



SISMICIDAD DE LAS TIERRAS ALTAS DE CHIRIQUI

E. Camacho Astigarrabía^{1,2}

¹ Instituto de Geociencias, Universidad de Panamá

² Instituto de Geofísica U.N.A.M Ciudad Universitaria, Coyoacan, México D.F.
04510

RESUMEN

En el siguiente trabajo se presentan las características principales de la sismotectónica en las tierras altas de Chiriquí, en base al análisis de sismos históricos y el catálogo sísmico de la Universidad de Panamá. Se concluye que la mayoría de la sismicidad de las tierras altas de Chiriquí se concentra cerca de la frontera con Costa Rica y va disminuyendo hasta ser casi inexistente al este del Cerro Hornito. Una parte importante de la sismicidad se observa al este del volcán Barú hasta los planes de Fortuna. La misma está asociada en gran parte a fallas locales de tipo transcurrente y rumbo NE-SW y NW-SE, pero existen algunas que son del tipo inverso. Cierta parte de la sismicidad y en especial los episodios de enjambres sísmicos pueden estar asociados al movimiento de fluidos en el volcán Barú.

PALABRAS CLAVES

Sismotectónica, sismicidad, enjambres, tierras altas de Chiriquí.

ABSTRACT

In the following work, the main features of the seismotectonic in the highlands of Chiriquí are shown, on the basis of analysis of historical earthquakes and the seismic catalog of the University of Panama. It is concluded that most of the seismicity in the highlands of Chiriquí is concentrated near the border with Costa Rica and decreases until being almost nonexistent east of Cerro Hornito. An important part of the seismicity is observed east of Barú volcano until the planes of Fortuna. It is largely associated to local faults of transcurrente type with NE-SW and NW-SE strike, but

there are some that are of the thrust type. Some of the seismicity and special episodes of seismic swarms may be associated with the movement of fluids in the Baru volcano.

KEYWORDS

Seismotectonic, seismicity, swarm, highlands of Chiriqui.

INTRODUCCIÓN

La estructura geológica y la historia tectónica del occidente de Panamá ha sido inferida principalmente a partir de estudios de geología marina y levantamientos geofísicos (Okaya & Ben Avraham, 1987; Heil, 1988; MacKay & Moore, 1990; Silver *et al.*, 1990; Moore & Sender, 1995; Cowan *et al.*, 1996), complementados por estudios geológicos en la península de Burica y la zona fronteriza con Costa Rica (Corrigan *et al.*, 1990; Coates *et al.*, 1992). La zona este del golfo de Chiriquí (Kolarsy & Mann, 1995) y análisis sobre la composición de las rocas ígneas que afloran a lo largo de la cordillera central (de Boer *et al.*, 1988; 1995). Otros estudios geológicos en tierra fueron realizados con fines de exploración de hidrocarburos (Terry, 1956; Ball Associates, 1958; Champlin oil, 1958). A pesar de todo esto muy poco se conoce sobre las fallas y la historia estructural de esta región del país.

Ambiente Tectónico

El occidente del Istmo de Panamá está ubicado dentro de una microplaca tectónica conocida como Microplaca de Panamá. La misma está rodeada por cuatro grandes placas tectónicas: la Placa Caribe, al norte y noroeste; la Placa de Nazca, al sur; la Placa del Coco, al suroeste y la Placa Suramericana, al este. El límite norte está conformado por el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Bowin, 1976; Case *et al.*, 1971; Bowland, 1984; Stephan *et al.*, 1988; Silver *et al.*, 1990). El límite occidental lo conforma una zona de falla sinistral que atraviesa el valle central de Costa Rica, extendiéndose desde el Cinturón Deformado del Norte de Panamá hasta el Pacífico. El límite sur lo forman dos zonas de convergencia, el Cinturón Deformado del Sur de Panamá (Hardy *et al.*, 1990; Kolarsky, 1992). El límite oriental de la Microplaca 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 & Holcombe, 1980; Kolarsky, 1992) o zona de sutura Panamá-Suramérica (Vergara, 1988), es una zona de deformación difusa.

