

**ASPECTOS SIMOLOGICOS Y MORFOTECTONICOS EN EL EXTREMO OCCIDENTAL DE
LA CORDILLERA VOLCANICA CENTRAL DE COSTA RICA**

Guillermo E. Alvarado^{1,3}, Luis Diego Morales^{2,3,4}, Walter Montero^{2,3,4}, Alvaro Climent^{1,3} &
Wilfredo Rojas^{2,3}

1. Departamento de Geología, Secc. de Sismología e Ing. sísmica; Inst. Costarricense de Electricidad, Apdo. 10032-1000 San José, Costa Rica.
2. Escuela Centroamericana de Geología, U.C.R., Apdo. 35, San José, Costa Rica.
3. Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR).
4. Centro de Investigaciones Geofísicas (CIGEFI), Universidad de Costa Rica.

ABSTRACT

An historical seismicity study in the near vicinity of Poas volcano (Central Volcanic Range), shows that five local, intermediate magnitude ($5 < M \leq 6.5$), shallow focus ($h < 20$ km) earthquakes had affected these area, with Mercalli Modified intensities between VII and IX grades. The earthquakes that occurred on August 28, 1911, June 6, 1912 and September 1, 1955 had its focus approximately 5 km to the Southeast of the small town Bajos Toro. The remain two earthquakes that occurred on March 18, 1851 and on December 30, 1888 had epicenter near Fraijanes. The last earthquakes caused damaged specially at the city of Alajuela, Heredia and San Jose. The Bajos Toro's earthquakes affected specially the towns of Grecia, Naranjo, Zarcero and Bajos Toro. There is reference of landslides from the earthquakes. The Bajo Toro's earthquakes are possible related to a structural trend with a NNW-SSE orientation. There are different tectonic hypothesis in relation with the source of the Fraijanes earthquakes. A recurrence relation for the earthquakes from this seismic zone is 34.3 ± 10.3 years.

In the last 8 years four earthquake swarms have been detected in the vicinity of Platanar volcano (1980 and 1986) and of Poas volcano (1980 and 1982). A portable seismic network installed during 1985 in the vicinity of Bajos del Toro, showed that the microearthquake activity is one event each two days. These could be related to a seismic calm period. The seismic patterns obtained from this network shows relation with neotectonic controls of the region, that have NN-SE, NS and NNE-SSW trends.

RESUMEN

El estudio de la sismicidad histórica en los alrededores del volcán Poás (Cordillera Central), muestra que cinco sismos locales de magnitudes intermedias ($5 < M \leq 6.5$) y foco superficial ($h < 20$ km) han afectado la zona con intensidades máximas (Mercalli modificado) entre VII y IX grados. Tres terremotos ocurridos el 28-08-1911, el 06-06-1912 y el 01-09-1955, tuvieron su origen aproximadamente 5 km al sur de Bajos del Toro. Los dos restantes ocurridos el 18-03-1851 y el 30-12-1888, tuvieron posiblemente su epicentro en las cercanías de Fraijanes. Estos últimos afectaron principalmente a las ciudades de Alajuela, Heredia y San José, mientras que los sismos de Toro Amarillo, afectaron a Grecia, Naranjo, Zarcero y Bajos del Toro; la mayoría de ellos desencadenaron deslizamientos. Los temblores de Toro Amarillo están asociados a un control estructural de rumbo NNW-SSE. Diversas hipótesis tectónicas se plantean acerca del origen de los temblores de Fraijanes. El período de recurrencia de los sismos destructivos de esta región es de 34.5 ± 10.3 años.

En los últimos 8 años se han registrado cuatro enjambres de temblores en los alrededores de los volcanes Platanar (1980, 1986) y Poás (1980, 1982). Una red de estaciones sismológicas instalada en 1985 en los alrededores de Bajos del Toro, registró un nivel de actividad de microtemblores bastante bajo (aproximadamente un sismo cada dos días) lo cual se asocia con un período de quietud sísmica. Los patrones sismológicos muestran una clara concordancia con los controles neotectónicos de la región que tienen rumbos predominantes NW-SE, N-S, NNE-SSW.

1. INTRODUCCION

La región occidental de la cordillera volcánica Central ha sido afectada periódicamente por temblores dañinos de magnitud intermedia ($5 < M \leq 6.6$), y origen superficial ($h < 20$ km), teniendo como eventos principales los de 1851 y 1888 (terremoto de Fraijanes), 1911 (terremoto de Toro Amarillo), 1912 (terremoto de Sarchí) y 1955 (terremoto de Río Segundo). Recientemente han ocurrido enjambres de temblores los cuales se han localizado en la vertiente W y SW del volcán Platanar (1980), en el volcán Poás (1980 y 1982) y en la región de Aguas Zarcas (1986) en un abanico fluvio-volcánico al pie de la cordillera en el cual se desarrollaron, durante el Cuaternario Superior, un campo de conos piroclásticos

