

LAS ZONAS SISMICAS DE COSTA RICA Y ALREDEDORES

Luis Diego Morales

Escuela Centroamericana de Geología y Centro de Investigaciones Geofísicas,
Universidad de Costa Rica

ABSTRACT

Seismic and tectonic data were used in order to find out the different zones in which the Costa Rica and its surrounding could be divided. On that purpose, a recompiled catalog of earthquakes from different sources has been accomplished and several events were relocated based on macroseismic data. The obtained seismic zones are the result of combined space-time criteria, seismic energy release, rupture zone, seismic gaps, focal mechanism solutions and the local and regional tectonic. The region of the Pacific margin, has been divide in six zones, toward the SE, three of them: Chiriquí, Osa and Quepos, separated for N-S fractures. An infered fault system with NE direction, separates the Quepos from Nicoya zone. Northwest of Nicoya, are located the Papagayo and Masachapa zone, with no evidence of fracture or faults between them nor in their bourders, but a partial decoupling and downbending of the subducted plate probably applied to them. In the magmatic arc, were found different zones: Managua, Arenal, Valle Central and General-Coto Brus, and in the back arc basin, the litoral Atlantico zone. The large seismic energy release in the Pacific margen is in correspondence with the Gulf area of both Nicoya and Osa, and for the magmatic arc of Costa Rica, belongs to the Arenal zone.

RESUMEN

Datos sísmicos y tectónicos son utilizados para conocer las diferentes zonas en que puede subdividirse la sismicidad de Costa Rica y alrededores. Para tal efecto, se realizó una recopilación de temblores de diferentes fuentes, con relocalización de varios eventos, en base a datos macrosísmicos.

Las zonas sísmicas obtenidas, son el resultado de combinar criterios espacio-temporales, energía sísmica liberada, áreas de ruptura, espacios entre áreas de ruptura (Gaps), soluciones de mecanismos focales y la tectónica local, así como la regional.

La región del margen pacífico, se ha dividido en seis zonas, tres de ellas; Chiriquí, Osa y Quepos, separadas por fracturas N-S. Un sistema inferido de fallas, de dirección NE, separa las zonas de Quepos y Nicoya. Las zonas de Papagayo y Masachapa al NW de Nicoya, no presentan evidencias de fracturas o fallas en sus límites, en cambio es probable un desacople parcial entre las placas.

En el arco magmático, se encuentran las zonas de Managua, Arenal, Valle Central y General-Coto Brus, y en la parte trasera del arco, la zona del litoral Atlántico. Las mayores liberaciones de energía sísmica en el margen pacífico, corresponden con las zonas de los golfos, Nicoya y Osa, y para el arco magmático de Costa Rica, es la zona de Arenal.

INTRODUCCION

El aporte de nuevos datos geofísicos y geológicos, en los últimos años, ha permitido un mejor conocimiento de los procesos geotectónicos que afectan a Costa Rica y sus alrededores.

Uno de los fenómenos que nos proponemos analizar aquí son los temblores y el ambiente tectónico en el cual se desarrollan, tratando de delinear y caracterizar las zonas sísmicas de Costa Rica y alrededores en base a la distribución espacial y temporal de los temblores conocidos (Tablas 1A y 1B en el apéndice), su liberación de energía sísmica, y de los mecanismos y áreas de rupturas para ciertos eventos.

La región incluida en el presente estudio abarca todo Costa Rica y parte de los países vecinos, Nicaragua y Panamá, con el objeto de tener una visión regional de los procesos sísmicos y tectónicos en y cerca de Costa Rica (Fig. 1).

SITUACION GEOTECTONICA

El proceso de subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe a lo largo de la fosa Mesoamericana (Molnar y Sykes, 1969), es la principal actividad tectónica en la región centroamericana (Fig. 1). La velocidad relativa de convergencia para el par de placas Coco-Caribe ha sido estimado en $9,3 \pm 0,4$ cm/año (Lat. 9°N ; Long. 85°W) con dirección $\text{N } 30^{\circ}\text{E} \pm 2$ (Minster y Jordan, 1978; Mc Nally y Minster, 1981). Sin embargo, la razón de deslizamiento sísmico respecto a la razón de convergencia es consistentemente mucho menor, lo cual puede ser interpretado como un desacople entre las placas y un doblamiento hacia abajo, hipótesis

FIGURA 1: Situación geotectónica y principales rasgos estructurales de la región estudiada (Adaptado de Case y Holcombe, 1980; Baumgartner et al., 1984). En el cuadro de la esquina inferior, C.T. indica la cresta de Tehuantepec; ZFP, es la zona de fractura de Panamá y RG es el rift de Galápagos. El pequeño rectángulo dentro del cuadro indica la región estudiada, la cual ha sido ampliada para mostrar los rasgos tectónicos o estructurales dominantes en la región.

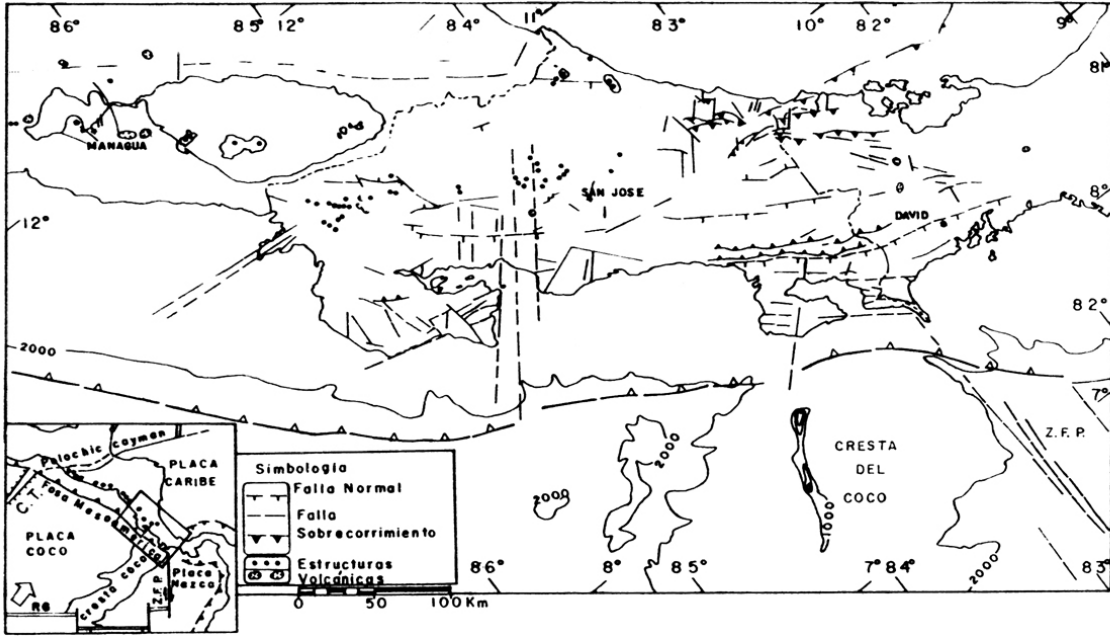


FIGURA 1

soportada por el fuerte ángulo de buzamiento de la zona de Benioff (Mc Nally y Minster, 1981). Resultados obtenidos en el proyecto de perforaciones profundas (DSDP) frente a las costas de Guatemala, permite a Aubouin et al. (1984) afirmar que no existe acreción a lo largo de la fosa Mesoamericana y propone el margen de Guatemala como un ejemplo de margen activo extensional, en una región convergente. Bourgois et al. (1984) consideran que la frontera oeste de la placa Caribe ha estado bajo esfuerzos extensionales los últimos 75 millones de años y Baumgartner et al. (1984) consideran que la evolución tectónica está caracterizada por fases de compresión muy moderadas y sugiere un desacople entre la placa subducida (Coco) y la Caribe. Por otra parte, los resultados de Burbach et al. (1984) al estudiar la región de subducción de la placa del Coco, demuestran que para Centroamérica existen dos segmentos, uno que se extiende desde la península de Nicoya hasta Guatemala, con una zona de Benioff la cual permanece muy constante en buzamiento y orientada paralela a la fosa a lo largo de toda esta región, buzando superficialmente en la zona de empuje y luego experimenta una flexura mayor a una profundidad cercana a los 60 km, con un buzamiento bajo el punto de flexura cercano a los 60°. El segundo segmento se extiende de la península de Nicoya hacia el SE y no está tan bien definido como el anterior, con eventos que no superan los 110 km de profundidad y con plano de Benioff buzando más superficialmente, por lo que la actividad se extiende más hacia tierra. La diferencia anotada entre los dos segmentos, es una evidencia de un posible desgarramiento en la placa subducida, bajo la península de Nicoya (Liaw y Matumoto, 1980; Burbach et al. 1984).

La cadena volcánica centroamericana se extiende desde la frontera México-Guatemala hasta la parte central de Costa Rica y sigue paralelamente la curvatura de la fosa (Stoiber y Carr, 1973). Esta cadena volcánica sigue groseramente los contornos estructurales de la placa subducida la cual, de acuerdo con los datos sísmicos, es continua bajo Centroamérica, con una posibilidad de segmentación solo bajo la península de Nicoya (Burbach et al., 1984).

La región oceánica que se extiende al SE de la península de Nicoya, está caracterizada por altos e irregulares batimétricas, incluyendo la serranía o cresta del Coco que arribó a la fosa hace tan solo un millón de años y no ha penetrado más de 40 km (Londsdale y Klitgord, 1978). El régimen tectónico se complica con la cercanía de un punto triple (Coco-Caribe-Nazca), el cual ha venido migran

do hacia el oeste y desactivando la subducción en la fosa de Panamá (Van Andel et al. 1971; Lonsdale y Klitgord, 1978; Pennington, 1981). La zona de fractura de Panamá, entre los $82,5^{\circ}$ y $83^{\circ}W$, es una falla transformada lateral derecha que separa las placas del Coco y Nazca. Aunque hay sismicidad hacia tierra, en la dirección proyectada de la zona de fractura, no se ha encontrado evidencias geológicas o sismotectónicas de su extensión hacia tierra (Woodward y Clyde, 1979).

