

¿QUÉ ES EL FENÓMENO SÍSMICO?

Germán Chicangana, MSc*

RESUMEN

Se exhibe aquí de una manera sencilla cómo es el proceso que lleva a la ocurrencia de un sismo y cómo desde la sismología instrumental se pueden dimensionar y determinar sus principales características físicas como su naturaleza tectónica y potencial destructivo. Al final se describe cómo se monitorea desde esta herramienta la actividad sísmica de una región y por qué en Colombia aún nos encontramos en desventaja frente al conocimiento del alcance real de la amenaza sísmica desde un punto de vista local.

Palabras clave: *sismos, sismicidad instrumental, magnitud, monitoreo sísmico, pronóstico sísmico.*

ABSTRACT

Here be show in a easy manner how is the process that going to the earthquake occurrence and how since instrumental seismicity can be estimate his size and main physical characteristics like tectonic features and his potential of destruction. At the end of this paper be describe how since this tool the regional seismicity is monitoring and because Colombia is in disadvantage in front of the knowledge of the real reach of local seismic risk.

Key words: *earthquakes, instrumental seismicity, magnitude, seismic monitoring, seismic prediction.*

INTRODUCCIÓN

El día 12 de enero de 2010 se presentó en el sur de Haití a las 4:53 PM hora local, un sismo con magnitud $M=7.0$ de acuerdo al Centro Nacional de Información sobre Terremotos (NEIC) del Servicio Geológico de los Estados

* Profesor investigador, Escuela de Ingenierías y Arquitectura. Corporación Universitaria del Meta.

Unidos. Este sismo, cuya profundidad focal o hipocentro se ubicó a 13 km, presentó su epicentro a unos 25 km al oeste – suroeste del centro de la ciudad de Puerto Príncipe (Port - au - Prince), capital de dicho país (Figura 1). De acuerdo al mismo reporte, este terremoto produjo mucho daño y muertes en el área metropolitana de Port - au - Prince, sintiéndose en Haití y la República Dominicana, en las islas Turks y Caicos, al sureste de Cuba, el oriente de Jamaica, en algunos lugares de Puerto Rico y las Bahamas y hasta en lugares tan lejanos como Tampa, Florida y Caracas, Venezuela. El proceso de réplicas ha involucrado más de 40 sismos en los 10 días siguientes al sismo, que oscilaron en magnitud (M) de entre 4.5 hasta 5.9, presentando epicentros a lo largo de una falla denominada Sistema de Fallas Plantain Garden - Enriquillo, que se extiende por todo el sur de la isla Española (Figura 2). Estos epicentros se presentan a distancias de hasta más de 50 km desde el epicentro del sismo principal. El reporte oficial del gobierno de Haití quince días después del sismo es de una cifra de más de 150.000 muertos y más de 1'500.000 damnificados (NEIC - USGS, 2010).

Un sismo de esta naturaleza es muy común en el mundo todos los años, pero su importancia se revierte cuando éste se presenta en zonas densamente pobladas como es el caso de Haití en su zona epicentral (Figura 1). En los últimos años varios sismos han producido muchas víctimas en el planeta. El más mortífero fue hace ya 5 años, en diciembre 26 de 2004, cuando se presentó un megasismo en la región nororiental del Océano Índico cuya magnitud M

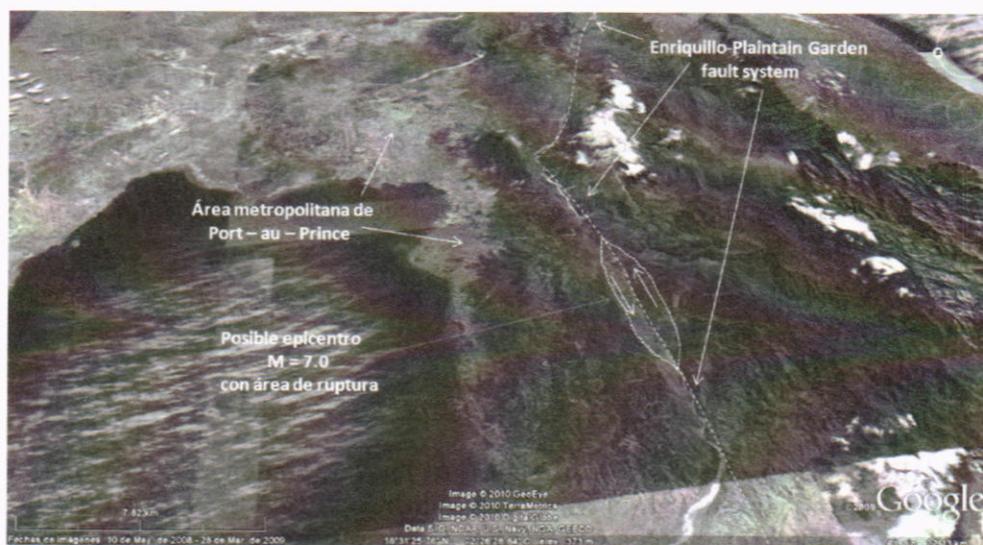


Figura 1. Panorámica de acuerdo a la imagen tomada de Google Earth®, donde se muestra la topografía de la falla que produjo el sismo del 12 de enero de 2010 y la extrema cercanía del epicentro al área metropolitana de Port - au - Prince, la cual presenta una población de cerca de 2 millones de habitantes.

