Figura 13. Cerro Kamuk. Cubeta paleo-nival y afallamiento *sackung* en primer plano, en parte oculto por la vegetación (fotografía, Escuela de Geografía UCR).

Los *sackungs*, forman grandes sectores escarpados, donde las fallas se posicionan paralelamente entre si, son numerosas y cortas (entre 100 metros a pocos kilómetros) y dejan en su parte posterior una depresión (véase Figura 7). Se trata de un sistema de afallamiento normal que es aprovechado por las aguas de lluvia para infiltrarse por grietas y fracturas provocando un circuito profundo. Se piensa que los factores que favorecen la presencia de *sackungs* son la descompresión post-glacial, la orogénesis y la neo-tectónica acompañada por numerosos sismos (Hippolite J.C., 2009).

El caso de Costa Rica

La observación en terreno y de las imágenes satelitales y fotografías han permitido realizar una primera aproximación sobre los alineamientos tectónicos o *sackungs* en el Chirripó.

La presencia de *sackungs* en Costa Rica es debida principalmente a la desaparición del casquete glaciar de la cordillera de Talamanca, asociado a la orogénesis y a la neo-tectónica. Afecta principalmente al intrusivo granodiorítico pero igualmente a los afloramientos volcánicos terciarios de las altas cumbres cordilleranas.

Conclusiones

La Cordillera de Talamanca en su origen es el resultado de acumulaciones volcánicas y sedimentarias marinas acaecidas durante el Terciario. La confrontación de las placas tectónicas del Caribe y de Cocos a partir del Plioceno provocan nuevos ascensos magmáticos que se traducen por depósitos de basaltos y gabros y brechas principalmente, que dejan relictos volcánicos.

Es a finales del Plioceno que se inicia la orogénesis de Talamanca, que tiene como consecuencia la constitución de los primeros grandes conos de deyección (C4 y C3) que quedarán expuestos, a lo largo del Cuaternario en la vertiente del Pacífico de esta cordillera constituyendo su piedemonte. Es muy probable que las altas cumbres de Talamanca hayan conocido las dos últimas glaciaciones (Riss y Wurm), ya que el empuje vertical producto del choque de placas ha permitido a la cordillera de Talamanca alcanzar altitudes superiores a los 3,000 metros y construir un casquete de hielo de más de 200 metros de espesor.

Un primer deshielo se produce durante el interglaciar Riss-Wurm, y el segundo hace 12,000 años con las variaciones del Dryas. Ello deja como consecuencias grandes depósitos de mega-bloques erráticos de origen glaciar en la cuenca alta del río Chirripó del Pacífico observables entre los poblados de Canaán y San Gerardo, pero igualmente en otros sectores como son las aperturas de los ríos San Rafael y Volcán al entrar en contacto con los conos de deyección del valle de El General (Conos C2 y C1). Finalmente la constitución de *sackungs* en las altas cumbres por efectos isostáticos ligados a los deshielos inter Riss-Würm y post wurmiense son un fenómeno tectónico reciente.

Desde comienzos del Cuaternario hemos identificado cinco generaciones de abanicos aluviales en la margen izquierda del río El General, siendo los más antiguos C4 y C3 (Pleistoceno inferior a medio) y C2 y C1 los más recientes asociados a los deshielos de Talamanca (Pleistoceno superior). Finalmente hemos denominado HS los actuales conos post wurmienses (Holoceno).

Actualmente, los grandes conos de deyección siguen creciendo al ser alimentados por los deslaves cordilleranos ligados a los grandes episodios pluviales (El Niño) que recubren constantemente los conos superiores del sector piemontano de Talamanca.

Bibliografía

- Abbott, M.B., Seltzer G.O., Kelts K.R. and Southon J., 1997. "Holocene paleohydrology of the tropical andes from lake records." *Quaternary Research*, 47 pp. 70-80.
- Alvarez, M. Jr, 1969. *Geología, paleogeografía y tectónica de México*, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

- Anderson, T.H., 1969. "First evidence for glaciation in Sierra Los Cuchumatanes Range, northwestern Guatemala", *Geological Society of America Special Paper* 121, p. 387.
- Barquero J. and Ellenberg L., 1986. "Geomorphologie der alpinen Stufe des Chirripó in Costa Rica", *Eiszeitalter und Gegenwart* 36, pp. 1-9.
- Bart, F., 2003. "L'Afrique, Continent pluriel", CNED/SEDES, Paris.
- Bergoeing J.P., Brenes L.G., Fernández A.M., Ureña F.M., 2010. "Geomorfología de la Cordillera Costeña y de los abanicos aluviales en el piedemonte meridional de la cordillera de Talamanca", *Revista Geográfica*, IPGH, México, núm. 148.
- Bergoeing Jean Pierre, 1977. "Modelado glaciar en la Cordillera de Talamanca", en *Informe Semestral julio-diciembre*, pp. 33-44, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica.
- , 2007. "Geomorfología de Costa Rica", Librería Francesa, San José, Costa Rica.
- Bovis M.J., 1982. "Uphill-facing (antislope) carps in the Coast Mountains, southwest British Columbia", *Geological Society of America Bulletin* 93, pp. 804-812, USA.
- Coutterand, S., 2010. "Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nordoccidentales au Pléistocène récent, du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation", tesis de Doctorado, Universidad de Saboya, Francia.
- Diamond J., 2006. "Effondrement. Comment les sociétés décident de leur disparition ou de leur survie", Gallimard, Paris Ed. origin., Diamond J. (2005) *Collapse. How Societies Choose to Fail or Succeed*, Viking, New York.
- Dillehay, T.D., 2004. *Monte Verde Un asentamiento humano del Pleistoceno tardío en el sur de Chile*, Santiago de Chile, LOM Ediciones.
- Gardner, T.W., Back, W., Bullard, T.F., Hare, P.W., Kesel, R.H., Lowe, D.R., Menges, C.M., Mora, S.C., Pazzaglia, F.J., Sasowsky, I.D., Troester, J.W., and Wells, S.G., 1987. "Central America and the Caribbean", in Graf, W.L., ed., *Geomorphic systems of North America: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, Centennial Special, volume 2, pp. 343-402.
- Hippolite, Jean Claude, 2009. "Failles normales post-glaciaires dans les Alpes Françaises" *Geosciences*, No. 9, avril, pp. 38-45, BRGM, France.
- Haberyan, K.A., and Horn, S.P., 1999, "A 10,000 year diatom record from a glacial lake in Costa Rica", *Mountain Research and Development*, No. 19, pp. 63-70.
- Hastenrath, S., 1973. "On the Pleistocene glaciation of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica", *Zeitschrift für Gletscherkunde and Glazialgeologie*, No. 9, pp. 105-121.
- Horn, S.P., 1990. Timing of deglaciation in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica, *Climate Research* 1(1990), pp. 81-83. Full Text via CrossRef | View Re-

- cord in Scopus | Cited By in Scopus (10)27, S.P. Horn, Postglacial vegetation and fire history of the Chirripó páramo of Costa Rica, Quaternary.
- Horn, S.P., 2009. "Late Quaternary Lake and Swamp sediments: Climate and environment", en Bundschuh, J. and Alvarado I., G.E. (Eds.), *Central America: Geology, Resources, Hazards*, Leiden, The Netherlands: Balkema Publishers (Taylor & Francis Group), forthcoming.
- Horn, S.P. and League, B.L., 2005. "Registros de Sedimentos Lacustres de la vegetación del Holoceno y Historia del Fuego en el Páramo de Costa Rica" (Lake-Sediment Records of Holocene Vegetation and Fire History in the Costa Rican Páramos.), pp. 253-273, in Kappelle, M. and Horn, S. (Eds.), *Páramos de Costa Rica*, Santo Domingo, Costa Rica, Instituto Nacional de Biodiversidad, INBio.
- Kesel R.H. and Spicer B.E., 2003. "Geomorphologic relationships and ages of soils on alluvial fans in the Rio General Valley, Costa Rica", Published by Elsevier B.V.
- Lachniet M.S. and Seltzer G.O., 2001. "Late Quaternary glaciation of Costa Rica", *GSA Bulletin*, May 2002, Department of Earth Sciences, Syracuse University, Syracuse, New York, 13244.
- Mayewski P.A. et al., 2004. "Holocene climate variability", *Quaternary Research*, No. 62, pp. 243-255.
- Menard G. and Souffaché B., 2006. "The recent fault scarps of the Western Alps (France): tectonic surface ruptures or gravitational Sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, leveling and 10B dating approach", *Tectonophysics*, 418, pp. 255-276.
- Orvis, K.H. and Horn, S.P., 2000. "Quaternary Glaciers and Climate on Cerro Chirripó, Costa Rica", *Science Direct*, vol. 54, USA.
- Pajon M.J., 2002. "Paleo clima en el área de montaña de Cuba occidental y su posible comparación con la cordillera de Mérida, Venezuela", *Cambios Climáticos, Recursos Hídricos, Geo-Riesgos y Desastres Naturales*, La Habana, Cuba.
- Pissart, A., 2002. "Concernant la disparition du Gulf Stream pendant la dernière glaciation et le danger de voir se reproduire ce phénomène catastrophique pour l'Europe", *Bull. Soc. Géographique de Liège*, No. 42, pp. 79-83, Belgique.
- Protti Q., Roberto, 1996. "Evidencias de glaciación en el Valle del General (Costa Rica) durante el Pleistoceno Tardío", *Revista Geológica de América Central* 19/20, pp. 75-85, San José, Costa Rica.
- Schubert, C., 1988. "Climatic changes during the last glacial maximum in northern South American and the Caribbean", *A review. Interciencia*, No. 13, pp. 128-137.
- Schubert, C. and Medina E., 1982. "Evidence of Quaternary glaciation in the Dominican Republic: Some implications for Caribbean paleoclimatology", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, volume 39, 3-4, October, pp. 281-294.

- Tankersley K.B., 2000. "The Pre Clovis: South America First?", *Scientific American Discovering Archaeology*, 7, January/February.
- Torroni, A., Schurr, T.G., Yang C.C., Szathmary, E.J.E., Williams, R.C., Schanfield, M.S. Troup, G.A. Knowler, W.C. Lawrence, D.N. Weiss, K.M. and Wallace D.C., 1992. "Native American Mitochondrial DNA Analysis Indicates That the Amerind and the Nadene Populations Were Founded by Two Independent Migrations", *Genetics* 130(1):153-162.
- Weyl, R., 1956a. Spuren eiszeitlicher vergletscherung in der Cordillera de Talamanca Costa Ricas (Mittelamerika), *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 102, pp. 283-294.
- , 1956b. Eiszeitliche gletscherspuren in Costa Rica (Mittelamerika). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 3, pp. 317-325.

Los conos de deyección del valle de El General, Costa Rica

Jean Pierre Bergoeing*

Abstract

The Talamanca's orogenesis and the two last inter-glacial periods are the main factors that built the vast alluvial fans in the Talamanca's Pacific piedmont and where we discovered at least five correlative deposits.

Key words: *Orogenesis, inter glacial periods, alluvial fans.*

Resumen

La orogénesis de la cordillera de Talamanca y los dos últimos interglaciares son responsables de la construcción de los vastos conos de deyección del piedemonte Pacífico de Talamanca y en donde al menos se cuentan cinco generaciones de depósitos correlativos.

Palabras clave: *Orogénesis, interglaciar, conos de deyección.*

Résumé

L'orogénese de la chaîne de Talamanca et les deux dernières périodes interglaciaires sont responsables de la construction de vastes cônes de déjection du piémont Pacifique de Talamanca, où nous avons retrouvé au moins cinq générations de dépôts corrélatifs.

Mots clés: *Orogénèse, inter-glaciaire, cônes de déjection.*

Introducción

El Valle de El General es una vasta depresión tectónica que se presenta como un sinclinal de orientación WNW-ESE. Algunos geólogos (Denyer *et al.*, 2007) lo consideran como un monoclinal basculado. Ambos fenómenos están ligados al

* Doctor en geografía. Profesor de la Universidad de Costa Rica.

choque de las placas del Coco y del Caribe. La primera subduce bajo la segunda, habiéndola levantando violentamente en los últimos dos millones de años, es decir desde comienzos del Cuaternario. Este fenómeno de colisión de placas, bastante reciente desde el punto de vista geológico, es capital para la comprensión del depósito a lo largo del Cuaternario de vastos conos de deyección a los pies de la vertiente S.W. de la cordillera de Talamanca.

Dos factores esenciales han dado origen y modelado los abanicos aluviales del sector: La orogénesis cuaternaria que se prosigue muy activamente de nuestros días alcanzado la altitud máxima de 3,820 metros en el Chirripó y al menos las dos últimas glaciaciones; Riss -200,000 años a -130,000 años y Wurm -110,000 a -12,000 años, que permitieron durante esos largos lapsos de tiempo la acumulación y formación de un casquete importante de hielo somital. Los periodos interglaciares Riss-Wurm -130,000 años a -110,000 años y el actual post Wurmense desde hace 12,000 años son periodos relativamente cortos, pero durante el cual el deshielo es súbito por el cambio climático y recalentamiento de las altas cumbres. Tal deshielo brutal es responsable de los conos de deyección modernos a los pies de la cordillera de Talamanca.

Los conos de deyección del pleistoceno inferior a medio, C4 y C3

Son el resultado de depósitos de vertientes, por efectos de la erosión producida por intensas lluvias tropicales, en el incipiente relieve volcánico-sedimentario de la cordillera de Talamanca, en pleno levantamiento orogénico y por ello son los más antiguos del sector ya que van del Pleistoceno inferior al Pleistoceno medio. Se presentan hoy como depósitos de arcillas rojas (ilíticas a montmorilloníticas) que forman una matriz que encierra cantos rodados de gran calibre (de 20 a 40cm de diámetro), que se encuentran totalmente alterados (fantasmas) y que al golpe de piqueta se funden con la matriz que los rodea. Sin embargo los depósitos se encuentran basculados en sentido opuesto a la corriente de lodo que los depositó (Battistini y Bergoeing, 1983) lo cual demuestra el buzamiento actual que afecta a este nivel antiguo. Los conos C4 al momento de crearse el depósito chocaron con un pequeño relieve volcánico que emergía del océano Pacífico cuyo litoral se encontraba en las cercanías de lo que hoy es el río General.

Estas formaciones volcánicas cuyos exponentes son el volcán Mano de Tigre (Bergoeing *et al.*, 1978) o el China Kichá (Bergoeing *et al.*, 2010) son el producto de ascensión magmática fisural gabroica-basáltica del fines del Plioceno comienzos del Pleistoceno producida por el empuje y colisión de la placa del Coco con la del Caribe en este sector.



Figura 1. Área de estudio.



Figura 2. Perfil general de los conos de deyección que bajan de Talamanca constituyendo espesores considerables, producto de las masas deslizadas por el deshielo cordillerano de las dos últimas glaciaciones y periodos interglaciares (*fotografía del autor*).

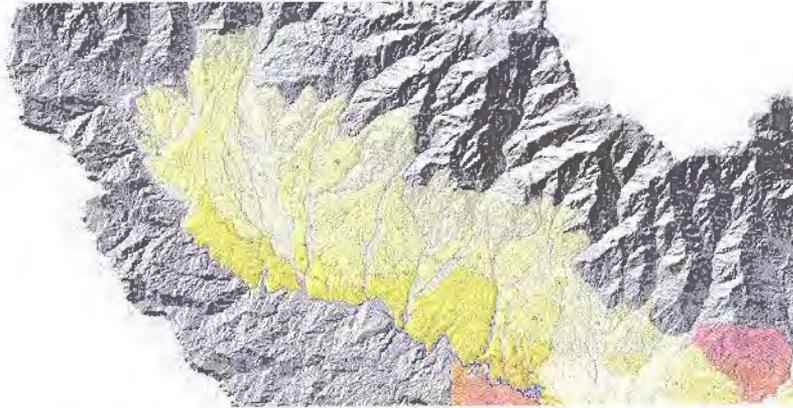


Figura 3. Conos de deyección del Valle de El General donde se reconocen 5 procesos de colmatación que van desde el Pleistoceno inferior (C4) pasando por el Pleistoceno medio (C3), Pleistoceno superior (C2 y C1) y Holoceno (HS) (mapa del autor).



Figura 4. Sector de Volcán. Superficie del cono C3 que reposa en parte sobre el cono C4 compuesto por arcillas rojo-pardas y clastos poco rodados (fotografía del autor).



Figura 5. Bloque errático granodiorítico del sector río Volcán cuyas facetas están erosionadas por la acción pluvial del deshielo post-wurmiense formando pseudo-lapiaces (fotografía del autor).

En el Pleistoceno medio, siempre gracias a los empujes verticales de la orogénesis el cono C4, se vio recubierto por un nuevo depósito aluvial (C3) igualmente de gran espesor y de características similares al anterior. En el sector de la ciudad de Pérez Zeledón los conos se depositaron lateralmente por efectos de un basculamiento tectónico NW-SE que coloca los depósitos del más antiguo al más reciente de manera paralela al río Chirripó del Pacífico (véase Figura 3).

El cono C3, que cronológicamente se superpone al cono C4, es lógicamente más reciente y tentativamente puede ser clasificado como del Pleistoceno medio. Los cantos rodados que lo componen y permiten identificarlo, aunque muy alterados, son reconocibles y mantienen una cierta cohesión (véase Figura 4). Igualmente están insertos en una matriz arcillosa rojo-parda pero no tan intensa como la de C4.

Es un cono más difícil de reconocer en el campo por estar recubierto en partes por los conos más modernos C2 y C1, estos últimos que situamos en el Pleistoceno superior. De ellos uno de los más interesante es el abanico aluvial C1 del sector aledaño al contacto cordillerano del río Unión, por cuanto está recubierto por enormes bloques granodioríticos, (del tamaño de una casa) sumamente erosionados formando pseudo-lapiaces por efectos de la erosión pluvial. Estos mega-bloques de unos 10 x 30 metros y 3 de alto son la consecuencia del deshielo post-wurmiense de Talamanca y marcan deslizamientos brutales y súbitos del material arrancado a las cumbres del Chirripó por efecto de las lluvias diluviales acaecidas con el cambio climático de ese periodo (véase Figura 5).

Actualmente el modelado geomorfológico de la superficie superior de los conos se presenta como un modelado multiconvexo, mientras que el sector que domina la vertiente NW del río General forma escarpes de erosión alternados por los niveles de las terrazas fluviales donde distinguimos tres niveles. Dichos niveles son probablemente climáticos pero asociados con la fuerte tectónica de alzamiento por cuanto una cronología absoluta sería difícil de aplicar al conjunto de los niveles fluviales y más bien se debería proceder a un trabajo local de caso por caso.

Los conos del pleistoceno superior C2 y C1

Son la consecuencia de la orogénesis de Talamanca, que durante el Pleistoceno superior alcanza altitudes importantes, superiores a los 3.000 metros y en donde al menos dos estacionamientos glaciares acumularon masas de hielo importantes y de espesores considerables (véanse Figuras 2 y 5). Por la latitud de Costa Rica, los periodos interglaciares Riss-Wurm o Sangamoniano para América del Norte (-130,000 a-110,000 años) y post Wurmense (-12,000 años en adelante) o post-

wisconsiniano, provocaron el derretimiento acelerado de la masa glaciaria creando las condiciones de deslizamientos en masa de grandes bloques granodioríticos y del material mueble que se encontraba a menor altitud. Todo este material se acumuló en los piedemontes de Talamanca, preferentemente en el sector SW (vertiente del Pacífico) donde la acumulación alcanzó espesores considerables de material caótico, llegando en algunos sectores a medir de 200 a 500 metros de espesor.

Los conos actuales (HS)

Se trata de conos en formación donde discurren los principales afluentes del río El General (véanse Figura 2, 5 y 6) se caracterizan por superponerse sobre los más antiguos siguiendo una dirección NNE-SSW a excepción del río Chirripó, orientado por un basculamiento tectónico y por disponerse en forma alargada. El sistema de conos de deyección se prosigue más al SW de Paso Real donde los afluentes del río Coto Brus y Cotón han erosionado profundamente el material caótico de los abanicos y en donde sobresalen algunas estructuras volcánicas probablemente del Plioceno.

La ciudad de San Isidro de El General, rebautizada como Pérez Zeledón está construida sobre un gran abanico aluvial construido por el río Chirripó del Pacífico que confluye con el río El General. La observación de imágenes satelitales ha permitido identificar una serie de 4 niveles de abanicos que se disponen en forma paralela. La serie está basculada por efectos de la Neotectónica elevándose hacia el NW. Poseen una matriz fina arcillosa roja, con algunos elementos gruesos rodados para los más antiguos mientras que los niveles más jóvenes se caracterizan por un abundante material rodado fluvial, de litología diversa que descansan aflorantes o sobre una matriz pardo oscura.

Los ríos afluentes de El General al llegar a la zona de confluencia, se encajonan profundamente en los conos antiguos, particularmente el nivel C4, en donde constituyen cañones fluviales. Desde el río Unión, pasando por los ríos Volcán y Ceibo y continuando hacia el SW, los ríos se encañonan durante varios kilómetros hasta alcanzar la confluencia con el río El General. En algunos casos en las zonas de confluencia constituyen abanicos coluviales como es el caso para el río Volcán. Ello se debe al basculamiento general que ha sufrido el sector por efectos del avance de la placa del Coco que se subduce bajo la del Caribe. En general el material depositado es de tipo fluvial y torrencial y en algunos sectores la roca madre aflora en los talwegs dejando en evidencia la profunda erosión fluvial asociada con una tectónica positiva muy activa.



Figura 6. Masa compacta formada por bloques volcánicos y granodioríticos provenientes de Talamanca en matriz arcillosa que constituye uno de los elementos de los conos de deyección del Pleistoceno Superior C2 y C1, consecuencia del deshielo post-wurmiense (*fotografía del autor*).



Figura 7. Río Chirripó del Pacífico. Dirección NNW-SSE. Sus depósitos fluviales de bloques, cantos rodados, arenas, arcillas y limos están edificando el actual nivel Holoceno. A la izquierda de la foto se perciben los depósitos del cono C1 del Pleistoceno superior (*fotografía del autor*).

Conclusión

El piedemonte Pacífico del valle de El General es un sector privilegiado en Costa Rica por la presencia de los conos de deyección o abanicos aluviales que lo conforman. Ellos son el testigo mudo de los depósitos que se han formado de modo correlativo a lo largo del Cuaternario, cosa muy difícil de encontrar en otras partes del país.

El sector amerita un estudio sedimentológico detallado de los diferentes depósitos, lo que permitiría establecer una cronología precisa de cada evento, estudiando y clasificando por ejemplo pólenes, o buscar mediante sondajes la presencia del isótopo ^{18}O , (el isótopo ^{18}O es un indicador paleoclimático utilizado para conocer la temperatura de una región en una época dada, más elevada es la relación isotópica $^{16}\text{O} / ^{18}\text{O}$ y más baja es la temperatura correspondiente. Esta relación puede ser determinada mediante muestras de aragonita y de calcita contenida en algunos fósiles. Y por dataciones radio-métricas de ^{14}C (El Carbono-14, derivado de la relación $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$) y por el método K./Ar de algunas muestras asociadas.

El área es rica en eventos que van desde el incipiente vulcanismo fisural, Plio-Cuaternario de la Cordillera Costeña, pasando por los depósitos correlativos aluviales a las compresiones por efectos de una tectónica de alzamiento, que es continua desde hace dos millones de años y que deforma continuamente el paisaje geomorfológico, hasta la presencia humana que en los últimos cincuenta años ha colonizado agrícola y urbanamente el sector, de manera desordenada y sin respeto por el medio ambiente.

Bibliografía

- Aguiar, T., *Fauna de un perfil de la Fm. Térraba (Oligoceno, Costa Rica)*, tesis de Licenciatura, 40 pp., Universidad de Costa Rica, 1978.
- Alan, A., "Estudio geológico de Fila Blanco y comunidad Palma, cantón de Coto Brus, provincia Puntarenas", *Inf. Camp. Geol.*, 113 pp., Universidad de Costa Rica, 1998.
- Alvarado, G.E., Denyer, P. Sinton, C., "The 89 Ma Tortugal Komatiitic suite, Costa Rica: implications for a common geological origin of the Caribbean and Eastern Pacific region from a mantle plum", *Geology*, vol. 25, núm. 5, pp. 439-442, 1997.
- Alvarado, G.E., Kussmaul, S., Chiesa, S., Guillot, P.Y., Appel, H., Wömer, G., y Runglé, C., "Cuadro crono-estratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones K-Ar y U-Th", *J. South Amer. Earth Sci.*, vol. 6, núm. 3, pp. 151-168, 1992.
- Arias, M., "Estudio Geológico de fila Guácimo y alrededores, Coto Brus, Pacífico Sur, provincia Puntarenas", *Inf. Camp. Geolo.*, 93 pp., Universidad de Costa Rica, 1998.

- Arrieta, L., "Geología de Changuenita y alrededores cantón de Osa, provincia Puntarenas", *Inf. Camp. Geol.*, 32 pp., Universidad de Costa Rica, 1979.
- Arroyo, I., "Estudio geológico-ambiental del sector Pueblo Civil y alrededores, Golfito, Pacífico Sur de Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 135 pp., Universidad de Costa Rica, 1997.
- Astorga, A., "El Mesozoico del Sur de América Central: consecuencias para el origen y evolución de la placa Caribe", *Profil*, núm. 7, pp. 171-233, 1994.
- Battistini R. y Bergoeing J.P., "Volcanisme récent et variations climatiques quaternaires du Costa Rica", *Bull. Assoc. Géog. Français*, núm. 485, pp. 96-98, París, 1982.
- , "Taypes de piémonts de la façade pacifique du Costa Rica: influence du volcanisme et des changements paléoclimatiques dans leur genèse", *Montagnes et Piémonts R.G.P.S.O.*, Toulouse, pp. 135-149, 1983.
- Beaudet G., Gabert P. y Bergoeing J.P., "La Cordillera de Talamanca y su piemonte geotectónica y variaciones morfoclínáticas en el SW de Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 103, pp. 87-95, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 1986.
- Baumgartner, P.O., Mora, C., Butterlin, J., Sigal, J., Glaçon, E. Azema, J., y Burgois, J., "Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica", *Rev. Geol. Amér. Central*, núm. 1, pp. 57-136, 1984.
- Bolz, A. y Calvo, C., "Nuevos datos, bioestratigráficos y sedimentológicos sobre el origen del Complejo básico de Quepos, Costa Rica", *Rev. Geol. Amér. Central*, núm. 28, pp. 31-45, 2003.
- Bergoeing, J.P., "Modelado glaciar en la Cordillera de Talamanca", *Informe semestral julio-diciembre 1977*, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1977.
- , Mora S. y Jiménez R., "Evidencias de vulcanismo Plio-cuaternario en la Fila Costeña, Térraba, Costa Rica", *Informe semestral julio-diciembre 1978*, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1978.
- , "Geomorfología de algunos sectores de Costa Rica basada en la fotointerpretación de imágenes del satélite Landsat en la banda espectral MSS7 (4 cartas color escala 1:500,000e)", *Suplemento informe semestral julio-diciembre 1982*, vol. 28, pp. 3-15, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1982.
- , *Geomorfología de Costa Rica*, Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica, 1998, 460 pp. (croquis, stereogramas, cartas, fotos).
- , "Interpretación Geomorfológica del volcán Barú-Panamá" *Revista Geográfica*, núm. 143, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2008.
- , "La transgresión Flandense", *Revista Geográfica*, núm. 144, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2009.

- Bergoeing, J.P. y Protti M., "Tectónica de placas y sismicidad en Costa Rica", *Revista Reflexiones*, núm. 146, San José, Costa Rica, 2009.
- Bergoeing, J.P., Arce R. Brenes L.G. y Protti R., *Atlas Geomorfológico del Caribe de Costa Rica, Escala 1:100,000*, Editorial SIEDIN, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, 2010, 33 pp.
- Bergoeing, J.P., Brenes L.G. y Salas D., *Atlas Geomorfológico de Costa Rica Escala 1:250,000*, Editorial Instituto Costarricense de Electricidad, ICE, San José, Costa Rica, 2010.
- Bergoeing, J.P., Brenes L.G. y Fernández M., Ureña M., "Geomorfología de la Cordillera Costeña y de los abanicos aluviales en el piedemonte meridional de la cordillera de Talamanca", *Revista Geográfica*, núm. 148, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2010.
- Calvo, G., "Geología del macizo de Chirripó, cordillera de Talamanca, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 37 pp., Universidad de Costa Rica, 1987.
- Cities Service Minerals, "Geologic map Talamanca Cordillera, Province of Limón (incluye las hojas Río Banano, Siola, Namaki, Sukut, Telire, Estrella, Kamuk, Durika, Matama y Chirripó), escala 1:50,000", Informe interno, San José, Cities Service Minerals (Circum-Caribbean) S.A., 1977.
- Cordero, Z., "Geología del noreste de Quepos", *Inf. Camp. Geol.*, 31 pp., Universidad de Costa Rica, 1982.
- Corrigan, J.D., "Geology of the Burica pen. Panamá-Costa Rica: neotectonics implications for the southern middle convergent margin", tesis de Maestría, University of Texas at Austin, 1986.
- Dengo, G. y Escalante G., Mapa preliminar de reconocimiento geológico y fotogeológico: zona de influencia de la Cuenca del río Savegre, escala 1:50,000, Informe interno, ICE, 1980.
- Denyer, P. y Kussmaul. S. (Eds.), *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, Cartago, 2000, 515 pp.
- Echandi, E., "Geología del cerro Coyolar, distrito Boruca, provincia de Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 26 pp., Universidad de Costa Rica, 1979.
- Escalante, G., "Mapa geológico preliminar, área sureste de Costa Rica (Cordillera de Talamanca y zonas adyacentes), escala 1:200,000", Castillo, R., *Geología de Costa Rica: una sinopsis*, 2a. edición, San José, Ed. Universidad de Costa Rica, 1978.
- Estrada, A., "Geología de la Fila Cobo y alrededores, cantón de Buenos Aires, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 23 pp., Universidad de Costa Rica, 1979.
- Estrada, F.J., "Geología del área al norte de Puerto Nuevo, cantón de Osa, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 23 pp., Universidad de Costa Rica, 1979.

- Estrada, R., 1983. "Geología de punta Murciélago y alrededores, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 41 pp., Universidad de Costa Rica.
- Fernández, E., "Estudio geológico del valle de la quebrada Drori, Boruca, provincia Puntarenas", *Inf. Camp. Geol.*, 32 pp., Universidad de Costa Rica, 1979.
- Garita, E., "Estudio geológico aplicado entre Tabla-Bajo Coto y alrededores, Cantón de Coto Brus, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 109 pp., Universidad de Costa Rica, 1998.
- Gómez, A., "Geología del área de punta Quepos y alrededores, cantón de Aguirre, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 26 pp., Universidad de Costa Rica, 1982.
- Gómez, M., "Estudio geológico quebrada Cuachi y el río Zapote, Palmar Norte, Puntarenas", *Inf. Camp. Geol.*, 18 pp., Universidad de Costa Rica, 1979.
- Hebbeln, D., Beese, D. y Cortis, J., "Morphology and sediment structures in Golfo Dulce, Costa Rica, *Rev. Biol. Trop.*, vol. 44, núm. 3, pp. 1-10, 1996.
- Herrera, A., "Geología básica y aspectos geo-ambientales de la zona de Esperanza y Chontales, Cantón de Golfito, Puntarenas", *Inf. Camp. Geol.*, 128 pp., Universidad de Costa Rica, 1997.
- Horn, S.P., "Timing of glaciation in the cordillera de Talamanca, Costa Rica", *Climate Res.*, núm. 1, pp. 211-216, 1990.
- Ivosivic, S.W., *Geology and mineral deposits of the south-central Osa pen. Placer gold district, Costa Rica*, Soc. Mining Engineers of Aime, Fall Meeting and Exhibit, St. Louis, Missouri, 26 pp., 1977.
- Kriz, S.J., "Tectonic evolution and origin of the Golfo Dulce gold placers in southern Costa Rica", *Rev. Geol. Amér. Central*, núm. 11, pp. 27-40, 1990.
- Loaiza, M.A., "Estudio geológico de llano Bonito y alrededores, Cantón de Golfito, provincia de Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 112 pp., Universidad de Costa Rica, 1975.
- Madrigal, C., "Geología del sitio La presa y alrededores, cantón de Palmar Norte, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, Universidad de Costa Rica, 1979.
- Murillo, J., "Estudio geológico de San Miguel y alrededores, Cantón de Coto Brus, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 99 pp., San José, Universidad de Costa Rica 1988.
- Obando, J.A., "Sedimentología y tectónica del Cretácico y Paleógeno de la región de Golfito, pen. de Burica y pen. de Osa, provincia Puntarenas, Costa Rica", tesis de Licenciatura, Universidad de Costa Rica, 1986, 211 pp.
- Pinzón, O.E., "Geología de la quebrada Shoseragua y alrededores, cantón de Osa, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 32 pp., Universidad de Costa Rica, 1979.

- Protti, R., "Aporte a la geología del sitio de presa del proyecto hidroeléctrico de Boruca, cantón de Buenos Aires, Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 29 pp., Universidad de Costa Rica, 1979.
- Ramírez, N., "Geología integral de los alrededores del poblado de Jabillo, zona sur de Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 134 pp., Universidad de Costa Rica, 1998.
- Ramos, V., "Estudio geológico integral del Pueblo de Bonanza y alrededores, Cantón de Coto Brus, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 110 pp., San José, Universidad de Costa Rica, 1998.
- Robinson, W., "Geología de la fila Cajón y alrededores, cantón de Boruca, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 21 pp., Universidad de Costa Rica, 1979.
- Rodríguez, A., "Estudio geoambiental del poblado de La Unión y alrededores, distrito de Lepanto, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 63 pp., Universidad de Costa Rica, 2000.
- Rodríguez, H., "Geología de la zona sur de Palmares", *Inf. Camp. Geol.*, 14 pp., Universidad de Costa Rica, 1976.
- Sigarán, C., "Estudio geológico del área comprendida entre La Purruja y La Mona, y alrededores, cantón de Golfito, Puntarenas", *Inf. Camp. Geol.*, 109 pp., Universidad de Costa Rica, 1997.
- Vargas, L.E., "Estudio geológico de la ciudad de Golfito y alrededores, cantón de Golfito, provincia Puntarenas, Costa Rica", *Inf. Camp. Geol.*, 114 pp., Universidad de Costa Rica, 1997.

Extensión glaciár y nival durante el RISS/Illinoiense y el Wurm/Wisconsiniano en las altas cumbres de Talamanca en el sector fronterizo Costa Rica-Panamá

Jean Pierre Bergoeing*
Luis Guillermo Artavia R.**

Abstract

This is a first analysis and description of the last two glaciations happened in the area of the Fabrega (Panama) and Pittier (Costa Rica) heights, in association with vegetation altitude changes. Also is done an analysis of the Pliocene volcanism of the sector and the morphology drawned by the glaciations.

Keywords: *Orogenesis, RISS, Wurm, Moraines, Calderas, Batholiths, Granodiorite, Vegetation levels, Moor.*

Resumen

Este es el primer análisis y descripción de las dos últimas glaciaciones acaecidas en el sector de las cumbres del Fabrega (Panamá) y Pittier (Costa Rica) y su asociación con los cambios altitudinales de vegetación. Igualmente se hace un análisis del vulcanismo Plioceno del sector y su morfología afectada por las glaciaciones.

Palabras clave: *Orogénesis, RISS, Wurm, morrenas, calderas, batolito, granodiorita, pisos altitudinales, páramo.*

Résumé

C'est la première analyse et description réalisée des deux dernières glaciations qui se sont produites dans les sommets du Fabrega (Panamá) et Pittier (Costa Rica) en association avec les changements d'étagement de végétation. Aussi, une étude du volcanisme Pliocène est introduite ainsi que leur morphologie résultat des glaciations.

* Doctor en Geografía, Profesor de la Universidad de Costa Rica.

** Master Scientia y Doctorante. Profesor Universidad de Costa Rica.

Mots clés: *Orogénèse, RISS, Würm, Moraines, caldeiras, batholite, granodiorite, étages de végétation, landes d'altitude.*

Introducción

Teorías sobre las glaciaciones cuaternarias

La teoría glaciaria data de comienzos del siglo XIX y en 1839 se sospecha que las manchas solares son culpables de ello. El matemático Jean Adhémar (1797-1852) se convence que las glaciaciones son periódicas. En 1844 Félix de Boucherpon invoca como causa de las glaciaciones los desplazamientos del eje terrestre y en 1863 William Hopkins lo atribuye a las desviaciones del Gulf Stream. Ya en 1896 el premio Nobel de química Svante A. Arrhenius condiciona las tasas de CO² a los cambios de temperatura basado a su vez en los cambios globales de las temperaturas del globo terrestre ya intuido por Joseph Fourier en 1824. Finalmente el serbio Milutin Milankovic (1879-1958) asocia los parámetros orbitales de la Tierra a las glaciaciones. Según Milankovic tres variables entran en juego:

- 1) La excentricidad de la órbita terrestre alrededor del sol con variaciones de dos ciclos de 400,000 y 100,000 años.
- 2) La inclinación del eje terrestre que evoluciona en ciclos de 40,000 años
- 3) Por último la precesión de los equinoccios en periodos de 19,000 y 23,000 años.

La teoría de Milankovic fue demostrada 25 años después en el fondo de los océanos, y en los polos. En el siglo XX la actividad solar es considerada como la causa principal que explicarían las glaciaciones. La disminución de las manchas solares corresponde a periodos fríos y explicarían el mínimo de Maunder entre 1645 y 1715 y el mínimo de Dalton acaecido entre 1790 y 1820 que coincide con los máximos de la pequeña Edad del Hielo. Gerard Bond (1940-2005) estudió los sedimentos marinos en el Atlántico del Norte, descubriendo que los icebergs habrían transportado arenas durante el Holoceno con picos fríos cada 1,500 años. Los nueve "eventos de Bond" son el resultado de las perforaciones de Vostok y de Groenlandia. Estos eventos estarían igualmente en correlación con las modificaciones de la circulación termohalina del Gulf Stream. En 1993 Bond explicó que las oscilaciones de Dansgaard-Oeschger (D-O) podían relacionarse con los eventos de Heinrich en donde cada oscilación D-O es cada vez más fría que la anterior y al cabo de cuatro o cinco oscilaciones se produce un enfriamiento brutal seguido por un calentamiento igualmente brutal y ello era producto de una ínfima modificación de la actividad solar del orden de 0.01%. De ello se deduce que acontecimientos poco trascendentes podían conllevar cambios climáticos insospechados (Silvain Coutterand, 2008).