Este límite generalmente se sitúa en el borde oriental de la cuenca del río Atrato (Case *et al.*, 1971; Pindell & Dewey, 1982).

En la Figura 1, se muestra un mapa con las principales estructuras sismo-tectónicas del Occidente de Panamá. En la Figura 2, se muestra la sismicidad ocurrida en el Istmo de Panamá, con $M_w > 5,0$ desde el año 1962; obsérvese cómo la sismicidad delimita claramente los límites de la Microplaca de Panamá.

En Chiriqui, la placa de Nazca subduce a una tasa de 72 mm/a (Kellog *et al.*, 1995). Este movimiento de placas causado por la extensión del fondo marino en el océano Pacífico, es acompañado por sismos, fallamiento activo y subducción bajo la microplaca de Panamá (Wolters, 1986; Adamek *et al.*, 1988; Silver *et al.*, 1990; Cowan *et al.*, 1996; Morell *et al.*, 2008).

La Zona de Fractura de Panamá, es una de las fuentes sísmica más activa de América Central y se extiende bajo el piso oceánico en sentido norte sur, sirviendo de límite entre las placas del Coco, al oeste y la de Nazca, al este. En la misma han ocurrido algunos de los sismos más grandes de Panamá en tiempos históricos: 1879 y 1934.

El sismo más grande que afectó esta zona ocurrió el 18 de julio de 1934 ($M_w 7.4$) y se originó en el Golfo de Chiriqui, en la Zona de Fractura de Panamá.

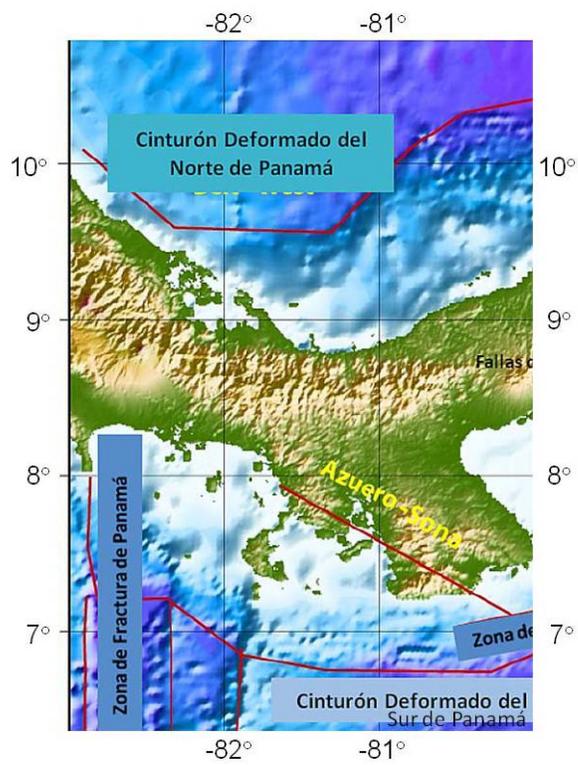


Fig. 1. Mapa sismotectónico del Istmo de Panamá.

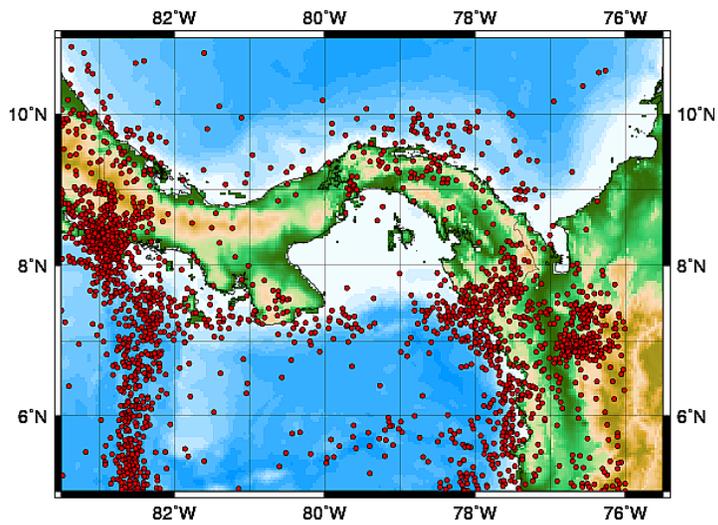


Fig. 2. Sismicidad ocurrida en el Istmo de Panamá y alrededores desde 1962 con $M > 4.5$ (ANSS, 2008).

