

GEODINAMICA INTERNA DE COSTA RICA

Walter Montero, Sergio Paniagua, Siegfried Kussmaul & Francois Rivier
Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, Apdo. 35, 2060 UCR,
San José. Costa Rica

ABSTRACT: A geodynamic map of Costa Rica has been compiled from different sources. The map includes Plio-Pleistocene to Recent volcanic centers, magnitude $M_b \geq 4,5$ earthquakes for the period 1964 to 1986, interplate and intraplate focal mechanism solutions for selected earthquakes, Quaternary and Recent faulting, Bouguer gravimetric anomalies with free air anomalies offshore, heat flow, and maximum horizontal compressive neotectonic stress directions. The compiled data may be partially explained by a simple geodynamic model that depends principally on the morphology of the Cocos plate and its convergence process.

RESUMEN: Un mapa geodinámico de Costa Rica ha sido compilado a partir de diferentes fuentes. El mapa incluye centros volcánicos del Plio-Pleistoceno al Reciente, temblores de magnitud $M_b \geq 4,5$ para el período de 1964 a 1986, mecanismos focales para temblores interplaca e intraplaca, fallas Cuaternarias y Recientes, anomalías gravimétricas de Bouguer con anomalías de aire libre en el área marina, flujo de calor y direcciones de esfuerzos compresivos horizontales máximos neotectónicos. Los datos compilados son parcialmente explicados con un modelo geodinámico sencillo que depende principalmente en la morfología de la placa de Cocos y en el proceso de convergencia.

INTRODUCCION

La región de América Central es una área neotectónica muy compleja. Las diferentes fuerzas internas que existen en esta área causan movimientos corticales, desarrollan estructuras y originan procesos tectónicos a partir de los cuales podemos obtener información directa o indirecta. Las fuentes de información disponibles incluyen sismicidad, mecanismos focales, anomalías gravimétricas, centros volcánicos Cuaternarios, fallas Cuaternarias, direcciones de esfuerzos neotectónicos y datos de flujo de calor. Esos diferentes datos geológicos y geofísicos han sido recopilados y están incluidos en un mapa geodinámico de escala 1:750.000 de Costa Rica (anexo) y son

brevemente descritos e interpretados en esta publicación.

SISMICIDAD Y MECANISMOS FOCALES

La sismicidad de Costa Rica que se muestra en el mapa geodinámico, se basa en el catálogo de temblores del National Geophysical Data Center y del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). El catálogo cubre el período entre 1964 y 1986 e incluye sismos con magnitud de ondas de cuerpo $M_b \geq 4,5$. Los hipocentros están divididos en dos rangos de profundidad: 0-69 km (círculos) y 70-220 km (cuadrados). Las soluciones de mecanismo focal fueron compila-

dos de las diversas fuentes publicadas conocidas (MOLNAR & SYKES, 1969; MATUMOTO & LATHAM, 1976; DEAN & DRAKE, 1978; MONTERO & PONCE, 1982; MONTERO & DEWEY, 1982; BURBACH et al., 1984; MONTERO Y MORALES, 1984; GÜENDEL, 1985, 1986; ALVARADO et al., 1988; BOSCHINI & ROJAS, 1988). Estos se han clasificado dentro de tres categorías de acuerdo a la restricción de los planos nodales: los temblores clase A tienen ambos planos nodales bien restringidos con 10° de variación máxima en azimut o inclinación; los temblores clase B tienen solo un plano nodal bien restringido, y los temblores clase C tienen ambos planos nodales pobremente restringidos o los datos de polarización P usados en la solución del mecanismo focal no se muestran en la referencia. Un plano nodal que depende del dato de polarización de la onda P de una sola estación es considerado como pobremente restringido. Brevemente describimos a continuación las dos principales zonas sísmicas del país:

Sismicidad y mecanismos focales relacionados a la subducción de la Placa del Coco

La mayor parte de la sismicidad de poca profundidad ha ocurrido a lo largo de la costa pacífica del país. Esta es causada por la interacción de las placas Coco y Caribe. Los más grandes temblores ocurridos durante el período fueron el terremoto de Golfito del 3 de Abril de 1983 (magnitud de onda superficial $M_s = 7,3$; $M_b = 6,5$) y los dos terremotos de Sámara del 23 de Agosto de 1978 (ambos $M_s = 7,0$; $M_b = 5,7$ y $M_b = 5,4$). Estos sismos tuvieron mecanismo focal inverso, con un vector deslizamiento con dirección $N30^\circ E$. Los sismos de profundidad intermedia, relacionados a la subducción de la placa de Coco dentro del manto, están localizados bajo las cordilleras volcánicas Cuaternarias (la región central y NW de Costa Rica).

Además de los sismos interplaca de bajo corrimiento, se han definido durante el período de estudio otros tipos de rupturas. Por ejemplo, un evento de fallamiento normal con un hipocentro localizado en el lado interno de la fosa en el área

del Golfo Dulce, fue interpretado por MOLNAR & SYKES (1969) como relacionado al doblamiento de la litósfera de la placa de Coco antes de entrar en la zona de la subducción. Alternativamente proponemos que este podría ser relacionado al fallamiento inducido por la deformación asociada con la tectónica del área de la unión triple (interacción de las placas Coco-Caribe-Nazca), o por esfuerzos inducidos por la intersección del levantamiento del Coco con el área antearco del sur del pacífico de Costa Rica (Fig. 1 y anexo).