A causa de su menor densidad, comparada con la litosfera oceánica normal, las crestas o serranías oceánicas, posiblemente tiendan a resistir la subducción o se subducan de una manera diferente (Kelleher et al. 1976; Chung y Kanamori, 1978). Por lo tanto, es probable que la subducción de la serranía del Coco haya disminuido la subducción en esta región y favorezca un cambio en la frontera de placas, de la zona de fractura de Panamá hacia una próxima zona de fractura hacia el oeste, como ha sido postulado por diferentes autores (Van Andel et al. 1971; Lonsdale y Klitgord, 1978; Pennington, 1981). Lo anterior podría generar un patrón de esfuerzos capaz de propagar o iniciar desgarres en la placa subducida (Burbach et al. 1984).

Para esta región SE, se han encontrado evidencias de una subducción activa que incluye levantamientos cuaternarios en la península de Osa, con la presencia de terrazas marinas (Madrigal, 1978; Woodward y Clyde, 1979) y plataformas de bioabrasión (Fischer, 1980), con basculamientos hacia el interior y fallamientos normales recientes (Obando, comunicación personal, 1985). Woodward y Clyde (1979) en base a datos sísmicos, estiman un ángulo de subducción aproximado de 20° , con lo cual la placa subducida no desciende a suficiente profundidad para fundirse, razón por la cual no hay vulcanismo cuaternario en la región.

ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL Y ENERGÍA SISMICA LIBERADA

Una recopilación de eventos mayores ($M \geq 6,5$), relacionados con el proceso de subducción, ha sido efectuada (Tabla 1A), para conocer la distribución de la sismicidad y de la energía sísmica liberada durante el período, 1900-1984.

Utilizando el análisis espacio-temporal (Fig. 2, abajo y centro) y considerando solo los eventos con $M_s \geq 7,0$, se encuentra una migración parcial de los focos del extremo SE (Osa y alrededores), hacia el NW (Nicoya y alrededores) y viceversa, dándose una repetición en el NW antes de regresar al SE. Un caso particular son los tres eventos de 1916 en el NW.

Una concentración de eventos se observa hacia la región de los golfos en el borde Pacífico (Fig. 2, centro), de modo tal que la mayor liberación de energía (Fig. 2, arriba) se va a dar hacia esos lugares.

En la Fig. 3 (abajo), se tiene la serie de tiempo en función de la magnitud de los eventos. Notorio es el período de quietud que se observa de 1905 a 1916 en la zona de subducción, cuando en el arco magmático se va a dar el período de (1910-1912) mayor actividad y liberación de energía sísmica conocido (Fig. 4 y 5) debido a temblores con características de terremotos, generados en fallas locales. Por el contrario, cuando vuelve el otro período de actividad en el arco magmático (1951-1955) (Fig. 4 y 5), vamos a tener actividad en la zona de subducción (Fig. 3).

De la tendencia mostrada por las curvas acumulativas (Fig. 3, centro y arriba), es evidente un déficit en el número de ocurrencia de temblores y sobre todo en la energía sísmica liberada a partir de 1962, por lo cual la actividad que inicia en 1978, después de un período de quietud de 16 años, podría corresponder con un nuevo y más activo período sísmico durante los próximos años.

Para estudiar la sismicidad del arco magmático, se recopiló información macro sísmica o instrumental desde 1800 hasta el presente, y los resultados están presentados en la Tabla 1B. Todos los eventos han sido localizados o relocalizados en base a la distribución de intensidades (Tristán, 1912; Plafker, 1973; Montero, 1983) y a partir de ella se ha estimado la magnitud. Aún para eventos recientes, (1973-1983), la localización macrosísmica es más confiable que la instrumental (Plafker, 1973; Morales, en prensa). Sin embargo, solo en los temblo-

FIGURA 2: Distribución espacial y temporal de la sismicidad de la región (al centro y abajo de la figura), con los eventos mayores ($M_S \geq 6.5$), asociados con el proceso de subducción o la zona de fractura de Panamá, y liberación de energía sísmica en ergios (arriba), correspondiente al período 1900-1984, para el cual existen datos instrumentales o macrosísmicos. Debido al rápido crecimiento de la energía sísmica (E), con la magnitud (M_S), se han usado líneas verticales discontinuas, para mantener la figura dentro de ciertos límites, ($\text{Log } E = 11,8 + 1,5 \times M_S$). Obsérvese la concentración de la actividad sísmica hacia el borde Pacífico, salvo para algunos eventos de foco más profundo, hacia el interior.

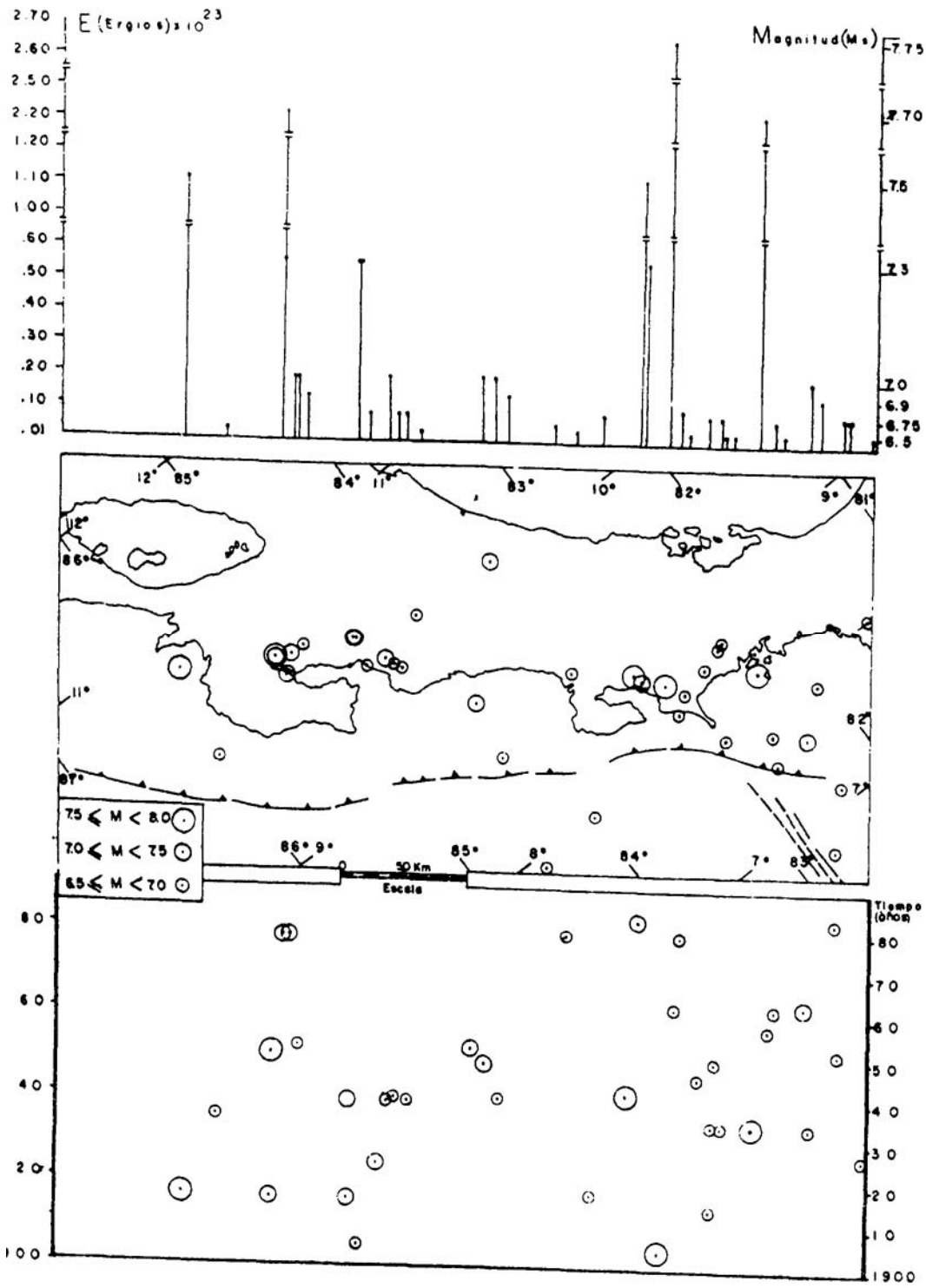


FIGURA 2

res verdaderamente destructores o dañinos es posible obtener una localización aceptable (error de ± 5 km para el epicentro).

En el presente estudio, el evento de 1851, es cuestionable en cuanto a su localización; Carr y Stoiber (1977) lo ubican en el segmento de la costa central de Costa Rica, pero de acuerdo a los reportes recopilados por don Cleto González (1910), sus efectos fueron relativamente localizados en el Valle Central, y no fue tan ampliamente sentido, como lo fue el temblor de 1952 ($M_S = 7.0$) que ocurrió en el mismo segmento.

La Fig. 4, (abajo y al centro) muestra la distribución espacial y temporal de los temblores originados en el arco magnético debido al fallamiento local, cercano a las cuencas intra-arco o sus bordes y en especial hacia los terrenos volcánicos, como ha sido propuesto para Centroamérica por Carr y Stoiber (1977), y por Montero (1983), para el Valle Central de Costa Rica.

De acuerdo a la Fig. 4, es evidente el poco número de temblores y la baja liberación de energía sísmica, sin embargo, por ser sus focos superficiales ($h < 20$ km) y coincidir a veces con centros de población, llegan a adquirir carácter de terremotos. Dos períodos críticos se observan de la Fig. 5, el primero (1910-1912), con una mayor actividad y liberación de energía sísmica que el segundo (1951-1955), separados por un período de quietud de 39 años, período igual al determinado por Montero (1983), para el Valle Central.

FIGURA 3: Serie de tiempo (abajo), energía sísmica acumulativa liberada (centro) y número acumulativo de eventos (arriba), generados por el proceso de subducción durante el presente siglo. Se observa un período de quietud de 16 años, en el intervalo entre los 1962 y 1978. De la tendencia mostrada por las curvas acumulativas, es evidente un déficit en el número de ocurrencia de eventos y sobre todo en la energía sísmica liberada a partir de 1962, por lo cual la actividad que se inicia en 1978, podría corresponder con un nuevo y más activo período sísmico durante los próximos años.