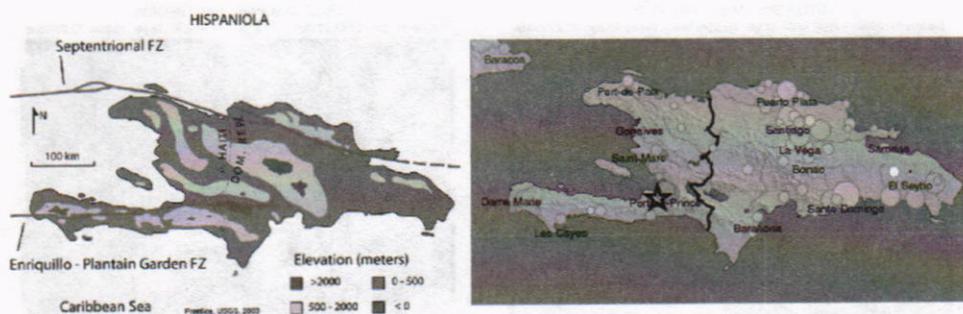


Figura 2. A la izquierda, mapa fisiográfico de la Isla Española mostrando la extensión de la falla Enriquillo - Plantain Garden al sur de la isla. A la derecha, la estrella señala el epicentro del sismo y las principales réplicas son los círculos contiguos grandes. Ambas tomadas de NEIC - USGS (2010).

fue 9.1 produciendo un tsunami que dejó 229.866 víctimas en 8 países del sureste asiático y África oriental. Luego, en 2005 se destacó el sismo de Cachemira, en Pakistán, con $M=7.6$ y más de 75.000 víctimas. En 2006, el sismo de Yogyakarta en la isla de Java en Indonesia con $M=6.3$ y 6234 víctimas. En 2007, el sismo de Chinha Alta, Perú con $M=8.0$ y 519 víctimas. En 2008, el sismo de la provincia de Sichuan, China con $M=7.9$ y 69.167 víctimas y en 2009 en la zona de L'Aquila, región administrativa de Abruzzo en el centro de Italia con $M=6.3$ y 294 víctimas, y al sur de la isla de Sumatra, en Indonesia, con $M=7.6$ y más de 1.100 víctimas.

Los sismos por su magnitud afectan proporcionalmente por su tamaño a las regiones. Así, si comparamos nuestro sismo de la región oriental de Cundinamarca ocurrido el 24 de mayo de 2008 con $M=5.9$ con el del Haití del 12 de enero de 2010 (Figura 3), podremos entender su proporcionalidad y su letalidad para las comunidades en función del alcance de las intensidades altas en un contexto regional.

Los sismos obedecen a procesos de ruptura de la corteza terrestre ahí en donde se presenten zonas de debilidad o inestabilidad cortical. Aquí en este artículo vamos a explicar rápidamente como es el proceso de un sismo, cuál es su causa, o mejor, el porqué de su ocurrencia, cómo se desarrollan y cómo evolucionan, qué es una zona sismológicamente activa y cómo se puede evaluar el potencial de su amenaza sísmica.

1. QUÉ ES UN SISMO

Las zonas de debilidad se expresan en la corteza terrestre como fracturas o fallas. En otras palabras, la falla es una fractura del macizo rocoso, o mejor, el límite de un bloque rocoso con otros adyacentes.

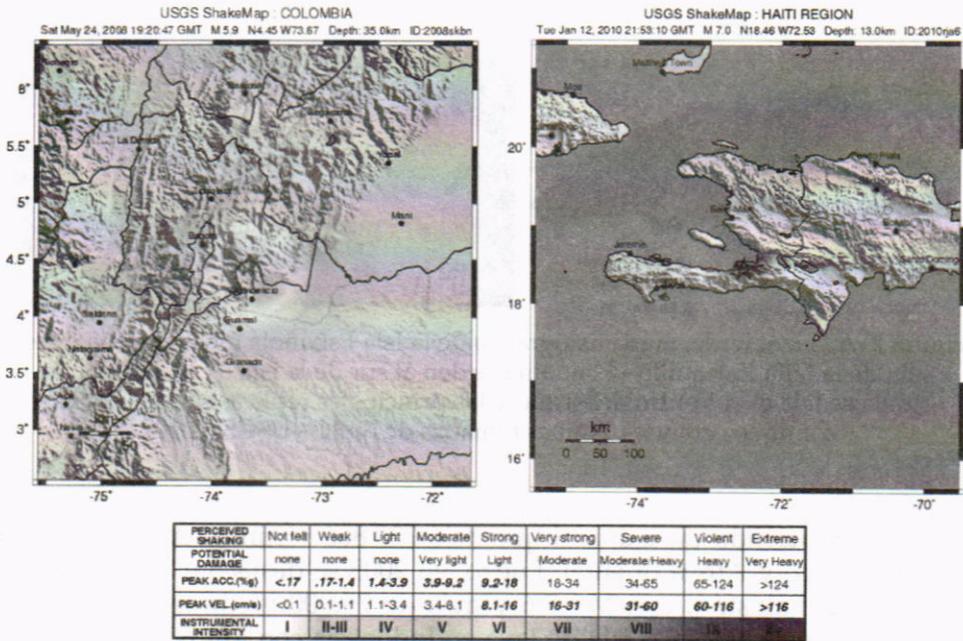


Figura 3. Mapas de intensidades con la escala conforme la intensidad instrumental calculada por el NEIC - USGS para los sismos de Quetame M= 5.9 del 24 de mayo de 2008 al oriente del Departamento de Cundinamarca en Colombia a la izquierda y para el sismo de Haití del 12 de enero de 2010 a la derecha. Proporcional a su magnitud de momento en cada caso y comparando la escala en la esquina inferior izquierda de cada mapa, podemos vislumbrar la proporcionalidad de cada sismo y sus efectos a un nivel regional. Mapas tomados de NEIC - USGS (2008 y 2010).

