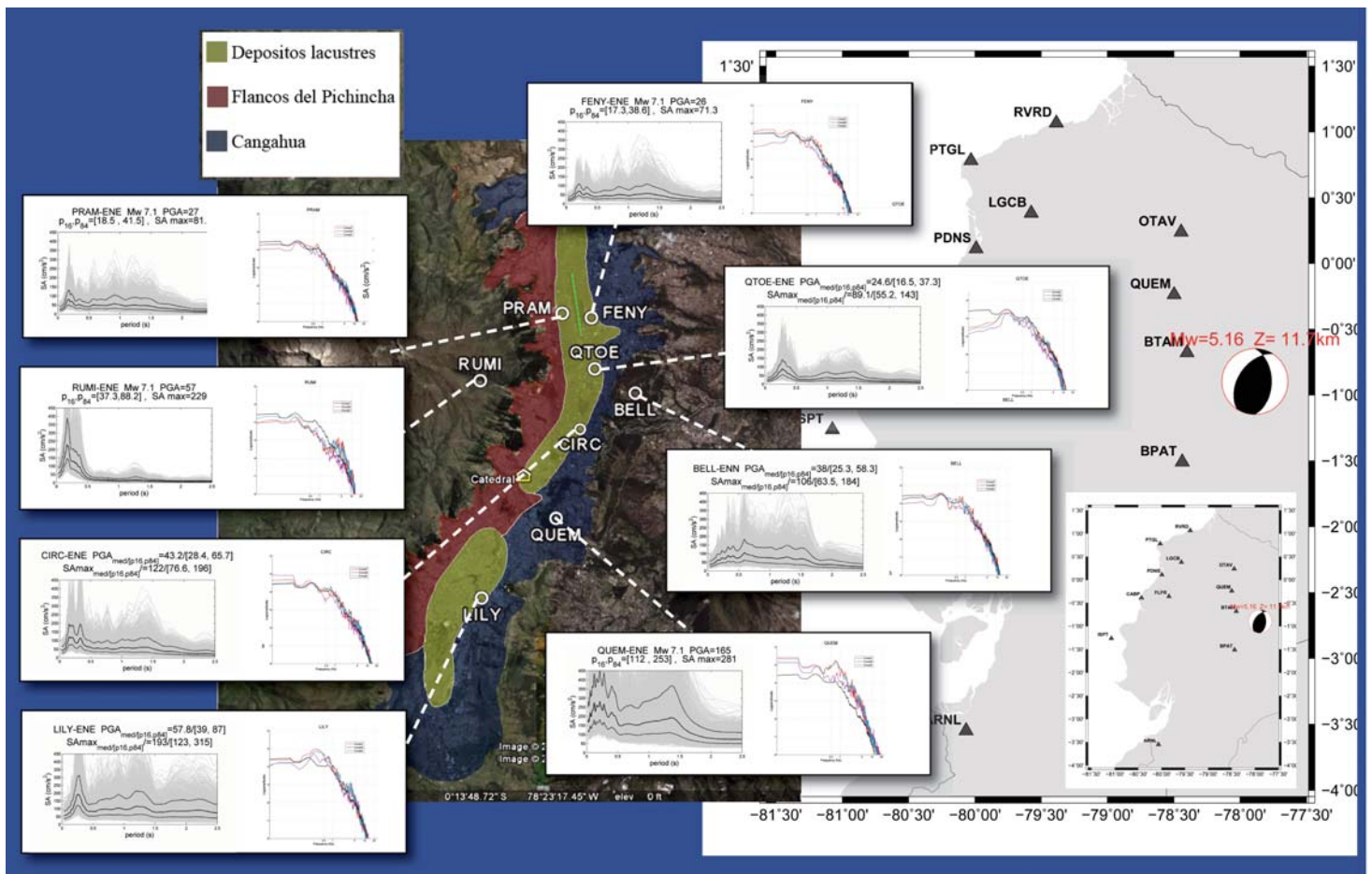


MASTER 2 SGT PREFALC  
"CIENCIAS Y GESTIÓN DEL TERRITORIO"  
GEOLOGÍA, RIESGOS Y GESTIÓN DEL TERRITORIO  
Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas

Pasantía de investigación 2010

# EL RIESGO SÍSMICO EN QUITO: ANÁLISIS Y SIMULACIONES

Por  
ALFONSO NAYA Víctor



Tutores: Courboux Françoise y Vallée Martin (Laboratorio GéoAzur)

## Resumen

La zona del valle interandino, donde se encuentra Quito, ha sido afectada por terremotos corticales superficiales de intensidad tan alta como XI en la escala MSK, que destruyó Riobamba en 1797. Afortunadamente, no ha ocurrido ningún sismo con suficiente intensidad para afectar a Quito desde 1868. Pero, con el aumento de la población hasta aproximadamente dos millones, con una gran parte de ella habitando en viviendas mal construidas y en sitios inestables, el daño de un terremoto futuro en Quito podría ser muy devastador.

En el 2009, una red acelerométrica fue instalada en la ciudad. El trabajo de investigación presentado en este reporte está basado sobre el primer registro, con esta nueva red, de un terremoto de magnitud moderada, el 9 de octubre de 2009. El estudio de la fuente muestra que este sismo tiene una magnitud de momento  $M_w$  de 5.1, con un mecanismo focal inverso concordante con la falla de la Comuna Lagartococha, aproximadamente a 100 Km de distancia de la capital. Aprovechándonos de la buena calidad de los registros, usamos un método de simulación con las funciones de Green empíricas para simular los acelerogramas de un terremoto de magnitud 7.1, localizado en el mismo lugar. Los resultados obtenidos, considerando también las variaciones en la caída de esfuerzos del terremoto simulado, nos permiten: (1) calcular los movimientos del suelo en varios lugares de la ciudad de Quito y alrededor del volcán Cotopaxi y (2) estimar las incertidumbres de estos movimientos. Nuestros resultados son comparados con dos ecuaciones empíricas de atenuación, que provienen de datos mundiales.

**Palabras claves:** *Riesgo sísmico, predicción de movimiento fuerte del suelo, simulación, funciones de Green empíricas, Quito, Ecuador*

## Abstract

The Interandean Valley zone, where Quito is located, has been affected by shallow crustal earthquakes of intensity as big as XI on the MSK scale, as the one which destroyed Riobamba city in 1797. Fortunately, there has been no earthquake with sufficient intensity to affect Quito since 1868. But due to the population increase (now two millions of inhabitants) and to the large number of buildings poorly built or located on unstable slopes, the damage caused by a significant earthquake could be devastating.

In 2009, an accelerometric array has been deployed in the city. The work presented here is based on the first recording of a moderate earthquake by this new array, on 9 October 2009. The analysis of the source reveals that this earthquake has a moment magnitude  $M_w$  equal to 5.1, with an inverse focal mechanism consistent with its location on the Comuna Lagartococha fault (100km Southeast of Quito). Using the good-quality recordings of this earthquake, we apply a simulation method, based on empirical Green functions, to simulate the accelerograms of a  $M_w=7.1$  earthquake located at the same place. The obtained results, taking into account variations of the stress drop for the simulated earthquake, allow us to (1) calculate the expected ground motions in several locations of Quito and around the Cotopaxi volcano and (2) to estimate the uncertainties of these motions. Our results are compared with two empirical attenuation relations, derived from global data.

**Keywords:** *Seismic Hazard, strong ground-motion prediction, simulation, empirical Green's function, Ecuador, Quito.*

## Résumé

La zone de vallée interandine où se trouve la ville de Quito a été affectée par des séismes crustaux qui ont atteint de fortes intensité macrosismiques sur l'échelle MSK, comme par exemple le séisme qui a détruit la ville de Riobamba en 1797 (Intensité XI). Heureusement aucun séisme d'intensité importante n'a frappé Quito depuis 1868. Cependant, compte tenu de l'augmentation de la population (environ 2 millions d'habitants) et du grand nombre d'habitations mal construites ou situées sur des sites instables, les effets d'un séisme futur à Quito pourraient être majeurs.

En 2009, un réseau accélérométrique a été installé dans la ville. Le travail de recherche présenté dans ce mémoire se base sur le premier enregistrement d'un séisme de magnitude modérée sur ce réseau, le 9 octobre 2009. L'étude de la source révèle que c'est un séisme de magnitude  $M_w$  5.1 qui a eu lieu sur une faille inverse située près de la ville de Lagartococha à 100 km au sud-est de Quito. Profitant des enregistrements de qualité de ce séisme, nous utilisons une méthode de simulation par fonctions de Green empirique pour simuler les accélérogrammes d'un séisme de magnitude 7.1 qui aurait lieu au même endroit. Les résultats obtenus en faisant varier la chute de contrainte du séisme cible nous permettent d'estimer les mouvements du sol en différents points de la ville de Quito et autour du volcan Cotopaxi, ainsi que la variabilité de ces mouvements. Nos résultats sont comparés à deux équations empiriques d'atténuation construites sur des données mondiales.

**Mots clés:** *Aléa sismique, prédiction des mouvements du sol, simulation, fonctions de Green empiriques, Équateur, Quito.*

## AGRADECIMIENTOS:

Agradezco a Françoise Courboux por permitirme hacer la pasantía en el Laboratorio Géoazur. Por transmitirme parte de su experiencia científica y por su espíritu de colaboración permanente.

A Martin Vallée por todas sus enseñanzas, sus buenos consejos, su rigor científico y su solidaridad.

A Mario Ruiz, jefe del Departamento de Sismología del IG-EPN Quito, por facilitarme los datos para realizar este trabajo y por sus consejos y su compromiso con la investigación.

A Laëtittia Honoré por su ayuda científica y por su interés por el proyecto.

A Jean-Mathieu Nocquet y a François Michaud por su ayuda al proyecto.

A Alexandra Alvarado por ayudarme con la Bibliografía del riesgo sísmico de Quito y por su disponibilidad y colaboración.

Este estudio no hubiera sido posible sin el trabajo realizado en el Laboratorio Géoazur y la valiosa colaboración del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional.

