GEOISTMO, Vol. I, Num. 1, 33-49, 1987

REGIONALIZACION DE LA SISMICIDAD DE COSTA RICA Y LA CRISIS SISMICA DEL AÑO 1983

Luis Diego Morales
Escuela Centroamericana de Geología y
Centro de Investigaciones Geofísicas
Universidad de Costa Rica

El estudio de la conjugación de los procesos geológicos, de las unidades morfotectónicas y de la sismicidad histórica y reciente (caso concreto, el de la crisis del año 1983, de la cual se presenta una zonificación, permite una regionalización sísmica de Costa Rica: a) Arco Externo o Intrafosa, b) Arco interno o Magmático y, c) Area Tras-Arcos. Se sugiere que esta regionalización y su caracterización sea considerada en los planes de desarrollo agropecuario y urbanos, con el fin de salvaguardar los recursos humanos y materiales y evitar el estado colectivo de inseguridad de la población costarricense.

L' étude de la conjugaison des procesus géologiques, des unités morphotectoniques et de la sismicité, historique et récent (cas concret, celui de la crise de l' année 1983, de laquelle est présenté une zonification), permet une régionalisation sismique du Costa Rica il est suggéré que cette régionalisation et sa caractérisation soit consideré sous tous les plans de développement agricole et urbain, afin de sauvegarder les resources humaines et matérielles et l' état d' insécurité de la population costaricienne.

The study of the combination of geological processes, of morpho-tectonic units and of historical and recent accounts of seismic activity (in particular, the specific case of the 1983 earthquake, for which a zonification is proposed) allows one to establish a seismic regionalization of Costa Rica, which includes the following components: a) The External Arc or Inter-trench zone, b) The Internal Arc or Magmatic zone and, c) The Trans-Arc zone. It is suggested that this regionalization and its applied component be taken into account agricultural and urban development plans, with the aim of saving human and material resources, and of avoiding the state of collective insecurity that affects Costa Rica's population.

Introducción

En territorios geológicamente jóvenes y caracterizados por una continua dinámica interna, como es el caso del istmo centroamericano, los fenómenos sísmicos y volcánicos serán frecuentes, por lo cual debemos estar preparados para convivir con ellos y preveer sus efectos, para minimizar los riesgos.

Considerando las características geológicas y la sismicidad histórica y presente de Costa Rica, así como las intensidades (Mercalli Modificada: MM) observadas o los daños reportados, se ha construído un mapa base para una regionalización sísmica del país que permita un mejor planeamiento y toma de decisiones, sobre todo en la ubicación de nuevos asentamientos humanos, uso de la tierra y desarrollo de obras civiles.

Durante el año de 1983, Costa Rica fue afectada por una intensa actividad sísmica que causó grandes pérdidas materiales y dejó una sensación de inseguridad en las personas, aumentada por especulaciones y falsos rumores sobre inminentes

terremotos, lo cual constituyó una verdadera crisis de percepción sísmica.

Desde el año de 1950, en que ocurre el terremoto de Guanacaste (Ms=7,7), nuestro país no había sido tan violentamente sacudido como lo fue con el llamado terremoto de Golfito (Ms=7,3) en abril de 1983, el cuál causó daños moderados en varios edificios y estructuras del Valle Central y en el extremo sureste del país, causando solamente una víctima por el colapso de una vivienda.

A pesar de su menor magnitud (Ms=6,2) el evento sísmico del 3 de julio de 1983 al norte de Pérez Zeledón (Buenavista), adquirió categoría de terremoto por la destrucción producida en casas y caminos de la región, aunque sólo causó una muerte. Este último evento puso en evidencia una zona sísmica hasta entonces desconocida, indicando así la posibilidad de que existan otras zonas, de las cuales aún no tenemos conocimiento por la falta de datos sísmicos. Una observación sismológica continua con estudios geológicos-geofísicos permitirán, con el paso del tiempo, obtener una mejor zonificación sísmica del país, que aunado con los diseños sismoresistentes y normas de construcción adecuadas, darían por resultado una disminución del riesgo sísmico.

Los datos referentes al estudio de la crisis sísmica del año 1983 han sido obtenidos a través de la red sismológica de cobertura nacional (RSN); boletines del Servicio Geológico de los Estados Unidos; de las visitas del autor a las zonas afectadas y de la sección de sismología, vulcanología y exploración geofísica, de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica. Otros datos han sido tomados del catálogo de Miyamura (1980) y de Morales y Montero (1984).

Situación geotectónica y regionalización sísmica de Costa Rica

El istmo centroamericano se encuentra en el margen activo convergente, que forma la frontera entre las Placas Coco y Caribe, donde la primera se subduce bajo la segunda, a lo largo de la fosa mesoamericana (fig. 1A).

El origen del puente-istmo centroamericano meridional, se encuentra íntimamente ligado al proceso de subducción (Seyfried y Sprechmann; 1985), así como la sismicidad y el tectonismo de la región.

Las diferentes unidades morfotectónicas del país, se correlacionan muy bien con la estructura geológica (Dengo;1968, Weyl;1971, Kuypers;1979, Alvarado;1984, Borgia y otros;1985) y la sismicidad conocida (Mora;1981, Morales y Montero;1984), permitiendo así una regionalización sísmica de nuestro territorio, basada en criterios morfotectónicos, geológicos y sismológicos (fig. 1B).

Costa Rica es dividida de acuerdo a los criterios anteriores en tres regiones sísmicas (fig 1B), las cuales se caracterizan a continuación:

1. La región del Pacífico (arco externo e intrafosa):

El arco externo: Constituido por un complejo ofiolítico y rocas sedimentarias, con edades que oscilan desde el Cretácico Superior hasta el Plioceno (Baumgartner, et al;1984), está representado por las penínsulas y puntas del litoral Pacífico.

La intrafosa: Depresiones tectónicas (grábenes), con una cobertura de materiales volcanosedimentarios Terciarios o Cuaternarios, está representada por los golfos y valles circundantes.

Esta región se encuentra afectada por el proceso de subducción y hacia su extremo sureste se agrega la actividad sísmica de la zona de fractura de Panamá. Se caracteriza por la ocurrencia de los eventos de mayor magnitud (Ms mayor o igual a 6,75), los cuales se muestran en la fig. 1B para el presente siglo, que es el período para el cual existen datos sismológicos aceptables. Dichos eventos llegan a sacudir todo el país, pero la relativa lejanía a los centros más poblados, así como la profundidad de ocurrencia (h mayor a 20 km), disipan parte de la energía sísmica; y su mecanismo de ruptura, predominantemente de fallamiento inverso (Molnar y Sykes;1968, Burbach et al, en prensa) favorece una radiación de energía hacia la parte oceánica (Kelleher et al;1973, Mc Cann et al;1978) con lo cual se atenúan sus efectos.

Un evento excepcional que ocurrió en esta región es el terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms igual a 7,0), llamado de Orotina y el cuál afectó la parte oeste del Valle Central con in-