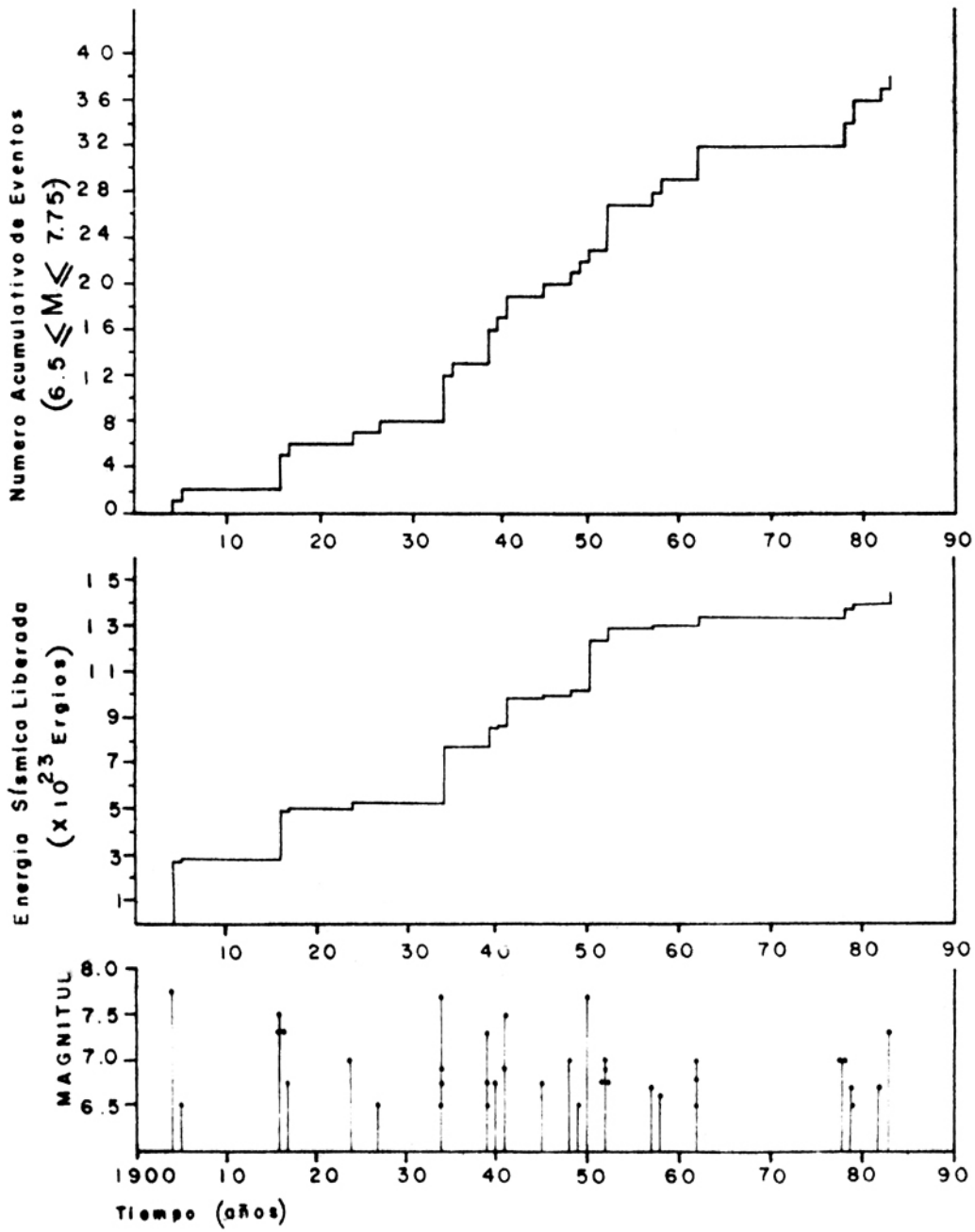


FIGURA 3

AREAS DE RUPTURA Y MECANISMOS FOCALES

Región del litoral pacífico:

Para delinear las posibles zonas sísmicas, se ha utilizado las áreas de ruptura propuestas por diferentes autores para el arco de Mesoamérica (Kelleher et al. 1973; Mc Cann et al. 1978), complementándolo con los mecanismos focales conocidos para la región en estudio (Tabla 2), la distribución de la sismicidad (Miyamura, 1980; Morales y Montero, 1984; Morales en prensa) y rasgos estructurales que permiten inferir fallas (Madrigal, 1970; Baumgartner et al. 1984).

Para tal efecto, se combinan los diferentes datos, geológicos y sismológicos, representados en las Figuras 1, 2 y 6. Las zonas sísmicas propuestas (Fig. 7), se han delineado para abarcar áreas de rupturas conocidas o llenar los espacios de quietud sísmica (Gaps; Habermann et al. 1983), y en algunos casos existen evidencias sismotectónicas o geológicas de fracturas o fallas que las delimitan. La extensión de las diferentes zonas propuestas es alrededor de un grado ($110 \text{ km} \pm 10$), lo cual está de acuerdo con las dimensiones de las rupturas conocidas para el arco de Mesoamérica (Kelleher et al. 1973; Mc Cann et al. 1978; Chael y Stewart, 1982). No se ha pretendido en el presente trabajo buscar segmentos en la placa subducida como ha sido propuesto por otros autores (Carr y Stoiber, 1977; Mora, 1981; Thorpe, en prensa). El trabajo de Burbach et al. (1984), basado en datos sísmicos, sugiere que la placa del Coco es continua bajo Centroamérica, con un posible desgarre o segmentación solo bajo la Península de Nicoya, y Nixon (1982) agrega que, los cambios menores en

FIGURA 4: Distribución espacial y temporal de la sismicidad (al centro y abajo), de la región del arco magmático, con los eventos que han causado daños ($5,0 \leq M \leq 6,5$), debido al fallamiento local. Liberación de energía sísmica en ergios (arriba) correspondiente al período 1800-1984, para el cual existen datos instrumentales o macrosísmicos. Comparando con la Fig. 2, es notoria la diferencia en el número de temblores, magnitud y energía liberada, pero aún así, los temblores del arco magmático debidos al fallamiento local, son más destructivos.

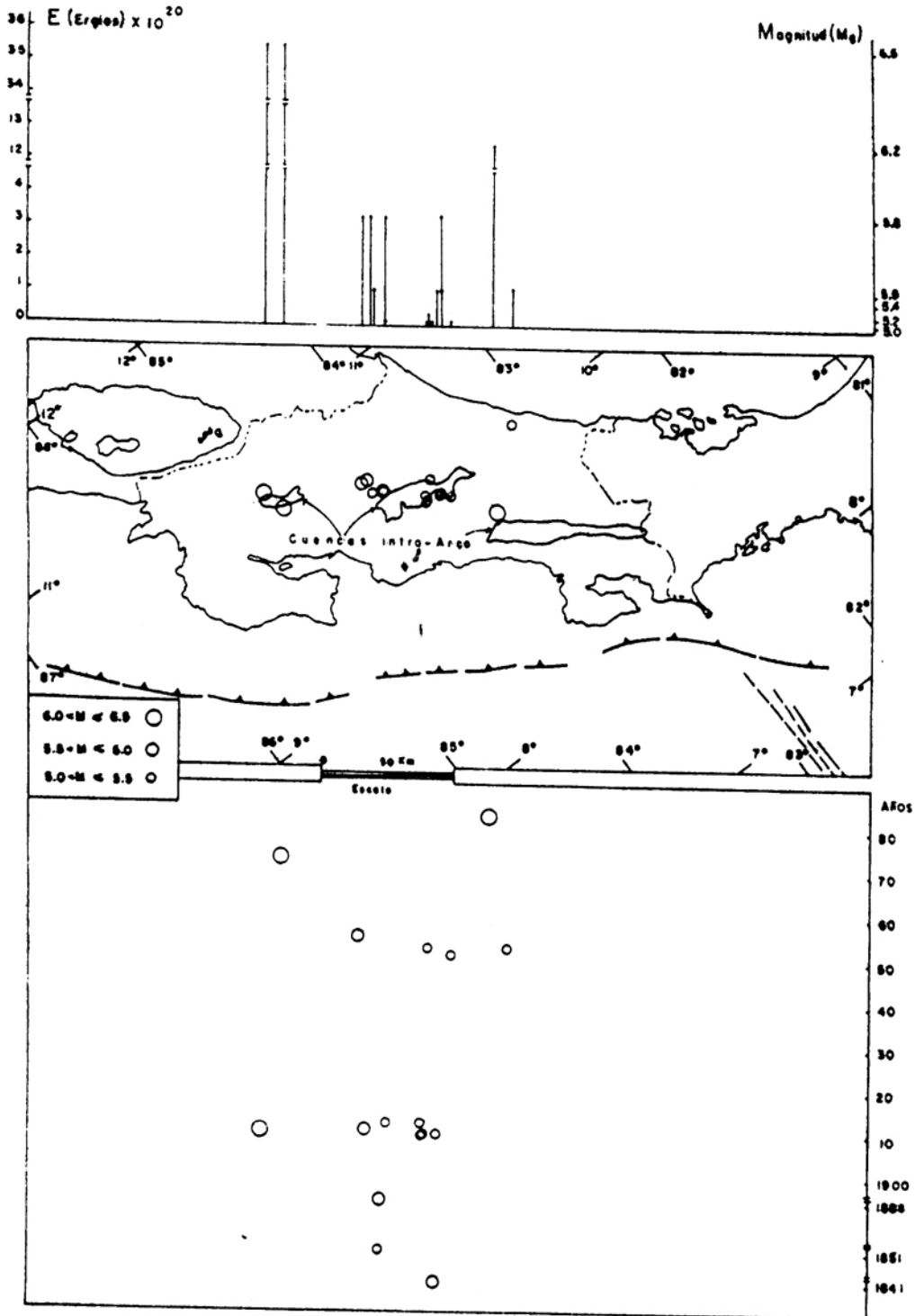


FIGURA 4

la orientación de los volcanes, son probablemente un reflejo de la complejidad estructural de la placa cabalgante y no una indicación de la estructura de la placa subducida. Sin embargo, es interesante observar como ciertas zonas corresponden en el arco magmático (Fig. 7), con una ausencia, concentración o separación de focos volcánicos cuaternarios.