Otros mecanismos focales tienen solución de fallas de desplazamiento de rumbo. Uno fue obtenido por DEAN & DRAKE (1978) en el lado interno de la fosa, cerca de los $84^\circ W$. Sugieren que este está relacionado a una falla de dirección $N30^\circ E$ que podría tener movimiento alternante sinistral o dextral, y que se ubica en la litósfera oceánica. Otro evento con mecanismo de falla de desplazamiento de rumbo ocurrido cerca de los $86^\circ W$ y $10^\circ 45' N$, puede ser relacionado a una ruptura transversal en la placa de Coco (o en la placa superior Caribe?). La escasa resolución en profundidad de estos temblores, hace problemático el realizar una adecuada interpretación tectónica.

Sismicidad y mecanismos focales relacionados a la deformación intraplaca de la Placa Caribe

Hipocentros superficiales con profundidades generalmente menores a 15 km ocurren a lo largo del arco interno debido a fallamiento intraplaca. Temblores dañinos con ocurrencia en esta región durante el período estudiado son el sismo de Tilarán del 14 de Abril de 1973 ($M_b = 5,7$; $M_s = 6,5$) y el temblor de Buenavista del 3 de Julio de 1983 ($M_b = 5,9$; $M_s = 6,2$). Ambos temblores tuvieron un mecanismo focal similar de desplazamiento de rumbo, con el eje de esfuerzo compresivo horizontal máximo de rumbo cercano al norte. Este tipo de fallamiento se ha observado en las diferentes cordilleras del país. Fallamiento inverso predomina en el área trasarco de la Cordillera de Talamanca como lo demostró el terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 ($M_s = 7,6$) (Montero et al., 1991).

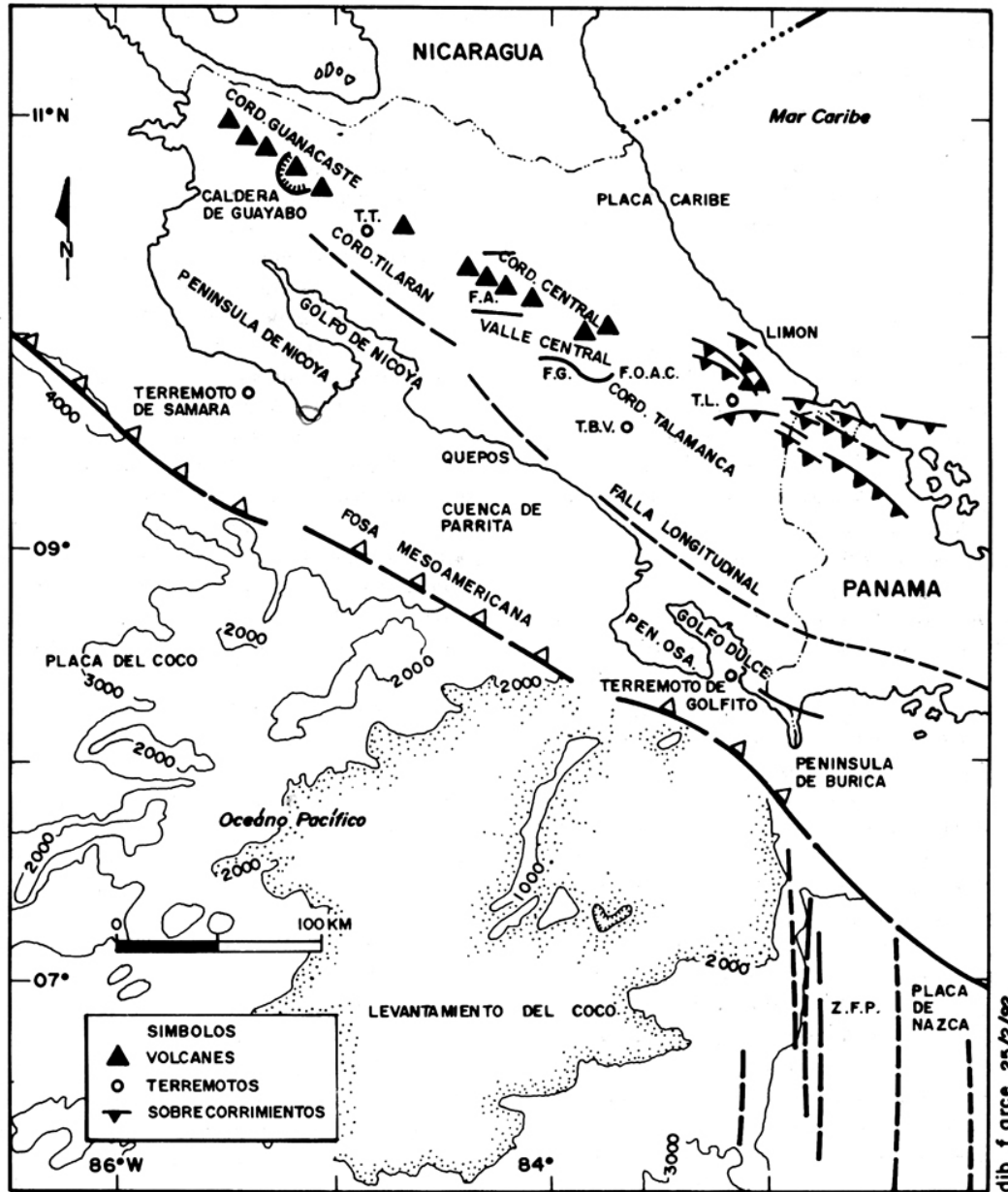


Fig. 1: Ubicación geográfica de las localidades mencionadas en el texto. T.T. = Terremoto de Tilarán; T.B.V. = Terremoto de Bella Vista; T.L. = Terremoto de Limón; F.A. = Falla de Alajuela; F.G. = Falla del Guarco; F.O.A.C. = Falla de Orosi-Agua Caliente; Z.F.P. = Zona de la Fractura de Panamá