El Arco Volcánico de Chiriquí

El arco volcánico de Chiriquí se extiende a lo largo del eje de la Cordillera Central, desde el complejo volcánico Colorado-Tisingal, muy cerca de la frontera con Costa Rica, hasta el Cerro Santiago en la frontera con la Provincia de Veraguas, reflejando la subducción activa existente en el suroeste de Panamá desde los últimos 60 Ma (de Boer *et al.*, 1988, 1995). El Barú, que es un estrato volcán, es el centro volcánico más activo del occidente de Panamá, alcanzando una altura de 3474 m.

Las tierras altas de Chiriquí, que son parte del arco volcánico, están ubicadas en la parte sur de la cordillera central, y están constituida por series litológicas de origen volcánico, donde predominan rocas andesíticas, basálticas y piroclásticas (aglomerados y tobas). En algunas zonas como son Cerro Huacal, Cerro Pinola y Cerro Prieto, se puede observar la presencia de rocas volcánicas intrusivas: granodiorita, pertenecientes al Batolito de Caldera. Las principales coladas andesíticas están separadas por niveles de material tobácico fino y de poca resistencia. Superpuestas a las coladas andesíticas se encuentran los aglomerados volcánicos.

La estratigrafía de los complejos volcánicos e intrusivos de las tierras altas de Chiriquí no es bien conocida. Varias unidades fueron objeto de reconocimientos en el pasado por misiones de la Naciones Unidas, principalmente con fines de prospección minera y geotérmica. Estas secuencias muestran transiciones desde sedimentación vulcanoclástica marina, hasta andesitas subaéreas (Formación Cañazas) y ignimbritas (Formación La Yeguada), sobre la cual descansan basaltos de edad muy reciente. Como testimonio de estos procesos gran parte de la porción occidental y central de Panamá esta cubierta por flujos volcánicos y productos explosivos de Edad Cretácico tardío y Paleógeno temprano con abundantes intrusiones intra volcánicas y sub volcánicas penecontemporáneas de composición intermedia. Estos complejos están cubiertos en muchas áreas por una extensa unidad de lavas y piroclásticos de edad más reciente (Mioceno) acompañados por grandes intrusiones de batolitos y diques ácidos con afinidad calco-alcalina bien expresada.

Al este de la población de Boquete, se encuentra el anticlinal de Fortuna, el cual parece haberse originado por la intrusión del Batolito de Caldera. El fallamiento predominante en esta región se caracteriza por la existencia de fallas y fracturas de rumbo NE-SW y NW.-SE con desplazamientos dextrales o sinistralas, que separan a bloques o macizos (Fig. 3).

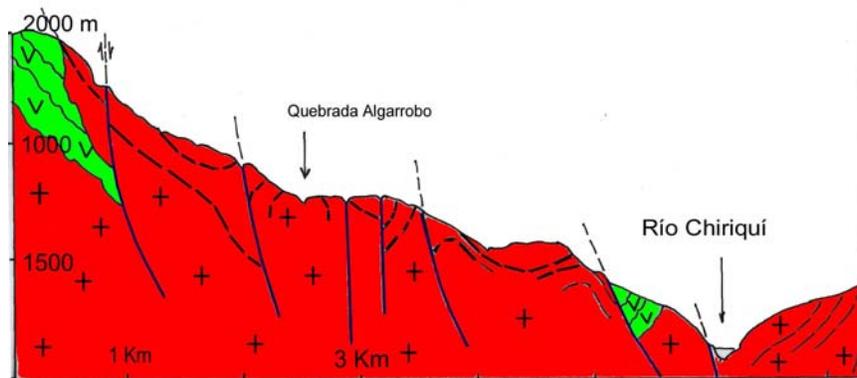


Fig. 3. Esquema que indica el tipo de fallamiento característico de las tierras altas de Chiriquí.