CARACTERISTICAS DE LAS ZONAS SISMICAS

Región del Margen Pacífico:

Chiriquí:

Situado en el golfo del mismo nombre, es una zona de frecuentes temblores, que en algunos casos (1934-1962) han alcanzado grandes liberaciones de energía (Fig. 2), que para el período aquí considerado es del orden de $2,6 \times 10^{23}$ ergios. Los mecanismos focales conocidos para esta zona (Fig. 6) solo reportan mecanismos transcurrentes, o con una fuerte componente transcurrente lateral derecha (Molnar y Sykes, 1969), asociados con la zona de fractura de Panamá de dirección N-S, la cual sirve no solo de frontera entre placas (Coco-Nazca), sino también entre zonas (Chiriquí-Osa). Es posible que su límite hacia el este sea la antigua zona de fractura de Coiba, cerca de los 82° de latitud norte (Lonsdale y Klitgord, 1978). En la región del arco magmático se encuentra un vulcanismo cuaternario inactivo (Volcán Barú o Chiriquí), reflejo probable de una subducción más activa en el pasado y que ahora está migrando hacia el oeste (Van Andel et al. 1971; Lonsdale y Klitgord, 1978).

FIGURA 5: Serie de tiempo (abajo), energía sísmica acumulativa liberada (centro) y número acumulativo de eventos que han causado daños (arriba), generados dentro del arco magmático por el fallamiento local, durante el período (1800-1984). Dos períodos críticos se observan de las figuras, el primero (1910-1912), con una mayor actividad y liberación de energía sísmica que el segundo (1951-1955), separados por un período de quietud de 39 años.

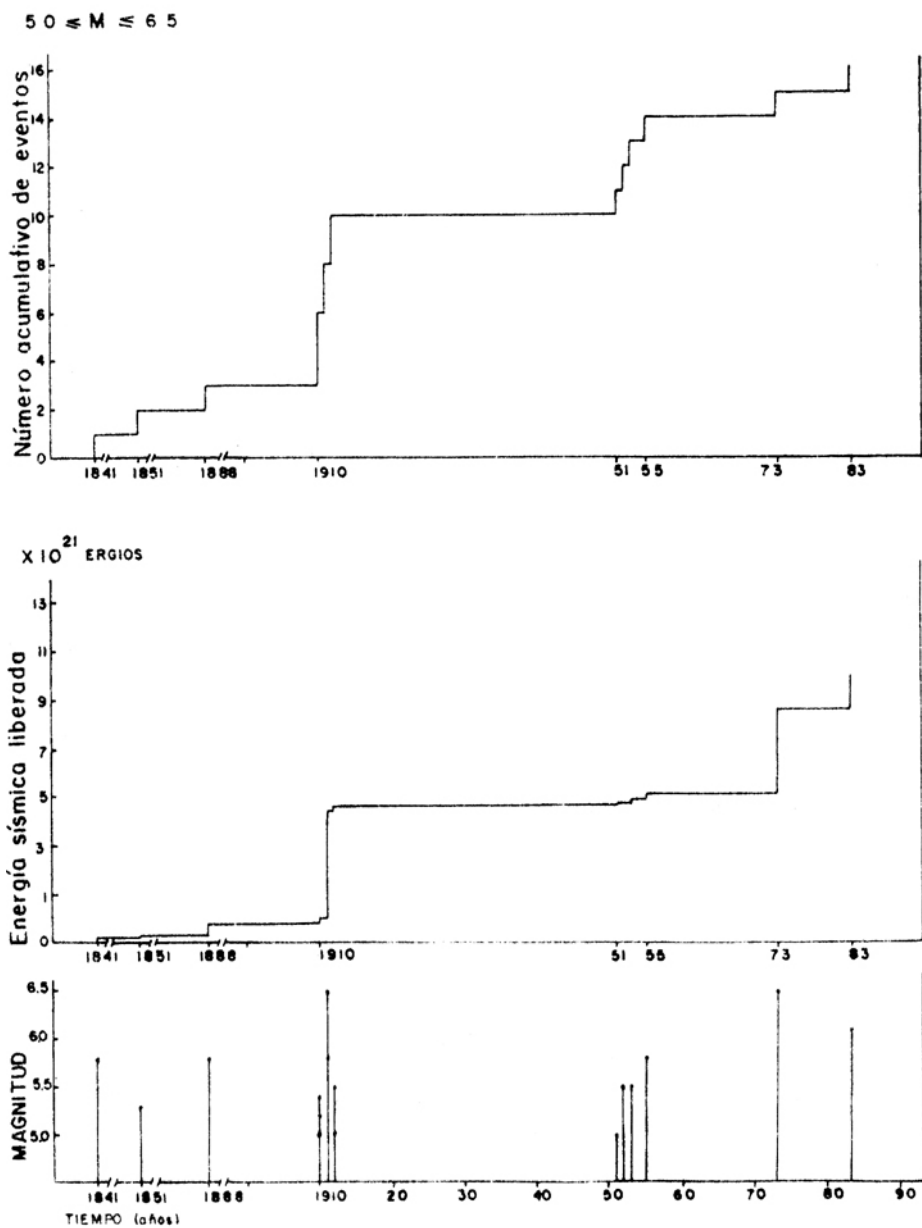


FIGURA 5

Osa:

Esta zona abarca la península del mismo nombre, la depresión tectónica (zona de subsidencia) del Golfo Dulce y sus alrededores. Se encuentra limitada por dos fracturas, la de Panamá al SE y una incipiente zona de fractura que se desarrolla cerca de los 84°, según se puede deducir de los mecanismos focales reportados (Fig. 6, abajo), con una fuerte componente transcurrente y que en el caso del evento "2" (Montero, 1979), presenta un plano orientado casi N-S, que es la misma dirección en que se alinea la sismicidad local (Morales y Montero, 1984). Esta fractura cercana a los 84°, podría ser una incipiente frontera transformante, como ha sido postulado por Burbach et al. (1984) de acuerdo con el modelo de migración hacia el oeste, para la frontera Coco-Nazca, propuesto por Van Andel et al. (1971) y confirmado por los estudios de Lonsdale y Klitgord (1978) y Pennington (1981).

Mecanismos focales inversos (Molnar y Sykes, 1969; PDE, 1983), confirman un proceso de subducción activo de la cresta del Coco, con evidencias morfológicas cuaternarias de un levantamiento y basculamiento de la zona (Madrigal, 1978; Woodward y Clyde, 1979; Fischer, 1980). Un mecanismo focal normal (Fig. 6, abajo), reportado por Molnar y Sykes, 1969, podría ser explicado en relación a la depresión tectónica del golfo Dulce y sus alrededores, en donde se han observado claras evidencias de un fuerte fallamiento normal (Obando, comunicación personal).

FIGURA 6: Areas de ruptura (arriba) según Kelleher et al. (1973) y mecanismos focales (abajo), según diferentes autores (ver Tabla 2). En el interior de cada área de ruptura se indica el temblor principal con un círculo pequeño, acompañado de un número correspondiente al año. Para los temblores de 1916 (16) y 1952 (52), no se conocen áreas de ruptura, y el área elipsoidal en línea discontinua para el terremoto de 1924 (24) ha sido inferida del patrón de isosistas determinado por Montero (en preparación), y el área de ruptura para el temblor de 1983 (83) fue obtenida a partir de las réplicas, localizadas por la Red Sismológica Nacional (RSN), coincidiendo notablemente con la ruptura de 1941. En los mecanismos focales, la parte oscura indica compresiones y la blanca dilataciones, correspondiendo las soluciones al hemisferio focal inferior.

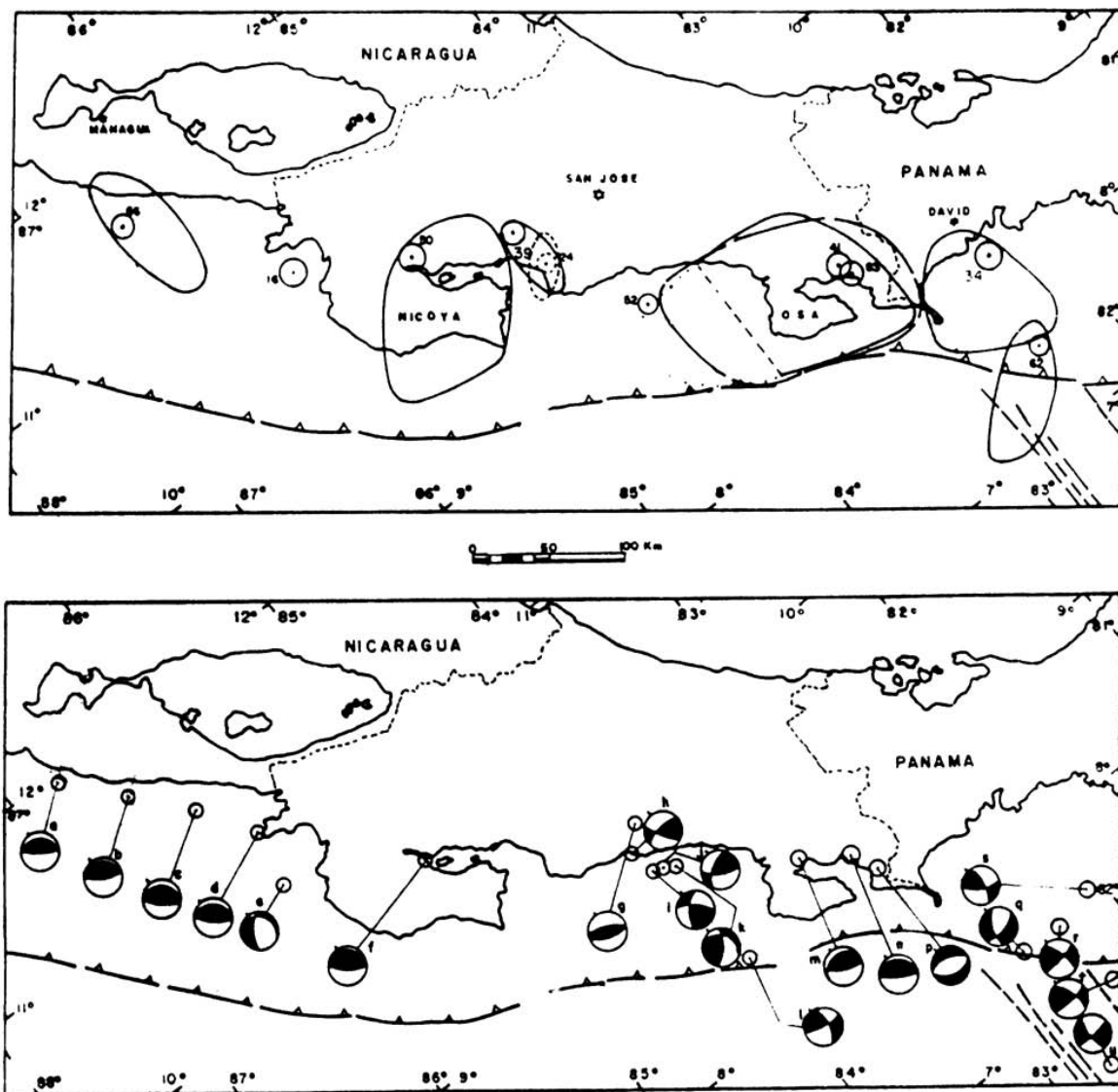


FIGURA 6

Es relevante la ausencia de un volcanismo activo en el arco magnético al norte de esta zona, muy probablemente en relación con la subducción de la serranía oceánica del Coco, y causado por una contribución composicional o estructural anómala de la zona buoyante subducida, y no por el bajo ángulo de subducción que dichas zonas tienen (Carr, 1983).