ANOMALIAS GRAVIMETRICAS

Las anomalías gravimétricas que se muestran en el mapa geodinámico son a partir de PONCE & CASE (1987). Los valores de las anomalías aire libre en la región oceánica se complementan con las de Bouguer en el área continental. Consideremos los principales patrones de anomalías regionales mostrados por los datos gravimétricos desde el Pacífico al Caribe: Empiezan con una ligera anomalía positiva de aire libre sobre el basamento oceánico en el lado marino de la fosa y de la península de Nicoya. Hay fuertes anomalías locales positivas por encima del levantamiento del Coco del lado de Quepos y de las penínsulas de Osa y Burica. A lo largo de la Fosa Mesoamericana se presentan anomalías negativas de rumbo noroeste por encima de los 70 mGals, las cuales son resultado del hundimiento del basamento oceánico al iniciarse la subducción de la placa del Coco. En el lado interno de la fosa y a lo largo del antearco se encuentran fuertes anomalías positivas hasta por encima de los 140 mGals (Península de Nicoya), las cuales decrecen al sureste en las penínsulas de Osa y Burica (60 a 80 mGals). Esas anomalías están relacionadas con el basamento ofiolítico que aflora en la región antearco. El patrón es interrumpido en la región SSW de Quepos, donde una anomalía negativa de 80 mGals es relacionada a la cuenca de Parrita. Entre 84°10' y 84°15'W existe un fuerte gradiente gravimétrico de rumbo cercano al norte. Este está controlado por un sistema de fallas de desplazamiento de rumbo con componente normal en la placa Caribe. Esta interpretación es apoyada por la sismicidad y los mecanismos focales (MORALES & MONTERO, 1984). Continuando hacia el noroeste se presentan anomalías negativas sobre el arco interno. Las anomalías presentes en las cordilleras Central y de Talamanca son especialmente notables (hasta de - 80 mGals). Sin embargo, la última no está bien restringida porque los datos de levantamiento gravimétricos son muy escasos en la región de Talamanca. La causa de las anomalías negativas es la baja densidad de las rocas volcánicas, plutónicas y sedimentarias que componen las cordilleras. En el área trasarco valores gravimétricos muestran pequeñas anomalías positivas y negativas, lo cual refleja un relativo equilibrio isostático.

FALLAS CUATERNARIAS

Las fallas Cuaternarias han sido obtenidas de la compilación de los mapas geológicos de TOURNON et al. (en preparación), MADRIGAL & ROJAS (1980), KESSEL & LOWE (1987), DENYER & MONTERO (1988) y ALVARADO et al. (1988). Fallas inferidas o confirmadas como Holocénicas son mostradas en rojo.

Una prominente falla Holocénica es la Falla Longitudinal de Costa Rica (MORA, 1979), que se extiende desde Panamá a lo largo de la costa pacífica hacia el Golfo de Nicoya. Este es un sistema de fallas que generalmente limita rocas sedimentarias terciarias al norte de material aluvial cuaternario hacia al sur, presentándose entre ambos una zona geomorfológica de levantamiento prominente hacia el noreste. BERRANGE & THORPE (1988) interpretan la falla frontal como parte de un sistema de fallas de rumbo con predominancia de movimientos dextrales. MORA (1979) lo considera como un sistema de fallas inversas, interpretación con la que estamos de acuerdo en el sur del país, aunque más hacia el noroeste la falla tiene movimientos dextrales (ARIAS & DENYER, 1991).

En la parte atlántica de la cordillera de Talamanca hay una zona de sobrecojamiento frontal que se extiende del lado marino y a corta distancia de la costa. Un contacto tectónico separa una cuenca sedimentaria muy profunda localizada fuera del continente (espesor > 8 km) que presenta varias repeticiones litológicas debido a la tectónica de sobrecojamiento, de una cuenca marina muy delgada (3-4 km), con simples paleoestructuras del Eoceno, en la región de Moin.

En la parte sureste del Valle Central, las principales fallas Cuaternarias son la Orosí-Agua Caliente y la falla del Guarco que son responsables de algunos sismos históricos (MONTERO & MORALES, 1988). En la parte norte, la principal estructura es la falla inversa de bajo ángulo de Alajuela (FA, Fig. 1), que ha resultado de acuerdo a BORGIA et al. (1990) de un deslizamiento gravitacional de la cadena volcánica relacionado al peso del edificio volcánico y disparado por la intrusión de magma en los últimos 20.000 años. Un origen similar es propuesto por estos autores para la falla de San Miguel, ubicada en la parte

norte de la Cordillera Central. Fallamiento transversal de desplazamiento de rumbo noreste y noroeste y normal de rumbo norte a la cordillera están también presentes (ALVARADO et al., 1988; MONTERO & MORALES, 1990).

En la Cordillera de Guanacaste, existen fallas Cuaternarias con orientaciones preferenciales N-S, NW-SE y direcciones NNW-SSE. Otras estructuras menores se alinean E-W. La región con tectónica Cuaternaria mejor conocida es la de la Caldera de Guayabo (Electroconsult, 1984).

ESTRUCTURAS VOLCANICAS CUATERNARIAS

El volcanismo cuaternario está concentrado en las parte central y noroeste de Costa Rica. La localización de los volcanes está basado en los mapas de ALVARADO et al. (1980) y BARQUERO & SAENZ (1987). Con base en los registros de la actividad volcánica (ALVARADO, 1984; PANIAGUA & SOTO, 1986), la intensidad de vegetación, su morfología y el grado de disección, los volcanes han sido clasificados dentro de cuatro grupos cronológicos:

Estratovolcanes activos en tiempos históricos: Todos los volcanes de este grupo se encuentran localizados en la Cordillera de Guanacaste y la Cordillera Central. Ambas cadenas de volcanes se extienden a lo largo de 80 km en dirección NW-SE y estan formadas por estratovolcanes con estructuras muy complejas. En la Cordillera de Guanacaste, formada por los volcanes (del NW al SE) El Hacha, Orosí-Cacao, Rincón de la Vieja, Miravalles y Tenorio, solo el Rincón de la Vieja ha estado activo en los últimos 100 años. Se conocen erupciones de tefra en los años 1966-67, 1969-70, 1983-84 y 1991 con asociaciones de lahares. Existen informes de la actividad histórica en otros volcanes, pero no se han encontrado depósitos jóvenes de tefra.