Agradezco también a Mónica Segovia por el envío continuo de información necesaria para este estudio. Y a Juan Singuacho por su ayuda con el mapa geológico de Quito.

Al personal del IRD y, en especial, a María Dolores Villamar por su valiosa ayuda para hacer posible el trabajo en el Laboratorio Géoazur.

# Índice

Introducción.....	1
I Riesgo sísmico en Quito.....	2
1.1 Sismos que afectan a Ecuador.....	2
1.2 Riesgo sísmico en Quito.....	2
1.3 Terremotos históricos que afectaron a Quito.....	2
II Determinación del mecanismo focal.....	4
2.1 Terremoto de estudio .....	4
2.1.1 Impactos del terremoto de Tena .....	4
2.1.2. Origen de los datos.....	4
2.2 Determinación del mecanismo focal con el método de (MWSYNTH).....	5
2.2.1 Método (MWSYNTH) .....	5
2.2.2 Cálculo rápido de $M_w$ .....	5
2.3 Obtención del mecanismo focal y el momento magnitud.....	6
2.3.1 Método usado para la obtención del mecanismo focal.....	6
2.3.2 Selección y filtrado de los datos.....	7
2.3.3 Resultados de las simulaciones .....	7
III Método de simulación .....	9
3.1 Principios generales de métodos de suma de las funciones de Green empíricas...9	
3.1.1 Métodos estocásticos .....	9
3.2 Método de suma estocástica de pequeños terremotos en dos etapas .....	10
3.2.1 Relación entre los parámetros de la fuente y los parámetros de simulación ....	11
3.2.2 Características del método .....	13
3.2.3 Código SIMULSTOCH .....	14
IV Simulaciones de los movimientos del suelo.....	15
4.1 Registro del terremoto usado para este estudio .....	15
4.1.1 Datos obtenidos en las estaciones de Quito y sus alrededores .....	15
4.1.2 Determinación de la frecuencia esquina del espectro de Fourier .....	16
4.1.3 Espectro de respuesta elástica de un terremoto.....	18
4.2 Simulaciones en Quito para una caída de esfuerzo constante.....	19
4.2.2 Simulaciones de un sismo de $M_w$ 6.4 .....	19

4.2.2	Simulaciones de un sismo de Mw 7.1.....	19
V	Comparación con GMPEs.....	23
5.1	Modelos de movimiento del suelo.....	23
5.1.1	Selección de los modelos de movimiento del suelo.....	23
5.1.2	Ecuaciones de movimiento del suelo de Ambraseys (2005) .....	23
5.1.3	Ecuaciones de movimiento del suelo de Chiou y Youngs (2006) .....	24
5.2	Comparación entre datos reales de ( $M_w$ 5.1) y GMPEs .....	26
5.3	Comparación entre las simulaciones de ( $M_w$ 7.1) y GMPEs .....	26
5.4	Simulaciones con frecuencia esquina $F_c$ 0.34.....	28
5.5	Discusión .....	29
VI	Resultados finales de la simulación .....	30
6.1	Selección del rango de los valores de la caída de esfuerzo (C).....	30
6.2	Espectro de respuesta para C entre 1.3 y 4.6.....	31
6.3	Cálculo de la intensidad (MMI) .....	32
6.4	Discusión.....	33
	Conclusiones.....	35
	Bibliografía	
	Anexos	

# Introducción

La simulación de los movimientos del suelo de un futuro terremoto es de mucha utilidad para la evaluación del riesgo sísmico. Los resultados de las simulaciones son más precisos que los encontrados por los modelos de predicción de movimientos del suelo, porque toman en cuenta los efectos de amplificación que ocurren en cada zona de estudio por la topología y el tipo de suelo. De esta forma, se puede conocer, de modo fiable, la respuesta de una estructura a un posible escenario sísmico. Este método es de mucha utilidad en la ingeniería civil y para la creación de escenarios de intensidad de terremotos. Los mapas de intensidad de terremotos nos pueden contestar a las preguntas de dónde sería el mayor daño y cuántos recursos habría que movilizar, antes de que ocurra el terremoto, además de ser una de las mejores maneras de divulgar a la comunidad y las autoridades, la amenaza de un terremoto en la ciudad.

En este estudio se realiza, por primera vez en el país, una simulación usando los datos de la red de acelerómetros de la ciudad de Quito, implementada por el Instituto Geofísico –EPN y por el proyecto ADN. La simulación que se crea es de un sismo de Mw 7.1, a 100 Km de distancia de esta ciudad.

En esta red, que tiene 8 estaciones acelerométricas en la ciudad, se registró con buena calidad un sismo de Mw 5.1, que ocurrió en la ciudad del Tena. Usando las señales acelerométricas de este sismo, se simulan las señales que hubiera producido un terremoto mucho mayor de magnitud 7.1, de ocurrir en el mismo sitio que el de magnitud 5.1.

La simulación se hace con el método de la suma estocástica de las funciones de Green empíricas (EGF). Este método utiliza pocos parámetros y se puede implementar sin necesidad de una gran capacidad de computación. La simulación generada será realista y tendrá los efectos de propagación y de sitio 3D, ya que el pequeño sismo contiene esta información.

Con los resultados de esta simulación, se muestran los espectros de respuesta del suelo y las intensidades generadas por el sismo simulado en los 8 sitios de Quito, estudiados.

Como parte del estudio necesario para crear el terremoto, se encontró también el mecanismo focal, el momento magnitud del sismo original, los efectos de sitios de las estaciones, y se compararon los resultados con dos modelos de predicción del movimiento del suelo.

# I Riesgo sísmico en Quito

En este capítulo se analiza el contexto sismotectónico que produce el riesgo sísmico en Ecuador. Con posterioridad, se resumen los daños que han provocado en las distintas ciudades del valle interandino, los terremotos más destructivos de la sierra ecuatoriana, y los efectos que éstos han tenido sobre la capital de Ecuador.

El estudio de los terremotos de la sierra ecuatoriana ha sido objeto de nuestra investigación debido a que en esta tesis se simulará un terremoto de momento magnitud 7.1 de la sierra, que ha ocurrido a 100 Km de Quito, para analizar su efecto en la ciudad.

## 1.1 Sismos que afectan a Ecuador

Desde el punto de vista geodinámico, la actividad sísmica se produce debido a la interacción de las tres placas tectónicas: Nazca, Sudamericana y el bloque Nor-andino (*Figura 1.1*), dando origen a los fenómenos de vulcanismo y de sismicidad (Segovia and Alvarado, 2009).

El territorio de Ecuador está expuesto a tres tipos de terremotos: los terremotos de la subducción que ocurren superficialmente cerca de la costa, mientras que en el interior del país ocurren a grandes profundidades, (como el del 12 de agosto de 2010), los terremotos superficiales de la sierra, que son los que han afectado a Quito, y los terremotos relacionados con la actividad volcánica.

Los terremotos de mayor magnitud se producen en la zona de subducción, por ejemplo, el de  $M_w$  8.8, que ocurrió en Esmeraldas en 1906, el quinto en liberación de energía del siglo pasado (Segovia and Alvarado, 2009). No obstante, los terremotos de menor magnitud y superficiales de la sierra son los más destructivos. La región del valle interandino, donde está ubicado Quito, es la que más ha sido afectada históricamente por los terremotos, en número de víctimas y en daños materiales.

En Ecuador, se tiene un promedio anual de 300 sismos de magnitud 4 o superior, y ocurre un sismo destructivo, intensidad VIII o mayor de la escala MSK, suficiente intensidad para producir el colapso de edificios viejos, cada 12 años como promedio. El número de muertes por terremotos desde 1541, se calcula en 80,000 (Rivadeneira *et al.*, 2007).

## 1.2 Riesgo sísmico en Quito

La ciudad de Quito está expuesta a un alto riesgo sísmico. En el valle interandino han ocurrido un gran número de sismos. La capital ha sido afectada por sismos bajo la ciudad, en la falla de Quito, y por grandes sismos ocurridos en el valle interandino o en las cordilleras.

El último gran terremoto que afectó a Quito fue en 1868, en esa época, la población de la ciudad era de 45,000 personas que vivían en un área de 4 Km<sup>2</sup> (ESCUELA POLITECNICA NACIONAL *et al.*, 1995).

Desde esa fecha, se ha producido un rápido crecimiento de la ciudad, que dio paso a un gran número de construcciones de baja calidad y a la edificación en sitios inestables como quebradas rellenas de suelo suelto y en laderas empinadas, y al aumento de la población a dos millones de personas. (ESCUELA POLITECNICA NACIONAL *et al.*, 1994). De tal manera, que si ocurriera un sismo grande, los daños serían considerables.

La historia de los sismos en la zona del valle interandino nos puede dar una idea de la magnitud del evento que podría afectar a la ciudad. Los tres sismos más destructivos que han ocurrido en Ecuador han sido en esta zona.

## 1.3 Terremotos históricos que afectaron a Quito

Desde 1541, momento en que se tienen registros históricos, se sintieron en la capital siete terremotos con intensidad VII o mayor: 1587, 1627, 1698, 1755, 1797, 1859 y 186 (Chatelain *et al.*, 1999). Este valor de intensidad de la escala MSK de intensidades, corresponde a un sismo en el que las personas se asustan y salen de su casa, y los edificios viejos, de barro, adobe o muros de mampostería se dañan severamente, y se producen pequeños deslaves (Rivadeneira *et al.*, 2007).