Normalmente las fallas se han originado por la rotura de esta corteza debido al cambio brusco de los esfuerzos a un nivel regional por los efectos de la tectónica de placas o a la reactivación de zonas de contacto entre los límites de las placas, como por ejemplo las derivadas de antiguas zonas de colisión entre éstas. Al producirse la fractura, ésta produce una movilidad relativa entre sus contactos. Esta movilidad es tanto horizontal como vertical. La movilidad es producida como respuesta a los esfuerzos a que son sometidas las placas (Figuras 4 y 5), como producto de la dinámica activa del accionar de la tectónica de placas. En caso particular para Colombia, cuyo territorio se encuentra en la esquina noroccidental de Suramérica, las placas Caribe al norte y de Nazca al occidente, presionan en una dirección que varía entre Sureste a Este al bloque andino, que limita con la placa suramericana en la zona de fallas del Piedemonte llanero o Sistemas de fallas de la Falla Frontal de la Cordillera Oriental (SFFFCO). La zona de contacto con la placa Caribe se denomina Sistema de Fallas de Romeral (SFR) y a su vez, el contacto entre ésta última y la placa de

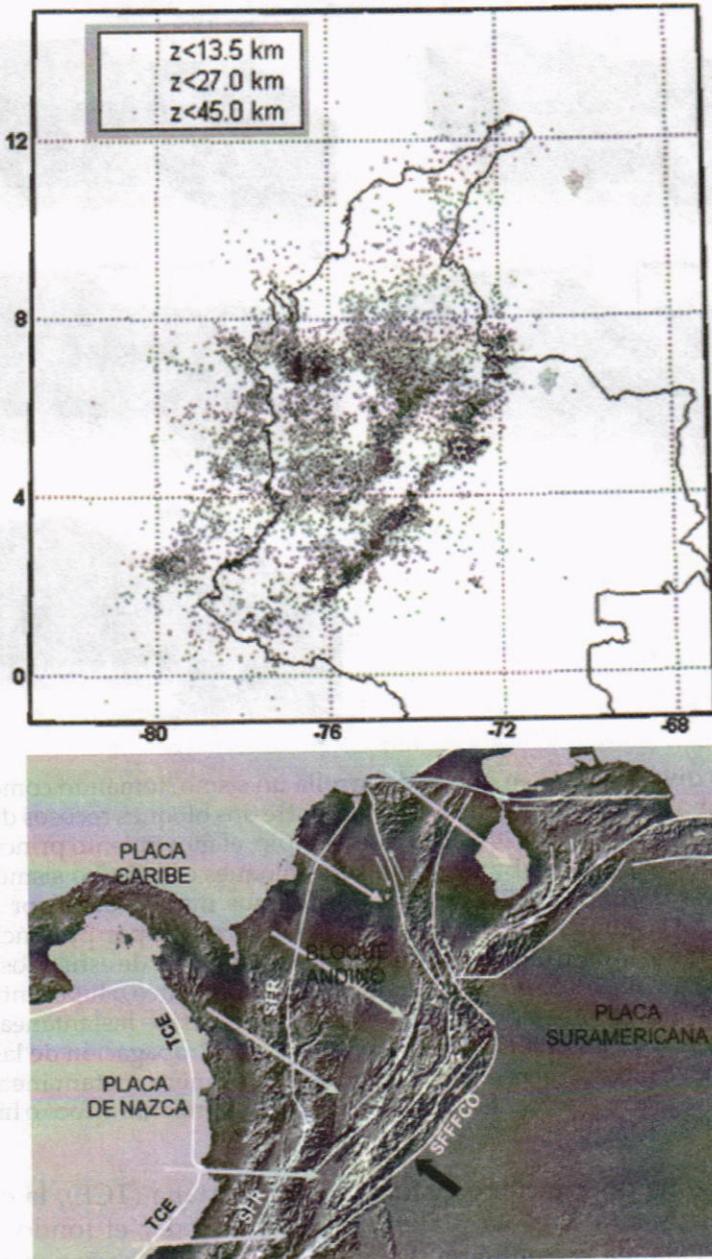


Figura 4. Arriba, mapa de la sismicidad intraplaca o cortical (profundidad focal $h \leq 45$ km), del territorio colombiano según el registro de sismicidad instrumental de la RSNC para el período 1993 – 2007 (INGEOMINAS, 2007). Abajo, las principales placas que constituyen el mismo con los vectores del desplazamiento de éstas, los cuales coinciden en su dirección con los campos de esfuerzos, en flechas mayores y la respuesta cinemática de algunas de sus grandes fallas, flechas menores. Obsérvese la coincidencia entre la región de mayor deformación y límites de estas placas versus la sismicidad.