Sismicidad

Al igual que en el arco volcánico de los otros países de Centroamérica, en la tierras altas de Chiriquí, suelen ocurrir sismos superficiales con magnitudes tan pequeñas como M_w 5.7, que llegan a alcanzar intensidades de hasta VIII MM a pocos kilómetros del epicentro, mientras que los sismos que se originan mar afuera en la zona de subducción con magnitudes menores a M_w 7.0 no producen intensidades mayores a VI MM, en tierra firme. (White & Harlow, 1993).

Estudios de mecanismos focales de microsismos en las tierras altas del occidente de Panamá (Cowan *et al.*, 1996; Camacho *et al.*, 2008), indican la existencia de fallamiento transcurrente con planos nodales muy pronunciados, con rumbo ENE-WSW y corrimiento lateral izquierdo o rumbo NW-SE y corrimiento lateral derecho, similares a los de las fallas de la cadena volcánica de El Salvador y el centro de Costa Rica.

Alrededor del Volcán Barú, se han reportado desde 1930 episodios de enjambres sísmicos aproximadamente cada 30 años, que duran de 4 a 6 semanas, con magnitudes que no superan los $4.5M_w$ y mecanismos focales predominantemente transcurrentes. El último episodio importante de este tipo ocurrió en mayo de 2006. El mismo causó gran alarma en la población.

A continuación presentamos un recuento histórico de los enjambres más importantes ocurridos en las tierras altas de Chiriquí:

El 10 de septiembre de 1930, ocurrieron una serie de sismos en las tierras altas de Chiriquí, acompañados por ruidos que fueron sentidos notablemente por la población de Boquete. De esta serie 5 sismos fueron sentidos como fuertes (New York Times, 1930).

En los meses de junio, julio y agosto de 1963 se registraron cientos de sismos en las tierras altas de Chiriquí, acompañados nuevamente por ruidos y estruendos. El sismo principal ocurrió el 8 de agosto de 1963 con una magnitud de 4.4. Los daños más graves se registraron en Cerro Punta y se alcanzaron intensidades de hasta V MM afectando un total de 28 viviendas (Torre, 1963).

El 28 de noviembre de 1985, se inició una secuencia de sismos que se extendió por varios días, afectando principalmente algunas construcciones del campamento en Los Planes de Hornito, Gualaca, Provincia de Chiriquí. Según La Estrella de Panamá afectaron 13 viviendas. Las intensidades máximas observadas fueron de IV MM (Crítica, 1985).

El 4 de mayo a las 12:43 de la tarde, se inició la actual secuencia de sismos con un evento de magnitud 4.5, localizado a los 8.733° N, 82.484° O con 1 km de profundidad y a 9 km al suroeste de Alto Jaramillo. Este evento principal fue sentido con intensidades de hasta V MM en el valle de Boquete.

Un estudio reciente (Camacho *et al.*, 2008) sugiere que parte de esta sismicidad, en la zona adyacente al volcán Barú puede estar asociada con la migración de fluidos en el aparato volcánico.

Un mapa con la distribución espacial de sismos, registrados por la red sísmica de la Universidad de Panamá, del año 2000 al 2008, aparece en la Figura 4. Así mismo en la Tabla 1 se muestran los sismos más importantes registrados en las tierras altas de Chiriquí en los últimos 25 años y en la Figura 4 aparecen mecanismos focales típicos de las tierras altas de Chiriquí.

