

Riesgos Geológicos asociados al terremoto de Buenavista,
Pérez Zeledón

L. D. Morales*

G. Leandro**

Resumen

El terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón (Julio 3, 1985; Ms=6.1, h~13 Km.) afectó severamente a las poblaciones ubicadas en los valles de los ríos Buenavista, Blanco y Chirripó Pacífico, y también en las orillas de la carretera interamericana, la cual sufrió serios daños, entre Siberia y la Hortensia.

Las condiciones geológicas y geomorfológicas locales, así como la actividad humana, favorecieron la generación de diferentes tipos de deslizamientos al presentarse la violenta sacudida sísmica (Imáx = VIII-IX; Amáx = 20-40% de la gravedad).

El principal peligro geológico fue la sacudida del terreno, lo cual causó destrucción en cientos de casas y originó deslizamientos o derrumbes y muchas grietas en las zonas montañosas. A pesar de las pérdidas materiales y de los miles de damnificados, solo hubo un muerto.

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

** Departamento de Geología, Oficina de Geofísica (ICE), Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.

Introducción

La región al nor-noreste de San Isidro, cabecera del cantón de Pérez Zeledón, fue el escenario del terremoto de Buena Vista, que afectó severamente una extensión aproximada de 400 Km², causando daños a pequeñas edificaciones (casas, ermitas y escuelas), a la carretera interamericana y a los caminos vecinales. Lo continuo de las sacudidas del terreno a causa de las réplicas que siguieron al temblor principal, el ruido producido por las vibraciones sísmicas, los llamados "retumbos", el bloqueo de los caminos por los deslizamientos o derrumbes y la percepción del riesgo por las personas, los llevó a abandonar la zona con las consiguientes pérdidas materiales y originando miles de damnificados que buscaron protección en la ciudad de San Isidro y Rivas, lo que ocasionó una verdadera emergencia. En búsqueda de nuevas tierras, el hombre ha invadido regiones que le son adversas tanto geológica como morfológicamente y a veces ha estado expuesto a las violentas fuerzas de la naturaleza, sin estar preparado para evaluar y mitigar su peligrosidad, tal ha sido el caso de la región que nos ocupa.

Para comprender y evaluar el fenómeno, los autores participaron en un reconocimiento de la zona afectada, (Leandro et al, 1983) lo que nos ha permitido contar con datos geológicos y sismológicos que favorecen un mejor entendimiento de las causas y de los efectos observados, analizando las características geológicas y sismológicas de la región, destacando los peligros geológicos más relevantes y los daños producidos a causa del terremoto.

Características Geológicas

a. Geomorfología

La zona de estudio, está caracterizada por una topografía abrupta, de fuertes pendientes y angostos valles fluviales, en donde la acción irracional del hombre ha causado una gran deforestación, acelerando el proceso de erosión e inestabilizando las laderas.

En las cercanías de San Isidro la topografía es plana, y se va elevando hacia el norte, desde los 700 m hasta cerca de los 3800 en la Cordillera de Talamanca, alcanzando pendientes que oscilan entre 30° y más de 50° (Van Ginneken y Calderón, 1978).

Así mismo, las formas del relieve y la litología van variando de depósitos coluviales y abanicos en las partes bajas (Madrigal, 1977), hasta intrusivos ácidos (Granodioritas) en las partes altas (Weyl, 1957).

El patrón de drenaje está controlado por la estructura, observándose grandes trechos rectilíneos y el desarrollo de patrones subangulares a rectos. Las cuencas principales son las del río Buenavista y el río Blanco-Chirripó Pacífico, con una mayor densidad de drenaje en las tierras altas, lo cual implica una mayor esorrentía.

Las laderas están modeladas en función del tipo de roca, observándose pendientes más fuertes en laderas asociadas con rocas intrusivas o sedimentos metamorfizados.

La carretera interamericana baja por un trecho sinuoso de empinados cortes, desde la divisoria continental de aguas cerca

de Siberia, hasta San Isidro, descendiendo cerca de 23 000 metros en 40 kilómetros de recorrido (Fig. 1 y 3).

b. Litología

En la figura 1, se presenta un mapa geológico semi-esquemático, con las unidades litológicas cartografiadas y descritas por Leandro et al (1983) entre paréntesis, y su posible correlación con las reportadas en el mapa geológico de Costa Rica (1982).