El estudio de las glaciaciones en Talamanca, Costa Rica

El estudio de un estacionamiento glaciar en Costa Rica data de comienzos del siglo XX, con las primeras observaciones realizadas por Richard Weyl en 1956, en el macizo del Chirripó que alcanza los 3,819 metros. Le siguieron los estudios de Hastenrath en 1973 y la cartografía geomorfológica de los paleo-valles glaciares del Chirripó, realizadas por Bergoeing en 1978. Kesel en 1983 presenta avances sobre el tema. Trabajos más recientes fueron los importantes análisis sobre pólenes realizados por Sally Horn entre 1986 y 1993 y las observaciones realizadas por Roberto Protti en 1996. Cabe mencionar igualmente, los importantes trabajos de investigación realizados por Orvis y Horn en 2000, y por Lachniet y Seltzer en 2002. Desde 2005, Bergoeing ha retomado el tema. En 2011 aparece la obra de Rolando Castillo sobre las glaciaciones en Costa Rica donde señala los cuatro eventos clásicos que afectaron el hemisferio norte, sin tomar en cuenta la posición geográfica de Costa Rica, sometida a la orogénesis cuaternaria, por lo cual los dos eventos glaciares más antiguos difícilmente se pudieron dar. Las altas cumbres superiores a los 3,000 metros en Costa Rica, solo alcanzan esas máximas altitudes en el Pleistoceno superior, por la orogénesis comenzada a mediados del Plioceno (Mac Millan *et al.*, 2004), y que permitieron el estacionamiento glaciar. Bergoeing en su Tesis doctoral de Estado sobre Costa Rica, sostenida y publicada en Francia en 1987, insiste en que sólo dos eventos glaciares se presentaron en Costa Rica correspondientes a los periodos RISS/Illinoiense y Wurm/Wisconsiniano.

Los paleo-modelados del sector fronterizo costa Rica-Panamá

El sector fronterizo de la cordillera de Talamanca comprendido en la hoja topográfica "PITTIER" 1:50,000 del IGN-Costa Rica, presenta relieves que alcanzan los 3,335 metros en la cúspide del cerro Fábrega y 3,275m en el cerro Itamut, (sector de Panamá), así como altitudes superiores a los 3,000 metros en el límite fronterizo de Costa Rica, como el cerro Echandi (3,162m), Cerro Bine (3,242m) y Shurivo (3,110m). La hoja se inscribe dentro de las coordenadas geográficas 9° y 9°10' de latitud Norte y entre los 82°45' y 83° de longitud Oeste. El cerro Fábrega es una caldera volcánica localizada al oeste de la provincia de Bocas del Toro, y punto culminante de Panamá, muy cerca de la frontera con Costa Rica. Exactamente se encuentra en las coordenadas 9°07'N 82°52'W, en la Cordillera de Talamanca, justo a lado del Cerro Itamut. Su cumbre está cubierta por vegetación de páramo pluvial subalpino y es un ecosistema único de lagunas de altitud y turberas.

Las observaciones en terreno y los diferentes estudios anteriores, han permitido establecer, que a partir de los 3,000 metros de altitud, existió un importante estacionamiento glaciar durante los dos últimos periodos fríos antes mencionados (Bergoeing, 1987; Lachniet *et al.*, 2002). Igualmente que un campo nival prevaleció entre los 2,600 y 3,000 metros de altitud donde se han encontrado diferentes tipos de morrenas. Por ello el paisaje florístico que existió durante las dos últimas glacia-

ciones fue el de un páramo de altitud que se extendió probablemente entre 1,600 y 2,000 metros de altitud en la parte más baja, hasta los 2,600 metros en el límite de las nieves de ese periodo (véase Figura 1) (Bergoeing, 2010; Horn, 1993). Del mismo modo la degradación vegetacional se prosiguió de modo altitudinal hasta las tierras más bajas donde prevaleció el bosque tropical húmedo a partir de los 1,000 a 1,200 metros de altitud.

La hoja Pittier nos muestra que el sector de altas cumbres fue ocupado por un estacionamiento glaciar, que debe haber sido importante (espesor del orden de los 200 a 500 metros), y creó un modelado de circos glaciares, limitados por agudas aristas, valles en U, por donde discurrieron pequeñas lenguas glaciares, que recorrieron de 5 a 10km, ver mayor alcance, dejando a su paso depósitos de morrenas que deberán ser estudiadas detenidamente. Durante los interglaciares RISS/Wurm (140,000 a 90,000 años B.P.? y el Holoceno, actual de hace 12,000 años), queda demostrado que el deshielo fue brutal y súbito, ello debido a la latitud que ocupa Talamanca, y que permitió un recalentamiento rápido del ambiente debido al cambio climático de esas épocas. Las consecuencias fueron el desplazamiento de enormes bloques erráticos y la constitución de conos de deyección o abanicos aluviales en la zona de ruptura de pendiente de las imponentes quebradas cordilleranas, con pendientes sumamente acusadas, por donde transitaron los ríos cargados con el material precipitado.

Pensamos que los bloques predominantemente granodioríticos y volcánicos provenientes de las altas cumbres, consecuencia del despeje del batolito talamanqueño, por la erosión, así como bloques volcánicos e incluso sedimentarios de los cuales están constituidos los bloques erráticos, son un índice importante que hay que tomar en cuenta. En efecto, tenemos la certeza que el interglaciar RISS/Wurm fue un periodo de deshielo más importante, que permitió el acarreo de los bloques erráticos de dimensiones colosales, y que quedaron detenidos sobre una superficie aluvial, (C2) que se encuentran en posición inferior con respecto a los conos aluviales (C1), del actual interglaciar. En efecto el interglaciar RISS/Würm pudo ser algo más cálido y húmedo que el clima Holoceno, ello en razón de la extensión de los grandes bosques que alcanzaron un límite mucho más septentrional que en la actualidad. Pues bien todos estos bloques erráticos presentan el fenómeno de erosión pluvial pseudo kárstico conocido como pseudo-lapiaces. Esto es un factor clave ya que para que la erosión pluvial pueda crear este tipo de ranuras, en rocas tan duras y compactas como la granodiorita deben transcurrir miles de años. Creemos que durante el periodo Wurm/Wisconsiniano, que duró de 90,000 a 12,000 años transcurrió el tiempo suficiente para la creación de los pseudo lapiaces en la roca inferida. Si bien durante ese periodo las altas cumbres estaban congeladas y nevadas, a menor altitud, es decir hacia los 1,400 metros de altitud prevalecía un periodo interpluvial, con lluvias menos abundantes que en la actualidad, pero lo suficientemente importantes para crear una vegetación tropical en las tierras bajas y erosionar en consecuencia, los bloques erráticos, creando los pseudo-lapiaces.



Figura 1. Imagen satelital oblicua Google 2011 que muestra el cerro Fábrega recubierto por el páramo (en el sector Panameño) y que describe una depresión semicircular correspondiente a una caldera volcánica, probablemente Plio-Cuaternaria. A la derecha, la depresión de Coto Brus y las costas del Pacífico (Imagen Google 2011, Terrametrics).

Geomorfología Paleo-Glacial y Paleo-Nival del sector Fábrega-Pittier, 2011

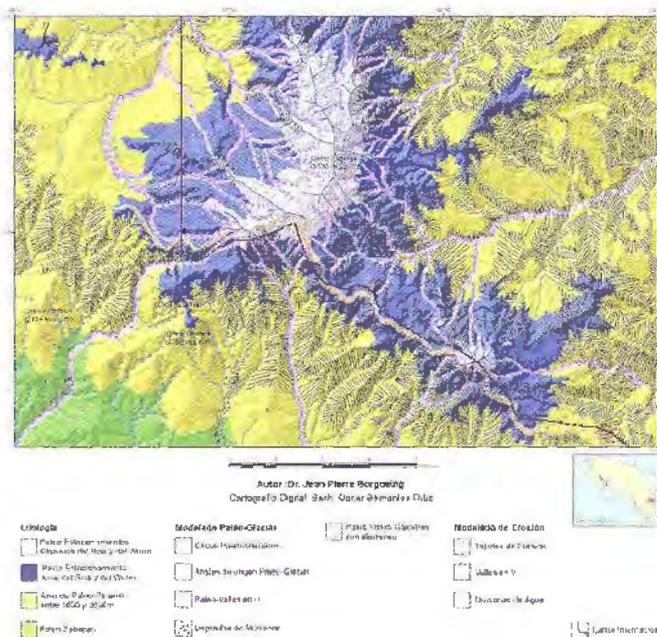


Figura 2. Área de extensión glacial y nival durante los periodos RISS/Illinoense y Wurm/Wisconsiniano (doctor Jean Pierre Bergoeing, 2011).

La geomorfología del sector de Pittier en Talamanca

El área se caracteriza por ser montañosa, disimétrica, con una vertiente abrupta que cae al Pacífico y una con pendientes más suaves que se dirigen al Caribe. Se trata de un área eminentemente volcánica donde sobresale la Caldera del cerro Fabrega, abierta hacia el Oeste así como los conos volcánicos) del cerro Frantzius (2,134m) del cerro Pittier (2,844m) del Cerro Gemelo (2,702m) y de otros edificios que se encuentran más al sur- oeste de la hoja. Estos dos últimos conos volcánicos podrían ser conos post-colapso de la caldera del Fábrega. El vulcanismo que se origina en el Mioceno superior se prolongó hasta fines del Plioceno y es probable que haya llegado hasta el Cuaternario inferior. Se trata de rocas basálticas a andesíticas en el momento en que se inicia la orogénesis de Talamanca. Las rocas más antiguas del sector son sedimentarias y corresponden a lutitas y conglomerados de comienzos del Terciario (Paleoceno-Eoceno) Están plegadas formando sinclinales y anticlinales y en el sector de contacto recubiertas por los depósitos volcánicos de fines del Terciario.

El vulcanismo del sector cohabita con afloramientos intrusivos de dioritas y monzonitas cuarcíferas y en menor grado presencia de gabros y granodioritas. El vulcanismo reciente (Cuaternario) de este sector meridional del Talamanca está relacionado con la subducción y una litosfera oceánica relativamente caliente que ha producido en los dos últimos millones de años magmas félsicos (andesitas a riolitas y sobre todo dacitas) que sugieren una fuente basáltica metamorfozada (Defant *et al.*, 1992).



Figura 3. Sector del río Volcán. Mega bloque errático, granodiorítico, afectado por la erosión del inter-pluvial RISS/Wurm, que ha modelado profundos pseudo-lapiaces en su superficie.

El sector Pittier de Talamanca se encuentra afectado por una intensa erosión que da origen a taludes erosivos con pendientes muy acusadas por donde discurren ríos de caudal torrencioso que forman valles en V más al Sur, estos ríos han formado profundos cañones fluviales. A los pies del sistema volcánico Pittier-Frantzius, los depósitos ígneos se han visto sometidos a los cambios climáticos del Pleistoceno superior que se traducen por inmensos deslizamientos en masa. A partir de los 3,000 metros de altitud se comienza a observar el modelado paleo-glaciario que recubre el sector de la caldera de Fábrega que durante las dos últimas glaciaciones, ha dejado sus trazas, como aristas glaciares, circos, valles en U y depósitos de morrenas que deberían ser estudiadas en detalle (véase Figura 5). Es a partir de este punto que en el interglaciario RISS/Wurm, se desprendieron y deslizaron por las fuertes pendientes, masas importantes de rocas intrusivas y volcánicas transformadas en bloques erráticos, que detuvieron su marcha en las zonas de ruptura de pendiente, donde comienzan los grandes conos de deyección. El periodo wurmiense/wisconsiniano posterior, se tradujo por un periodo inter-pluvial que modeló los bloques erráticos durante 80,000 años creando profundos surcos o pseudo lapiaces en las superficies de los bloques erráticos.

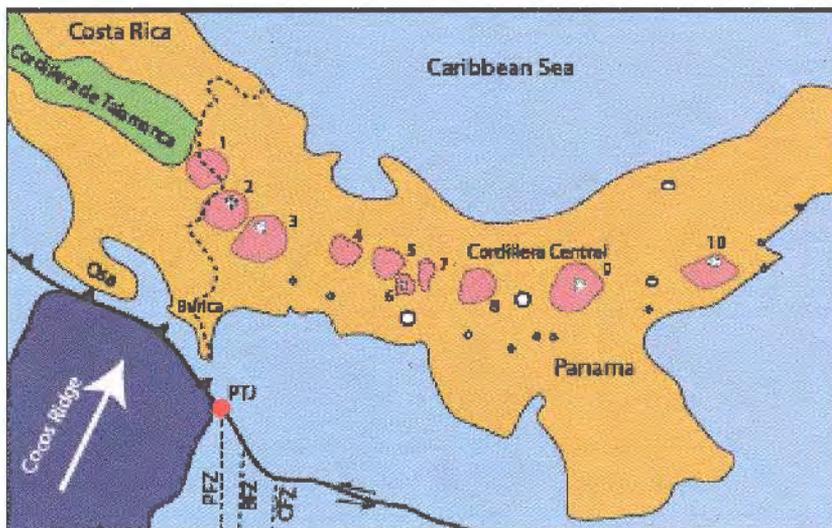


Figura 4. Principales centros de emisión volcánica en el arco Neógeno del oeste de Panamá. (1) Fábrega, (2) Cerro Pelón, (3) Volcán Barú, (4) Cerro Chorchá, (5) Cerro Fonseca, (6) Cerro Colorado, (7) Cerro Santiago, (8) Cerro Buenos Aires, (9) La Yeguada, (10) El Valle. Los círculos pequeños muestran domos y conos de menos de 1,000m de elevación. PTJ Triple contacto de Panamá PFZ Zona de Fractura de Panamá BFZ Zona de Fractura de Balboa CFZ Zona de Fractura de Coiba. Modificado de Boer *et al.*, 1988. In Early Holocene Edifice Failure And Sector Collapse of Volcán Barú, Panamá, 2010. Geology Department, Pomona College, Claremont, CA., USA.

La vertiente sur-oeste de Talamanca, comprendida entre el río Canasta y la nacimiento del río Cotón, se caracteriza por una serie de relieves aislados, de una altitud promedio de unos 1,500 metros, recubiertos por la selva húmeda, que contrastan con la vertiente misma de Talamanca. Se trata de los cerros Frantzius, Cedro, Pittier, Irkibi, Bellavista por citar los más eminentes. Entre ellos corren ríos que han socavado profundos cauces, como el río Canasta, Las Gemelas, Cedro, Bella Vista, Cotito, Surá y Cotón que dejan aflorar el basamento rocoso y dan ya un índice de la composición volcánica del sector.

Geomorfología Paleo-Glacial y Volcánica en Talamanca,
Frontera Costa Rica - Panamá. 2011

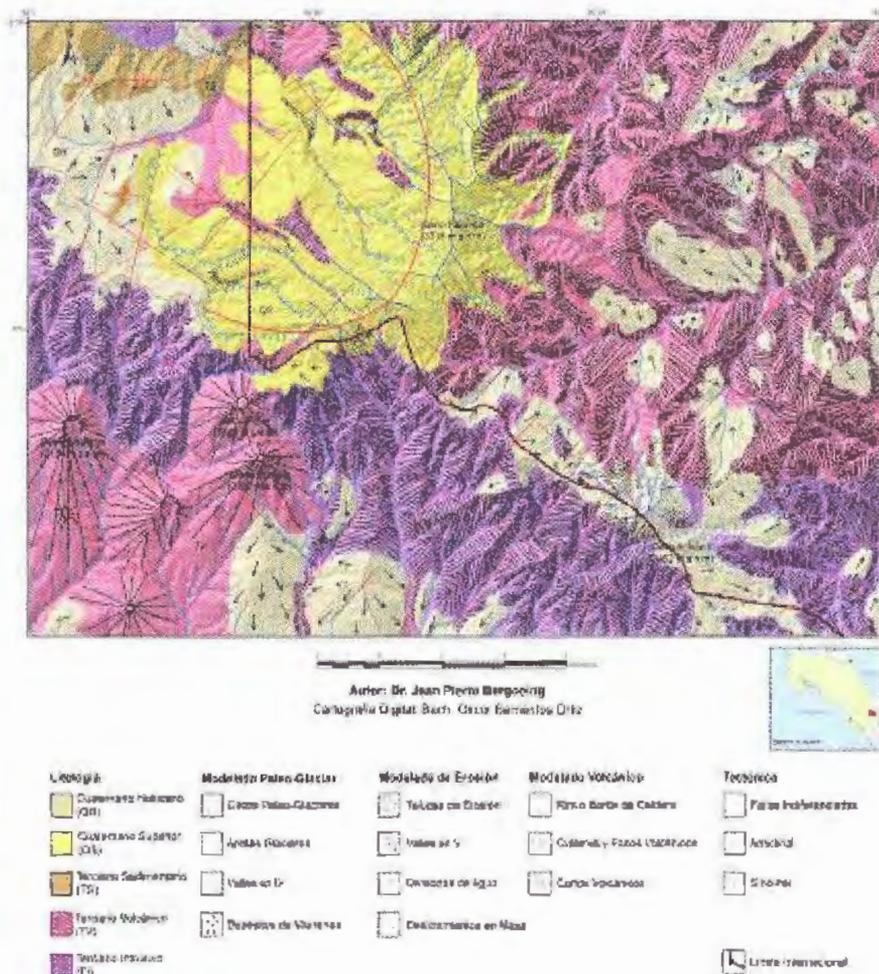


Figura 5. Geomorfología del sector Pittier-Fábrega (doctor J.P. Bergoing, 2011).

Los antecedentes geológicos y geomorfológicos del sector Pittier-Franzius

Las cartas geológicas de Tournon (1995) y de Denyer (2007) presentan al sector como eminentemente volcánico. Para Tournon las edades fluctúan entre el Mioceno superior y el Plioceno, mientras que Denyer las sitúa en el Mioceno. Bergoeing (1977) describe por primera vez la presencia del volcán Mano de Tigre en la Cordillera Costeña cerca de Paso Real. Se trata de un volcán piroclástico datado en 14 ± 0.12 M.A. (Mac Millan *et al.*, 2004) Las investigaciones realizadas en 2010 en el sector de Mano de Tigre, (Bergoeing *et al.*, 2010) permitió observar un conjunto volcánico que va del Mano de Tigre hasta el volcán China Kichá. Se trata de un modelado eminentemente volcánico, muy alterado por la erosión, donde se reconocen estructuras como cráteres, calderas, coladas y depósitos piroclásticos. Todo ello lleva a confirmar que durante el Mioceno superior al Plioceno, se produjo una fisura NW-SE por donde extruyó un magma que va de los basaltos a las andesitas. La presencia de los conos volcánicos del sector río Canasta - río Cotón, permite extrapolar que se trata del mismo fenómeno de extrusión magmática, producto del choque de las placas del Coco y del Caribe y que da inicio a la orogénesis de la Cordillera de Talamanca así como al basculamiento en monoclinales de las series sedimentarias de la Cordillera Costeña, reorganizando por antecedenencia el incipiente sistema fluvial que se estaba creando. Sin embargo, las dataciones de De Boer (1995) para el sector Durika rejuvenecen estas extrusiones adakíticas, dándoles valores de 2.8 a 0.95 M.A. lo que la sitúan a fines del Plioceno inicios del Cuaternario.

El volcán Frantzius

Situado entre los ríos Platanillal y río Canasta, el cerro Frantzius lleva el nombre del doctor Alexander Von Frantzius biólogo alemán que estudiara el sector a mediados del siglo XIX. Aquí se encuentra el Parque Nacional “La Amistad” que domina de sus 2,134 metros el sector. La cumbre se caracteriza por dos cotas la del cerro Bioley de 1,766 metros y la cumbre del Cerro Tonduz de 1,930 metros. Entre ambas cumbres se describe una curva topográfica que puede ser asociada a un antiguo cráter muy alterado por la erosión. Más al noreste domina la cumbre del Frantzius que es un perfecto cono volcánico probablemente un estrato-volcán (véase Figura 6). La base del complejo se caracteriza por una serie de coladas de lava, muy alteradas entrecortadas por ríos y riachuelos afluentes del río Cotón que aquí se une al río Coto Brus.

Los materiales recogidos a los pies del Frantzius permitieron obtener y analizar dos muestras volcánicas analizadas por la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica.

Muestra 1. Cerro Franzius – Pittier (Parque La Amistad)

Lat. N. 9° 01.744'
Long. W 83° 00.485'
Alt. 1,391m

Gabro con alteración hidrotermal propilítica.

Minerales observados: sericita en las plagioclasas, arcillitización, clorita, calcita, epidota, pirita.

Muestra 2. Cerro Franzius (Cantera)

Lat. N. 09° 01.529'
Long. W. 83° 00.073'
Alt. 1,292m

Andesita: Plagioclasa>: tanto fenocristales como microlitos, relativamente sin alteración, maclada y con zonación. Pueden presentar tectura glomeroporfídica.

Hornblenda verde: tanto fenocristales como microlitos finos. Pueden presentar textura glomeroporfídica. Augita escasas. Opacos: magnetita y hematita. Debido a las características de la presentación de la hornblenda, no es claro si los microlitos de hornblenda son primarios o secundarios por alteración hidrotermal.

A proximidad del volcán Frantzius, la fila Pittier nos conduce a una serie de edificios volcánicos con conos bien definidos como el Pittier (2,844m) el Gemelo (2,702m) y dos otros conos que descienden por la fila Pittier. Todas estas estructuras volcánicas pueden asociarse con la estructura mayor que es la caldera de Fábrega, vulcanismo principalmente Plioceno, que es concomitante con la orogénesis de la Cordillera de Talamanca.

El Irkibi

Se puede acceder a él a través de la finca Alturas. El cono volcánico del Irkibi se sitúa al este del volcán Frantzius siguiendo un alineamiento de extrusión magmática como ya se ha expresado anteriormente. Se compone de varias cumbres que dejan suponer otros tantos cráteres por donde fluyó la lava. El cono del cerro Chai de 2,100 metros forma con el Irkibi (2,210 metros) (Figura 7) y más al este el Cerro Bellavista (2,048 metros) un conjunto volcánico compacto solo entallado por el río Cotilo. A los pies del cerro Chai, abundan las coladas de lava compuestas por dacitas según análisis de la Escuela Centroamericana de Geología.

Más al oeste, el río Bellavista separa al conjunto volcánico descrito de un nuevo sistema volcánico. Se trata de la fila Cedro de 2,132 metros cuya cumbre dibuja una antigua caldera. Todos estos focos volcánicos, limitados al Sur por el río Cotón, son probablemente del Plioceno. Entre ellos aparecen depósitos de rocas granodioríticas que nos indicarían una extrusión volcánica pliocénica a través del batolito granodiorítico Cretácico-Miocénico de Talamanca y que se prolongaría más al noroeste con el complejo volcánico Mano de Tigre-Doboncragua datados mediante K/Ar por Kessel en 1983 (Alvarado, 2000) como del Plioceno con edades de 4 y 5 millones de años.



Figura 6. Volcán Frantzius, recubierto por un bosque denso. En primer plano coladas volcánicas entalladas por el sistema fluvial (*Fotografía J.P. Bergoeing*).



Figura 7. Cono volcánico del Irkibi de 2,200 metros de altitud. Recubierto por una densa selva tropical de altitud, a sus pies se observan restos de coladas de lavas volcánicas (*Fotografía J.P. Bergoeing*).



Figura 8. Cantera de la Hacienda "Alturas" donde quedan expuestas las rocas volcánicas de las coladas del complejo Chai-Irkibi (*Fotografía J.P. Bergoeing*).

Muestra 3. Cerro Irkibi

Lat. N. 8° 57.161'

Long. W. 82° 50.972'

Alt. 1,528m

Lava o Brecha Volcaniclasta:

Roca con fuerte alteración hidrotermal propilitica

Minerales observados: Clorita, epidota, cuarzo y arcillitacion

Los cristales de epidotas se localizan en nódulos o amigdalas redondeadas

Localmente se pueden observar restos de plagioclasas macladas

La alteración propilitica impide determinar el tipo exacto de roca

Muestra 4. Cerro Kiribi

Lat.N. 8° 57.026'

Long. W. 82° 50.356'

Alt. 1,460m

Dacita: con fuerte alteración hidrotermal propilitica.

Minerales observados: Clorita, epidota, cuarzo y arcillitacion en las Plagioclasas

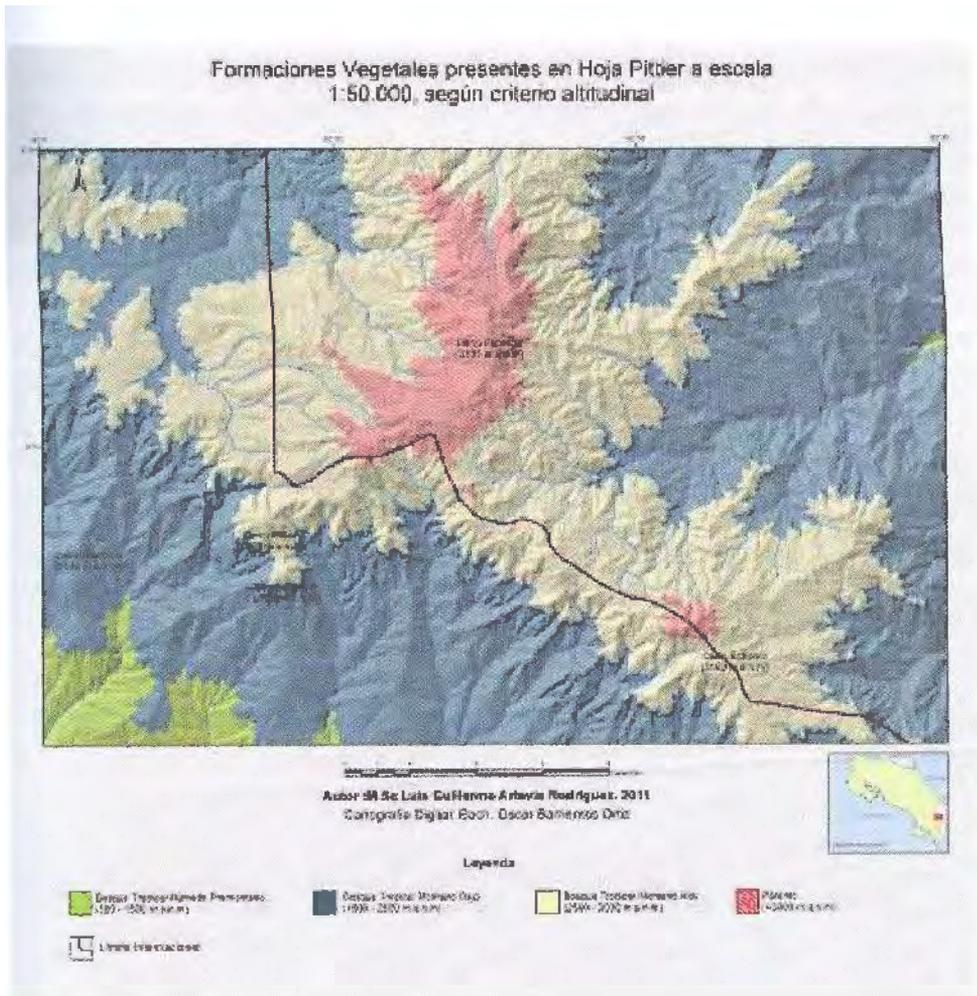


Figura 9. Cartografía de las zonas de vegetación actuales en el sector Pittier (Luis Guillermo Artavia R, 2011).

Los pisos vegetacionales actuales de Talamanca en el sector de Pittier (Fitogeografía de la hoja topográfica Pittier)

Relación geomorfología vegetación

Imaginemos que estamos a los pies de la cordillera de Talamanca en un punto localizado dentro de la hoja topográfica Pittier. Desde dicho sitio, se pretende iniciar una serie de recorridos que llevarán a distintas localidades dentro de dicho espacio geográfico. Una primera observación, revela que la topografía sobre la cual se transitará es muy accidentada, con constantes ascensos y descensos. Una vez iniciado el recorrido, se observa que conforme se asciende, se manifiestan una serie de cam-

bios altitudinales a nivel de estructura y composición florística del bosque. Dichas modificaciones, se encuentran condicionadas, básicamente por la características climáticas y edáficas, que a su vez tienen una estrecha correlación con el componente geomorfológico. Ya para el siglo XIX se habían identificado una serie de asociaciones vegetales así como comunidades boscosas que se relacionan con las formas topográficas, sean estas cimas de las montañas, vertientes o fondos de valle (Scatena, F., 2002).

El resultado concreto, es la presencia de una serie de pisos altitudinales de vegetación, en los cuales las especies vegetales presentan una serie de características estructurales particulares, como altura de los árboles, ancho de copas, diámetro de tallos, tipo de raíces, entre otros. Dichos pisos altitudinales de vegetación se sobrepone uno con respecto al otro, esto es lo que conocemos como pisos de vegetación. Dichos pisos se encuentran correlacionados con la altitud. En el caso de la hoja Pittier tenemos una serie de diferentes formaciones vegetales, las cuales serán analizadas en el siguiente apartado.



Figura 10. Cuenca superior del río Telire vista desde el cerro Cabecar (3,280m). En primer plano vegetación de páramo y afloramientos granodioríticos del batolito de Talamanca, luego el bosque tropical montano alto.

Caracterización de la vegetación de acuerdo al parámetro altitud

Desde el punto de vista altitudinal, en la zona de estudio se pueden reconocer un total de cuatro zonas altitudinales de vegetación, de acuerdo con la clasificación propuesta por Kappelle, (Kappelle, 2001): Bosque muy Húmedo Premontano (500-1500m.s.n.m), Bosque Tropical Montano Bajo (1,500-2,500m.s.n.m), Bosque Tropical Montano Alto (2,500-3,000m.s.n.m), y Páramo (3,300 a 3,820m.s.n.m) (véase Figura 9).

En primer término, tenemos el bosque tropical, muy húmedo Premontano. Es un bosque que presenta una estructura de media a alta, con presencia de dos a tres estratos, y con algunas pocas especies de su dosel que son caducifolias. Los árboles del dosel poseen alturas entre los 30 a 40 metros. Son comunes las gambas, pero sus dimensiones son pequeñas. Los árboles del sotobosque, tienen alturas que oscilan entre los 10 a 20 metros, además los bejucos son abundantes y la mayoría de los árboles se encuentran cubiertos por una gran cantidad de musgos (Hartshorn, 1991).

El bosque tropical Montano Bajo, se encuentra principalmente compuesto por árboles pertenecientes al género *Quercus*, con alturas entre 25 a 30 metros. A nivel del sotobosque este es un espacio denso, con árboles de 10 a 20 metros, con troncos rectilíneos o tortuosos. A nivel del suelo este se encuentra ampliamente cubierto por helechos, epifitas y montículos de musgos (Harshorn, 1991). Las epifitas las encontramos abundantemente creciendo sobre los árboles, y sirven de refugio a una serie de organismos, entre ellos las salamandras.

Por su parte, el Bosque Montano, este es considerado un bosque perennifolio, de altura baja a intermedia, con presencia de dos estratos de árboles. Los árboles del dosel presentan alturas entre los 25 a 30 metros, con troncos gruesos, sin gambas y con la corteza áspera. Las copas son pequeñas, compactas y redondas, con presencia de muchas ramas cortas, gruesas y retorcidas. El sotobosque es relativamente abierto, con árboles en su mayoría de 5 a 15 metros, de troncos delgados y retorcidos y de coronas compactas, redondas y muy ramificadas. Los helechos arborescentes son comunes en el sotobosque. El estrato arbustivo es denso, con amplia presencia de bambúes enanos de hasta 5 metros de altura. Los troncos y las ramas de los árboles se encuentran ampliamente cubiertos de musgos y epifitas, las orquídeas y los helechos son abundantes creciendo sobre el musgo. Las epifitas grandes están restringidas a unas pocas especies de bromeliáceas (Harshorn, 1991).

Para finalizar esta breve caracterización de los pisos de vegetación que encontramos en la hoja topográfica Pittier, nos debemos referir al ecosistema de páramo. Según Kappelle (2005), el páramo corresponde a la zona neotropical (11° latitud N y 8° latitud S) del bioma pan tropical alpino-subalpino húmedo. Es una formación vegetal alto-montana (alto-alpina), heterogénea, psicrofítica, muy vellosa, herbácea y generalmente desarbolada o con doseles abiertos de arbolitos tupidos. Según Gó-

mez (Gómez, 1986), los páramos no son otra cosa que sabanas de altitud y al igual que las de bajura, tienen balances de materia orgánica en suelos estacionales, pero a la inversa en la vegetación de niveles inferiores.

Hoy en día este tipo de vegetación se localiza en las partes altas de las montañas, presenta su rango inferior de distribución de los 2,800 a 3,200 metros sobre el nivel del mar, mientras que su límite superior está entre 4,500 y 4,800 (Kappelle, 2005). Para el caso de Costa Rica, el páramo lo encontramos principalmente en la cordillera de Talamanca. En la zona de estudio este tipo de vegetación corona la cima de los cerros Echandi, Urú, y principalmente en el complejo de cerros Bine, Itamut, Fábrega, representando esta el área con mayor cobertura de páramo.

Esbozo paleo-geográfico de la hoja topográfica Pittier

El paisaje que se observa hoy en día en diferentes localidades en la hoja Pittier básicamente se encuentra dominado por la presencia de bosques. Sin embargo, si realizáramos un viaje en el tiempo y retrocedemos unos 20,000, estaríamos ante un paisaje bastante diferente, esto básicamente porque en ese momento nos encontraríamos inmersos dentro del último periodo glacial. El efecto de dicho fenómeno climático, sobre la distribución y localización de los diversos pisos de vegetación fue muy significativo, dando como resultado el desplazamiento hacia niveles más bajos de los diferentes pisos de vegetación. Esto, se produjo básicamente por variaciones en los regímenes de precipitación y temperatura. Las evidencias de dicho movimiento, se han podido corroborar mediante análisis de polen y dataciones radiométricas realizadas en diferentes sitios de la región Neotropical.

Según Kappelle (2005), durante el Pleistoceno, el páramo estuvo bajo la influencia de una serie de glaciaciones consecutivas (alternancia de glaciares e interglaciares). Esta dinámica produjo una fuerte mezcla de géneros de plantas vasculares con una distribución restringida a las zonas templadas. Es así como entre 44,000 y 21,000 años antes del presente, los periodos glaciares e interglaciares se sucedieron, produciendo fases frías pero severas (Luteyn, 2005).

Luteyn (Luteyn, 2005), indica que durante este tiempo los glaciares y los bosques se deben haber puesto en contacto entre los 2,200 y los 2,700m.s.n.m, dando como resultado que la zona cubierta por páramo debió haber sido angosta y húmeda. En el caso de la cordillera de Talamanca, sus mayores cumbres se encontraban congeladas, pero según Gómez (Gómez, 1986) solamente en las cumbres del Cuericí, Chirripó Grande y Fábrega existían formaciones glaciares.

Conclusiones

Este artículo presenta por primera vez la relación entre el vulcanismo de fines del Terciario que existe en el sector fronterizo de Panamá con Costa Rica, asociando el

evento de una caldera de colapso (cerro Fábrega), con un vulcanismo probablemente post-colapso cuyos testigos serían los cerros Pittier, Frantzius, Irkibi, etc. Igualmente que a partir de los 3,000 metros de altitud las cumbres del Fábrega albergaron las dos últimas glaciaciones, dejando como evidencias un modelado propio post-glaciario de circos, aristas y morrenas, similar al existente en Costa Rica en el cerro Chirripó. Durante el interglaciario RISS/Wurm grandes bloques erráticos, de origen ígneo, fueron depositados en el piedemonte y fueron erosionados con pseudo-lapiaces en el inter-pluvial que siguió y que en altitud dio la glaciación Wurm. Finalmente la variación vegetacional durante los dos periodos glaciares descendió ostensiblemente en altitud ya que en las tierras bajas se instaló repetidamente un periodo inter-pluvial más seco, que tuvo como consecuencia acrecentar el área de páramos en las tierras altas, hasta el límite de los depósitos nivales. El relieve y vegetación actual ya se ha dado anteriormente durante el inter-glaciario RISS/Wurm y que son fases de un largo periodo que puede volver a repetirse en un lapso de aquí unos diez mil años.

Finalmente, en la hoja topográfica Pittier encontramos cuatro formaciones vegetales según criterio de altitud, a saber: bosque muy húmedo premontano, bosque montano bajo, bosque montano alto y páramo. El bosque montano bajo y el alto son los que cubre mayores extensiones, mientras que el páramo se encuentra restringido a las cimas de mayor altitud. Durante el último periodo glaciario, la vegetación del área debe haberse movilizado hacia menores altitudes, esto probablemente debido a la disminución en la temperatura y la precipitación, y en las altas cumbres como la de cerro Fábrega donde el páramo fue sustituido por masas glaciares. Posteriormente cuando las condiciones climáticas actuales se establecieron la vegetación retornó a la condición interglaciaria que es la actual.

Bibliografía

- Alvarado, I.G., *Los volcanes de Costa Rica. Geología, historia, riqueza natural y su gente*, Edición Conmemorativa 30 aniversario, Universidad Estatal a Distancia, UNED, Costa Rica, 2000.
- Barquero, J., y Ellenberg, L., "Geomorfología del piso alpino del Chirripó en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica", *Revista Geográfica de América Central*, núms. 17-18, pp. 293-299, 1982-1983.
- Battistini, R. y Bergoeing J.P., "Volcanisme récent et variations climatiques Quaternaires au Costa Rica", *Bull. Assoc. de Géographes Français*, núms. 485-486, pp.199-205, París, France, 1982.
- Beaudet, G.; Gabert P. y Bergoeing J.P., "La Cordillère de Talamanca et son Piémont (Néotectonique) et variations climatiques dans le Sud-ouest du Costa Rica", *Colloque sur les Piémonts*, pp. 121-134, Toulouse, France, 1982.

- Beaudet, G.; Gabert P. y Bergoeing J.P., "La Cordillera de Talamanca y su piemonte. Neotectónica y variaciones morfoclimáticas en el SW de Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 103, pp. 87-95, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 1986.
- Bergoeing, J.P., "Modelado Glaciar en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica", *Informe semestral del Instituto Geográfico Nacional*, pp. 33-44, Ministerio de Obras Públicas y Transportes, San José, Costa Rica, 1978.
- , "L'évolution du Quaternaire au Costa Rica", *Cahiers Nantais*, núm. 30-31 Hommage au professeur Gras, pp. 167-187, Nantes, 1987.
- Bergoeing, J.P., *Geomorfología de Costa Rica*, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1998, 409 pp.
- Bergoeing, J.P.; Mora S. y Jiménez R., "Evidencias de vulcanismo Plio Cuaternario en la Fila Costeña, Térraba, Costa Rica", *Informe semestral julio-diciembre, 1978*, Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica, 1978.
- Bergoeing, J.P.; Brenes, L.G., Fernández, A.M. y Ureña F.M., "Geomorfología de la cordillera Costeña y de los abanicos aluviales en el piedemonte meridional de la Cordillera de Talamanca", *Revista Geográfica*, núm. 148, pp. 165-179, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2010.
- Castillo Muñoz, Rolando, *Glaciaciones e inter glaciaciones en Costa Rica*, Academia de Geografía e Historia, SIEDIN- UCR, San José, Costa Rica, 2011.
- Collins, L.; Coates, A.; Jackson, J. y Obando, J., *Timing and rates of emergence of the Limón and Bocas del Toro basins: Caribbean effects of the Cocos Ridge subduction?*, in Mann, P., ed., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper 295, pp. 263-289, USA, 1995.
- Coutterand, Sylvain, "Etude Géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes Nord-Occidentales au Pléistocène Récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation", Thèse de Doctorat de Géographie soutenue le 21 juin 2010, Université de Savoie, France, 2010.
- De Boer, J.Z., M. Drummond, M. Bordelon, M. Defant, H. Bellon y R. Maury, "Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca)", *Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate boundary in southern Central America*, edited by P. Mann, pp. 131-157, Geological Society of America Special Paper 295, Boulder, Colorado, 1995.

