

Terremotos y Tsunamies en Panamá

Eduardo Camacho A. / UNIVERSIDAD DE PANAMA

INTRODUCCIÓN

El Istmo de Panamá está ubicado en una microplaca tectónica la cual se ha denominado el Bloque de Panamá (Kellog et al., 1985, 1989). En base a la sismicidad y a determinaciones de mecanismos focales el Istmo de Panamá se ha subdivido en siete zonas sismo - tectónicas principales, cada una con sus estructuras y sismicidad característica. Cada año quedan menos zonas del Istmo sin habitar y la densidad de población en las ciudades aumenta rápidamente junto con el incremento vertiginoso de edificaciones e infraestructuras lo que ha hecho que la industria de la construcción se haya constituido en uno de los pilares más fuertes y dinámicos de su economía. Pero muchas de estas obras se han construido sobre laderas inestables, zonas de suelos blandos, relleno costero, manglares y/o pantanos, sin tomar las medidas suficientes que mitiguen el impacto de un sismo sobre ellas.

Esto tal vez se deba a que, a pesar que el Istmo de Panamá ha sido sacudido por sismos destructores en varias ocasiones: 2 de mayo de 1621, 7 de septiembre de 1882, 2 de octubre 1913, 18 de julio de 1934 y el 22 de abril de 1991, la actividad sísmica es relativamente más baja que en otras reas vecinas de América Central y Sudamérica, concentrándose esta principalmente en las regiones fronterizas con Colombia y Costa Rica (Fig. I), las cuales a excepción de Chiriquí en su mayor parte están prácticamente despobladas.

A pesar de lo dicho anteriormente, eventos recientes muy cercanos a nuestras fronteras cómo, el evento del Valle de la Estrella de 22 de abril de 1991 Ms=7.5, en Costa Rica y el evento de Murindé del 18 de octubre de 1992 Ms = 7.2, en la

región del Atrato en Colombia, nos recuerdan que Panamá está ubicado dentro de una región sísmicamente activa, en donde existen estructuras capaces de generar sismos destructivos, de ocurrir cercanos a zonas con concentración de población e infraestructuras.

AMBIENTE TECTÓNICO Y ZONAS FUENTE

El Istmo de Panamá está situado sobre una miniplaca tectónica a la cual se ha denominado el Bloque de Panamá. Esta miniplaca está rodeada por cuatro grandes placas tectónicas: la Placa Caribe, al norte; la Placa de Nazca, al sur; la Placa del Coco, al sudoeste y la Placa Suramericana, al este. El límite norte está conformado por una zona de cabalgamiento conocida como el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Bowin, 1976; Case et al., 1980; Bowland, 1984; Stephan et al., 1988; Silver et al., 1990). Aquí la Placa Caribe y el Bloque de Panamá convergen en dirección Norte - Sur de 12 a 15 mm por año (Vega et al., 1993). El límite occidental lo conforma una zona de falla sinistral, que atraviesa el Valle Central de Costa Rica conectándose en el Caribe con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, y en el Pacífico con la zona de Fractura de Costa Rica (Barrit, S., y J., P., Berrang), 1987; Astorga et al., 1991; Weinberg, 1992; Frisch, 1992; Guendel y Pacheco, 1992).

El límite sur lo forman dos zonas de convergencia: el Cinturón Deformado del Sur de Panamá y la Fosa de Colombia conectados entre sí por una falla de transformación sinistral localizada al sur del Golfo de Panamá (Hardy et al., 1990; Kolarsky, 1992). El movimiento relativo predominante entre la Placa de Nazca,

al sur de Panamá, y el Bloque de Panamá es del tipo transcurrente en dirección Este - Oeste (Vega et al., 1991).

El límite oriental del Bloque de Panamá no está muy bien definido ya que la zona del Darién y el Atrato denominada el Cinturón Deformado del Este de Panamá (Case, 1980; Kolarsky, 1992), es una zona de deformación difusa. Este límite generalmente se sitúa en el borde oriental de la cuenca del Atrato - San Juan (Case et. al., 1971; Pindell y Dewey, 1982); mientras Duque - Caro (1985) y Toussaint y Restrepo (1986) localizan este límite en el flanco oeste de la Cordillera Occidental de Colombia. Duque - Caro (1990) propone que el límite Este de esta zona lo constituye la falla de Uramita, que es una falla de rumbo sinistral con un componente de transpresión y cuya extensión norte coincide con el trazo de la falla del Atrato; por otra parte Toussaint y Restrepo (1986) y Restrepo y Toussaint (1988) consideran que este lo constituye un cabalgamiento con vergencia hacia el E. que pasa por las cercanías del Dabeiba siguiendo al sur por la zona del Carmen de Atrato para girar luego hacia el suroeste en dirección de la Bahía de Buenaventura, en el Pacífico.