Descritas de más antiguas a recientes serían:

Unidades sedimentarias:

- Tep: Formación Tuis , Paleoceno: aglomerado de brecha volcánica, calizas, areniscas , lutitas y limolitas.
- Tom: Formación Térraba, Mioceno Medio-Inferior-Oligoceno: Lutitas oscuras, limolitas, areniscas tobáceas, conglomerados y turbiditas.
- (Tsed): Interestratificaciones de lutitas limosas de color café, areniscas finas a medias y areniscas gruesas, de color gris-claro, verdoso y silíceas.
Los sedimentos netamorfizados o cor nubianitas son de color gris claro a oscuro.
- Tpq: Lateritas y piede monte del plioceno superior.
- Qal: Depósitos fluviales y coluviales del cuaternario

Unidades volcánicas:

- Tva: Basaltos, andenitas y brechas volcánicas del aguacate, mioceno superior;
- (Tlv): Lavas basalto-andesíticas de color gris oscuro a negro.
- (Tbre): Brechas, rocas duras de color gris-violáceo, con clastos de materiales volcánicos, intrusivos y sedimentarios.

Unidades intrusivas:

- Tmi: Intrusivos ácidos de la cordillera de Talamanca: granodioritas y dioritas del mioceno.
- (Ti): Granodioritas y monzonitas de color gris calro a rosado grisáceo.

c. Tectónica

La Cordillera de Talamanca, emergida en el Mioceno medio-superior (Rivier, 1985) y con levantamientos que continúan hasta el presente (Weyl, 1957; Miyamura, 1975) desarrolla un estilo tectónico tensional, donde grandes fallas normales han permitido el ascenso del intrusivo magmático de la Talamanca (Rivier, 1985). Al pie de la cordillera se han depositado en forma de abanico enormes depósitos coluvio-aluviâles (Weyl, 1957; Madrigal, 1977), con un espesor promedio del orden de los 30 metros (Madrigal, 1977).

En la figura 1, se presentan las fallas de la zona, recopiladas a partir del mapa geológico de Costa Rica (1982), Leandro et al (1983) y de un mapa inédito facilitado al primer autor por el geólogo Sergio Mora. Es posible reconocer tres sistemas principales, N-S, NE-SW y el NW-SE. Dichs sistemas controlan en parte el curso de los ríos de la zona. Particularmente interesante resulta la falla normal u rumbo NW-SE, a lo largo de la cual se presenta una sismicidad significativa.

Las rocas aflorantes en la zona, presentan gran cantidad de "diaclasas", las cuales van a influir en el tipo de derrumbes o deslizamientos y en el tamaño de los bloques, cuando sean afectadas por las vibraciones sísmicas (solicitudión dinámica). Leandro

at al (1983), determinan una densidad promedio de diaclasamiento de 10 a 15 fracturas por metro cuadrado en las rocas intrusivas y de 25 a 30 fracturas/m² en las rocas sedimentarias, siendo en su mayoría abiertas y de planos lisos.

Características sismológicas

Los datos conocidos sobre la sismicidad histórica de Costa Rica (Gonzales, 1910; Miyamura, 1980; Morales, en prensa), y estudios más recientes (Morales y Montero, 1984), no muestran ninguna actividad sísmica relevante para la zona aquí considerada. En abril de 1983, se presentan dos temblores en las cercanías de San Isidro y el 3 de julio de 1983, a las 11 horas con 13 minutos y 43 segundos (ISC), tiempo local, ocurre el temblor precursor con magnitud, mb = 5.1, seguido 40 segundos más tarde por el temblor principal de magnitud, mb = 5.7, que adquirió características de terremoto por la destrucción producida en la cuenca del río Buena vista y sus alrededores. El evento precursor, localizado por la red sismológica nacional (ICE-UCR), en 9°29' de latitud norte y 83°40.5' de longitud oeste, a una profundidad de 14 km, se encuentra en la zona más afectada y es probable que el evento principal se localice muy cerca de las siguientes coordenadas: Latitud 9°30' ± 3', longitud: 83°40' ± 3', lo cual corresponde con el área más afectada (250km²) y la intersección de varias fallas, una de las cuales es la falla normal de dirección NW-SE (llamada Pangolín por Mora). Cerca del sitio propuesto (Quebrada Zapote), los autores midieron el intervalo más pequeño entre el tiempo de arribo de las ondas P y S. (0,5 seg ≤ Δt ≤ 1,5 seg), durante un