Los dos terremotos que afectaron a Quito con mayor intensidad fueron el de Guayllabamba, 1587 y el de Quito, 1859 (Yepes *et al.*, 1995). Éstos son los dos eventos más cercanos a Quito. (Ver *Figura 1.2*). Ambos



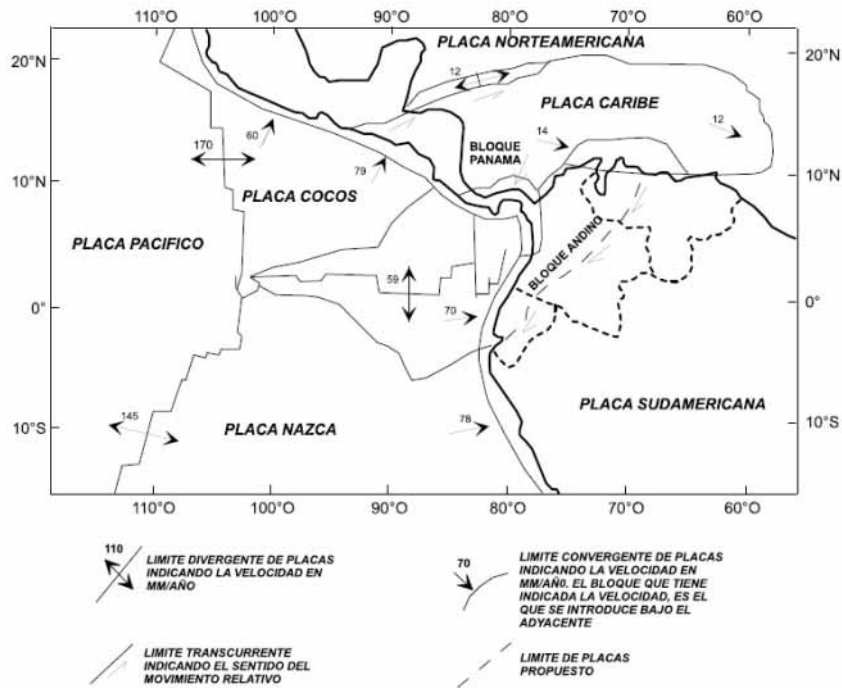


Figura 1.1. Zona de convergencia de las placas: Sudamericana, Nazca y bloque Nor-andino. (Segovia and Alvarado. 2009)

Año	Nombre de la zona	$M_w$	Intensidad MSK, max	Intensidad MSK en Quito
1587	Guayllabamba	6.4	VIII	VIII
<b>1698</b>	<b>Ambato</b>	<b>7.2</b>	<b>IX</b>	<b>VII</b>
<b>1797</b>	<b>Riobamba</b>	<b>7.6</b>	<b>XI</b>	<b>VII</b>
1859	Quito	7.2	VIII	VIII
1868	Ibarra	7.25	IX	VII

Tabla 1.1. Terremotos que afectaron a Quito. Año, nombre de la zona de los terremotos,  $M_w$ , intensidad MSK máxima en el epicentro e intensidad en Quito..

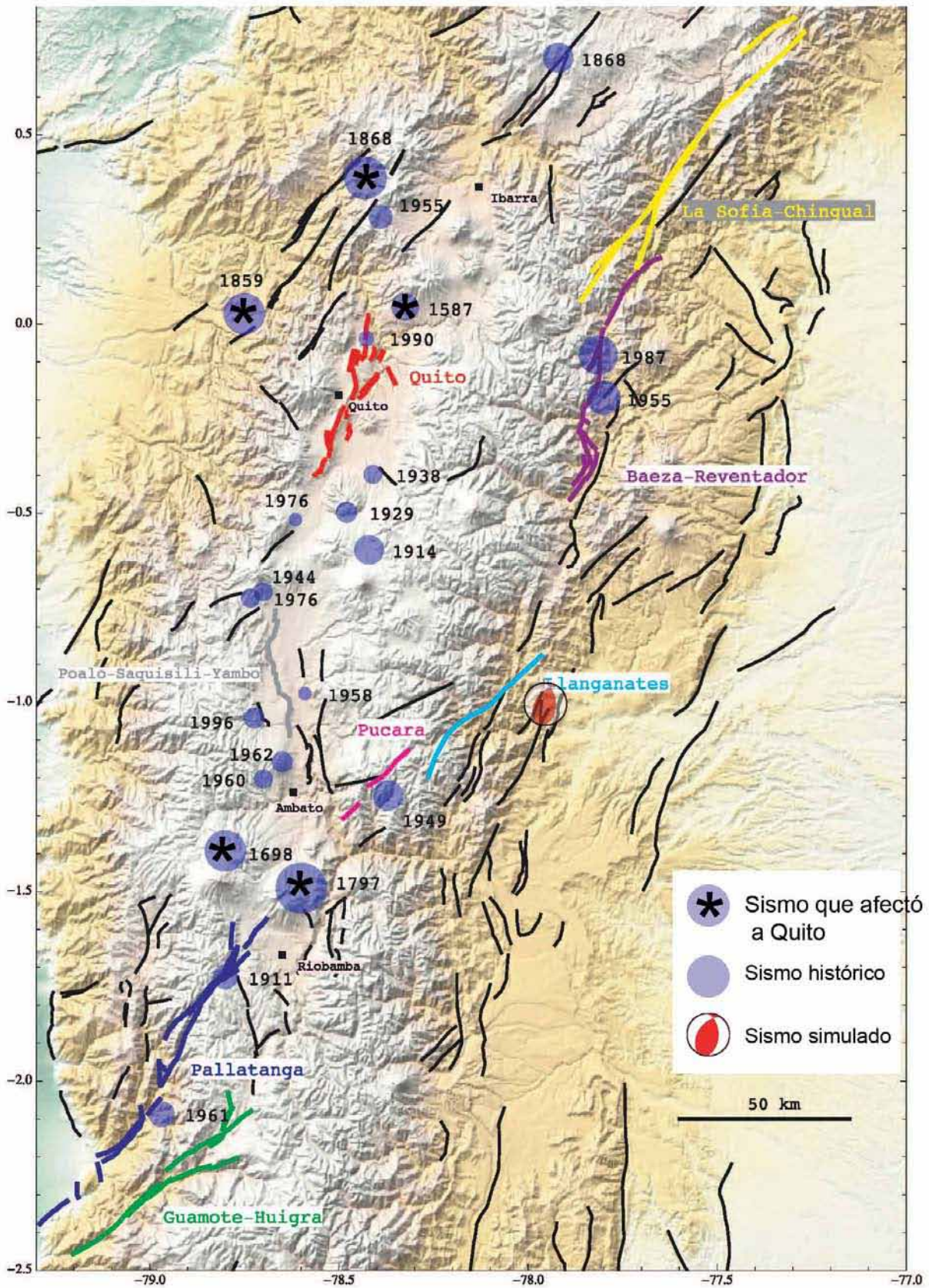


Figura 1.2. Sismos históricos en la Sierra. El tamaño del disco azul está relacionado con la magnitud. Se muestran 5 de los 7 sismos que afectaron a Quito con una intensidad de al menos VII. Las líneas negras son los segmentos de las fallas. Los sistemas de fallas están resaltados. Adaptado de (Beauval et al. 2010).

con una intensidad de VIII de la escala MSK, lo que corresponde a reportes de dificultades para mantenerse parado y a colapso de edificios viejos. El sismo más fuerte fue el de Quito en 1859, que es el de mayor magnitud.

Dos de estos terremotos fueron locales, los de 1627 y 1755, no se tuvo noticias de ellos fuera de la ciudad y se atribuyen a la falla de Quito, ubicados bajo la ciudad (Yepes *et al.*, 1995).

Todos están representados en la *Figura 1.2*. En un trabajo reciente, Beauval *et al.* (2010), encontraron el momento magnitud de estos sismos, a partir de los reportes históricos sobre la intensidad de los mismos. En la Tabla 1.1 se muestran los valores.

No sólo los sismos cercanos afectaron a la ciudad, sino que sismos como el de Riobamba, a 150 Km del sur de Quito, produjeron daños en ella.

Quito sólo ha sido afectada, con reportes de intensidad de VII o más, por terremotos ocurridos en la sierra. Éstos serán descritos detalladamente, a continuación.

### **Terremotos lejanos:**

RIOBAMBA 1797. (Intensidad máxima XI). ( $M_w$  7.6).

Éste es el terremoto más destructivo en los cinco siglos de historia de Ecuador. Arrasó la ciudad de Riobamba y produjo al menos 25,000 víctimas. La ciudad fue reubicada después de la tragedia. Se produjeron numerosas grietas y se dispararon extensos derrumbes. Se destruyeron varios pueblos y villas en la provincia del Chimborazo (Beauval *et al.*, 2010). En Quito, se afectaron todos los templos (Rivadeneira *et al.*, 2007).

AMBATO 1698. (Intensidad máxima IX). ( $M_w$  7.6).

Las ciudades de Ambato y Latacunga fueron totalmente arrasadas. Riobamba fue parcialmente demolida. La ciudad de Ambato fue reubicada después del terremoto. Produjo daños en toda la región, incluyendo Tungurahua, Cotopaxi y la provincia del Chimborazo (Beauval *et al.*, 2010).

IBARRA 1868. (Intensidad máxima IX). ( $M_w$  7.2).

Fue el terremoto más potente en afectar los Andes del norte de Ecuador en el período histórico. Ciudades como Atuntaqui, Ibarra, Otavalo y Cotacachi se convirtieron en ruinas (Beauval *et al.*, 2010).

### **Terremotos cercanos:**

QUITO 1859. (Intensidad máxima VIII). ( $M_w$  7.2).

Es el sismo que se sintió con más intensidad en Quito. Grandes daños en edificios, iglesias y casas de Quito (Yepes *et al.*, 1995).

Produjo destrucción en las provincias de Cotopaxi, Pichincha e Imbabura. Como afectó con la misma intensidad, VII, una gran extensión del país, se sospecha que este sismo es de subducción y de gran profundidad. Para encontrar la magnitud, es tratado como superficial de corteza, encontrándose una magnitud de  $M_w$  7.2, pero si fuera de subducción, esa magnitud tendría que calcularse nuevamente (Beauval *et al.*, 2010).

GUAYLLABAMBA 1587. (Intensidad máxima VIII). ( $M_w$  6.4).

Este terremoto golpeó en las áreas al norte de la provincia de Pichincha. La ciudad de Quito fue afectada largamente (iglesias y casas). En varios pueblos, al norte de Quito, como Guayllabamba y Pomasqui ocurrieron víctimas y destrucción. Se supone una ruptura de un segmento del sistema de fallas de Quito (Beauval *et al.*, 2010).