En estos dos modelos la idea del punto triple queda descartada ya que las placas Caribe, Nazca y Suramericana parecen estar separadas por el Bloque de Panamá y el Bloque Norandino a lo largo de cabalgamientos y fallas de rumbo.

Los mecanismos focales preliminares del evento de Murindé del 18 de octubre de 1992 (NEIC, 1992), parecen confirmar la propuesta de Duque - Caro (1990), ver Fig. 2. La convergencia entre el Bloque de Panamá y el Bloque Norandino es Este - Oeste y se estima entre 10 y 20 mm anuales (Vega et al, 1993). De acuerdo a la sismicidad histórica (Acres, 1982; Víquez y Toral, 1987; Camacho y Víquez, 1992), la sismicidad instrumental, mecanismos focales (Fig. 3) y siguiendo

criterios tectónicos, el Istmo de Panamá se ha dividido en siete provincias sismo - tectónicas principales (Fig. 4), la zona de Fractura de Panamá, el Cinturón Deformado del Sur de Panamá, el Golfo de Chiriquí, la zona de Azuero - Soná, la zona de Panamá Central, el Cinturón Deformado del Darién, y el Cinturón Deformado del Norte de Panamá.

Coincidiendo con Kolarski (1992) hemos preferido emplear el término cinturón deformado en vez de cadenas de pliegues y cabalgamientos para denominar algunas de estas zonas, porque algunas de estas estructuras pueden acomodar desplazamientos.

ZONA DE FRACTURA DE PANAMÁ

La zona de Fractura de Panamá constituye el límite entre las placas del Coco y Nazca. Esta es una falla transformada oceánica de tipo dextral que se extiende de 81.5° a 83.0° W y desde cerca del Ecuador hasta los 6° N, donde se bifurca y se extiende como una serie de serranías y valles submarinos (Molnar y Sykes, 1969, Lonsdale y Klitgord, 1978, Lowrie et al., 1979; Adamek, 1986, 1988), hasta subducir asísmica y oblicuamente, con un ángulo muy bajo alrededor de los 7.3° N. Los mecanismos focales de esta zona son todos del tipo lateral derecho (Molnar y Sykes, 1969; Wolters, 1986; Adamek, 1986, 1988; Vergara, 1988; Camacho 1990; 1991).

CINTURÓN DEFORMADO DEL SUR DE PANAMÁ

Esta zona se extiende al sur del Istmo de Panamá, bordeando su margen continental Pacífico y ha sido estudiado por Moore et al., (1985); Heil y Silver

(1987); Heil (1988); McKay (1989); McKay y Moore (1990) y Hardy (1990), utilizando perfiles sísmicos multicanal.

En esta zona la placa de Nazca se subduce de manera asísmica y oblicua (rumbo N71'W), con un ángulo muy bajo (Silver et al., 1990) por debajo del bloque de Panamá. No existe hasta el momento ningún tipo de mecanismo focal inverso o normal en esta zona, a excepción del correspondiente al evento de Montijo del 6 de marzo de 1991, que sugiere ser normal por lo cual se piensa que las placas en esta zona están débilmente acopladas y la mayoría de la convergencia es asísmica.

ZONA DEL GOLFO DE PANAMÁ

El Golfo de Chiriquí está ubicado en la margen continental sudoeste del Istmo de Panamá. Esta es una región donde ocurre la subducción oblicua y asísmica de ángulo bajo de parte de la Dorsal del Coco y de las extensiones septentrionales de la Zona de Fractura de Panamá (Heil y Silver, 1987; Heil, 1988; Kolarski, 1990). Las extensiones norte de la Zona de Fractura de Panamá, prosiguen en tierra con un rumbo NNW-SSE (Barrit y Berrang), 1987; Camacho, 1990,1991). A un nivel superior existen una serie de fallas paralelas de rumbo sinistral que corren tanto en tierra como debajo del fondo marino con rumbo WNW-ESE (Kolarski & Mann, 1990).