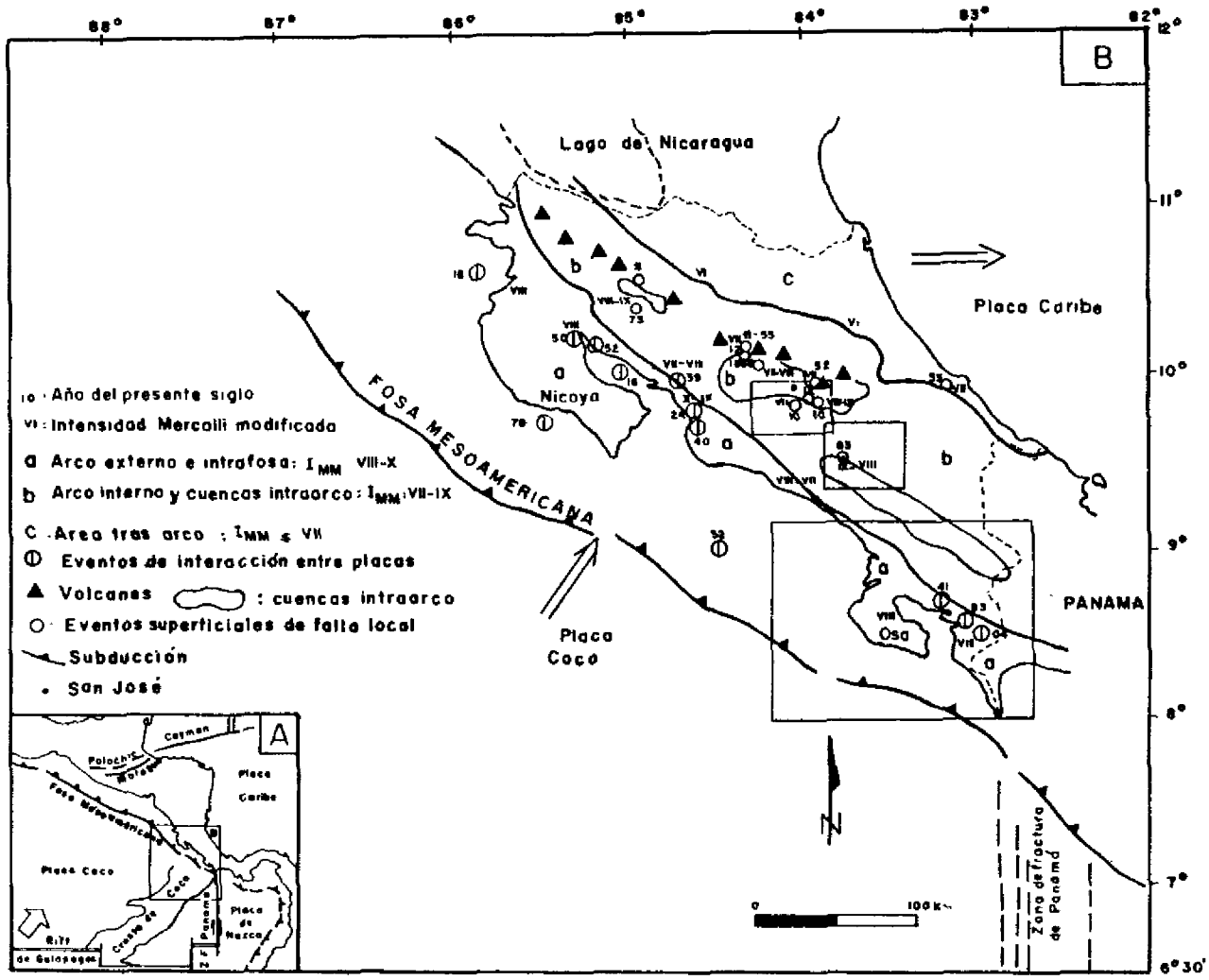

Fig. 1 Situación geotectónica y regionalización sísmica de Costa Rica

tensidades de VIII y IX para el extremo más oeste (Montero;1985), siendo la ciudad de San Ramón una de las más afectadas. La intensidad (MM) en el área epicentral, (Orotina, Coyolar, San Mateo), alcanzó un valor de X (Montero;1985) con una aceleración máxima del suelo de: a=50% de la gravedad, estimada a partir de relaciones empíricas (Morales;1983) y que coincide no sólo con la intensidad máxima encontrada (X), sino también, con el rango de variación propuesto por Sauter y Shah (1978) para Costa Rica.

Dentro de esta región, las zonas pertenecientes a los golfos y sus alrededores son las más activas y peligrosas, donde se han

generado los mayores eventos (Ms mayor o igual a 6,75) del presente siglo, como puede ser observado en la Fig. 1B, con intensidades máximas (MM) entre VIII y X, estimadas a partir de informes sobre los daños o de los efectos observados en aquellas áreas epicentrales para las cuales existen datos.

El extremo sureste del país (Golfo Dulce y alrededores muestra un claro período de recurrencia de 40 (más-menos) 3 años para grandes eventos (Ms mayor igual a 7,3) e intensidades (MM) de VIII, para el presente siglo. La zona del Golfo de Nicoya y alrededores presenta períodos más cortos de liberación de energía, menores e iguales a 28 años, con intensidades variando de VII a VIII, con excepción del evento de 1924 que alcanzó el valor máximo de intensidad conocido hasta ahora (X). Para el extremo noroeste del país (Golfo de Papagayo) se presenta la menor actividad, con sólo un gran evento (Ms igual a 7,5) que afectó la Bahía del Coco y alrededores (Tristán; 1916) con intensidad (MM) de VIII.

En conclusión, esta región Pacífica, (arco externo e intrafosa: "a" se caracteriza por intensidades (MM) de VIII, con un valor máximo de X para el terremoto de Orotina de 1924, lo cual corresponde con aceleraciones del suelo entre 20% de la gravedad y más que el 50% de la gravedad, de acuerdo al rango de variación propuesto por Sauter y Shah (1978).

2. Región de valles y serranías del interior (arco interno o magmático "b"):

Esta región se encuentra separada de la anterior (arco externo e intrafosa: "a", por un sistema de fallas que cruzan el país con rumbo NW, groseramente paralelas a la costa Pacífica, (Mora;1981). Se distinguen geológica y morfológicamente tres subregiones: las sierras volcánicas con rocas Neógenas (Tilarán y Aguacate) y Cuaternarias (Guanacaste y Central) hacia el noroeste de San José; el intrusivo Neógeno de la Cordillera de Talamanca y la Fila Costeña del Eoceno tardío (Baumgartner et al.;1984), al sureste de San José, y las cuencas intra-arco, con una cobertura sedimentaria continental reciente.

El arco volcánico Cuaternario activo (Central), está separado de las rocas magmáticas del Terciario (Talamanca) por la cuenca intra-arco que corresponde con el Valle Central, (Fig. 1B), donde se ubica no sólo la ciudad capital, San José, con el mayor porcentaje de la población y de la vida económica-social del país, sino también, una zona sísmica activa, con eventos de moderada magnitud (M menor o igual a 6,5) y foco superficial (H menor a 20 km), que son peligrosos y que han causado daños en el pasado, con intensidades (MM) entre VII y IX (Montero;1985), con aceleraciones probables entre 10% de la gravedad y 50% de la gravedad, de acuerdo al cuadro de variación propuesto por Sauter y Shah (1978).

La depresión tectónica de Arenal al noroeste y el Valle del General-Coto Brus al sureste de San José, constituyen las otras cuencas intra-arco más relevantes, con una actividad sísmica concentrada hacia los bordes (Fig. 1B), como en el caso del Valle Central (Morales y Montero; 1984), que ha llegado a alcanzar características destructivas en el pasado.

El fallamiento local (Montero y Dewey;1982, Morales y Montero;1984, Montero y Morales, en prensa) es la fuente sísmica responsable del origen de los temblores que afectan ésta región. Los temblores de origen volcánico, por su pequeña a moderada magnitud (M menor a 5) no ofrecen un peligro significativo (Morales en prensa), y los eventos de la zona de subducción, por su profundidad (h mayor a 70 km), difícilmente causarán daños, aún y cuando lleguen a ser sentidos.

Esta región de valles y serranías (arco interno y cuencas intra-arco: "b") se caracteriza por el fallamiento local que origina eventos de magnitud moderada (M menor o igual a 6,5), pero destructivos, que han llegado a producir el mayor número de víctimas (Cartago, 1910) y de pérdidas de materiales, con intensidades (MM) entre VII y IX (Montero;1985) y aceleraciones entre 10 y 50% de la gravedad, de acuerdo al rango de variación de Sauter y Shah (1978).

3. Llanuras del este y norte del país (Area tras-arco "c"):

Esta región se encuentra en la parte trasera del arco interno, (Fig. 1B), y comprende un territorio de llanuras y tierras bajas, con pequeñas colinas; corresponde probablemente a la ex-

tensión sureste del graben de Nicaragua (Dengo;1968), con una secuencia volcano-sedimentaria del Oligoceno al Holoceno, con conos cineríticos de composición alcalina (Dengo;1968, Kussmaul et al.;1982).