Esta zona presenta un período de recurrencia de 40 ± 3 años para los grandes temblores (Morales y Montero, 1984), con liberaciones de energía (Fig. 2) que han llegado al orden de los $4,4 \times 10^{23}$ ergios, durante el período considerado (1900-1984) y presenta dos áreas de ruptura, (1941 y 1983) en base a réplicas, que coinciden notablemente (Fig. 6, arriba).

Quepos:

La característica más notable de esta zona (Fig. 6 y 7), es que solo presenta un temblor grande ($M_S = 7,0$), en 1952, y no se conocen áreas de ruptura, por lo que sus límites se fijan en base al espacio que queda entre las áreas vecinas (Gap) (Fig. 6, arriba) y a los alineamientos sísmicos conocidos (Morales y Montero, 1984) y estructurales (Fig. 1). Esta zona está caracterizada por una aureola de sismicidad (Morales y Montero, 1984), con alineamiento sísmico de dirección NE a la entrada del Golfo de Nicoya y a lo largo del meridiano 84° , este último en el límite ya discutido, de la zona de Osa. El límite a la entrada del golfo de Nicoya de dirección NE, coincide también con rasgos estructurales de la misma dirección (Madrigal, 1970; Fischer, 1980; Morales, 1983; Baumgartner, 1984) y con el área epicentral del terremoto de 1924, cuyo patrón de isosistas

Figura 7: Las zonas sísmicas de Costa Rica y alrededores de acuerdo a la sismicidad y tectónica de la región. Se presentan dos regiones fundamentales: el litoral pacífico, afectado por el proceso de subducción y dividido en seis (6) zonas (Chiriquí, Osa, Quepos, Nicoya, Papagayo y Masachapa) y el arco magnético con las "cuencas intra-arco y sus bordes", (de NW a SE, tenemos: 1. Managua; 2. Arenal; 3. Valle Central; 4. General-Coto Brus) como las zonas donde han ocurrido temblores destructivos; y 5. Litoral Atlántico, en la parte trasera del arco.

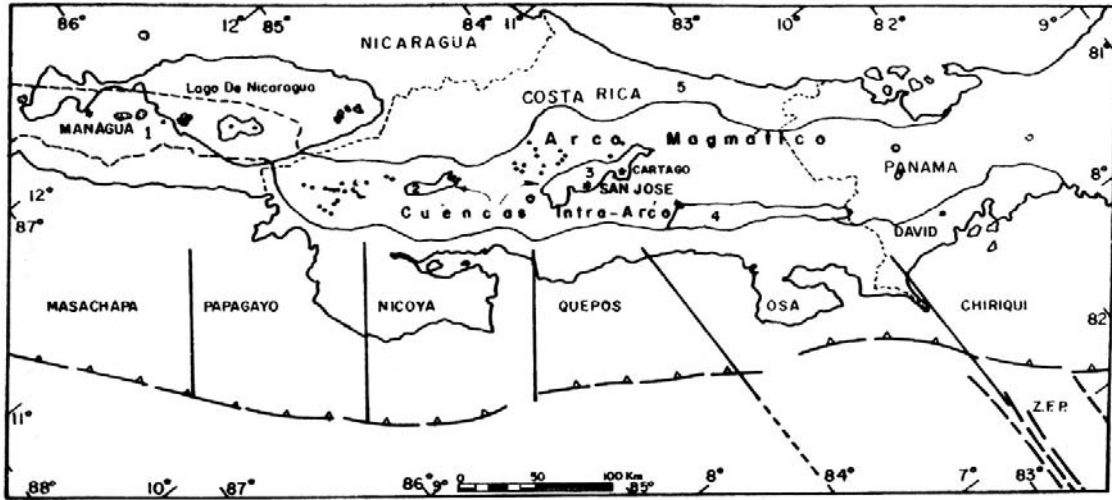


FIGURA 7

(Montero, en preparación) se orienta también en la misma dirección. Una ruptura superficial de varios kilómetros de longitud, ancha, profunda, con dirección NE, fue originada durante dicho terremoto (Obando y Rodríguez, comunicación personal, 1983), lo cual, combinado con lo violento de la sacudida en el Valle Central (Montero, 1983), podría correlacionarse con un foco superficial (Montero y Dewey, 1982), en una ruptura de dirección NE. En la parte superior de la figura 6, se ha indicado en línea discontinua, el área inferida, de acuerdo al patrón de isosistas de Montero (en preparación).

En esta zona se localizan eventos de hasta 110 km de profundidad (Burbach et al. 1984) y algunos eventos con profundidades cercanas a los 80-100 km, han sido localizados por la red sismológica nacional (RSN) cerca del Volcán Poás. Un mecanismo focal inverso -g- (Molnar y Sykes, 1963) localizado al interior de la costa (Fig. 6, abajo), permite inferir, junto a los criterios anteriores, una subducción activa, de bajo ángulo según Burbach et al. (1984), para esta zona, pero debido a la casi ausencia de eventos grandes ($M \geq 7$), es posible un desacople parcial entre placas con pocas áreas de aspereza, que genera para esta zona el más bajo nivel de energía sísmica liberada ($0,4 \times 10^{23}$ ergios) en la región estudiada. Otra alternativa física posible debido a los altos batimétricos de la cresta del Coco (Fig. 1), sería una gran área de aspereza, de tal forma que el esfuerzo tectónico no es suficiente para vencer la resistencia de la aspereza a la ruptura (Ruff y Kanamori, 1980).

La proyección de la zona de Quepos hacia el arco magmático, coincide con el volcanismo cuaternario de la cordillera Central (Fig. 7), en particular con los macizos del Barba, Poás y Platanar-Porvenir.

Nicoya:

Las áreas de ruptura de los fuertes temblores de 1939 ($M_S = 7,3$) y sobre todo el gran temblor de 1950 ($M_S = 7,7$), permiten delinear la extensión de esta zona (Fig. 6, arriba) que sirve de transición de un régimen tectónico complejo al SE, hacia un proceso de subducción aparentemente más simple, con una zona de Benioff mejor definida al NW Burbach et al. (1984). Este cambio en el carácter sismotectónico de la región puede ser observado (Fig. 6) de la solución de mecanismos focales, al comparar las diferentes soluciones a uno y otro lado de esta zona. Mecanismos focales con fallamiento inverso al NW y transcurrentes al

SE, con unos pocos inversos y hasta normales.

El límite sureste, ya discutido en la zona anterior, parece corresponder con varias rupturas de dirección NE al extremo sur de la península de Nicoya y con un desplazamiento de la Fosa de Mesoamérica (Fig. 1), mientras que el límite hacia el NW no presenta ninguna relación estructural evidente.

Aún y cuando existen diferentes períodos activos (Fig. 2), con grandes liberaciones de energía (10^{23} ergios), que contribuyen con la mayor proporción del total de energía sísmica liberada en la región, no existe un período de recurrencia estable, sino que éste oscila entre 8 y 28 años. Es en esta zona donde se encuentra la ruptura de desgarre propuesta por Liaw y Matumoto (1980), y aunque alguna forma de segmentación parece estar indicada, los datos no son concluyentes (Burbach et al. 1984).

La sección proyectada del arco magmático que corresponde con esta zona, muestra una discontinuidad de la cadena volcánica, con un centro de emisión activo y aislado, el sistema Arenal-Chato.

Papagayo:

Los límites de esta zona son determinados por el espacio abierto (Gap) que dejan entre sí las rupturas de los temblores de 1950 al SE y de 1956 al NW (Fig. 6). No existen evidencias estructurales que puedan correlacionarse con los límites propuestos.

Desde el terremoto de febrero de 1916 (Tristán, 1916) no han vuelto a ocurrir grandes temblores ($M_s \geq 7,0$) en esta zona, lo cual podría explicarse por un desacople entre las placas, debido a la flexura y alto buzamiento (60°) de la zona de Benioff (Burbach et al. 1984; Dewey y Algermissen, 1974), además de la ausencia de un prisma de acreción a lo largo de la Fosa, como resultado de un margen convergente extensional. (Aubouin et al. 1984; Baumgartner et al. 1984; Bourgois et al. 1984). Asperezas simples en la zona de empuje, podrían ser responsables de los temblores más grandes, aunque poco frecuentes.

El arco magmático al norte de esta zona, presenta un claro desplazamiento de la cadena volcánica cuaternaria de Nicaragua y Costa Rica.

Masachapa:

Frente a la costa central pacífica de Nicaragua, se ubica esta zona, que abarca el área de ruptura del fuerte temblor de 1956 ($M_S = 7.3$). Aunque los temblores son frecuentes, no se conocen otros grandes eventos ($M_S \geq 7.0$), durante el período aquí considerado (1980-1984), presentando así un caso similar a la zona de Papagayo. Además, las características de la zona de Benioff son similares para ambas zonas y la hipótesis del desacople entre placas con asperezas simples, se extiende también para esta zona.

La Caldera y Volcanes de Masaya, con el cráter de lava del Santiago, se ubican en la sección del arco magmático, al norte de esta zona.

Región del Arco Mágmatco:

Es una región de valles y serranías, en donde las condiciones más favorables para los desarrollos urbanos, se dan en ambientes geológicos cuyas condiciones estructurales son también favorables para la ocurrencia de temblores superficiales, que aunque de moderada magnitud ($5 < M \leq 6,5$), ocurren en un ambiente muy vulnerable, lo cual aumenta el riesgo sísmico y confiere a ciertos temblores, la categoría de terremotos, como por ejemplo: Cartago, 1910 y Managua, 1972.