- De Boer, J.Z.; M.J. Defant, R.H. Stewart, J.F. Restrepo, L.F. Clark, and A.H. Ramirez, "Quaternary calc-alkaline volcanism in western Panama; regional variation and implication for the plate tectonic framework", *Journal of South American Earth Sciences*, núm. 1, pp. 275-293, 1988.
- Defant, M.J.; Jackson T.E.; Drummond M.S.; De Boer J.Z.; Bellon H.; Feigenson M.D.; Maury R.C. y Stewart R.H., "The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview, *Journal of the Geological Society*, vol. 149; núm. 4; pp. 569-579; DOI: 10.1144/gsjgs.149.4.0569, 1992.
- Denyer, P., Montero, W., Alvarado, *Atlas Tectónico de Costa Rica*, Editorial Universidad de Costa Rica, 2009, 81 pp.
- Denyer, P. y Alvarado, G., *Mapa Geológico de Costa Rica, escala 1:400,000*. Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007.
- Denyer, P. y Kusmaull, S., *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, Cartago, Costa Rica, 2000, 551 pp.
- Early Holocene Edifice Failure And Sector Collapse of Volcán Barú, Panama*, Geology Department, Pomona College, Claremont, CA, USA, 2010.
- Gazel, E.; Hoernle K.B.; Carr M.; Herzberg C.; Saginor D.; Van Den Bogaard P.; Hauff F.B.; Feigenson C.M.; Swisher III C.C., "Plume-subduction interaction in southern Central America: Mantle upwelling and slab meeting", *Lithos*, Elsevier, 2010.
- Gómez, L., *Vegetación de Costa Rica. Apuntes para una biogeografía costarricense. Vegetación y clima de Costa Rica*, vol. 1, Editorial Universidad Estatal a Distancia, San José, Costa Rica, 1986.
- Hartshorn, G., "Plantas", pp 119-353, en Janzen, D., *Historia natural de Costa Rica*, Editorial de la Universidad de Costa Rica, 1991.
- Hastenrath, S., "On the Pleistocene glaciation of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica", *Zeitschrift für Gletscherkunde and Glazialgeologie*, núm. 9, pp. 105-121, 1973.
- Horn, S.P., "Postglacial vegetation and fire history in the Chirripó Páramo of Costa Rica", *Quaternary Research*, núm. 40, pp. 107-116, USA, 1993.
- , "Timing of deglaciation in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica", *Climate Research*, VI, pp. 81-83, USA, 1990.
- , "Prehistoric fires in the Chirripó highlands of Costa Rica Sedimentary charcoal evidence", *Revista Biológica Tropical*, núm. 37, pp. 139-148, Costa Rica, 1989.
- Kappelle, M., "Costa Rica", pp. 301-370, en Kappelle, M. y A.D. Brown, *Bosques mublados del geotrópico*, Instituto Nacional de Biodiversidad, Costa Rica, 2001.

- Kesel, R.H., "Quaternary History of the Río General Valley, Costa Rica", *Research Reports*, National Geographic Society, núm. 15, pp. 339-358, USA, 1983.
- Kolarsky, R.A.; Mann, P. y Montero, W., "Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica", in Mann, P., ed., *Geological Society of America Special Paper*, no. 295, Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America, p. 235-262, 1995.
- Lachniet Matthew S., Seltzer Geoffrey O., y Solís Leonardo S., *Geología, geomorfología y depósitos glaciares en los páramos de Costa Rica*, faculty.unlv.edu/.../Lachniet et al 2003 Paramos ext.pdf
- Lachniet, M.S., y Seltzer, G.O., "Late Quaternary Glaciation of Costa Rica", *Geological Society of America Bulletin*, núm. 14, USA, 2002.
- Luteyn, J. "Introducción al ecosistema de páramo", pp. 37-100, en Kappelle, M. y S.P. Horn, *Páramos de Costa Rica*, Instituto Nacional de Biodiversidad, Costa Rica, 2005.
- Macmillan, A.I.; Gansa, P.B. y Alvarado, I.G., "Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc", *Tectonophysics*, núm. 392, pp. 325-348, Elsevier, 2004.
- Marshall, J.S.; Fisher, D.M., y Gardner, T.W., "Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block", *Tectonics*, vol. 19, pp. 468-492, 2000.
- Montero, W., "Neotectonics and related stress distribution in a subduction - collisional zone: Costa Rica", *Profil*, núm. 7, pp. 125-141, 1994.
- Orvis, K.H. y Horn, S.P., "Quaternary glaciers and climate on Cerro Chirripó, Costa Rica", *Quaternary Research*, núm. 54, pp. 24-37, USA, 2000.
- Pissart, Albert, "Concernant la disparition du Gulf Stream pendant la dernière glaciation et le danger de voir se reproduire ce phénomène catastrophique pour l'Europe", *Bull. Soc. Géographique de Liège*, vol. 42, pp. 79-83, 2002.
- Protti, Roberto, "Evidencias de glaciación en el valle de El General, Costa Rica, durante el Pleistoceno tardío", *Revista Geol. Amer. Central*, pp. 19-20, 75-85, 1996.
- Scatena, F., "El bosque neotropical desde una perspectiva jerárquica", pp. 23-42, en Guariguata, M. y G.H. Kattan, *Ecología y conservación de bosques neotropicales*, Libro Universitario Regional, Cartago, Costa Rica, 2002.
- Shimizu, C., "Glacial landforms around Cerro Chirripó in Cordillera de Talamanka, Costa Rica", *Journal of Geography*, núm. 101, pp. 615-621, Japón, 1992.
- Somoza, A. y Tejada, I., *Vegetación y flora de los páramos de cerro Fábrega-Itamut*, 2007, <http://biota.wordpress.com/2007/07/02/vegetacion-y-flora-de-los-paramos-de-cerro-fabrega-itamut/>
- Tournon, J. y Alvarado, G., *Mapa geológico de Costa Rica, escala 1:500,000*, Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia, Delegación regional de la

- Cooperación Científica y Técnica. Instituto Costarricense de Electricidad ICE, Editado por La Vigie, Dieppe, Francia, 1995.
- Van Uffelen, J.G., *A geological/geomorphological and soil transect study of the Chirripó Massif and Adjacent areas, Cordillera de Talamanca, Costa Rica*, Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, Agricultural University Wageningen, Alemania, 1991.
- Weyl, Richard, "Excursiones Geológicas en Costa Rica: vestigios de los glaciares del Pleistoceno", *Informe Trimestral IGN-CR*, enero-marzo, 50 pp., San José Costa Rica, 1957.
- Zellinga de Boer, J.; Drummond, S.M.; Bordelon, J.M.; Defant, M.J.; Bellon H. y Maury R., "Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca)", *Geological Society of America*, pp. 35-55, Special Paper 295, USA, 1995.

Posible inundación por tsunami en Puntarenas, Costa Rica

Natalia Zamora^{*}
Mario Fernández Arce^{**}
Jean Pierre Bergoeing^{***}
Carmen González^{***}

Abstract

We present results of possible tsunami impact at the city of Puntarenas caused by an earthquake in the Pacific Ocean of Costa Rica. This coastal city is located on a sandbar characterized by a very flat topography along the Gulf of Nicoya. This project arises from the need to assess the exposure of this city considered vulnerable to coastal hazards due to its location in the gulf. The aim of this study is to determine the potential generation of a tsunami due to an earthquake on the gulf of Nicoya. We used the Okada model (1985) to estimate the coseismic deformation which is the initial condition of the tsunami. The HyFlux2 numerical code was used to estimate propagation and wave height along the coast. Among the most important results we highlight the fact that a tsunami could flood the city reaching maximum height of 1.8 meters at the northern edge of the sandbar of Puntarenas. These results could bring a framework to plan the future coastal development, and facilitate the preparation and response to a possible event.

Key words: *Tsunami potential, Preparedness, Sandbar, Puntarenas, Costa Rica.*

Resumen

Presentamos los resultados de la evaluación del potencial de generación de tsunami originado por terremoto submarino en la costa Pacífica de Costa Rica. La ciudad de Puntarenas está ubicada sobre una barra de arena de topografía muy plana, dentro

^{*} Centro Alemán de Investigación en Geociencias GFZ.

^{**} Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica, Prentec, Universidad de Costa Rica.

^{***} Universidad de Costa Rica.

del Golfo de Nicoya. Este proyecto surge por el interés de evaluar la exposición de esta ciudad que es considerada vulnerable ante amenazas costeras debido a su posición en el golfo. El objetivo de este estudio es conocer el potencial de tsunami causado por un sismo cercano a la boca del golfo de Nicoya. Se usó el modelo de Okada (1985) para estimar la deformación cosísmica, condición inicial del tsunami, y el código numérico HyFlux2 para estimar su propagación y altura de la ola en la costa. Entre los resultados más importantes destaca el hecho de que el tsunami generado inunda la ciudad y alcanza altura máxima de 1.8 metros al norte de ella. Estos datos pueden ser de gran ayuda para planificar el futuro desarrollo costero y facilitar la preparación y respuesta ante un posible evento.

Palabras claves: *potencial de tsunami, preparación, barra arenosa, Puntarenas, Costa Rica.*

Introducción

Se eligieron posibles fuentes tsunamigénicas para determinar la posible ocurrencia de un terremoto generador de tsunami y calcular la propagación, altura y extensión horizontal de las ondas de agua resultantes. En el presente trabajo se describen los resultados de simulaciones realizadas con base en un escenario modificado de Ortiz *et al.* (2001) con el objetivo de determinar una posible inundación en Puntarenas.

El trabajo se hizo porque las dos costas del país cuentan con procesos geológicos generadores de tsunamis locales. Desde 1539 hasta el presente se han documentado 15 tsunamis en Costa Rica, 10 del Pacífico y 5 del Caribe. El más destructivo hasta el momento es el del Golfo Dulce que destruyó la Villa Golfo Dulce en 1954. Los terremotos de Nicoya de 1950, Cóbano de 1990 y Limón de 1991 generaron pequeños tsunamis. Además, en 1906 nos llegó un tsunami originado en Colombia y en 1960 nos llegó otro cuya fuente fue el gran terremoto de Valdivia, Chile. Y para ratificar la existencia de la amenaza es preciso indicar que frente a la Península de Nicoya se encontró un gran deslizamiento submarino al cual se le hizo un análisis de probabilidad de haber generado tsunami, encontrándose que si la gigantesca masa se desprendió como un solo evento, pudo haber generado un tsunami de 27 metros de altura.

El objetivo del estudio es reducir el riesgo de desastre por tsunami en Puntarenas y preparar a la población para que responda adecuadamente en caso de una emergencia. Los resultados de la investigación podrían servir para concientizar a los residentes de la amenaza y sensibilizarlos para que desarrollen una cultura de prevención de desastres por tsunami.

Los resultados demuestran que Puntarenas podría verse afectada si un sismo similar al que se ha probado en este trabajo llegase a ocurrir. Aún hace falta realizar simulaciones con batimetría más detallada con la que se pueda evaluar el potencial

de inundación, incluyendo un mayor detalle de las características del suelo marino somero y sus impactos en la disipación de la ola.

Metodología

La primera actividad realizada fue una revisión bibliográfica sobre aspectos geológicos y sismo-tectónicos, base para la elaboración de escenarios sísmicos. Para lograr los objetivos y metas propuestas fue necesario realizar curvas de nivel de gran precisión en los sitios estudiados y buscar la mejor batimetría posible. Como escenarios para estimar inundación por tsunamis se usó un sismo de subducción del litoral pacífico costarricense. Es importante aclarar aquí que no se consideraron otros escenarios sísmicos como temblores normales (por fallamiento normal), transcurrentes (por fallamiento transcurrente o de deslizamiento horizontal) o lentos (llamados también temblores tsunami) y que tampoco se simularon fuentes de tsunami complejas como puede ser aquellas en las que se combina más de un evento natural, sismo y deslizamiento submarino por ejemplo, que podrían incrementar significativamente la amplitud o altura de un tsunami. Se realizaron las simulaciones con una resolución batimétrica de 900 metros en aguas profundas y 185 metros en aguas someras. Las simulaciones se hicieron con el código numérico HyFlux2 (Franchello, 2008), un modelo que ha sido desarrollado para simular escenarios de inundaciones debido a la rotura de presas, inundaciones repentinas, y recientemente en la evaluación de la propagación e inundación de tsunamis. El modelo resuelve las ecuaciones de aguas poco profundas de dos dimensiones utilizando un método de volúmenes finitos que ha demostrado ser muy robusto y de mayor estabilidad en simulaciones de inundación en la costa. En HyFlux2, la estabilidad numérica está garantizada por los criterios de Courant-Friedrich-Levy (Franchello, 2009).

Resultados

El escenario sísmico utilizado como dato de entrada para simular un tsunami en el Golfo de Nicoya fue un sismo de subducción. Dicho escenario, basado en Ortiz *et al.* (2001), representa una fuente sísmica cerca de la desembocadura del Golfo de Nicoya a 15km de profundidad, con mecanismo focal inverso, que podría generar un evento de Mw 7.88 y una dislocación de 3m sobre el plano de falla. La ruptura propuesta es de 100km con 60km de ancho, 295° de azimuth y buzamiento de 30° en dirección NE. De acuerdo con el modelo de Okada (1985), tal escenario produce una deformación cosísmica de 1.3m (véase Figura 1), la cual es la condición inicial del tsunami. Dislocaciones de tal magnitud son posibles en Costa Rica; a manera de ejemplo se indica que la dislocación del terremoto de Limón el 22 de abril de 1991 (la magnitud del terremoto fue 7.6) dislocación de 2.4 metros (Rojas, comunicación

oral, 2011), la cual produjo una deformación cosísmica de casi dos metros en la ciudad de Limón.

La deformación del fondo oceánico es transferida a la columna del agua, convirtiéndose en una perturbación que se propaga en forma de ondas de agua desde la zona de generación hasta la zona costera. En la Figura 2 el tsunami se representa con una escala en la que el color rojo corresponde con la máxima altura de las ondas de agua. Hemos estimado que un posible tsunami llegaría a Puntarenas con amplitudes de 0.9 a 1.2 y podría inundar casi por completo la barra de arena y con un máximo de 1.8 metros (*run up*) al norte de la ciudad. De manera que se comprueba que un gran temblor cercano a la boca del Golfo de Nicoya puede generar un tsunami de amplitud suficiente para sobrepasar la ciudad de Puntarenas. Bergoeing (2011) indicó que dicha ciudad está expuesta al embate de grandes olas que podrían arrasarla fácilmente y reiteró que un tsunami moderado de 5 a 10 metros podría barrer sencillamente con la ciudad y causar miles de muertos. Otro escenario fue propuesto por Chacón y Protti (2011, 2013) usando un escenario de ruptura en la Península de Nicoya. Los autores calcularon que una ola de 2msnm podría tener efectos importantes a lo largo de la barra arenosa de Puntarenas.

Según nuestra simulación, otros segmentos costeros donde se observan ondas con amplitudes entre 1.8 y 3.3 metros, son la costa oriental de la Península de Nicoya y Herradura-Esterillos. De hecho, es en este último segmento donde el tsunami tiene las ondas de agua más altas y por ende, podrían generar su mayor impacto. Este efecto en Esterillos podría corresponder con la canalización de la energía del tsunami en esa dirección, por la existencia de un profundo cañón submarino en esa dirección.

Si un flujo de agua de más de un metro invade por completo la barra de Puntarenas en marea alta, toda la barra estaría amenazada. De manera que con los datos que hasta hoy tenemos se podría indicar que existe alta exposición de estos poblados en la barra. Esta es una posibilidad que la población y las autoridades deben considerar. En tal circunstancia no se puede delimitar las áreas de alto y bajo riesgo de inundación por tsunamis, todas las zonas serían de alto riesgo y por tanto, de uso restringido. Se deben buscar zonas seguras de rápido acceso y sobretodo preparar a la población para que actúe a tiempo. Para ello es necesario mantener a la población informada.

Encontrar sitios naturales seguros se dificulta en un área plana propensa a la inundación. Los únicos sitios que ofrecerían cierto nivel de seguridad ante la llegada de un tsunami serían elementos artificiales como edificios altos (véase Figura 3). Casas de dos plantas podrían ofrecer seguridad siempre y cuando el tsunami que afecte sea de unos pocos metros.

Lo anterior restringe las rutas de evacuación a una sola opción, la ruta nacional que conecta con la Carretera Interamericana. Pero ella podría ser insuficiente para

evacuar las miles de personas que viven en la barra de arena. De momento no habría más opciones en las que se pudiera hacer una útil señalización.

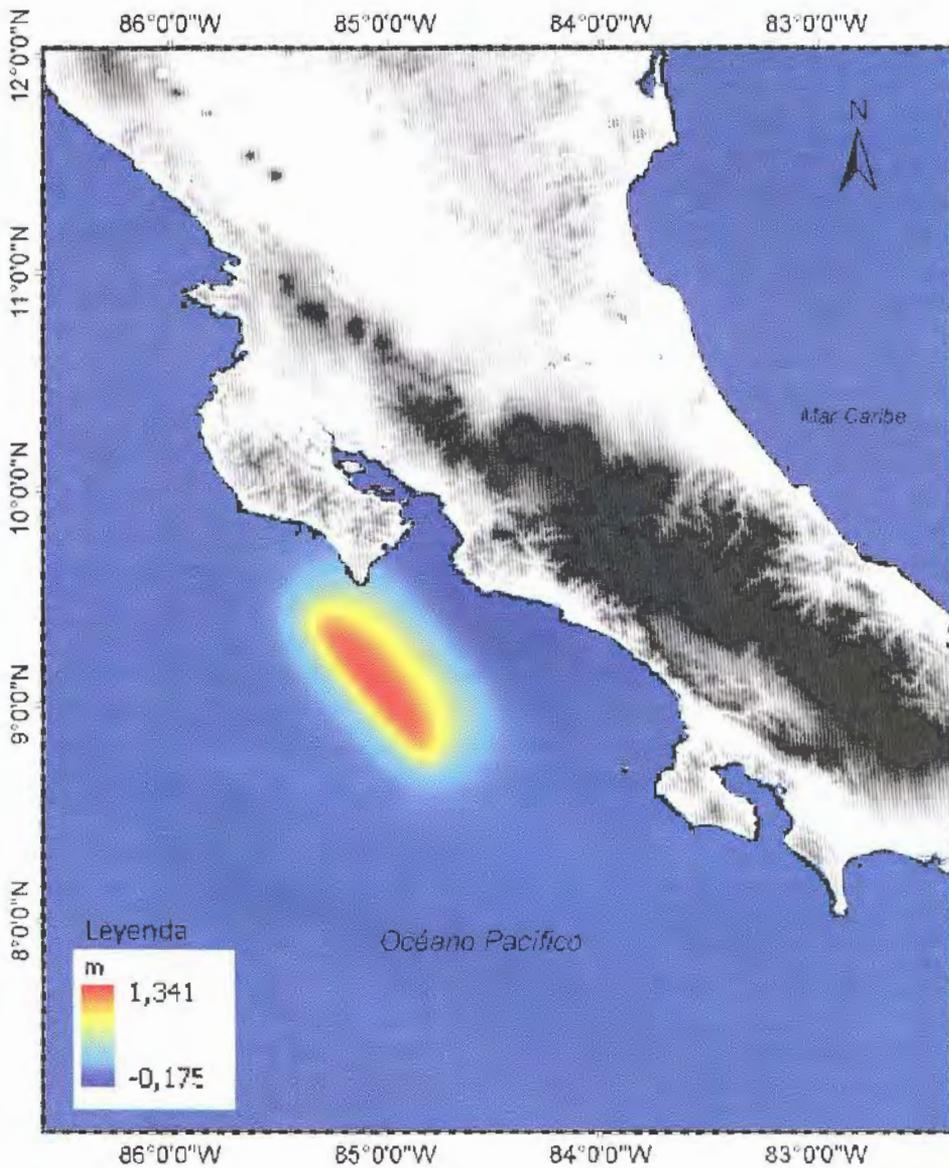
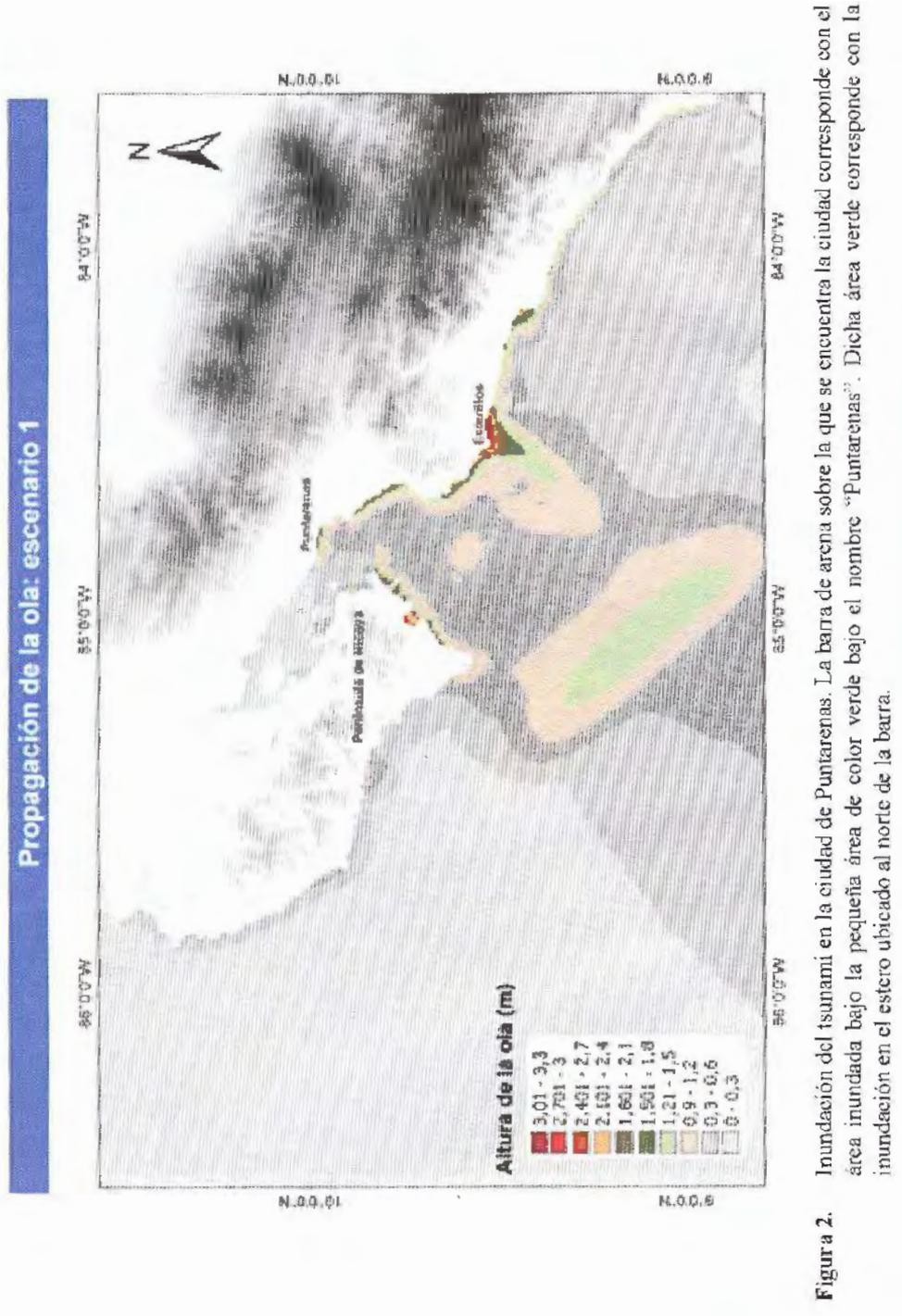


Figura 1. Deformación cosísmica provocada por el escenario sísmico escogido para la simulación de un tsunami en el Golfo de Nicoya. Los colores indican la deformación cosísmica (deformación durante el sismo).



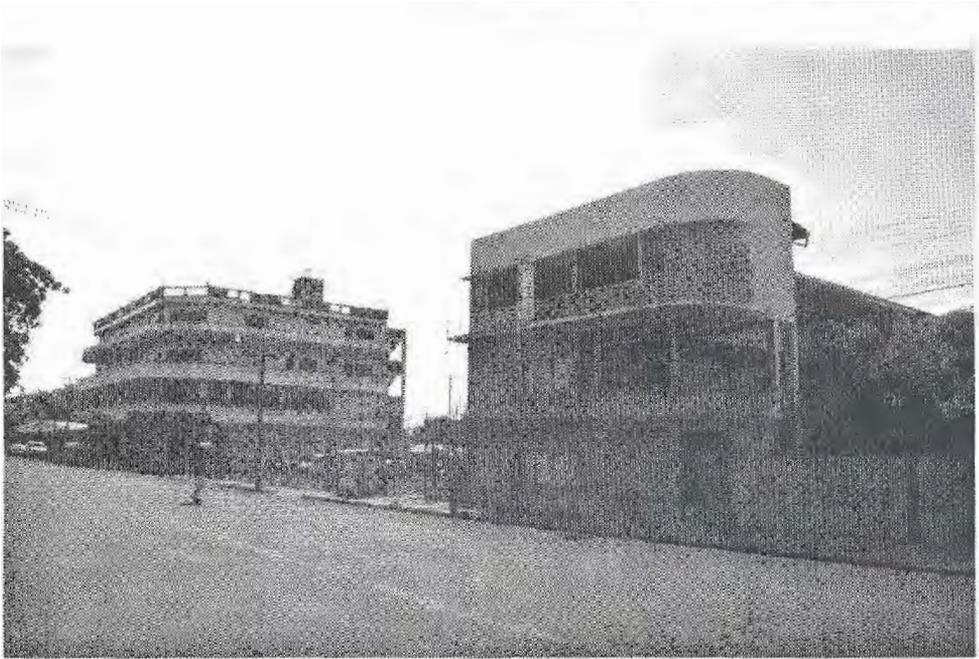


Figura 3. Edificios a lo largo del Paseo de los Turistas en Puntarenas que podrían servir de protección a la población ante un tsunami (cortesía Oscar Sojo).

Conclusiones

Del estudio se concluye que grandes temblores del margen Pacífico costarricense son capaces de producir deformaciones del fondo oceánico lo suficientemente importantes para generar tsunamis. Hemos considerado un evento hipotético con epicentro frente a la boca del Golfo de Nicoya que podría generar dislocaciones de 3m capaces de producir deformación del fondo oceánico de 1.3 metros los cuales son suficientes para generar tsunamis que inundarían la barra de arena de Puntarenas. Por lo tanto, la amenaza y la vulnerabilidad ante tsunamis en la ciudad de Puntarenas es alta.

Trabajos futuros

Estos son resultados preliminares basados en un evento muy cercano a Puntarenas. Resaltamos que es necesario considerar más escenarios de ruptura que sean consistentes con datos geodésicos y geofísicos disponibles, así como establecer multi-escenarios (tanto sísmicos como deslizamientos submarinos) con base en estudios probabilísticos para evaluar con más detalle la posible inundación en esta barra arenosa. Es necesario realizar nuevas simulaciones que consideren batimetría con una resolución espacial de la menos 10m en zonas someras para caracterizar con más detalle la inundación y posibles cambios morfológicos en zonas costeras.

Agradecimientos

Se agradece a la Vicerrectoría de Investigación por proveer fondos para el proyecto. Además, agradecemos al doctor Rafael Arce por la ayuda con la manipulación de los datos batimétricos. A la Centro de Investigaciones Marinas de la Universidad de Costa Rica (CIMAR) por dar parte de sus bases de datos de topografía y batimetría obtenidas por medio de programa interinstitucional. Al Programa Banco Internacional de Desarrollo (BID)-Catastro por proveer datos topográficos. Natalia Zamora agradece al ingeniero Giovanni Franchello y al doctor Alessandro Annunziato por el soporte dado para el comienzo de esta investigación y por permitirnos el uso del código HyFlux2.

Bibliografía

- Bergoeing, J., "Riesgo de desaparición de la flecha litoral de Puntarenas, Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 147, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2011.
- Chacón, S. y Protti, M., "Modeling a Tsunami from the Nicoya, Costa Rica, seismic gap and its potential impact in Pantarenas", *Journal South America Earth Science 1*, (4):372-382, 2011.
- , "Modeling a tsunami from the Nicoya Seismic Gap and its potential on Puntarenas, Costa Rica", *Abstract Tsunami Symposium, Sept. 3-5, 2012*, Ispra, Italy, 2013.
- Franchello, G., "Modelling shallow water flows by a High Resolution Riemann Solver 2008", *JRC Scientific and Technical Reports*, 2008, EUR 23307 EN.
- Okada, Y., "Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space", *Bull. of the Seism. Soc. of Amer.*, 75:1135-1154, 1985.
- Ortiz, M., Fernández, M. y Rojas, W., "Análisis de riesgo de inundación por tsunami en Puntarenas, Costa Rica", *GEOS*, 21(2):108-113, 2001.

Geomorfología de la isla del Coco, Costa Rica

Jean Pierre Bergoeing*

Abstract

The Coco's island has been dated in the lower to middle Pleistocene and is mainly volcanic. It's an emerged remnant of the Coco's Tectonic Plate which collided during the Pliocene with the Caribbean Plate. Here are described large geomorphological modeling related with the two main Quaternary volcanic episodes.

Key words: Tubular basalts, Volcanic domes, Active cliffs, Structural plateau.

Résumé

L'île du Coco est datée comme appartenant au Pleistocene inférieur à Moyen. Elle est éminemment volcanique, remanent émergé de la Plaque Tectonique du Coco qui est venue percuter au Pliocene la Plaque des Caraïbes. Ici son expliqués les différents modelés géomorphologiques en rapport avec les deux grands épisodes volcaniques du Quaternaire.

Mots clés: Basaltes tubulaires, domes volcaniques, plateau structurel, falaises actives.

Resumen

La isla del Coco ha sido datada del Pleistoceno inferior a medio y es eminentemente volcánica, remanente emergido de la Placa Tectónica de Cocos que colisionó con la Placa del Caribe en el Plioceno. Aquí se describen modelados geomorfológicos relacionados con dos grandes episodios volcánicos del Cuaternario.

Palabras clave: Basaltos tubulares, domos volcánicos, meseta estructural, acantilados vivos.

* Profesor catedrático-investigador, Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica.

Introducción

La isla del Coco se sitúa en el Océano Pacífico entre 5°29'52" y 5°33'50" de latitud Norte y entre 87°01'44" y 87°06'23" de Longitud Oeste. Pertenece a Costa Rica y dista 496km de Cabo Blanco. En la división político-administrativa del país forma el distrito 10 del cantón de Puntarenas, provincia de Puntarenas. El 22 de junio de 1978 por Decreto Ejecutivo 8748-A la isla se constituyó como Parque Nacional y el 4 de diciembre de 1997 fue declarada Patrimonio Natural de la Humanidad por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). Finalmente en 1998 fue incorporada como Humedal de Importancia Internacional (Sitio RAMSAR). La isla abarca una superficie de 24km² y cubre una superficie marina de 972km² de protección absoluta. Su punto culminante al suroeste es el Cerro Yglesias que se eleva a 575m de altitud.

La isla se caracteriza por un clima tropical húmedo con 7,000mm de precipitaciones anuales y con un régimen de lluvias permanentes. La temperatura promedio es de 27°C. Dicho clima ha actuado sobre la superficie basáltica de la isla creando una red hídrica importante en una superficie pequeña, donde destacan el río Yglesias que ha erosionado gran parte del cono volcánico Yglesias describiendo saltos y una cascada importante antes de desembocar en el mar, al sur de la isla. Otros ríos importantes que cabe mencionar son la Quebrada Alfaro y el río Gema que desemboca al Norte donde se encuentran las instalaciones habitacionales del Parque Nacional en bahía Wafer. En general el sistema hidrográfico recorre la isla creando valles de V que se precipitan al mar muchas veces en cascadas por la ruptura de pendiente de los acantilados vivos resultado de la erosión marina continua.

La isla del Coco fue descubierta en 1526 por el marino español Juan Cabezas y los testimonios de los visitantes a la isla durante los siglos XVIII y XIX tales como Wafer, 1699; Duret, 1720; Colnett, 1788; Morell, 1832; Coulter, 1836 y Belcher, 1836 (Foreign Office, 1919), describen al interior de la isla del Coco, a unos 1,500 metros de la desembocadura del río Genio en bahía Wafer, la existencia de un lago circular, cuya formación volcánica no cabe duda, alimentado por pequeñas cascadas que según la descripción de Wafer en 1699, caían verticalmente sobre basaltos columnares pero sin desagadero evidente, y probablemente por evacuación subterránea, "The Rocky Sides of the Hill being more than perpendicular, and hanging over the Plain beneath, the Water pours down in a Cataract, as our of a Bucket, so as to leave a Space dry under the spour, and form a kind of Arch of Water...".

En 1720 Duret agrega:

c'est une grande abondance d'eaux fort claires & fort douces, qui descendant par plusieurs endroits du haut de la montagne, se réunissent dans un profond & large bassin, de figure ronde qui est dans le roc; cette eau n'ayant point de canal pour sortir du bassin, se répand au dehors & forme des cascades qui jaillissent & tombent dans la

plaine, ce qui joint à la beauté des vues & des perspectives, à la quantité d'arbres de cocos, & à la fraîcheur de l'eau...

Las descripciones del lago se prosiguen hasta 1919, por lo que su desaparición puede deberse a causas naturales (erosión pluvial y fluvial) o a causas sísmicas.

En efecto, la isla fue esporádicamente una colonia penal (1879-1881) bajo el gobierno de Tomás Guardia. Más tarde fue colonia agrícola autorizada por el gobierno de Rafael Yglesias y conformada por emigrantes alemanes bajo el mando de August Gissler (1894-1905) quien buscaba el tesoro oculto en la isla. La colonia fue un total fracaso y en 1905 Gissler fue el último en abandonar la isla.



Bahía Wafer. Punto de anclaje de la isla.

Una isla eminentemente volcánica

La isla del Coco es de origen volcánico y corresponde a la emisión del *hotspot* de las Galápagos, por lo que sus lavas son eminentemente basálticas. Las islas Galápagos así como el sistema de dorsales asísmicas de Carnegie, Cocos y Malpelo hoy se encuentran en dos placas tectónicas separadas. La teoría de los *hotspots* fue enunciada por el eminente geofísico canadiense J. Tuzo Wilson (1908-1993) en el año 1963. La isla del Coco es el punto emergido de la Placa Tectónica de Cocos que colisionó a fines del Plioceno con la Placa del Caribe. El fondo marino, entre Cocos y Costa Rica se caracteriza por una dorsal o cadena volcánica submarina conformada por una serie de conos volcánicos.

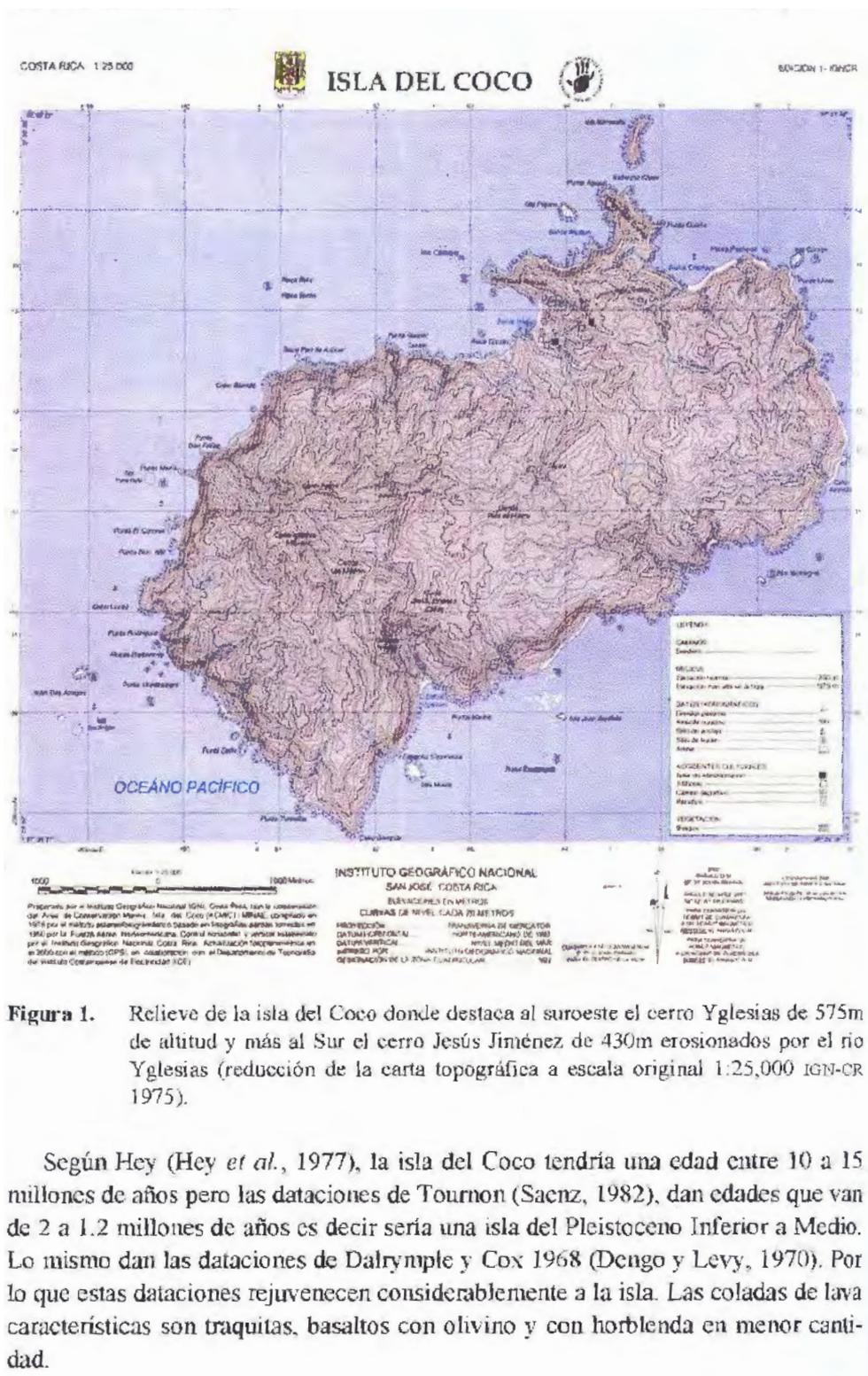


Figura 1. Relieve de la isla del Coco donde destaca al suroeste el cerro Yglesias de 575m de altitud y más al Sur el cerro Jesús Jiménez de 430m erosionados por el río Yglesias (reducción de la carta topográfica a escala original 1:25,000 IGN-CR 1975).