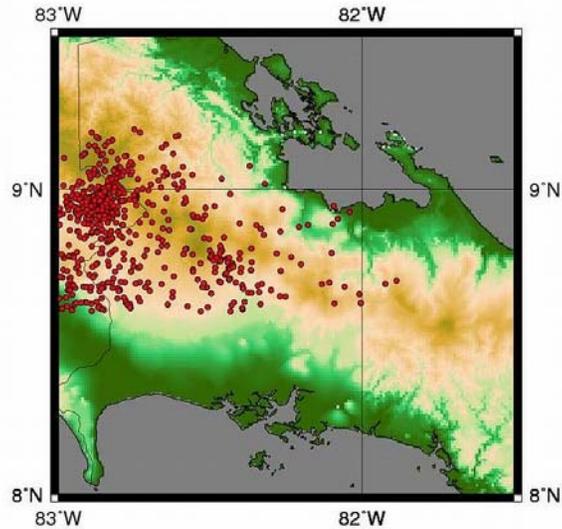


Fig. 4. Sismicidad en las tierras altas de Chiriquí.

Tabla 1. Mecanismos focales de sismos principales ocurridos en las tierras altas de Chiriquí.

Año	Mes	Día	Hora	Lat °N	Lon°W	Profu.	Mw	strike	dip	rake
1985	11	28	0734	8.643	82.398	16.2	4.2	308	90	30
1985	11	28	0840	8.732	82.380	10.0	4.1	144	71	07
1986	12	08	2100	8.787	82.330	2.6	4.2	164	60	-28
1995	03	08	0449	8.744	82.423	6.4	4.1	188	77	164
2006	05	04	1743	8.717	82.493	0.5	4.2	60	60	-35

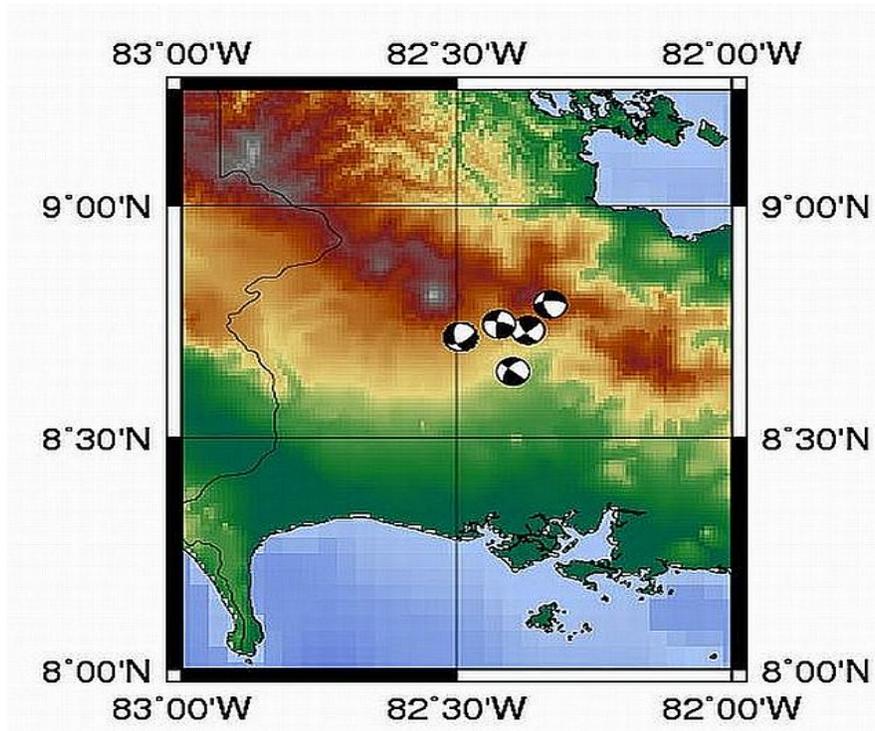


Fig. 5. Mecanismos focales de sismos en las tierras altas de Chiriquí.

CONCLUSIONES

Las tierras altas de Chiriquí son el resultado de la subducción al suroeste del Istmo de Panamá. Esta es una región que ha sido moldeada por la interacción de las placas tectónicas de Nazca, el Coco con la microplaca de Panamá importante alrededor del punto triple de Panamá; originando un vulcanismo y fallamiento activo importante. En esta región en la que predominan las fallas de rumbo y las inversas en el pie de montaña.