La Cordillera Central incluye a los volcanes (desde el NW al SE) Porvenir-Platanar-Viejo, Poás, Barva, Irazú y Turrialba. En los volcanes Poás, Irazú y Turrialba han ocurrido erupciones en los últimos 100 años; actualmente sólo presentan actividad fumarólica. Existe información de erupciones históricas de El Viejo y el Barva, pero

los reportes no son confiables. El Poás tuvo su última gran erupción en 1953; posteriormente han ocurrido pequeñas erupciones de ceniza en los años 1961, 1964, 1978 y 1989. Los volcanes Poás, Congo y las Lagunas Hule (caldera) y Río Cuarto (maar) están alineados a lo largo de 20 km en dirección S-N y presentan un decrecimiento en el volumen y la altura en esta misma dirección (ALVARADO, 1984). El Irazú tuvo una gran erupción de tefra entre los años 1963-65, siendo esta su última actividad.

Entre la Cordillera de Guanacaste y la Cordillera Central está ubicado el volcán Arenal, el único estratovolcán cónico en Costa Rica. Después de un período de inactividad de más de 400 años empezó una nueva fase de actividad en 1968 con un flujo piroclástico. Desde esta fecha la actividad eruptiva ha sido casi continua y ha producido aproximadamente 60 pequeños flujos de lava del tipo "aa" y en bloques. La mayoría de la erupciones consisten en explosiones freáticas y freatomagmáticas con producción de tefras.

Volcanes Holocénicos sin reportes históricos de erupción: La mayor parte de los volcanes de este grupo son estratovolcanes complejos que pertenecen a las cordilleras de Guanacaste y Central. Los conos muestran varias etapas de erosión, pero todavía preservan bien sus cráteres originales. La mayoría de esos grandes macizos muestran múltiples cráteres y colapsos de calderas y algunos presentan una migración de la actividad volcánica en diferentes direcciones; en el Miravalles ésta migración es del NE al SW, en el Arenal es del SSW al NNW y en el Irazú del E al W (ALVARADO, 1984). A lo largo de las faldas suroeste de las dos cadenas volcánicas afloran extensos flujos piroclásticos ácidos. Este vulcanismo ácido generalmente precede a la edificación de los estratovolcanes; algunos flujos piroclásticos, sin embargo, pueden ser relacionados con calderas de subsidencia, en otros casos el origen no ha sido identificado aún.

Otros volcanes Holocénicos consisten en pequeños conos monogenéticos de ceniza, lapilli y escorias, situados entre Cañas y Tilarán (Cerro Chopo o Coronación) y al norte del conjunto Porvenir-Platanar-Viejo (Conos de Aguas Zarcas). Al norte de Aguas Zarcas se elevan 9 conos

piroclásticos entre 20 a 130 m por encima de su base. Cinco de estos conos están alineados en dirección NNW-SSE a lo largo de 11 km (Cerro Los Chiles - Loma Morera). Por lo menos este último cono está compuesto por basaltos alcalinos (ROBIN & TOURNON, 1978).

Relictos volcánicos Pleistocénicos: Ocurren en tres diferentes marcos estructurales. El primer grupo forma los conos más viejos en las dos cordilleras volcánicas. Entre los volcanes Barva e Irazú, por ejemplo, están situados los Cerros Zurquí, que han sido datados en 0,5 m.a. (BELLON & TOURNON, 1978). En la Cordillera de Guanacaste se encuentran relictos volcánicos con edades entre 2,3 y 0,2 m.a. (Electroconsult, 1984) en los alrededores del Volcán Miravalles. Probablemente existen conos relictos en la Cordillera de Talamanca y en la parte sureste de Costa Rica, en adición a aquellos presentados en el mapa, pero poco es el conocimiento acerca de la geología de estas áreas debido a su inaccesibilidad.

El segundo grupo está formado por los relictos volcánicos aislados que se encuentran al SW de las cordilleras Central (p.ej. Cerro Espíritu Santo) y Talamanca (Volcán Mano de Tigre). Pertenecen probablemente al Grupo Aguacate de edad Plioceno.

El tercer grupo está formado por conos piroclásticos y pequeños volcanes ampliamente dispersos en las llanuras hacia el Caribe y Nicaragua. Las dos principales concentraciones son los Cerros Cureña, donde los relictos volcánicos están alineados en dirección N-S y NW-SE y cerca del mar Caribe (Lomas de Colorado, Cerro Tortugero, Lomas de Sierpe), donde conos piroclásticos alcalinos de edad Pleistocena (BELLON & TOURNON, 1978) están alineados en dirección SW-NE y NNW-SSE.

Domos dacíticos: Seis domos dacíticos de edad Pleistoceno Inferior (BELLON & TOURNON, 1978) están localizados en Cañas Dulce, aproximadamente 10 km al suroeste del volcán Rincón de la Vieja y se elevan 120-370 m por encima de su base; otros dos domos similares se elevan sobre la falda suroeste de la Cordillera de Tilarán (cerros Pelado y San Miguel). BALL-

MANN (1976) describe domos post-intrusivos, probablemente de edad Pliocena en la Cordillera de Talamanca.