Según Hey (Hey *et al.*, 1977), la isla del Coco tendría una edad entre 10 a 15 millones de años pero las dataciones de Tournon (Sacz, 1982), dan edades que van de 2 a 1.2 millones de años es decir sería una isla del Pleistoceno Inferior a Medio. Lo mismo dan las dataciones de Dalrymple y Cox 1968 (Dengo y Levy, 1970). Por lo que estas dataciones rejuvenecen considerablemente a la isla. Las coladas de lava características son traquitas, basaltos con olivino y con horblenda en menor cantidad.

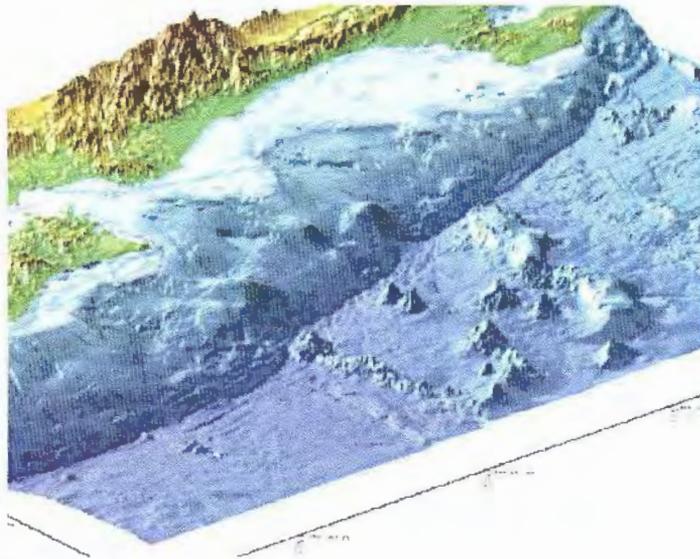


Figura 2. Fondo marino del Pacífico donde se observa el talud continental de Costa Rica (4,000m de profundidad) y el área de colisión con la placa de coecos conformada por una dorsal compuesta por conos volcánicos (*seafloor topography of a subduction zone off the coast of Costa Rica*).

Fuente: Geomar <<http://www.geomar.de/en/research/plate-tectonics-and-marine-hazards/>>.

La isla se caracteriza por dos grandes episodios volcánicos. El cono volcánico del Cerro Yglesias, es el principal foco de emisión, es un cráter erosionado y abierto hacia el Sur, drenado por el río del mismo nombre, sus paredes están erosionadas formando escarpes de erosión verticales. Al Oeste, el cerro Yglesias (575m), que es el más joven de la isla, dataría de fines del Pleistoceno Medio (1.2 millones de años) y presenta dos cráteres muy erosionados y tres domos volcánicos de los cuales se destacan el cerro Yglesias propiamente tal, el Cerro Jesús Jiménez (430m) y El Cerro Pelón (500m) es parte de la estructura cratérica o rim del volcán. Al Este y parte de la estructura del volcán Yglesias se extiende una meseta estructural conocida como Llanos de Palo de Hierro cuya altitud promedio es de 300 metros.

Más al Este, se presenta una estructura volcánica más antigua, que dataría del Pleistoceno Medio a Superior y que se caracteriza por tres domos volcánicos muy erosionados que denominaremos, Domo Escorpión (280m) al Sur y Domo Venado (240m) al noreste por desaguar los ríos que llevan ese nombre y la estructura cratérica Chattam, próxima al sector habitacional del Parque. Finalmente la bahía Weston que encierra la isla Pájara podría ser igualmente una estructura cratérica sumergida, muy erosionada. Este segundo sector de la isla es más antiguo que el primero descrito y dataría de unos 2 millones de años y por lo tanto correspondiente al Pleistoceno Inferior. Todo ello basado en las dataciones radio-métricas efectuadas por Dalrymple y Cox, 1968 y por Tournon, 1982 (*op. cit.*).

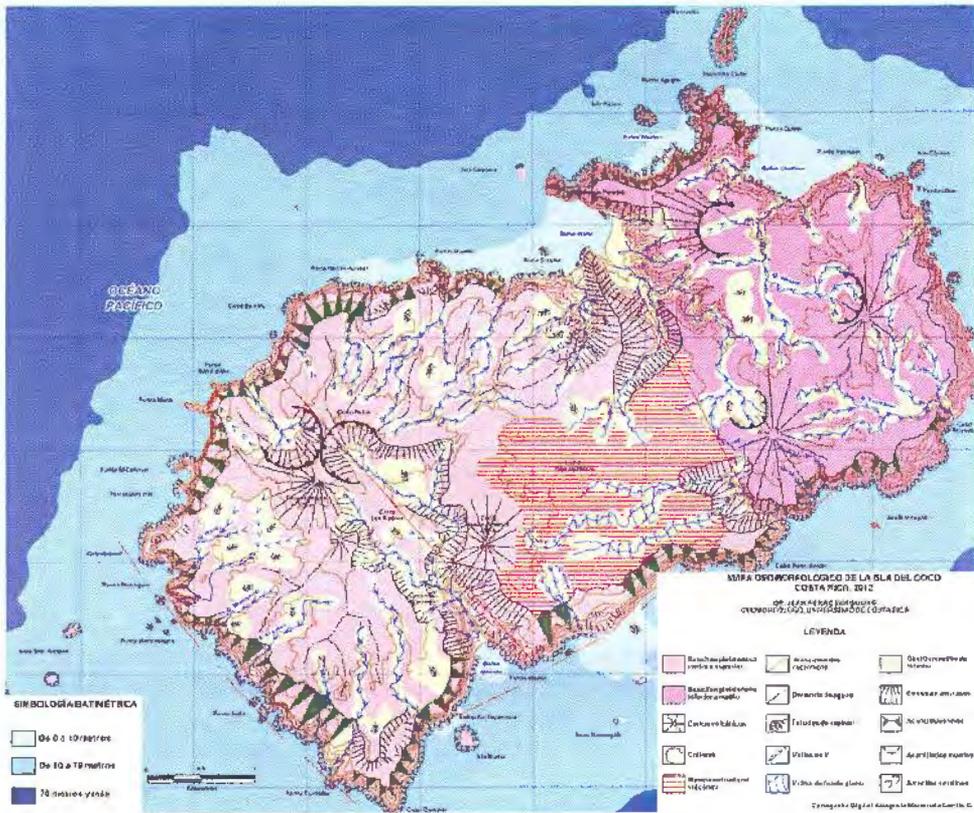


Figura 3. Geomorfología de isla del Coco (Jean Pierre Bergoeing, 2012, IGN-CR, escala original 1:40,000).



Figura 4. Colada de basaltos columnares inclinados indicando la dirección de la colada y constituyendo un acantilado vivo (fotografía Barbara Sperl, 2008. Cortesía de Michel Montoya).

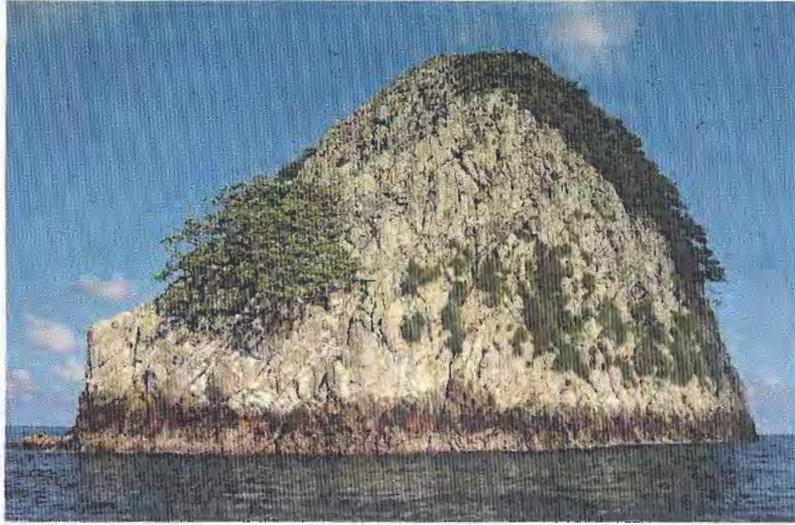


Figura 5. Isla Pájara en bahía Weston. Conformada por una serie de basaltos basculados indicación del sentido de la colada volcánica que una vez unió la isla Pájara a la gran isla. Se trata del vulcanismo más antiguo de la isla. La base posee una concavidad de erosión de nivel marino anterior (fotografía J. C., Pucci, 2006. Cortesía de Michel Montoya).



Figura 6. Acantilado vivo conformado por basaltos tubulares de más de un centenar de metros. Una estratificación de areniscas marinas se encuentra adosada al acantilado. La base está constituida por derrubios del acantilado y por una playa de cantos rodados basálticos (fotografía Silvia Gudino. Cortesía de Michel Montoya).

La isla se caracteriza igualmente por acantilados vivos, erosionados por el mar y que alcanzan 200m de caída libre con estranes basálticos en algunas partes de su base e islas e islotes menores que lo acompañan. En algunos sectores el acantilado está recubierto por conos de derrubios. Los acantilados encierran una gran cantidad de cuevas submarinas expresión del vulcanismo basáltico explotado en sus partes más débiles tanto por la erosión fluvial como marina. Ello se debe a que la isla no ha tenido actividad volcánica, por lo menos durante el Holoceno lo cual ha permitido al mar erosionar sus flancos al no ser alimentados por nuevos derrames lávicos. La alteración de los basaltos, sobre todo en el sector norte alcanza espesores importantes que se traducen en deslizamientos de terrenos que no alcanzan grandes proporciones gracias a la vegetación imperante que retiene el suelo. Los ríos en general disectan la isla formando valles en V. Al norte el río Gema ha creado una vasta depresión fluvial con importantes escarpes en sus bordes. Se trata de un área volcánica más antigua y por lo tanto más alterada que la del cerro Yglesias. Aquí el río ha formado un valle más amplio con dirección NW-SE. Dos accidentes tectónicos importantes (fallas) seccionan la isla con dirección NW-SE. El primero disecta el Cerro Yglesias y el segundo el río Gema. Igualmente se presentan otras estructuras tectónicas probables con dirección SW-NE. La primera secciona oblicuamente el Río Gema, la segunda, paralela a la primera secciona el domo Escorpión.

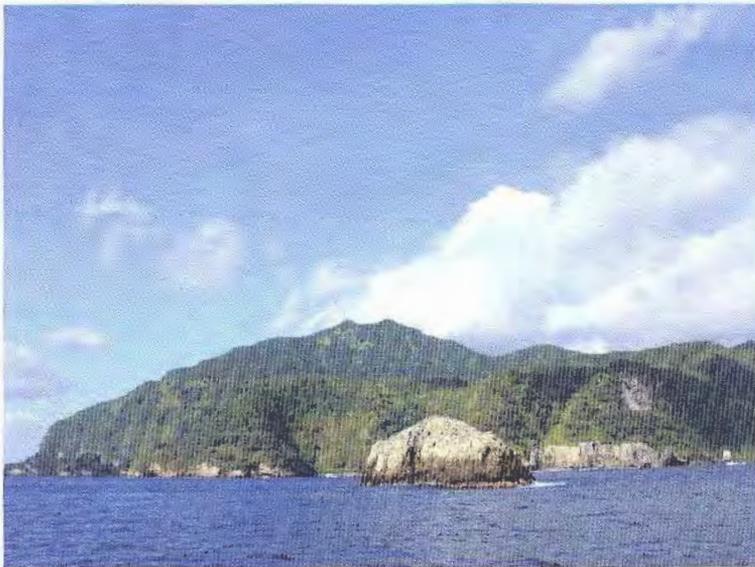


Figura 7. Cumbre volcánica del cerro Yglesias describiendo un cráter abierto por la erosión hacia el Sur. En primer plano, acantilados vivos basálticos tubulares propio del vulcanismo insular. La vegetación tropical prospera en todas partes aunque en algunos sectores muestra deslizamientos en masa víctima de la pendiente y de la gravedad (fotografía expedición Phoenix 2004. Cortesía de Michel Montoya).

Remontando el río Genio este nace en la vertiente norte del cerro Escorpión, donde nacen igualmente, los ríos Escorpión (al Este) y El Gato, El Ancla y Quebrada Alfaro que adoptan un patrón hídrico radial, propio de una estructura volcánica. Es muy probable que en esta naciente del río Genio, se encontrara la laguna circular descrita por los múltiples navegantes que visitaron la isla en los siglos pasados, puesto que la topografía así parece indicarlo. Se trataría entonces de un viejo cráter volcánico del cerro Escorpión que albergó hasta comienzos del siglo XX el lago descrito por tantos navegantes que visitaron la isla y que se quedaban maravillados por su esplendor. Es muy probable que la laguna desapareciera por causas naturales como simplemente la erosión pluvial de las paredes volcánicas que la sostenían.

Conclusión

La isla del Coco es una estructura eminentemente volcánica, de tipo basáltico, producto del *hotspot* de Galápagos y su posterior deriva de la Placa Tectónica en dirección de América Central. Se caracteriza por dos eventos volcánicos del Cuaternario que conformaron la isla tal como actualmente se la conoce. La alta pluviosidad producto del clima tropical hiper-húmedo es un elemento que ha contribuido a estabilizar sus pendientes, ello asociado a que fue declarada Parque Nacional y con ello la acción erosiva antrópica es casi nula. Sus acantilados vivos verticales son prueba de que la isla no ha tenido actividad volcánica por lo menos durante el Holoceno, adoptando un perfil de costa erosiva típico de las islas del Océano Pacífico sin actividad volcánica. El verdadero tesoro de la isla del Coco es su medio ambiente terrestre y marino preservado.

Bibliografía

- Battistini R. y Bergoeing J. P., "Reconnaissance géomorphologique de la façade Pacifique du Costa Rica", *Cahiers du CEGET*, no. 49, 3e trimestre, Bordeaux, France, 1983, pp. 1-73.
- Bellon H. y Tournon J., "Contribution de la géochronométrie K/Ar à l'étude du magmatisme du Costa Rica, Amérique Centrale", *Bull. Soc. Geol.*, France 7-XX, Paris, 1978, pp. 955-959.
- Bergoeing J. P., *Geomorfología de Costa Rica*, Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007
- , *Mapa Geomorfológico de la isla del Coco*, escala 1:40,000, IGN-CR, 1994.
- Bergoeing, J. P. y Protti, M., "Tectónica de placas y sismicidad en Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 149, julio-diciembre, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2009.
- Lépine, J. C.; Hirn, A.; Komorowski, J. C., *Sismicité de la Soufrière de Guadeloupe, Atelier sur les aléas volcaniques – Les volcans antillais : des processus*

- aux signaux*, Programme National des Risques Naturels –PNRN (CNRS)– Institut National des Sciences de l’Univers–INSU, BRGM, CEA, CEMAGREF, CNES, IRD. 18-19 janvier 2001, Paris, abstract volume, pp. 24.
- Lockwood, J. P. and Benumof, B. T., *Geologic Investigations Field Report, Isla Del Coco, Costa Rica*, Prepared for the Government of Costa Rica and the Puffin Investment Company, Ltd., 2000, 29 pp.
- Montoya, M., “Vertebrados terrestres alóctonos de la Isla del Coco, Costa Rica”, reporte para FAICO y ACMIC, San José, Costa Rica, 2004.
- , “Aves de la Isla del Coco, Costa Rica”, reporte para FAICO, San José, Costa Rica, 2003.
- , “Molluscan fauna of Cocos Island, Costa Rica, based on visits from 1983-1987”, Preliminary report, Western Society of Malacologists, Annual Report 1987, 20:30, 1988.
- Tourmon, J., *Magmatismes du Mésozoïque à l’Actuel en Amérique Centrale L’exemple du Costa Rica, des ophiolites aux andésites*, Thèse doctorat d’Etat, Université de Paris VI, 318 pp., 1984.
- , “Présence de basaltes alcalins récents au Costa Rica. (Amérique Centrale)”, *Bulletin de volcanologie*, t. XXXVI-1, Paris, France, pp. 140-147, 1972.
- Tuzo, Wilson J., “A Possible Origin of the Hawaiian Islands”, *Canadian Journal of Physics* 41:863-870, 1963.
- , *Geophysics and Continental Growth*. *American Scientist* 47:1-24, 1959.
- , *Some Consequences of Expansion of the Earth*. *Nature* 185:880-882, 1960.
- Vine, F. J., and Drummond H. M., “Magnetic Anomalies over Ocean Ridges”, *Nature* 199:947-949, 1963.
- Werner, R.; Hoernle, K.; Barkhausen, U.; Hauff, F., “Geodynamic evolution of the Galapagos hot spot system (Central East Pacific) over the past 20 m.y. Constraint from morphology, geochemistry and magnetic anomalies”, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* (an electronic journal of the earth sciences), vol. 4, núm. N12, 2003, pp. 1108-1136.

El asentamiento precolombino en San Ramón y su imbricación geomorfológica

Jean Pierre Bergoeing*
Mauricio Murillo Herrera**

Abstract

The process of human occupation in San Ramon is described in relation to its geomorphology. Starting around 1000 B.C. ancient people settled in a volcanic area belonging to the end of the tertiary, which is characterized as a natural border between the Pacific coast and the Central Valley. The location area is characterized for its lakes and marshy depressions in a landscape of multiconvexe model deeply altered.

Key words: *Geomorphology, Multiconvexe modelling, Precolumbian Costa Rica, Pliocene.*

Résumé

Les auteurs décrivent les différentes phases d'occupation humaine dans le secteur de San Ramon á partir de 1000 a.C. dans une aire volcanique de la fin du Tertiaire qui se caractérisee comme frontiere entre la façade Pacifique et la Vallée Centrale, avec des dépressions lacustres et marécageuses dans un paysage au modelé multi-convexe profondément altéré.

Mots clés: *Modelé multiconvexe, précolumbien Costa Rica.*

Resumen

Los autores describen el proceso de ocupación humana en el sector de San Ramón a partir del 1000 a.C. Los pobladores antiguos se asentaron en un área volcánica de fines del Terciario, que se caracterizaba por ser un sector limítrofe entre el Pacífico

* Profesor catedrático-investigador, Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica.

** Profesor asociado-investigador, Escuela de Antropología, Universidad de Costa Rica.

y el Valle Central, con depresiones lacustres y pantanosas y un paisaje de modelado multiconvexo profundamente alterado.

Palabras claves: *Geomorfología, Modelado multiconvexo, Plioceno, Costa Rica precolombina.*

Introducción

Sabemos que el ser humano al momento de elegir donde ubica su morada toma en consideración múltiples aspectos, algunos más subjetivos o psicológicos (por ejemplo belleza escénica) que otros (por ejemplo, distancia a fuentes de agua). No obstante, también sabemos que elementos tales como la topografía, el relieve, el acceso a recursos y a vías de comunicación, las características de los suelos, entre otros, son factores que pueden ser estudiados con cierto nivel de objetividad, sin tener que desconocer que siempre existirán elementos idiosincráticos y personales que no son susceptibles de generalización. Es por esta razón que en el presente artículo deseamos hacer una interpretación relacional, más no unicausal, del patrón de asentamiento humano en San Ramón durante la época precolombina respecto a las características geomorfológicas de la zona. Deseamos analizar la ubicación de las principales aldeas que se desarrollaron en la zona entre el 1000 a.C. y el 1550 d.C. en relación con las particularidades topográficas de la región donde éstas se desarrollaron.

Para tal efecto echaremos mano a dos fuentes de información distintas más ampliamente complementarias; por un lado datos paleodemográficos fundamentados en información arqueológica de libre acceso en el Center for Comparative Archaeology de la University of Pittsburgh (Murillo, 2011) y por otro lado utilizaremos la información geomorfológica de la región, la cual ya ha sido ampliamente publicada (Bergoeing, 1981, 1998, 2007).

Finalmente deseamos proponer que el intercambio precolombino entre los habitantes del Pacífico Norte, del Pacífico Central y del Valle Central fue a través de más de una ruta. Si bien se ha planteado que la cuenca del río Tárcoles fue una de estas vías, en el presente artículo exponemos las razones por las cuales creemos que se debe de considerar también la cuenca del río Barranca como ruta de intercambio entre el Pacífico Norte y el sector central de lo que hoy es Costa Rica.

El área de San Ramón y los asentamientos humanos

El área de San Ramón es un sector eminentemente volcánico perteneciente al Plioceno (Formación Grupo Aguacate) que se caracteriza por dos eventos mayores; las calderas de colapso de Palmares y San Ramón y la emergencia de los conos Post-colapso del Cerro Espíritu Santo (1,353m), San Isidro (1,259m) y Piedra Grande (1,230m). Estos eventos acaecidos a fines del Terciario tienen su importancia pues

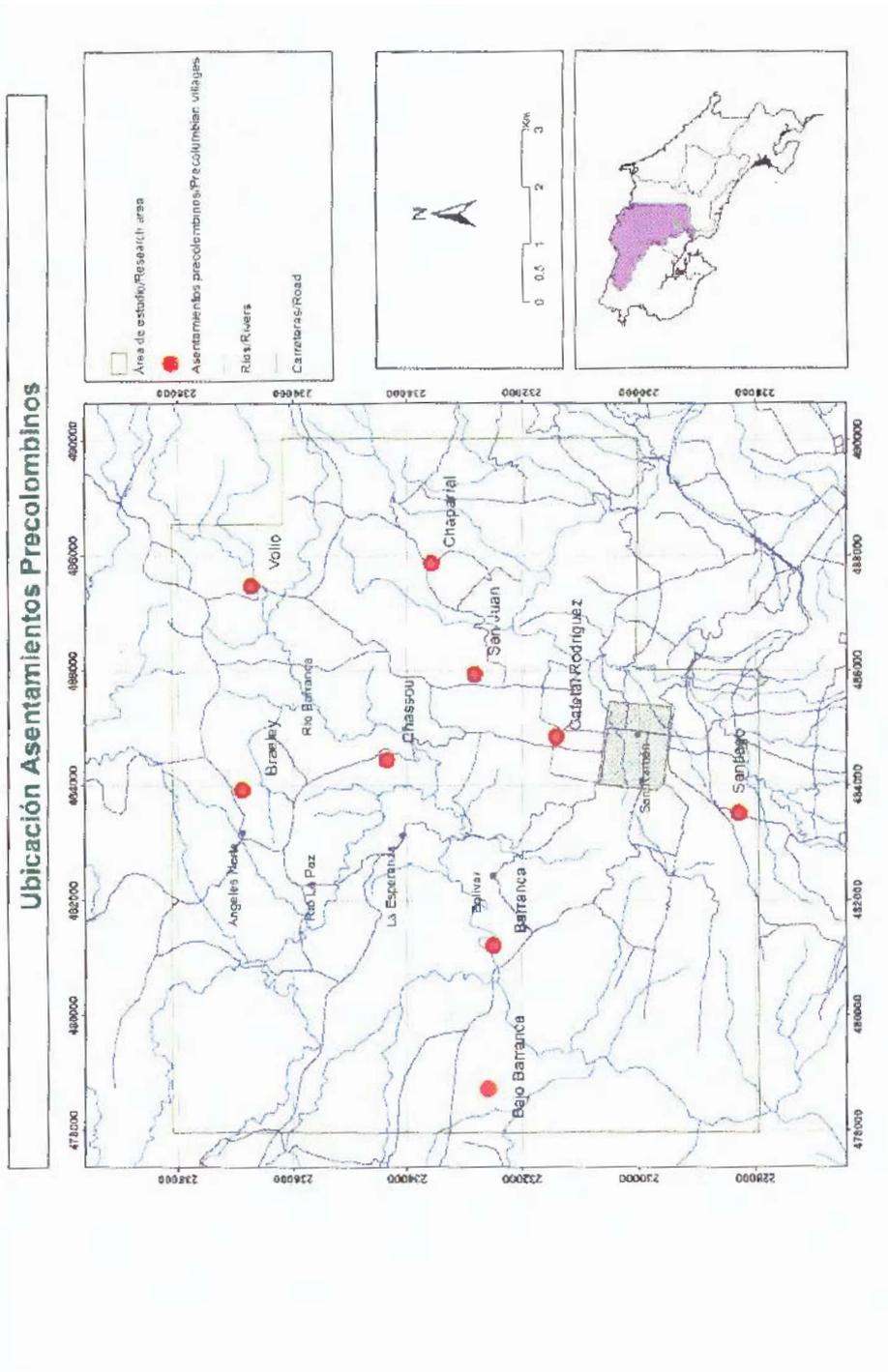




Figura 6. Sector de Piedades Sur, a partir de este punto se visualiza la costa del Pacífico lugar de intercambio económico de los indígenas entre la costa y la Meseta Central.

En el periodo siguiente (900-1550 d.C.) el panorama demográfico volvió a variar y drásticamente: la aldea correspondiente a Santiago prácticamente desapareció por motivos que aún desconocemos, quedando apenas alguna casa en esa zona. Mientras esto sucedía, el asentamiento conocido como San Juan se convierte en el más extenso y densamente poblado de la región, seguido por Cafetal Rodríguez. Dos asentamientos podrían ser descritos como de tercer orden en cuanto a tamaño y extensión en la región para este periodo: Volio y Chaparral; mientras que al menos tres asentamientos distintos vendrían a ser de cuarto orden: el sitio Barranca, Curva del Río (A-453 CR), Río La Paz (A-452 RLP) y Tacaco (A-459 Tc). En términos de interacción social (contacto frecuente entre individuos), durante este periodo la comunidades locales en la región estaban integradas sociopolíticamente; esta integración supralocal ha sido descrita por etnógrafos en sociedades aborígenes en diferentes partes del mundo y se conoce como sociedad cacical.

Si bien ya se había señalado la presencia de material precolombino proveniente de de las tierras que hoy componen la provincia de Guanacaste en la zona de San Ramón (Chávez, 1994:28; Murillo 2011:19, 22), aún no se había explorado el tema de la ruta del intercambio. Recientemente, se detectó que alrededor de 2000 años

atrás el nivel de interacción entre los pobladores de la región del Pacífico Central y de la zona de San Ramón fue elevada (Murillo, 2009:142-143; 154-155; 2010b:23, 29); tan elevada como para haber tenido algún nivel de influencia sobre el momento en que ocurrieron transformaciones sociopolíticas importantes en ambas regiones alrededor de los tiempos de Cristo, mas no en la forma en que estas transformaciones ocurrieron. Si bien aún no es posible diferenciar el material precolombino del Pacífico Central de las del Valle Central (Corrales y Quintanilla 1996), cerámica del Pacífico Norte ha sido detectado tanto en el Pacífico Central (Corrales y Quintanilla 1992) como en el Valle Central (Snarskis y Blanco 1978).

Como puede apreciarse en la Figura 2, los asentamientos precolombinos de Santiago (A-383 Sa), San Juan (A-415 SJ) y Volio (A-373 Vo) se caracterizan por situarse en sectores altos aledaños a la depresión lacustre-pantanososa de San Ramón constituyendo así una posición defensiva a la vez que productiva (agrícola). En Santiago fueron encontradas hachas de piedra principalmente fabricadas en andesita y en menor grado en basalto, así como un hacha bifacial probablemente tallada en una lutita (véase Figura 5), materiales también encontrados en otras importantes aldeas de la zona. La ubicación de estos tres asentamientos a lo largo de la cuenca del río Barranca, junto con otros dos importantes aldeas ubicadas hacia el suroeste: Barranca (A-372 Ba) y Bajo Barranca (A-478 BB), nos permite hipotetizar que éstas aldeas pudieron haber cumplido una importante función en el intercambio comercial entre la costa del Pacífico y el interior del valle Central Occidental a través del corredor establecido en las márgenes del río Barranca.



Figura 7. Industria lítica encontrada en el sitio Santiago (A-383 Sa), la cual data de entre el 300 a.C. al 900 d.C., hachas construidas a partir de basalto-andesita con finalidades tanto defensivas como domésticas (Fotografía cortesía de la licenciada Virginia Novoa Espinozá).

Los sitios Barranca y Bajo Barranca, situados en la margen derecha del río Barranca son los únicos que no obedecen al patrón de asentamiento elevado y ello probablemente se debe a que eran puntos de donde partían y llegaban los intercambios desde la costa, como lo atestiguan conchas marinas encontradas en Barranca. El asentamiento de Barranca se ubica sobre la segunda terraza fluvial del río Barranca (véase Figura 6). El sector comprende tres terrazas fluviales sobre su margen izquierda (Sur) (véase Figura 7). La primera terraza fluvial a unos dos metros del cauce es más bien una terraza de inundación del río limitada por los restos de un muro de piedras y probablemente dedicado a labores agrícolas. La segunda terraza que se eleva a unos cinco metros del cauce del río, está bien desarrollada y sobre ella se instalaron una serie de palenques con estructuras de piedra en su base. La tercera terraza, a unos tres metros de la segunda terraza erosiona parte de un talud volcánico de piroclastos. Es poco desarrollada. Junto a ella en posición elevada de unos 7 metros se observa un rellano, entallado en la vertiente piroclástica ya sea por acción erosiva o humana y que permite observar el conjunto del asentamiento humano. Pensamos que a partir de este punto se iniciaba la ruta por las márgenes del río Barranca hacia la costa.



Figura 8. Sitio Barranca (A-372 Ba). De arriba hacia abajo: niveles de las terrazas fluviales T3, T2 y T1 respectivamente sobre T2 estuvo el asentamiento indígena, sobre T1 cultivos. Al fondo talud de depósitos piroclásticos terciarios.

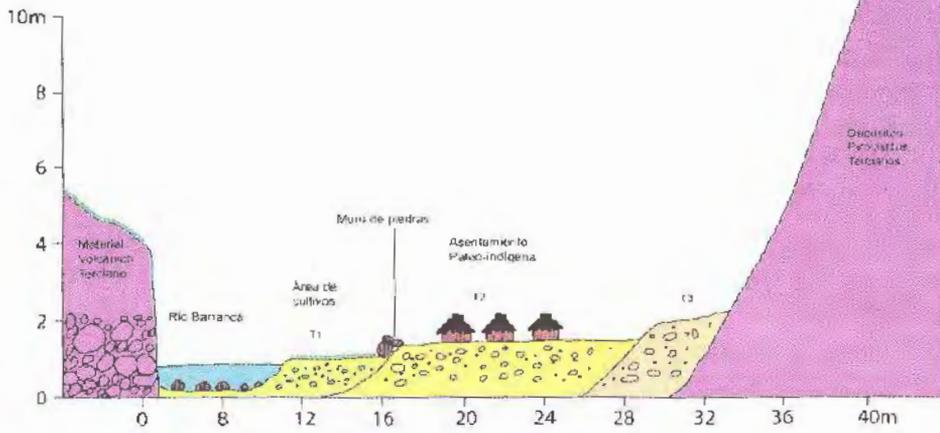


Figura 9. Corte de las terrazas fluviales del asentamiento Barranca (A-372 Ba). Tres niveles de terrazas fluviales del río Barranca sobre la margen fluvial izquierda. En la segunda terraza se encuentran los paleo-asentamientos indígenas, posible puerta del comercio con el litoral pacífico.



Figura 10. Sector de La Paz, relieve de colinas multiconvexo por el espesor considerable de material volcánico alterado *in situ*.

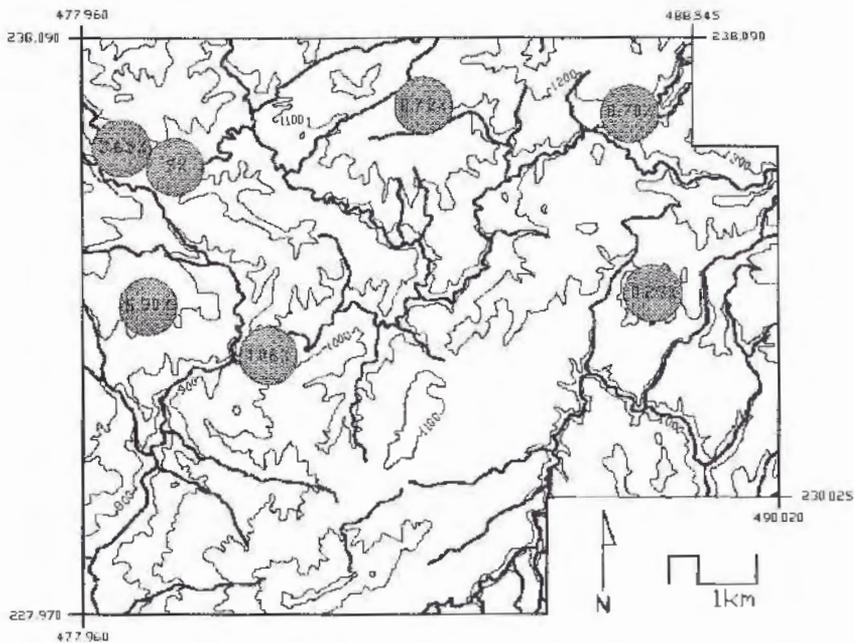


Figura 11. Asentamientos precolombinos que poseen una mayor proporción de material proveniente del Pacífico Norte. Los porcentajes de cerámica del Pacífico Norte se indican sobre cada círculo, nótese como éstos disminuyen de Oeste a Este a lo largo de la cuenca del río Barranca.

Las fuentes históricas del siglo XVI (Fernández Bonilla, 1975:60; Fernández Guardia, 1975:100-101) señalan al sector entre los actuales ríos Barranca y Grande (Ibarra, 1990: mapa 4; Lines y Meléndez, 1961: mapa 3; Solórzano y Quirós, 2006:201), como el acceso hacia el sector central del país en su afán de conquista, probablemente guiados por los propios indígenas. Es por esta razón que arqueólogos e historiadores han señalado que posiblemente fue a través del Pacífico Central que se produjo el intercambio entre el Pacífico Norte y el Valle Central, más puntualmente han señalado como ruta al río Grande de Tárcoles (Snarskis e Ibarra, 1985:61). Sin pretender negar que el Tárcoles pudo haber sido una ruta de intercambio precolombino importante entre el Pacífico Norte, Pacífico Central y Valle Central, creemos que se deben de considerar e investigar otras rutas posibles.

El río Barranca pese a ser un río torrencial, era la ruta más directa que tenían los lugareños para dirigirse a la costa donde obtenían productos importantes para su comercio, tales como sal, algodón, pescado y moluscos. Ya sea, de que existieran tramos navegables de este río o no, su cuenca es una ruta de tránsito natural, aunque fuera a pie. Si miramos el porcentaje de presencia de cerámica del Pacífico Norte en aldeas precolombinas ubicadas en la zona de San Ramón (véase Figura 9) podemos

notar que el material disminuye de Oeste a Este y a lo largo del río Barranca. Así en el sitio Nela (A-477 Ne) tenemos un 6.90% de cerámica del Pacífico Norte, en Curva del Río (A-453 CR) un 5%, en Río La Paz (A-452 RLP) un 3.65%, en Barranca (A-372 Ba) un 1.06%, en Braeley (A-371 Br) un 0.72%, en Volio (A-373 Vo) un 0.70% y en Chaparral (A-359 Ch) un 0.23%. Esto nos indica dos cosas, primero que, en el área estudiada, los asentamientos más cercanos al río Barranca poseían una mayor proporción de material del Pacífico Norte que el resto y, segundo, que entre dichos asentamientos los más cercanos al sector costero poseían la mayor proporción de material del Pacífico Norte, mientras que los más alejados poseían una menor proporción.

Finalmente cabe destacar que la importancia del intercambio y la interacción entre aldeas precolombinas ubicadas en la zona de San Ramón no solo fue latente para con aldeas en otras regiones, sino que también a lo interno de la zona, así al menos lo dejan presumir los restos de calzadas prehispánicas encontradas que unían algunos de estos poblados (Navarrete, 1899:31-32; Chávez, 1994:30; Rojas, 2008:32).

Conclusiones

La presencia humana en Costa Rica se remontaría a unos 12,000 años según análisis de datación de ^{14}C realizada en 14 piezas de carbón y pedazos de madera, junto a vestigios de herramientas y armas talladas, en Siquirres en el sitio La Isla por el equipo de arqueólogos del Instituto Costarricense de Electricidad que trabajan en el proyecto hidroeléctrico reventazón dirigido por Marta Lucía Chaves Montoya (Chávez, 2012). Las muestras fueron analizadas en el laboratorio Beta Analytic, de Miami (Florida, Estados Unidos). Esto viene a confirmar que desplazamientos tempranos humanos se realizaron entre América del Norte y América del Sur, bordeando las costas que eran lugares acogedores.

La implantación humana en el valle Central de Costa Rica fue sin embargo tardía y se realiza solo 2000 años a.C., (Corrales, 2001:13-19; Fonseca, 1992:69-107), ello porque las condiciones climáticas después del deshielo wurmiense no eran aptas para una vida en pequeñas comunidades. Lluvias intensas y prolongadas, deslizamientos frecuentes de terreno, escasez de alimentos agrícolas y temperaturas bajas, hicieron poco acogedor el ambiente del Valle Central al menos durante los 10,000 años después del comienzo del Holoceno.

El área de estudio de San Ramón es sin lugar a dudas original y singular, ello porque desde muy temprano pequeñas comunidades indígenas se asentaron en este sector que revestía dificultades naturales para su implantación; área sísmica pero sin vulcanismo activo, ciénagas y bosques densos, deslizamientos de terreno en masa, área de brumas frecuentes y topografía escarpada dificultaba el movimiento de los habitantes del sector. Ello sin embargo no fue obstáculo para su implantación, por

encontrarse en un sitio de intercambio tanto cultural como comercial entre la costa y el interior. Por ello los autóctonos supieron sacar provecho de las dificultades que aportaba el medio, construyendo hábitats en lugares seguros (cima de colinas rodeadas por cultivos) y vías de comunicaciones alternas, paralelas al río Barranca que los conducía hacia la costa, así como vías de contacto con el valle Central occidental. Estas comunidades prosperaron y algunas desaparecieron siguiendo la supremacía de las comunidades emergentes más fuertes, hasta la llegada de los conquistadores españoles, pero eso es ya otra historia.

Agradecimientos

Deseamos reconocer y agradecer la asistencia del geógrafo Óscar Barrientos Ortiz y de Amanda Suárez Calderón en la elaboración de la cartografía digital.