Una de estas fallas, conocida como la falla de Chiriquí o Celmira se cree que es una extensión de la falla longitudinal de Costa Rica (Okaya y Ben Avraham, 1987; Corrigan et al., 1990). Alrededor del 98 % de los mecanismos focales para esta

zona son del tipo lateral derecho o lateral izquierdo, algunos con componentes normales o inversas.

ZONA DE AZUERO - SONÁ

Esta zona está localizada en la parte sur del Bloque de Panamá y comprende las penínsulas de Azuero y Soná. La mayoría de la sismicidad de esta zona está asociada a una serie de fallas paralelas de rumbo sinistral, como la falla de Tonosí y la de Torio – Guánico – Lobaina -San Rafael, esta última también se conoce como la falla de Azuero - Soná (Mann & Corrigan, 1990). Estos mismos autores consideran esta última falla como una extensión de la falla longitudinal de Costa Rica también conocida como la falla Celmira - Ballena. Los pocos mecanismos focales conocidos de esta zona, con excepción del sismo de Montijo del 6 de marzo de 1991, que parece estar relacionado con el Cinturón Deformado del Sur de Panamá, son del tipo transcurrente.

Al este de la península de Azuero y al norte del Cinturón deformado del Sur de Panamá Hardy et. al (1990) han encontrado una falla de rumbo, que ellos consideran constituye parte del límite sur del Bloque de Panamá, con lo cual el límite convergente al sur de Panamá estaría interrumpido al sur del Golfo de Panamá por un límite transformante.

Estos mismos autores también proponen que entre los 78'50' y los 80'30' esta falla de transformación sinistral se bifurca y continúa en tierra, a través de la península de Azuero, como parte de una amplia zona de deformación sinistral, con rumbo NW-SE. El que esta falla pueda ser el límite sur del Bloque de Panamá parece verse confirmado por recientes mediciones geodésicas utilizando GPS, las cuales muestran movimiento Este - Oeste entre el Bloque de

Panamá y una estación ubicada en la Placa de Nazca. sugiriendo un probable movimiento sinistral transcurrente al sur de Panamá (Vega et al., 1991).

ZONA DEL DARIÉN

Esta zona también se conoce como el Cinturón Deformado del Este de Panamá (Case, 1980; Kolarski, 1992), Terreno Cuna (Toussaint y Restrepo, 1989; Restrepo y Toussaint, 1989) o la Zona de Sutura de Panamá - Sudamérica (Vergara 1988a). Ella comprende la región del Istmo de Panamá que se haya al este de los 79'W. Se' caracteriza por ser muy compleja y por poseer una sismicidad muy difusa. De acuerdo a Toussaint et al., (1987) y Touissant y Restrepo (1988) esta zona y la región del Baudé en Colombia constituyen un terreno alóctono que está adherido al Bloque Norandino. Muchas de las fallas de esta región han sido inferidas o detectadas mediante el uso de sensores remotos y la teledetección.

Estas incluyen fallas normales como las de Chucunaque y el Atrato (Toussaint, 1987), fallas de rumbo sinistral como las de Saínbú y Jaqué, que corren en tierra con rumbo subparalelo a la costa Pacífica y otras con igual rumbo ENW-ESE que corren mar afuera, en la región sudeste del Golfo de Panamá, hasta atravesar el Archipiélago de las Perlas (Toussaint et al., 1987; Mann y Corrigan, 1990; Kolarski, 1992). Otras son fallas inversas como la fallas Ungía y del Pirre, que corren con rumbo NE a lo largo de la región montañosa fronteriza con Colombia (Mann y Corrigan, 1990) y la de Utría que corre paralela a la costa Pacífica de Colombia hasta internarse en Panamá (Toussaint et al.,, 1987).

También existen fallas activas, como la Chararé, que no se sabe aún a que tipo pertenecen. Los mecanismos focales de los eventos en esta zona son de lo

más variado habiendo de tipo inverso, normal y lateral izquierdo (Pennington, 1981; Wolters, 1986; Adainek, 1987).