Los dos TERREMOTOS LOCALES de 1627 y 1755, que se atribuyen a la falla de Quito, ubicados bajo la ciudad, se consideran de magnitud  $M_b=5$  y  $M_b=6.3$  respectivamente (Yepes *et al.*, 1995).

Esta falla continúa activa y en 1990, en Pomasqui, al norte de Quito, se registró un sismo de  $M_w=5.3$ , que fue de intensidad menor que VII y no causó pánico (Rivadeneira *et al.*, 2007).

En los próximos capítulos se simula un sismo de momento magnitud,  $M_w=7.1$  y aproximadamente a 100 Km de la ciudad. Esta magnitud está justificada por la historia de la sismicidad de la zona. La localización de este sismo se muestra en la *Figura 1.2*.

Esta simulación se hizo a partir de los registros sísmicos de uno menor, de  $M_w=5.1$ , que ocurrió en la misma locación y con el mismo mecanismo focal. Se ve que la dirección de la ruptura coincide con la falla.

## II Determinación del mecanismo focal

En este capítulo se aplican dos métodos para encontrar el **momento magnitud  $M_w$**  y el **mecanismo focal** del sismo que ocurrió en octubre de 2009 en las cercanías de la ciudad de Tena, Ecuador.

Estos resultados serán de gran importancia en las simulaciones que se harán de un terremoto de momento magnitud  $M_w$  7, en el próximo capítulo, así como para la comparación de las mismas con modelos de movimiento del suelo.

El *primer método (MWSYNTH)*, es un método para la determinación rápida del momento magnitud, que se basa en la comparación de un parámetro de los espectros de desplazamiento de los sismogramas reales con los sintéticos, calculados anteriormente y guardados en tablas.

El *segundo* realiza una inversión de la fuente sísmica en la que se encuentra el mecanismo focal. Este método es el más confiable, ya que usa un modelo más realista de la fuente y modifica el modelo de velocidades.

### 2.1 Terremoto de estudio

#### 2.1.1 Impactos del terremoto de Tena

El terremoto objeto de estudio es un sismo de momento magnitud  $M_w$  5, que ocurrió el 9 de octubre de 2009 en la ciudad del Tena, situada alrededor de 100 Km de la ciudad de Quito.

Los impactos de este terremoto en la ciudad de Tena están publicados en el informe del Instituto Geofísico IG-EPN (2009):

*“Este evento, por su magnitud y poca profundidad, fue sentido con particular fuerza en la zona epicentral. Según los primeros reportes recibidos, en la ciudad de Tena, la mayor parte de gente se asustó y salió a las calles, también se reportaron pequeñas fisuras y “trizaduras” en algunas paredes de ciertos edificios altos y vidrios de edificaciones del sector, los objetos pesados se desplazaron, los cuadros se movieron y algunos objetos inestables se cayeron. En un edificio de una planta de reciente construcción en el Hospital del Tena, se reportan también fisuras importantes.”*

Los valores de la localización y la magnitud del sismo, informados por el IG-EPN y el *National Earthquake Information Center (NEIC)*, disponible en <http://neic.usgs.gov>, se muestran en la Tabla 2.1.

Agencia	Tiempo	Lat	Longitud	Profundidad	Magnitud
NEIC	181139.93	-0.96	-77.82	35 Km	5.4 mbGs
IG-EPN	181134.99	-0.9957	-77.9627	17.52 km	5.4 $M_w$ , 5.1 md

Tabla 2.1 Valores de magnitud y localización del terremoto según el IG-EPN y el NEIC

#### 2.1.2. Origen de los datos

Los datos seleccionados para este estudio provienen de la red de sismómetros del Ecuador (*Figura 2.1*). Esta red es manejada por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional en conjunto con otros Institutos.

Entre las estaciones cabe destacar las del proyecto ADN “Andes du NORD” (*Figura. 2.2*), producto de la colaboración del Laboratorio Geoazur con el Instituto Geofísico, que fueron las que se emplearon principalmente para la obtención del mecanismo focal.

Estas estaciones multicomponentes cuentan con sismómetros de banda ancha, acelerómetros y estaciones GPS (*Figura 2.2*). Las frecuencias de muestreo de los mismos se encuentran en la Tabla 2.2.

Entre otras estaciones a mencionar se encuentra: la estación OTAV, en Otavalo, con colaboración del IG y con la FDSN (*Federation of Digital Seismological Networks*).

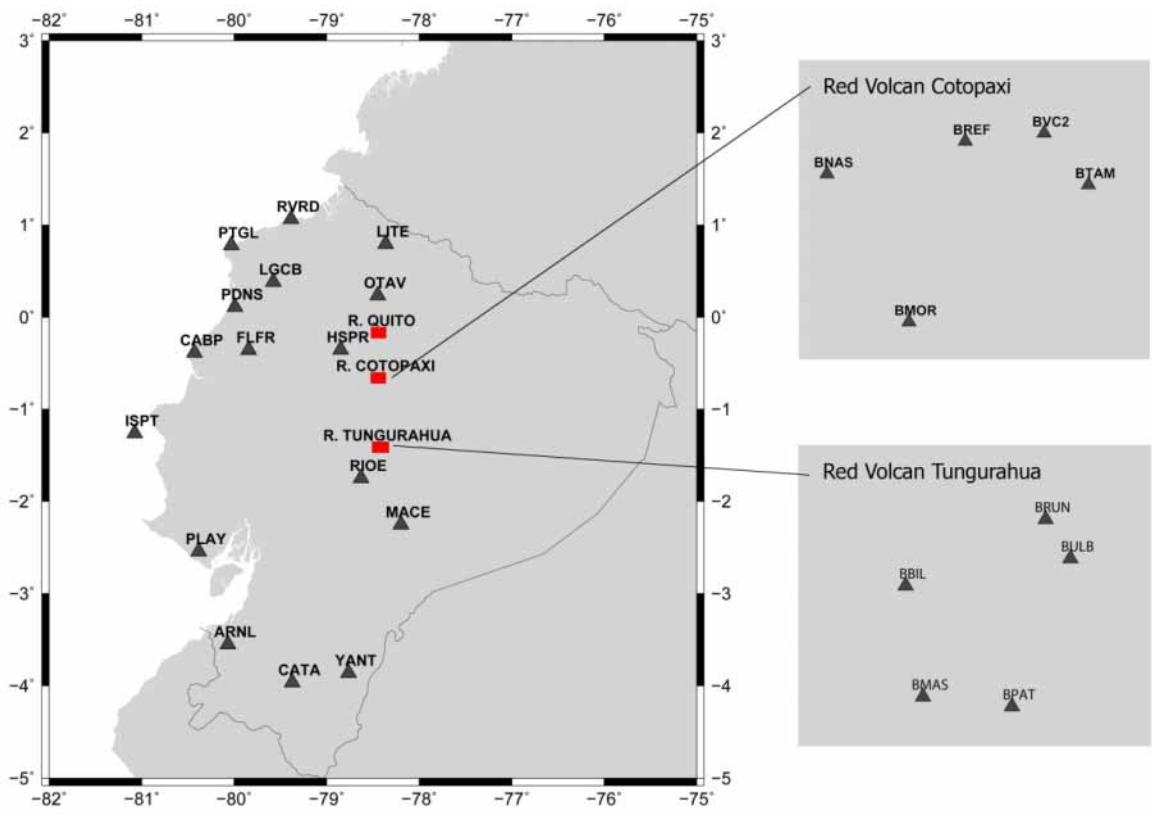


Figura 2.1. Situación en el mapa de Ecuador de las estaciones sismológicas y acelerométricas disponibles. En el Cotopaxi y en el Tungurahua se encuentra una red de sismómetros ubicados alrededor de los volcanes, utilizados para el monitoreo de los mismos, que se muestra ampliadas en la figura, a la derecha. En Quito, sólo se señala la ubicación de la red acelerométrica y de otras estaciones sismológicas ubicadas en la ciudad.

	Nombre de la componente	Frecuencia de muestreo
Banda Ancha	HHZ HHN HHE	125 HZ
Banda Ancha	BHZ BHN BHE	20 HZ
Banda Ancha	LHZ LHN LHE	1 HZ
Acelerómetro	ENZ ENN ENE	125 HZ

Tabla 2.2. Características de los sismómetros y acelerómetros de las estaciones ADN.

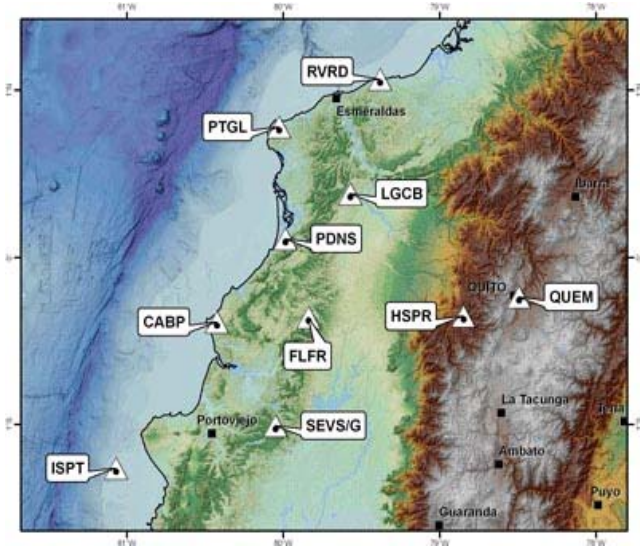


Figura 2.2. Estaciones multicomponentes del proyecto ADN.

## 2.2 Determinación del mecanismo focal con el método de (MWSYNTH)

### 2.2.1. Método (MWSYNTH)

El método (MWSYNTH) para la determinación rápida del momento magnitud (creado por Delouis *et al.*, 2009), se desarrolló para encontrar el momento magnitud del terremoto, poco después de ocurrido éste y antes de que se haya hecho ningún trabajo sobre los mecanismos focales.