Es la región más tranquila, desde el punto de vista tectónico y a ella corresponde la sismicidad más baja del país, con unos pocos eventos de magnitudes pequeñas menores a 3,5, asociados al fallamiento local. Sin embargo, debe recordarse que el área de la ciudad de Limón fue sacudida fuertemente por un temblor local el día 7 de enero de 1953, con una magnitud moderada (M igual a 5,5: Miyamura;1976) con intensidad (MM) de VII, causando daños.

Por lo tanto, ésta es la región del país que presenta un menor riesgo sísmico, con intensidades máximas probables de VII, que difícilmente excedan una aceleración del suelo del 20% de la gravedad.

La crisis sísmica del año 1983

Un último período crítico de gran actividad sísmica en Costa Rica, se dio desde el año de 1950 hasta 1955 (Montero;1985); pero es desde la ocurrencia del terremoto de Guanacaste (5 de octubre de 1950, Ms igual a 7,7), que nuestro país no había sido tan violentamente sacudido, como lo fue con el gran temblor de Golfito (Ms igual a 7,3), del Sábado Santo, 2 de abril de 1983, a las 20 horas 50 minutos y 1,2 segundos hora local. En julio 3 del mismo año, un domingo a las 11 horas 14 minutos y 23,2 segundos, un terremoto sacude a la zona norte de Pérez Zeledón (División Buenavista), causando graves daños a casas y caminos, sobre todo a la Carretera Interamericana. El período de réplicas se prolongó por varios meses, y en el caso de Buenavista, todavía se originan unos pocos. Una tercera zona de actividad moderada se presentó al sur de San José durante este año.

En la Fig 1B., se indica, con rectángulos, las tres zonas más activas del año 1983, y en la Fig. 2 se presenta el mapa de epicentros con los temblores sentidos a través de todo el año, con intensidades mayores o iguales a II en el Area Metropolitana de San José. En la Fig. 3 se muestra el histograma, por semana para dichos temblores durante todo el año.

Después de la fuerte sacudida generada por el gran temblor de Golfito en el mes de abril, quedó en el ánimo de muchas personas una sensación de inseguridad y temor, agravado por la posterior ocurrencia del terremoto de División Buenavista y lo frecuente de las réplicas sentidas durante los meses siguientes, lo que, aunado a los falsos rumores y especulaciones sobre inminentes terremotos, causó una verdadera crisis de percepción sísmica, tanto por el número de temblores sentidos, como por el comportamiento de las personas.

Las zonas sísmicas del año 1983:

La Fig. 4 presenta los histogramas con la magnitud de los eventos sentidos (intensidad MM mayor o igual a II) en el Area Metropolitana de San José, para cada zona durante todo el año, empezando con las zonas de menor a mayor liberación de energía sísmica.

Zona 1: Sur del Valle Central

Esta zona se encuentra dentro de la región sísmica "b", (Arco magmático) y ha sido escenario de varios temblores destructivos de foco superficial (h menor a 20 km), entre ellos el terremoto de Cartago de 1910 (Montero y Miyamura;1981).

En la Fig. 5, se presenta la distribución espacial de los temblores sentidos y las fallas conocidas de la zona. Dichos temblores llegaron a alcanzar una magnitud local máxima de 4,5 grados y una intensidad máxima de IV en el Area Metropolitana.

Esta zona es de una actividad sísmica moderada, pero permanente. Estudios de mecanismos focales compuestos en base a microtemblores (M menor o igual a 3), (Montero y Dewey;1982, Aguilar;1984, Montero y Morales, en prensa), muestran un mecanismo de ruptura típico de fallamiento transcurrente, de direcciones NW-SE y NE-SW.

Zona 2: Norte de Pérez Zeledón

Esta zona pertenece a la región sísmica "b"

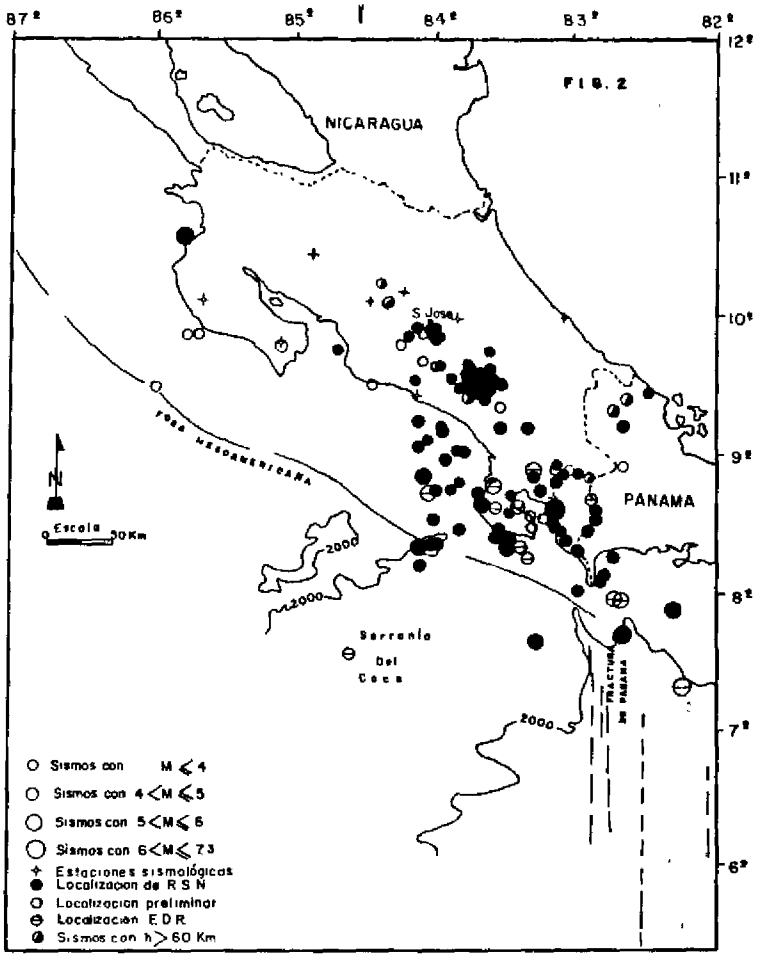

Fig. 2 Localización de epicentros (sismos sentidos en el año 1983)