DIRECCIONES DE ESFUERZOS

El esfuerzo compresivo horizontal máximo (ECHM) ha sido determinado paralelo a tres o más alineamientos de centros volcánicos Cuaternarios. Los datos ECHM son tomados de MONTERO & MORALES (1990). A lo largo del arco volcánico activo de la Cordillera Central, el ECHM es predominantemente N-S, con pequeñas variaciones al este u oeste; en la Cordillera de Guanacaste es variable, parece que predomina la dirección NW-SE, aunque la dirección NS puede ser importante. En el área trasarco (norte del país), el ECHM tiene una orientación N-S.

El ECHM también ha sido determinado de los mecanismos focales de clase A. La dirección de ECHM es N30°E para los temblores interplaca Cocos-Caribe. Esta es también la dirección del movimiento relativo entre las placas como se deduce de los vectores de deslizamiento de los mecanismos focales (MOLNAR & SYKES, 1969; DEAN & DRAKE, 1978). Mecanismos focales de temblores superficiales intraplaca a lo largo del arco interno muestran una tendencia predominante del ECHM con rumbo norte, excepto en la Baja Talamanca, donde se mantiene un rumbo NE, dirección perpendicular a los sobrecorrimientos y es el rumbo del ECHM obtenido del mecanismo focal del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991, $M_s = 7,6$ (no mostrado en el mapa geodinámico).

La rotación del ECHM de aproximadamente 30° al norte, pasando del Pacífico al área continental, podría reflejar una deformación relacionada con un movimiento absoluto de la Placa Caribe en el noroeste de Costa Rica y en el centro sur del país a la generación del campo de esfuerzos asociado a la colisión del levantamiento oceánico del Cocos con el borde continental sur.

FLUJO DE CALOR

Los valores de flujo de calor (en mW/m^2) provienen de LADD (1985). Las medidas fueron realizadas en diferentes áreas batimétricas del

Océano Pacífico, especialmente en los flancos del levantamiento del Coco, en la Fosa Mesoamericana y en la parte interna de la fosa. Los valores son generalmente bajos ($4,2 - 55,0 \text{ mW/m}^2$) en la región de la litósfera oceánica originada en la dorsal del Pacífico Este. Se presentan algunos valores muy altos (hasta de 243 mW/m^2) sobre el levantamiento del Coco (al W de la Península de Osa) y en la región de litósfera oceánica originada en la dorsal de las Galápagos.

CLASIFICACION MORFOTECTONICA Y ESPESOR DE LA CORTEZA

Una división morfotectónica de Costa Rica, modificada de WEYL (1980), se incluye en el mapa geodinámico. Los elementos morfotectónicos son (de SW a NE): (1) Antearco, formando colinas bajas con pendientes erosionadas, compuestas de basamento ofiolítico del Jurásico-Cretácico (DENGO, 1962); (2) Cuenca antearco, formada por cuencas discontinuas elongadas en dirección NW, desarrolladas entre el antearco y el arco interno y compuestas por rocas sedimentarias del Cretácico Superior al Cuaternario; (3) Arco interno, con terrenos montañosos jóvenes con orientación NW-SE y divididos por el Valle Central en dos arcos principales: al NW la Cordillera volcánica activa y al SE la Cordillera de Talamanca, compuesta por rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias del Mioceno-Plioceno; (4) Area trasarco conformada por las planicies del Caribe y pequeñas cuencas en el área de Talamanca, y (5) La Cuenca de Colombia con sedimentos turbidíticos y pelágicos.

El espesor de la corteza (en km) modificado de CASE et al. (1984) está superimpuesto en el mapa morfotectónico. Se observa un incremento del espesor cortical desde el área oceánica al arco interno, donde un espesor de 40 km ha sido deducido de datos sísmicos obtenidos en el noroeste de Costa Rica (MATUMOTO et al., 1977). Basado en datos geológicos y geofísicos, espesores similares han sido estimados para la Cordillera Central y la Cordillera de Talamanca (KUSSMAUL et al., 1982; CARR et al., 1990).

PROCESOS GEODINAMICOS INTERNOS

Los datos geofísicos y geológicos compilados y brevemente revisados, permiten realizar una síntesis de los que consideramos los principales procesos geodinámicos que han tenido lugar en Costa Rica, especialmente en el último millón de años. La tectónica de placas nos proporciona el marco conceptual de partida. La interacción de las placas Coco-Caribe ha sido el proceso principal activo durante este tiempo. La dirección de convergencia $N30^\circ E$ debió permanecer constante durante este tiempo. La convergencia ha sido fundamentalmente perpendicular a la fosa, aunque una ligera componente oblicua no se descarta (JARRARD, 1986). La subducción de la placa del Coco dentro del manto, debió originar un cinturón volcánico continuo en América Central Meridional, hasta hace cerca de 1 m.a. De esta manera, la subducción representaba un proceso típico en un borde de placas convergente. Al alcanzar el levantamiento del Coco la fosa, hace cerca de 1 m.a. (LONDSDALE & KLITGORD, 1978), se originaron una serie de cambios en los procesos geodinámicos del interior de Costa Rica. Describimos brevemente los mismos:

1. La zona sísmica de Benioff presenta temblores con profundidades hasta de 200 km en el noroeste del país. Al sureste donde se presenta la interacción del levantamiento del Coco, la profundidad máxima de los temblores disminuye a valores de 50-100 km (BURBACH et al., 1984; GÜNDEL, 1986; ver Mapa Geodinámico).
2. La parte inferior de la placa del Coco alcanza profundidades apropiadas para generar magmas que alimentan los volcanes del noroeste y centro de Costa Rica. La subducción sumamente somera al sureste no favorece la formación de un arco volcánico activo en la Cordillera de Talamanca (VOGT et al., 1976; McGEARY et al., 1985; ver Mapa Geodinámico).
3. La buoyancia positiva o tendencia a la flotación del levantamiento del Coco provoca levantamientos sumamente rápidos en el sureste (región del antearco - arco interno). La Cordillera de Talamanca es la cadena más alta de América Central, precisamente por la colisión, compresión y el efecto boyante provocado por el levantamiento del Coco. Hacia Panamá y hacia el noroeste de

Costa Rica, el efecto de levantamiento inducido por la cadena oceánica, disminuye hasta desaparecer. Esto se expresa claramente en la altura topográfica y en el aumento del ancho de las cadenas montañosas de Talamanca y de la cordillera volcánica Central (Fig. 2).