ZONA DE PANAMÁ CENTRAL

Basándose en datos batimétricos, topográficos, patrones de fallamiento, localización de fuentes termales, sismicidad y gravimetría algunos autores sugieren que esta región es el asiento de un gran límite tectónico profundo que corta el Istmo de Panamá en dos y al cual han denominado la Discontinuidad del Canal (Case, 1974; 1980; Lowrie et al., 1982) y que no es más que el viejo límite oriental que tuvo la Placa del Coco en el Mioceno. Esta zona posee predominantemente un fallamiento normal discontinuo que varían de rumbo de entre N40E a N70E y algunas de las fallas tienen un componente transcurrente (Corrigan y Mann, 1985). Mann y Corrigan (1990) han propuesto que estas fallas tal vez constituyen la terminación de las fallas de rumbo sinistral de la Zona del Darién.

En esta región también existe una falla de rumbo sinistral, la falla de las perlas o San Miguel, que se extiende con rumbo NNW – SSE desde el Archipiélago de las Perlas, atravesando la Bahía de Panamá, hasta la cuenca del Río Chagres (región del Canal de Panamá).

El único mecanismo focal que se cuenta de esta zona fue calculado por Pennington (1982) y es del sismo del 20 de enero de 1971 el cual es del tipo inverso con una componente lateral izquierdo.

SISMICIDAD HISTÓRICA E INSTRUMENTAL

La sismicidad histórica del Istmo de Panamá ha sido estudiada por varios autores, principalmente con el propósito inicial de evaluar la sismicidad alrededor del Canal de Panamá y futuras rutas alternas (MacDonald y Johnson, 1913; Kirkpatrick, 1920,1931; Jorgensen, 1966; Blume, 1967; Leeds, 1978).

En los últimos diez años la sismicidad histórica ha recibido un gran impulso con estudios como los de Acres (1982), Víquez y Toral (1987), Mendoza y Nishenko (1989) y Camacho y Víquez (1992), los cuales han permitido definir de una mejor manera las zonas fuente del Istmo de Panamá. En estas zonas han ocurrido los siguientes eventos de importancia.

ZONA DE FRACTURA DE PANAMÁ

Esta zona muestra una gran actividad sísmica, con muchos eventos entre 6.0 y 7.0 Ms. Esta zona ha sido sacudida durante el presente siglo por dos eventos con Ms > 7.0, el 20 de agosto de 1927 y el 18 de septiembre de 1962, que ha sido el último.

CINTURÓN DEFORMADO DEL SUR DE PANAMÁ

La sismicidad en esta zona es muy baja, tal vez debido al carácter asísmico de su subducción. Probablemente eventos causados por la subducción en esta zona son el del 3 de junio de 1945 (Ms=7.0, PAS) y con epicentro en las tierras altas de Chiriquí, que por los reportes de intensidad parece no ser de foco

somero, el ISC estima su profundidad en 80 km; el evento del 28 de mayo de 1914 ($M_s=7.2$, PAS), al sur de Azuero; el evento del 6 de enero de 1951 ($M_s=7.0$ PAS) frente a la costa suroriental de Azuero y cuyo foco fue reportado por todas las agencia como mayor a los 70 km; y el 29 de marzo de 1925 ($M_s=7.5$, PAS) en el Darién y con profundidad de 60 km, que tal vez se deba a la subducción en el extremo norte de la fosa de Colombia.

GOLFO DE CHIRIQUÍ

Esta zona ha sido sacudida por eventos grandes ($M_s > 7.0$) el 26 de julio de 1871 y el 18 de julio de 1934. En la década del 30 sucedieron en esta zona varios eventos con magnitudes entre 6 y 6.5 alcanzándose, en alguno de ellos, intensidades de hasta VI MM en David. Es importante mencionar que desde el sismo del 18 de julio de 1934 ($M_s=7.4$) (Pacheco y Sykes, 1992) esta zona no ha sido sacudida por un evento tan fuerte como este. Si el evento del 26 de junio de 1871 fuese el evento antecesor al 18 de julio de 1934, el período de retorno para eventos con $M_s=7.4$ estaría alrededor de los 63 años y la magnitud más grande para esta región podría ser $M_s=7.4$.

El último evento que causó daños en esta zona ocurrió el 1 de julio de 1979 ($M_s=6.5$, PDE). Su foco está localizado a unos 20 km al NW de Puerto Armuelles a una profundidad de 12 km (Adamek, 1986). Este mismo autor obtuvo un mecanismo focal normal para este evento.