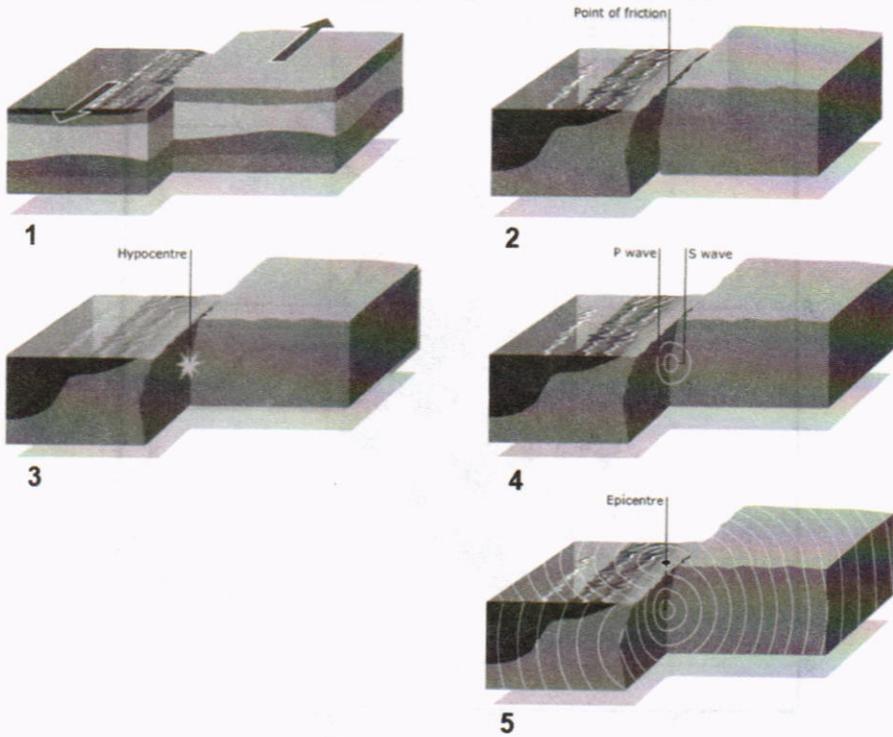


Figura 5. Las diversas fases en que se desarrolla un sismo, tomando como ejemplo una falla rumbo deslizante que sirve de límite entre dos bloques rocosos de acuerdo a la cartilla de la BBC NEWS (2010). En este ejemplo, el movimiento principal generador del sismo es horizontal y uno de los dos bloques es móvil o sismoactivo. 1. Transcurrancia normal con liberación de esfuerzos manifestada por la microsismicidad. 2. Atascamiento del movimiento transcurrente por presencia de una asperidad o punto de fricción, aquí comienza la acumulación de esfuerzos sobre ese punto. 3. Ruptura de la asperidad produciendo el foco sísmico o hipocentro, el cual es el origen del movimiento brusco. 4. Liberación de esfuerzos instantánea generando la propagación de las ondas P y S desde el foco y 5. Propagación de las ondas P y S a través del medio rocoso proyectándose de manera instantánea hacia la superficie en el epicentro que se define como el lugar más próximo al foco o hipocentro.

Nazca es la zona de Trincheras Colombo - Ecuatoriana (TCE), la cual es la fosa que se presenta entre la plataforma continental y el fondo oceánico en la Costa Pacífica colombiana. El resultado de este accionar es que el bloque andino se desplaza a lo largo del SFFFCO hacia el noreste y que la zona más sísmicamente activa o sismoactiva se encuentra entre este límite y el sector de la TCE, incrementándose en dirección Este - Oeste (Figura 4). La última afirmación se confirma al observar que el fracturamiento cortical del territorio colombiano se incrementa en una proporción de 10 a 1 al oeste del SFFFCO, en donde su mayor deformación se verifica con

los ramales cordilleranos asociados a los Andes del Norte. Directamente proporcional al aumento de la deformación es el incremento de la sismicidad registrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC, 2008). Sin embargo, la movilidad que se presenta tanto en la componente horizontal como vertical a lo largo de los planos de falla, es muy poca en el sentido de la apreciación humana, ya que su valor nunca excede de un orden de 2 a 5 cm al año para su desplazamiento. Muchas de estas fracturas a pesar de manifestar en su entorno un desarrollo de mucha movilidad para tiempos muy recientes que en términos geológicos no exceden unos pocos miles de años y que los entendidos indican como de tectónica activa, no muestran evidencia de movilidad actual. Esto se debe a que los planos de estas fracturas o fallas que se presentan en regiones de reconocida actividad sismológica, testimoniada por su historia de terremotos o sismicidad histórica, se encuentran obstruidos o bloqueados por las asperidades que se presentan entre ellos. Es decir, las asperidades frenan la movilidad de éstos a pesar de que se encuentran sometidos a campos de esfuerzos grandes y que se han evidenciado de muchas formas en su accionar, como por medio de la verificación con la geodesia satelital que verifica los desplazamientos regionales en el sector en donde se presenta la fractura o falla obstruida, o con la sismicidad regional que registra en un ámbito regional la RSNC.

Entonces, las asperidades o rugosidades presentes en estas superficies son las que evitan un desplazamiento libre entre las mismas. Cuando los esfuerzos a que está sometido el macizo rocoso producen la ruptura de estas asperidades o rugosidades, ocurre que uno de los bloques se desplaza de una manera brusca sobre el otro produciendo la liberación instantánea de dichos esfuerzos generando con ello el sismo (Figura 5). Siguiendo esta tónica, el sismo siempre se va a producir en un bloque inestable. En otras palabras, los sismos importantes se presentan en zonas sismogénicas o de generación de sismos con una historia sismológica destacada. Ejemplo de esta aseveración en Colombia, son entre otras, las regiones por donde se presenta el SFR en el flanco oeste de la Cordillera Central, como el Eje Cafetero, el occidente de Medellín, Popayán, Pasto, el valle alto del río Magdalena en el departamento del Huila y el Piedemonte llanero. Para el valle alto del río Magdalena en el departamento del Huila son de carácter histórico por su severidad, los sismos relacionados al sistema de fallas de la Falla Algeciras que atraviesa la cordillera oriental al sur del país desde el sur del departamento del Huila hasta la estribación norte de la Sierra de la Macarena en el Piedemonte Llanero (Velandia et al., 2005). En otros lugares del mundo esto es la regla, como por ejemplo en los montes Zagros en Irán, la cordillera Karakoram entre Pakistan, India y China, el norte de Turquía, La Falla de San Andrés en California, etc. Existen también otros escenarios

geodinámicos como las zonas de subducción, las cuales generan los mayores sismos conocidos en la historia como el de la costa de Chile en 1960, cuya magnitud fue de 9.5, la cual es la mayor registrada hasta la fecha; o el del tsunami del océano Índico de 2004. En Colombia en éste último caso se destacan, entre otros, los sismos de Tumaco de 1906 con $M= 8.8$ o de 1979 con $M= 7.9$.