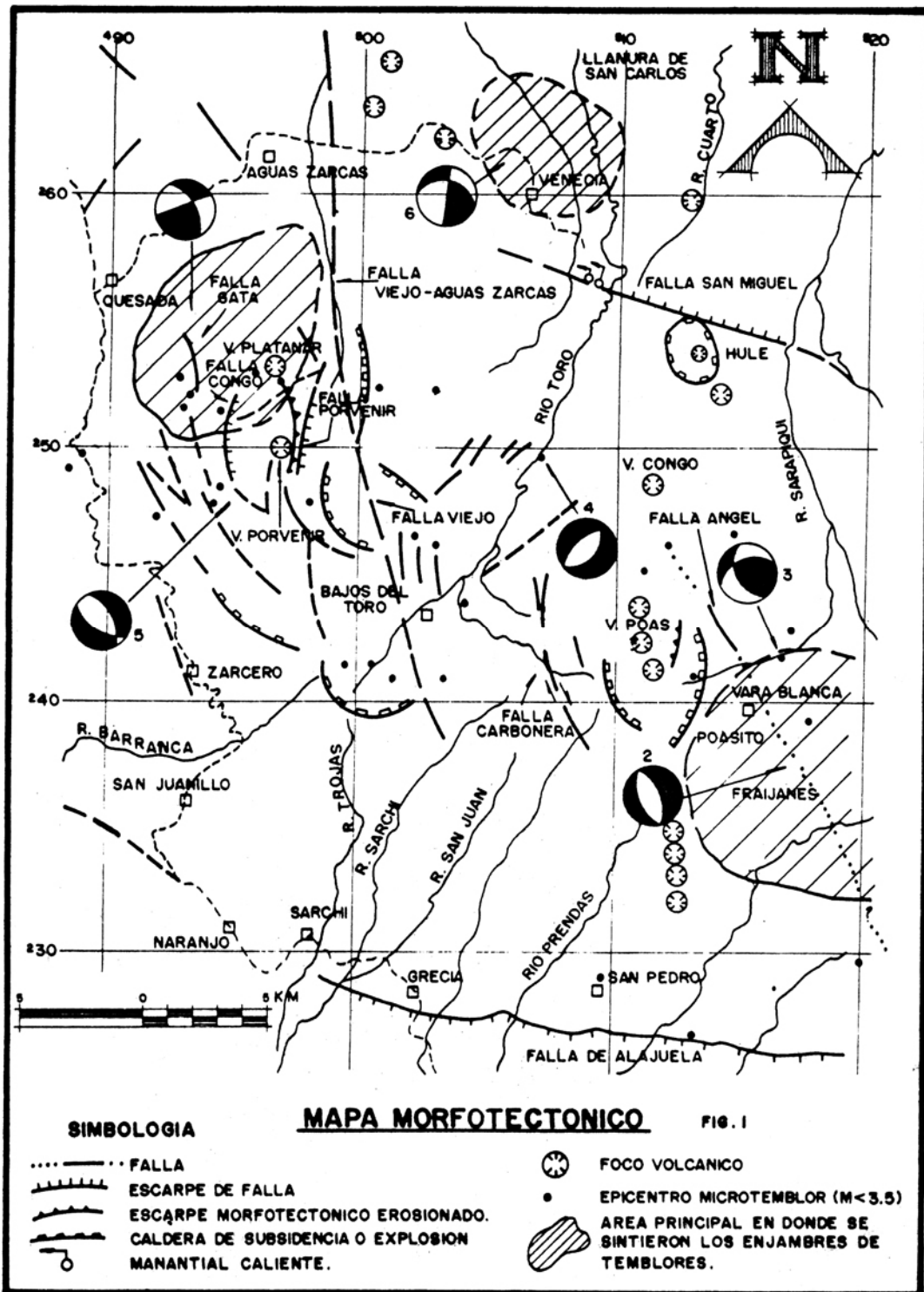
La zona posee fallas recientes de cierta importancia, estratovolcanes andesíticos jóvenes y activos (Poás) o inactivos por un lapso considerable de tiempo (volcanes Platanar, Porvenir y Congo) junto con otras estructuras volcánicas menores, así como la sismicidad histórica y reciente, aunado a la existencia de laderas de fuerte pendiente en terrenos inestables. Lo anterior justifica estudios sismológicos que evalúen el peligro asociado a estos eventos, sobre todo al considerar que la zona ha adquirido un apreciable desarrollo socioeconómico y a la existencia de un proyecto en construcción de una central hidroeléctrica (Fig. 1).

En adelante se presentan los resultados de las investigaciones de la sismicidad histórica y de una campaña de estudios de microtemblores realizada durante el año 1985.

2. MARCO GEOLOGICO Y MORFOTECTONICO

La región occidental de la cordillera Central está constituida por rocas volcánicas Cuaternarias: lavas y diques basálticos hasta dacíticos, predominando las andesitas, rocas piroclásticas y depósitos fluvio-volcánicos. Localmente se encuentran alterados hidrotermalmente. La morfología de la región es en general muy irregular con laderas de suave a fuerte pendiente, producto de los efectos volcánicos y erosivos en un área con materiales inestables, muy fallada y parcialmente deforestada en su sector occidental y austral.

La región se caracteriza por la presencia de serranías volcánicas maduras (cerros Palmira y paleo-Poás) con profundos valles, cañones torrenciales y restos de complejos caldéricos, dentro de los cuales se desarrollaron los estratovolcanes juveniles de Poás, Platanar y Porvenir. Otras estructuras volcánicas menores (estratovolcanes simples, maars, conos piroclásticos) se orientan con rumbo N-S, indicando la existencia de fracturas corticales profundas (Alvarado et al., 1986). La región está limitada hacia el sur por el Valle Central y al norte por las llanuras de San Carlos. Existe en medio de los macizos eruptivos de Palmira-Viejo al oeste y Poás-Congo al este, el angosto valle intermontano de Bajos del Toro a lo largo del cual discurre el río Toro (Fig. 1). Pese a que este valle se elonga en sentido NNE por espacio de 14 km, no se han encontrado evidencias de fallamiento, aunque no se excluye una cierta influencia morfoestructural.



Neotectónicamente, la región está parcialmente limitada por escarpes (200-300 m de elevación) de dirección E-W: al norte por el escarpe de falla de San Miguel y al sur por el escarpe de falla de Alajuela (Borgia et al., 1987). Otros fallamientos conspicuos poseen rumbos NNW-SSE, NNE-SSW y NE-SW, los cuales parecen obedecer a sistemas de fracturas paralelas y arqueadas, algunas sub-radiales, asociadas con colapsos volcano-tectónicos mayores (Fig. 1). Entre éstas sobresale la falla Carbonera con una traza general NNW (garganta de falla) por espacio mínimo de 6.5 km, en la cual se observan prominentes escarpes y divisorias de agua ligeramente desplazadas en sentido dextral en su extremo sur. Esta falla es evidente, pero su continuidad hacia el sur está cubierta por cenizas volcánicas Holocenas. El sector cerro El Avión-"Volcán Viejo" posee fracturamiento conjugado en sentido NE-NW, destacándose el alineamiento de la falla en tijera Volcán Viejo - Aguas Zarcas con una longitud mínima de 25 km.

El volcán Porvenir está disectado hacia el este por la falla del mismo nombre (rumbo NNE), con una ruptura de pendiente del orden de los 200 m y en la actualidad corta a un deslizamiento con un escarpe de unos 4-6 m. Hacia el oeste se presenta el sistema de fallas y fracturas arqueadas de la laguna Congo que perturban la estructura del volcán Porvenir con un escarpe de falla de casi 40 m de elevación, que represó las aguas superficiales y originó un relleno en el cual se formó una laguna efímera. Otros controles estructurales poseen una orientación NNW, sobresaliendo el de la quebrada Gata en la vertiente oeste del volcán Platanar (Fig. 1). En el volcán Poás, destaca la falla Angel (N 30 W) cuya prolognación parece estar cubierta por materiales volcánicos del Holoceno.

En las fotografías aéreas e imágenes de satélite se observan muchos otros alineamientos (Alvarado & Climent, 1985), mostrándose en la Fig. 1 únicamente aquellos que son más evidentes, apoyados por rasgos morfológicos, evidencias de campo y datos macro y microsísmicos.

3. DATOS Y METODOS DE ANALISIS

Se procedió a la búsqueda de información en artículos y periódicos de la época, para obtener datos macrosísmicos y efectos de los terremotos localizados en las cercanías del

área de estudio. Lo anterior permite realizar mapas de isosistas, estimar la máxima intensidad y los parámetros focales para los sismos históricos importantes. Se realizaron entrevistas en el campo a personas que tuvieran conocimiento de los temblores ocurridos a principios y mediados del presente siglo.