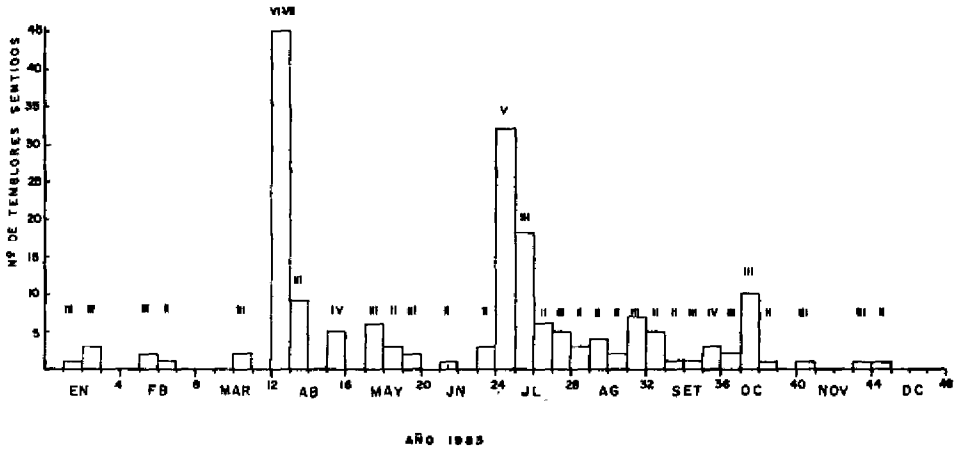

Fig. 3 Temblores sentidos para el año 1983

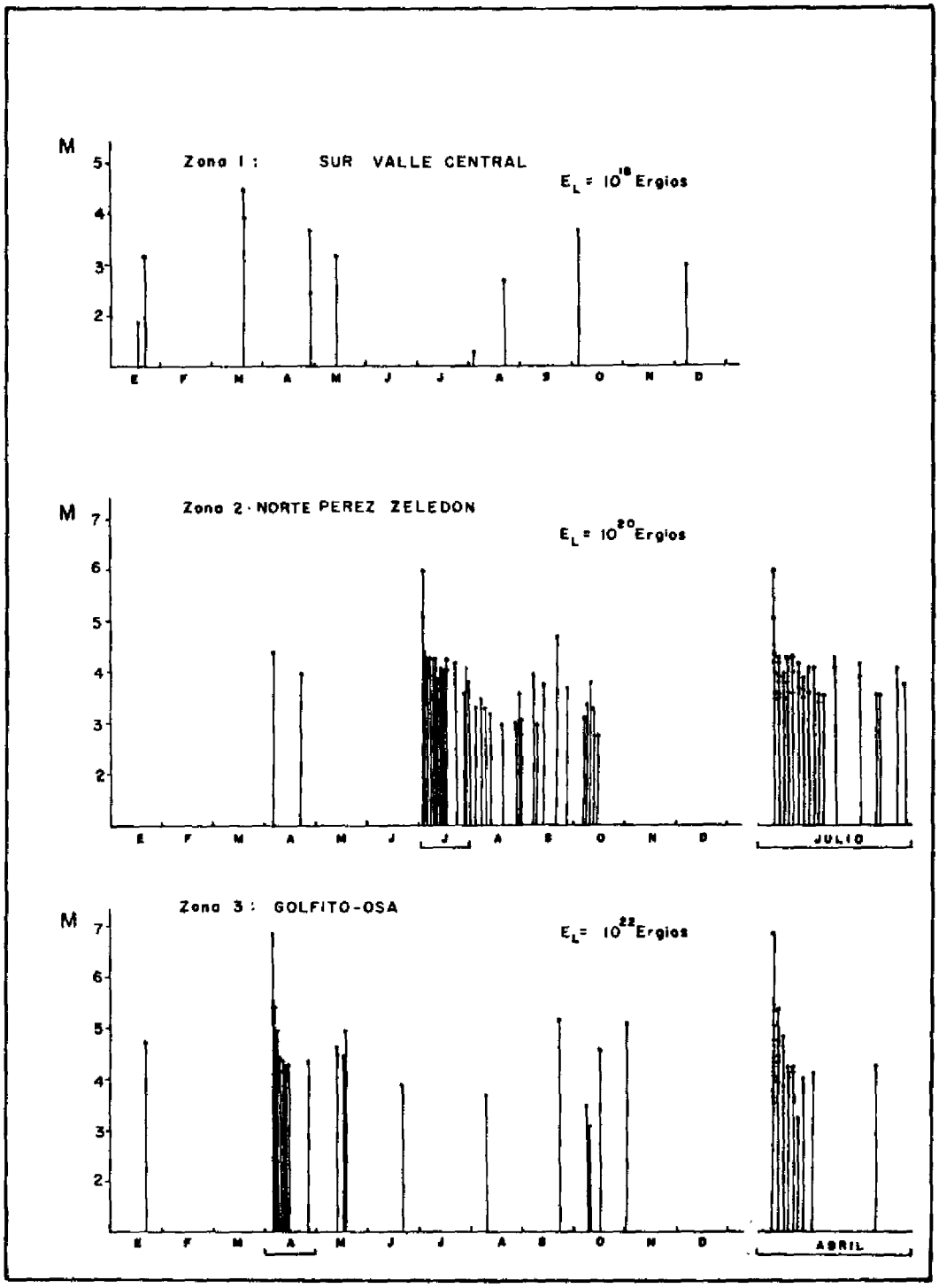

Fig. 4 Magnitud de los eventos sentidos (intensidad MM mayor o igual a II)

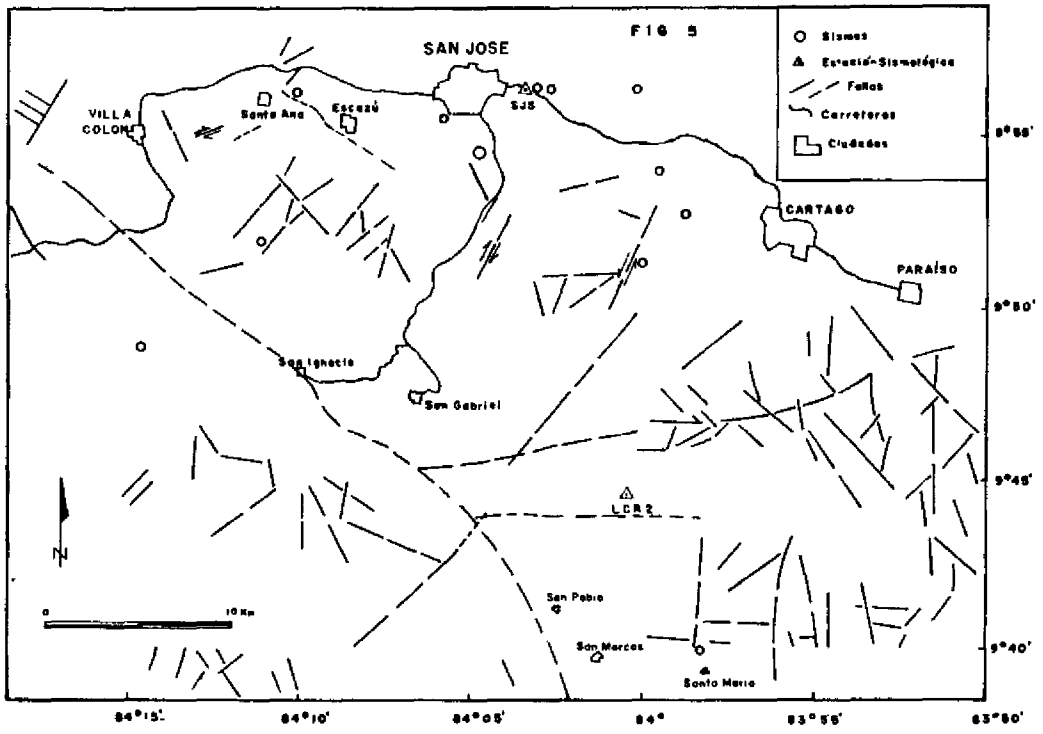

Fig. 5 Sur del Valle Central. Distribución de los temblores sentidos y las fallas conocidas.

(arco magmático), y no era conocida como una zona sísmicamente activa, hasta que ocurrió el terremoto del 3 de julio, con magnitud de 6,2 en base a ondas superficiales (Ms), y con una intensidad máxima entre VIII y IX para el área epicentral.

La Fig. 6 muestra las fallas conocidas y la distribución espacial de los temblores sentidos (IMM=II) en el Area Metropolitana de San José durante el período de julio-diciembre 1983. La elipse encierra el área más afectada por el terremoto y corresponde con la isosista de intensidad VIII. Entre los daños más notables se encuentran cientos de casas rurales destruídas, varias escuelitas, ermitas, caminos y carreteras bloqueadas por los deslizamientos y derrumbes; en especial, la Carretera Interamericana, entre Siberia y La Hortensia (Leandro et al.;1983). Sorprendentemente, sólo hubo un muerto, fuera del área epicentral, y ocurrió en San Isidro por el derrumbe de la pared de una casa.