La idea del método es que conociendo la distancia del hipocentro del sismo a la estación, se puede identificar  $M_w$  como una función del nivel espectral (*Figura 2.3c*). Donde el nivel espectral es el máximo valor del espectro del desplazamiento (*Figura 2.3b*), que se obtiene de la transformada rápida de Fourier del sismograma en desplazamiento.

El cálculo rápido de  $M_w$  se obtiene de encontrar el nivel espectral de la señal real y con el valor de la distancia al hipocentro, buscar su posición en una tabla similar a la de la *Figura 2.3c*. Estas tablas fueron creadas, usando sismogramas sintéticos generados para cada valor de  $M_w$  y distancia del hipocentro. En el modelo utilizado, la fuente se representa por un modelo cinemático sencillo que tiene en cuenta las dimensiones del área de ruptura de la falla según el valor de  $M_w$ . Se emplea un modelo de velocidades en una dimensión con 5 capas (Tabla 2.3).

Para la propagación de las ondas se usó el método del número de onda discreto, descrito en Bouchon (2003) y en Bouchon (1981). La validez del método es hasta los 300 Km de distancia del hipocentro, que es hasta donde se hicieron los cálculos de las tablas.

Como nos interesa tener tablas que se adapten a cualquier mecanismo focal (recordemos que la idea es encontrar  $M_w$  rápidamente con sólo la distancia al hipocentro y las señales, antes de encontrar el mecanismo focal), usamos un valor promedio para cada  $M_w$  y distancia. Este valor se obtiene de promediar los niveles espectrales obtenidos de sismogramas generados para cada uno de los seis mecanismos (*Figura 2.3.a*) y las tres componentes espaciales.

Para eliminar el ruido de baja frecuencia que va a tener el sismograma del que estamos obteniendo el  $M_w$ , el software determina automáticamente a qué frecuencia óptima se le debe aplicar un filtro pasa altos a la señal. Como esta frecuencia de filtrado va a cambiar de sismograma en sismograma, se necesita crear una tabla como la de la *Figura 2.3c* para cada una de las posibles frecuencias de filtrado. Por esta razón, se crearon para el software de determinación de  $M_w$ , las tablas para 25 frecuencias de filtrado en el rango de 0.005 a 0.8 Hz.

### 2.2.2 Cálculo rápido de $M_w$

El software para la determinación del  $M_w$  necesita que se le introduzca la información de la localización del terremoto, latitud, longitud y profundidad, luego, con la de las estaciones se obtiene la distancia. También hay que poner la hora exacta del terremoto.

Este cálculo de  $M_w$  se hizo con los valores iniciales de:

Año	Día Juliano	Hora	Minuto	Segundo	Latitud	Longitud	Profundidad
2009	282	18	11	39	-0.995	-77.962	17.5

Del uso del código se obtuvo:

$M_w = 5.37$

Con un índice de confianza: 94 %

Como el código elimina las estaciones muy distantes y con señales con mala calidad, solo se calculó sobre las siguientes estaciones.

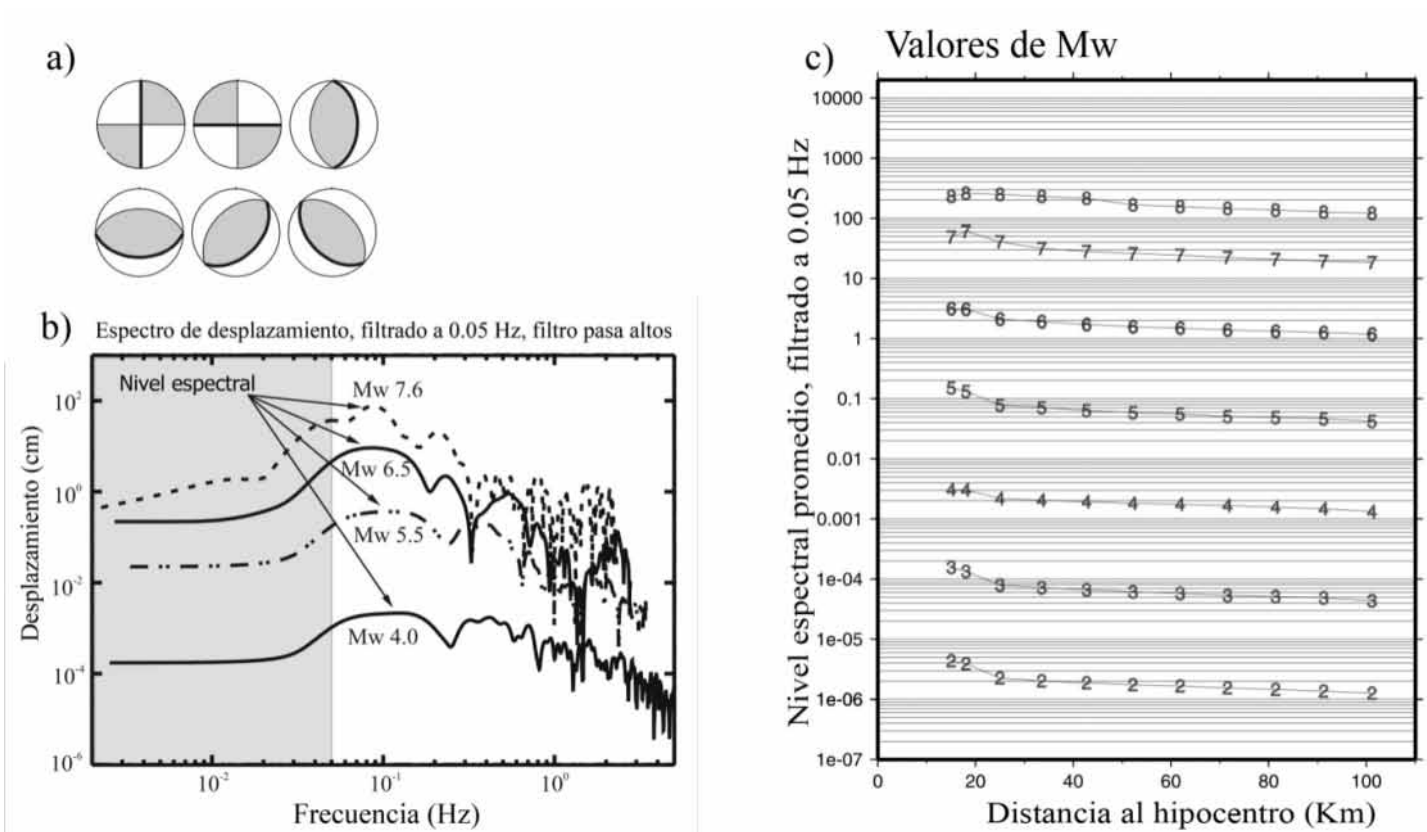


Figura 2.3. (a) Los seis mecanismos focales sobre los que se hizo el promedio del espectro de desplazamiento. (b) Espectro de desplazamiento de varios sismogramas sintéticos, generados a 45 Km de la fuente y filtrados a 0.05 Hz usados para crear la tabla de valores a la derecha. El nivel espectral es el mayor valor del espectro de desplazamiento y aumenta con el valor de  $M_w$ . (c) Niveles espectrales de sismos de  $M_w$  de 8 a 2 en función de la distancia al hipocentro. Estos niveles espectrales fueron promediados sobre las 3 componentes del sismograma y sobre los seis mecanismos focales de sismos (a). (Delouis et al., 2009)

Espesor de la capa (Km)	$V_p$ (km/s)	$V_s$ (km/s)	Density (g/cm <sup>3</sup> )	$Q_p$	$Q_s$
0.6	3.3	1.9	2	200	100
1.4	4.5	2.6	2.3	350	175
3	5.5	3.18	2.5	500	250
25	6.5	3.75	2.9	600	300
Manto	8.1	4.68	3.3	1000	500

Tabla 2.3. Modelo de suelo 1D usado para generar los sismogramas sintéticos.

La Tabla 2.4 muestra que el método determina el valor del momento magnitud para cada estación de manera independiente. Primero para cada estación se encuentra el valor de la frecuencia de filtrado, columna 3. Luego del filtrado de los datos, se encuentra el valor del nivel espectral. Con el que se consulta el valor de  $M_w$  para una tabla adecuada a la frecuencia de filtrado.

El valor de  $M_w$  del sismo se calcula como la media ponderada de los valores de  $M_w$  de las estaciones. El nivel espectral representa mejor el valor de  $M_w$  cuando se pueden conservar frecuencias menores, por esto, se toma el peso como el inverso del valor de la frecuencia.

El valor encontrado del momento magnitud  $M_w$  5.37 es +0.09 superior al de  $M_w$  5.16 que se encuentra en el siguiente epígrafe con un método más preciso. Éste es el resultado esperado, ya que este método produce una sobreestimación del valor del  $M_w$  de +0.07 en promedio (Delouis *et al.*, 2009).

## 2.3 Obtención del mecanismo focal y el momento magnitud

### 2.3.1 Método usado para la obtención del mecanismo focal

En cuanto al método empleado, se utilizó un software que permite la determinación rápida del momento magnitud y del mecanismo focal. Este programa necesita que se seleccionen sólo las señales que quedan bien registradas y que se les introduzcan los valores de frecuencia superior e inferior para aplicarles un filtro Butterworth pasa bajos y uno, pasa altos (Figura 2.4a).