Del 23 de mayo hasta finales de noviembre de 1985 fue instalada una red de tres a cinco estaciones sismográficas portátiles MEQ-800 en los alrededores del río Toro. La configuración de la red tuvo como distancia media, entre estaciones, 9 km. Para efectos de procesamiento y cálculo de los diferentes sismos, fueron utilizados adicionalmente las estaciones San Ramón (SRA), volcán Poás (VPS) y San José (SJS), pertenecientes a la Red Sismológica Nacional (RSN). La localización de los hipocentros fue realizada mediante el programa HYPO-78 adaptado del original elaborado por Lee & Lahr (1975).

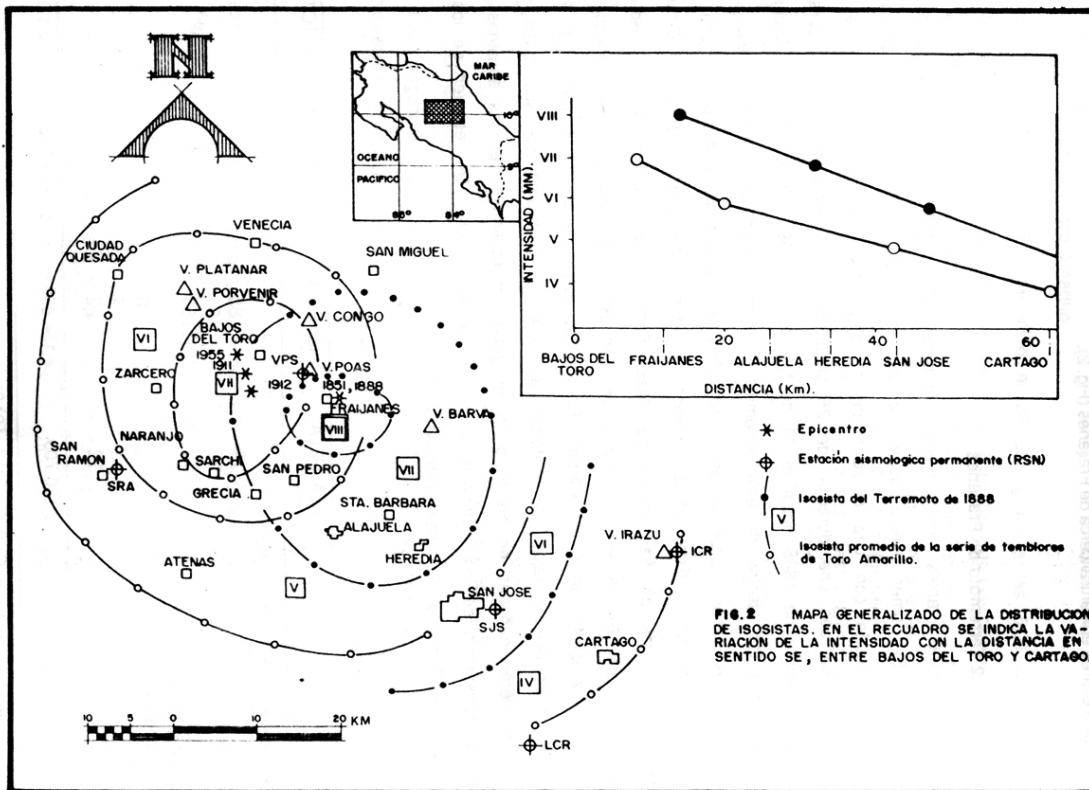
4. EFECTOS DE LOS TERREMOTOS DE FRAIJANES Y BAJOS DEL TORO

Las líneas isosísmicas definidas para los diferentes terremotos no están bien restringidas como consecuencia de la baja densidad de población en esa área de Costa Rica a finales del siglo pasado y principios del presente siglo, y al hecho de que ésta se concentraba en el Valle Central y a lo largo del trayecto de Naranjo a Ciudad Quesada (Fig. 2). Puesto que los terremotos afectaron áreas poco pobladas y relativamente desconocidas para el resto del país (p. ej. Bajos del Toro), y, además, las sacudidas sísmicas del presente siglo no tuvieron mayor repercusión sobre los habitantes e infraestructura del Valle Central, esto provocó que los reportes fueran escuetos, lo cual no permite la confección de buenos mapas de isosistas.

4.1 Temblores en Fraijanes

4.1.1 Terremoto de 1851

La información relacionada a este temblor es muy pobre. El evento ocurrió el 28 de marzo de 1851 a las 07:15 (hora local, LT), sintiéndose fuerte en Alajuela en donde causó los mayores estragos y disminuyendo su intensidad hacia Heredia, San José y Cartago; además extrañamente se sintió y ocasionó daños en la provincia de Guanacaste (Montesus de Ballore, 1888; Gonzáles, 1910). En relación con los daños causados por este sismo, sólo se tiene el informe de la comisión investigadora de la provincia de San José, el cual dice que



145 casas sufrieron daños y 18 se mandaron demoler; las demás sólo tuvieron deterioros parciales. Sin embargo, la torre de la Catedral se colapsó (GONZALEZ, 1910). Morales (1985) ubica el área epicentral cerca de Fraijanes (Fig. 2).

4.1.2 Terremoto de Fraijanes

Unas horas antes del evento principal (30-12-1888), se presentaron temblores precursoros*. El primer evento ocurrió a las 04:10 (LT) del 30 de diciembre. Fue una sacudida muy fuerte con una duración de 18 segundos. A las 04:12 (LT) se verificó la principal sacudida con una duración de 25 segundos. Los temblores réplicas duraron desde el 30 de diciembre de 1888 hasta el 23 de febrero de 1889. Pittier (1889) y Michaud (1911) comentan sobre los efectos de este terremoto y ubican el epicentro en Fraijanes. Mencionan que los mayores daños fueron en esta última localidad donde se formó una laguna por causa de un deslizamiento. Este último provocó la muerte de seis personas. Otros pueblos afectados fueron los de San Pedro de Poás, Sabanilla, San Isidro, Alajuela, Heredia y la capital, San José. En Heredia, la iglesia de San Rafael fue afectada presentándose grandes grietas y en la iglesia de Santa Bárbara fallaron las columnas de los altares. En Alajuela, la parroquia se presentaba rajada a un tercio de su altura, lo mismo que sus torres superiores. Las casas fueron dañadas en mayor o menor grado, especialmente en las esquinas, debido a la escasa resistencia de los materiales a los efectos de torsión. Un resumen de los daños a casas y edificios (González, 1910) se muestra en la Tabla 1.

TABLA 1

CONSTRUCCION	ALAJUELA	HEREDIA	SAN JOSE	TOTAL
Casas particulares				
Colapso parcial o total	79	85	36	200
Inhabitables	92	391	732	1215
Reparables	197	1164	832	2193
Edificios públicos				
Colapso parcial	1	0	0	1
Inutilizado	1	4	6	11
Reparables	12	22	5	39
Pérdidas ocasionadas	¢ 160.700	¢ 154.880	¢ 1.639.035	¢ 1.954.615

* Pese a que PITTIER (en GONZALEZ, 1910) menciona eventos "precursores" desde el 25 de febrero, en vista de que desconocemos sus epicentros aproximados, no tenemos argumentos para tomarlos como tales.