Un aspecto de primordial importancia es el hecho de que primero ocurrió un "evento precursor" cerca de Buenavista, a una profundidad focal de 14,1 km con magnitud en base a ondas internas (mb) de 5,1, que permitió a los pobladores salir de sus casas hacia especios abiertos antes de que ocurriera el evento principal (Ms igual a 6,2), lo cual explica el porqué no hubo víctimas o lesionados, ya que cerca de 42 segundos más tarde, llega el ruido y la sacudida del evento principal, que adquirió carácter de terremoto. Debido a que, la señal sísmica del evento principal se traslapa con el evento precursor, no es posible determinar con precisión los tiempos de arribo a las diferentes estaciones y, por lo tanto, determinar el hipocentro. La localización de la red mundial (NEIS) se aleja casi 10 km. al norte de la zona más afectada. En base al estudio con estaciones portátiles durante la primera semana de répli-

cas, el autor encontró que el menor tiempo de diferencia entre la onda S y la P (S-P menor igual a 1 segundo), para la zona afectada, se localiza entre Buenavista y La Piedra (Fig. 6), lo cuál implica una fuente activa muy cercana y por lo tanto superficial, en donde se siente un ruido acompañado de la vibración del suelo y se escuchan los llamados "retumbos", conversión de la energía sísmica de la onda P en energía sonora al llegar a la superficie, los cuales se presentan con una frecuencia de 7 a 4 eventos por minuto, durante los primeros días; una semana más tarde, se mantiene entre 2 y 1 por minuto.

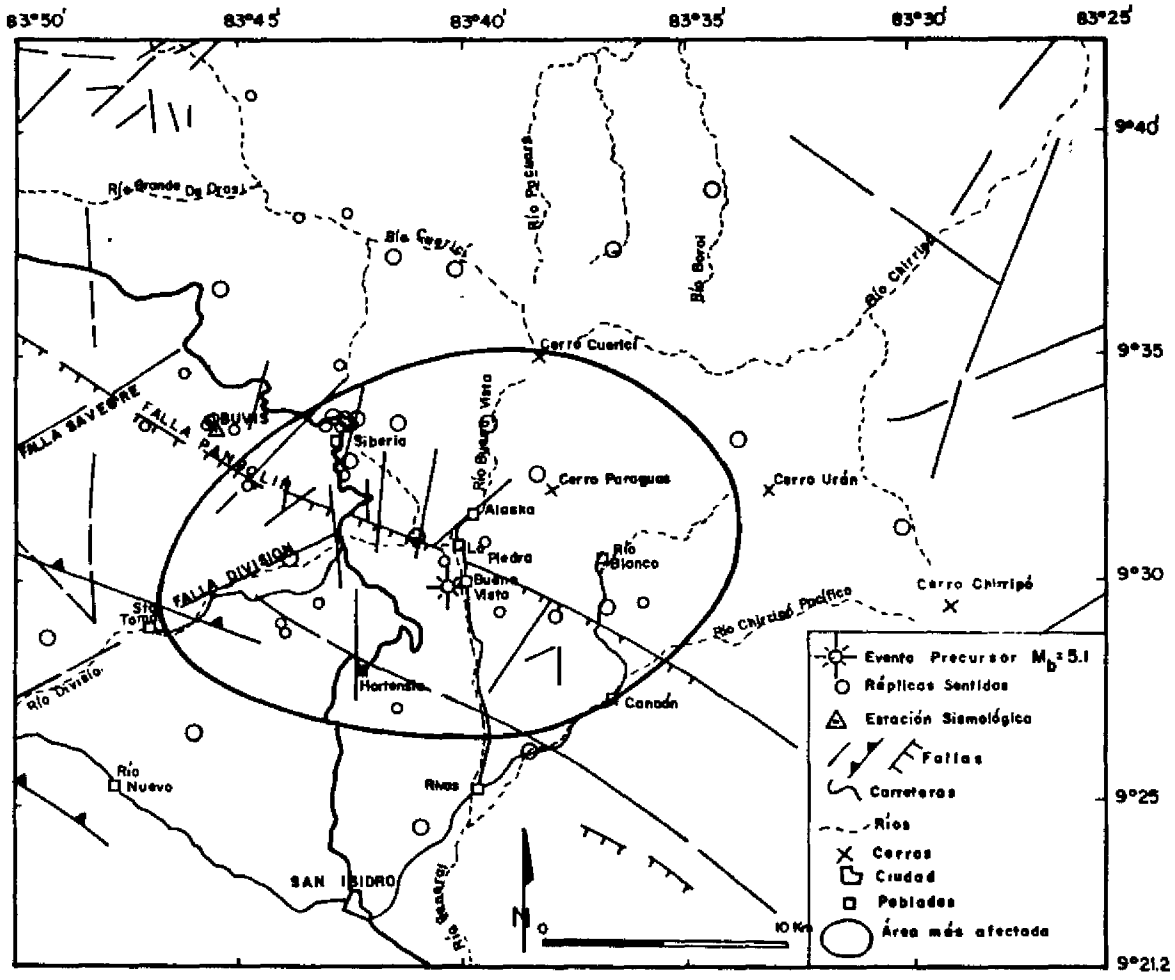

Fig. 6 Norte de Pérez Zeledón. Distribución de los temblores sentidos y las fallas conocidas

De acuerdo a los datos sísmicos, los efectos observados y las opiniones de los moradores entrevistados, es probable que el foco del evento principal, se encuentre dentro de la elipse, con una migración posterior de las réplicas hacia el norte, del lado de la vertiente Caribe.

Al respecto, es notoria la alineación de los deslizamientos y derrumbes con el eje mayor de la elipse, que a su vez coincide con rasgos morfotectónicos de la zona y con uno de los planos de ruptura (N 80 grados E), conforme a la solución del mecanismo focal, comunicada por el PDE/NEIS (Fallamiento normal con una fuerte componente transcurrente).

La Fig. 7 muestra la distribución de las isosistas, indicando qué tan fuerte fue sentido el terremoto en Costa Rica y alrededores, así como una curva en la que se observa la variación de la intensidad con la distancia AB, la cual decayó más rápidamente que en el caso del gran temblor de Golfito (Fig. 9).