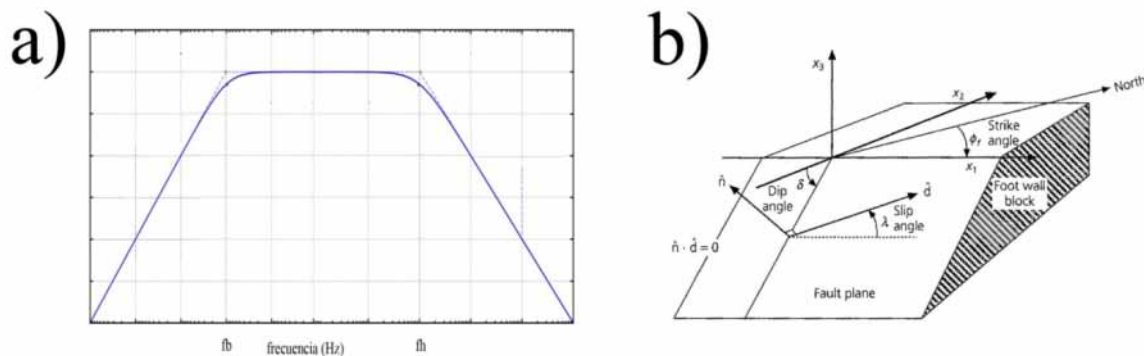


Figura 2.4. (a) Filtro pasa banda, formado por un filtro pasa altos de frecuencia  $f_b$  y uno pasa bajos de frecuencia  $f_h$ . Ventana de frecuencia  $f_b$ - $f_h$ . (b) Representación gráfica de los ángulos Strike, Dip y Rake, para una falla.

El objetivo del filtrado a baja frecuencia es eliminar el ruido instrumental, que aparece debido a que los sismómetros son incapaces de registrar las señales a frecuencias muy bajas. El de filtrar las altas frecuencias se debe a que en éstas las ondas dependen más del modelo de velocidad y no se conocen todos los detalles del modelo.

Luego de definidas las señales y la ventana de frecuencia, el programa realiza automáticamente una inversión con optimización del mecanismo focal, magnitud, tiempo de inicio de la ruptura, posición de hipocentro, profundidad y modelo de velocidades inicial, que es un modelo de velocidades de tres capas en una dimensión, válido para bajas frecuencias.

La inversión se realiza tratando de disminuir la **función misfit**, que compara cuánto se ajusta el sismograma real al sintetizado, luego de la inversión (Ver ANEXO 2). El valor de misfit se recupera luego, para estimar la calidad de la simulación.

Para realizar la inversión se debe introducir antes de correr el programa los valores iniciales de la localización, la hora del sismo y una primera idea de la magnitud.

Año	Día Juliano	Hora	Min.	Seg.	Mili segundo	Latitud	Longitud	Profundidad (Km)	Idea de la magnitud
2009	282	18	11	39	930	-0.995	-77.962	17.5	5.1



Estación	Distancia al hipocentro (Km)	Frecuencia (Hz)	Momento magnitud	Peso
BMOR	65.3	0.10	5.49	0.1531
BREF	67	0.10	5.66	0.1493
BTAM	62.4	0.15	5.61	0.1068
BVC2	64.8	0.20	5.61	0.0772
CABP	283.1	0.05	5.08	0.0706
FLFR	221.5	0.03	5.49	0.1505
HSPR	123	0.09	5.19	0.0903
LGCB	236.1	0.02	5.31	0.2118
OTAV	147.6	0.05	5.18	0.1355
PDNS	257.4	0.04	5.17	0.0971
PTGL	303.1	0.09	4.79	0.0367
QUEM	104.3	0.10	5.56	0.0959
RVRD	278.2	0.02	5.23	0.1797

Tabla 2.4. Resultados de la simulación.

Prueba	Frecuencia (Hz)	$M_w$	Z (Km)	Strike, dip, rake	misfit	$\Delta t$	Estaciones
01	0.025 – 0.07	5	8.4	223, 57, 127	0.5	-3.1s	Pocas estaciones
02	0.02 – 0.065	5.11	13.1	359,48,63	0.433	-2.2s	B
<b>03</b>	0.025 – 0.07	4.97	16.5	67,89,189	<b>0.581</b>	-3.2s	B
<b>04</b>	0.0225 – 0.0675	5.08	21	152,88,340	<b>0.615</b>	-0.7s	B
05	0.025 – 0.07	5.06	12.1	359,51,63	0.45	-3.5 s	C
06	0.02 – 0.05	5.14	14	219,46,124	0.35	-2.7s	B
07	0.015 – 0.05	5.12	12.7	355,50,59	0.363	-1.8s	B
08	0.025 – 0.05	5.12	13.3	218,48,122	0.356	-3.1s	B
09	0.01 – 0.05	5.09	12.2	346,58,40	0.455	-1.3s	B
10	0.02 – 0.05	5.16	11.7	359,48,66	0.405	-1.1s	A
11	0.02 – 0.05	5.05	9.0	216, 45, 129	0.111	1.9s	A

Tabla 2.5. Resultados de las inversiones. Para cada prueba según la ventana de frecuencias en la que se filtró, se obtuvieron los resultados de momento magnitud  $M_w$ , profundidad Z(Km), ángulos Strike, Dip y Rake (figura 2.3 b), valor de misfit y la diferencia en el tiempo del terremoto con respecto a la hora puesta como valor inicial, 18h:11m:39s:930ms. Las estaciones seleccionadas se agrupan en: **A** (Todas las estaciones de la figura 2.6), **B** todas las estaciones de la figura 2.6 menos QUEM y **C** todas las estaciones de la figura 2.6, menos QUEM y ARNL. En la primera simulación solo se tomaron pocas estaciones cercanas al terremoto.

### 2.3.2 Selección y filtrado de los datos

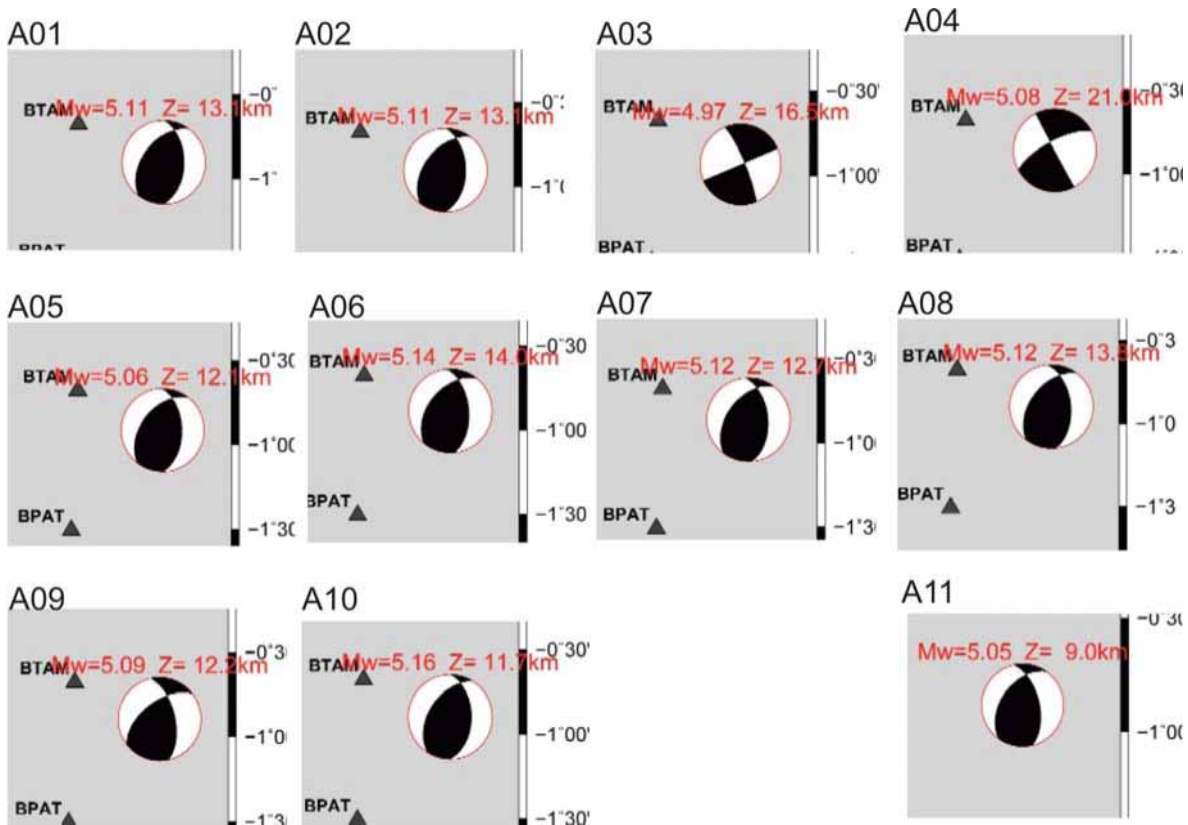
Para seleccionar las señales que debían usarse, se tomó el criterio de emplear estaciones que tuvieran calidad, luego de filtrarlas en la ventana de frecuencias. Es decir, poco ruido, no saturadas y con el aspecto típico de un sismograma.

Como es de esperar que las señales de estaciones próximas entre sí sean similares y no aporten más información, se seleccionaron los sismogramas de una sola estación de las redes del Tungurahua, Cotopaxi y Quito, respectivamente.

De la revisión de la calidad de los datos, se encontró que todas las señales del volcán Tungurahua estaban saturadas, a excepción de la componente z de la estación BPAT.

### 2.3.3 Resultados de las simulaciones

En la *Figura 2.5* y la *Tabla 2.5* pueden verse los resultados de las simulaciones que se hicieron sobre el terremoto estudiado. Luego que se seleccionaron los sismogramas de las estaciones, se hicieron varias pruebas variando la ventana de frecuencias, que es el rango de frecuencias que se deja sin atenuar por los filtros pasa bajo y pasa altos (*Figura 2.4 a*).



*Figura 2.5. Mecanismos focales de las pruebas en la Tabla 2.3. Las pruebas de la 1 a la 9 se hicieron para las estaciones de la Figura 2.5, a excepción de QUEM. La prueba 10 es la representada en la Figura 2.5. Y la prueba 11 es una comprobación con una nueva versión del código.*

Las pruebas de la 02 a la 09 se hicieron con todas las estaciones (*Figura 2.5*), a excepción de la estación de Quito QUEM. De estas pruebas se encontró que la ventana de frecuencia de 0.02-0.05 Hz es la que tenía un valor de misfit más pequeño 0.35, por lo que es el rango que logra sismogramas sintéticos con mejor ajuste a los reales (Ver ANEXO II).