4.2 Temblores de Bajos del Toro

4.2.1 Terremoto de Toro Amarillo

La actividad sísmica de 1911 se inició el 28 de agosto a las 5:00 (LT) alcanzando su máxima intensidad a las 10:06 (LT), lo que causó la caída de algunas casas y la formación de múltiples grietas y grandes deslizamientos en la población de Bajos del Toro y alrededores. Oficialmente no se informó de muertos en esta pequeña población que en 1911 tenía alrededor de 100 habitantes distribuidos en 25 casas. Esto se debió principalmente a que la mayoría de los deslizamientos (más de 60) se desarrollaron en zonas deshabitadas y selváticas y al hecho de que las viviendas eran de madera (Alfaro et al., 1911). El área mesosísmica se localizó aproximadamente en la población de Toro Amarillo (Bajos de Toro), donde se estimó que la intensidad máxima MM (lo) fue de grado VII. Adicionalmente, varias casas resultaron dañadas en Sarapiquí, Naranjo, Grecia y San Ramón (Fig. 2).

4.2.2 Terremoto de Sarchí

Algunas horas antes del terremoto se sintieron en la región varios temblores pequeños, casi todos precedidos por un retumbo sísmico. El evento principal se verificó el 6 de junio de 1912 a las 00:40 (LT). Comenzó como una serie de vibraciones que, pocos segundos después, alcanzaron su máxima intensidad con dos oscilaciones violentas, las cuales muy rápidamente disminuyeron su amplitud hasta desaparecer casi por completo para luego volver con más violencia tres segundos después (Tristán et al., 1912). La máxima intensidad MM (lo) estimada para este evento fue de grado VII.

La zona más afectada por deslizamientos se localizó en las nacientes de los ríos Anonos y Sarchí, unos 4 km al SE de Bajos del Toro. En esta región se originaron grandes deslizamientos en un área de aproximadamente 325 hectáreas conocida como "Potrerillos" o "Laguna Vieja". El cerro situado entre los ríos Sarchí y Trojas, conocido como "Isla

* El nombre Laguna Vieja induce a pensar en un antiguo represamiento natural de agua debido a un deslizamiento (causa sísmica?). Esta localidad se ubica en un sector topográficamente alto y con laderas de fuerte pendiente, en donde resulta difícil imaginarse otro origen.

Matamoros", mostraba similares características de destrucción con largas grietas de un metro de ancho. Los sectores poblados más dañados fueron los de Grecia, Sarchí, Naranjo y pueblos vecinos. En Alajuela y San José no hubo daños, mostrándose éstos a partir de San Isidro de Alajuela, San Pedro de Poás y en las comarcas anteriormente mencionadas (Fig. 2). En el sector norte del país, en Cañas, Santa Cruz, Colonia Carmona y Limón fue apenas percibido. Por el sur, fue ligeramente sentido en San Marcos y más al sur no hay datos o son de baja intensidad. Al oeste se sintió en Puntarenas, pero con menor intensidad que en la zona atlántica.

El evento sísmico principal generó deslizamientos, algunos de los cuales represaron temporalmente los cauces de los ríos, originando crecidas cuando los diques o barreras de escombros cedían a la presión de las aguas. Una "cabeza de agua" en el río Sarchí arrasó, una hora después del terremoto, el puente situado en el camino de Grecia a Sarchí, continuando la crecida hacia el río Colorado hasta llegar al río Grande. El río San Juan (afluente del Sarchí) fue afectado devolviendo el sentido de sus aguas unos 700 m. Otros desbordamientos similares bajaron simultáneamente por los ríos Anonos, Desagüe y Gorrión, con intervalos de aproximadamente 5 minutos, matando mucho ganado y arrasando algunas casas, pereciendo ahogados sus moradores, en un número total de 17 (Tristán et al., 1912; Sapper, 1925).

El 9 de junio a las 09:16 (LT), el sismoscopio Ewing en San José registró dos temblores separados uno del otro por un espacio de tiempo de 35 segundos. El segundo fue más intenso y con una duración estimada de 36 segundos; fue sentido en el curso superior del río Sarchí con una intensidad Rossi-Forel de aproximadamente VII (Intensidad MM VI), seguido de 35 temblores más con intensidades MM (I_0) entre III y II. A partir de esta fecha prácticamente no se sintieron o registraron más temblores (Tristán et al., 1912).

4.2.3 Terremoto de Río Segundo de Bajos del Toro

El 01 de setiembre de 1955, minutos antes de la ocurrencia del temblor principal (11:33 LT), se sintieron algunos temblores premonitores. El terremoto causó la destrucción de casas en Río Segundo y la formación de grietas de 500 m de longitud por 1.5 m de ancho y 2 m de

personas; algunos ríos se desbordaron. Daños muy serios se informaron también en Grecia y en San Juanillo. El área mesosísmica con base en los daños reportados, se ubica cerca de Bajos del Toro, teniendo una intensidad MM máxima (I_0) de grado VII, aunque pudo alcanzar grado VIII.

4.3 Avalanchas de 1924

El 4 de marzo de 1924 ocurrió el terremoto de San Mateo que ocasionó destrucción en parte de la región de Orotina, San Mateo (ubicadas a unos 42 km al SW de Bajos del Toro), San Ramón y poblados aledaños. También ocasionó daños a casas con colapso parcial o total, en San José, Alajuela, Heredia, Grecia, etc. (Montero, 1983). Después de este terremoto, se pudieron haber desarrollado derrumbes en la naciente de la quebrada Sucia*, ubicada a poca distancia al oeste de Bajos del Toro. Días después, el 7 de marzo, ocurrió un fuerte temblor (réplica), y tres minutos más tarde bajó una corriente de lodo, piedras y árboles, que afortunadamente no causó mayor daño en esta región casi despoblada de Río Segundo y Bajos del Toro (Sapper, 1925).

5. ANALISIS DE LOS TEMBLORES HISTORICO

5.1 Parámetros focales de los terremotos de Fraijanes y de Bajos del Toro

La distribución de intensidades y otras informaciones permiten obtener algunas determinaciones macrosísmicas de los parámetros focales (profundidad, epicentro y magnitud) de los terremotos que afectaron la región de Bajos del Toro y áreas vecinas en el presente siglo. El tiempo origen de los eventos de 1851, 1888, 1911, 1912, puede ser únicamente aproximado hasta el orden del minuto (Tabla 4). El tiempo origen del terremoto de setiembre 01 de 1955 es 11:33:02, 7 LT (Molnar & Sykes, 1969).