4. El patrón de esfuerzos neotectónicos en el centro-sureste del país, es controlado por la colisión del levantamiento del Coco el cual actúa como un indentador rígido (MONTERO, 1990). De esta manera se explican las variaciones en las orientaciones del ECHM de N30°E a N0°E al pasar del borde pacífico a la región central de Costa Rica (ver Mapa Geodinámico). Los patrones de fallamiento recientes también son así explicados en estas áreas del país (MONTERO, en preparación).

5. La anomalías gravimétricas negativas tienen una longitud de onda y amplitud mayor en el centro y sureste del arco interno de Costa Rica. El levantamiento del Coco presenta anomalías positivas que disminuyen a valores cercanos a cero en el piso oceánico localizado al NW (Fig. 2). Los espesores de la corteza oceánica del levantamiento del Coco así como de la continental de la Cordillera de Talamanca, deben ser teóricamente mayores en relación a las regiones adyacentes.

¿Pero qué ocurre en el noroeste de Costa Rica? La península de Nicoya se está levantando (HARE & GARDNER, 1985). La acreción de sedimentos por debajo de la ladera interna de la fosa (SHIPPLEY & MOORE, 1986) podría explicar parcialmente este proceso. La región del Golfo de Nicoya y la depresión del río Tempisque muestran una relativa tranquilidad tectónica. El arco volcánico de Guanacaste presenta volcanes cuya base se levantan cerca del nivel del mar, en abierto contraste con la cordillera volcánica Central. La tectónica reciente parece estar muy asociada con procesos volcánicos tales como formación de calderas, aunque en otras zonas como en la laguna de Arenal, el tectonismo parece controlado por esfuerzos regionales.

En el área trasarco es enigmático el origen del vulcanismo predominantemente alcalino. ¿Qué procesos internos originaron estos lineamientos volcánicos? ¿Están ellos relacionados con el

desarrollo del graben de Nicaragua y en cualquier caso, cuál es el origen de este?. Acá también cabe la pregunta de cuál es el movimiento absoluto de la placa del Caribe y cuáles son las estructuras tectónicas y volcánicas, entre otras que podrían estar asociadas a este proceso. Grandes interrogantes que aún esperan respuestas.

AGRADECIMIENTOS

A Eduardo Hernández, Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica, nuestro agradecimiento por su ayuda perseverante durante la compilación del presente mapa. Al Instituto Geográfico Nacional y en especial a su director Ing. Fernando Mauro Rudin y al señor Hernán Cantillano nuestros agradecimientos por la edición del Mapa Geodinámico. Gracias a W. Addicot, J.E. Case y D.A. Ponce (U.S. Geological Survey) y H. Meyers (National Oceanic and Atmospheric Administration) por proporcionarnos los datos usados para la presente compilación y por la revisión del mapa.

BIBLIOGRAFIA

- ALVARADO, G.E., 1984: Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenoico Superior de Costa Rica. - 183 págs., Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- ALVARADO, G.E., PANIAGUA, S., TEJERA, R. & KUSSMAUL, S., 1980: Mapa del vulcanismo Plio-Pleistoceno. Escala 1 : 700.000. - Inst. Geogr. Nac. San José.
- ALVARADO, G.E., MORALES, L.D., MONTERO, W., CLIMENT, A. & ROJAS, W., 1988: Aspectos sismológicos y morfotectónicos en el extremo occidental de la cordillera volcánica Central de Costa Rica. *Rev. Geol. América Central*, 2: 75-98.
- ARIAS, O. & DENYER, P., 1991: Estructura geológica de la región comprendida en las hojas topográficas Abra, Caraigres, Candelaria y Río Grande, Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, 12: 61-74.