Delinear zonas sísmicas dentro de esta región es muy difícil por la falta de datos locales y porque el período de observación instrumental con redes locales todavía es muy corto. Sin embargo, como ha sido propuesto para Centroamérica (Carr y Stoiber, 1977), las depresiones longitudinales y transversales cuaternarias son las zonas más probables para la ocurrencia de eventos destructivos, como es el caso de la cuenca intermontana del Valle Central en Costa Rica (Montero, 1983). Por lo tanto, delinearemos las zonas sísmicas del arco magmático por el contorno de las cuencas intraarco (Fig. 7).

Las diferentes zonas y algunas de sus características descritas del NW hacia el SE (Fig. 7) son:

Zona 1, Managua:

Corresponde con el arco volcánico cuaternario (Cordillera de los Marra - bios), delineada por las líneas discontinuas gruesas de la Fig. 7. Se encuen

tra formando parte del borde NW de la depresión tectónica de Nicaragua.

El evento más catastrófico en esta zona, fue el terremoto ($M_s = 6.2$) que destruyó Managua el 23 de diciembre de 1972, ocurrido en una falla local de dirección NE, con mecanismo focal transcurrente, lateral izquierdo (Brown et al. 1973). La ciudad está localizada en la intersección de una ruptura transversal (NE) con una depresión estructural longitudinal (NW) (Carr y Stoiber, 1977).

La actividad sísmica de esta zona a nivel de microtemblores es frecuente, tanto por eventos de naturaleza volcánica, como por el intenso fracturamiento (Segura, 1982).

Zona 2, Arenal:

Es una depresión tectónica relativamente pequeña, parcialmente cubierta por las aguas del embalse del complejo hidroeléctrico del mismo nombre y flanqueada hacia el este, por el sistema volcánico, Arenal-Chato, con una violenta y desastrosa erupción del Arenal en 1968. Hacia sus bordes se localizan dos fuertes eventos (Fig. 4 y 7), que llegaron a causar destrucción (Tristán, 1911; Plafker, 1973) y la máxima liberación de energía sísmica de la región (Fig. 4). El temblor más destructivo ocurrió el 14 de abril de 1973, localizado hacia el borde sur, en una falla local, cerca de Río Chiquito, (Plafker, 1973). La ausencia de poblaciones cerca del área epicentral (a diferencia de Managua en 1972), redujo notablemente las pérdidas materiales y humanas, siendo los deslizamientos desencadenados por la sacudida sísmica, el principal peligro geológico. La zona presenta un riesgo sísmico y volcánico considerable, como resultado de la convivencia del hombre y sus obras con las violentas fuerzas de la naturaleza, lo cual ha motivado estudios locales para la comprensión de estos fenómenos (Umaña et al. 1979; Borgia et al. en prensa).

Zona 3, Valle Central:

Es la zona más activa del arco magmático de Costa Rica y en la que está ubicado el mayor desarrollo económico y social de la nación. Esta cuenca intermontana (Fig. 7), se encuentra separando el arco volcánico cuaternario hacia el norte, de las rocas plutónicas y volcánicas del Terciario al sur y oeste respectivamente, con sedimentos del Terciario inferior hacia el flanco sur (Kussmaul et al. 1982; Carballo y Fischer, 1978).

El Valle Central y sus alrededores, ha sido afectado en diferentes periodos por temblores que han causado daños, sobre todo los terremotos de 1841 y 1910 que destruyeron la ciudad de Cartago. Las fuentes sísmicas se localizan hacia los bordes del valle, (Fig. 4, centro) tanto en las áreas volcánicas cuaternarias al norte, como en las sedimentarias y volcano-plutónicas del Terciario al sur (Montero, 1983). Soluciones del mecanismo focal compuesto, muestran un fallamiento transcurrente para las fuentes sísmicas al sur del Valle Central (Montero y Dewey, 1982; Montero y Morales, en prensa). El pequeño valle del río Toro Amarillo hacia el extremo nor-oeste de la zona, entre sierras volcánicas (Fig. 7), ha sido el escenario de tres temblores destructivos en el presente siglo.

El crecimiento sin planificación de las poblaciones y el desarrollo de infraestructura, junto a la existencia de fuentes sísmicas peligrosas, aumentan el grado de riesgo sísmico para esta zona. Un estudio detallado de la zona está fuera del objetivo y alcance del presente trabajo, en cambio, puede ser encontrado en Montero, (1983).

Zona 4, General-Coto Brus:

El terremoto del 3 de julio de 1983 ($M_S = 6.2$; Fig. 4) ocurrido en una falla local, con una solución de mecanismo focal normal y fuerte componente transcurrente (PDE, 1983), puso en evidencia una zona sísmica desconocida hasta ese momento (Morales, en prensa). Esta zona se encuentra en un largo y angosto valle (Fig. 7), entre dos cordilleras, al norte la Talamanca con rocas sedimentarias volcánicas y plutónicas del Terciario, y al sur la Fila Costeña con rocas sedimentarias del Terciario inferior (Eoceno tardío) según Baumgartner et al. (1984), que han tenido levantamientos muy rápidos y recientes (Madrigal, 1977; Fischer, 1980; Miyamura, 1975).

Aunque el terremoto ocurrió en el extremo NW del valle en las estribaciones de la Talamanca, es apropiado extender la zona a todo el valle dado las recientes y evidentes manifestaciones tectónicas en sus bordes, a pesar de que la actividad sísmica fuera de la región de réplicas (Morales, en prensa) es mínima.

Zona 5, Litoral Atlántico:

Es en realidad una región (Morales, en prensa), que se extiende por las llanuras del Atlántico y norte de Costa Rica, en la parte trasera del arco magmático. Debido al bajo nivel de sismicidad que presenta, sería muy arbitrario intentar subdividirla a partir de datos sísmicos. A pesar de la poca actividad, el 7 de enero de 1953, un temblor ($M_S = 5.5$; Miyamura, 1975), sacudió violentamente la ciudad de Limón causando daños, lo que nos indica la posibilidad de ocurrencia en el futuro, de eventos moderados aunque poco frecuentes en esta zona.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Ha sido necesario efectuar primero un trabajo de recopilación y en algunos casos de relocalización de temblores en y cerca de Costa Rica (Tablas 1A, 1B y 2), estimando valores de intensidad y magnitud en ciertos casos, para intentar luego caracterizar por zonas la sismicidad de Costa Rica.

Los datos sísmicos y tectónicos permiten una subdivisión de Costa Rica y sus alrededores por zonas, sin que necesariamente, estas correspondan con segmentos entre rupturas en la placa subducida o en la que sobrecorre. Se ha indicado la relación que las diferentes zonas presentan con respecto al arco magmático, sin que éste haya influido necesariamente en la delimitación de las zonas.

Las zonas pertenecen a tres regiones con procesos geotectónicos diferentes pero interrelacionados. a) La región del borde pacífico: afectada por el proceso de subducción y las fracturas en y entre placas, con la mayor sismicidad y liberación de energía sísmica por la ocurrencia de grandes eventos ($M_S \geq 7.0$) de foco superficial. Esta región se ha dividido en seis (6) zonas (Fig. 7), en correspondencia con áreas de rupturas conocidas (Fig. 6) o por la ausencia de ellas (Gaps), con tres zonas (Chiriquí, Osa y Quepos), localizadas entre fracturas conocidas o inferidas a partir de los datos, una zona de transición Nicoya, y dos zonas (Papagayo y Masachapa), sin fracturas conocidas que los limiten, con una zona de Benioff claramente definida. Las zonas de los golfos, Nicoya y Osa, son las que más energía sísmica liberan, con un máximo en Nicoya ($4,5 \times 10^{23}$ ergios) durante el período aquí considerado (1900-1984), mientras Quepos mantiene el nivel más bajo ($0,35 \times 10^{23}$ ergios). b) La región del arco magmático; caracterizada por el volcanismo y el plutonismo, con un fallamiento activo, que

ha originado temblores destructivos, a pesar de que el nivel de liberación de energía (1800-1984) es bajo (10^{22} ergios en total para Costa Rica, Figs. 4 y 5). La sismicidad de esta región se caracteriza por actividad a nivel de microtemblores ($M \leq 3$), con unos pocos de magnitud moderada, lo cual hace difícil una división por zonas, debido a la falta de datos sísmicos, por lo que se ha recurrido a destacar como zonas aquellas áreas afectadas por temblores locales destructivos, que han resultado ser las depresiones tectónicas o cuencas intra-arco y sus alrededores, como es el caso del Valle Central (Montero, 1983). Las zonas así obtenidas, se extienden por los alrededores de las zonas delimitadas en la figura 7. Ellas son: (de NW a SE) Zona 1, Managua; zona 2, Arenal con la mayor liberación de energía sísmica ($7,1 \times 10^{21}$ ergios) en el arco magmático de Costa Rica, zona 3, Valle Central, zona 4, General-Coto Brus. Lo anterior no excluye la posibilidad de otras zonas, que los datos sísmicos aún no permiten conocer.

Una quinta zona, (Litoral Atlántico), que corresponde con la región trasera del arco magmático, se ha incluido para completar por zonas los diferentes niveles de sismicidad del país y procesos tectónicos que aquí alcanzan su nivel más bajo.

AGRADECIMIENTOS

Un sincero reconocimiento a los geólogos, Gustavo Segura, por su recopilación de datos sobre mecanismos focales; Rafael Barquero y Guillermo Alvaro, por las estimulantes discusiones sobre las intensidades de algunos eventos locales y su probable localización, lo mismo que al compañero Walter Montero, quién además revisó y contribuyó a mejorar el manuscrito. Conversaciones con Jorge Obando sobre la tectónica de Punta Burica fueron muy provechosas.

A don Julio Obando (q.d.D.g.), Jorge Obando y Rafael Rodríguez, por el interés y valiosos comentarios sobre los efectos del terremoto de 1924 en la zona epicentral.

La asistencia de Wilfredo Rojas, William Pérez y Rafael Barquero en el dibujo de las figuras fue muy valiosa, así como a Betty Rowe en el trabajo mecánico gráfico.