AZUERO - SONÁ

La zona de Azuero - Soná ha sido sacudida por eventos fuertes o destructores en 1516, 1803, 1845, 1883, 1913, 1943 y 1960. Esta es la única región sismogénica de Panamá en la cual se ha podido establecer un valor aproximado de $(43 + 8)$ años para el tiempo de retorno de los sismos mayores a $M_s > 6.5$ (Viquez y toral, 1987). Vergara (1989) ha estimado este tiempo en 44.70 años.

El último sismo grande con epicentro en esta zona tuvo lugar el 2 de mayo de 1943 ($M_s = 7.1$, PAS) al sur de Punta Mala y probablemente tuvo origen en la falla transcurrente que esta al sur del Golfo de Panamá. El evento más reciente que ha causado daños en esta zona ocurrió el 12 de mayo de 1960 y tal vez fue causado por la falla de Guánico, que es una extensión de la falla de transformación al sur del Golfo de Panamá.

EL DARIÉN O CINTURÓN DEFORMADO DEL ESTE DE PANAMA

Esta región ha sido sacudida por eventos fuertes el 8 de marzo de 1883, el cual parece haber sido el antecesor del evento de Murindó del 18 de octubre de 1992 ($M_s = 7.3$, PDE), el 13 de julio de 1974 ($M_s = 7.3$, PDE) y el 11 de julio de 1976 ($M_s = 7.0$, PAS). Estos dos eventos tuvieron una profundidad de foco menor a los 15 Km. Registros de sismicidad recientes indican que la falla de Chararé (ver Fig. 5) en el extremo occidental de esta zona, esta muy activa. La magnitud máxima registrada para un evento en esta zona es $M_s = 7.3$.

PANAMÁ CENTRAL

La sismicidad en esta zona es muy baja y esta históricamente sólo ha dado origen a un evento destructor, el 2 de abril de 1621, el cual causó daños en la Ciudad de Panamá, en donde la intensidad alcanzó los VII MM (Viquez y Camacho, 1993), sus réplicas se sintieron, de forma casi diaria, de mayo hasta agosto. Otros eventos que se han originado en esta zona causando alarma en la población y daños menores ocurrieron: el 17 de octubre de 1921 ($M_s=5.2$), que causó derrumbes en la zona montañosa de Pacora; el 30 de julio de 1930 ($M_s=5.4$), sentido en las ciudades de Panamá y Colón con intensidad de VI MM y originado, tal vez por la falla de Chame, pero también es posible que su foco este un poco más profundo; y el 20 de enero de 1971 ($M_s=5.6$, PDE), originado por la falla de Las Perlas, que fue sentido en la Ciudad de Panamá con una intensidad de VI MM. y que tuvo 30 réplicas registradas por la estación sismológica de Balboa (BHP), en un lapso de quince días y de las cuales 5 fueron sentidas por la población.

A pesar de lo anteriormente dicho resultados obtenidos en el último año después de haberse instalado el registro digital en la red sismológica de la Universidad de Panamá parecen indicar que esta zona no está inactiva y sugieren la posible existencia de algunas fallas activas pero con una actividad baja. Consideramos que la magnitud máxima para esta zona está entre $M_s=6.0$ y 6.5 .

EL CINTURON DEFORMADO DEL NORTE DE PANAMA

Al revisar los archivos de BHP y en base a estudios recientes de sismicidad histórica (Camacho y Viquez, 1992; 1993a) nos permiten afirmar que esta zona es mucho más activa de lo que se pensaba anteriormente. El Segmento Oriental

ha sido sacudido por un evento muy fuerte, que causó daños severos a las obras del Canal Francés y en menor grado a edificaciones en Colón y Panamá el 7 de septiembre de 1882 (Viquez y Total, 1987; Mendoza y Nishenko, 1989; Camacho y Viquez, 1992; 1993). Anteriormente se pensaba que el Segmento Oriental era mucho más activo que el segmento Occidental, Camacho y Viquez (1992) han demostrado que al menos cuatro eventos con $M_s > 7.0$ han sacudido esta última zona durante los últimos 200 años, el 7 de mayo de 1822, el 20 de diciembre de 1904, el 24 y el 26 de abril de 1916 y el 22 de abril de 1991.