reconocimiento de toda la zona efectuado con sismógrafos portátiles, seis días después de la ocurrencia del temblor principal. Además, la frecuencia de ocurrencia y el número de retumbos escuchados y de eventos sentidos, fue también la más alta de toda la zona. La localización dada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (NEIS), se haya 18 km más al norte del sitio propuesto (Fig. 1), y la del Centro Internacional de Sismología (ISC), 33 km más hacia el noreste, aunque la profundidad reportada por el ISC es bastante buena ($h=13\pm 1,5$ km). Los errores de localización mencionados son frecuentes (Plafker, 1973; Morales y Montero, 1984), por lo cual una red sismográfica local, es indispensable, para una mejor evaluación de las características sísmicas del país. Lamentablemente, el evento principal se traslapó con el evento precursor y no pudo ser localizado instrumentalmente por la red sismográfica nacional.

La figura 2, muestra la serie de tiempo y la magnitud local (M), para los temblores principales y sus réplicas, sentidos en el área metropolitana de San José, con intensidades en la escala de Mercalli modificada (MM), mayor o igual a II, durante el mes de julio, 1985. Obsérvese la concentración de la actividad durante los primeros días después del temblor principal. Las réplicas localizadas durante las primeras 48 horas después del temblor principal, dan una idea aproximada del área de ruptura (400 km que en nuestro caso está acotada, excepto por el sur, por la sista de intensidad VII de la figura 3. Los eventos sentidos portados en la figura 2, se encuentran localizados espacialm

en la figura 1, donde es relevante la banda de sismicidad a lo largo de la falla normal de dirección NW-SE. Sin embargo, aún no ha sido identificada la falla local que generó el terremoto, aunque el NEIS reportó un tipo de mecanismo de falla normal con una componente importante de movimiento transcurrente.

La figura 3, muestra las isosistas de las intensidades máximas, estimadas a partir de las observaciones de campo y las entrevistas a las personas de la zona más afectada. Es posible que en algunos sitios se alcanzaran intensidades cercanas a IX, con lo cual las aceleraciones máximas podrían estar entre un 20 y 40% de la gravedad, de acuerdo al rango de variación propuesto por Sauter y Shah (1978). Entre las poblaciones de la Piedra y Buenavista, fue posible observar cocinas y refrigeradoras desplazadas contra la pared opuesta (aproximadamente del oeste hacia el este), y a personas que cuentan que fueron lanzadas o botadas por la sacudida sísmica, algunas en la dirección anterior. El "turno" de la Piedra y el abandono que hicieron las personas de sus viviendas, al ocurrir el temblor precursor, evitó que la sacudida del evento principal causara más daños a las personas y así se evitaron víctimas o heridos en el área epicentral.

PRINCIPALES PELIGROS Y DAÑOS

La sacudida del suelo: Es el peligro más importante (Bolt et al, 1976), hace estremecer las rocas, el suelo, los cimientos, estructuras de las obras creadas por el hombre. Dependiendo de la intensidad, duración y frecuencia de la sacudida, así como de la naturaleza geológica y condiciones del emplazamiento, se pueden desencadenar otros peligros, que en nuestro caso han sido: deslizamientos o derrumbes de roca y suelo, pequeñas avalanchas y asentamiento diferencial del suelo.

A consecuencia de la sacudida sísmica, cerca de 300 casas quedaron severamente dañadas (Leandro et al, 1983), varias ermitas y escuelitas. La falta de un diseño sismoresistente, aunado a una técnica constructiva y materiales deficientes, agravado en ciertos casos por la mala escogencia del sitio para la fundación o cimentaciones deficientes, favorecieron la acción destructiva de la sacudida sísmica. En los alrededores de San Isidro, a pesar de estar a unos 14 Km del área epicentral (Fig. 3), se presentaron daños en los alrededores, hacia el norte y el sur, en pequeñas lomas de suelo laterítico, varias casas fueron dañadas y se presentaron rupturas, en la cañería. El barrio Sinaí y el hospital situados en zonas bajas de rellenos aluviales saturados, sufrieron el impacto amplificado de la sacudida sísmica, causando daños moderados.