A pesar que la actividad sísmica en esta zona es relativamente baja se dan periódicamente sismos y secuencias de sismos que logran alcanzar intensidades de hasta VII MM, por lo cual es importante que la misma sea monitoreada mediante el establecimiento de redes sísmicas y

geodésicas que ayudaran a comprender mejor su sismotectónica y contribuirán a mitigar los efectos de un sismo fuerte futuro.

Debido al rápido crecimiento urbano de la población de Boquete es necesario realizar una microzonificación sísmica, tal como se hizo para la Ciudad de David, para determinar mejor las zonas de efectos locales de sitio, vulnerabilidad de las estructuras y los riesgos a los cuales esta expuesta la población del Distrito.

Se debe hacer cumplir de manera estricta lo indicado por el REP-2004 (Reglamento Estructural Panameño, año 2004) en sus Capítulos IV (carga sísmica) y V (geotecnia).

Se deben fortalecer las acciones de educación a la población del Distrito de Boquete sobre el tema de riesgos a los cuales está expuesta y las medidas que esta debe tomar para minimizarlos.

REFERENCIAS

Adamek, S., C. Frohlich & W.D. Pennington. (1988). Seismicity of the Caribbean boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region. *J. Geophys. Res.* 93, 2053-2075.

Camacho, E., D. Novelo-Casanova, A. Tapia & A. Rodriguez (2008). Seismicity at Baru Volcano, Western Panama, Panama., *EOS Trans. AGU* 89 (53), *Fall Meet. Suppl., Abstract* V51C-2051.

Cowan, H.A. L. Sánchez, E. Camacho, J. Palacios, A. Tapia, D. Irving, D. Esquivel & C. Lindholm. (1996). Seismicity and tectonics of Western Panama from new portable seismic array data, *Final Report to the Research Council of Norway, NTN-NORSAR*, Kjeller, Norway. 23pp.

Critica (1985). Diario del 2 de diciembre.

de Boer, J.Z., M.J. Defant, R.H. Stewart & H. Bellon. (1991). Evidence for active subduction below western Panama. *Geology* 19 (1991), pp.649–652.

de Boer, J.Z., M.J. Defant, R.H. Stewart, J.F. Restrepo, L.F. Clark & A.H. Ramirez (1988). Quaternary calc-alkaline volcanism in western Panama; regional variation and implication for the plate tectonic framework, *J. South Am. Earth Sci.* **1**, 275–293.

Heil, D. & E. Silver (1987). Forearc uplift south of Panama. A result of transform ridge subduction. *Geol. Soc. Am. Abstracts Prog.*, **19**, 698. Kolarski, R.A. and P. Mann (1990).

Kolarski, R.A. & P. Mann (1990). Combined effects of active underthrusting and strike slip on forearc structure: Pacific margin of southwest Panama. *EOS* **71**, 1593.

Kolarski, R.A. & P. Mann. (1990). Combined effects of active underthrusting and strike slip on forearc structure: Pacific margin of southwest Panama. *EOS* **71**, 1593.

McKay, M. & G.F. Moore. (1990). Variation in deformation of the south Panama accretionary prism: Response to oblique subduction and trench sediment variations. *Tectonics*, **9**, 683-698.

Moore, G., D., Kellog, E., Silver, J., Tagudin, D., Heil, T., Shipley & D., Hussong. (1985). Structure of the south Panama continental margin: A zone of oblique convergence, *EOS* **44**, 1087.

Morell, K. D., D. Fisher & T. Gardner. (2008). Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America, *Earth and Planetary Science Letters* **265**, 82-95.

New York Times (1930). Diario del 11 de septiembre.

Silver, E., A., D., L., Reed, J., L., Tagudin & D., L., Heil. (1990). Implications of the North and South Panama Thrust Belts for the origin of the Panama Orocline, *Tectonics* **9**, 261-281.

Torre, F. (1963). Carta del geólogo del Ministerio de Agricultura, Comercio e Industrial al Jefe de Hidrografía del Canal de Panamá.

White, R.A., & D. Harlow. (1993), Destructive upper crustal earthquake in Central America since 1900, *Bull. Seism. Soc. Am.* 83, 1115-1142.

Recibido febrero de 2009, aceptado junio de 2009.