Sobre el origen del evento del 24 de abril de 1916 a las 03:02:30 U.T.C. (Reid, 1916) y con una $M_s = 7.2$ (Pacheco y Sykes, 1992) existe una gran incertidumbre, ya que para los reportes de daños en Nicoya, en la costa pacífica misma fecha hubo de Costa Rica para este evento. Suárez et al., (1993) se basan en la falta de reportes de tsunamis en estos dos últimos puntos para sugerir que este evento puede haber sido causado por la subducción en el Pacífico de Costa Rica. El que no haya reportes de tsunamis asociados a este evento no es extraño, ya que en otros eventos aún mayores, como el de 1843 cerca de las islas del Caribe han sido producidos por una falla inversa de ángulo bajo, y en la Isla de Guadalupe ($M_s = 7.5-8.0$), igualmente tampoco se observó un tsunami (Bernard y Lambert, 1988). Así mismo, Miyamura (1980), reporta que en periódicos costarricenses de la época de dos fuertes sismos a las 02:26 a.m. y a las 02:28 a.m. del 24 de abril de 1916. Realizando una revisión de los archivos de BHP y releendo documentos de la época anotamos lo siguiente: los instrumentos de Balboa (BHP) registraron un evento a las «03:02:30 a.m. lo suficientemente violento para hacer saltar las plumillas... después de haberse registrado una amplitud de 88.0 intensidad varía entre los 111 y IV R. F.» (BHP, 1916; The mm.. Su Canal Record, fueron despertadas por el sismo» (The Star & Herald, 1916a). 1916). En David «personas En Bocas del Toro «un violento

temblor a las 03:02 a.m. del lunes 24 de abril». (The Star & Herald, 1916b). «Durante el lunes y el martes se sintieron muchos temblores» (Reid, 1916). Según Kirkpatrick (1920) «en Bocas del Toro el suficientemente fuerte para voltear objetos». Revisando los sismo fue lo archivos de BHP observamos que este evento y los que siguieron el 26 de abril vienen de una misma zona al NW de BHP, ya que sus distancias epicentrales son bastante parecidas, aunque el del 24 de abril parece tener un foco un poco alejado de la Laguna de Chiriquí.

En base a lo que se conoce de la geología y epicentro de 10°N y 82°W tectónica de la zona, empleando los tiempos Pn-O reportados por BHP, los tiempos de viaje de la onda Pn a diferentes profundidades (Jeffreys y Bullen, 1967), la distribución de las intensidades y asumiendo un foco entre 15.0 en el segmento del Cinturón Deformado del Norte de Panamá ubicado y 40.0 km, frente a la Laguna de Chiriquí y la Isla Escudo de Veraguas, en Bocas del Toro, estimamos que los focos de los eventos del 24 y 26 de abril de 1916 están entre los 2.6 y 2.8 grados de Balboa, en la zona del Cinturón Deformado del Norte de Panamá que se extiende de 9.2°N a 9.6°N y de 82.1°W a los 81.7°W . Estimamos que tuvo su epicentro al NE de la Península de Valiente.

En esta que el evento del 24 misma región hubo otro evento el 19 de enero de 1929 $M_s=6.6$ (UPP) el cual no causó daños, pero fue sentido por la población en Ciudad de Panamá. Hay que tener en cuenta que aún hoy la costa de la Península de Valiente y el Golfo Mosquitos está prácticamente despoblada por lo cual tal vez de los hubo cuales no hay reportes.

Las duraciones de registro en los tsunamis de tipo local de los Bosch-Omori de 100 kg de BHP, para los eventos del mes de abril de 1916 sugieren que el evento del 24 de abril fue mayor que el del 26 de abril.

El último evento grande en el segmento occidental del Cinturón Panamá ocurrió el 22 de abril de 1991 ($M_s=7.5$, PDE). Para este Deformado del Norte de segmento los períodos de retorno para eventos mayores a $M_s=7.0$ en el sub-segmento occidental puede estar alrededor de los 82 años y para el sub-segmento oriental un intervalo de tiempo mayor. La magnitud mas grande para subregión puede estar alrededor de los $M_s=7.5$.

El segmento esta oriental del Norte de Panamá tiene períodos de retorno muy largos para Cinturón Deformado del eventos mayores a $M_s=7.0$, en el rango de los cientos de años (Mendoza y Nishenko, 1989), y su magnitud máxima es de $M_s=(7.9+0.2)$ (Camacho y Víquez, 1993). El último evento grande en esta región ocurrió el 7 de septiembre de difícil determinar períodos de retorno para la 1882. Es muy mayoría de las excepción de la zona de Azuero - Soná, ya zonas fuente en el Istmo de Panamá, a que no muestran una periodicidad bien definida, tal como lo mencionamos anteriormente.