Los bloques inestables, luego de un sismo importante, comienzan a estabilizarse hasta que por fin, transcurrido un tiempo posterior al evento principal, cesa su actividad sísmica fuerte denominada "proceso de réplicas". Este último es simplemente ese movimiento posterior que se manifiesta como un "rozamiento" en la zona de ruptura desarrollando el proceso de la "vuelta" a la estabilidad del bloque sacudido o inestabilizado por la acumulación de esfuerzos durante un largo período de tiempo, el cual puede ser del orden de decenas, centenas o hasta miles de años. Luego de cesar el proceso de réplicas y de estabilizarse el bloque, éste seguirá presentando una actividad sísmica con eventos de muy baja magnitud y esporádicamente alguno que otro evento medianamente fuerte en proporción a esta actividad. Esta actividad sísmica "tranquila" durará el tiempo que requerirá desarrollar la máxima acumulación de esfuerzos que conllevará a un nuevo sismo, ya sea afectando el mismo plano de falla u otro contiguo a este. Este tiempo de relativa calma sísmica se denomina de quiescencia o período intersísmico completado entre un sismo y otro un ciclo sísmico (Scholz, 2001). Este lapso termina cuando un sismo fuerte, con una magnitud muy desproporcionada a la actividad del periodo de quiescencia, se anunciará como precursor de un nuevo evento más fuerte que este, el cual será el nuevo sismo principal que será el que anuncie un nuevo estado de inestabilidad repentina del bloque. El tiempo que puede pasar entre un sismo precursor y un evento principal puede ser del orden de varias horas, días, meses o hasta varios años y estará condicionado al ambiente tectónico que se presenta en el área en que se desencadenará el sismo.

2. CÓMO SE MIDE UN SISMO

El tamaño del movimiento y de la fractura producida por este movimiento brusco se traducirá en la magnitud del sismo y sus efectos superficiales se medirán con un parámetro denominado intensidad. La intensidad es una escala que cuantifica el grado del efecto destructivo de un sismo en términos de sus efectos en las construcciones humanas, en el cambio de aspecto del terreno y en el grado de afectación entre la población. Su escala más aplicada actualmente en el mundo es la Modificada de Mercalli o MM.

La magnitud del sismo como tal mide el alcance de la ruptura y se obtiene mediante el registro instrumental de la sismicidad; es decir, tal como lo

miden los sismógrafos. Considerando a la sismología como una rama de la geofísica en su fundamento científico y a la sismología instrumental en su verificación experimental, se observa que para facilitar el entendimiento de los parámetros de la fuerza y la energía de los sismos tenemos que, en general, todas las escalas de magnitud están dadas por la forma:

$$M = \log (A/T) + f (\Delta, h) + C_s + C_t \text{ de donde:}$$

A es el Desplazamiento del terreno con la fase en que se basa su escala de amplitud.

T es el Período de la señal.

f es la Corrección para la distancia epicentral (Δ) y para la profundidad focal (h).

C_s es la Corrección para el sitio de la estación (amplitud de onda debido al tipo de roca en que se asienta ésta o respuesta de sitio).

C_t es la Corrección para la región fuente (modelo de velocidades en la corteza).

La escala de magnitud actualmente aplicada y más aceptada ahora en el mundo es la magnitud de momento sísmico (M_w) que de acuerdo a Hans y Kanamori (1979) se resume en un único número que representa la cantidad de energía liberada por el terremoto denominada momento sísmico o M_0 y de forma abreviada se expresa como:

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10.7$$

El subíndice del símbolo M_w , que es "w", proviene de la palabra inglesa work, que significa trabajo y que a su vez es el producto de la fuerza por la distancia. M_w coincide con las estimaciones obtenidas mediante otras escalas, como por ejemplo la Escala de Richter que también es conocida como escala de magnitud local (M_L), la cual es una escala logarítmica arbitraria que asigna un número para cuantificar el efecto de un terremoto, denominada así en honor del sismólogo estadounidense Charles Richter y que señala que la magnitud de un terremoto o sismo puede ser medida conociendo el tiempo transcurrido entre la aparición de las ondas P y las ondas S junto con la amplitud de éstas. Las primeras hacen vibrar el medio en la misma dirección que la del desplazamiento de la onda y son ondas de compresión y expansión. Con una velocidad de propagación muy rápida (entre 5 km/s y 11 km/s), son las primeras en aparecer en un sismograma (Figura 6). A continuación, llegan las llamadas ondas S, que hacen vibrar el medio terrestre en sentido perpendicular a la dirección de su desplazamiento. Basándose en estos hechos, Richter desarrolló la siguiente ecuación:

$$M = \log A + 3 \log (8\Delta t) - 2.92, \text{ de donde:}$$

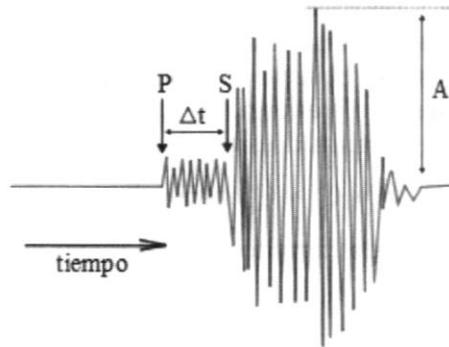


Figura 6. Gráfico que muestra un sismograma mostrando las ondas P o primarias y las ondas S o secundarias. A es la amplitud máxima de la onda S, la cual se mide en milímetros y su resultado se transforma a una escala logarítmica para convertir este resultado a la escala de magnitud de Richter. Δt es el tiempo que transcurre entre la aparición de las ondas P y S, el cual es un parámetro empleado para la localización del foco sísmico. Tomado de Blanco (2007).

A es la Amplitud de las ondas en milímetros, tomada directamente en el sismograma.

Δt es el Tiempo en segundos desde el inicio de las ondas P al de las ondas S.

M es la Magnitud arbitraria pero constante a terremotos que liberan la misma cantidad de energía.