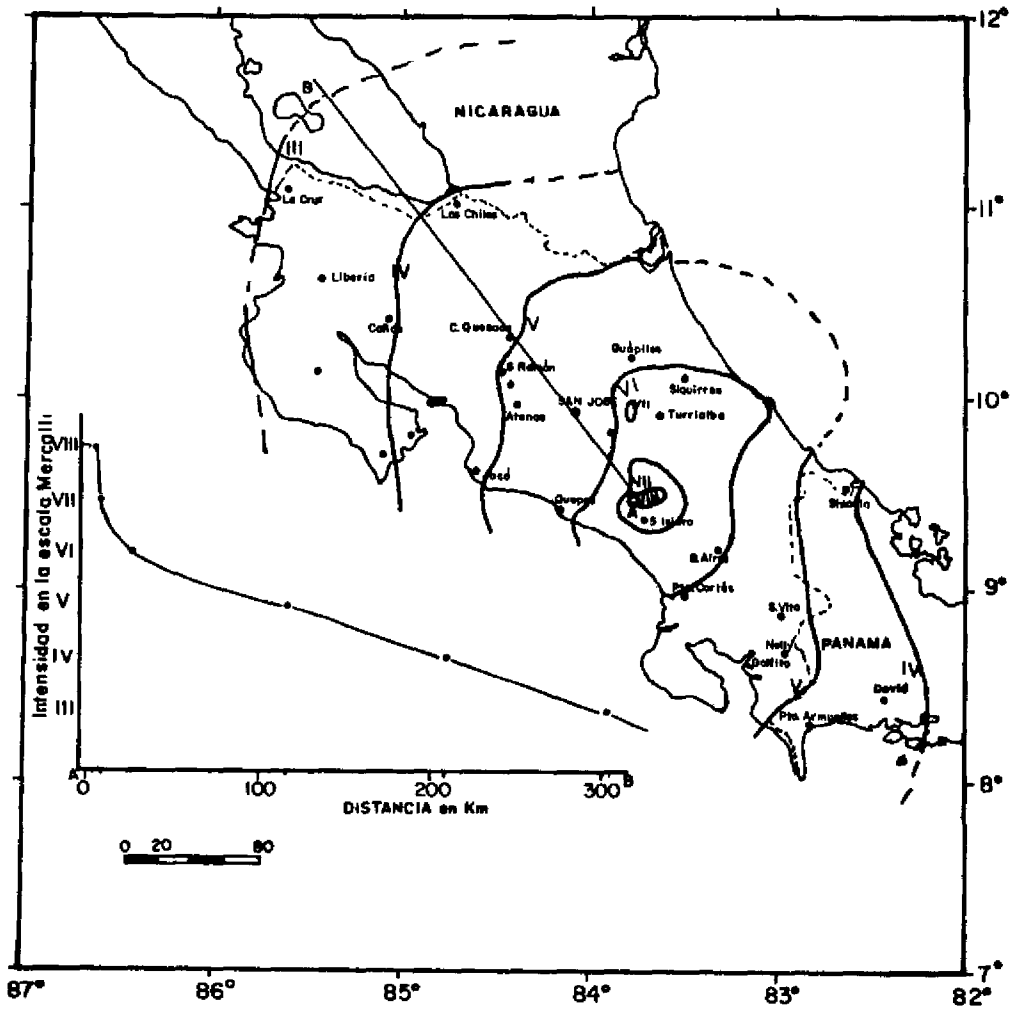

Fig. 7 Región de Pérez Zeledón. Isosistas del sismo del 3 de julio de 1983

Zona 3: Golfito-Osa

Esta zona se encuentra en el extremo sureste de la región "a" (arco externo e intrafosa) y es la más activa del país, con un período de recurrencia en el presente siglo de 40 (mas-menos) 3 años (Morales y Montero;1984), para los grandes eventos (M mayor o igual a 7,3), que han afectado la zona con intensidades conocidas de VIII (MM), que podrían incluso llegar hasta IX.

La sismicidad proviene de dos grandes fuentes. En primer lugar, el "proceso de subducción" de la placa oceánica del Coco, con su serranía submarina del mismo nombre, con un mecanismo de ruptura típico de fallamiento inverso de bajo ángulo (Molnar y Sykes;1969, PDE/NEIS;1983); en segundo lugar, tenemos la "zona de fractura de Panamá", que sirve de frontera entre las placas Coco y Nazca, con un alineamiento N-S, a lo largo de los 82,5 grados, y mecanismos de ruptura transcurrrentes (Molnar y Sykes;1969).

La proximidad del punto triple de convergencia (Coco, Nazca, Caribe), de una serranía oceánica que está siendo subducida, y la existencia de zonas de fractura N-S, forman un ambiente tectónico complejo, donde son posibles también, los fallamientos normales (Jorge Obando, comunicación personal;1985, Molnar y Sykes; 1969), basculamientos y un rápido levantamiento de la costa (Madrigal;1978, Fischer;1982).

Lo expuesto, muestra como el peligro sísmico para ésta zona es potencialmente alto, y a ella corresponde la mayor liberación de energía sísmica en el país (Morales, en prensa); para el año de 1983 fue del orden de 10 a la 22 ergios.

La Fig. 8 muestra la distribución espacial del temblor sentido (IMM mayor igual a II en el Area Metropolitana de San José).

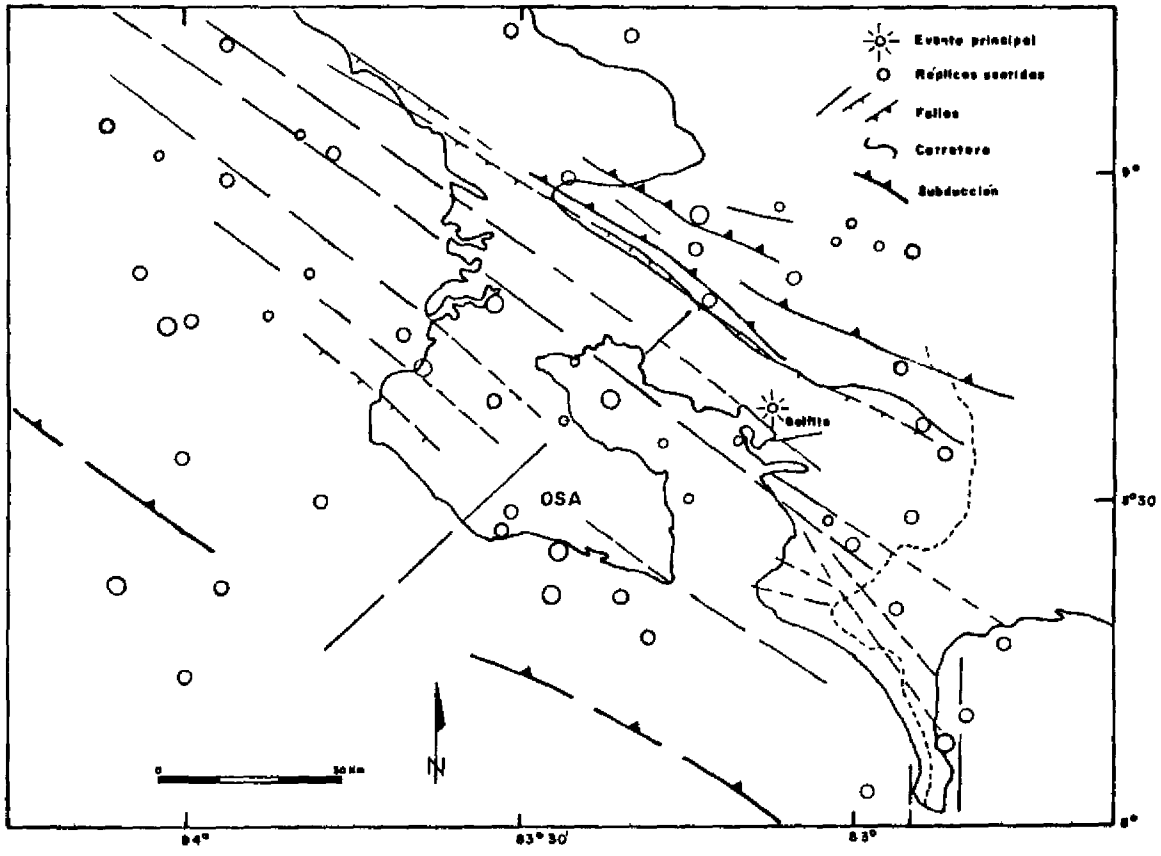

Fig. 8 Golfito - Osa. Distribución espacial del temblor sentido

Uno de los aspectos más interesantes, fue la migración de las réplicas del interior de la costa hacia afuera (Fig. 8), indicando una posible dirección de propagación de la ruptura (fallamiento inverso de bajo ángulo), iniciada al interior de la costa en profundidad (37 km) con el temblor principal, y que luego, con las réplicas, se propaga hacia arriba y afuera a lo largo del plano de ruptura, siguiendo la interfase entre las placas. Dicho fenómeno ha sido observado y descrito para otros arcos del Pacífico (Kelleher et al;1973), en donde para algunos grandes temblores, la ruptura se propaga cientos de kilómetros lateralmente.

Otro de los aspectos relevantes, observados en distintos lugares del país durante el temblor, fueron los fenómenos luminosos en la atmósfera, sobre todo hacia las zonas montañosas, en donde, por efecto del contraste, eran más evidentes. Hasta hace poco tiempo no se le otorgaba credibilidad a este fenómeno, pero pruebas fotográficas e informes de personas serias, algunas con formación en ciencias de la Tierra, lo han confirmado (Williams; 1983, Tributsch;1983). La luminosidad podría ser el resultado de descargas eléctricas en la atmósfera, por un aporte de cargas eléctricas generadas por la fricción y cambios de presión en las rocas de la zona de ruptura. Otros posibles mecanismos podrían ser el resplandor de descargas electroquímicas o de gases que escapan del suelo (Tributsch; 1983).

El efecto más notable fue la sacudida sísmica, la cuál se sintió en todo el país y en las dos naciones vecinas, especialmente en Panamá; esto puede ser observado en el plano de isosistas de la Fig. 9, así como el gráfico de la disminución o decaimiento de la intensidad con la distancia A-B.