Bibliografía

- Bergoeing, Jean P., "Riesgo de desaparición de la flecha litoral de Puntarenas, Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 149, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), México, 2011a.
- , "Los dos últimos periodos glaciares y la constitución de *sackungs* en Talamanca, Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 149, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), México, 2011b.
- , "La Tránsito Flandense", *Revista Geográfica*, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), núm. 144, México, 2009a.
- , *Paisajes volcánicos de Costa Rica*, Editorial Jadine, San José, Costa Rica, 2009b.
- , *Geomorfología de Costa Rica*, Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007.
- , "Geomorfología del Valle de Copán, Honduras (sector comprendido entre Santa Rita y Copán Ruinas)", Informe semestral, Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica, San José, pp. 47-64, 1999.
- , "L'évolution du Quaternaire au Costa Rica", *Cahiers Nantais*, núms. 30-31, «Hommage au professeur Gras», Nantes, France, pp. 167-187, 1987.
- Bergoeing, Jean P., et al., *Atlas Geomorfológico del Caribe de Costa Rica. Escala 1:100,000*, Editorial SIEDIN Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, 2010.
- Bergoeing, Jean P. y Marino Protti, "Tectónica de placas y sismicidad en Costa Rica", *Revista Geográfica*, núm. 149, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), México, 2009.
- Bergoeing, Jean P.; Luis G. Brenes y Enrique Malavassi, *Geomorfología de la Hoja Barranca, Costa Rica escala 1:50,000 (1 Hoja)*, Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica, 1982.

- Chávez Chávez, Sergio A., “Hacia una Historia Regional de la Zona de San Ramón”, *Antología de Historia de San Ramón: 150 Aniversario (1844-1994)*, editado por José Angel Vargas Vargas, Editorial Guayacán, San José, Costa Rica, pp. 9-43, 1994.
- Chaves Montoya, Marta Lucía, “Prueba de Carbono 14 indica existencia de sitio Paleolítico”, *Bitácora* 74, boletín electrónico del Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica, 2012.
- Corrales Ulloa, Francisco
 ———, *Los primeros costarricenses*, Museo Nacional de Costa Rica, San José, Costa Rica, 2001.
- Corrales, Francisco e Ifigenia Quintanilla, “El Pacífico Central de Costa Rica y el intercambio regional”, *Vinculos* 16: 11-126, 1922.
- , “The Archaeology of the Central Pacific Coast of Costa Rica”, *Paths to Central American Prehistory*, editado por Frederick W. Lange, University Press of Colorado, Boulder, 1996, pp. 93-117.
- Fernández Bonilla, León, (1889) *Historia de Costa Rica. Durante la dominación española 1502-1821*, Editorial Costa Rica, San José, Costa Rica, 1975.
- Fernández Guardia, Ricardo, (1905) *El descubrimiento y la conquista*, Editorial Costa Rica, San José, Costa Rica, 1975.
- Fonseca Zamora, Óscar M., *Historia antigua de Costa Rica: surgimiento y caracterización de la primera civilización costarricense*, Editorial de Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, 1992.
- Ibarra Rojas, Eugenia, *Las sociedades cacicales de Costa Rica (siglo XVI)*, Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, 1990.
- Línes, Jorge A. y Carlos Meléndez, *IV centenario de la entrada de Cavallón a Costa Rica: 1561-1961*, Imprenta Nacional, San José, Costa Rica, 1961.
- Murillo Herrera, Mauricio, “Social Change in Pre-Columbian San Ramon de Alajuela, Costa Rica, and Its Relation with Adjacent Regions”, Unpublished Ph.D dissertation, Department of Anthropology, University of Pittsburgh, 2009.
- , Historia precolombina de San Ramón de Alajuela (1000 a.C.-1550 d.C.), *Revista del Archivo Nacional* 74:63-82, 2010a.
- , “Diversidad sociopolítica en Costa Rica precolombina —implicaciones para la comprensión del cambio social”, *International Journal of South American Archaeology* 6:16-34, 2010b.
- , *Pre-Columbian Social Change in San Ramón de Alajuela, Costa Rica*, University of Pittsburgh Memoirs in Latin American Archaeology, no. 22, Center for Comparative Archaeology, Pittsburgh, Pennsylvania, 2011.
- Navarrete Tejera, Agustín, “Las necrópolis de San Juan”, *Informe del segundo semestre y fin de año económico 1898 a 1899*, editado por Juan Fernández Ferraz, Museo Nacional de Costa Rica, Tipología Nacional, San José, Costa Rica, 1899, pp. 29-51.

- Rojas Hernández, A. Patricia, "Investigaciones arqueológicas en el sitio Volio Cat. UCR 179", *Cuadernos de Antropología* 16:25-36, 2008.
- Snarskis, M. y Aida Blanco, "Datos sobre cerámica policromada guanacasteca excavada en la Meseta Central", *Vínculos* 4:106-113, 1978.
- Snarskis, Michael J. y Eugenia Ibarra Rojas, "Comentarios sobre el intercambio entre la Gran Nicoya, la Vertiente Atlántica y el Valle Central de Costa Rica en periodos precolombinos e históricos", *Vínculos* 11:57-66, 1985.
- Solórzano Fonseca, Juan Carlos y Claudia Quirós Vargas, *Costa Rica en el siglo XVI: descubrimiento, exploración y conquista*, Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, 2007.

La caldera de colapso de Managua

Jean Pierre Bergoeing*

Summary

The Managua caldera is a recent volcanic event represented with its evolutionary stages until today. It is a capital space inhabited by more than one million people and hence its importance.

Key words: Collapse caldera, gasmaar, tectonic fault, phreatic layer.

Résumé

La caldeira de Managua répond á un évènement volcanique récent avec ses phases évolutives jusqu' a'aujourd'hui. C'est l'espace où s'étend la capitale d'où son importance.

Mots clés: Caldeira de collapsus, gasmaar, fissure tectonique, nappe phréatique.

Resumen

La caldera de Managua es un evento volcánico reciente con sus etapas evolutivas hasta hoy. Es un espacio capitalino donde habita más de un millón de personas y de ahí su importancia.

Palabras claves: Caldera de colapso, gasmaar, fisura tectónica, napa freática.

Introducción

Managua, la capital de Nicaragua, área urbana de 174km² habitada por un millón de personas (2000), está asentada sobre una enorme caldera de colapso, probablemente de fines del Pleistoceno o comienzos de Holoceno que la hace muy joven. La caldera se inclina hacia el lago Xolotlán por lo que bajo el lago se encuentra una parte de ella. Al interior de la caldera de Managua se encuentran el cono volcánico pos-colapso de Chiltepe que se eleva a 518m de altitud. Posee dos cráteres como lo son: Apoyeque, formado hace unos 9,000 años (INETER 2002) y que posee una laguna

* Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica.

de aguas verdosas en su fondo obscurecido por las paredes abruptas del cráter, y Xiloá igualmente con un lago pluvial cratérico de aguas azules que se encuentra próximo al nivel que el lago Xolotlán y en donde abundan peces. Ambos cráteres forman parte de un cono volcánico poscolapso. En realidad si se observa la imagen radar SRTM de Nicaragua se puede apreciar a simple vista que la caldera de Managua es un vasto complejo que incluye al volcán Chiltepe y a la caldera de colapso de Masaya y probablemente también a la caldera de colapso de Laguna de Apoyo.

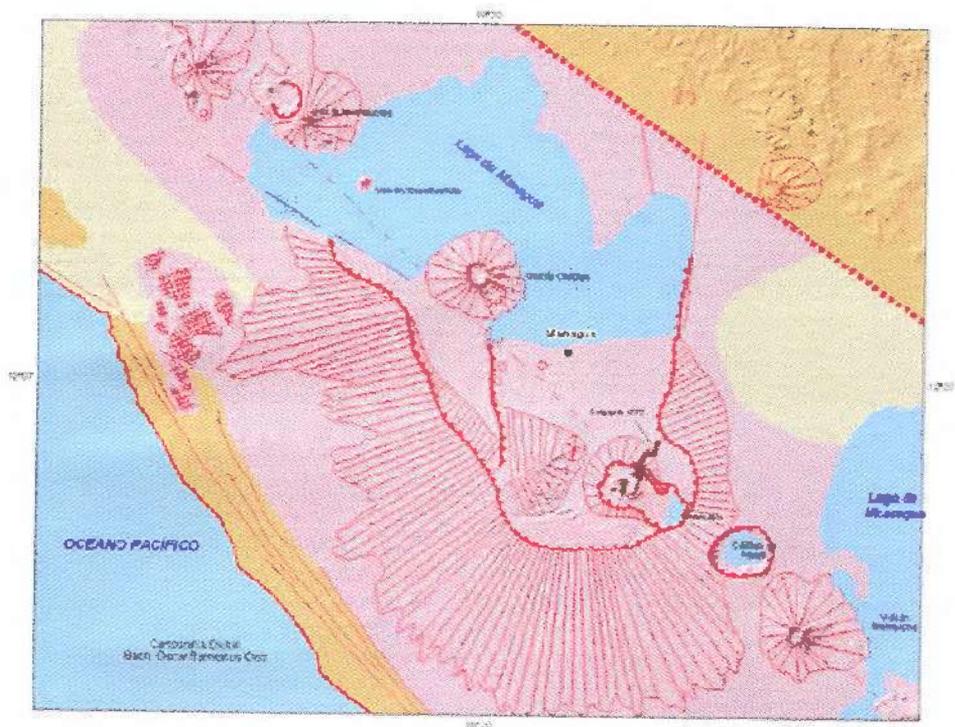
Del estudio de la columna estratigráfica generalizada de Managua elaborada por Rodríguez *et al.* (INETER, 2002), se deduce que el vulcanismo de Managua es muy reciente (Pleistoceno superior-Holoceno) y que se remontaría a unos 29,000 años. Sin embargo la base estructural volcánica está datada en tobas ignimbríticas y flujos piroclásticos de unos 870,000 años lo que nos hace remontarnos al Pleistoceno medio. El vulcanismo postcolapso se concentraría en un accidente mayor que es la falla Miraflores-Nejapa donde numerosas estructuras cratéricas se insertan con una dirección Norte-Sur.

Los gasmaares

El término “mar” procede de la región del Eifel en Alemania y hace referencia a los lagos que ocupan cráteres de antiguos episodios volcánicos, Los maares son cráteres producto de una explosión entre el encuentro de una napa freática o un río subterráneo y un ascenso magmático lo cual se traduce en la formación de enormes cantidades de gas que ascienden por fisuras y explotan en la superficie creando un cráter de explosión que luego puede convertirse en un lago y ser alimentado por la napa freática. El campo volcánico de Kichwambe, al sur del lago George en África oriental (Gran Rift) es un excelente ejemplo (Bergoeing, 2013). El edificio volcánico así generado por erupciones freato —magnéticas forman un cráter que se sitúa por debajo de la superficie topográfica original del terreno. Igualmente se producen conos de tobas por erupciones hidro-magnéticas de menor energía. Presentan mayor elevación que los anillos de tobas y los productos que forman tienen menor dispersión lateral. Los anillos de tobas están relacionados con erupciones hidro-magnéticas de alta energía en las que se generan oleadas basales que al detenerse forman depósitos anulares que enmarcan la depresión explosiva.

El área gasmaárica-fisural “Miraflores-Nejapa”

Al interior de la ciudad de Managua existen igualmente gasmaares o cráteres volcánicos de explosión. Se trata del área fisural volcánica Norte-Sur, “Miraflores-Nejapa” situada al Oeste de la ciudad de Managua, entre el volcán Chiltepe y los altos de Monte Tabor. El área encierra una serie de conos y anillos de tobas y cráteres que corresponden a erupciones freato magnéticas. Es decir zonas de explosión por el ascenso de magma desde la cámara mágnética aún activa de la caldera de



Simbología

	Vulcanismo cuaternario Quaternary volcanism		Conos volcánicos Volcanic cones
	Vulcanismo terciario Tertiary volcanism		Alineamientos estructurales Structural alignments
	Aluviones cuaternarios Quaternary alluvial deposits		Ranexos Ranexes
	Terciario sedimentario Tertiary sedimentary		Alineamiento volcánico cuaternario Quaternary volcanic alignment
	Borde de caldera Calderas rim		Borde Este del Graben de Nicaragua Nicaragua's East Grabben Edge
	Cráteres Craters		

Figura 1. Caldera de Managua. Fotointerpretación basada en imagen satelital radar SRTM, J.P. Bergoeing, 2012.



Figura 3. Huellas de Acahualinca dejadas por un grupo indígena que huían problemente de una erupción gasmaárica hace unos 2,000 años (fotografías. J.P. Bergoeing, 2012).



Figura 4. Gasinaar de Asoscosca con laguna cratérica pluvio-freática y cono de tobas (fotografía cortesía de Dalila María Montealgre, 2012).



Figura 5. Laguna cratérica pluvio-freática de Nejapa y cono de tobas de Motastepe de unos 3,000 años (fotografía cortesía de Dalila María Montealegre, 2012).



Figura 6. Volcán Santiago, activo, al interior de la caldera de Masaya (fotografía J.P. Bergoeing, 1982).

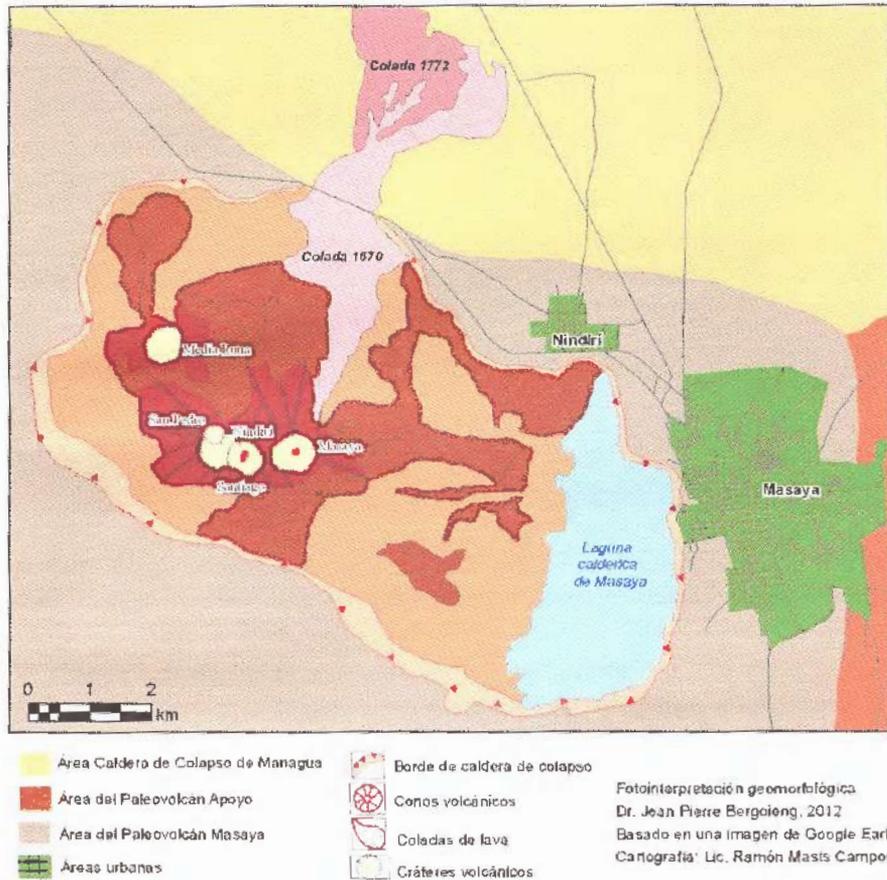


Figura 7. Fotointerpretación geomorfológica de la caldera de Masaya basada en una imagen satelital, Google Earth 2012 (fotografía J.P. Bergoeing, 2012).

Managua. Entre estas estructuras mencionaremos el cráter de la laguna de Tiscapa formado hace unos 5,000 años que tiene una profundidad de 50 metros. El cráter circular ocupado por la laguna de Asososca del mismo periodo con un diámetro de 1.2km y una profundidad de 95 metros, está a su vez rodeado por una serie de conos de tobas que la separan de la laguna de Nejapa que es otro gasmaar o cráter de explosión. Los cráteres se caracterizan por ser bastante planos en su parte superior y de altitudes sub-iguales rodeados por conos volcánicos de tobas que se presentan como colinas aisladas de color sombrío. Tiscapa, Asososca y Nejapa son lagunas que se encuentran actualmente alimentadas por la napa freática del lago Xolotlán y por ello presentan un caudal de agua constante. Los otros cráteres de explosión o gasmaares que se sitúan más al sur no presentan alimentación freática y por ello están secos.



Figura 8. Laguna de Apoyo estructura caldérica de colapso probablemente contemporánea a la caldera de Managua (fotografía cortesía de Flavio Escarpa, 2008).

Sin embargo, la fisura Norte-Sur “Miraflores-Nejapa” se puede volver a reactivar por actividad tectónica y con ello producirse nuevos ascensos magmáticos que provocarían un nuevo periodo de explosiones gasmaáricas, ello en un zona densamente poblada.

El lago Xolotlán o de Managua tiene una extensión de 58km de largo por 32km de ancho que cubre unos 1,049km², corresponde a la parte sumergida de la caldera de colapso de Managua, el lago es alimentado por los ríos Sinecapa, Viejo, Pacora y San Antonio. En él, la ciudad de Managua vierte sus aguas negras aportando unos 32 millones de galones/día = 121,120m³/día haciendo del lago un espejo de agua sumamente contaminado. El lago evacua sus aguas a través del río Tipitapa hacia el Lago Cocibolca o de Nicaragua. En el sector del lago Xolotlán se encuentran las huellas humanas de Acahualinca impresas en los sedimentos de cenizas volcánicas depositados por una violenta erupción datado mediante 14C de hace 2,120 años y que marca el paso de unos 15 individuos probablemente huyendo de ese evento (Schmincke, H. *et al.*, 2008). Por su geomorfología este evento puede ser asociado a una explosión gasmaárica como lo deja suponer los pequeños cráteres de explosión del sector alledaño al lago.

El conjunto volcánico del Masaya

Se sitúa al SE de la meseta volcánica de Los Pueblos. El conjunto volcánico conforma una caldera de colapso compuesta por tres cráteres principales: el Masaya o Santiago activo, el Nandiri y el San Pedro separados del cráter principal que presen-

ta igualmente actividad fumarólica. Corresponde a la edificación de un cono volcánico después del colapso de la caldera de Managua, que evolucionó convirtiéndose en un volcán hace unos 10,000 años y posteriormente igualmente colapsó, creando de este modo una caldera al interior de otra anterior mucho más grande que es la de Managua. Al interior de la caldera existen innumerables coladas de lavas basálticas donde destacan dos principales que se dirigen hacia el norte y que son las de 1670 y 1772. Es en la parte oriental del complejo donde se observa el borde de la caldera de colapso, ocupada en parte por un lago pluvial conocido como “Laguna de Masaya”. El rim de la caldera posee 80m de caída libre. Jaime Incer B. (2008) afirma que el conjunto corresponde a un volcanismo de tipo escudo. Atribuye su formación al Holoceno (2,500 años) y su base está compuesta por basaltos y tefra.

El colapso que formó la caldera emitió ignimbritas por lo que se trató de una explosión violenta. El cráter Nandiri hizo erupción en 1670 y en 1772 otra erupción con emisión de lavas basálticas surgió por una fisura del cono Masaya. De este cono surgió una colada que es probablemente la de 1772 y que se dirigió hacia el norte alcanzando el lago Xolotlán (7.5km). Sería la más importante de los tiempos modernos. En 2003 una erupción de cenizas y vapor se elevó a 6km, la última erupción data de 2008. El cráter Santiago, único activo emite vapores de dióxido de sulfuro.

La caldera de Apoyo

Próximo a la caldera de Masaya se encuentra la laguna de Apoyo que es otra caldera de colapso, más antigua, de forma casi circular de 6km de diámetro y con paredes verticales conformadas por estratificaciones de basaltos, dacitas, tobas, escorias, cineritas y material lahárico. Posee un lago que ocupa toda la depresión y es de singular belleza. El lago de Apoyo tiene una profundidad de 176 metros de los cuales 100 están bajo el nivel del mar.

En sus bordes presenta aguas termales. El volcán pre-Apoyo colapsó hace unos 23 mil años, (Espinoza *et al.* 2008) creando la caldera de colapso por lo que sería contemporánea con el episodio formativo de la caldera de Managua.

La meseta de los pueblos

Es una superficie volcánica extensa, que alcanza los 934 metros de altitud y domina la ciudad de Managua. Desciende progresivamente hacia el lago Xolotlán, mediante escalones neo-tectónicos. Numerosos ríos disectan la vertiente del Pacífico de dicha meseta que es el remanente de un antiguo edificio volcánico del Pleistoceno, que ocupaba todo el sector de Managua y Masaya y es testigo mudo de la movida actividad volcánica de este sector de Nicaragua cuyo ejemplo es la caldera de Masaya que se ubica en su flanco Sur-Este

Conclusiones

La cronología secuencial de los eventos volcánicos se puede describir de la siguiente manera:

1. Creación del volcán Managua hace unos 900,000 años
2. Erupción y colapso del volcán Managua y del volcán pre-Apoyo hace unos 27,000 años
3. Creación del volcán Pre-Masaya hace unos 25,000 años
4. Erupción y colapso del volcán Masaya y creación de la actual caldera hace unos 10,000 años
5. Creación del volcán Chiltepe hace unos 15,000 años
6. Creación de los cráteres gasmaéricos en el área fisural Miraflores-Nejapa hace unos 2,000 años (Huellas de Acahualinca)

A partir de la observación y descripción de los depósitos en el sector de estudio se concluye que los cráteres de Asososca, Nejapa y todos aquellos que se encuentran en el sector de situado sobre la fisura Miraflores-Nejapa de Managua son cráteres gasmaéricos de explosión o anillos de tobas formados por intensas erupciones freatomagmáticas. Las erupciones dieron lugar a la emisión de oleadas piroclásticas, brechas de explosión y caídas piroclásticas y son el resultado de cambios en el sistema hidromagmático del sector.

Esta área de Managua es particularmente vulnerable ya que se sitúa en un espacio densamente poblado. En sus alrededores, la caldera de Masaya es igualmente digna de vigilancia puesto que una erupción como la de 1772 puede reproducirse y esta vez afectar a un gran número de residencias. Laguna de Apoyo es igualmente una caldera de colapso activa y que puede reconstruir nuevamente el cono inicial. Por todo ello hay que tomar consciencia que estos episodios se volverán a repetir en el tiempo y hay que tomar las disposiciones preventivas que se imponen.

Bibliografía

- Atwater, T., "Implicaciones de las placas tectónicas de la evolución tectónica Cenozoica del oeste de América del Norte", *Geol. Society of America Bulletin*, vol. 81, pp. 3513-3556, USA, 1970.
- Auboin J. & Azéma J., "A propos de l'origine de la plaque caraïbe: la façade pacifique de l'Amérique Centrale. C.R.", *Académie des Sciences de Paris*, t. 29, 7 juillet 1980, Paris, 1980.
- Aubrun Ch.V., *L'Amérique Centrale*, Presses Universitaires de France, Que Sais-je núm. 513, Paris, 1974.

- Bergoeing J.P., "Tectónica de placas y vulcanismo en el área del Gran Rift", *Revista Reflexiones*, Universidad de Costa Rica (en prensa), 2013.
- , *Paisajes volcánicos de Costa Rica*, Editorial Jadine, San José, Costa Rica, 2009.
- , *Geomorfología de Costa Rica*, Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007.
- , "Photointerprétation géomorphologique du versant Pacifique du Nicaragua, Amérique Centrale", in *Revue Mapped Monde*, núm. 2, pp. 5-8, Montpellier, 1987.
- , "Le Costa Rica: contribution à une étude géomorphologique régionale", tesis de Estado, Universidad de Aix-Marseille II, Francia (Mirofilmado por la Universidad de Lille), 1987, 437 pp.
- , "Reconocimiento geomorfológico de la vertiente del Pacífico de Nicaragua", Instituto Panamericano de Geografía e Historia, *Revista Geográfica*, núm. 106, México, pp. 69-94, 1986.
- Bullard F., "Volcanic activity en Costa Rica and Nicaragua en 1954", *American Geophys*, Union Trans, no. 37, USA, pp. 75-82, 1956.
- CGS, "Investigación geológica de las amenazas naturales en Nicaragua y en otros países de América Central. Proyecto de asistencia técnica de la República Checa a los países de América Central", INETER-SNET, Nicaragua, 2005.
- Coates, A.G. and Obando, "The Geologic evolution of Central American Isthmus", in Jason, J.B.C., Budd A.F. and Coates A.G., *Evolution an environment in tropical America*, University Chicago Press, 1996.
- Delmelle, P.; Stix, J.; Baxter, P.J.; García-Álvarez, J.; Barquero, J., "Atmospheric dispersion, environmental effects and potential health hazard associated with the low-altitude gas plume of Masaya volcano, Nicaragua", *Bulletin of Volcanology*, 10.1007/s00445-002-0221-6, 2002.
- Dengo G., *Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central*, Centro Regional de Ayuda Técnica AID, México, 1968.
- Espinoza, E.; Gutiérrez, C.; Cerrato, D.; Vázquez-Prada, D., "Cartografía geológica y geomorfológica de la Reserva Natural Laguna de Apoyo", Programa Integral por el Ordenamiento Ambiental de Apoyo –AMICLAN-Geólogos del Mundo-INETER-UNAN, Ed. Agencia Catalana de Cooperación al Desarrollo, Catarina, Nicaragua, 2008, 75 pp.
- Fisher, R.V.; Waters, A.C., *Base surge bed forms in maar volcanoes: American Journal of Science*, no. 268, pp. 157-180, 1970.
- Franco A., *Cinématique Actuelle du Nord de l'Amérique Centrale: Zone de Jonction Triple Amérique du Nord Amérique-Cocos-Curaïbe. Apport des données sismologiques et géodésiques aux modèles régionaux*, Université Paris Sud - Paris XI, 2008.

- González-Becerra, P.C., *Evolución geológica del maar Hoya de Solís, Valle de Santiago, Guanajuato, México: Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 2005, 197 p.*
- Instituto Nicaraguense de Estudios Territoriales (INETER), “Actualización del Mapa de fallas geológicas de Managua”, Informe Técnico, abril, Managua, Nicaragua, 2002.
- Lorenz, V., “On the formation of maars”, *Bulletin of Volcanology*, no. 37, pp. 183-204, 1973.
- Oviedo-Padrón, E.G., “Análisis geológico-estructural del complejo de maares de Valle de Santiago, Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, México: Linares”, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 2005, 119 p.
- Rogers, R.D., *Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America)*, The University of Texas at Austin, Ph. D. dissertation, 289 p., 2003.
- Rymer, H.; Van Wyk De Vries, B.; Stix, J., and Williams-Jones, G., “Pit crater structure and processes governing persistent activity at Masaya Volcano, Nicaragua”, *Bulletin of Volcanology*, no. 59, pp. 345-355, 1998.
- Schimels B., “Recent decline in the level of lake Nicaragua”, *Amer. Geol.*, no. 28, pp. 396-398, USA, 1901.
- Siebert L.; Alvarado G.E.; Vallance J.W. and van Wyk de Vries B., “Large-volume volcanic edifice failures in Central America and associated hazards”, in Rose W. I.; Bluth G.J.S.; Carr M.J.; Ewert J.W.; Patino L.C. and Vallance J.W. (eds.), “Volcanic hazards in Central America”, *Geol Soc Soc Amer Spec Pap*, no. 412, pp. 1-26, 2006.
- Viramonte, J.G. and Incer-Barquero, J., “Masaya, the Mouth of Hell, Nicaragua: Volcanological interpretation of the myths, legends and anecdotes”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, volume 176, issue 3, October 1, 2008, pp. 419-426, Elsevier Science, 2008.
- Williams-Jones, G.; Rymer, H., and Rothery, D.A., “Gravity changes and passive degassing at the Masaya caldera complex, Nicaragua”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 123, nos. 1-2, pp. 137-160, 2003.

Las calderas de Molejón, Santa Clara y Flores, Costa Rica

Jean Pierre Bergoeing*
Luis Guillermo Brenes**
Mario Fernández***

Abstract

The authors state of several volcanic structures of the Central volcanic chain, unknown to date, on the north side of Barva and Irazú volcanoes.

Key words: *Collapsed caldera, Explosion caldera, Rim, Pleistocene, Holocene.*

Resumé

Les auteurs font état de plusieurs structures volcaniques de la Chaîne volcanique Centrale, inconnues à ce jour, sur le versant nord des volcans Barva et Irazú.

Mots clés: *Caldeira de collapse, caldeira d'explosion, rim, Pleistocene, Holocene.*

Resumen

Los autores señalan la presencia de estructuras volcánicas desconocidas hasta ahora en la Cordillera Volcánica Central, en la vertiente norte del volcán Barva y del Irazú.

Palabras clave: *Caldera de colapso, caldera de explosión, rim, Pleistoceno, Holoceno.*

Introducción

La vertiente norte del edificio volcánico del Barva está formada en su parte occidental por el cono volcánico del Cacho Negro que alcanza 2,150m de altitud. En las vertientes sur y norte de este volcán se sitúan respectivamente dos estructuras de calderas de colapso, la de Molejón y la de Santa Clara, dichas estructuras han pasado desaperci-

* Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica, correo electrónico: jegadana@gmail.com

** Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica, correo electrónico: lgbrenes@yahoo.com

*** Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, correo electrónico: mario.fernandezarce@ucr.ac.cr

bidas hasta ahora sencillamente por la dificultad de acceso al lugar y la densa vegetación tropical. Sin embargo las imágenes aéreas y satelitales radar han permitido identificar estos centros de emisión volcánica que a simple vista son jóvenes (Pleistoceno superior-Holoceno), ya que a pesar de la intensa erosión en medio tropical de montaña sus formas estructurales se han conservado.

Dicho estudio, realizado por la Escuela de Geografía de la Universidad de Costa Rica, busca conocer mejor la conformación y evolución de la Cordillera Volcánica Central y permitir a otros investigadores profundizar en dichos temas de estudio.

Hasta el momento, las visitas en terreno y los reconocimientos aéreos en un área casi impenetrable han permitido identificar la estructura caldérica de Molejón, situada entre el cono Gongolona del Barva y el cono del Cacho Negro. Es una estructura en parte sepultada por los depósitos volcánicos más recientes del Góngora y del Cacho Negro y solo queda el remanente de su rim en el sector este. La estructura de Santa Clara descansa sobre una meseta volcánica estructural que se extiende al norte del Cacho Negro y presenta una depresión caldérica seguida de dos, como probablemente poscolapso. Finalmente, más al este y separada por el río Chirripó emerge la caldera de colapso de Flores.

Marco tectónico

La zona de estudio es parte de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica, la cual se encuentra en lo que morfológicamente se denomina el Arco Interno costarricense. Dicha cordillera está limitada por las cuencas de Limón Norte y San Carlos, las cuales son parte del área tras-arco de Costa Rica. El rasgo tectónico más relevante para esta investigación es el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), que se extiende desde las costas colombo-venezolanas hasta el interior del territorio costarricense (Soulas, 1989). Este rasgo de sobrecorrimiento, originado por la convergencia entre la placa Caribe y el Bloque de Panamá, no está completamente relacionado con una zona de subducción bien desarrollada, aunque Camacho *et al.* (2010), propusieron que dicho cinturón es una zona de subducción bien definida. Este cinturón deformado puede explicarse por un movimiento de bloques dentro de la Placa Caribe. La sismicidad recientemente registrada al norte del centro de Panamá asociada con la convergencia entre la Placa Caribe y el bloque de Panamá, muestra que los temblores de esta región pueden alcanzar más de 70km de profundidad (Fernández *et al.*, 2007).

De acuerdo con Soulas (1999), la falla Siquirres-Matina es la continuación del CDNP en territorio costarricense. Ella está caracterizada por relieve topográfico alto con terrazas levantadas, profundos y estrechos valles fluviales en gran parte de su longitud (Soulas, 1989). Es una falla inversa de 80km que se extiende de sureste a noroeste por casi toda la longitud de las llanuras caribeñas de Costa Rica, marcando

claramente el límite entre los flancos de las cordilleras Volcánica Central y Talamanca y tales llanuras. Linkimer (2003) la extiende hasta Aguas Zarcas de San Carlos (fuera de la zona) para una distancia total de 150km. Esta falla limita el centro de emisión volcánica Flores.

Elementos geológicos de interés para el presente estudio son la Cordillera Volcánica Central (CVC) y el Arco Volcánico de Sarapiquí. La CVC es una cadena de estratovolcanes andesíticos orientada hacia el noroeste, paralela a la Fosa Mesoamericana. Consiste de cuatro macizos —Poás, Barva, Irazú, Turrialba— y varios conos piroclásticos asociados a los volcanes principales. Cubre un área de 5,150km² y su máxima elevación es el volcán Irazú con 3,453m. Estos volcanes del Cuaternario se desarrollaron sobre un basamento Terciario. La actividad volcánica actual de sus edificios inició en el Cenozoico tardío, consiste en emisiones fumarólicas y lagos intracratéricos calientes.

Astorga *et al.* (1991) definieron el Arco de Sarapiquí e indican que es el límite oeste de la Cuenca de interarco (“rift”) de San Carlos; según estos autores dicho arco registra actividad volcánica pre-Plioceno, y probablemente representa un arco volcánico remanente. Gazel *et al.*, 2005, indicaron que el Arco de Sarapiquí (22.2-11.4Ma) representa un segmento del arco magmático del Mioceno de Costa Rica, cuyas asociaciones magmáticas varían desde basaltos a riolitas. Según ellos, el arco miocénico costarricense está conformado por los arcos Aguacate y Coyol-Talamanca cuyos ejes están separados por un salto de 30°, que posiblemente responde a variaciones del ángulo de la placa subducida y coincide con la ruptura de la placa *detached slab* a niveles mantélicos, la cual habría provocado levantamientos epirogénicos y variaciones espaciales del vulcanismo de América Central (Rogers *et al.*, 2002).

Lipman, (Calderas, pp. 643-662, 1999) genera en su interesante artículo un conjunto de explicaciones plausibles sobre el origen de algunos aparentes rasgos geomórficos de las calderas. En realidad trata de consolidar una serie de hipótesis posibles para explicarlos y dudar de lo que se observa inmediatamente. Sin embargo, el autor explica que no hay muchos estudios precisos sobre los procesos que originan la subsidencia, pero que esta podría ser de varios tipos.

De todas maneras, existen indicadores preliminares válidos para asociar a estas depresiones en los campos volcánicos descritos que aquí se consideran como calderas, dentro del grupo de relieves volcánicos recientes. Lo que se está planteando, de todos modos, son hipótesis previas sobre rasgos de la superficie terrestre que no han sido descritos de una manera aceptable para la ciencia y el conocimiento geográfico actual del relieve costarricense.

El trabajo de indagación geológica y geomorfológica ha avanzado mucho en Costa Rica, pero aún hay grandes lagunas sobre la composición y origen de los relieves en

los complejos volcánicos Cuaternarios y del Plioceno, y existen muchos de ellos que todavía no han sido abordados; este trabajo intenta llevar a la discusión abierta estos temas que hoy son el origen de alguna polémica.

Por ejemplo, en lo que concierne las calderas de Flores y de Molejón sin duda alguna son calderas de colapso, en cuanto a la de Santa Clara no hay realmente evidencias fehacientes como para decir que el evento volcánico fue de colapso y bien podría tratarse de una topografía asociada a un evento eruptivo del tipo “caldera de explosión”. Para ello se necesitará mayor información de terreno, análisis de muestras y dataciones.

La caldera de colapso de Molejón

Situada entre el cono del cerro Gongolona (2,560m) y el cono del volcán Cacho Negro (2,150m) la depresión caldérica alcanza los 1,500m de altitud y en su centro existe una laguna de origen pluvial. La Caldera está seccionada por los cauces de los ríos Sardinal y Molejón que transcurren en su centro y que son los afluentes principales del río Puerto Viejo, cuya naciente principal se sitúa en la depresión volcánica más al sur. Igualmente, la caldera está deformada por una falla normal de rumbo NNE-SSE donde transcurre la mencionada naciente del río Puerto Viejo. Se puede afirmar que esta estructura volcánica es anterior a los episodios que construyeron los conos del Cacho Negro y del Gongolona puesto que las lavas de estos dos conos sepultan gran parte de la estructura caldérica pero que sin embargo, los testimonios que marcan su evidencia, están conformados por el rim norte donde se enmarca el río Sardinal y el rim sur entallado por el río General.

La caldera de Santa Clara

Situada aproximadamente a 10° 13' de latitud N y 83° 58' de longitud W, a unos 6km al norte del cono del Cacho Negro se presenta como una estructura formada por una meseta volcánica estructural de unos 700m de altitud en cuyo interior están los vestigios de dos conos volcánicos probablemente poscolapso, muy erosionados y en cuyo centro nace el río Santa Clara que forma un profundo cañón. Son viejos relictos volcánicos que deben remontarse al Pleistoceno medio a superior. En el sector de fincas situadas más al norte y entre el río Santa Clara y el río San José, igualmente existe una serie de cráteres tapizados principalmente por rocas dacíticas.

Esta vieja estructura de Santa Clara marca los inicios de la elevación de la Cordillera Volcánica Central y se sitúa en un alineamiento volcánico septentrional donde se inscribe la Caldera de Flores más al oeste. Igualmente en este alineamiento se sitúan la caldera de Hule y el gasmaar de río Cuarto y los conos volcánicos de Aguas Zarcas por lo que podría tratarse de una fase neo-volcánica.



Figura 1. Caldera de Molejón con su depresión abierta hacia el oeste, entre la vertiente norte del volcán Barva y las estribaciones del volcán Cacho Negro en primer plano. Es una estructura Pleistocénica anterior a la formación de los conos modernos del Gongolona y del Cacho Negro que sepultan parte de la estructura más antigua (fotografía aérea oblicua: J.P. Bergoeing, 2012).



Figura 2. Doble cascada de unos 100 metros de caída libre cada una, del río Puerto Viejo a los pies del cono abierto hacia el oeste del volcán Cacho Negro (fotografía aérea oblicua: J.P. Bergoeing, 2012).



Figura 3. Caldera de Santa Clara abierta por la erosión profunda del río Santa Clara (fotografía aérea oblicua: J.P. Bergoeing, 2012).



Figura 4. Río Puerto Viejo en crecida pospluvial debido a sus numerosos afluentes aguas arriba y particularmente el río Sardinal que nace en la caldera de Molejón (fotografía: J.P. Bergoeing, 2012).