BIBLIOGRAFIA

- Alfaro, A., Michaud, G. y Biolley, P., 1911: Informe sobre el terremoto de Toro Amarillo, Grecia. - *Anales Centro Estudios Sismológicos*, 35-41.
- Aubouin, J., Azéma, J., Biju-Duval, B., Bourgois, J., Mascle, A., Tardy, M., 1984: Subducción et orgénese. Le prisme d'accrétion de la Barbade et l'absence d'accrétion le long de la fosse d'Amérique Centrale: deux processus prouvés et non exclusifs d'un phénomène crustal general, la subduction.- *C.R. Acad. Sc. París*, 298, II/8:351-358.
- Baumgartner, P., Mora, C., Butterlin, J., Sigal, J., Glacon, G., Azéma, J. y Bourgois, J., 1984: Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica.- *Rev. Geol. Amer. Central*, 1:57-136.
- Borgia, A., Poore, C., Carr, M., Melson, W., & Alvarado, G., : Evolution of a young stratovolcanic complex; stratigraphical, structural, and petrological aspects of Arenal-Chato volcanic system: Costa Rica. *Journ. Volc. Geoth. Res.* (en prensa).
- Bourgois, J., Azéma, J., Baumgartner, P., Tournon, J., Desmet, A., & Aubouin, J., 1984: The geological history of the Caribbean-Coco-plate boundary with special reference to the Nicoya ophiolite complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (legs 67 and 84 off Guatemala): A synthesis.- *Tectonophys.*, 108: 1-32.
- Brown, R., Ward, P., & Plafker, G., 1973: Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua, earthquakes of Dec. 23, 1972: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 838, 34 p.
- Burbach, G., Frohlich, C., Pennington, W., Matumoto, T., 1984: Seismicity and Tectonics of the subducted Cocos plate.- *Jour. Geophys. Res.* 81: 4885-4896.
- Carballo, M. & Fisher, R., 1978: La formación San Miguel (Mioceno, Costa Rica). - *Inst. Geogr. Nac. Inf. Semestr. Enero-Jun.*: 45-114.
- Carr, M. & Stoiber, R., 1977: Geologic setting of some destrutive earthquakes in Central America.- *Geolog. Soc. Am. Bull.*, 88: 151-156.
- Carr, M., 1983: Nests of intermediate depth (70-160 km) earthquakes adjacent to active volcanoes during 1963-1982.- *Journ. vol. Geoth. Res.*, 19: 349-365.
- Case, J.E. & Holcombe, T.L., 1980: Geologic-Tectonic Map of the Caribbean Region. - U.S. Geolog. Survey.
- Chael, E. & Stewart, G., 1982: Recent large earthquakes along the Middle America Trench and their implications for the subduction process.- *Jour. Geophys. Res.*, 87: 329-338.

- Chung, W. Y. & Kanamori, H., 1978: Subduction process of a fracture zone and aseismic ridges—the focal mechanism and source characteristics of the New Hebrides earthquake of 1969 January 19 and some related events. - Geophys. J.R. astr. Soc., 54: 221-240.
- Dean, B. & Drake, C., 1978: Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America Arc.- J. Geol., 86: 111-128.
- Dewey, J. & Algermissen, S., 1974: Seismicity of the Middle America arc trench system near Managua, Nicaragua.- Bull. Seis. Soc. Amer., 64: 1033-1048.
- Fischer, R., 1980: Recent tectonic movements of the Costa Rican pacific coast.- Tectonophys., 70: T25-T33.
- González, C., 1910: Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica, 1608-1910. 200 págs. Tipografía de Avelino Alsina, San José, Costa Rica.
- Habermann, R., Mc Cann W. & Nishenko, S., 1983: A gap is... Bull. Seism. Soc. Am., 73: 1485-1486.
- Isacks, B. & Molnar, P., 1971: Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes.- Rev. Geophys. Space Phys., 9: 103-174.
- Kelleher, J., Sykes, L. & Oliver, J., 1973: Possible criteria for predicting earthquake location and their application to major boundaries of the Pacific and the Caribbean.- Journ Geophys. Re., 78: 2547-2585.
- Kelleher, J., & Mc Cann, W., 1976: Buoyant zones, great earthquakes and instable boundaries of subduction.
- Kussmaul, S., Paniagua, S. & Gañza, J., 1982: Recopilación, clasificación e interpretación petroquímica de las rocas ígneas de Costa Rica.- Inst. Geogr. Nac., 28, Inf. Semestr. Julio-Dic: 17-79.
- Leeds, D., 1974: Catalog of Nicaraguan earthquakes.- Seism. Soc. Am. Bull., 64: 1135-1158.
- Liaw, H. & Matumoto, T., 1980: Hinge Faulting and its correlation with surface geology in northern Costa Rica. EOS, 61(17): 289-290.
- Lonsdale, R. & Klitgord, K., 1978: Structure and tectonic history of the eastern Panamá Basin. Geol. Soc. Am. Bull., 89: 981-999.
- Madrigal, R., 1970: Geología del mapa básico Barranca, Costa Rica. Inf. Tecn. Notas Geol., N° 37, Direcc. Geolog. Min.y Petrol., 55 p.
- Madrigal, R., 1977: Evidencias geomórficas de movimientos tectónicos recientes en el Valle del General. - Cienc. Tec., 1: 97-108.

- Madrigal, R., 1978: Terrazas marinas y tectonismo en Península de Osa, Costa Rica.- Rev. Geogr., IPGH, México, 85: 161-166.
- Mc Cann, W., Nissenko, S., Sykes, L. & Krause, J., 1978: Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potencial for major boundaries, U.S. Geol. Survey Open File Report, 78-943.
- Mc Nally, K. & Minster, B., 1981: Non uniform seismic slip rates along the Middle America Trench.- J. Geophys. Res., 86: 4949-4959.
- Michaud, G., 1911: Nota sobre el epicentro del terremoto del 30 de diciembre de 1888.- Anales Centro Estudios Sismológicos, 9-15.
- Minster, B. & Jordan, R., 1978: Present-day plate motions.- J. Geophys. Res., 83: 5331-5334.
- Miyamura, S., 1975: Recent crustal movements in Costa Rica disclosed by releveling surveys.- Tectonophys., 29: 191-198.
- Miyamura, S., 1976: Provisional magnitudes of Middle American earthquakes not listed in the magnitude catalogue of Gutenberg-Richter.- Bull. Int. Inst. Seismol. Earthq. Eng. Tokyo Univ., 14: 41-46.
- Miyamura, S., 1980: Sismicidad de Costa Rica. 190 págs. Ed. Univ. Costa Rica, San José.
- Molnar, P. & Sykes, L., 1969: Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity.- Bull. Geol. Soc. Am., 80: 1639-1684.
- Montero, W. & Ponce, L., 1979: Localización hipocentral y mecanismo focal de algunos temblores fuertes de Costa Rica.- Nicaragua. Geof. Int., 18: 411-428.
- Montero, W. & Miyamura, S., 1981: Distribución de intensidades y estimación de los parámetros focales de los terremotos de Cartago de 1910, Costa Rica, América Central.- Inst. Geogr. Nac., 26, Inf. Semestr. Julio-Dic.: 9-34.
- Montero, W. & Dewey, J., 1982: Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle Central, Costa Rica.- Seism. Soc. Am., 71:1611-1626.
- Montero, W., 1983: Aspectos sismológicos y tectónicos del Valle Central de Costa Rica. En: El sistema fluvial de Tárcoles, Costa Rica.- Inst. Geogr. Nac /CONICIT, 75-90.
- Montero, W. & Morales, L.D. (en prensa): Sismotectónica y niveles de actividad de microtemblores en el suroeste del Valle Central.- Rev. Geof. IPGH, México.
- Montero, W., (en preparación): Estudio de intensidades y parámetros focales del terremoto del 4 de marzo de 1924.

- Mora, S., 1981: Clasificación morfotectónica de Costa Rica.- Inst. Geogr. Nac., 26, Inf. Semestr. Julio-Dic.: 35-55.
- Morales, L.D., 1983: Riesgos geológicos asociados con terremotos en los alrededores del golfo de Nicoya. Brenesia, 21: 93-117.
- 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. Am. Central, 1: 29-56.
- Morales, L.D., (en prensa): Zonificación geográfica de la sismicidad de Costa Rica y la crisis sísmica de 1983.- Geostmo.
- Nixon, G., 1982: The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere.- Geol. Soc. Am. Bull., 93: 514-523.
- Pennington, W., 1981: Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of North Western South America.- J. Geophys. Res., 86: 10753-10770.
- Pittier, H., (en González, 1910): El terremoto del 20 de enero de 1905.
- Plafker, G., 1973: Field reconnaissance of the effects of the earthquake of April 13, 1973, near Laguna de Arenal, Costa Rica.- Bull. Seism. Soc. Am., 63: 1847-1856.
- Ruff, L. & Kanamori, H., 1980: Seismicity and the subduction process.- Phys. Earth Planet. Inter., 23: 240-252.
- Segura, F., 1982: Interpretación sismotectónica de la región de Cofradía y Apoyo Nicaragua. 125 págs. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México (inédita).
- Stoiber, R. & Carr, M., 1973: Quaternary and tectonic segmentation of Central America.- Bull. Volcanol., 37: 304-325.
- Thorpe, R., (en prensa): Volcano-tectonic segmentation in relation to plate tectonics in Costa Rica.
- Tristán, J.F. Biolley, P. & Cots, C., 1912: The Sarchí earthquake, Costa Rica.- Seism. Soc. Am. Bull. 2: 201-208.
- Tristán, J.F., 1911: Notas sobre el terremoto de Guatuso, 10 de octubre de 1911. Anales Centro de Estudios Sismológicos, 47-51.
- Tristán, J.F., 1916: The Costa Rica earthquake of February 27, 1916.- Seism. Soc. Am. Bull., 6: 232-235.
- Umaña, J., Guendel, F. & Pautre, A., 1979: Construction d'un barrage dans une zone sismiquement et volcanologiquement active.- Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol., 20: 117-120.

Van Andel, T., Heath, G., Malfait, B., Heinrichs, D. & Ewing, J., 1971: Tectonics of the Panamá Basin, eastern equatorial Pacific.- Geol. Soc. Am. Bull., 82: 1489-1508.

Woodward & Clyde Consultants, 1979: Geologic and Seismologic investigations for the Boruca Dam site, Costa Rica. 28 págs., 2 apéndices, 8 figuras.