5.2.1 Epicentros macrosísmicos de los terremotos

El área mesosísmica de los terremotos que afectaron a la región de Toro Amarillo y Fraijanes, pueden ubicarse de modo aproximado con base en las valiosas descripciones de los

* Con base en las descripciones de SAPPER (1925), la quebrada Sucia corresponde posiblemente con un riachelo que se une con la quebrada Azufrada y el Río Segundo.

logró distinguir dos fallas importantes: Aguas Zarcas-Viejo y la Carbonera, en los cerros Palmira y en la vertiente oeste del Poás, respectivamente. Además, en el macizo del Poás existe una alineación de focos eruptivos con claro sentido N-S, y la falla Angel de rumbo N 30 W (Fig. 1). Con base en ambas informaciones (control estructural y datos macrosísmicos) se ubican los terremotos de Fraijanes (1851 y 1888) cerca de la laguna del mismo nombre y los terremotos de Bajos del Toro de 1911 y 1912 a unos 5 km al sur este de la población de Bajos del Toro, en el curso medio superior del río Anonos y el de 1955 a 3.5 km al NW de este poblado.

5.2.2 Profundidad de los temblores

Los escasos datos de intensidades de los terremotos de 1851, 1888, 1911, 1912, 1955, muestran un relativo rápido decaimiento de las intensidades con la distancia, lo cual sugiere que los mismos se originaron en fuentes superficiales. Una importante restricción en la profundidad de la serie sísmica de Bajos del Toro, que indica concluyentemente el carácter superficial de las fuentes, es la observación mencionada constantemente en los informes y periódicos de la época, de que la gente oía retumbos sísmicos antes, durante y después de los temblores. La estimación de la profundidad (h) de estos terremotos puede realizarse a partir de la relación de Blake (1941):

$$I_0 - I_n = \log [(r_n^2 + h^2) / h^2] \quad (1)$$

y despejando la profundidad se obtiene

$$h = r_n \left[10^{(I_0 - I_n) / \delta} - 1 \right]^{-1/2} \quad (2)$$

Donde I_0 es la intensidad máxima del temblor y r_n es el radio de un área circular equivalente al área circunscrita por la isosista de intensidad I_n , δ es una constante, cuyo valor asumiremos que es de 4, según lo expuesto por Montero & Miyamura (1981). Para el cálculo de la profundidad del terremoto de Fraijanes (1888) se usó el radio equivalente estimado a la isosista de intensidad VII. Al utilizar la ecuación (2), si $I_0 = VII$, r_n es 16 km y, por lo tanto, h es de aproximadamente 18 km. Para el cálculo de la profundidad de los terremotos de Toro Amarillo se usará un temblor modelo para los tres (1911, 1912 y 1955) en vista de la poca información con que se dispone y dado que sus características macrosísmicas son similares. Así, se utilizará

en vista de la poca información con que se dispone y dado que sus características macrosísmicas son similares. Así, se utilizará el radio promedio correspondiente con la isosista de intensidad VI. Utilizando la ecuación (2) para esta serie de temblores, si $I_0 = VII$, $I_n = VI$, $A = 1020 \text{ km}^2$ y para un r_n equivalente de 18 km, h será de 20 km. Molnar & Sykes (1969) le asignaron al terremoto del 01 de setiembre de 1955, una profundidad de 0 km, mientras que Rothé (1969, en Miyamura, 1980) le asigna una profundidad de 33 km.

Existen fórmulas que relacionan la profundidad con la intensidad y el radio de percepción. Por ejemplo, Gutenberg & Richter (1942) usaron una relación válida para California:

$$I_0 - 1.5 = 6 \log (r/h) \quad (3)$$

donde r es el radio de percepción.

El terremoto de 1851 fue percibido en la provincia de Guanacaste y suponiendo que su epicentro se ubica cerca de Fraijanes, se obtiene un radio de percepción de aproximadamente 130 km. Utilizando (3), con $I_0 = VII$, se obtiene $h = 15.5 \text{ km}$. Para el terremoto de 1888 de igual modo se asume, acorde con la información, un $r = 150 \text{ km}$, $I_0 = VIII$, para lo cual se obtiene $h = 12.5 \text{ km}$. En la Tabla 2 se presentan las profundidades obtenidas.

TABLA 2
RESUMEN PROFUNDIDADES DE LOS TERREMOTOS

Autor y Fórmula	Intensidad usada	(Profundidad (km))		Radio (km) utilizado
		Bajos del Toro	Fraijanes	
Blake (1941)	$I_0 = VII; I_n = VI$	20	-	18
$I_0 - I_n = \log (r_n^2 + h^2)h^2 $	$I_0 = VIII, I_n = VII$	-	18	16
Gutenberg & Richter (1942)	$I_0 = VII$	17.5	-	144
$I_0 - 1.5 = 6 \log (r/h)$	$I_0 = VIII$	-	12.5	150
Profundidad media o promedio	h:	18.75	15.25	

Para el terremoto de 1912, $r = 144$ km y de la ecuación (3) se obtiene que $h = 17.5$ km. Este dato ha sido obtenido con la escasa información existente debido al hecho de no tenerse informes donde no se sintieron los temblores. Sin embargo, se confirma el carácter superficial de la fuente, ya expuesto, y se obtiene una estimación grosera de la profundidad hipocentral.

5.2.3 Estimación de la magnitud de los temblores

Para la estimación de las magnitudes, basadas en los datos macrosísmicos de los temblores de Bajos del Toro, se utilizará la relación que derivaron Gutenberg & Richter (1956) para el sur de California, donde la profundidad de los temblores es generalmente menor que 20 km:

$$M = 1 + (2/3) I_0 \quad (4)$$

Para los eventos de 1851 y 1888 se estimó una I_0 de VIII, correspondiendo con una magnitud de 6.3. Para los tres terremotos (1911, 1912, 1955) se estimó una $I_0 = VII$, correspondiendo con $M = 5.7$.

Karnik (1968) obtuvo una relación válida para los países europeos mediterráneos luego de considerar un amplio conjunto de temblores:

$$M = 0.5 I_0 + \log h + 0.35 \quad (5)$$

Utilizando la relación (5) con $I_0 = VII$ y $h = 18$ km, obtenemos para el caso de los temblores de 1911, 1912 y 1955, que $M = 5.1$.

Al utilizar la misma relación para el evento de 1851 y 1888, ambos con $I_0 = VIII$ y $h = 15.5$ km y 15 km, resulta una magnitud de 5.5. Se pone en evidencia que estos valores serán directamente mayores o menores conforme aumenta o disminuya el valor asignado de la profundidad.

Gutenberg & Richter (1956) obtuvieron para California la relación:

$$M = -3.0 + 3.8 \log r \quad (6)$$

Utilizando (6) para los terremotos de 1851 y 1888, con radios mínimos de percepción correspondientes a 130 y 150 km, se tiene una magnitud de 5.0 y 5.2, respectivamente. De igual modo, utilizando dicha fórmula para los terremotos de 1912 y 1955 con radios correspondientes de 144 y 120 km, se obtiene una magnitud de 5.2 y 4.9, respectivamente.