Posteriormente, se realizó la prueba 10 para todas las estaciones, incluyendo la estación QUEM y la ventana de frecuencia con mejores valores de misfit (0.02 – 0.05 Hz), obteniéndose los resultados con los que se hicieron posteriormente las simulaciones del terremoto de mayor magnitud. La (*Figura 2.6*) y la (*Figura 2.7*) muestran los resultados del acuerdo entre los sismogramas reales y los sintéticos para la prueba 10. El mecanismo focal es principalmente inverso, lo cual está de acuerdo con la geología de la falla presente.

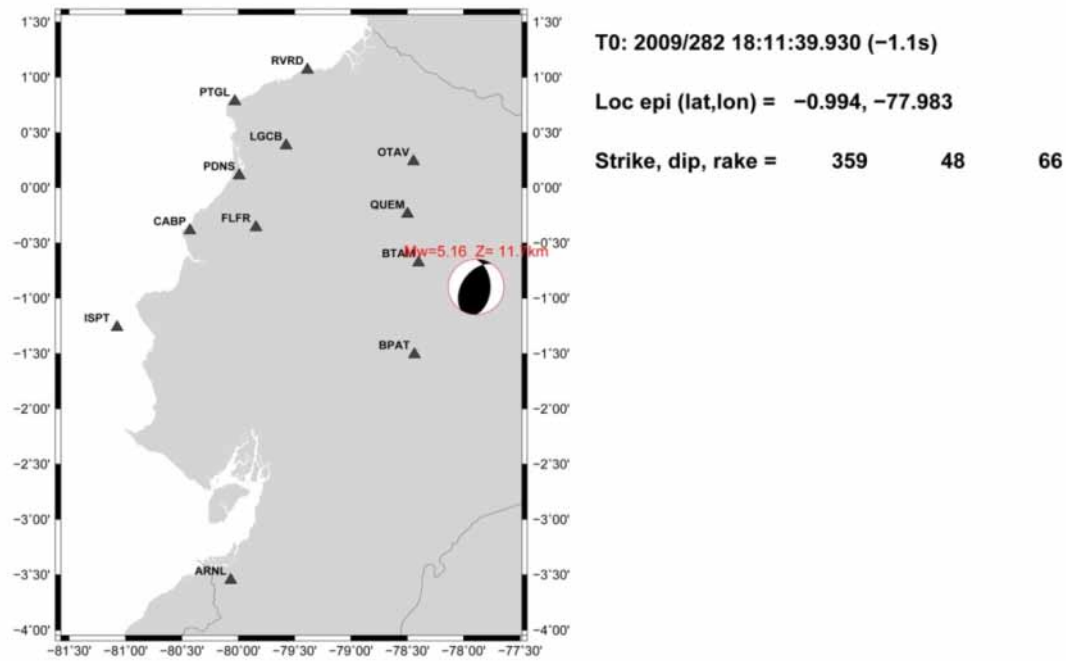


Figura 2.6. Mecanismo focal y localización de la prueba 10.

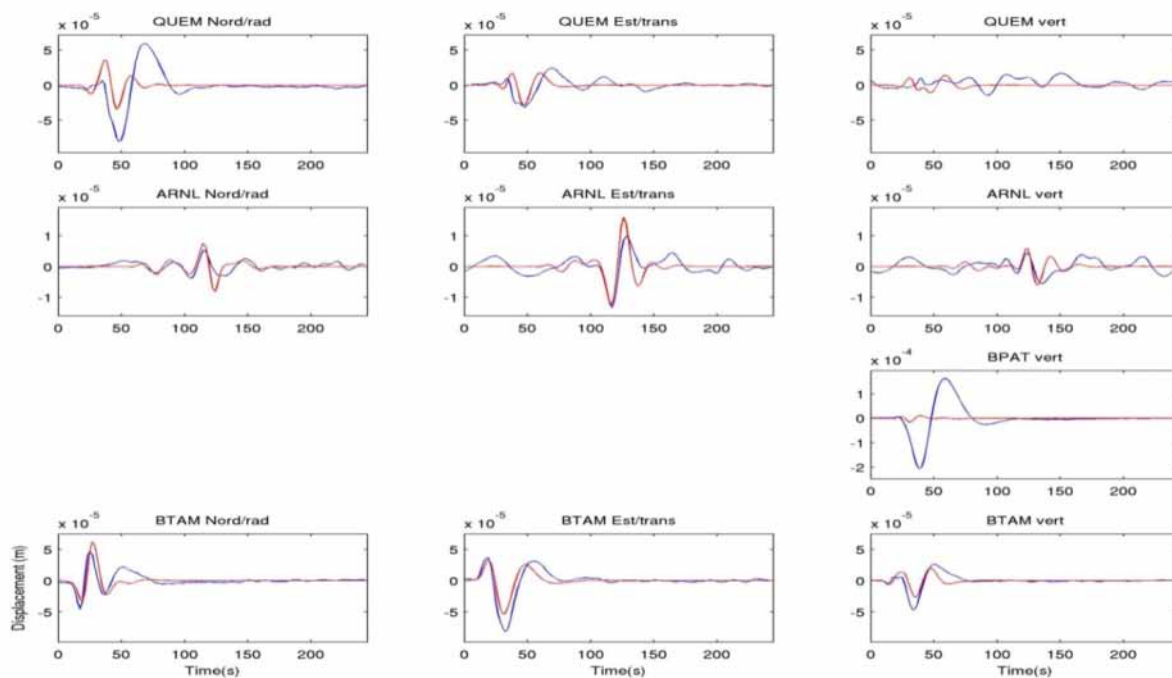


Figura 2.7. Concordancias de los sismogramas reales con los simulados para la prueba 10. Los sismogramas reales están representados en azul y los simulados en rojo.

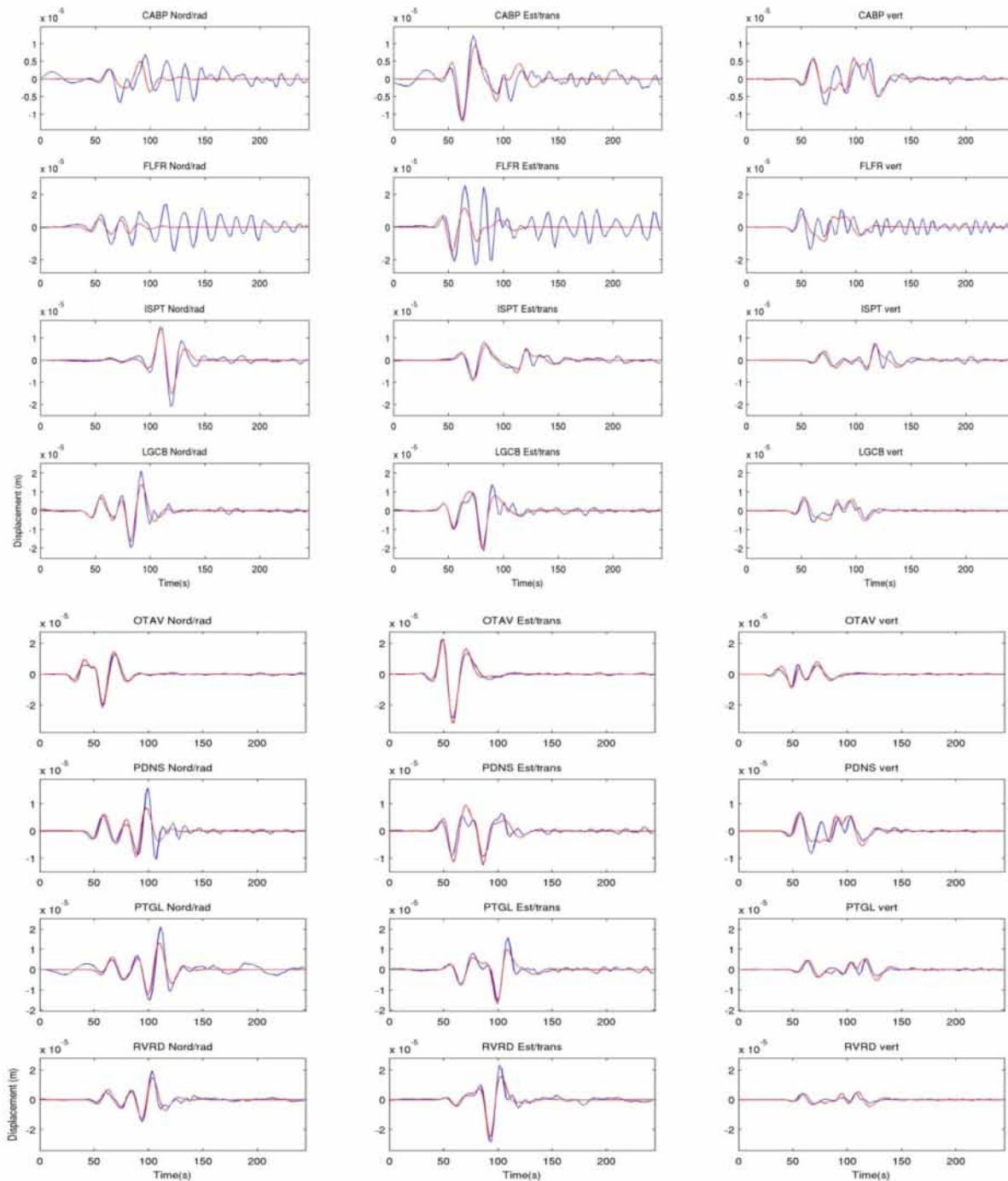


Figura 2.7 Continuación

Observando la (Figura 2.5), se encuentra que los mecanismos focales son similares, a excepción de las pruebas 3 y 4, pero estas dos no se toman en cuenta por tener los peores valores de misfit. Por lo que tenemos una buena coincidencia del mecanismo focal.

El momento magnitud  $M_w$  varió muy poco, entre 5.06 y 5.16, sin tomar en cuenta las pruebas 1, 3 y 4 (por analizar pocas estaciones la primera y por no tener buenos valores de misfit las otras). Los valores de la profundidad  $Z$  (Km) son similares y están en el rango de 11.7 y 14.