APENDICE

TABLA 1A

CATALOGO DE TEMBLORES FUERTES ($M \geq 6,5$), COSTA RICA Y ALREDEDORES, 1900-1984

AÑO	MES	DIA	TIEMPO (GMT) hr min. seg.	Lat °N	Long °W	M_s	REFERENCIA
1904	Dic.	20	05:44:18	8.5	83.0	7.75	GR/GR
1905*	Ene.	20	18:23:08	9.85	84.68	6.75	JFT/HP
1916*	Feb.	27	20:20:36	10.7	85.88	7.5	JFT/GR
1916*	Abr.	24	08:02:12	10.35	85.2	7.3	RT/GR
1916*	Abr.	26	02:21:30	10.14	84.63	7.3	RT/GR
1917	Jun.	30	17:50:08	8	84	6.75	RR/SM
1924*	Marz.	04	10:07:42	9.85	84.56	7.0	WM/GR
1927	Agos.	10	01:35:22	8	81.5	6.5	RR/RR
1934	Jul.	18	01:36:23.2	8.14	82.38	7.7	KSO/GR
1934	Jul.	18	04:00:37.1	7.89	82.88	6.5	KSO/GR
1934	Jul.	18	16:59:38.5	7.81	82.15	6.9	KSO/GR
1934	Jul.	21	10:39:08.6	8.48	82.52	6.75	KSO/GR
1935	Agos.	01	16:10:	10	86	6.5	CGS/SM
1939	Jun.	18	16:46:05	10	84.1	6.5	GR/GR
1939	Dic.	21	20:54:47.2	10.14	84.63	7.3	KSO/GR
1939	Dic.	22	04:43:58.1	9.8	84.53	6.75	KSO/GR
1940	Oct.	27	05:35:37	9.75	84.5	6.75	GR/GR
1941	Dic.	05	20:46:57.6	8.67	83.16	7.5	KSO/GR
1941	Dic.	06	21:24:42.2	8.76	84.29	6.9	KSO/GR
1945	Jun.	03	13:05:33	8.4	82.7	6.75	ISS/SM
1948	Nov.	19	01:04:24	10	83.5	7.0	GR/GR
1949	Nov.	18	12:32:25	8.5	82.5	6.5	CGS/PAS
1950	Oct.	05	16:09:27.1	10.35	85.2	7.7	KSO/GR
1952	May.	13	19:31:45	10.3	85.3	6.9	SM/PAS
1952	Set.	09	12:54:42	9.2	84.2	7.0	ISS/PAS
1952	Jul.	07	20:36:46	7.1	82.4	6.75	SM/SM
1952	Jul.	09	18:15:16	7.1	82.4	6.75	SM/SM
1956	Oct.	24	14:42:16.1	11.54	86.55	7.25	DA/PAS
1957	Jul.	10	09:04:11.4	7.7	82.6	6.7	MS/RO
1958	Jun.	06	09:11:15.4	7.9	84.5	6.6	MS/RO
1962	Marz.	12	11:40:11.8	8.25	83.04	6.8	MS/RO
1962	Jul.	26	08:14:40.9	7.5	82.68	6.5	KSO/RO-PAS
1962	Set.	18	00:29:01.7	7.53	82.38	7.0	KSO/RO
1978	Agos.	23	00:38:32.2	10.2	85.22	7.0	ISC/ISC
1978	Agos.	23	00:50:29.1	10.3	85.12	7.0	ISC/ISC
1979	Jul.	01	20:38:05.6	8.36	82.9	6.7	ISC/BRK
1979	Agos.	24	04:26:54.5	8.95	83.49	6.5	ISC/BRK
1982	Agos.	19	15:59:03.1	6.75	82.72	6.7	ISC/ISC
1983	Abr.	03	02:50:25.9	8.633	83.125	7.3	RSN/PDE

Las fuentes de referencia han sido muy variadas, desde catálogos internacionales, publicaciones especializadas, hasta reportes de periódicos y entrevistas personales. La fuente anotada corresponde a los autores cuyos datos han sido aquí consignados. Una línea inclinada (/) separa los autores que reportan los datos epicentrales, de los que reportan Magnitud. Los años con asteriscos, corresponden a temblores fuertes localizados en base a datos de intensidad y en algunos casos combinado con observaciones de campo, o bien, con relocalizaciones hechas por Kelleher et al. (1973) para otros eventos con características similares.

- GR - Gutenberg y Richter (en Miyamura, 1980)
- JFT - José Fidel Tristán (en Cleto González 1910; BSSA, 1916)
- HP - Henry Pittier (en Cleto González, 1910)
- RT - Rafael Tristán (en la Información, 1916)
- RR - Rutten y Roadshooven (en Miyamura, 1980)
- SM - Setumi Miyamura (en Miyamura, 1976; 1980)
- KSO - Kelleher, Sykes y Olivier (1973)
- CGS - Coast and Geodetic Survey (U.S.) (en Miyamura, 1980)
- ISSc - International Seismological summary
- ISC - International Seismological Centre
- PAS - Pasadena, California (Caltech)
- DA - Dewey y Algermissen (1974)
- MS - Molnar y Sykes (1969)
- WM - Walter Montero (1983)
- RO - Rothé (en Miyamura, 1980)
- BRK - Berkeley, California (UC)
- RSN - Red Sismológica Nacional (ICE-UCR)
- PDE - Preliminary Determination of Epicenter, Monthly Listing

TABLA 1B
CATALOGO DE TEMBLORES DESTRUCTIVOS EN LA REGION
DEL ARCO MAGMATICO 1800-1984

AÑO	MES	DIA	TIEMPO (GMT) hr min. seg.	Lat N	Long W	M	I _o	REFERENCIA
1841	Set.	02	12:30	9°50.5'	83°54.6'	5.8	VIII-XI	CG-WM
1851	Mar.	28	13:15	10°8'	84°11.7'	5.5	VII	CG-WM
1888	Dic.	30	10:12	10°8'	84°11.7'	5.8	VII-VIII	HP-GM-WM
1910	Abr.	13	06:37	9°50.1'	84°01.6'	5.0	VII	MM/MM
1910	Abr.	13	07:05	9°50.1'	84°01.6'	5.2	VII-VIII	MM/MM
1910	May.	04*	18:47*	9°50.5'	83°54.6'	5.5	VIII-IX	MM/MM
1911	Oct.	10	13:37	10°36'	84°56'	6.5	VIII+	JFT/
1911	Ago.	29	04:06	10°14'	84°18'	5.5	VII+	AO-WM-GA
1912	Feb.	21	08:20	9°52'	84°00'	5.0	VII-	WM
1912	Jun.	06	06:40	10°11.5'	84°16.5'	5.5	VII	TO-WM-GA
1951	Ago.	21	05:41:33.8	9°48.5'	83°52.8'	5.0	VII	ISS-WM
1952	Dic.	30	12:07:03	10°01.5'	83°54.5'	5.5	VII	ISS-WM
1953	Ene.	07	06:00:35	9°59'	83°12'	5.5	VII	ISS/RO-SM
1955	Set.	01	17:33:03	10°14'	84°19'	5.8	VIII	RD-WM-GA/RO
1973	Abr.	14	08:34:00.1	10°27.5'	84°54'	6.5	VIII-IX	PL/ISC
1983	Jul.	03	17:14:23.2	9°30.6'	83°40.2'	6.2	VIII-IX	RSN-ISC/PDE

* Indica la fecha y el tiempo reportado en hora local para el terremoto que destruyó Cartago en 1910.

Todos los temblores han sido localizados en base a la distribución de intensidades y de las áreas más afectadas. Diferentes fuentes han sido consultadas, en el presente listado se indican las que han permitido conocer o estimar la localización e intensidad, separadas con una línea inclinada de los reportes de magnitud más probable.

Para varios temblores ha sido necesario estimar una magnitud ($M = M_L = M_S$) a partir de los siguientes criterios:

-Intensidad máxima ($M = 1.85 + 0.49 I_o$; Topozada, 1975; en Montero y Miyamura, 1979);
distribución de intensidades y comparación con otros eventos de magnitud conocida; correlación con el número de estaciones que los reportan (ISS, 1951, 52, 53, 55) y correlación con la magnitud reportada para eventos localizados en la misma zona.

CG	- Cleto González (1910)	TO	- Tristán, Biolley, Cots (1912)
WM	- Walter Montero (1983)	ISS	- International Seismological Summary
HP	- Henry Pittier (en González, 1910)	ISC	- International Seismological Centre
GM	- Gustavo Michaud (1911)	RO	- Rothé (en Miyamura, 1980)
MM	- Montero y Miyamura (1981)	SM	- Setumi Miyamura (1975, 1980)
JFT	- José Fidel Tristán (1911, 1912)	PL	- Plafker (1973)
AO	- Alfaro, Michaud, Biolley (1911)	PDE	- Preliminary Determination of Epicenters, Monthly listing
GA	- Guillermo Alvarado (comunicación escrita, 1984)	RSN	- Red Sismológica Nacional (ICE-UCR)

TABLA 2
MECANISMOS FOCALES SELECCIONADOS

Sismo	Fecha	Lat. N	Long. W	Prof. (km)	m_b	Referencia
a	13-05-69	11.53	86.36	34	5.6	Montero y Ponce (1979)
b	12-08-70	12.00	86.64	37	5.9	Montero y Ponce (1979)
c	30-07-64	11.41	86.17	67	5.5	Molnar y Sykes (1969)
d	03-10-67	10.94	85.92	32.7	5.6	Burbach et al. (1984)
e	04-10-67	10.6	86.0	50	5.3	Dean y Drake (1978)
f	23-08-78	10.21	85.25	64	5.7	Burbach et al. (1984)
g	09-04-66	9.60	84.10	35	5.3	Molnar y Sykes (1969)
h	09-04-66	9.48	84.20	44	5.7	Montero y Ponce (1979)
i	05-06-71	9.3	84.7	37	5.4	Dean y Drake (1978)
j	28-02-74	9.3	84.1	46	5.8	Dean y Drake (1978)
k	18-10-73	9.2	84.0	45	6.0	Dean y Drake (1978)
l	07-02-72	8.52	84.05	14	5.5	Montero y Ponce (1979)
m	27-03-66	8.89	83.43	48	5.5	Molnar y Sykes (1969)
n	03-04-83	8.633	83.125	32	6.5	Monthly Listing (1983)
p	09-07-63	8.48	83.09	40	6.1	Molnar y Sykes (1969)
q	26-07-62	7.50	82.68	0	5.5-6	Molnar y Sykes (1969)
r	18-09-62	7.53	82.38	0	6.0	Molnar y Sykes (1969)
s	15-12-65	7.63	82.10	0	6-6.3	Molnar y Sykes (1969)
t	26-06-63	7.09	82.31	30	4.4	Molnar y Sykes (1969)
u	28-11-66	6.67	82.65	0	5.4	Molnar y Sykes (1969)