La RSNC aplica la magnitud local (M_L) y ésta se define como:

$$M_L = \log A - 2.48 + 2.76 \log \Delta$$

Sin embargo, el mayor problema con la magnitud local M_L o de Richter radica en que es difícil relacionarla con las características físicas del origen del terremoto. Además, existe un efecto de saturación para magnitudes cercanas a 8.5 debido a que con la Ley de Gutenberg – Richter, el escalamiento del espectro sísmico produce que magnitudes como M_L , M_b o magnitud de cuerpo y M_s o magnitud de superficie, produzcan estimaciones de magnitudes similares para temblores que claramente son de intensidad diferente. Desde la década del año 2000, por este motivo, la gran mayoría de los sismólogos ha venido considerando como obsoletas las escalas de magnitudes tradicionales, siendo éstas reemplazadas por una medida físicamente más significativa llamada momento sísmico o M_w , el cual es más adecuado para relacionar los parámetros físicos como la dimensión de la ruptura sísmica y la energía liberada por el terremoto.

Es decir, M_w permite entender la cantidad de energía liberada por el terremoto (M_0) en términos del resto de las escalas sísmicas. Entonces, se usa M_w en vez de M_0 como parámetro de la escala teniendo presente que los períodos de oscilación de las ondas sísmicas grandes son proporcionales al momento sísmico (M_0) y por esta razón se suele medir la magnitud de momento M_w a través de los períodos de oscilación por medio de sismógrafos.

La relación entre M_w y M_0 está dada por una fórmula desarrollada por Hiroo Kanamori como:

$$M_w = 2/3[\log_{10} M_0/\text{N.m} - 9.1] = 2/3[\log_{10} M_0/\text{dina.cm} - 16.1]$$

Obsérvese que la magnitud de momento sísmico (M_w) se obtiene a partir de una función logarítmica. Debido a esto, es una variable adimensional, mientras que el momento sísmico (M_0), al ser una variable que mide energía (fuerza x desplazamiento), tiene como unidad derivada la N x mt o dina x cm. En síntesis, el momento sísmico (M_0) es una cantidad que combina el área de ruptura y la compensación de la falla con una medida de la resistencia de las rocas mediante la siguiente ecuación:

$$M_0 = \mu.A.u, \text{ de donde:}$$

μ es el Modulo de Young o de deformación de las rocas involucradas en el terremoto. Usualmente es de 30 gigapascales.

A es el área de ruptura a lo largo de la falla geológica donde ocurrió el terremoto.

u es el desplazamiento promedio de A.

Según la magnitud de momento, un sismo de magnitud 6 causará una falla de 10 kilómetros de longitud provocando un desplazamiento de la placa de unos 10 centímetros. En caso de que la magnitud sea 7, como el caso del sismo de Haití de enero 12 de 2010, la falla alcanzará los 100 kilómetros y el desplazamiento de la placa será de un metro; mientras que si la magnitud es 8, la falla será de varios cientos de kilómetros y la placa superior terrestre se desplazará más de 10 metros. Para el caso del sismo del nororiente del Océano Índico de diciembre 26 de 2004 con $M=9.1$, el resultado preliminar fue un desplazamiento vertical de la falla del orden de 20 metros y la falla producida abarcó una ruptura de entre 1200 a 1500 km (NEIC - USGS, 2005). El concepto de la falla o ruptura sólo se mide en una componente horizontal, siguiendo este criterio únicamente para las fallas de rumbo con su respectivo deslizamiento (Figura 5), el cual se ha venido desarrollando con diversas metodologías durante la segunda mitad del siglo XX, destacándose los trabajos de entre otros, Ben - Menahen (1961), Brune (1970) y Somerville et al. (1999). De otro lado, con la sismología instrumental, Perry Byerly en 1955 y luego de más de 30 años de investigaciones, indica cómo es posible determinar la geometría de la falla que produjo el sismo

con el análisis de varios sismogramas que registran un solo evento desde diferentes distancias y direcciones o azimut (Byerly, 1955). Esta técnica sirve para identificar el plano de la falla que produjo el sismo y confirma la actividad tectónica de una estructura potencialmente sismoactiva (Figura 7).



Figura 3.3. Proyección estereográfica del mecanismo focal calculado por el proyecto Global CMT, en donde las áreas de color rojo corresponden a las zonas de compresión y las blancas a la de distensión. Las flechas indican el sentido del movimiento en la falla.

Tabla 3.3. Parámetros del mecanismo focal calculado por el proyecto Global CMT

Plano	Azimut	Buzamiento	Estria
Principal	198	83	177
Secundario	288	87	7

USGS Body-Wave Moment Tensor Solution

```

10/01/12 21:53:10.16
HAITI REGION
Epicenter: 18.523 -72.559
MV 7.0
USGS NUMBER: 18000W SOLUTION
Depth 13.3 Mo of str: 76
Moment Tensor: Scale 10**19 Nm
Mrr= 1.37 Mtt=-3.91
Mpp= 2.53 Mrt=-0.79
Mrrp=-1.11 Mtp= 2.34
Principal axes
T Val= 3.95 P1g=26 Az=109
N 0.74 62 279
P -4.70 4 17
Best Double Couple Mo=4.4*10**19
NP1 Strike=246 Dip=74 Slip= 23
NP2 150 68 163
    
```

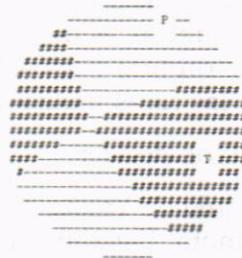


Figura 7. Gráfico que muestra dos mecanismos focales que obedecieron al sismo de Quetame del 24 de mayo de 2008 (a la izquierda) y al sismo del 10 de enero de 2010 de Haití (a la derecha). En ambos casos se trató de componentes de rumbo con predominio inverso o de compresión. La componente de rumbo fue de tendencia lateral derecha para el caso de Quetame y lateral izquierda para el evento de Haití. Tomado de INGEOMINAS (2008) y NEIC-USGS (2010), respectivamente. Esta técnica ayuda a determinar el tipo de falla que produjo el sismo, coayudando a determinar su ruptura en superficie.