Topozada (1975) obtuvo para California y el oeste de Nevada:

$$M_L = -1.88 + 1.53 \log A_{(I)} \quad (7)$$

Donde $A_{(I)}$ es el área de percepción, que corresponde con el área de Intensidad II. Utilizando la relación (7) para los terremotos de Fraijanes (1888) y Bajos del Toro (1912) con $A_{(I)}$ de 70686 km² y 65144 km² se obtiene respectivamente una magnitud de 5.5 y 5.4.

La estimación de la magnitud a partir del radio o área de percepción, presenta el inconveniente de la incertidumbre en el cálculo de las mismas, puesto que los datos de intensidad II son escasos, no permitiendo delimitar adecuadamente el área total de percepción y usualmente, la configuración de las isosistas de intensidad II, va más allá de nuestras costas. Topozada (1975) concluye que las mejores estimaciones de magnitudes macrosísmicas son las realizadas a partir de las áreas de isosistas mejor definidas.

Así el citado autor obtuvo:

$$M_L = 3.49 + 0.87 \log A_{(VII)} \quad (8)$$

Utilizando (8) obtenemos para Fraijanes (1888), $A_{(VII)} = 800 \text{ km}^2$ y $M_L = 6.0$, mientras que para Bajos del Toro (1911, 1955), $A_{(VII)} = 340 \text{ km}^2$ y $M_L = 5.7$.

Otra ecuación de Topozada es:

$$M_L = 1.85 + 0.49 I_0 \quad (9)$$

Utilizando (9) para los temblores de Fraijanes y de Bajos del Toro, obtenemos una magnitud de 5.8 y 5.3, respectivamente.

Una relación empírica aplicada a terremotos superficiales es la que muestra Smith (1973):

$$M_S = 0.67 I_0 + 1.7 \log h - 1.4 \quad (10)$$

donde h es la profundidad focal en kilómetros e I_0 la intensidad máxima. Aplicando la relación (10) para los diferentes eventos sísmicos del siglo pasado y tomando $h = 15.0$ km (acorde con el contexto geológico), obtenemos para Fraijanes, $M_S = 6.0$ con $I_0 = VIII$, y para Bajos del Toro con $h = 18.5$ km e $I_0 = VII$, resulta con $M_S = 5.4$.

White y Harlow (1985) determinaron la magnitud de los eventos de 1911 y 1912 resultando $MDBN^*$ de 6.1 y 6.2 respectivamente. Rothé (1969, en Miyamura, 1980) le asigna un valor de $M = 5.8$ al evento de 1955.

En la tabla 3 se encuentra el resumen de las ecuaciones, los datos utilizados y los resultados de magnitud obtenidos. En la tabla 4 se muestran los parámetros focales escogidos para cada terremoto.

6. ENJAMBRES DE TEMBLORES

6.1 Temblores del Volcán Platanar

El 26 de abril de 1980 en la zona sureste de Ciudad Quesada ocurrió una crisis sísmica. Según los vecinos de la zona, la crisis fue preferencialmente sentida en las vertientes oeste y suroeste del volcán Platanar (Fig. 2). Unos pocos temblores fuertes fueron sentidos por algunos habitantes en Aguas Zarcas y Ciudad Quesada. La magnitud local de estos eventos osciló entre 0.3 y 3.0 grados. Las profundidades de los focos sísmicos variaron aproximadamente entre 1 y 10 km. La solución del mecanismo focal compuesto # 1 indica un plano nodal con orientación N 25 W; 38 NE de tipo de deslizamiento de rumbo sinistral con una leve componente inversa, o bien un plano nodal de rumbo N 16 E; 88 NW de componente dextral. El rumbo del primer plano nodal concuerda aproximadamente con el escarpe morfotectónico Gata (Fig. 1).

* Magnitud M_S determinada en la estación sismológica De Bilt (Holanda).

TABLA 3 Magnitudes de los terremotos			
Autor y fórmula	Dato utilizado	Magnitud	
		Bajos del Toro	Fraijanes
Gutenberg & Richter (1956) $M = 1 + 2/3 I_o$	$I_o = VII$	5.7	-
	$I_o = VIII$	-	6.3
Karnik (1968) $M = 0.5 I_o + \log h + 0.35$	$I_o = VII, h = 18 \text{ Km}$	-	5.5
	$I_o = VIII, h = 15 \text{ Km}$	5.2 ; 4.9	-
Gutenberg & Richter (1956) $m = -3.0 + 3.8 \log r$	$r = 144 ; r = 120 \text{ Km}$	5.2 ; 4.9	-
	$r = 120 ; r = 150 \text{ Km}$	-	5.0 ; 5.2
Topozada (1975) $M_L = -1.88 + 1.53 \log A_{(I)}$	$A_{(II)} = 65144 \text{ Km}^2$	5.5	-
	$A_{(II)} = 70686 \text{ Km}^2$	-	5.5
Topozada (1975) $M_L = 3.49 + 0.87 \log A_{(VII)}$	$A_{(VII)} = 340 \text{ Km}^2$	5.7	-
	$A_{(VII)} = 800 \text{ Km}^2$	-	6.0
Topozada (1975) $M_L = 1.85 + 0.49 I_o$	$I_o = VII$	5.3	-
	$I_o = VIII$	-	5.8
Smith (1973) $M_s = 0.67 I_o + 1.7 \log h - 1.4$	$I_o = VII ; h = 18.5 \text{ Km}$	5.4	-
	$I_o = VIII ; h = 15 \text{ Km}$	-	6.0
White & Harlow (1985) Para los terremotos de 1911 y 1912	Amplitud, estación De Bilt (Holanda)	6.16 ; 16.2	-
Rothé (1969), terremoto de 1955	Amplitud y período	5.8	-
Magnitud media o Promedio: M		5.5	5.7

6.2 Temblores del Poás

El 27 de julio de 1980 a las 7:00 GMT se tuvo el registro de un ejambre sísmico local en la cima del volcán Poás, en la que los temblores, ocurrían a muy cortos intervalos y a menudo se sobreponían, impidiendo el análisis individual de los mismos y la enumeración de los eventos. La frecuencia de los sismos decayó en forma exponencial después de los primeros 10 minutos, registrándose todavía dos a tres eventos por hora el 1º de agosto (Casertano et al., 1985).

6.3 Temblores de Vara Blanca

Del 5 al 11 de febrero de 1982 ocurrieron una serie de temblores con epicentros orientados en sentido N 18º W (Fig. 1), paralelos a la falla Angel. Su intensidad máxima MM fue de grado IV en la región de Vara Blanca, Fraijanes y Poasito (09-02-1982). La magnitud local de estos eventos varió entre 1, 2 y 3.3 y su profundidad fluctuó alrededor de 5 km. El mecanismo focal compuesto # 2 presenta un plano nodal con orientación N 20 W; 30 SW con una componente normal. El otro plano nodal tiene rumbo N 26 W e inclinación 65 NE. El alineamiento de los epicentros se extiende por el espacio de 18 km.