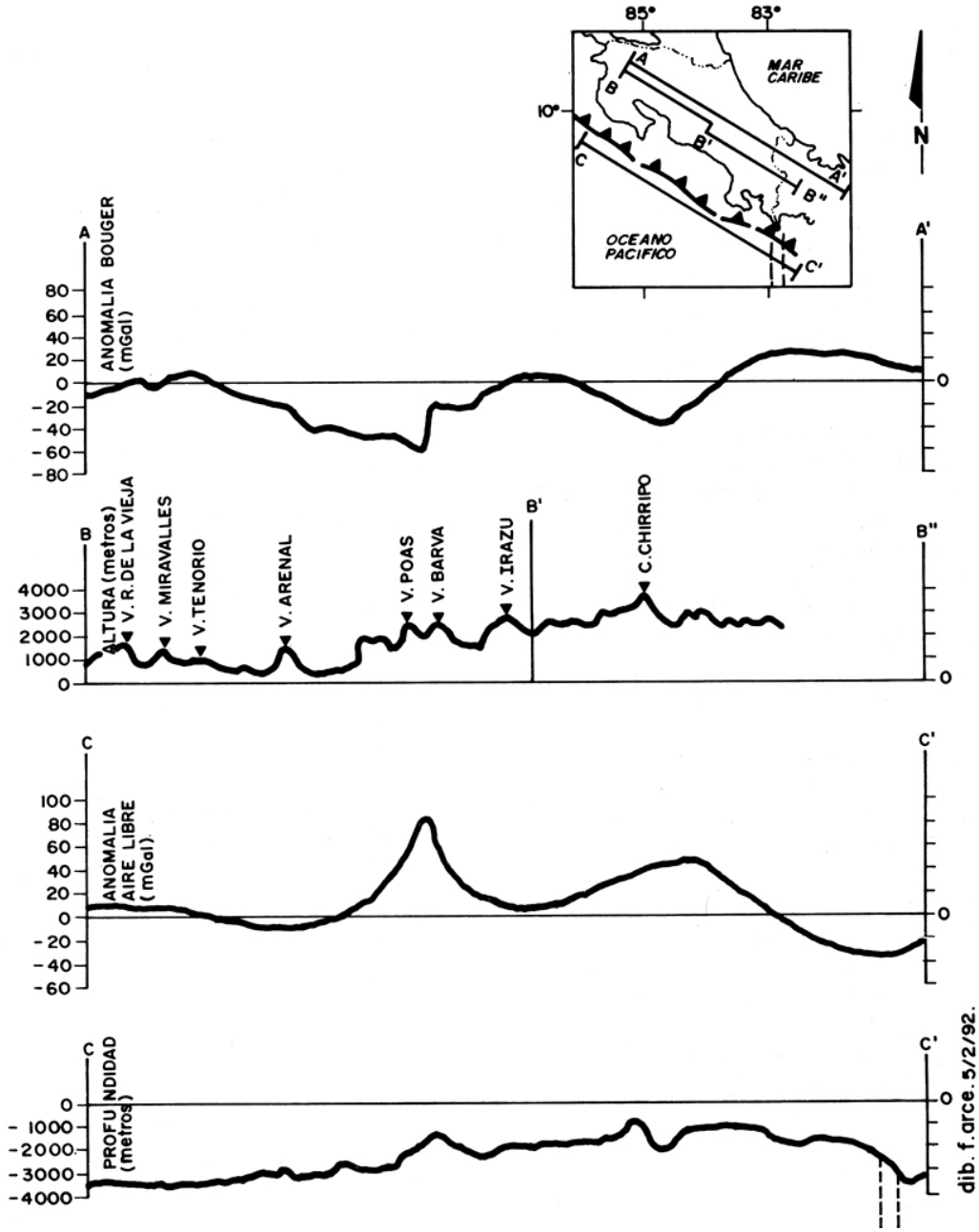


Fig. 2. Perfiles gravimétricos y topográficos paralelos a la Fosa Mesoamericana.

- BALLMANN, P. 1976. Eine geologische Traverse des Ostteils der Cordillera de Talamanca, Costa Rica (Mittelamerika). - *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **8**: 502-512.
- BARQUERO, J. & SAENZ, R., 1987: Aparatos volcánicos de Costa Rica. Escala 1 : 750.000. - *Observ. Vulcanol. Sismol. Costa Rica, Univ. Nacional, Heredia*.
- BELLON, H. & TOURNON, J., 1978: Contribution de la géochronométrie K-Ar a l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Central. - *Bull. Soc. Géol. France*, **XX**, **6**: 955-959.
- BERRANGE, J.P. & THORPE, R.S., 1988: The geology, geochemistry, and emplacement of the Cretaceous-Tertiary ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica. - *Tectonophysics*, **147**: 193-220.
- BORGIA, A., BURR, J., MONTERO, W., ALVARADO, G.E. & MORALES, L.D., 1990: Fault propagation folds induced by gravitational failure and slumping of the Costa Rican volcanic range: Implications for large terrestrial and Martian edifices. - *J. Geophys. Res.*, **95**: 14357-14382.
- BURBACH, G.V., FROHLICH, C., PENNINGTON, W.D. & MATUMOTO, T., 1984: Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. - *J. Geophys. Res.*, **89**: 7719-7735.
- CARR, M.J., FEIGENSON, M.D. & BENNETT, E.A. (1990): Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the the Central American arc. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**: 369-380.
- CASE, J.E. & HOLCOMBE, T.L., 1980: Geologic-tectonic map of the Caribbean Sea. - *U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Series Map 1-1100*, Scale 1 : 2.500.000.
- CASE, J.E., HOLCOMBE, T.L. & MARTIN, R.G., 1984: Map of geologic provinces in the Caribbean region. - *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **162**: 1-30.
- DEAN, B.W. & DRAKE, C.L., 1978: Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America Arc. - *J. Geol.*, **86**: 111-128.
- DENGO, G., 1962: Estudio de la región de Guanacaste, Costa Rica. - 112 págs., *Inst. Geogr. Nac.*, San José.
- DENYER, P. & MONTERO, W., 1988: Mapa geoestructural y sismos del Valle Central, escala 1 : 150.000. - *Inst. Geogr. Nac.*, San José.
- ELECTROCONSULT. 1984: Proyecto Geotérmico Miravalles: Estudios geológicos y estructurales de detalle. - 52 págs., Informe presentado al Instituto Costarricense de Electricidad.
- GÜENDEL, F., 1985: Enjambres sísmicos en el volcán Irazú. Catálogo de temblores 1984. - *Univ. Nacional Autónoma, Heredia.*: 100-104.
- GÜENDEL, F., 1986: Seismotectonics of Costa Rica: An analytical view of the southern terminus of the Middle America Trench. - 157 págs.; University of California at Santa Cruz (tesis inédita).
- HARE, P. & GARDNER, R., 1985: Geomorphic indicators of vertical tectonism along convergent plate margins, Nicoya peninsula, Costa Rica. - *En: HACK, J. & MORISAWA, M. (eds.): Tectonic geomorphology. Preceedings 15th Geomorphology Symposium Series: 76-104*, Binghamton, New York.
- JARRARD, R.D., 1986: Relations among subduction parameters. - *Reviews Geophysics*, **24**: 217-284.
- ICE-ELC, 1983: Proyecto geotérmico Miravalles. Investigaciones adicionales.- Informe interno GMV-D-5834.
- KESSEL, R.H. & LOWE, D.R., 1987: Geomorfology and sedimentology of the Toro Amarillo alluvial fan in a humid tropical environment, Costa Rica. - *Geografiska Ann.*, **69A**: 85-99.
- KUSSMAUL, S., PANIAGUA, S. & GAINZA, J., 1982: Recopilación, clasificación e interpretación petroquímica de las rocas ígneas de Costa Rica. - *Inst. Geogr. Nac., Inf. Semestr. Julio-Dic.*: 17-79.
- LADD, J.W., 1985: Heat flow, southern Mexico to Costa Rica margin, Middle America Trench off western Central America. - *Atlas 7, En: LADD, J.W. & BUFFLER, R.T. (ed.), Marine Science Intern., Woods Hole.*