La destrucción de las escuelitas de la Hortensia y Siberia merece atención especial. Dichosamente el terremoto ocurrió un día domingo, en el cual normalmente no se imparten lecciones, sino el número de víctimas hubiese sido de varias decenas de niños. En la Hortensia, la destrucción la produjo la sacudida sísmica y la poca previsión del hom-

bre al construir la obra. En Siberia, la ubicación en un sitio de potencial peligro geológico donde un desprendimiento de bloques de roca, con dimensiones mayores que 0.5 m^3 , una de las cuales perforó la pared y otra el techo, destrozando parte del interior de las dos aulas y el baño de la escolita. Por el contrario, la escolita de División, severamente dañada por el terremoto, se mantuvo en pie.

Deslizamientos o derrumbes:

Este peligro geológico, desencadenado por la sacudida sísmica, fue el que mayor riesgo significó para las líneas vitales, en especial la carretera interamericana y los caminos vecinales de la zona. En la figura 3, se muestra con un hachurado el área afectada por los deslizamientos o derrumbes, en una extensión aproximada a los 200 km^2 .

La naturaleza geológica, la abrupta topografía y la acción del hombre (deforestando irracionalmente, sobrepastoreando, y abriendo caminos sin visión geotécnica), favorecieron la acción destructiva del terremoto.

El mayor porcentaje de los deslizamientos corresponde a movimientos descendentes de poca cuantía (reptación) y a deslizamientos de "regolita", donde se desprende la capa de meteorización de las rocas ígneas, intrusivos ácidos principalmente. Los deslizamientos en rocas estratificadas o muy fracturadas, aunque en menor porcentaje, fueron muy significativos a lo largo de la carretera interamericana. Finalmente, los caminos vecinales sobre todo, fueron afectados por el deslizamiento de suelos arcillosos y limoarcillosos, ubicados en pendientes fuertes y con ausencia de vegetación de raíces profundas (Leandro et al, 1983). Algunos rellenos artificiales, sufrieron asentamiento diferencial o desliza-

ron. El volumen total del material deslizado, fue estimado en casi 5 millones de m^3 por Leandro et al (1983).

Otro peligro geológico, que ha alcanzado hasta ahora proporciones moderadas, han sido las "avalanchas". Sin embargo, sigue constituyendo un peligro potencial para la región durante los períodos lluviosos. Merecen especial atención, las áreas de captación de aguas para los diferentes acueductos de la zona.

LA CARRETERA INTERAMERICANA:

Desciende 2300 m. en un recorrido de 40 km, entre la parte alta de Siberia y San Isidro, lo cual nos indica su fuerte pendiente, atravesando zonas en las cuales los taludes son poco estables aun bajo condiciones estáticas, de modo tal que ante una sollicitación dinámica, después de un número de ciclos de vibración causados por el terremoto, un deslizamiento potencial de rocas y suelos puede desencadenarse, (Morales, 1983), como efectivamente sucedió entre Siberia y la Hortensia.

De las figuras 1 y 3, puede establecerse una correlación entre la geología local y los deslizamientos, siguiendo el trazado de la carretera de Siberia a la Hortensia, y así podremos comprender, porqué los daños fueron más severos entre División y la Hortensia. Entre Siberia y División la carretera corta rocas intrusivas ácidas (granodioritas), en donde se producen varios deslizamientos, sobre todo de la capa meteorizada. Mientras que de División a la Hortensia, la carretera corta afloramientos de rocas volcano-sedimentarias, estratificadas y plegadas ligeramente (Weyl, 1977) , en donde ciertos rasgos estructurales como planos de buzamientos o planos de diaclasas y ciertas capas de arcilla,

quedan en posición favorable para el deslizamiento al efectuarse el corte para dar paso a la carretera. Si a lo anterior agregamos la intensidad de la sacudida (VIII), tenemos la explicación completa, y la justificación para realizar obras geotécnicas que mitiguen los daños.

CONCLUSIONES

El terremoto de Buenavista del 3 de julio de 1983, a las 11 horas y 14 minutos (hora local), ha dejado en evidencia una zona sísmica desconocida hasta esa fecha.