CONCLUSIÓN: ¿SE PUEDE LLEGAR A PREDECIR UN SISMO EN UNA REGIÓN DADA?

La vigilancia de la actividad sísmica de una región sólo es posible en tiempo real con la ayuda de una red sismológica. Una red sismológica permite “visualizar” la actividad sísmica de un sector de la corteza reconocido como sismoactivo. Es decir, permite ver cómo se encuentra el estado de la estabilidad de los bloque(s) potencialmente sismoactivo(s). La red sismológica, la cual se compone de un determinado número de estaciones sismológicas o sismógrafos, es una herramienta que ayuda a dimensionar el alcance de la amenaza sísmica en las regiones. Para visualizar el estado de movilidad de la corteza en una región dada, se requiere que ésta se

encuentre bien cubierta por una red de sismógrafos que la abarquen en su totalidad de una manera permanente. Con un largo tiempo de registro instrumental de actividad microsísmica en un sector dado, es posible poder inferir durante su período de quiescencia o intersísmico en qué estado de movilidad se encuentra un bloque potencialmente sismoactivo. En países como EE.UU., Italia o Japón, por citar algunos, existen redes sismológicas cuyo registro continuo lleva casi un siglo, y esto ha permitido conseguir grandes avances en el campo de la sismología, llegando inclusive a desarrollar técnicas que permiten en cierta medida llegar a lograr pronósticos sobre la ocurrencia de sismos. En Italia, por ejemplo, la red sismológica local de su región central posee aproximadamente 400 estaciones sismológicas. En sólo el estado de California, en una combinación de 4 redes sismológicas locales a principios del año 2000, el territorio del estado estaba cubierto por más de 4000 estaciones sismológicas. Los cambios en las tasas de sismicidad a través del tiempo permiten la predicción de sismos para lapsos de tiempo que pueden oscilar desde en un mes hasta en una decena de años sólo en aquellos lugares en donde el registro local de la sismicidad es de buena calidad por un largo tiempo y esta viabilidad ya se ha conseguido en cierta medida (Scholz, 2001). Para nuestro caso, esta situación es imposible de lograr para el mediano o largo plazo (no menos de 20 años) debido a que la principal fuente del registro sismológico instrumental del país, que es la RSNC, sólo se encuentra en funcionamiento desde 1993 y únicamente recoge información de sismicidad regional. Además, para el área de cubrimiento que abarca, que es todo el territorio nacional, sólo cuenta con un número muy limitado de estaciones, el cual a la fecha (2010) es sólo de 28 y las 10 últimas solamente se han ido instalando y puesto en marcha en los últimos 5 años. Con respecto a la deficiencia del número de estaciones de la RSNC, Gómez y Salcedo (2000), señalan que su margen de error en la localización del foco sísmico oscila dependiendo de la fuente sismogénica. De esta forma, estiman para Colombia un margen de error de 4% para la sismicidad intermedia del Nido Sísmico de Bucaramanga, que es una fuente sismogénica de intermedia a profunda ($h > a 120$ km), un 10% para Caldas y Chocó, la cual es una fuente sismogénica intermedia ($60 \text{ km} < h < 120$ km), mientras que para regiones como el Piedemonte Llanero, Santander, el sur de Nariño y la sismicidad intraplaca (Figura 4) que se presenta en el país ($h \leq 45$ km), este margen puede superar el 100%. Con respecto a la falta de una red sismológica local y a la amenaza sísmica del área metropolitana de Bogotá, la cual presenta en igual medida la misma amenaza que para Villavicencio por su relativa cercanía, Vargas et al. (2007), establecen que:

“Solo una instrumentación adecuada a una red sismológica regional, permitirá conocer patrones de microsismicidad importantes relacionados a eventos importantes de impacto para la sabana de Bogotá. Esta microsismicidad, no es detectada por la

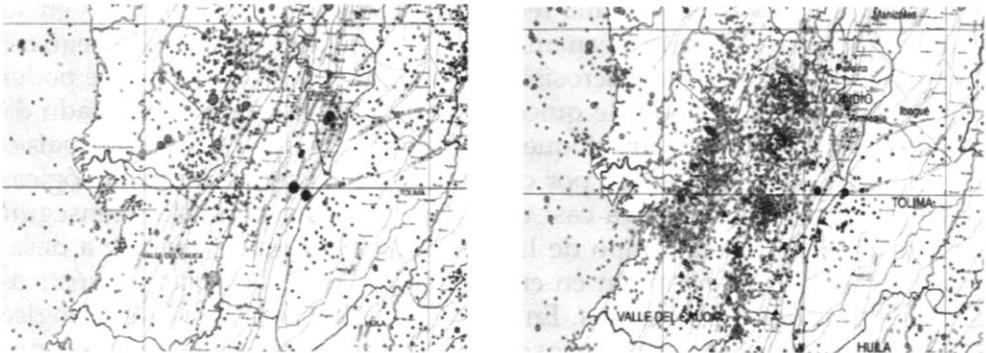


Figura 8. Comparación entre la microsismicidad reportada para la región del Valle del Cauca por la RSNC al izquierda y la red del Observatorio Sismológico del Sur Occidente (OSSO) a la derecha, para el período 1995-2001. Tomado de Vargas et al. (2007).

RSNC, ni por la Red de Acelerografos de Bogotá, debido a que la primera presenta un umbral de detección para eventos regionales con $M_L > 2.9$, (Caneva, 2002), y la segunda está diseñada solo para detectar los movimientos fuertes”.

Fuera de lo anterior, el catálogo de la RSNC para su primera época (1993-2001) presenta una falta de homogeneidad respecto a los reportes sísmicos en función del tiempo debido a inconvenientes posiblemente de orden técnico como caídas en la recepción de varias estaciones sismológicas durante ciertos períodos de tiempo, reflejándose en la reducción de la capacidad de detección (Chicangana, 2005). Lo anterior nos señala que el catálogo generado por esta red sismológica impide realizar una buena determinación del parámetro z , que consiste en encontrar los cambios significativos en la tasa de sismicidad promedio para una región y el parámetro b , que consiste en determinar la magnitud máxima de un sismo con la frecuencia de su ocurrencia para una región en un período de tiempo dado.