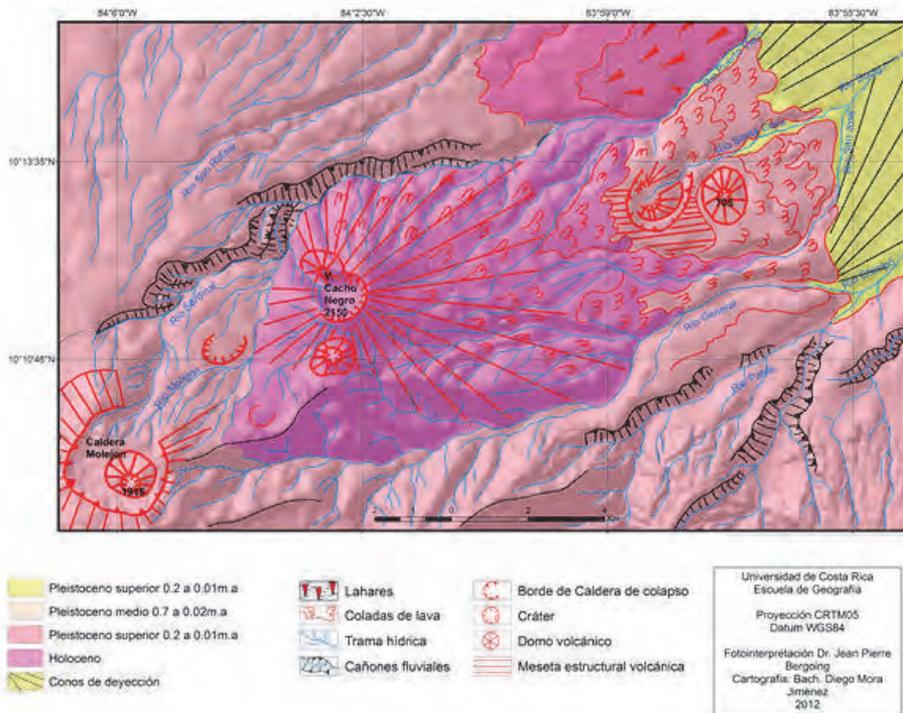


Figura 5. Área volcánica de las calderas de Molejón y Santa Clara y cono destruido Holoceno del volcán Cacho Negro (fotointerpretación geomorfológica satelital radar: J.P. Bergoeing, 2012).



Figura 6. Caldera de Flores, en primer plano carretera a Guápiles y río Chirripó. La carretera coincide con la falla inversa que presiona la estructura volcánica donde solo algunos domos andesíticos emergen erosionados por los ríos que en ella nacen (fotografía aérea oblicua de J.P. Bergoeing, 2012).

El complejo volcánico de Flores

Esta tercera estructura volcánica, predominantemente andesítica, está formada por una caldera, muy erosionada en cuyo interior nace el río Flores. Al norte está bordeada por la falla inversa Siquirres-Matina que ha solevado el borde externo del rim. Al interior de la caldera quedan los remanentes muy erosionados de dos conos poscolapso cuyas altitudes no sobrepasan los 364m. La caldera está conformada por un relieve multiconvexo que denota una profunda alteración *in situ* de las andesitas y por deslizamientos de terreno que se disponen en forma concéntrica. Al oeste de la caldera y separado por el río Corinto se presenta otra estructura volcánica igualmente muy erosionada con restos de planezes y cuyo centro está surcado por el río Molinete que forma meandros sobreimpuestos o encajonados y profundos que explotan las zonas más débiles de la estructura volcánica. Esta estructura está separada de la caldera de colapso de Flores no solamente por el río Corinto sino igualmente por dos fallas; una de rumbo NNW-SSE y otra NNE-SSW, que ejercen un notable control estructural del cauce de este río. Al sur, la caldera está bordeada por las últimas coladas de lava del complejo Irazú y al este por una serie de conos de deyección laháricos donde nace el río Costa Rica.

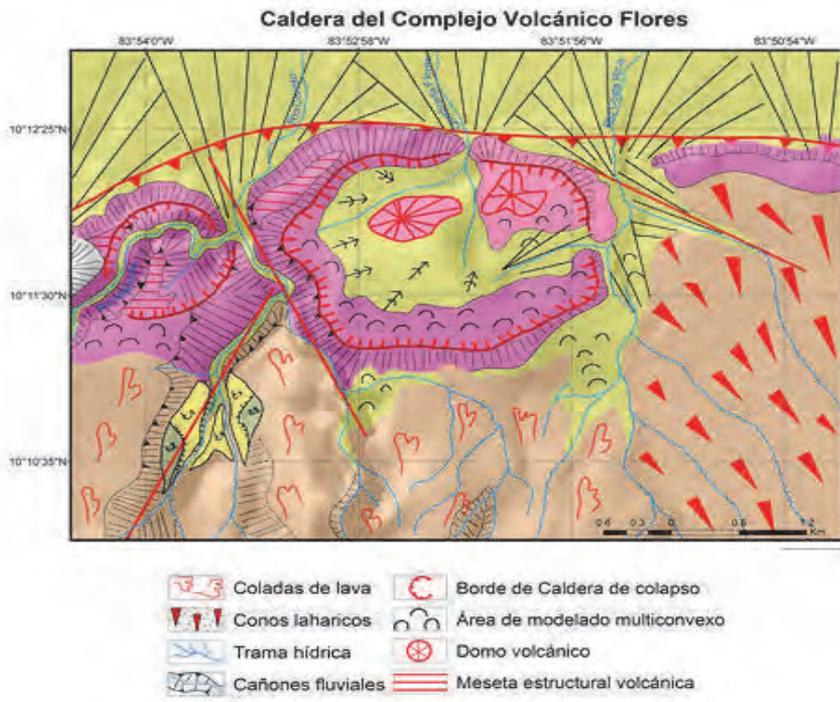


Figura 7. Caldera y complejo volcánico de Flores. Pleistoceno medio a superior (fotointerpretación geomorfológica: J.P. Bergoeing, 2012).

Conclusión

Este artículo pretende compartir con todos los estudiosos del tema las recientes evidencias de emisiones volcánicas del sector Barva norte, en un área de gran dificultad de acceso y por ello desconocida de muchas personas. Los centros de emisiones volcánicas de Flores y Santa Clara se suman a los de Caldera de Hule, gasmaar de río Cuarto y conos volcánicos de Aguas Zarcas que se sitúan siguiendo un alineamiento tectónico SE-NW paralelo a la Cordillera Volcánica Central. Por la conservación relativamente buena del relieve en un medio tropical húmedo extremo y por las dataciones radiométricas de Laguna de Hule y Aguas Zarcas podemos emitir la hipótesis que todas estas estructuras forman parte de un mismo conjunto posplioceno superior (véase Holoceno de actividad volcánica en gestación).

Bibliografía

- Alvarado, G.E.; Kussmaul, S.; Chiesa, S.; Gillot P.-Y., Appel, H. and Worner, G., Rundle, C., “Resumen cronoestratigráfico de las rocas ígneas de Costa Rica basado en dataciones radiométricas”, *J. South Amer Earth Sci*, no. 6, pp. 151-168, 1992.
- Alvarado, G.E., *Volcanes de Costa Rica: su geología, historia y riqueza natural*, San José, Costa Rica, EUNED, 2000, 269 pp.
- Alvarado G.E. and Carr, M.J., “The Platanar-Aguas Zarcas volcanic centers, Costa Rica: spatial-temporal association of Quaternary calkalkaline and alkaline volcanism”, *Bull. Volc.*, no. 55, pp. 443-453, 1993.
- Alvarado, G.E.; Carr, M.J.; Turrin, B.D.; Swisher C.C. III; Schmincke, H.-U. and Hudnut, K.W., “Recent volcanic history of Irazu volcano, Costa Rica: alternation and mixing of two magma batches, and pervasive mixing”, in Rose, W.I.; Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J.W., Patino, L. C., Vallance, J.W. (eds.), “Volcanic hazards in Central America”, *Geol. Soc. Soc. Amer. Spec. Pap.*, no. 412, pp. 259-276, 2006.
- Astorga, A.; Fernández, J.; Barboza, G.; Campos, L.; Obando, J.; Aguilar, A.; Obando, L., “Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos”, *Rev. Geol. Amer. Central*, núm. 43, pp. 25-59, 1991.
- Battistini R. and Bergoeing J.P., “Volcanisme récent et variations climatiques Quaternaires du Costa Rica”, *Bull. Assoc. Géog. Français*, no. 485, pp. 96-98, París, 1982.
- Barquero Hernández J., *El volcán Irazú y su actividad*. San José, Costa Rica, Escuela de Ciencias Geográficas, 1976, 63 pp.
- Bergoeing, J.P., “El volcán Las Nubes”, informe semestral, enero-junio, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1979.

- , “L’évolution du Quaternaire au Costa Rica” *Cahiers Nantais*, «Hommage au professeur Gras», no. 30-31, pp. 167-187, Nantes, France, 1987.
- , “Le cas du Yellowstone une caldeira exceptionnelle”, *Revista Geografica*, núm. 137, pp. 49-55, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2005.
- , *Geomorfología de Costa Rica*, Editorial Librería Francesa, San José, Costa Rica; 1a. edición, 1988, Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica, 2a. edición, 2007, 328 pp.
- Bergoeing, J.P., Arce R., Brenes L.G. y Protti R., “La Caldera de Barbilla investigación preliminar”, *Revista Geográfica*, núm. 142, pp. 37-50, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2007.
- Bergoeing, J.P. y Brenes L.G., “Laguna de Hule, una caldera volcánica”, informe semestral, julio-diciembre, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1977.
- , “Las calderas concéntricas del Platanar, Costa Rica”, *Revista Geográfica*, núm. 141, pp. 165-178, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2007.
- Bergoeing, J.P., Malavassi, E. y Protti, R., “Tres posibles edificios volcánicos del sector Cerros del Aguacate”, informe semestral, julio-diciembre, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1978.
- Camacho, E.; Hutton, W., Pacheco, J., “A New at Evidence for a Wadatti-Benioff Zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt”, *Bull. Seism. Soc. America*, vol. 100, no. 1, pp. 343-348, 2010.
- Denyer, P.; Montero, W. y Alvarado, *Atlas Tectónico de Costa Rica*, Editorial Universidad de Costa Rica, 2009, 81 pp.
- Denyer, P. y Kusmaull, S., *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, Cartago, Costa Rica, 2000, 551 pp.
- Denyer, P. y Alvarado, G., *Mapa Geológico de Costa Rica, escala 1:400,000*, Librería Francesa, San José, Costa Rica, 2007.
- Fernández, M.; Camacho, E.; Molina, E.; Marroquin, G. y Strauch, W., “Seismicity and neotectonic of Central America”, Bundschuh, J. y Alvarado, G. (eds.), *Central America-Geology, Resource and Hazards*; Taylor & Francis Customerr Services, Andover, United Kingdom, 2007, 1340 pp.
- Fernández, M.E., Camacho, E.; Molina, G.; Marroquín and Strauch W., “Seismicity and Neotectonic of Central America”, Bundschuh, J. y G., Alvarado, *Central America: Geology, Resources and Hazards*, Taylor & Francis, London, England, First Edition, 2007.
- Fernández Arce, Mario y Ramírez Carlos, “Peligros geológicos en áreas urbanas: caso de la urbanización el Tirol, San Rafael de Heredia”, *Revista Reflexiones*, núm. 65, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Costa Rica, Costa Rica.

- Gazel, E.; Alvarado, G.; Obando, J.; Alfaro, A., “Geología y evolución magmática del Arco de Sarapiquí”, *Revista Geológica de América Central*, núm. 32, pp. 13-31, Costa Rica, 2005.
- Linkimer, L., “Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica”, tesis de licenciatura, Universidad de Costa Rica, 2003, 103 pp.
- Lipman, Peter W., “Calderas”, *Encyclopedia of Volcanoes*, in Academic Press, pp. 643-662, A Harcourt Science and Technology Company, San Diego, San Francisco, New York, Boston, London, Sydney, Toronto, 1999.
- Melson, W.; Barquero, J.; Saenz, R. y Fernández, E., “Erupciones explosivas de importancia en volcanes de Costa Rica”, *Boletín de Vulcanología*, núm. 16, p. 1519, Universidad Nacional, Costa Rica, 1986.
- Montero, W., “Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica”, *Profil*, núm. 7, pp. 125-141, 1994.
- Mora Amador, Raúl, “Informe de la actividad de la Cordillera volcánica Central, enero 2003-junio 2004”, Escuela Centroamericana de Geología, Sección de Sismología, Vulcanología y exploración Geofísica, ICE/UCR, San José, Costa Rica, 2005.
- Murata, K.J.; Dondoli C. y Saenz R., *The 1963-1965 eruption of Irazú volcano, Costa Rica*, Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica, 1966.
- OVSICORI-UNA, Global Vulcanism Program, Smithsonian Institute of Natural History 1968-2007.
- Paniagua, S. y Soto, G., “Peligros volcánicos en el Valle Central de Costa Rica”, *Ciencia y Tecnología*, vol. 12, núm. 12, pp. 145-156, Costa Rica, 1988.
- Perez F., Wendy, “Vulcanología y petroquímica del evento ignimbrítico del Pleistoceno medio (0.33Ma) del valle central de Costa Rica”, tesis de licenciatura, *Revista Geológica de América Central*, San José, Costa Rica, 2005.
- Protti, M., Roberto, “Geología del flanco sur del volcán Barva”, *Boletín Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica*, núm. 17, OVSICORI-UNA, Costa Rica, 1986.
- Protti, M.; Güendel, F. and McNally, K., “The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network”, *Phys. of the Earth and Planet Inter.*, no. 84, pp. 271-287, 1994.
- , “Correlation between the age of the subducting Cocos Plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica”, Mann, P. (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 295, pp. 309-326, 1995.
- Protti Q., Marino, “Importancia de una alerta temprana en caso de terremoto para edificaciones esenciales vulnerables: un posible ejemplo para Costa Rica, Ob-

- servatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional, (OVSI-CORI-UNA)”, *Revista EIRD informa-América Latina y el Caribe*, núm. 13, 2006.
- Rithmann A., *Volcanoes and their Activity*, J. Wille Ed., New York, 1962.
- Rogers, R.D., Karáson, H., Van der Hilst, R.D., “Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America”, *Geol. Soc. Amer.*, vol. 30, núm. 11, pp. 1031-1034, 2002.
- Soto B.G.J. (S.F.), “Geología y vulcanología del volcán Turrialba, Costa Rica.”, Escuela Centroamericana de Geología, Red Sismológica Nacional. Disponible en <http://www.crid.or.cr/crid/CD_CNE/pdf/spa/doc912/doc912-contenido.pdf>.
- Soulas, J.P., “Tectónica Activa”, informe de Misión de Consultoría P.H. Siquirres, ICE, informe interno, 1989.
- Tournon, J., “Le volcanisme récent de Costa Rica: Amérique centrale, étude préliminaire”, Société Géologique de France, París, 1974, 373 pp.
- , “La cadena volcánica cuaternaria de Costa Rica: composiciones químicas de las lavas, presencia de dos tipos de series”, informe semestral, julio-diciembre, pp. 31-62, Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica, 1983.
- , *Magmatismes du Mésozoïque à l’actuel en Amérique Centrale: l’exemple du Costa Rica, des ophiolites aux andésites*, Th. d’Etat. Sc. Terre Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 1984, pp. 335.
- Tournon, J. and Alvarado, G., *Carte Géologique du Costa Rica 1:500,000. Carte et notice explicative*, Ministère des Affaires Etrangères, Coopération Scientifique-Instituto Costarricense de Electricidad ICE, Imprimerie La Vigie, Dieppe, France, 1995.
- Weyl, R., *Geology of Central America*, Gebrüder Brontaeger, Stuttgart, RFA, 1980, 371 pp.

Geomorfología del área Palmares, San Ramón, Cerro Espiritu Santo, Costa Rica

Jean Pierre Bergoeing*
Ramón Masís Campos**

Abstract

Authors plotted in a 1:10,000 scale map, the geomorphological history of San Ramon-Espiritu Santo sector, covering the formation events and surface modeling from the Pliocene until the present.

Key words: *Collapse caldera, lacustrine sediments, topographic plateau, mass landslides, basalts, andesites.*

Resumé

Les auteurs retracent sur une carte à échelle 1:10,000 l'histoire géomorphologique du secteur San Ramón-Espiritu Santo, qui recouvrent les éléments de formation et du modelé superficiel depuis le Pliocène à nos jours.

Mots clés: *Caldeira de Collapse, sédiments lacustres, plateau topographique, glissements en masse, basaltes, andésites.*

Resumen

Los autores trazan en una carta a escala 1:10,000 la historia geomorfológica del sector San Ramón-Espíritu Santo, que cubre los eventos formativos y modelaje superficial, desde el Plioceno hasta el actual.

Palabras clave: *Caldera de colapso, sedimentos lacustres, meseta topográfica, deslizamientos en masa, basaltos, andesitas.*

* Profesor, catedrático-investigador, Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica, correo electrónico: jegadana@gmail.com

** Profesor, Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica, correo electrónico: ramon.masiscampos@ucr.ac.cr

Introducción

El sector de estudio está comprendido entre las coordenadas geográficas 10° 04' y 10° 06' de latitud Norte y 84° 24' y 84° 30' de longitud Oeste. Cubriendo un área de 44km².

Desde el punto de vista estructural el área es esencialmente volcánica y pertenece a la formación o grupo Aguacate que data del Plioceno, compuesta por rocas basálticas, basalto-andesíticas, andesitas, brechas, tobas y en algunos sectores ignimbritas. Se trata de un vulcanismo de fines del Terciario que precede al vulcanismo de la Cordillera Volcánica Central, en plena orogénesis general del país por causas del empuje vertical del choque de placas.

El área paleo-lacustre de Palmares

Es la depresión tectónica más importante del sector. Corresponde a una caldera de colapso semicircular cuyo episodio se sitúa en el Plioceno superior y los afloramientos volcánicos están catalogados como pertenecientes al Grupo Aguacate. Se trata de brechas volcánicas, basaltos y andesitas que constituyen la armazón circular de los restos de la caldera. La depresión conoció un periodo lacustre cuyas aguas fueron colmatadas por depósitos aéreos volcánicos finos, compuestos por escorias, vidrio volcánico, ignimbritas y pómez provenientes del vulcanismo circundante de los conos poscolapso de la caldera, particularmente los conos entonces activos del Espíritu Santo, el San Isidro y el Piedra Grande, para citar los más importantes.

Posteriormente, parte de la depresión quedó recubierta por conos de deyección que pasan a glacia, provenientes del Oeste, como los de Rincón de Zaragoza, Vargas y Granja y que colmataron el fondo de la caldera, dejando en el sector Este, una serie de pequeños montículos volcánicos de alteración *in situ* por oxidación limonítica y amatítica que confieren al área un modelado multiconvexo. En muchos de ellos hoy se han edificado urbanizaciones.

Siendo el fondo de la caldera un material poco cohesionado, las márgenes próximas al cañón fluvial se ven afectadas por deslizamientos de terreno, a veces importantes y que dejan al desnudo el material volcánico compuesto por brechas y tobas a unos 100 metros de la superficie (puente de la carretera Palmares-Atenas cruzando el río Quebrada Grande).

Finalmente la caldera evacuó el remanente de las aguas a través del río Grande que ha socavado un profundo cañón fluvial, aprovechando las numerosas fallas tectónicas, donde el río ha explotado la fragilidad lítica para crear un cauce profundo. Según dataciones radiométricas el depósito lacustre de Palmares que puede alcanzar los 100 metros de espesor se remontarían a 0.440 ± 0.01 M.a. (Villegas, 1997; en Alvarado y Gans, 2012) y habría subsistido hasta el Pleistoceno medio. El estudio de la megafauna extinta del sector como el *Pachyarmatherium leiseyi* y *Glyptotherium cf. arizonae*, le permitieron a Laurito *et al.*, 2005 (Alvarado y Gans,



Figura 1. Caldera de colapso de Palmares, Plioceno. Vista desde la cumbre del Cerro Espíritu Santo (fotografía: J.P. Bergoeing, 2013).



Figura 2. Colada de lavas formadas por basaltos columnares, en la antigua cantera, intersección de los rios grande y quebrada grande. Constituyen el material volcánico del borde de la caldera de palmares (fotografía: J.P. Bergoeing, 2013).



Figura 3. Profundo cañón del río Grande al este de la ciudad de Palmares, que alcanza mas de 300 metros de caída. Sector de cocaleca (fotografía: J.P. Bergoeing, 2013).



Figura 4. Ciudad de San Ramón asentada sobre una meseta topográfica, de origen volcánico (caldera de colapso del Plioceno) y luego lacustre, durante el cuaternario hoy colmatada (fotografía: J.P. Bergoeing, 2013).



Figura 5. Depósitos lacustres de color café, mezclados al material volcánico, cenizas, pómez y lapilli, estratificados y muy alterados. Sector escuela laboratorio (latitud $10^{\circ} 5' 25''$; longitud $84^{\circ} 27' 45''$; altitud 1,042m (fotografía: J.P. Bergoeing, 2013).



Figura 6. Cono volcánico del Cerro San Isidro, recubierto de vegetación tropical de montaña (fotografía: J.P. Bergoeing, 2013).



Figura 7. Material volcánico poco cohesionado formado por lapilli, cenizas y tobas sueltas provenientes del vecino volcán San Isidro en el sector “Bajo Babra” $10^{\circ} 4' 40''$ y $84^{\circ} 25' 52''$ (fotografía: J.P. Bergoeing, 2013).



Figura 8. Cono volcánico del Cerro Espíritu Santo que alcanza en su cumbre los 1,353m. de altitud (fotografía: J.P. Bergoeing, 2013).

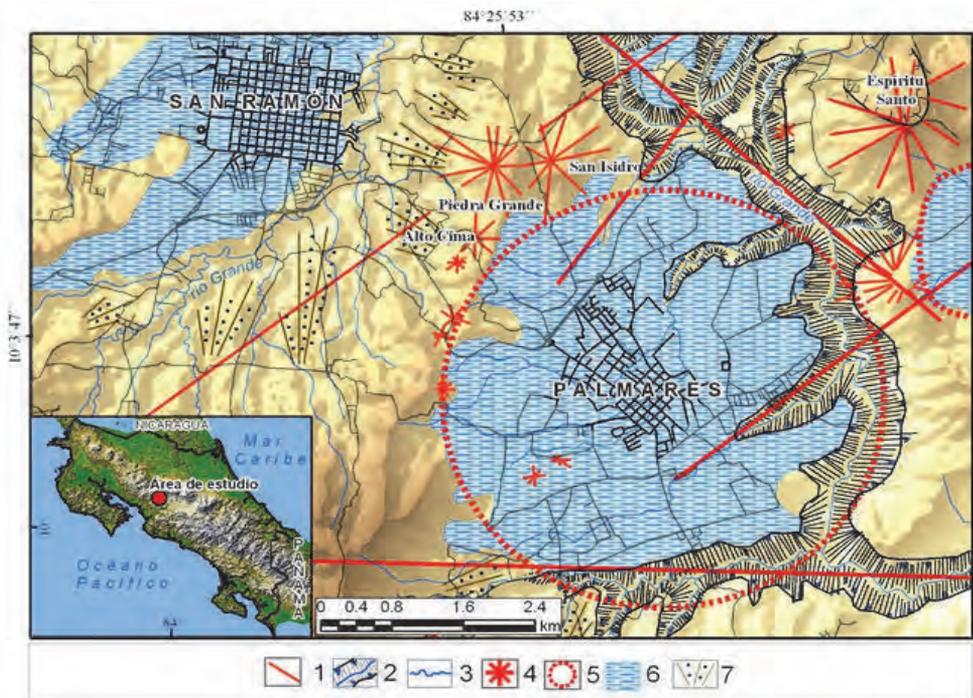


Figura 9. Síntesis del mapa geomorfológico del área de estudio. Por J.P. Bergoeing. *Cartografía digital*, Ramón Masis C., 2013.

1. Fallas tectónicas, 2. Cañones fluviales, 3. Trama hídrica, 4. Focos volcánicos, 5. Caldera de colapso de Palmares, 6. Fondo lacustre formado por aportes aéreos volcánicos y diatomitas. 7. Conos aluviales.

2012) concluir que el lago existió entre 2.6 M.a. y 1 M.a. lo que lo haría mucho más viejo. Posiblemente ambas edades permiten llegar a la conclusión que el lago se formó a finales del Plioceno, después del colapso de volcán y la formación subsiguiente de la caldera, cuya depresión permitió la creación de un lago y que dicho lago subsistió hasta el Pleistoceno medio terminando por colmatarse y en parte, sus aguas fueron evacuadas por el río Grande en plena formación. Al este de la caldera de Palmares, una segunda depresión circular menor, evoca una segunda caldera de colapso (véase Figura 9).

El área paleo-lacustre de San Ramón

La ciudad de San Ramón está asentada hoy en día en una meseta topográfica, que otrora fuese un área lacustre, que ocupaba la depresión de una antigua caldera de colapso, similar y probablemente contemporánea con el evento formador de la caldera de colapso de Palmares.

El área lacustre, perduró durante el Cuaternario y prueba de ello son los asentamientos indígenas precolombinos, que se ubicaron en las partes altas aledañas, pero no en la depresión entonces ocupada por un lago y del cual solo queda una pequeñísima laguna remanente, cercana a la sede universitaria y que es evacuada por la Quebrada Estero. El área lacustre se fue colmatando progresivamente por aportes aéreos de focos eruptivos contiguos (Cerro Espíritu Santo, Piedra Grande y San Isidro) y probablemente también de la naciente Cordillera Volcánica Central. Prueba de ello son los sedimentos lacustres, de origen volcánico (cenizas, pómez y lapilli muy alterados), que se encuentran en su margen erosionada al este (sectores de Cachera, Bajo Ladrillera y Progreso por citar algunos).

Por la poca cohesión del material citado, el área lacustre fue rápidamente desgastada formando un relieve profundamente erosionado dando origen a las quebradas Estero, Gota, etc., que alimentaron las nacientes del río Grande y que separó el área paleo-lacustre de los conos volcánicos del cerro Piedra Grande, cerro San Isidro y del cerro Alto Cima, testigos de un vulcanismo fini-Terciario que se prolongó durante el Pleistoceno inferior.

Dos muestras de basaltos, en el área estudiada, fueron datadas del Plioceno. La primera por Bellon y Tournon en 1978, de un basalto tomado en el Tajo Alto Santiago, San Ramón, que dio una edad de 3.2 ± 0.2 M.a. por el método K/Ar. La segunda muestra de basalto tomada en Tajo Grifo Alto, cerca de Piedades de Santiago (río Grande), estudiada por Mac Millan *et al.* (2004), dio una edad 4.04 ± 0.04 M.a. por el método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ (Alvarado y Gans, 2012).

Los conos volcánicos circundantes

Los cerros Piedra Grande y San Isidro son dos conos volcánicos en gran parte recubiertos en su parte norte por la vegetación tropical y en donde predomina el basalto-andesita y las brechas. En cambio su parte sur presenta pendientes acusadas, ocupadas por cultivos pero que tienen señas de deslizamientos en masa, por la naturaleza misma de sus suelos porosos muy alterados asociados al clima tropical húmedo de montaña.

El material expelido por el volcán San Isidro está expuesto en una cantera abandonada en el sector de “Bajo Cabra” donde afloran lapilli, cenizas y tobas sueltas dispuestos en capas horizontales. Este sitio demuestra que las erupciones de este foco volcánico fueron abundantes y cubrieron una extensa área.

El profundo cañón fluvial del río Grande entalla todo este sector alcanzando en algunos sectores 300 metros de cortes verticales, entre el talweg y la vertiente no erosionada. Al este del río Grande emerge majestuoso el cono volcánico del Cerro Espíritu Santo.

El volcán Espíritu Santo

El Cerro Espíritu Santo es sin lugar a dudas un cono volcánico poscolapso, producto de la fuerte actividad volcánica de fines del Terciario que terminó por el colapso del paleo-volcán Palmares y su posterior transformación en área lacustre.

El Cerro Espíritu Santo está formado por basaltos y andesitas, en buen estado y solo alterados en superficie como se pudo constatar en terreno y que muestran su relativa juventud. Por ello es muy probable que el volcán Espíritu Santo estuviera activo durante el Pleistoceno inferior. En su cima el volcán dibuja un cráter muy erosionado abierto hacia el NNW. La vertiente volcánica sur está ocupada por los cultivos de cafetales mientras la vertiente norte está recubierta por una plantación boscosa de pinos y eucaliptus.

Conclusión

Si bien el área presenta una serie de eventos volcánicos y lacustres entremezclados, no deja de ser interesante ver la evolución del paisaje morfológico a través del Cuaternario hasta nuestros días. Eventos volcánicos violentos de erupciones con depósitos de lavas basalto-andésíticas y sobre todo piroclastos recubren el área, que se ha visto constantemente sometida a la orogénesis Cuaternaria y por lo tanto a las deformaciones tectónicas resultantes. La Cordillera Volcánica Central seguramente contribuyó igualmente en estos depósitos y particularmente el cerro Chayote que hoy presenta un cráter totalmente erosionado por la acción pluvial pero de donde surgieron igualmente erupciones tobáceas y de cenizas que tapizan el sector NE de San Ramón.

Bibliografía

- Alvarado, G.E. y Gans, P.B., “Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central”, *Revista Geológica de América Central*, núm. 46, pp. 7-122, San José, 2012.
- Barrantes A., “Estudio geológico, ambiental y estratigrafía de la región Oeste de San Ramón, parte de la hoja San Ramón (1:10,000), Alajuela, Costa Rica. Campaña de Bachillerato”, Escuela Centroamericana de Geología Universidad de Costa Rica, 1994.
- Bergoeing, J.P., *Geomorfología de Costa Rica*, Editorial Librería Francesa, San José, 2007, 328 pp.
- , *Síntesis geomorfológica del sistema fluvial Tárcoles, escala: 1:200,000* (1 hoja color), Instituto Geográfico Nacional, San José, 1983.
- Bergoeing, J.P. y Murillo, M., “El asentamiento en San Ramón y su imbricación Geomorfológica”, *Revista Geográfica*, núm. 152, pp. 113-128, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2012.

- Bergoeing, J.P. y Malavassi E., *Carta geomorfológica del Valle Central, escala: 1:50,000* (9 hojas más texto), Instituto Geográfico Nacional, San José, 1981.
- Fajardo, T.H., “Geología de una parte de la hoja Oratorio (1:10,000), cantones de Naranjo, Palmares y San Ramón, provincia de Alajuela”, Campaña de Bachillerato, Escuela Centroamericana de Geología Universidad de Costa Rica, 1994.
- Huapaya, S. y Rojas, V., *Mapa geológico de la hoja Naranjo (3346-III) 1:50,000, República de Costa Rica*, Dirección de Geología y Minas, San José, 2012.
- Pérez, W.; Alvarado, G. y Gans, P.B., “The 322 ka Tiribí Tuff: stratigraphy, geochronology and mechanisms of deposition of the largest and most recent ignimbrite in the Valle Central, Costa Rica”, *BullVolcanol*, vol. 69, pp. 25-40, USA, 2006.

El río Tárcoles, desaguadero del Valle Central Occidental, Costa Rica

Jean Pierre Bergoeing*
Luis Guillermo Brenes Q.**

Abstract

The authors make a geomorphological presentation of one most important hydrographic basin of Costa Rica which relates to the Western central Valley where San José, capital city of the country is settled.

Key words: *fluvial canyon, hydrographic watershed, mouth of a river, mangrove, pyroclasts, ignimbrites.*

Resumé

Les auteurs font une présentation géomorphologique d'un des bassins versants plus importants du Costa Rica qui concerne la Vallée Centrale où se trouve sise San José ville capitale du pays.

Mots clés: *Canyon fluvial, bassin hydrographique, embouchure, mangrove, pyroclastes, ignimbrites.*

Resumen

Los autores hacen una presentación geomorfológica de una de las cuencas hidrográficas más importantes de Costa Rica que atañe al Valle Central Occidental donde se encuentra asentado San José, ciudad capital del país.

Palabras clave: *cañón fluvial, cuenca hidrográfica, bocana, manglar, piroclastos, ignimbritas.*

* Profesor, catedrático-investigador, Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica, correo electrónico: jegadana@gmail.com

** Profesor, catedrático-investigador, Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica, correo electrónico: lgbrenes@yahoo.com

Introducción

Lo usual en la toponimia hidrográfica es que un río conserve su nombre desde su nacimiento en la cuenca superior hasta su desembocadura ya sea en el mar o eventualmente en un lago. Dicha regla es universal. En Costa Rica la toponimia hidrográfica tiene la singularidad que el nombre dado al río en la cuenca superior cambien de nombre al recibir un afluente importante y dicho nombre puede cambiar varias veces hasta la desembocadura. Así la cuenca del río Tárcoles, se compone en su curso superior por dos ríos importantes que son el Virilla y el río Grande, los cuales al unirse pasan a constituir el río Tárcoles hasta su desembocadura en el Océano Pacífico.

El río Virilla

El río Virilla es el principal colector de este sistema hidrográfico. Nace en las estribaciones oeste del volcán Irazú, en el sector de Coronado. Atraviesa los abanicos aluvio-laháricos de esta vertiente volcánica, para rápidamente encañonarse profundamente en la meseta Central Occidental, gracias a su gran competencia, aumentada durante la estación lluviosa (mayo a diciembre), y también debido a la poca cohesión y poca resistencia del material volcánico del subsuelo, compuesto por tobas, piroclastos y cenizas el todo coronado por ignimbritas. Otra característica del río Virilla es que marca el límite sur de la meseta estructural Central Occidental por el profundo cañón fluvial ya mencionado y que alcanza entre 100 a 200 metros de profundidad. El curso torrentoso del río permite observar los basaltos de la base de la Cordillera Volcánica Central en el fondo de su cauce, particularmente a partir del sector de Santa Ana. El río Virilla recibe los aportes de los afluentes de la vertiente Sur, provenientes de las últimas estribaciones de la Cordillera de Talamanca, los cuales han construido poderosos conos aluviales cíclicos, particularmente en los sectores de Desamparados, Escazú y Santa Ana y donde hemos detectado dos generaciones de abanicos aluviales estudiados en el sector de Santa Ana, asociados a los dos últimos grandes cambios climáticos del Cuaternario que son el Riss y el Wurm (Bergoeing, 2007). Dichos conos son el producto de la fuerte acumulación de sedimentos fluviales en los periodos rexistásicos, por la fuerza erosiva de los ríos pre-existentes, como el Tiribí, y el María Aguilar, para el sector de Desamparados, el río Agres para el sector de Escazú y el río Uruca para el sector de Santa Ana. Otros ríos menores forman pequeños cañones y cruzan la ciudad capital de San José y en general desde el siglo XX han pasado a constituir cloacas a cielo abierto de los desechos urbanos.



Figura 2. Meseta estructural volcánica occidental y cordillera volcánica central, con conos de los volcanes Barva, Guararí y Poás (fotografía aérea oblicua J.P. Bergoeing, 2012).

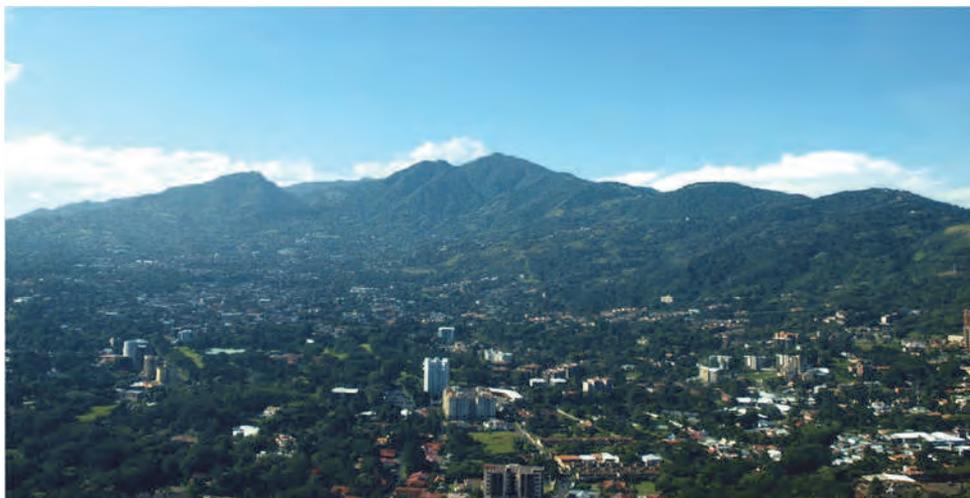


Figura 3. Cerros de Escazú, ultimas estribaciones de la cordillera de Talamanca y cono aluvial donde se elevan las construcciones urbanas (fotografía aérea oblicua J.P. Bergoeing, 2012).



Figura 4. Caldera de colapso de Palmares surcada por el río Grande que corre encañonado a través de fracturas tectónicas (fotografía: J.P. Bergoeing, 2013).



Figura 5. Cerro Turrubares, antigua isla volcánica del terciario constituido por un modelado multiconvexo en su base que es erosionada por las aguas del río Tárcoles (fotografía: J.P. Bergoeing, 2012).



Figura 6. Río Tárcoles, curso inferior. Baja terraza fluvial, al fondo la cumbre del cerro Turrubares. En este lugar descansan apaciblemente cocodrilos que son atracción turística.



Figura 7. Desembocadura del río Tarcoles formando un extenso abanico de disolución y depositación coloidal en la bocana por efectos de la peptización del agua de mar. En la parte superior derecha el extenso manglar de Tivives (fotografía aérea oblicua, cortesía de Cavusite.org, 2010).

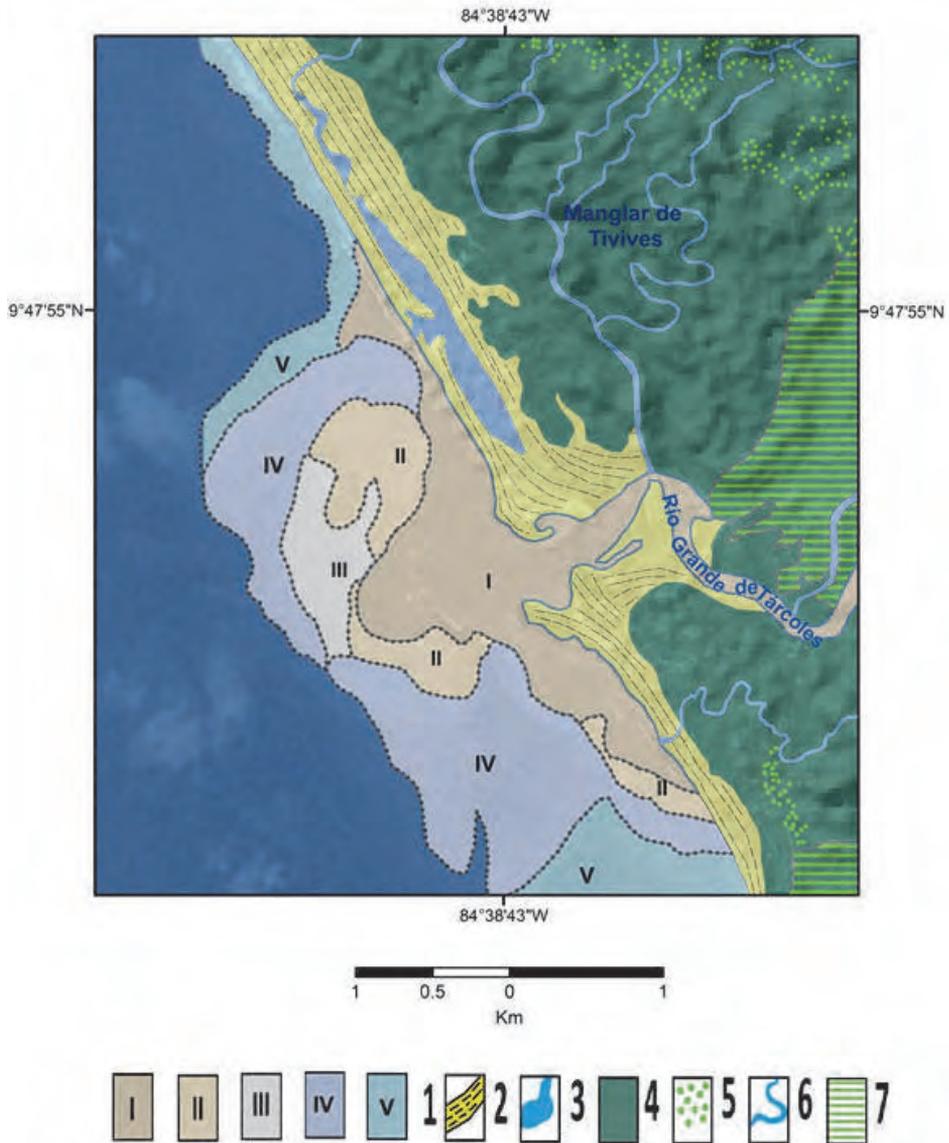


Figura 8. Geomorfología de la desembocadura del río Tárcoles. Fotointerpretación: Jean Pierre Bergoeing, basada en imagen satelital NASA, 2013.