Tabla 4									
PARAMETROS FOCALES DE LOS TERREMOTOS DE BAJOS DEL TORO Y FRAIJANES									
Año	Mes	Día	Tiempo (GMT) Hr. Min. Seg.	Lat. N	Long. W	M _L	M _S	(MM) I	h (Km)
1851	Mar.	28	13:15	10°8'	84°12'	5.5	6.0	VIII	15.5
1888	Dic.	30	10:12	10°8'	84°12'	5.7	6.0	VIII	15
1911	Ago.	29	04:06	10°10'	84°17'	5.3	6.1*	VII	18
1912	Jun.	06	06:40	10°10'	84°17'	5.3	6.1*	VII	18
1955	Set.	01	17:33 :03	10°14'	84°19'	5.3	5.8*	VII	18

* Datos obtenidos de Rothé (1969, en Miyamura, 1980) (op. cit.) y de White y Harlow (1985); el resto de las magnitudes son el resultado promedio de las diversas fórmulas aplicadas.

El 22 de setiembre de 1987 un sismo se generó en esta fuente ($M = 3.0$, II MM), $h = 2.2$ km, 28:29, 13 GMT. El mecanismo focal # 3 muestra un plano N 72 E; 60 NW de tipo de deslizamiento inverso con componente sinestral y el otro plano N 28 W; 70 SN de desplazamiento de rumbo dextral con componente inversa (Fig. 1).

6.4 Temblores de San Cayetano (Venecla de San Carlos)

Entre el día 4 y el 14 de setiembre de 1986 se generó un enjambre de temblores muy localizado en su mayoría en una pequeña área de unos 22 km² en los entornos de la finca de San Cayetano (Fig. 1). La magnitud e intensidad mayor fue de 2.4 y grado III (MM), respectivamente. Dicha actividad fue estudiada por funcionarios de la RSN y del OVSICORI concluyéndose congruentemente que la actividad estuvo asociada con una falla de rumbo N 4° E. Véase Protti et al. (1987), y su mecanismo focal # 6 y el Boletín de Sismos Sentidos del mes de setiembre de la RSN.

7. ESTUDIO DE LOS MICROTEMBLORES (1985)

Entre el 23 de mayo al 20 de noviembre de 1985 se instaló una red local en Bajos del Toro, la cual permitió localizar los hipocentros de 37 microtemblores. Las magnitudes fueron inferior a 2. De los 37 microtemblores localizados por la red, solamente 9 se ubican en la cuenca del río Toro. Las profundidades variaron entre 0.5 y 4.0 km y las magnitudes entre 0.8 y 1.5. Del mecanismo focal compuesto # 4 se desprende un plano nodal orientado N 47 E; 33 SE con una componente de deslizamiento tipo inverso y un segundo plano nodal de rumbo N 51 E; 59 NW igualmente inverso. Cerca de la propuesta falla Carbonera solamente se localizó un sismo (Fig. 1). Durante 1985 varios microtemblores se localizaron en las cercanías de los volcanes Platanar y Porvenir. El mecanismo focal compuesto # 5, posee un plano nodal N 40 W; 30 NE con deslizamiento normal (acorde con el control estructural) y el segundo orientado N 53 W; 62 SW con deslizamiento normal. Ambos planos están acorde con el sistema de fracturamiento de la región (Fig. 1).

A raíz de la poca actividad de microtemblores, se realizó un estudio del nivel de actividad, escogiéndose la estación de Río Segundo para llevar el control debido a su mayor

estudiaron los meses entre mayo y agosto, leyéndose todos los sismos con un t_s menor o igual a 2 segundos encontrándose que, aproximadamente en un radio menor de 15 km (tomando como centro el sitio de la estación), el nivel promedio de actividad de microtemblores fue de 0.6 sismos por día, lo que representa un nivel sumamente bajo de aproximadamente un sismo cada dos días.

Por último, una agrupación de temblores ocurridos durante el mes de julio de 1985 fueron localizados aproximadamente 10 km al suroeste de la ciudad de San Ramón y muestran una orientación preferencial noroeste, en posible relación con un fallamiento presente en esta zona con dicho rumbo. El mecanismo focal compuesto para los sismos indica un primer plano nodal orientado N 20 E; 16 SE (deslizamiento normal) y un segundo N franco; 66 W (igualmente normal).

8. POTENCIAL SISMICO DE LA REGION OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA CENTRAL

Montero (1983, 1986) determinó que los cortos períodos de fuerte sismicidad del Valle Central y terrenos circundantes (5 a 10 años) están caracterizados por lapsos de quietud sísmica de 20 a 39 años de duración, con un período de recurrencia de 29.5 ± 9.9 años. Además, observó que existe una evidente migración de los focos; así, las series sísmicas se inician con temblores que se ubican en el límite sur del Valle Central y luego las fuentes migran al límite norte o viceversa. La información sobre los temblores ocurridos entre 1560 y 1800 es muy escasa por causa de las pocas poblaciones que existían en la época colonial y en los primeros años de la independencia. Puede existir cierta confiabilidad en los informes a partir de 1840. para la región que nos ocupa podemos argumentar un período de recurrencia de 34.5 ± 10.3 años. Hay que tomar en consideración que la serie de tiempo es muy corta para que pueda establecerse un criterio mejor definido de la ciclicidad sísmica de la región. Sin embargo, actualmente nos encontramos en una fase de tranquilidad sísmica que se inició hace 33 años, observándose que estamos ubicados en un período en el cual la probabilidad de ocurrencia de un temblor dañino en esta región, se irá incrementando rápidamente en los próximos años.

9. CONCLUSIONES

Del presente estudio se desprenden los parámetros focales de cinco terremotos que ocurrieron en las vertientes del volcán Poás (ver Tabla 4). Al considerar las áreas mesosísmicas de los temblores de 1851, 1888, 1911, 1912 y 1955, se observa que prácticamente se ubican dentro de la isosista de intensidad (MM) VII del terremoto de San Mateo (Montero, 1983). Esto significa que la comarca de Bajos del Toro ha sido afectada seis veces por intensidades MM VII en los últimos 136 años.

Es muy probable que los terremotos de Bajos del Toro estén asociados con el sistema de fallas Carbonera y Aguas Zarcas-Viejo (más probable con esta última), mientras que para los terremotos de Fraijanes su interpretación sismogénica es más difícil, pudiendo estar asociados con:

- a- Una fractura cortical profunda N-S sobre la cual están edificadas las fracturas volcánicas comprendidas entre el volcán Poás y la laguna (maar) de Río Cuarto (Alvarado & Climent, 1985; Alvarado et al., 1986).
- b- La falla Angel al este del cráter activo del Poás u otra paralela a ésta en la falda este del volcán.
- c- La falla de Alajuela.

Un período de recurrencia de 34.3 ± 10.3 años puede calcularse para los eventos telúricos destructivos en las cercanías de Bajos del Toro o de Fraijanes. Frecuentemente estos eventos destructivos han estado precedidos por temblores precursores.