La causa del terremoto es una falla local, con foco superficial ($h = 13 \pm 1,5$ km, ISC) y epicentro localizado en base a las observaciones de campo, en las coordenadas: $9^{\circ} 30' \pm 3'$ de latitud norte y $83^{\circ} 40' \pm 3'$ de longitud oeste, con una magnitud, $m_b = 5.7$, ($M_s = 6.1$), según el ISC. La intensidad máxima se encuentra entre VIII y IX con una aceleración máxima cercana al 40% de la gravedad. Las localizaciones reportados por el NEIS y el ISC, se encuentren del lado de la vertiente atlántica, a 18 y 33 kms respectivamente de la zona más afectada. Lo cual demuestra la importancia de contar con una red de sismógrafos a escala nacional, para evaluar mejor el peligro y el riesgo sísmico de las diferentes regiones de nuestro país.

El área más afectada abarca una extensión de 250 km^2 y los efectos más notorios fueron los daños a pequeñas construcciones y viviendas, más de 300 casas destruidas, a causa de la sacudida sísmica y de la falta de un diseño sismoresistente y con técnicas constructiva y materiales deficientes, agravado en varios casos por la mala escogencia del sitio para la fundación o cimentaciones deficientes.

El mayor riesgo para las líneas vitales, en particular para las carreteras y los caminos vecinales, lo constituyeron los deslizamientos. Los daños más severos se localizaron en la carretera interamericana, principalmente entre División y Hortensia, siendo el tramo comprendido

entre los kilómetros 113.5 y 116.5, el más dañado.

Las condiciones geológicas y geomorfológicas, y la alteración del medio natural por las actividades humanas y su falta de previsión, contribuyeron a amplificar los efectos del terremoto.

AGRADECIMIENTOS

Un sincero agradecimiento al Señor Wilfredo Rojas por su valiosa asistencia en el procesado de datos sismológicos y en la adaptación y dibujo de las figuras, así como a los demás funcionarios de la red sismológica nacional (ICE-UCR). Al compañero Sergio Mora por su espontánea colaboración y estímulo para presentar este trabajo, lo mismo que al compañero Carlos León.

BIBLIOGRAFIA

- Bolt, B.A., Hoin, W.L.,; Macdonal, G.A. y Scott, R.F.; 1975: Geological Hazards. Springer-Verlag, pp. 328.
- González, C. 1910: Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica 1608-1910. Tipografía de Avelino Alsina, San José, Costa Rica, pp. 200.
- Leandro, G., León, C., Avila, M., Fernández, A., Elizondo, J., Montalto, F., Chávez, R. y Obando, J., 1983: Informe Teológico-Sismológico, San Isidro de Pérez Zeledón y alrededores. Evaluación sismo 3 de julio 1983. Instituto Costarricense de Electricidad, Universidad de Costa Rica, Refinadora Costarricense de Petróleo, Ministerio de Industria, Energía y Minas, San José, Costa Rica, pp. 56.
- Madrigal, R., 1977. Evidencias geomórficas de movimientos tectónicos recientes en el valle del general. Ciencia y Tec. 1:97-108.
- Miyamura, S., 1975: Recent crustal movements in Costa Rica disclosed by releveing surveys. Tectono phys., 29:191-198.
- Miyamura, S., 1980: Sismicidad de Costa Rica. Ed. UCR, San José, pp. 190.
- Morales, L.D., 1983. Riegos 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. Am. Central, 1:29-56.
- Morales, L.D. Historia de la sismología en Costa Rica. Rev. Filos. (en prensa).
- Rivier, F., 1985: Sección geológica del Pacífico al Atlántico a través de Costa Rica. Rev. Geol. Am. Control, 2: 23-32.
- Sauter, F. y Shah, H., 1978: Estudio de Seguro contra terremoto. Instituto Nacional de Seguros, San José, Costa Rica.
- Van Ginneken, P., y Calderón, J.R., 1978: Mapa de categoría dependientes (esc. 1:200000). Oficina de Planificación Sectorial Agropecuaria.
- Weyl, R., 1957: Excursiones geológicas en Costa Rica. Inst. Geog. Nac., Inf. Trim, enero-marzo; 18-53.