I, II, III, IV y V. 1. Cambios de densidades de los coloides en suspensión aportados por el río que peptizan en la desembocadura y son transportados por la deriva litoral. En el fondo marino van constituyendo lentamente un delta. 2. Cordones litorales flandenses modelados por la deriva litoral. 3. Lagunas litorales. 4. Manglar de Tivives. 5. Área boscosa asociada al manglar. 6. Esteros del manglar que actúan bajo la influencia de las mareas. 7. Área agropecuaria reciente.

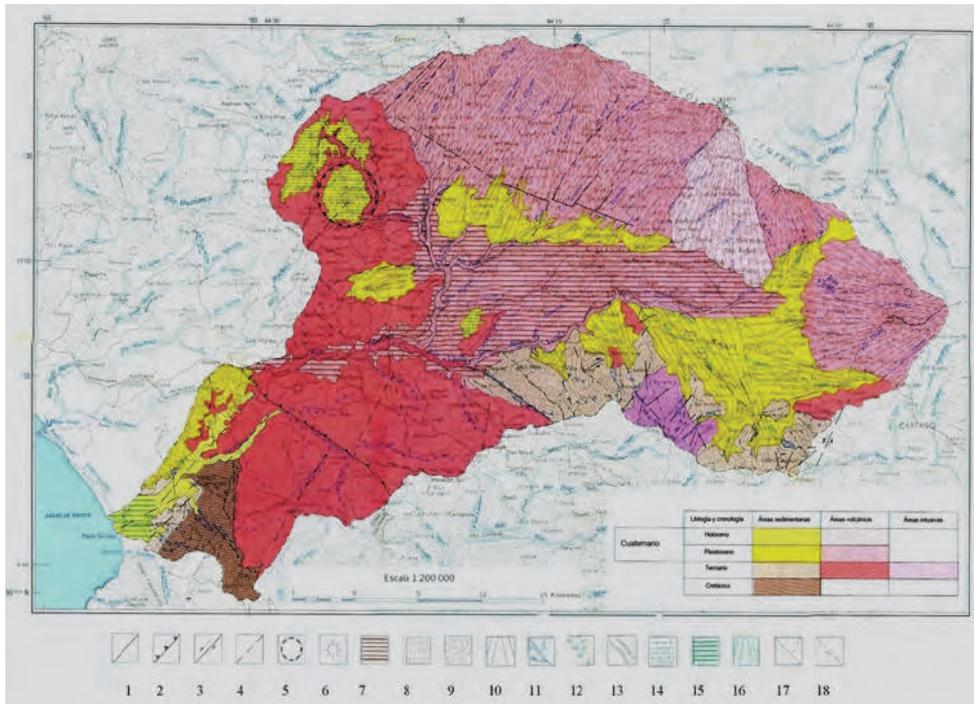


Figura 9. Mapa geomorfológico de la cuenca hidrográfica del río Tárcoles. Basado en publicación de Bergoeing y Brenes, IGN-CR, 1983.

1. Falla normal. 2. Falla inversa. 3. Falla transcurrente. 4. Falla probable. 5. Caldera de colapso. 6. Foco volcánico. 7. Meseta estructural central. 8. Vertientes del Sur de la Cordillera Volcánica Central. 9. Lahares. 10. Abanicos aluviales. 11. Trama hídrica. 12. Valles fluviales en V. 13. Cañones fluviales. 14. Fondos paleo-lacustres. 15. Llanura litoral. 16. Área deltaica. 17. Líneas divisorias de aguas. 18. Límite de la cuenca hidrográfica representada.

El río Virilla hoy constituye el principal vertedero de aguas servidas urbanas donde desaguan, sin tratamiento, aguas servidas domésticas así como de los 10 hospitales del Valle Central Occidental, convirtiéndolo en el río más contaminado de América Central.

Las ignimbritas que tapizan la parte superior de la meseta Central Occidental son el resultado de un evento volcánico mayor cual fue la erupción catastrófica y destrucción del paleo-cono volcánico del Barva, cuyo derrame se produjo hacia el Valle Central, alrededor de 0.320 M.a. según dataciones en ignimbritas de Ciudad Colón (Marshall, 2000 en Alvarado, 2012). Las ignimbritas que tapizan la meseta Central Occidental a su vez se encuentran recubiertas por cenizas y lahares provenientes de las vertientes Sur de los volcanes Barva y Poás.

El río Grande

El río Grande es el resultado de la confluencia de una serie de ríos que nacen en la Cordillera Volcánica Central, en las vertientes sur de los volcanes Poás y Chayote. Entre ellos hay que mencionar el río Sarchí, el San Juna, el Rosales, el Prendas, el Poás por citar algunos de ellos, El patrón fluvial del curso superior de estos afluentes es el de una trama subparalela basculada hacia el suroeste. Los ríos se encañonan progresivamente aprovechando una matriz arcillosa de origen cinerítica y de piroclastos dejando a veces en relieve alguna que otra colada de lava andesítica o basáltica.

El río Grande propiamente tal nace al Oeste, en el sector de San Ramón en un sector eminentemente volcánico del Plioceno (Formación o Grupo Aguacate). El río está condicionado por lo tanto por las estructuras volcánicas pre-existentes, particularmente por la caldera de colapso de Palmares en donde el río sigue un trazado estructural tectónico formando un profundo cañón fluvial. Al salir de este sector se une al río Colorado y aguas abajo recibe los cursos del Sarchí, del Rosales y del Poás formando un único cañón hasta unirse al Sur, con el río Virilla. A partir de ese instante constituyen el río Tárcoles que se dirige hacia el Oeste en busca del mar. El río Grande constituye el límite de la meseta estructural Cuaternaria del Valle Central Occidental con los afloramientos Terciarios pliocénicos del Oeste.

La meseta Central posee una superficie irregular por estar surcada por coladas de lavas y lahares, así como algunos ríos provenientes del volcán Barva como el Siquiaries y el río Segundo. La falla tectónica normal de Alajuela donde se originan una serie de abanicos aluviales marca el límite norte de la meseta Central.

El río Tárcoles

Al unirse los ríos Grande y Virilla pasan a constituir el río Grande de Tárcoles que no es más que una prolongación del río Virilla cuyo curso encañonado solo ha erosionado el material volcánico poco resistente aprovechando de una zona de debilidad de la corteza terrestre constituido por una serie de fallas tectónicas este-oeste. Es a partir de este punto que hemos identificado una serie de terrazas fluvio-tectónicas que se sitúan a diferentes altitudes pero donde las mejores desarrolladas se sitúan a los 370 metros de altitud (área de Escobal). En la margen sur hay que destacar la terraza fluvio-volcánica de San Pablo de Turrubares, en parte recubierta por ignimbritas provenientes del valle Central y que hemos datado en 1.2 M.a. (Bergoeing, 2007).

El río Tárcoles aquí se encañona profundamente, unos 200 metros, creando meandros encajonados que explotan el material volcánico diverso, particularmente en el margen sur, donde afloran las rocas volcánicas del cerro Turrubares (1,756m), antiguo volcán que surge a finales del Cretácico y prolonga su actividad como isla

hasta el Mioceno. Es en el curso inferior, en la zona de confluencia con el río Turrubares donde las altitudes de sus márgenes disminuyen considerablemente y permiten entrever una serie de afloramientos sedimentarios del Terciario compuestos principalmente por lutitas y areniscas. Ya en su desembocadura el río está rodeado por el importante manglar de Tivives que es el resultado aunado de los aportes sedimentarios de los ríos Jesús María y del río Cuarros, más las aguas del estero Guacalillos el todo adicionado a la corriente de deriva litoral que acarrea al sector los sedimentos traídos por el Tárcoles. Ello ha producido un biotopo excepcional en este sector donde prosperan las especies *Avicenia* y *Rhizophora mangle* roja y blanca.

La desembocadura del río Tárcoles en el Pacífico está formada por un delta submarino que no tardará en emerger. Ello se debe a la gran cantidad de sedimentos arcillosos y limos en suspensión que acarrea el río Tárcoles desde la cuenca superior por los efectos de erosión de sus márgenes y transporte de los mismos. Estos sedimentos al entrar en contacto con el agua de mar peptizan o floculan haciendo que la cohesión molecular de sus partículas se desvanezca y el material coloidal vaya a depositarse al fondo de la bocana.

Conclusión

La cuenca hidrográfica del río Tárcoles es una de las más importantes de Costa Rica. Ello porque sus nacientes se sitúan en el Valle Central Occidental y alimentan en agua el sector y drenan sus aguas cargadas de todo tipo de desechos cual vulgar cloaca, constituyendo uno de los ríos más contaminados no solo de Costa Rica sino que de América Central. La confluencia del río Grande viene a aliviar la contaminación del sistema fluvial. Este tiene un agente de alarma en la cuenca inferior que está constituido por los cocodrilos que en él habitan y son motivo de atracción turística en el puente de la costanera sur. El día en que estos animales mueran y sus cuerpos floten acarreados hacia el mar, será la señal que el sistema fluvial del Tárcoles alcanzó un nivel irreversible.

Bibliografía

- Alvarado, G.E. y Gans, P.B., “Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central”, *Revista Geológica de América Central*, núm. 46, pp. 7-122, 2012.
- Battistini, R. y Bergoeing, J.P., “Volcanisme récent et variations climatiques Quaternaires au Costa Rica”, *Bull. Assoc. de Géographes Français*, vol. 59, no. 485-486, pp. 96-98, Paris, 1982.
- , “Un exemple de côte a structure faillée quadrillée et Néotectonique active: la côte Pacifique du Costa Rica”, *Bull. Assoc. de Géographes Français*, no. 488, pp. 199-205, Paris, 1982.

- Beaudet, G.; Gabert, P. y Bergoeing, J.P., “La Cordillère de Talamanca et son Piémont (Néotectonique et variations morpho-climatiques dans le Sud-Ouest du Costa Rica”, Colloque sur les Piémonts, pp. 121-134, Toulouse 12-15 mai, 1982.
- Bellon, H. y Tournon, J., “Contribution de la géochronométrie K/Ar à l'étude du magmatisme du Costa Rica, Amérique Centrale”, *Bull. Soc. Geol. De France*, 7-XX, pp. 955-959, Paris, 1978.
- Bergoeing, J.P., “Modelado glaciar en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica”, *Informe semestral*, julio-diciembre, Instituto Geográfico Nacional, San José, 1977.
- , “L'évolution du Quaternaire au Costa Rica”, *Cahiers Nantais*, no. 30-31, pp. 167-187, Nantes, 1987.
- , *Le Costa Rica: contribution à une étude géomorphologique régionale*, tesis de estado (Ph.D.), Universidad de Aix-Marseille II, Francia, 1987. 437 pp. (microfilmado por la Universidad de Lille).
- , *Geomorfología de Costa Rica*, Editorial Librería Francesa, San José, Costa Rica, 328 p., 2007.
- , *Paisajes volcánicos de Costa Rica*, Editorial Jadine, San José, Costa Rica, 2009.
- , “La transgresión flandense”, *Revista Geográfica*, núm. 144, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2009.
- , “Riesgo de desaparición de la flecha litoral de Puntarenas, Costa Rica”, *Revista Geográfica*, núm. 149, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2011.
- , “Los dos últimos periodos glaciares y la constitución de sackungs en Talamanca, Costa Rica”, *Revista Geográfica*, núm. 149, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2011.
- Bergoeing, J.P.; Malavassi E. y Protti R., “Tres posibles edificios volcánicos del sector Cerros del Aguacate”, Informe semestral, julio-diciembre, Instituto Geográfico Nacional, San José, 1978.
- Bergoeing, J.P. y Malavassi, E., *Carta Geomorfológica del Valle Central, escala: 1:50,000* (9 hojas más texto), editada en colores por Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica, 1981.
- Bergoeing, J.P.; Brenes, L.G. y Malavassi, E., *Geomorfología de la hoja Barranca, Costa Rica, escala 1:50.000* (1 hoja) editada en colores por Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica, 1982.
- Bergoeing, J.P., y Brenes, Q., L.G., “Síntesis geomorfológica del Tárcoles”, *El sistema fluvial de Tárcoles*, Costa Rica, pp. 64-66, Instituto Geográfico Nacional. San José. 1983. 83 pp.

- Bergoeing, J.P. y Protti M., “Tectónica de placas y sismicidad en Costa Rica”, *Revista Geográfica*, núm. 149, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2009.
- Bergoeing, J.P.; Brenes, L.G. y Salas, D., *Atlas Geomorfológico de Costa Rica, escala 1:350,000*, Editorial Instituto Costarricense de Electricidad, ICE, San José, 2010.
- Cervantes, J.F., “Estudio geológico de la zona de Tárcoles y alrededores. Provincia de Puntarenas, Costa Rica”, informe de campo, UCR, 1985, 57 pp.
- Carballo, M.A. y Fischer, “La formación San Miguel”, Informe semestral, ene-junio, pp. 48 -144, Instituto Geográfico Nacional, San José, 1978.
- Castillo, R. y Kruschensky, R., “Geologic map and cross section of the Abra quadrangle, Costa Rica”, *Miscellaneous Investigations Series*, U.S. Geological Survey, Map 1-992, Arlington USA, 1977.
- Cuffey, K. y Marshall, S., “Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet”, *Nature*, vol. 404, pp. 591-594, 2000.
- Denyer, P. y Arias, O., “Estratigrafía de la región Central de Costa Rica”, *Revista de Geología América Central*, núm. 12, pp. 1-59, Costa Rica, 1991.
- Denyer, P. y Kussmaul, S., *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, Cartago, Costa Rica, 2000, 515 pp.
- Dondoli, C., “Observaciones sobre las andesitas del Virilla encontradas en la perforación del túnel Ing. Dengo y Chaverri S.”, pp. 324-325, Costa Rica, 1951.
- Echandi, E., *Unidades volcánicas de vertiente norte de la cuenca del río Virilla*, tesis, Escuela Centroamericana de Geología, UCR, Costa Rica, 1981, 123 pp.
- Fernández, M. y Rodríguez, R., *Estudio geológico del cantón de Atenas*, tesis de Licenciatura, Escuela de Geología, UCR, Costa Rica, 1952.
- Fernández, M., *Daños, efectos y amenazas de tsunamis en América Central*, Centro de Investigaciones Geofísicas, Universidad de Costa Rica, 2001.
- Franco, J.C., *La formación Coris (Mioceno, Valle Central de Costa Rica)*, tesis de licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, UCR, Costa Rica, 1978.
- Gutenberg, B. y Richter, Ch.F., “Seismicity of Central and south América”, *Geol.Sc.*, vol. 4, pp. 455, USA, 1942.
- Horn, S.P., “Timing of deglaciation in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica”, *Climate Research*, vol. 1, pp. 81-83, USA, 1990.
- Kruschensky, R., “Geology of the Istaru Quadrangle, Costa Rica”, *Geological Survey Bulletin*, vol. 1358, p. 46, USA, 1972.
- Lachniet, M.S. y Seltzer G.O., “Late Quaternary glaciation of Costa Rica”, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 114, no. 5, pp. 547-558, USA, 2002.
- Lachniet, S.M. y Roy, J. A., “Quaternary Glaciations-extent and chronology a closer look. Costa Rica and Guatemala”, *Developments in Quaternary Science*, Elsevier, 2011.

- Madrigal, R. y Malavassi, E., “Reseña geológica del área metropolitana”, *Informe Técnico y Notas Geol.*, no. 29, p. 9, Dirección General de Geología, Minas y Petróleo, Costa Rica, 1967.
- Malavassi, E. y Madrigal, R., *Mapa geológico del área metropolitana de Costa Rica*, Dirección de Geología, Minas y Petróleo, Costa Rica, 1967.
- Montero, W., *Estratigrafía del Cenozoico del área de Turrucare, provincia de Alajuela, Costa Rica*, tesis de bachillerato, Escuela Centroamericana de Geología, UCR, Costa Rica, 1975, 40 pp.
- Murata, K.J., Dondoli, C. y Saenz, R., “The 1963-1965 Eruption of Irazú volcano, Costa Rica”, *Bulletin Volcanologique*, vol. 29, pp. 765-796, USA, 1966.
- Paniagua, S., *Contribución al conocimiento de la geología y petrología del vulcanismo Plio-pleistocénico de la Cordillera Central de Costa Rica*, tesis de Maestría, Universidad de Chile, Chile, 1984.
- Pérez, W., *Vulcanología y petroquímica del evento ignimbrítico del Pleistoceno medio (0.33 M.a.) del Valle Central de Costa Rica*, tesis de Licenciatura, Universidad de Costa Rica, 2000, 170 pp.
- Piedra, J., “Geología del área norte de los Cerros de Escazú, cordillera de Talamanca, Costa Rica”, *Informe semestral*, enero-junio, pp. 99-137, Instituto Geográfico Nacional, San José, 1979.
- Protti-Quesada, J.M., *The Most recent Large Earthquakes in Costa Rica (1990Mw 7.0 and 1991 Mw7.6) and Three-dimensional Crustal and Upper Mantle P-wave Velocity Structure of Central Costa Rica*, Ph.D. dissertation, University of California, Santa Cruz, 1994, 116 pp.
- Saenz, R., *Edades radiométricas de algunas rocas de Costa Rica*, Departamento de Geología, Min. E.M., Costa Rica, 1981.
- Schaufelberger, P., “Un estudio geológico de la meseta Central Occidental”, *Revista del Instituto de Defensa del Café*, vol. 1, no. 2, pp. 148-160, Costa Rica, 1935.
- Siebert, L.; Alvarado, G.E.; Vallance, J.W.; Van Wyk, De Vries B.; “Large-volume volcanic edifice failures in Central America and associated hazards”, en Rose, W.I.; Bluth, G.J.S.; Carr, M.J.; Ewert, J.W.; Patino, L .C.; Vallance, J.W. (eds.), “Volcanic hazards in Central America”, *Geological Society of America*, Special Paper, vol. 412, pp. 1-26, 2006.
- Tournon, J., “La cadena volcánica cuaternaria de Costa Rica, composiciones químicas de las lavas, presencia de dos series”, *Informe semestral*, enero-junio, Instituto geográfico Nacional, San José, 1983.
- Tricart J., “Types de lits fluviaux en Amazonie Bresilienne”, *Annales de Geographie*, vol. 473, pp. 1-54, Paris, 1975.
- Vargas, G., *La chaîne volcanique de Tilarán et le bassin inférieur du fleuve Bebebero: conditions écologiques, végétation et mise en valeur, Costa Rica*, Thèse 3ème Cycle en Géographie, Université de Bordeaux-III, Bordeaux, 1981.

- Vargas-Ramírez, J.E., “Geología de una parte de la hoja Naranjo”, Dirección de Geología, Minas y Petróleo, Ministerio de Economía, Industria y Comercio, Costa Rica, 1978, 35 pp.
- Weyl, R., “Las ignimbritas centroamericanas”, *Informe semestral*, enero-junio, pp. 39-59, Instituto Geográfico Nacional, San José, 1960.
- Williams, H., “Volcanic history of the meseta Central Occidental, Costa Rica”, *University of California Publications in Geological Sciences*, vol. 29, no. 4, pp. 145-180, Berkeley, Los Angeles, 1952.
- Woodring, W.P. y Malavassi, E., “Miocene foraminifera, mollusks and barnacles from the Valle Central, Costa Rica”, *Journal of Paleontology*, vol. 35, no. 3, pp. 489-497, Tulsa, USA, 1961.

Geografía y civilizaciones antiguas

Jean Pierre Bergoeing*

Recibido el 4 de febrero de 2014; aceptado el 1 de julio de 2014

Summary

The author makes references to the latest archeological discoveries associated with geomorphology which allow to emit the hypothesis that the current civilization is much older than what is supposed.

Key words: *climate change, Wurm, Riss, post-glacial, transoceanic travels.*

Résumé

L'auteur fait référence aux dernières découvertes archéologiques associées à la géomorphologie qui permettent d'émettre l'hypothèse que notre civilisation est beaucoup plus ancienne de ce que l'on peut supposer.

Mots clés: *changements climatiques, Würm, Riss, post-glaciaire, voyages transocéaniques.*

Resumo

O autor faz referências às recentes descobertas arqueológicas associadas à geomorfologia que permitem a emissão da hipótese de que a civilização moderna é muito mais antiga do que se supõe.

Palavras-chave: *mudanças do clima, Wurm, Riss, posglacial, viagem oceânica.*

Resumen

El autor hace referencias a los últimos descubrimientos arqueológicos asociados a la geomorfología que permiten emitir la hipótesis que la civilización actual es mucho más antigua que lo que se supone.

Palabras clave: *cambios climáticos, Wurm, Riss, posglacial, viajes transoceánicos.*

* Profesor catedrático, investigador, Universidad de Costa Rica, correo electrónico: jegadana@gmail.com

Introducción

Las investigaciones recientes en diversos campos como la arqueología, la geomorfología, la geología, la palinología, la etnología, etc., son tantas ramas de una sola ciencia que podemos calificar como Ciencias de la Tierra. Ellas han permitido vislumbrar el pasado de la humanidad que sería mucho más antiguo de lo que hasta ahora se pensaba y en contradicción con los pensamientos clásicos que creían que nuestra civilización es el producto de una evolución que comenzó con el *homo sapiens* hace unos 200,000 a 140,000 años en África y a partir de entonces se habría diseminado por el mundo. Con el fin de la última glaciación hace unos 12,000 años habían llegado a América. Trataremos de explicar esto dentro de un concepto geográfico.

Los cambios climáticos durante las últimas glaciaciones

Durante el Cuaternario, la Tierra sufrió seis grandes glaciaciones, es decir, en los últimos dos millones de años. Sin embargo éste fenómeno se había producido anteriormente en la Tierra y se remonta a periodos como el Precámbrico y se ha reproducido hasta nuestra época. La Figura 1 muestra una datación de los periodos glaciares e interglaciares de los cuales se hace referencia.

El origen de los periodos glaciares e interglaciares fue explicado brillantemente por el geofísico serbio Milutin Milankovich (1879-1958), que los atribuye a tres fenómenos que sufre la Tierra: 1) excentricidad de su órbita alrededor del Sol en ciclos que varían cada 22,000 años; 2) inclinación axial de la Tierra cada 41,000 años que oscila entre 22.1° y 24.5° con respecto al plano de la eclíptica y 3) precesión o cambio en el bamboleo de sus polos cada 25,800 años, conocidos como ciclos de Milankovitch (Milankovitch, 1920).

A partir del esquema de las glaciaciones y periodos interglaciares podemos determinar que ellas condicionaron la evolución de civilizaciones humanas en el largo proceso evolutivo de la humanidad. Sin duda los periodos interglaciares como el actual comenzado hace 10,000 años, son aquellos donde la humanidad pudo desarrollarse con mayor facilidad, por las condiciones climáticas imperantes y que los periodos glaciares, fueron menos favorables por las mismas razones. Igualmente tenemos que tomar en consideración las variaciones del nivel marino que han tenido oscilaciones importantes con respecto al actual, alcanzando niveles de menos de 120 metros sobre el nivel actual durante la glaciación Wurm. Hace 6,500 años (*optimum* climático) por el contrario, la Tierra sufrió una subida del mar de cuatro metros conocida como transgresión Flandense; Jevreja *et al.* (2011), afirman que el nivel del mar ha subido de 2 mm/año durante el siglo XX y que seguirá subiendo hasta alcanzar 1.1 metros en 2100 y 5.5 metros en 2500 (Jevrejeva *et al.*, 2011). Ello viene a demostrar cuán importante han sido las oscilaciones marinas en las migraciones intercontinentales.

<i>Clima</i>	<i>Denominación</i>	<i>Antigüedad</i>	<i>Época</i>
Posglacial	Actual	10,000	Holoceno
Glacial	Glaciación de Würm o Wisconsin	80,000	
Interglacial	Riss-Würm	140,000	
Glacial	Glaciación de Riss o Illinois	200,000	
Interglacial	Mindel-Riss	390,000	
Glacial	Glaciación de Mindel o Kansas	580,000	
Interglacial	Gunz-Mindel	750,000	Pleistoceno
Glacial	Glaciación de Gunz o Nebraska	1.1 m.a.	
Interglacial	Donau-Günz	1.4 m.a.	
Glacial	Donau	1.8 m.a.	
Interglacial	Biber- Donau	2 m.a.	
Glacial	Biber	2.5 m.a.	
Glacial	Oligoceno	37 m.a.	
Interglacial	Eoceno superior	40 m.a.	Cenozoico
Glacial	Paleógeno	80 m.a.	
Interglacial	Cretácico	144 m.a.	Mesozoico
Glacial	Permocarbonífero	295 m.a.	
Glacial	Carbonífero inferior	350 m.a.	Paleozoico
Glacial	Ordovícico	440 m.a.	
Glacial	Precámbrico	700 m.a.	Precámbrico
Glacial	Primera glaciación	2,000 m.a.	Proterozoico

Figura 1. Glaciaciones e interglaciaciones sufridas por la Tierra desde el Proterozoico, es decir 2,000 millones de años.

Fuente: <http://es.wikipedia.org/wiki/Edad_de_Hielo>.

Igualmente el aire aprisionado en los núcleos de hielo extraídos tanto en la Antártida como en Groenlandia han aportado grandes conocimientos sobre los climas del pasado en nuestro planeta. E. Brook, geólogo de la Universidad Estatal de Oregon, Estados Unidos, dice que los registros así obtenidos muestran los cambios climáticos que ha sufrido la Tierra en los últimos 650,000 años, algo que era impensable hace tan solo diez años. Estos estudios ahora permiten establecer los cambios, sus fluctuaciones y las fuerzas que lo han propiciado (Brook *et al.*, 2011).

Por último señalemos que las costas y litorales actuales son el producto de la última variación eustática del planeta conocida como transgresión Flandense. Durante el periodo Holoceno desaparecieron primeramente el inlandsis fino escandinavo hacia el 8,000 B.P., luego el inlandsis Laurentino de los Grandes Lagos americanos hacia 7,000 B.P. y por último el importante inlandsis del norte de Siberia hacia 6,500 B.P. haciendo que el nivel marino subiera unos 130 metros (Delort *et al.*, 2001).

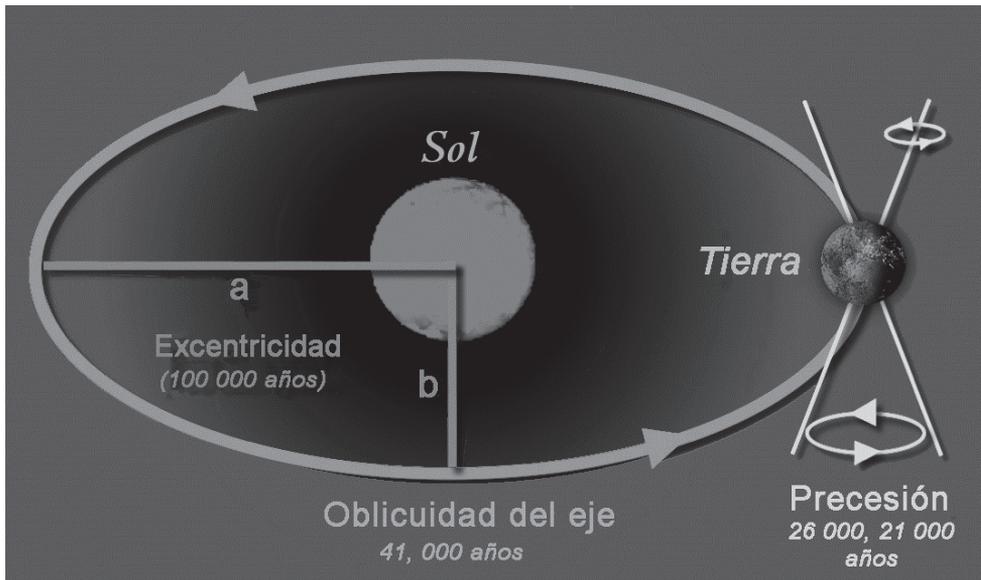
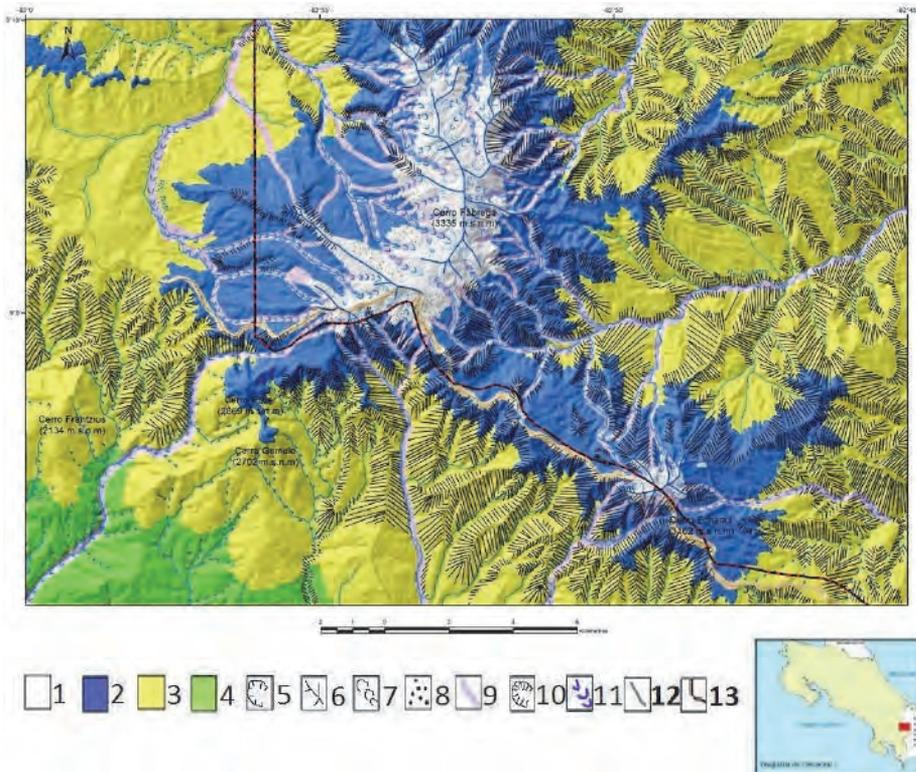


Figura 2. Esquema de las variaciones de la órbita terrestre según Milankovitch.
Fuente: Escuela de Geografía, Universidad de Costa Rica (UCR), 2013.

Las glaciaciones en Costa Rica

Los vestigios de glaciaciones en las altas cumbres de la cordillera de Talamanca ya no dejan la menor duda sobre la existencia de un casquete de hielo que se estacionó en la región de Chirripó (3,819 metros de altitud) y en el sector del cerro Fábrega (3,335 metros de altitud). Los circos glaciares, los valles en U, las morrenas y los tarns o lagos posglaciares son testigos mudos de este acontecimiento que lo hacen innegable. Al menos dos estacionamientos glaciares se han sucedido en Talamanca y corresponden a las glaciaciones Riss y Wurm. A 10° de latitud Norte ello se hace posible debido a la altitud que fue alcanzada por las altas cumbres de Talamanca gracias a la orogénesis, que levantó este sector de la placa tectónica del Caribe, por los empujes hacia el norte de la placa tectónica de Cocos que se subduce bajo la placa del Caribe (Bergoeing *et al.*, 2012).

El valle de El General es una vasta depresión tectónica que se presenta como un sinclinal de orientación WNW-ESE. Algunos geólogos (Denyer *et al.*, 2007) lo consideran como un monoclinal basculado. Ambos fenómenos están ligados al choque de las placas del Cocos y del Caribe. La primera se subduce bajo la segunda, habiéndola levantando violentamente en los últimos tres millones de años, es decir desde fines del Terciario. Este fenómeno de colisión de placas, bastante reciente desde el punto de vista geológico, es capital para la comprensión del depósito a lo largo del Cuaternario de vastos conos de deyección a los pies de la vertiente SW de la cordillera de Talamanca.



1.-Área Paleo.-glaciar Riss y Wurm. 2.- Área Paleo.-nivale Riss y Wurm. 3.- Área de paleo-páramos. 4.- Área de paleo-sabanas de altitud. 5.- Pequeños circos glaciares. 6.- Divisorias glaciares con pequeños horns. 7.- Valles en U. 8.- Depósitos merrénicos. 9.- Recorrido de las lenguas glaciares con morrenas. 10.- Taludes de erosión. 11.- Valles en V. 12.- Líneas divisorias de aguas. 13.- Límite internacional Costa Rica-Panamá.

Figura 3. Máxima extensión de los glaciares en la cumbre del cerro Fábrega durante la glaciación Wurm (frontera Costa Rica-Panamá).

Fuente: *Cartografía geomorfológica*, J.P. Bergoeing, 2011.

Dos factores esenciales han dado origen y modelado los abanicos aluviales del sector: la orogénesis cuaternaria que se prosigue muy activamente de nuestros días alcanzado la altitud máxima de 3,820 metros en el Chirripó y al menos las dos últimas glaciaciones; Riss -200,000 años a -120,000 años y Wurm -90,000 a -12,000 años, que permitieron durante esos largos lapsos de tiempo la acumulación y formación de un casquete importante de hielo en altas cumbres. Los periodos interglaciares Riss-Wurm -120,000 años a -90,000 años y el actual poswurmiense desde hace 12,000 años son periodos relativamente cortos, pero durante el cual el deshielo es súbito por el cambio climático y recalentamiento de las altas cumbres. Tal deshielo brutal es responsable de los conos de deyección modernos a los pies de la cordillera de Talamanca.



Figura 4. Perfil general de los conos de deyección que bajan de Talamanca constituyendo espesores considerables, producto de las masas deslizadas por el deshielo cordillerano de las dos últimas glaciaciones y periodos interglaciares (fotografía: J.P. Bergoeing).

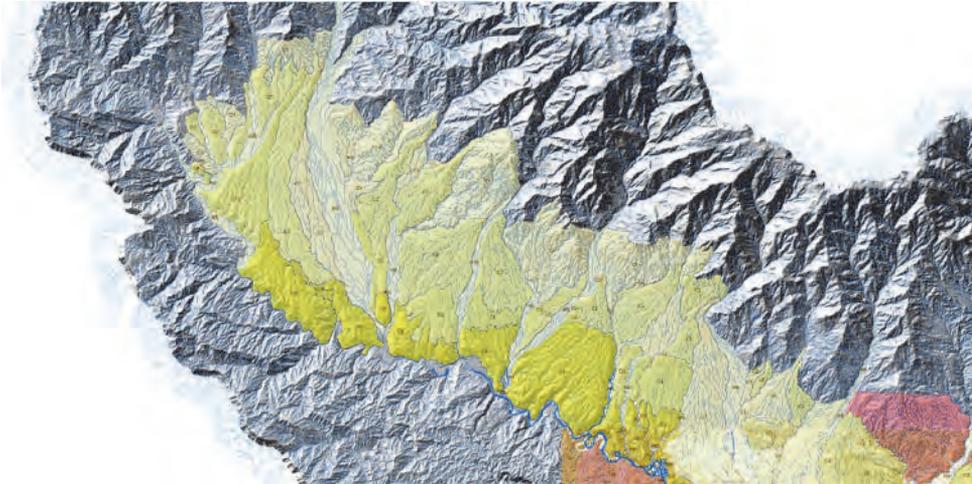


Figura 5. Conos de deyección del valle de El General donde se reconocen cinco procesos de colmatación que van desde el Pleistoceno inferior (C4) pasando por el Pleistoceno medio (C3), Pleistoceno superior (C2 y C1) y Holoceno (HS) (mapa: J.P. Bergoeing).

Los conos de deyección del Pleistoceno inferior a medio, C4 y C3

Son el resultado de depósitos de vertientes, por efectos de la erosión producida por intensas lluvias tropicales, en el incipiente relieve volcánico-sedimentario de la cordillera de Talamanca, en pleno levantamiento orogénico y por ello son los más antiguos del sector ya que van del Pleistoceno inferior al Pleistoceno medio. Se presentan hoy como depósitos de arcillas rojas (ilíticas a montmorilloníticas) que forman una

matriz que encierra cantos rodados de gran calibre (de 20 a 40cm de diámetro), que se encuentran totalmente alterados (fantasmas) y que al golpe de piqueta se funden con la matriz que los rodea. Sin embargo los depósitos se encuentran basculados en sentido opuesto a la corriente de lodo que los depositó (Battistini y Bergoeing 1983) lo cual demuestra el buzamiento actual que afecta a este nivel antiguo. Los conos C4 al momento de crearse el depósito chocaron con un pequeño relieve volcánico que emergía del Océano Pacífico cuyo litoral se encontraba en las cercanías de lo que hoy es el río General. Estas formaciones volcánicas cuyos exponentes son el volcán Mano de Tigre (Bergoeing *et al.*, 1978) o el China Kichá (Bergoeing *et al.*, 2010) son el producto de ascensión magmática fisural gabroica-basáltica del fines del Plioceno, comienzos del Pleistoceno producida por el empuje y colisión de la placa del Coco con la del Caribe en este sector. En las estribaciones del Pacífico de Talamanca

las rocas volcánicas del Plioceno pleistoceno corresponden a rocas y edificios volcánicos que se sitúan desde el cerro Kai hasta el sector entre fila Cabagra y el poblado de Puente, lo mismo que en una franja desde la ladera sur de fila Chimbeta hasta el área al este de fila Colorado próximo al límite con el cantón de Coto Brus, así como el sector aldeaño al poblado de Volcancito (Subredes, UNA, 2006).

En el Pleistoceno medio, siempre gracias a los empujes verticales de la orogénesis el cono C4, se vio recubierto por un nuevo depósito aluvial (C3) igualmente de gran espesor y de características similares al anterior. En el sector de la ciudad de Pérez Zeledón los conos se depositaron lateralmente por efectos de un basculamiento tectónico NW-SE que coloca los depósitos del más antiguo al más reciente de manera paralela al río Chirripó del Pacífico.