- LONSDAKE, P. & KLITGORD, K.D., 1978: Structure and tectonic history of the eastern Panama basin. - *Geol. Soc. Am. Bul.*, **89**: 981-999.
- McGEARY, S., NUR, A., & BEN-ABRAHAM, Z., 1985: Spatial gaps in arc volcanism: The effect of collision or subduction of oceanic plateaus. - *Tectonophysics*, **119**: 195-221.
- MADRIGAL, R. & ROJAS, E., 1980: Mapa geomorfológico de Costa Rica, escala 1 : 200.000. - SEPSA, Inst. Geogr. Nac., San José (9 mapas).
- MATUMOTO, T. & LATHAM, G., 1976: Results from the Arenal seismic network. - 33 págs.; Instituto Costarricense de Electricidad, Depto. Geología (informe interno).
- MATUMOTO, T., OHTAKE, M., LATHAN, G. & UMAÑA, J., 1977: Crustal structure in southern Central America. - *Bull. Seismol. Soc. America*, **67**: 121-134.
- MOLNAR, P. & SYKES, L.R., 1969: Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. - *Geol. Soc. America Bull.*, **80**: 1639-1684.
- MONTERO, W., 1990: Deformación neotectónica en el centro-sur de Costa Rica. Modelo de Origen. - Resumen VII Congreso Geológico de América Central, 19-23 de noviembre de 1990, San José, Costa Rica.
- MONTERO, W. & PONCE, L., 1979: Localización hipocentral y mecanismo focal de algunos temblores fuertes de Costa Rica - Nicaragua. - *Geof. Intern.*, **18**: 411-428.
- MONTERO, W. & DEWEY, J.W., 1982: Shallow-focus seismicity, composite focal mechanisms and tectonics of the Valle Central of Costa Rica. - *Bull. Seismol. Soc. America*, **72**: 1611-1626.
- MONTERO, W. & MORALES, L.D., 1984: Sismotectónica y niveles de actividad de microtemblores en el suroeste del Valle Central, Costa Rica. - *Rev. Geofísica*, **21**: 21-41.
- MONTERO, W. & MORALES, L.D., 1988: Zonificación sísmica del Valle Central de Costa Rica. - Mem. 4º Seminario Ingeniería Estructural, San José: 335-351.
- MONTERO, W. & MORALES, L.D., 1990: Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica. - *Rev. Geol. América Central*, **11**: 69-87.
- MONTERO, W., PONCE, L., PARDO, M., DOMINGUEZ, J., BOSCHINI, I., ROJAS, W., SUAREZ, G. & CAMACHO, E., 1991: The Limon, Costa Rica earthquake of April 22, 1991, ($M_s = 7.5$). Seismicity, focal mechanism and tectonic implications. - *EOS, Am. Geophys. Union Transact.*, **72.44** (Supplement): 301.
- MONTERO, W. (en preparación): Neotectonics and related stresses in Costa Rica. - *En: Seyfried, H.* (ed.): *Geology of an evolving island arc - The isthmus of southern Nicaragua, Costa Rica, and western Panama.* Springer (Berlin).
- MORA, S., 1979: Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia de Puntarenas, Costa Rica. - 3 vol., Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- MORALES, L.D. & MONTERO, W., 1984: Los temblores sentidos en Costa Rica durante 1973-1983 y su relación con la sismicidad del país. - *Rev. Geol. América Central*, **1**: 29-56.
- PANIAGUA, S. & SOTO, G., 1986: Reconocimiento de los riesgos volcánicos potenciales de la Cordillera Central de Costa Rica, América Central. - *Ciencia y Tecnol.*, **10.2**: 49-72.
- PONCE, D.A. & CASE, J.E., 1987: Geophysical interpretation of Costa Rica. - *En: U.S. Geol. Surv.*, Dirección Geol., Minas e Hidrocarburos, Univ. Costa Rica: Mineral resource assessment of the republic of Costa Rica. U.S. Geol. Surv. Misc. Inv. Series Map. **I-1885**: 8-17.
- ROBIN, C. & TOURNON, J., 1978: Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. - *Can. J. Earth Sci.*, **15**: 1633-1641.
- SHIPPLEY, T.H. & MORE, G.F., 1986: Sediment accretion, subduction, and dewatering at the base of the trench slope off Costa Rica: A seismic reflection view of the décollement. - *J. Geoph. Res.*, **91.B2**: 2019-2028.

VOGT, P.R., LOWRIE, A., BRACEY, D.R. & HEY, R.N., 1976: Subduction of aseismic ridges: Effects on shape, seismicity and other characteristics of consuming plate boundaries. - Spec. Pap. Geol. Soc. Am., 172: 44 págs.

WEYL, R., 1980: Geology of Central America - 371 págs. Gebr. Borntraeger, Berlin.