EXPLICACION DE LAS FIGURAS

- Figura 1. Ubicación y mapa semiesquemático con las unidades geológicas de la región y las principales fallas, recopilado a partir del mapa geológico de Costa Rica (1982), Leandro et al (1983) y un mapa de fallas inédito, facilitado por el geólogo Sergio Mora. Se indican también los epicentros de los temblores principales y que fueron sentidos en San José con intensidad Mercalli modificado mayor o igual que II, durante el mes de julio de 1985. Las unidades geológicas se explican en el texto.
- Figura 2. Serie de tiempo con la magnitud (M), de los temblores sentidos ($I \geq II$) en San José, durante el mes de julio de 1985. La serie consta de un temblor precursor, el temblor principal (3 de julio; 11h 14 minutos) y cincuenta y siete réplicas posteriores.
- Figura 3. Mapa esquemático de la región afectada por el terremoto de Buenavista. El hachurado indica el área afectada por los deslizamientos y las líneas gruesas discontinuas, corresponden con las isosistas de intensidades, Mercalli modificada de VII y VIII respectivamente. La línea gruesa continua corresponde con el trazado de la carretera interamericana. En el cerro buenavista, se localiza la estación Buvis, de la red sismológica nacional (ICE-UCR).

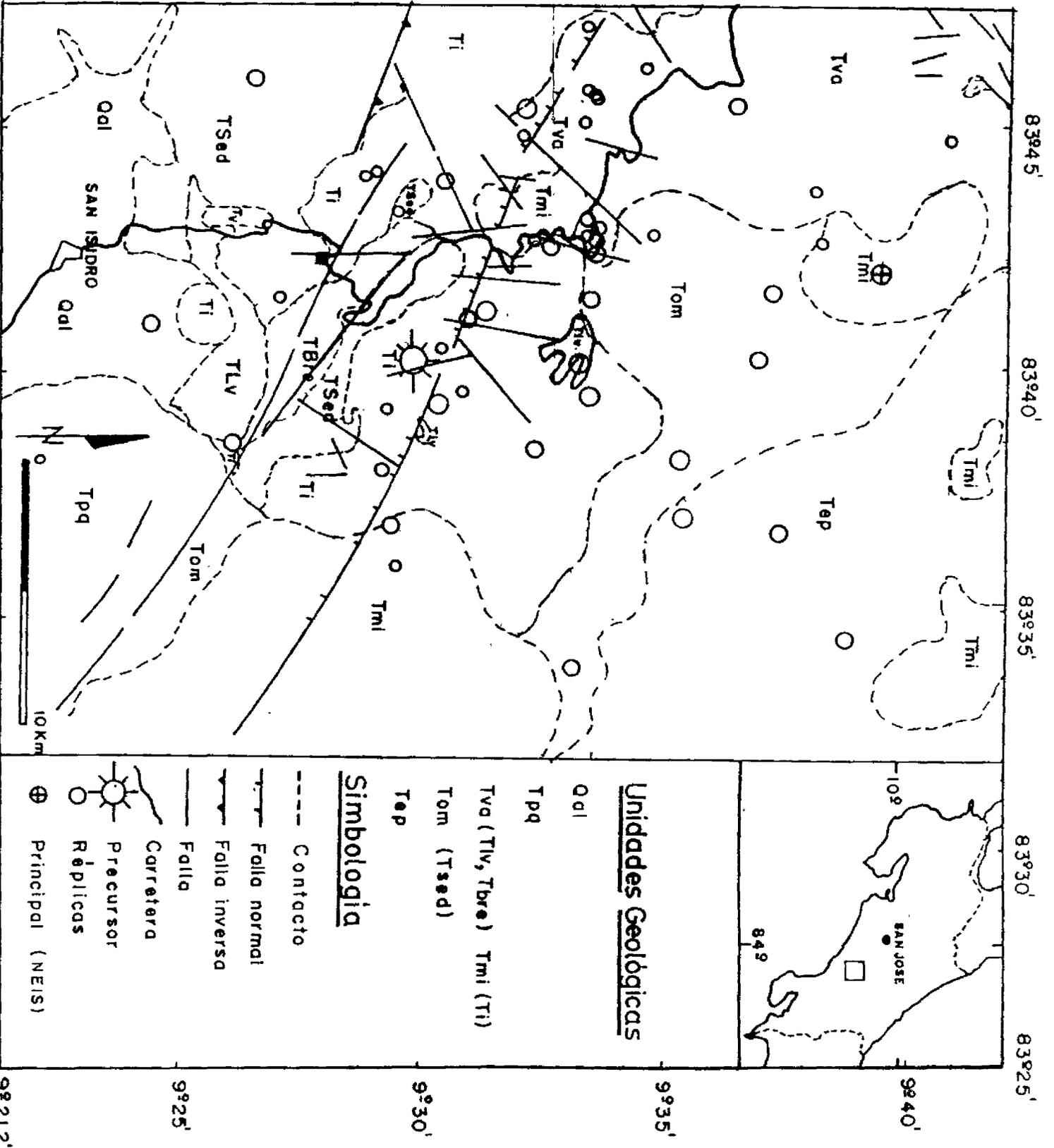


Fig. 1.

TEMBORES SENTIDOS $I_{MM} \geq II$ EN SAN JOSE

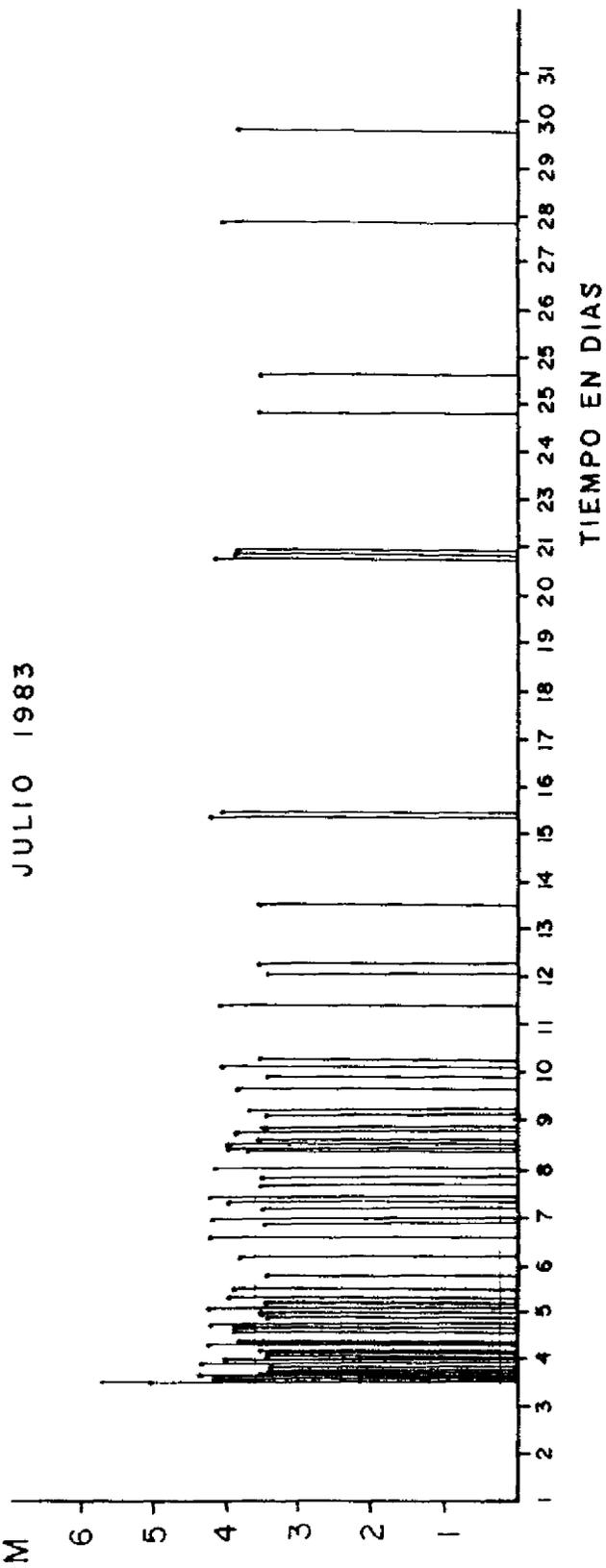


Fig. 2.