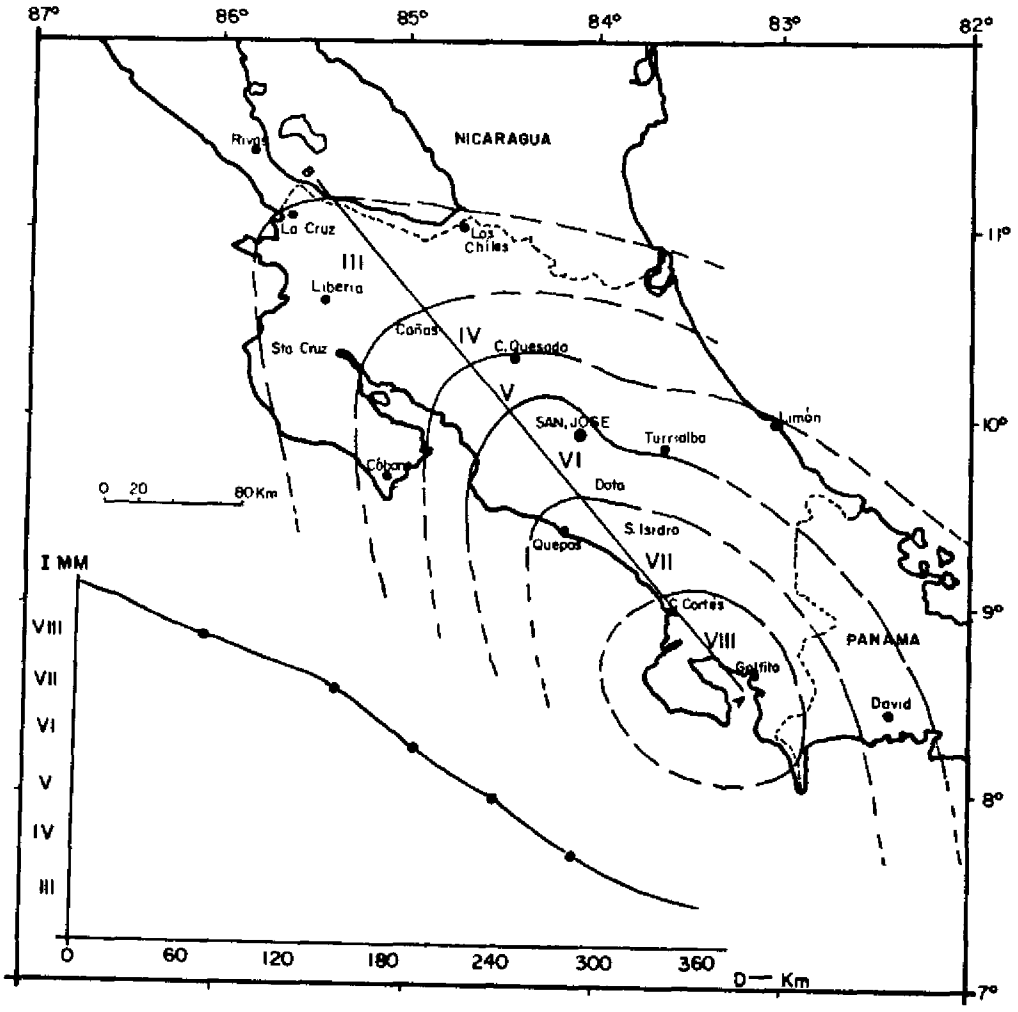

Fig. 9 Golfito - Osa. Isosistas (sismo del 2 de abril de 1983).

La interrupción en el suministro de la energía eléctrica en varios lugares, durante el temblor, contribuyó a hacer más espectaculares sus efectos. La baja densidad de población en la zona epicentral, en donde son frecuentes las casas de madera, contribuyó a disminuir los daños, con una sola víctima. En el Valle Central algunos edificios altos y ciertas iglesias sufrieron más, en parte por el predominio de un componente de período largo en la señal sísmica. El hecho de que el fuerte temblor ocurriera en un día libre, contribuyó a que no hubiesen lesionados por abandono de edificios o entre los traseúntes e instalaciones con aglomeración de personas.

Conclusiones

El país puede ser dividido en tres regiones sísmicas: a,b y c (Fig. 1), en base a los procesos geológicos, las grandes unidades morfotectónicas y la sismicidad histórica conocida, con el aporte de datos más recientes.

La región "a", arco externo e intrafosa:

Corresponde con la región del Pacífico, caracterizada por los más grandes eventos, debido al proceso de subducción, con magnitudes conocidas de hasta Ms igual a 7,75 (1904) y con intensidades máximas (Mercalli Modificada) de VIII frecuentemente, y en casos especiales IX-X, (1924) con aceleraciones horizontales máximas entre 20% y 50% de la gravedad, que para casos excepcionales en el área epicentral, podría ser excedida.

Las zonas de los golfos y sus alrededores han sido las más activas, con períodos de recurrencia menores o iguales a 43 años; favorecidas en parte por la profundidad de origen de los temblores (h mayor a 20 km), el mecanismo de ruptura y la menor densidad de población, pero con un peligro sísmico latente.

La región "b", arco interno o magmático:

Es la región de valles y serranías del interior. Aunque los temblores fuertes de ésta región sólo llegan a magnitudes moderadas (M menor o igual a 6,5), al ser sus focos superficiales (h menor a 20 km), pueden ser muy destructores en un área restringida, favorecidos en parte por la inestabilidad de las laderas en zonas montañosas y por la densidad de población en sus valles, con intensidades máximas entre VIII y IX (1910), y probables aceleraciones horizontales entre el rango de 20% y 50% de la gravedad. Los bordes de las cuencas intra arco o valles intermontanos han sido las zonas más activas, en donde la fuente sísmica ha sido el fallamiento local, que ha causado temblores con categoría de terremotos, por ejemplo: 1888, Fraijanes de Alajuela; 1910, Cartago; 1955, Toro Amarillo, Grecia; 1973, Río Chiquito, Tilarán; 1983, Buenavista, Pérez Zeledón.

La región "c", área tras-arco:

Corresponde a las llanuras del este y norte del país. Se caracteriza por ser la más tranquila desde el punto de vista sismotectónico, y aunque existen algunos focos sísmicos locales, estos generan temblores muy pequeños (M menor a 4). Sin embargo, el 7 de enero de 1953, la ciudad de Limón fue sacudida por un fuerte temblor que causó daños, con una intensidad máxima de VII (MM), la mayor conocida para ésta región. Temblores de profundidad intermedia (h mayor a 70 km) originados por el proceso de subducción, así como eventos locales de la región "b", pueden ser sentidos pero sin alcanzar intensidades mayores que VII, con lo cual tendríamos una aceleración horizontal máxima probable de 20% de la gravedad para ésta región, lo cual la convierte en la de menor riesgo sísmico del país.

La actividad sísmica del año de 1983 ha sido la más fuerte de los últimos 33 años, con sacudidas que fueron sentidas en todo el país, con un decaimiento de la intensidad con la distancia, más rápido para el evento de falla local (Buenavista, Pérez Zeledón), como resultado de una fuente más superficial y una menor área de ruptura.

La crisis sísmica del año de 1983, en cuanto a la percepción del riesgo por las personas, ha sido probablemente la más intensa desde el terremoto de Orotina (1924), amplificada sobre todo por los medios masivos de comunicación y en especial por la radio.

Explicación de Figuras

Fig. 1: Situación geotectónica del istmo centroamericano (A), con los rasgos tectónicos más relevantes y la ubicación de Costa Rica (B), ampliada para mostrar las tres regiones sísmicas del país, "a", "b" y "c": con los mayores eventos (Ms mayor o igual a 6,75) del presente siglo (1904-1983) para el borde pacífico ("a"); los temblores más dañinos (1888-1983) del arco interno y cuencas intra arco ("b"); con las intensidades máximas (MM) conocidas y esperadas para cada región. Los rectángulos en la Fig. B, corresponden con las zonas más activas, que dieron lugar a la crisis sísmica de 1983.

Fig. 2: Epicentros de los temblores sentidos en el Area Metropolitana de San José con intensidad MM mayor o igual a II, durante la crisis sísmica del año 1983. Obsérvese como las zonas de mayor actividad se corresponden con los rectángulos de la Fig. 1B. La magnitud (M), es en base a la duración de la señal sísmica. EDR, corresponde datos de temblores del Servicio Geológico de los Estados Unidos y RSN, indica la red sísmológica de cobertura nacional.