El principal peligro sísmico de la región lo constituye los deslizamientos que resultan de la violenta sacudida del suelo, generada por un foco somero, que afecta un área restringida con intensidades (MM) hasta VIII y con ondas de alta frecuencia que pueden alcanzar localmente aceleraciones muy altas. El rango de variación de la aceleración en las áreas mesosísmicas, con base en los datos de intensidades y de acuerdo a la relación propuesta por Sauter (1979), oscila entre 20 y 30% de la gravedad. Los deslizamientos de tierra y avalanchas de lodo, ocurridos en los diferentes eventos sísmicos (incluyendo el terremoto de San Mateo), implican un alto potencial de este tipo de fenómenos en la región occidental de la Cordillera Central.

Actividades sísmicas menores han ocurrido recientemente en el área, representados principalmente por enjambres de temblores tectónicos en abril-mayo de 1980 (volcán Platanar), julio-agosto de 1980 (volcán Poás), febrero de 1982 (Vara Blanca) y setiembre de 1986 (San Cayetano). La sismicidad de la región (terremotos y microtemblores) es congruente con el sistema de fracturamiento observado entre el rango de NNW-SSE y NNE-SSW, el cual afecta a los complejos volcánicos Cuaternarios.

AGRADECIMIENTOS

Un sincero reconocimiento a los colegas Ana Valverde, Ricardo Granados, Sergio Mora, Rafael Barquero, Rodolfo Madrigal y a los técnicos del Departamento de Geología del ICE quienes hicieron posible la obtención de valiosa información. Al personal de la Red Sismológica Nacional (ICE-UCR) por su espontánea colaboración en el suministro de datos sísmicos. El presente trabajo fue expuesto el día 24 de noviembre de 1987 en el Taller Internacional de sismología y Tectónica de Mesoamérica y el Caribe (San José, Costa Rica), organizado por el CIGEFI.

BIBLIOGRAFIA

- ALFARO, A., MICHAUD, G. & BIOLLEY, P., 1911: Informe sobre el terremoto de Toro Amarillo, Grecia. — Anales del Centro de Estudios Sismológicos de Costa Rica, Tipografía Nacional, pág. 33-41; San José.
- ALVARADO, G.E. & CLIMENT, A., 1985: Informe sismológico para la etapa de avance a la prefactibilidad. — En: Piedra, J., Vega, O.L., Alvarado, G. & Lezama, G.: Proyecto Hidroeléctrico Toro II, vol. 1 y 2: Anexo A; 46 págs. + figs. Inf. Interno ICE (inédito); San José
- ALVARADO, G.E., BARQUERO, R., BOSCHINI, J.L., CHIESA, S. & CARR, M.J., 1986: Relación entre la Neotectónica y el Vulcanismo en Costa Rica. — Rev. CIAF, II, 1-3: 246-265; Bogotá.
- BLAKE, A., 1941: On the estimation of focal depth from macroseismic data. — Bull. Seism. Soc. Amer., 31, 3: 225-232.
- BORGIA, A., BURR, J., MONTERO, W., MORALES, L.D. & ALVARADO, G., 1987: Is the Central Costa Rica Volcanic Range Extending?. — EOS, 68p, 16: 406.
- CASERTANO, L., BORGIA, A., CIGOLINI, C., MORALES, L.D., MONTERO, W., GOMEZ, M. & FERNANDEZ, J.F., 1985: Investigaciones geofísicas y características geoquímicas de las aguas hidrotermales: Volcán Poás, Costa Rica. — Geof. Int. 24-2: 315-332.

- GONZALEZ, C., 1910: Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica, 1608-1910.—200 págs. Tipograf. de Avelino Alsina; San José.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F., 1956: Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper).—Bull. Seism. Soc. Am., 46: 105-145.
- KARNIK, V., 1965: Magnitude-intensity relations for European and Mediterranean seismic zones.—Studia geophys. et geod., 9: 236-245.
- LEE, W. & LAHR, J., 1975: Hypo 71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. —II págs. U.S. Surv. Open file rept. 75-311.
- MICHAUD, G., 1911: Nota sobre el epicentro del terremoto del 30 de diciembre de 1888.—Anales del Centro de Estudios Sismológicos de Costa Rica, Tipograf. Nac.: 9-15.
- MIYAMURA, S., 1980: Sismicidad de Costa Rica. —190 págs. Ed. Univ. de Costa Rica; San José.
- MONTERO, W., 1983: Aspectos sismológicos y tectónicos del Valle Central de Costa Rica. Inst. Geograf. Nac./CONICIT, 75-90.
- , 1986: Períodos de recurrencia y tipos de secuencia sísmica de los temblores interplaca e intraplaca en la Región de Costa Rica. —Rev. geol. Amer. Central, 5: 35-72; San José.
- 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. Geogra. Nac., Inf. Semest. Julio-Dic. 26: 9-34; San José.
- MONTESUS DE BALLORE, F., 1888: Trablements de terre et éruptions volcaniques du Centro-Amérique.—293 págs. Dijon (fide Dengo, 1959).
- MORALES, L.D., 1985: Las zonas sísmicas de Costa Rica y alrededores. —Rev. geol. Amer. Central, 3: 69-101; San José.
- PITTIER, H., 1889: Informe sobre los fenómenos sísmicos y volcánicos ocurridos en la Meseta Central. —En: Vargas, C.A., 1979: Antología El Volcán Poás. —Ed. Univ. Estatal a Distancia, 43-49; San José.
- PROTTI, M., GONZALEZ, V., GÜENDEL, F., ROJAS, D. & VAN DER LAAT, R., 1987: Enjambre sísmico de Venecia de San Carlos, Provincia de Alajuela, entre el 28 de agosto y el 14 de setiembre de 1986. —Cat. Temblores, OVSICORI, Heredia, pp. 145-151.
- SAPPER, K., 1925: Los volcanes de la América Central. —(El libro del mes: 46 pags.). Halle (Saale), Max Niemeyer Verlag, 144 págs.

- SAUTER, F., 1979: Damage prediction for Earthquake Insurance, II U.S. Conference Earthquake Eng.; Stanford, California.
- SMITH, P.J., 1973: -Topics in Geophysics. —Trad. española: Temas de Geofísica. xiii + 286 págs.; Edit. Reventé, S.A. España, 1975.
- TOPPOZADA, T.R., 1975: Earthquake magnitude as a function of intensity data in California and Western Nevada. —Bull. Seism. Soc. Am., 65p: 1223-1238.
- TRISTAN, J.P., BIOLEY, P. & COTS, C., 1912: The Sarchi Earthquake, Costa Rica. —Bull. Seism. Soc. Amer., V, 2:201-208.
- WHITE, R.A. & HARLOW, D.H., 1985: Catalog of significant shallow earthquakes of Central America since 1900. —Proc. of Symp. on Historical Sismogr. IASPEI, Tokyo. 59-1: 453-458.