El cono T3, que cronológicamente se superpone al cono T4, es lógicamente más reciente y tentativamente puede ser clasificado como del Pleistoceno medio. Los cantos rodados que lo componen y permiten identificarlo, aunque muy alterados, son reconocibles y mantienen una cierta cohesión. Igualmente están insertos en una matriz arcillosa rojo-parda pero no tan intensa como la de T4. Es un cono más difícil de reconocer en el campo por estar recubierto en partes por los conos más modernos T2 y T1, estos últimos que situamos en el Pleistoceno superior. De ellos uno de los más interesante es el abanico aluvial T1 del sector aldeaño al contacto cordillerano del río Unión, por cuanto está recubierto por enormes bloques granodioríticos, (del tamaño de una casa) sumamente erosionados formando pseudo-lapiaces por efectos de la erosión pluvial. Estos megabloques de unos 10 x 30m y 3m de alto son la consecuencia del deshielo poswurmiense de Talamanca y marcan deslizamientos brutales y súbitos del material arrancado a las cumbres del Chirripó por efecto de las lluvias diluviales acaecidas con el cambio climático de ese periodo. Actualmente el modelado geomor-

fológico de la superficie superior de los conos se presenta como un modelado multi-convexo, mientras que el sector que domina la vertiente NW del río General forma escarpes de erosión alternados por los niveles de las terrazas fluviales donde distinguimos tres niveles. Dichos niveles son probablemente climáticos pero asociados con la fuerte tectónica de alzamiento por cuanto una cronología absoluta sería difícil de aplicar al conjunto de los niveles fluviales y más bien se debería proceder a un trabajo local de caso por caso (véase Figura 6).

Los conos del Pleistoceno superior T2 y T1

Son la consecuencia de la orogénesis de Talamanca, que durante el Pleistoceno superior alcanza altitudes importantes, superiores a los 3,000 metros y en donde al menos dos estacionamientos glaciares acumularon masas de hielo importantes y de espesores considerables. Por la latitud de Costa Rica, los periodos interglaciares Riss-Wurm o Sangamoniano para América del Norte (-130,000 a -110,000 años) y postwurmense (-12,000 años en adelante) o postwisconsiniano, provocaron el derretimiento acelerado de la masa glaciaria creando las condiciones de deslizamientos en masa de grandes bloques granodioríticos y del material mueble que se encontraba a menor altitud. Todo este material se acumuló en los piedemontes de Talamanca, preferentemente en el sector SW (vertiente del Pacífico) donde la acumulación alcanzó espesores considerables de material caótico, llegando en algunos sectores a medir de 200 a 500 metros de espesor.

Los conos actuales (HS)

Se trata de conos en formación donde discurren los principales afluentes del río El General. Se caracterizan por superponerse sobre los más antiguos siguiendo una dirección NNE-SSW a excepción del río Chirripó, orientado por un basculamiento tectónico y por disponerse en forma alargada. El sistema de conos de deyección se prosigue más al SW de Paso Real donde los afluentes del río Coto Brus y Cotón han erosionado profundamente el material caótico de los abanicos y en donde sobresalen algunas estructuras volcánicas probablemente del Plioceno. La ciudad de San Isidro de El General, rebautizada como Pérez Zeledón, está construida sobre un gran abanico aluvial construido por el río Chirripó del Pacífico que confluye con el río El General. La observación de imágenes satelitales han permitido identificar una serie de cuatro niveles de abanicos que se disponen en forma paralela. La serie está basculada por efectos de la Neotectónica elevándose hacia el NW. Poseen una matriz fina arcillosa roja, con algunos elementos gruesos rodados para los más antiguos mientras que los niveles más jóvenes se caracterizan por un abundante material rodado fluvial, de litología diversa que descansan aflorantes o sobre una matriz pardo oscura.

Los ríos afluentes de El General al llegar a la zona de confluencia, se encajonan profundamente en los conos antiguos, particularmente el nivel C4, en donde constituyen cañones fluviales. Desde el río Unión, pasando por los ríos Volcán y Ceibo y continuando hacia el SW, los ríos se encañonan durante varios kilómetros hasta alcanzar la confluencia con el río El General. En algunos casos en las zonas de confluencia constituyen abanicos coluviales como es el caso para el río Volcán. Ello se debe al basculamiento general que ha sufrido el sector por efectos del avance de la placa del Coco que se subduce bajo la del Caribe. En general el material depositado es de tipo fluvial y torrencial, en algunos sectores la roca madre aflora en los *talwegs* dejando en evidencia la profunda erosión fluvial asociada con una tectónica positiva muy activa.

El piedemonte Pacífico del valle de El General es un sector privilegiado en Costa Rica por la presencia de los conos de deyección o abanicos aluviales que lo conforman. Ellos son el testigo mudo de los depósitos que se han formado de modo correlativo a lo largo del Cuaternario, cosa muy difícil de encontrar en otras partes del país. El sector amerita un estudio sedimentológico detallado de los diferentes depósitos, lo que permitiría establecer una cronología precisa de cada evento, estudiando y clasificando por ejemplo pólenes, o buscar mediante sondajes la presencia del isótopo ^{18}O , (el isótopo ^{18}O es un indicador paleoclimático utilizado para conocer la temperatura de una región en una época dada, más elevada es la relación isotópica $^{16}\text{O} / ^{18}\text{O}$ y más baja es la temperatura correspondiente. Esta relación puede ser determinada mediante muestras de aragonita y de calcita contenida en algunos fósiles. Y por dataciones radiométricas de ^{14}C (el Carbono-14, derivado de la relación $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$) y por el método K/Ar de algunas muestras asociadas.

Relatos míticos de antiguas civilizaciones

El relato mítico más antiguo data del siglo V a.C. y es sin lugar a dudas el del filósofo griego Platón, el cual nos relata en sus obras *Critias* y *Timeo* la historia de la Atlántida, antigua civilización que fue engullida en el mar. Según Platón el relato le fue comunicado por Solón de Atenas, el cual obtuvo la información de los sacerdotes del templo de Sais en Egipto. La Atlántida poderosa ciudad que se situaba más allá de las columnas de Hércules (hoy Gibraltar), es decir en alguna parte del Atlántico Norte desapareció bajo el mar. Una explicación moderna de ese fenómeno nos lo da la geomorfología. En efecto, sabemos que durante las glaciaciones el nivel marino se encontraba entre 120 a 140 metros por debajo del nivel marino actual, ello porque las masas de hielo de los casquetes polares e inlandsis continentales absorbieron parte de la masa líquida existente. Por ello indudablemente Atlantis debió existir al menos durante el periodo glacial Wurm es decir entre 90,000 a 12,000 años. Digo debió existir, así como hoy tenemos el conocimiento de Troya descubierta por el arqueólogo aficionado alemán Heinrich Schliemann (1822-1890) quién buscó la ciudad

mítica de Homero relatada en la *Iliada* y por ello fue burla de los arqueólogos de la época. Descubrió en 1873 el Tesoro de Priamo en Hisarlik, Turquía a orillas del estrecho de los Dardanelos. Posteriormente descubrió la otra mítica ciudad de Micenas.

Otro personaje del siglo XIX fue la controversial rusa Helena Blavatsky (1831-1891), fundadora de la Sociedad Teosófica. Su libro más famoso *La doctrina secreta*, describe la evolución humana (antropogénesis) y da a conocer las civilizaciones Lemúrida y Atlante.

Un tercer personaje interesante en citar es sin lugar a dudas el norteamericano Edgar Cayce (1877-1945), nacido en Kentucky, fotógrafo de profesión pero que se hizo famoso como vidente y psíquico. El “profeta dormido” entre muchas de sus declaraciones en estado dormido hace descripciones de la Atlántida y profetiza que a partir de 1998 la Tierra conocerá grandes cambios continentales (Kirkpatrick, Sidney D., 2000).

Desde entonces han surgido nuevos descubrimientos arqueológicos que replantean la historia de la humanidad. En 2008 la investigadora física, doctora Anna Pazdur, de la Universidad de Silesia en Polonia, revela al mundo la pseudo existencia de las “pirámides” de Bosnia cuyas dataciones al 14C remontarían esta civilización a 29,000 años, es decir, en plena era glaciador wurmiense! Así en Bosnia el antropólogo, doctor Semir Osmanagich, afirma que nuestra historia oficial es falsa, “la evidencia encontrada a través del mundo de una especie humana altamente evolucionada desde antes de la edad de hielo, demanda un reconocimiento científico de nuestro pasado, que representa a sociedades de una avanzada cultura y tecnología”. El valle de las pseudo pirámides de Bosnia se extiende por 6km² en la cuenca del río Visoko a 40km al norte de Sarajevo la capital, y ya suscita una agria polémica en el mundo intelectual.

Otro de los descubrimientos más desconcertantes fue el de las piedras de Ica en Perú, donde el doctor Cabrera reunió más de 15,000 objetos. Se trata de basaltos grabados con diferentes personajes y animales prehistóricos. La comunidad científica tras estudiarlos detenidamente los consideró un fraude por su elaboración reciente encontrándose trazas de lijado y pintura además no se conoce el lugar donde fueron encontradas (véase Figura 7).

Cabe citar los últimos descubrimientos arqueológicos de una nueva civilización en Carahunge, Armenia que se remontaría a 5,000 años. El lugar se sitúa próximo a Sisian a 200km de Erevan, capital de Armenia y fue estudiado en 2,000 por un equipo de arqueólogos del Institut für Vorderasiatische Archäologie de la Universidad de Munich, Alemania. Se le considera el Stonehenge de Armenia por ser una necrópolis de la Edad del Bronce medio a la Edad del Hierro. El gran círculo de piedras ha sido datado de 5,500 a.C. y sería un vasto observatorio astronómico donde estarían consignados los movimientos del Sol, la Luna y las estrellas.



Figura 6. Bloque errático granodiorítico del sector río Volcán cuyas facetas están erosionadas por la acción pluvial del deshielo poswurmiense formando pseudo-lapiaces (fotografía: J.P. Bergoeing).



Figura 7. Piedra de Ica. Falsificación que representa a un triceratops cabalgado por un hombre. Este animal prehistórico desapareció hace más de 65 millones de años, durante el Cretácico.
Fuente: <<http://calendariomayaplus.blogspot.com/2011/06/las-piedras-de-ica-una-biblioteca.html>>.



Figura 8. Punta de flecha de la cultura clovis de América del Norte.
Fuente: <<http://www.doslourdes.net/monogr%C3%A1ficos-primeras-culturas-del-mundo-am%C3%A9rica..pdf>>.



Figura 9. Pirámides de la cultura caral, Perú.
Fuente: <<http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/30/PeruCaral01.jpg>>.

Las migraciones intercontinentales

El antropólogo italiano Yuri Leveratto (Barcelli, 2009), radicado en Colombia, ha realizado estudios en América Latina, que han aportado una nueva visión al poblamiento continental y deduce que el hombre americano es el resultado de múltiples orígenes poniendo fin al único poblamiento de origen asiático a través de las praderas de la Beringia, hoy estrecho de Bering, hace unos 12,000 años es decir al final de la última glaciación.

Así los últimos descubrimientos en Pedra Furada, Brasil, testimonian de un aporte africano al poblamiento de América del Sur, estudiado por el equipo franco-brasileño de arqueólogos dirigido por Niede Guidon quien en 1973 encontró restos humanos pertenecientes a *Homo Sapiens* arcaicos de África: las dataciones de Niede Guidon en 1986 (Guidon y Delibras, 1986) llevan las dataciones de 48,000 a 32,000 B.P., y podrían extenderse hasta 60,000 años!

Una tercera teoría complementaria indica que el hombre americano habría llegado navegando a través del Pacífico (Melanesia y Polinesia) y ello está soportado por pruebas antropológicas, etnográficas y lingüísticas. El etnólogo y lingüista francés Paul Rivet (1876-1958) ha comprobado a través de sus estudios las analogías lingüísticas con indonesios, melanesios y polinesios. Estudiando al grupo lingüísticos Hoka que va de Oregon a Centroamérica descubrió más de 280 semejanzas en vocablos y formas gramaticales.

Una explicación de estos viajes transpacíficos los da la geomorfología puesto que durante la glaciación Wurm (90,000 a 12,000 B.P.) el nivel del mar se encontraba 130 metros por debajo del nivel actual y con ello un sinnúmero de islas existían hoy desaparecidas bajo las aguas oceánicas.

Una prueba del poblamiento muy antiguo de América nos lo da la cultura Monte Verde en Chile. En efecto Monte Verde es un yacimiento arqueológico a 30km de Puerto Montt en el sur de Chile, descubierto en 1975 y estudiado por Félix Werner y Carlos Jünger cuyas dataciones 14C más antiguas se remontan a 33,000 B.P. (Dillehay *et al.*, 2008).

En Estados Unidos, el descubrimiento de coprolitos humanos en una cueva de Oregon fechados a través del método 14C y fragmentos de ADN mitocondrial humano recuperado de las heces vinculan las muestras a dos subgrupos genéticos surgidos entre 14,000 a 18,000 años B.P. (Gilbert *et al.*, 2008) y que son anteriores a la cultura clovis. Las cavernas de Meadowcroft en Pensilvania, Estados Unidos, excavadas de 1973 a 1978 por James M. Adovasio indicaron una ocupación humana que según 14C se situaría entre -19,000 a -16,000 años y en donde se han encontrado restos de herramientas, animales y plantas. Finalmente en 2004, Albert Goodyear de la Universidad de Carolina del Sur, que trabaja desde 1980 en Topper, Carolina del Sur en utensilios primitivos de piedra haciendo retroceder la presencia humana con 14C a 50,000 B.P. y 37,000 B.P., sin embargo otros arqueólogos cuestionan sus des-

cubrimientos. Igualmente restos humanos encontrados en Old Crow al norte de Yukón en Canadá, dan una antigüedad de 26,000 años.

De todas formas estos descubrimientos recientes abren la puerta a otros que no dudo serán la confirmación de una presencia humana más antigua en América, durante el último periodo glacial y probablemente anterior es decir durante el interglacial Riss-Wurm.

La civilización actual desde el deshielo wurmiense hace 12,000 años

Es indiscutible que desde hace 12,000 años cuando entramos definitivamente el último periodo interglacial, conocido como Holoceno, nuestra civilización actual se ha ido desarrollando, con características climáticas parecidas a las de nuestros días, pero con periodos más cálidos y más fríos que se han intercalado. Los descubrimientos más recientes han puesto en tela de juicio la historia clásica que se nos ha enseñado.

Así en América hemos descubierto viejas civilizaciones que hacen la transición entre el periodo glacial wurmiense y el Holoceno. Hipótesis como la llegada de los fenicios, chinos y japoneses, gracias a sus habilidades marítimas, siguen siendo de difícil demostración.

Estados Unidos: la cultura clovis descubierta en 1929 por Ridgely Whiteman en Nuevo México, fue reconocida en 1932 como una cultura del Pleistoceno en América del Norte con una antigüedad superior a los 13,500 años (véase Figura 8).

Mexico: en los hallazgos humanos más antiguos se encontrarían en la región de El Cedral, San Luis Potosí y tendrían según datación ¹⁴C una edad de 33,000 años. En efecto las excavaciones llevadas a cabo por la arqueóloga Lorena Mirambel en 1978 en el lugar ya citado revelaron restos de animales y herramientas hechas por el hombre que revelan la actividad humana más antigua de México (Pérez Crespo *et al.*, 2009).

Costa Rica: la presencia humana en Costa Rica sería anterior a 12,000 años según análisis de datación de ¹⁴C realizada en 14 piezas de carbón y pedazos de madera, junto a vestigios de herramientas y armas talladas, en Siquirres en el sitio La Isla por el equipo de arqueólogos del Instituto Costarricense de Electricidad que trabajan en el proyecto hidroeléctrico reventazón dirigido por Marta Lucía Chaves Montoya. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio Beta Analytic, de Miami (Florida, Estados Unidos).

Esto viene a confirmar que desplazamientos tempranos humanos se realizaron entre América del Norte y América del Sur, bordeando las costas que eran lugares acogedores y mucho más extensos, hasta el deshielo wurmiense donde el nivel del mar subió de 130 metros. Posteriormente, podemos citar la cultura del diquís famosa por sus esferas gigantes de piedra granodioríticas, que se instaló hace unos 6,000 años en la desembocadura del río Grande de Térraba.

Perú: la cultura de caral que se desarrolló entre 3,000 a 1,800 a.C. es el surgimiento de la sociedad estructurada, más antigua de América, es un área de asentamiento urbano que abarca una extensión de 400km en una serie de valles cuyos ríos desembocan en el Océano Pacífico. Destaca principalmente el valle de Supe ubicado en Barranca, Lima donde se identificaron 21 asentamientos. Esta civilización es contemporánea con la de Mesopotamia y Egipto, y antecede en 1,200 años a la cultura olmeca (véase Figura 9).

Hace 2,500 años el cambio climático afectó al mundo entero produciendo una acentuación de la sequía en las regiones intertropicales que pudimos comprobar gracias a dataciones 14C estudiando la geomorfología del sitio Hapex Sahel, Niger en 1993 a solicitud del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Francia. Ese periodo más seco se hizo presente igualmente en Perú.

Nazca: a 450km al sur de Lima, entre Palpa y Nazca, en la pampa de Socos, se desarrolló entre el siglo I y VI de nuestra era (según dataciones 14C) una antigua cultura conocida como “cultura de nazca”. Esta cultura dejó trazados gigantescos sobre 520km². Se trata de dibujos de unos 20cm de espesor sobre el suelo árido de la pampa peruana donde están representadas más de 800 figuras de animales. Descubiertos en 1927, por el arqueólogo peruano Toribio Mejia Xesspe, que las divisó de las colinas circundantes. Datarían de 200 a.C. María Reiche (1903-1998) antropóloga alemana, dedicó toda su vida al estudio de las líneas de Nazca (véase Figura 10).

Mucho más al sur, en la región de Tarapacá, Chile, existen muchos otros geoglifos y entre ellos destaca el “Gigante de Atacama” de 84 metros de largo trazado en la ladera noreste del cerro Unita a 15km del pueblo de Huara. Sería la representación de Tonapa o Tarapacá un predicador preincaico.

Finalmente, al noreste de China en Horquín se han puesto al descubierto en 2010 casas y tumbas prehistóricas de la cultura hogansan y que se remontan a 5,000 años. Con ello vemos que el urbanismo es algo inherente a la cultura humana y que se remonta a miles de años, siendo el plan damero el primero utilizado por el ser humano como lo podemos observar en las urbes de Mesopotamia y en Mohenjo Daro, India.

Migraciones anteriores a Cristobal Colón

Fenicios en Brasil

Sin embargo en Brasil hay evidencias arqueológicas de la presencia de fenicios, grabadas Alto en la Piedra de Paraiba en Pouso descubierta en 1872. La Piedra habiéndose destruido pero su transcripción salvada era considerada falsa. En 1960, el epigrafista estadounidense Cyrus Gordon demostró que la transcripción era auténtica porque transmitía conceptos gramaticales de la lengua fenicia totalmente desconocidos en 1872 fecha del descubrimiento de la piedra He aquí una traducción:

Somos Cananeos de Sidón de la ciudad del rey mercante. Llegamos a esta isla lejana, una tierra montañosa. Sacrificamos un joven a los dioses y diosas celestes, en el decimonoveno año de nuestro rey Hiram y nos embarcamos en Ezión-Geber en el Mar Rojo. Viajamos con diez naves por dos años alrededor de África, luego fuimos separados por la mano de Baal y ya no estamos con nuestros compañeros. Así llegamos aquí, doce hombres y tres mujeres, a la isla del hierro, en una nueva playa que yo, el almirante, gobierno. Pero seguramente los dioses y diosas nos favorecerán.

Según Cyrus Gordon el rey citado sería Hiram III (531 a.C.), (Gordon 1971).

Otra inscripción fenicia de Brasil es la Piedra de Gavea en Barra de Tijuca en Rio de Janeiro. Los petroglifos fueron parcialmente descifrados por Bernardo de Azevedo da Silva Ramos en 1932 (Silva Ramos 1932) donde dice: “Aquí Badezir, rey de Tiro, el hijo más viejo de Jetbaal” (Jetbaal reinó hasta el 847 a.C).

Sabemos por los papiros egipcios que el Faraón Necao II (610-595 a.C) encomendó a los fenicios la exploración de la costa africana y que al menos dos periplos alrededor de ese continente se completaron saliendo del mar Rojo y retornando a Egipto por Gibraltar. Es posible que la ruta inversa fuera ya conocida por los fenicios y haber sido emprendida pero algunos barcos desviados por los Alisios hacia el Oeste, es decir Brasil, como le sucedió a la expedición de Pedro Alvarez Cabral que “descubrió” el Brasil en el año 1,500.

Civilización amazónica

En la frontera entre Brasil y Bolivia se han encontrado trazas arqueológicas de una antigua civilización amazónica que se remontaría a 200 a.C. y se habrían prolongado hasta fines del siglo XIII. Se trata de un conjunto urbano de 260 avenidas, lagos y canales de riego. Cubre 240km² y habría albergado unas 60,000 personas. El conjunto es estudiado por Denise Schaan de la Universidad Federal de Pará, Belem, Brasil.

Entre los años 950 y 1,250 d.C. la Tierra experimentó un alza de temperaturas de 1.5° C conocido como “periodo cálido medieval”, es durante este tiempo que las expediciones vikingas exploraron el Atlántico norte, llegando hasta Canadá, que bautizaron como *Vinland* o tierra de los viñedos. En 1960 en la “Anse aux Meadows”, en Terranova, Canadá fue descubierto un asentamiento vikingo testimonio de la presencia nórdica temprana, en esta parte de América, el sitio fue declarado patrimonio de la humanidad por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) (véase Figura 13).

A partir del 1250 y hasta 1850 el planeta sufrirá lo que se conoció como la pequeña Edad del Hielo y que afectará a Europa especialmente en el siglo XVI y XVII provocando grandes hambrunas. Se caracterizó por tres recurrencias frías; 1645-1715, 1770 y 1850. Ello debido a un aumento de la actividad volcánica mundial y disminución de la actividad solar.



Figura 10. El Colibrí trazado y excavado sobre el suelo árido de la pampa de Nazca, probablemente con cuerdas. Algunas líneas pueden medir hasta 275 metros de largo.

Fuente: <http://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Lignes_de_Nazca_Décembre_2006_-_Colibrí_1c.jpg>.

Por último citemos al almirante chino Zheng He (1371-1433) el cual realizó siete expediciones navales a partir de Nankin entre 1405 y 1433 y con una cantidad impresionante de navíos entre 50 y 300 que llevaban unos 30,000 tripulantes y recorrió las costa del África y el Océano Índico hasta las de América en el Pacífico. Los chinos no crearon colonias por no tener interés en expandirse fuera de su territorio influenciado por el aislacionismo de la sociedad confucionista y las constantes amenazas en sus fronteras. El viaje a América de 1421 es una hipótesis de Gavin Menzies meramente especulativa que no ha sido probada hasta hoy.

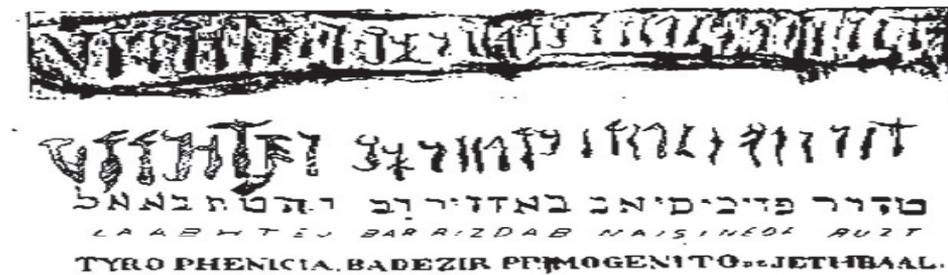
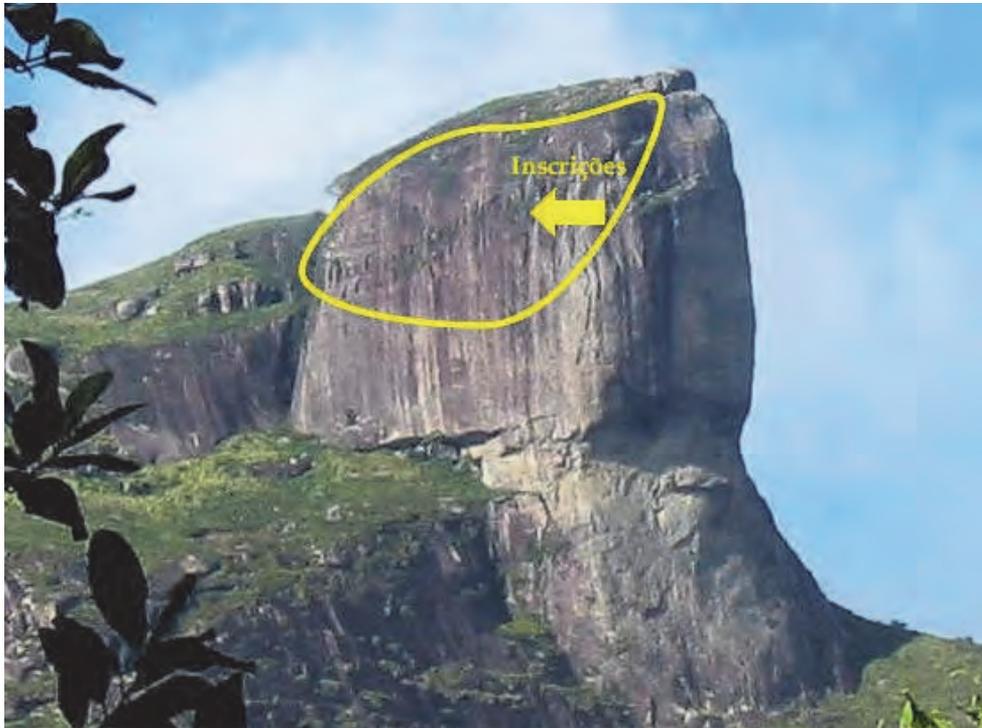


Figura 11. Petroglifo de la Piedra de Gavea en Barra de Tijuca, Río de Janeiro, Brasil descubierto en 1932, reproducción y traducción de las inscripciones en escritura fenicia por Berbarado de Azevedo da Silva. Se trata de un inselberg de granito que se alza sobre la costa.
Fuente: <<http://averdadenomundo.blogspot.com/2012/09/misterios-e-curiosidad-es-pedra-da-gavea.html>>.

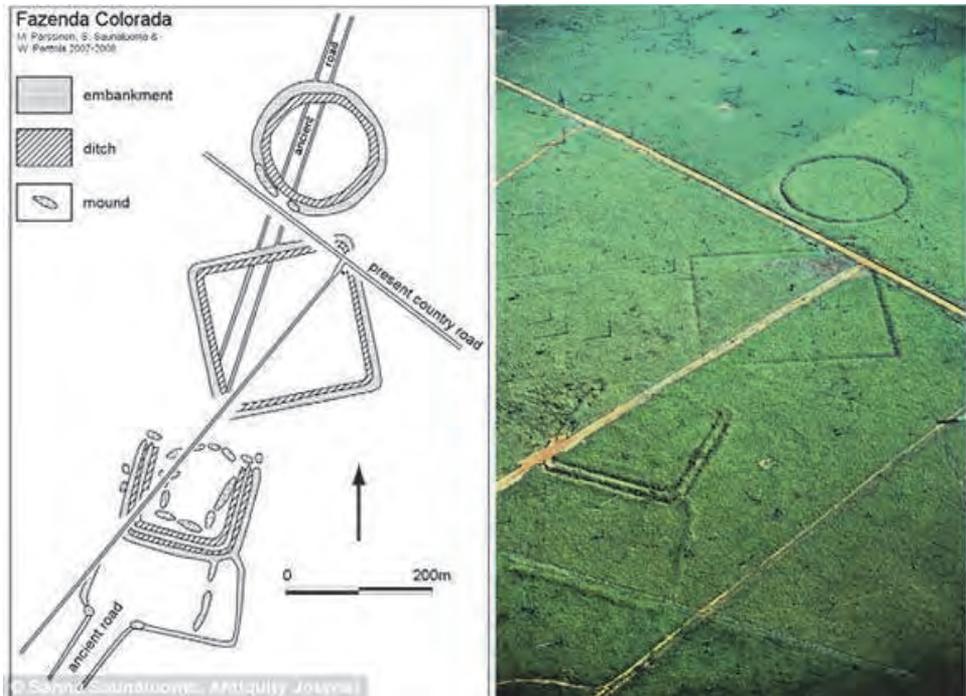


Figura 12. Imagen aérea y reconstrucción del sector “Fazenda Colorada” por M. Parssinen, S. Saunabuona y W. Oattola, 2007-2008.
Fuente: Edison Caetano, *Antiquity Journal*, 2009.



Figura 13. “L’Anse aux Meadows” Terra Nova, Canadá, asentamiento vikingo declarado patrimonio de la Humanidad por la UNESCO y donde se encontraron vestigios importantes de la presencia escandinava en Canadá.
Fuente: <http://es.wikipedia.org/wiki/Asentamientos_vikingos_en_Am%C3%A9rica>.



Figura 14. Mecanismo de anticitera, Grecia y reconstrucción por computadora.
Fuente: <es.wikipedia.org>.

Conclusión

Lo aquí expuesto pretende demostrar que la civilización humana ha sabido sobrevivir a los periodos críticos glaciares que atormentaron su pasado, creando condiciones difíciles de sobrellevar, pero que fueron capaces de conservar y transmitir los avances tecnológicos que se habían puesto a buen resguardo. Igualmente demostrar que durante los periodos interglaciares y en especial el *inter* Riss-Wurm es posible que se haya desarrollado una civilización avanzada, con conocimientos muy adelantados y que fueron transmitidos por las civilizaciones posteriores, egipcia, mesopotámica, griega, india y china. Algunos conocimientos fueron celosamente guardados por ellos porque eran avances tecnológicos desconocidos para la gran mayoría, como la pila de Babilonia, o bien el mecanismo de Anticitera rescatado del fondo del mar Egeo y datado de 65 a.C. se piensa que era un mecanismo astrológico o de navegación. La brújula que apunta hacia el Sur del emperador Chino Huang Di (2,698 y 2,598 a.C) sin hablar de los sistemas de canalizaciones de los incas o los conocimientos astronómicos mayas.

De lo que no cabe la menor duda es que nuestro planeta en los próximos 10,000 a 15,000 años sufrirá una nueva glaciación y pondrá nuevamente en jaque a nuestra civilización con toda su tecnología acumulada, particularmente aquella conservada en sistemas computacionales que dependen de la electricidad. Ello reducirá considerablemente a sus habitantes por el solo hecho de la escasez de alimentos. No olvidemos que entre el año 1800 y hoy el planeta ha pasado de 500 millones a 7,000 millones de habitantes y que el suelo agrícola y el agua son bienes limitados ¿Habrá logrado entonces, nuestra civilización, resguardar en profundos subterráneos todo el saber y la tecnología acumulada de nuestros días? ¿O bien alcanzar estrellas lejanas

habitables donde perpetuar el conocimiento y el avance tecnológico, para poderlo retransmitir a aquellos descendientes que permanecieron en nuestro viejo planeta? ¿Cómo tal vez ya se hizo en el pasado?

Bibliografía

- Ahn, J. and E. Brook, *Atmospheric CO2 and Climate on Millennial Time Scales During the Last Glacial Period*, Science 322, 2008.
- Barcelli, S., “Entrevista a Yuri Leveratto, Suramérica desconocida”, *Hera Magazine*, november, p. 28-35, 2009.
- Bergoeing, J.P., “*Modelado glaciar en la Cordillera de Talamanca*”, Informe semestral, julio-diciembre, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1977.
- , “Geomorfología de algunos sectores de Costa Rica basada en la fotointerpretación de imágenes del satélite Landsat en la banda espectral MSS7 (4 cartas color escala 1:500,000e)”, Suplemento informe semestral, julio-diciembre vol. 28, pp. 3-15, Instituto Geográfico Nacional, San José, Costa Rica, 1982.
- , *Geomorfología de Costa Rica*, Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica pp. 460 (croquis, stereogramas, cartas, fotos), 1998.
- , “La transgresión flandense”, *Revista Geográfica*, núm. 144, pp. 229-239, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, México, 2009.
- Bergoeing, J.P. y Artavia, G., “Extensión glaciar y nival durante el riss/illinoiense y el wurm/wisconsiniano en las altas cumbres de Talamanca en el sector fronterizo Costa Rica-Panamá”, *Revista Geográfica*, núm. 150, pp. 33-53, Instituto Panamericano de Geografía e Historia. México, 2012.
- Bergoeing, J.P. y Protti, M., “Tectónica de placas y sismicidad en Costa Rica”, *Revista Reflexiones*, núm. 146, San José, Costa Rica, 2009
- Bergoeing, J.P.; Arce, R.; Brenes, L.G. y Protti, R., *Atlas Geomorfológico del Caribe de Costa Rica, escala 1:100,000*, Editorial SIEDIN, Universidad de Costa Rica, 33 páginas a color, San José, Costa Rica, 2010.
- Brook, E. and J., Severinghaus, “Correspondence: Methane and megafuana”, *Nature Geosciences*, vol. 4, pp. 271-272, 2011.
- Cedeño, B. y López, A., “Ejes modificadores de las condiciones biofísicas de la cuenca del río Grande de Térraba”, *Ponencias EGAL XIII*, UNA Suredes, Costa Rica, 2009.
- Delort, R. and Walter F., *Histoire de l'environnement européen*, PUF, mai, 2001.
- Dillehay, T.D.; Ramírez, C.; Pino, M.; Collins, M.B.; Rossen, J. and Pino-Navarro, J.D., “Monte Verde: seaweed, food, medicine, and the peopling of South America”, *Science*, vol. 320, no. 5877, p. 784, 2008.
- Gilbert, M.T.P.; Thomsen, P.F.; Binladen, J. and Willerslev, E., “DNA from Pre-Clovis Human Coprolites in Oregon, North America”, *Science*, April 4, 2008.
- Gordon, C., *Before Columbus*, Crown, New York, 1971.

- Jevrejeva, S.; Moore, J.C. and Grinsted, A., “Sea level projections to AD2500 with a new generation of climate change scenarios”, *Global and Planetary Change, Science Daily*, October, 17, 2011.
- Kirkpatrick, Sidney D., “An American Prophet”, *Riverhead Books*, 2000.
- Milankovitch, M., *Theorie Mathematique des Phenomenes Thermiques produits par la Radiation Solaire*, Gauthier-Villars, Paris, 1920.
- Pérez Crespo, V.A. et al., “La dieta y el habitat del mamut y los caballos del Pleistoceno tardío de El Cedral con base a isotopes estables ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$)”, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 26, núm. 2, pp. 347-355, 2009.
- Reiche, M., “Geoglifos prehistóricos en el Perú” (orig.: *Prehistoric Ground Drawing in Peru*); Offiz Indruck A.G., Stuttgart, 1955.
- Rubio Sánchez, J. y Cuesta, J.M., *Pasajes sobre el porvenir, profecías de H.P.B. para el III Milenio*, Ed. Hiperbórea, España.
- Shady Solis, R., Jonathan Haas y and Winifred Creamer. “Dating Caral, a Preceramic Site in the Supe Valley on the Central Coast of Peru”, *Science*, vol. 292, no. 5517, pp. 723-726, 2001.
- Silva Ramos de Azevedo, B., *Inscrições e tradições da América prehistórica especialmente do Brasil*, Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, 1932.
- Stephen S., Hall, “Nasca Lines: Spirits in the Sands”, *National Geographic*, 2010.

Edición del
Instituto Panamericano de
Geografía e Historia realizada en su
Departamento de Publicaciones
Ex Arzobispado #29, Colonia
Observatorio 11860, Ciudad de
México, México. Teléfono 5277-5791
5277-5888 publicaciones@ipgh.org
2020

●.....●

**ESTADOS MIEMBROS
DEL
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA**

Argentina

Belice

Bolivia

Brasil

Chile

Colombia

Costa Rica

Ecuador

El Salvador

Estados Unidos de América

Guatemala

Haití

Honduras

México

Nicaragua

Panamá

Paraguay

Perú

República Dominicana

Uruguay

Venezuela

●.....●

EL IPGH, SUS FUNCIONES Y SU ORGANIZACIÓN

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) fue fundado el 7 de febrero 1928 por resolución aprobada en la Sexta Conferencia Internacional Americana que se llevó a efecto en La Habana, Cuba. En 1930, el Gobierno de los Estados Unidos Mexicanos construyó para el uso del IPGH, el edificio de la calle Ex Arzobispado 29, Tacubaya, en la Ciudad de México.

En 1949, se firmó un convenio entre el Insituto y el Consejo de la Organización de los Estados Americanos y se constituyó en el primer organismo especializado de ella.

El Estatuto del IPGH cita en su artículo 1o. sus fines:

- 1) Fomentar, coordinar y difundir los estudios cartográficos, geofísicos, geográficos e históricos, y los relativos a las ciencias de interés para América.
- 2) Promover y realizar estudios, trabajos y capacitaciones en esas disciplinas.
- 3) Promover la cooperación entre los Institutos de sus disciplinas en América y con las organizaciones internacionales afines.

Solamente los Estados Americanos pueden ser miembros del IPGH. Existe también la categoría de Observador Permanente, actualmente se encuentran bajo esta condición: España, Francia, Israel y Jamaica.

El IPGH se compone de los siguientes órganos panamericanos:

- 1) Asamblea General
- 2) Consejo Directivo
- 3) Comisión de : Cartografía (Costa Rica)
 Geografía (Estados Unidos de América)
 Historia (México)
 Geofísica (Ecuador)
- 4) Reunión de Autoridades
- 5) Secretaría General (Ciudad de México, México)

Además, en cada Estado Miembros funciona una Sección Nacional cuyos componentes son nombrados por cada gobierno. Cuentan con su Presidente, Vicepresidente, Miembros Nacionales de Cartografía, Geografía, Historia y Geofísica.



JEAN PIERRE BERGOEING (Santiago de Chile, 26 de diciembre de 1944) es un profesor universitario francés, titular de una Maestría en Geografía, un Doctorado de tercer ciclo en Geomorfología y un Doctorado de Estado en Letras y Ciencias Humanas por la Universidad de Aix-Marsella 2, Francia.

Ha ejercido la Geomorfología en la universidad Pontificia Católica de Chile, Universidad de Nantes en Francia, Abdou Mumuní de

Níger y en la Universidad de Costa Rica, donde introdujo esta disciplina. Paralelamente trabajó como diplomático para el gobierno de Francia como Agregado de Cooperación Científica y Técnica para América Central y en otros puestos diplomáticos de cooperación.

Es igualmente artista autodidacta. Comenzó a pintar desde su adolescencia y se ha destacado a través de muchas exposiciones en Francia, África y América Latina. Su arte pictórico está calificado como realismo onírico, ya que representa la naturaleza bajo formas y colores inéditos. Su gama pictórica va desde la representación humana, pasando por la flora y fauna inspiradas en los diferentes países en los que ha residido.