Fig. 3: Serie de tiempo para los temblores sentidos en el Area Metropolitana de San José durante el año 1983. Cada mes ha sido dividido en cuatro períodos iguales, y para cada período se ha representado el número de temblores sentidos con una barra, sobre la cual se indica la intensidad máxima (MM) en números romanos.

Fig. 4: Histogramas de los temblores sentidos (IMM=II) en el Area Metropolitana de San José, para las zonas más activas del año 1983. La magnitud (M) en base a la duración de la señal es equivalente a Mb. La energía sísmica liberada (El) ha sido calculada por los eventos mayores de cada serie. Obsérvese la diferencia en términos energéticos para cada zona. El mes más activo (julio) de la zona 2 y de la zona 3 (abril), se ha ampliado en el márgen derecho de cada serie, en donde se puede observar que las réplicas del temblor de Pérez Zeledón tuvieron un decaimiento más lento.

Fig. 5: Zona sur del Valle Central (zona 1) con la distribución de los epicentros de los temblores sentidos y las fallas conocidas (adaptado de Montero y Morales; en prensa), con las ciudades y pueblos vecinos. Obsérvese como los focos sísmicos se ubican de San José hacia el sur en el límite del Valle con las estribaciones de la Cordillera de Talamanca. SJS, es la estación sismológica en la Ciudad Universitaria Rodrigo Facio (UCR), y LCR, el observatorio sismológico de La Lucha (UCR), parte de la red llamada RSN.

Fig. 6: Plano de la zona 2, correspondiente a la zona sísmica del terremoto de Buenavista al norte de Pérez Zeledón. La elipse encierra el área más afectada y probablemente dentro de ella se encuentra el epicentro del temblor principal, el eje mayor de la elipse, coincide con el alineamiento de los deslizamientos y derrumbes, y con uno de los planos de ruptura del mecanismo focal reportado por NEIS (Servicio de Información de Terremotos de los Estados Unidos), coincidiendo con rasgos geomorfológicos de la misma orientación. Obsérvese como la elipse encierra la carretera Interamericana en la sección que resultó más dañada, y que así mismo, la elipse es cortada por fallas primarias y secundarias, en donde se destaca la falla Pangolín, de tipo normal, igual que el mecanismo de ruptura del terremoto.

Fig. 7: Distribución de isosistas del terremoto de Buenavista, Pérez Zeledón y gráfico de decaimiento de la intensidad con la distancia (A-B). Es notable el patrón de isosistas hacia el norte, con una amplificación local del terremoto en los alrededores de Pacayas, y I igual a 7 MM.

Fig. 8: Plano de la zona 3, Golfito-Osa, con la distribución de epicentros para los temblores sentidos (IMM mayor o igual a II) en el Area Metropolitana de San José y los principales alineamientos y fallas de la zona (según Baumgartner et al.;1984). Hay una migración de las réplicas del interior de la costa hacia el mar.

Fig. 9: Distribución de isosistas para el violento temblor de Golfito-Osa y gráfico de variación de la intensidad con la distancia a lo largo del segmento A-B. El área de ruptura es más grande y la isosista de intensidad máxima cubre una área más extensa, a diferencia del terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón. El patrón de isosistas sigue una orientación noroeste como resultado del mecanismo de ruptura.

Bibliografía

AGUILAR, A. (1984). Sismicidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la Geología en la cabecera del río Navarro, Cartago. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica Tésis.

ALVARADO, G. (1984). Aspectos petrológicos y geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica. 180 págs.; Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica. Tésis.

BAUMGARTGNER, P. et. al. (1984). Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral Pacífico de Costa Rica. Rev. Geol. América Central, 1:57-136; San José.

BORGIA, A. et. al. Evolution of a young stratovolcanic complex; stratigraphical, structural, and petrological aspects of the Arenal-Chato volcanic system; Costa Rica, submitted to: Journal of Volc. and Geotherm. Res.

BURBACH, G. et. al. Seismicity and Tectonics of the subducted Cocos plate. Journ. Geophys. Res. (in press).

DENGO, G. (1968). Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central. Centro Regional de Ayuda técnica (AID), México.

FISCHER, R. (1980). Recent tectonic movements of the Costa Rican Pacific Coast. Tectonophysics, 70: 25-33; Amsterdam.

KELLEHER, J. et.al. (1973). Possible criteria for predicting earthquake location and their Application to Major Boundaries of the Pacific and the Caribbean. J. Geophys. Res. 78(14): 2547-2585.

KUSSMAUL, S. et.al. (1982). Recopilación, clasificación e interpretación petroquímica de las rocas ígneas de Costa Rica. En: Informe Semestral, julio-diciembre: 17-79. Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.

KUYPERS, E. (1979). La geología del Complejo Ofiolítico de Nicoya, Costa Rica. En: Informe Semestral, julio-diciembre: 15-75. Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.

LEANDRO, G. et.al. (1983). Informe geológico-sismológico, San Isidro de Pérez Zeledón y sus alrededores, Evaluación sismo 3 de julio de 1983. Instituto Costarricense de Electricidad, Universidad de Costa Rica, Refinadora Costarricense de Petróleo, Ministerio de Industria, Energía y Minas, San José, Costa Rica.

MADRIGAL, R. (1978). Terrazas marinas y tectonismo en Península de Osa, Costa Rica. Rev. Geográfica , 86-87, IPGH, México.

McCANN, W. et.al. (1978) Seismic Gaps and Plate Tectonics: Seismic Potencial for mejor boundaries. U.S. Geol. Surv. Open File Report. 78-943.

MIYAMURA, S. (1980). Sismicidad de Costa Rica. Editorial Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.

_____(1975). Recent crustal movements in Costa Rica disclesed by relevelling surveys. Tectonophysics. 29:191-198.

MOLNAR, P. Y SYKES, L. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity. Geol. Soc. Am. Bull. 80:1639-1684.

MONTERO, W. Y DEWEY, J. (1982). Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle, Central, Costa Rica. Bull. 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, IGN/CONICIT, 75-90.

MONTERO, W. Y MORALES, L.D. (en prensa). Sismotectónica y niveles de actividad de macrotemblores en el suroeste del Valle Central. Rev. Geof. IPGH.

MORA, S. (1981). Clasificación morfotectónica de Costa Rica. En: Informe Semestral, julio-diciembre: 35-55. Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.

MORALES, L.D. (1983). Riesgos geológicos asociados con terremotos en los alrededores del Golfo de Nicoya. Brenesia, 21:93-117.

MORALES, L.D. Y MONTERO, W. (1984). Los temblores sentidos en Costa Rica durante 1973-1983 y su relación con la sismicidad del país. Rev. Geol. Amer. Central, 1: 29-56.

MORALES, L.D. (1985). Temblores, sus causas, medición y efectos. En: Setiembre Científico 2. Sismos, EUNED, 43-83.

_____(1985). Las zonas sísmicas de Costa Rica y alrededores. Rev. Geológica de América Central. 3:69-101.

SAUTER, F. Y SHAH, H. (1978). Estudio de seguro contra terremoto. Instituto Nacional de Seguros, San José, Costa Rica.

SEYFRIED, H. Y SPRECHMANN, P. (1985). Acerca de la formación del puente-istmo centroamericano meridional, con énfasis en el desarrollo acaecido desde el Campaniense al Eoceno. Rev. Geol. Amer. Central, 2:63-87.

TRIBUSTCH, H. (1983). Exploitation of traditional phenomenal preceding earthquake. En: Workshop on pattern recognition and analysis of seismicity. ICTP, Trieste.

TRISTAN, J.F. (1916). The Costa Rica earthquake of february 27, 1916. Bull. Seism. Soc. Am., 6:232-235.

WEYL, R. (1971). La clasificación morfotectónica de Costa Rica. En: Informe Semestral, julio-diciembre, 107-125. Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica.

WILLIAMS, R. (1983). Science tries to break new ground in predicting great earthquakes. Smithsonian: 41-51.