TSUNAMIES

Otro aspecto que hay que tener muy en cuenta al momento de evaluar la amenaza sísmica en Panamá es la ocurrencia de maremotos. El istmo ha sido afectado por tsunamies de tipo local en varias ocasiones. Ejemplos de esto lo encontramos en el Caribe el 2 de mayo de 1822, 7 de septiembre de 1882, 26 de abril de 1916 y el 22 de abril de 1991; en el Golfo de Chiriquí el 18 de julio de 1934 y 18 de septiembre de 1962 y con toda probabilidad en la Bahía de Panamá el 2 de mayo de 1621.

LA AMENAZA SÍSMICA EN PANAMA

En el análisis probabilístico de amenaza sísmica las relaciones de atenuación son uno de los parámetros más importantes que hay que tomar en consideración ya que juega un papel crítico en el resultado final. Para el Bloque de Panamá se han desarrollado varias fórmulas de atenuación en base a la intensidad (Acrés, 1982; Vergara, 1988b). Entre ellas la experiencia nos ha demostrado que la de Acrés (1982) es mejor como primera aproximación. Aplicando análisis de regresión múltiple a la atenuación de la intensidad en 32 localidades, para seis eventos del presente siglo en Panamá Acrés (1982) obtuvo la relación siguiente:

$$I_r = 13.76 + 0.91 I_0 - 2.80 \ln(r + 100) \quad (1)$$

En donde r es la distancia epicentral en kilómetros. I_0 es la intensidad epicentral. Esta relación tiene una desviación estándar de 0.37. La I_0 puede obtenerse a partir de

$$I_0 = 1.58M_s^{-3.0} \quad (2)$$

Es importante destacar que esta atenuación es mucho más lenta que en California, aunque Vergara (1988) señala que las atenuaciones de intensidad en el Cinturón Deformado del Norte de Panamá y la zona del Darién son más rápidas que en la zona de Azuero y la Zona de Fractura de Panamá. Estudios preliminares Q coda (Q_c) para la zona de Panamá Central (Camacho, 1993b) sugieren que los valores de esta son muy similares a las del noroeste de los Estados Unidos e iguales o mayores a las de California, por lo cual las atenuaciones son mayores a las predichas por Acres (1982) para todo el Bloque de Panamá.

CONCLUSIONES

Como hemos visto el Istmo de Panamá se encuentra situado sobre una microplaca con límites más o menos bien definidos que se ha denominado el Bloque de Panamá. La sismicidad en el istmo se da principalmente y con mayor frecuencia en los límites del Bloque de Panamá, en el resto del país la sismicidad es baja y difusa, pero también existe cierta sismicidad intraplaca que históricamente ha producido algunos eventos destructivos, como es el caso de los eventos del 2 de mayo de 1621 en la Bahía de Panamá, el 2 de octubre de 1913 al sur de Azuero y el 18 de julio de 1934 en el Golfo de Chiriquí.

Resultados preliminares de la red de registro digital donada por los gobiernos de Suecia y Noruega sugieren que la sismicidad en Panamá es mucho más complicada de lo que se pensaba anteriormente. El que la sismicidad en el istmo sea relativamente más baja que en el resto de América Central no quiere decir que estemos exentos de sufrir sismos destructores. Eventos recientes cercanos a nuestras fronteras y ubicados en los límites del Bloque de Panamá, como son los sismos del 22 de abril de 1991 y el 18 de octubre de 1992, nos recuerdan que el istmo está situado en una zona sísmicamente activa. Es importante que se implementen y retuerquen las medidas de prevención y mitigación en caso de terremotos. Una de ellas sería la zonificación de reas de peligro en donde debieran exigirse limitaciones en relación a la clase y tipo de construcciones. Otra muy importante sería aumentar el número de estaciones sismológicas y acelerográficas, para así determinar con mayor precisión las características de la sismicidad en el Istmo, conocer la atenuación de las aceleraciones del terreno y efectuar estudios de respuesta de sitio. De esta forma se mejoraría el código antisísmico.