Frente a lo anterior, es claro que la falta de un monitoreo de la sismicidad local para esta región, que incluye aquí al Piedemonte Llanero y Villavicencio, aumenta la incertidumbre sobre el alcance de la amenaza sísmica en esta región, lo que, por ende, se traduce en un aumento de la vulnerabilidad frente al fenómeno, ya que la carencia de una red sismológica local produce un desconocimiento de la movilidad de las fallas vecinas a Villavicencio, por lo que a la fecha no es posible visualizar instrumentalmente el estado de la acumulación de los esfuerzos a nivel local en esta región de una manera que permita cuantificar con certeza en dónde se podrá presentar una liberación espontánea de éstos en el corto a mediano plazo. La sugerencia aquí es propender por instalar una red sismológica local que ayude a visualizar la conducta sismológica de las principales fallas vecinas a Villavicencio y así poder indicar para el largo plazo, con certeza,

el alcance de la amenaza sísmica en Villavicencio y sus alrededores. Como ejemplo tenemos que para demostrar esta situación, Vargas et al. (2007) muestran que la microsismicidad reportada para el período 1995-2001 por la RSNC y la Red del Observatorio Sismológico del Sur-Occidente (OSSO) en el departamento del Valle del Cauca, zona en donde ambas redes mantienen cubrimiento, se observa que (Figura 8) que el OSSO reporta con mayor detalle la actividad sísmica gracias a la mayor sensibilidad de una red local con respecto a la RSNC.

REFERENCIAS

- BBC NEWS. How earthquakes happen. Recuperado de: http://news.bbc.co.uk/2/shared/bsp/hi/pdfs/earthquake_guide.pdf. 2005.
- BEN-MENACHEM, A. Radiation of seismic surface – waves from finite moving sources. *Bulletin of Seismologic Society of America*. 1961; 51: 401-435.
- BLANCO, G, F. J. Ondas sísmicas S y P registradas por un sismógrafo. Recuperado de: http://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Ondas_s%C3%ADsmicas_s_p.svg. 2007.
- BRUNE, J. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of Geophysical Research*. 1970; 75: 4997-5009.
- BYERLY, P. Nature of faulting as deduced from seismograms, Crust of Earth. *Bulletin of Seismologic Society of America. Special Paper*. 1955; 62: 75-86.
- CANEVA, R, A. I. Magnitud representativa del catálogo de sismos en Colombia. *Revista Ingeniería y Universidad*. Pontificia Universidad Javeriana, Bogotá D.C. 2002: 6, 1, 9 -18.
- CHICANGANA, G. Estudio del Sistema de Fallas de Romeral (0,5° - 11,5° N), a partir de una caracterización sismotectónica regional. Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Postgrado en Geología, Tesis MSc, 191 p. Anexos. 2005.
- CHICANGANA, G.; VARGAS-JIMÉNEZ, C. A.; KAMMER, A.; HERNÁNDEZ, H, T. A.; OCHOA GUTIERREZ, L. H. Caracterización Sismotectónica Regional Preliminar de un sector del Piedemonte Llanero colombiano: Corredor San Juan de Arama -Cumaral, Meta. *Boletín de Geología – UIS*. 2007; 29(1): 61-74.
- GÓMEZ C, A., SALCEDO, E. Determinación de la profundidad focal de algunos sismos ocurridos en Colombia a partir de datos macrosísmicos. *Revista Red Sismológica Regional Eje Cafetero Viejo Caldas y Tolima*. 2000; 5: 12-16.
- HANKS, T.C., KANAMORI, H. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*. 1979; 84, B5, 2348- 2350.
- INGEOMINAS. *Boletín de Sismos 1993-2007*. INGEOMINAS - Red Sismológica Nacional de Colombia, 2007.
- INGEOMINAS. *El Sismo de Quetame del 24 de mayo de 2008. Aspectos Sismológicos y Evaluación preliminar de daños. Informe Preliminar N° 2*. INGEOMINAS - Red Sismológica Nacional de Colombia, Recuperado de: http://seisan.ingeo Minas.gov.co/Info_quetame.pdf. 2008.

- NEIC-USGS. *Magnitude 9.1 Off the West Coast of Northern Sumatra Sunday, December 26, 2004 at 00:58:53 UTC*. National Earthquake Information Center, Golden, Colorado. Recuperado de: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2004/usslav/#details>. 2005.
- NEIC-USGS. *El Calvario Earthquake, Colombia, M = 5.9*. National Earthquake Information Center, Golden, Colorado. Recuperado de: <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/shakemap/global/shake/2008skbn/>. 2008.
- NEIC-USGS. *Magnitude 7.0 - Haiti region, 2010 January 12 21:53:10 UTC*. National Earthquake Information Center, Golden, Colorado. Recuperado de: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010rja6/>. 2010.
- SCHOLZ, Ch. H. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge, U. K.: Cambridge University Press. 2001.
- SOMERVILLE, P., IRIKURA, K., SAWADA, S., WALD, D., ABRAHAMSON, N., IAWASAKI, Y., SMITH, N., KOWADA, A. Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong motion. *Seismological Research Letters*. 1999; 70 (1): 59-79.
- VARGAS - JIMÉNEZ, C. A., CANEVA, R. A., MONTES, V. L. A. ¿Debe monitorearse la sismicidad de la Sabana de Bogotá y sus alrededores? *XI Congreso Colombiano de Geología*. 2007. Memorias (CD - Rom).
- VELANDIA, F., ACOSTA, J., TERRAZA, R., VILLEGAS, H. The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*. 2005: 399, 313-329.