El caso de que la componente  $z$  de BPAT en el volcán Tungurahua no muestre una gran concordancia entre los datos reales y la simulación, se puede atribuir a que esta componente no quedara bien registrada o a algún efecto de sitio, recordando que es la única estación de toda la red del Tungurahua, que no se sobresaturó.

## Comprobación

La prueba 11, Tabla 2.5, es una comprobación, usando una nueva versión del código con un método diferente de filtrado de los datos y de creación del sismograma sintético; los resultados de la simulación se pueden ver en la Figura 2.8. Se puede encontrar una casi perfecta concordancia entre los valores de la simulación y los reales, misfit 0.11. De esta comprobación se encuentra que el mecanismo es prácticamente el mismo y los valores de profundidad y  $M_w$  son similares.

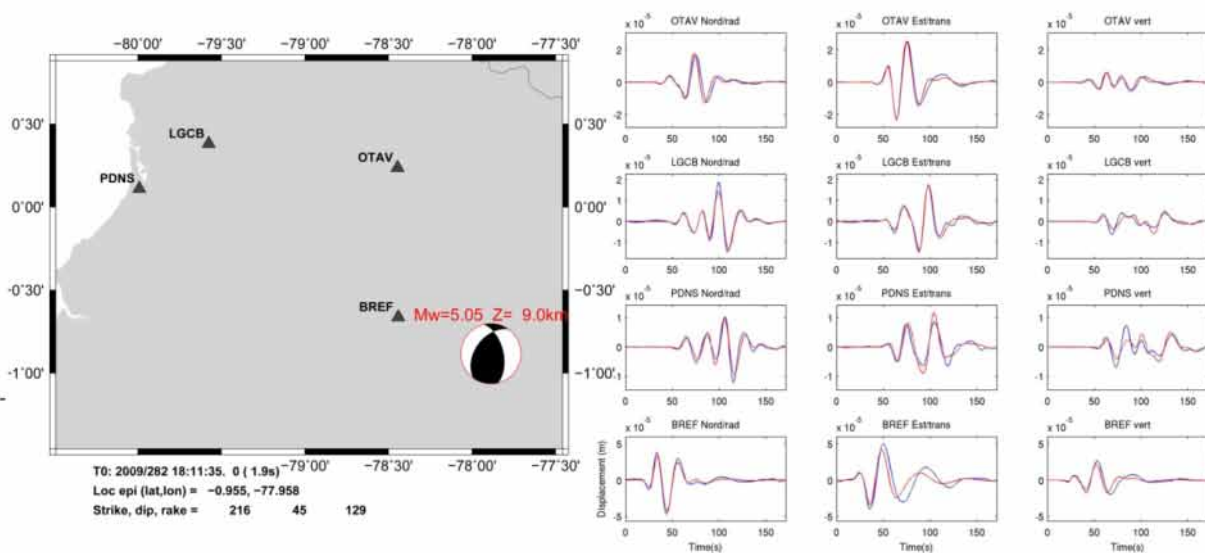


Figura 2.8 Resultados de la prueba 11.

En la prueba 11 se seleccionó BREF, en vez de BTAM, como en la estación de Cotopaxi. El programa eliminó automáticamente casi todas las estaciones que no tenían buena concordancia como, por ejemplo: QUEM, BPAT, FLFR. Se logró así un muy buen valor de misfit.

### III Método de simulación

Para realizar la simulación, se tomó el método de suma estocástica de pequeños terremotos en dos estados (Kohrs-Sansory *et al.*, 2005). En este capítulo se explicarán las generalidades de los métodos de las funciones de Green empíricas, enfocándonos en los métodos estocásticos y, por último, se describirá detalladamente el método usado.

#### 3.1 Principios generales de métodos de suma de las funciones de Green empíricas

Una forma de simular los terremotos, cuando no tenemos un buen conocimiento del medio del subsuelo, es emplear los métodos de suma de las funciones de Green empíricas. Estos métodos se basan en sumar los registros de pequeños terremotos para simular uno grande (Figura 3.1). Los pequeños terremotos tienen que ser de la misma región que el grande y tener el mismo mecanismo focal. La magnitud necesita ser al menos un orden de magnitud menor que el grande. Si el evento es muy pequeño, aparecen problemas con la razón señal ruido en las bajas frecuencias.

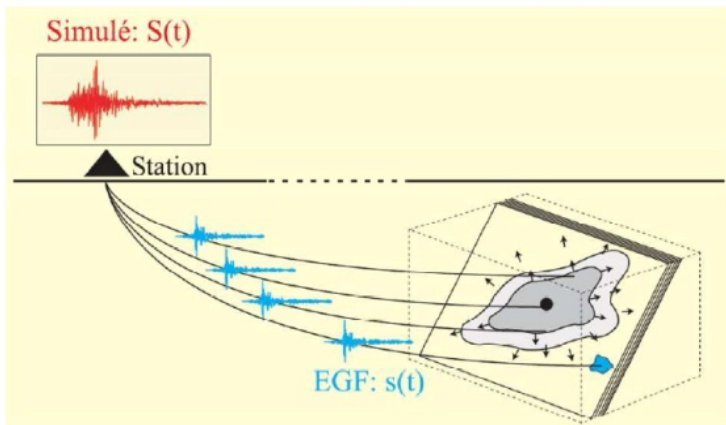


Figura 3.1. Representación esquemática de los métodos de suma de funciones de Green empíricas. El pequeño sismo registrado en la estación, representado en azul, es sumado varias veces para generar un terremoto grande en rojo. (Kohrs-Sansory *et al.*, 2005).

La función de Green describe la señal que arribaría al sismómetro, si la función temporal fuera una función delta de Dirac (un impulso). El pequeño terremoto registrado contiene toda la información de los efectos de propagación entre la fuente y el receptor, éste se puede tomar como una función impulsiva puntual que representa entonces la función de Green empírica. El sismo generado con esta función de Green, incorpora los efectos de propagación de las ondas en el medio, los efectos de atenuación y los efectos de sitio.

Para simular los efectos de un terremoto grande, los pequeños sismos, tomados como funciones de Green empíricas, deben sumarse con un retraso temporal en todo el tiempo de ruptura. (Ver Figura 3.1).

La suma de los efectos de los pequeños terremotos para generar el mayor, se basa en la hipótesis de la similitud en los fenómenos de la fractura entre el terremoto mayor y el menor, y en que las ondas del pequeño sismo tendrán los mismos efectos de propagación que las del grande. Como los efectos de propagación son tomados como similares en ambos terremotos, este método no nos proporciona información sobre efectos no lineales del suelo.

Para que se cumpla que los efectos de propagación sean similares, asumimos, que se encuentren las estaciones en las mismas posiciones, un hipocentro del sismo cercano y un mecanismo de falla similar.

##### 3.1.1 Métodos estocásticos

El primero en proponer el uso de los registros de pequeños terremotos, como las funciones de Green empíricas, fue Hartzell en 1978. Los métodos de las funciones de Green empíricas, que se han desarrollado posteriormente, pueden dividirse en dos tipos: determinísticos y estocásticos.

En los *determinísticos* hay que describir detalladamente el proceso de ruptura del futuro terremoto y sus parámetros de fuente como la forma de la falla, la longitud, el punto de nucleación, entre otros. Que al estar poco restringidos, pueden variar mucho.

En los *estocásticos*, como el que se utilizó en esta investigación (Kohrs-Sansory *et al.*, 2005) y (Joyner y Boore, 1986; Wennerberg, 1990; Ordaz *et al.*, 1995), hay una indeterminación máxima de los parámetros de fuente. Éstos tienen la ventaja de que nos permite modelizar un futuro terremoto más general, en el que nos es imposible predecir detalladamente su proceso de fuente.

Uno de los más destacados de estos métodos es el de Joyner y Boore (1986). En éste se suman  $\eta$  terremotos pequeños, tomados como función de Green, escalados por un valor  $\kappa$  y con retrasos seleccionados aleatoriamente en el tiempo de ruptura  $T_c$ . (Distribución uniforme de retrasos). De esta forma, se simula la fractura de una falla con distancias mayores a la estación, a medida que son mayores los retrasos.

Luego, al tratar de hacer coincidir este método con el modelo espectral de  $w^{-2}$  (Brune, 1970), que ha tenido éxito describiendo movimientos de tierra para un gran rango de momento magnitud, se producían huecos en el espectro de Fourier de desplazamiento, en las frecuencias proporcionales a la frecuencia esquina y a sus múltiplos enteros, producto de la distribución uniforme. Por la distribución uniforme de tiempos de ruptura, se producían, además, sismogramas con apariencia no realista.

Wennerberg en 1990, modificó el trabajo de Joyner y Boore, tomando distribuciones de probabilidad para los retrasos temporales que eliminaban los huecos en los espectros de los sismogramas simulados. También en este artículo introdujo un esquema de suma de probabilidades en dos etapas, ya que demostró que sin importar cuál esquema de probabilidad usaba, no se podía modelizar una fuente compleja, con una sola etapa. Ambos modelos sobreestimaban el nivel de altas frecuencias del evento simulado, como el autor hace notar.

Basado en el artículo de Wennerberg, Ordaz *et al.* (1995), derivaron una función de probabilidad que lograba un ajuste del espectro con el modelo de  $w^{-2}$  para todo el ancho de frecuencias y acelerogramas realistas. Pero este modelo es de suma de probabilidades en una sola etapa y, por esto, no produce historias temporales realistas. (Ver *Figura 3.4.a*).

El método usado de suma de probabilidades en dos etapas de Kohrs-Sansory *et al.* (2005) logra un ajuste en todo el rango de frecuencias del evento simulado con el modelo de  $w^{-2}$  y unas historias temporales realistas. (Ver *Figura 3.4.b*).

## **3.2 Método de suma estocástica de pequeños terremotos en dos etapas**

El método estocástico de las funciones de Green de suma aleatoria en dos etapas independientes, desarrollado por Kohrs-Sansory *et al.* (2005), se inspira en los trabajos de Joyner and Boore (1986), Wennerberg (1990) and Ordaz *et al.* (1995).

El objetivo del método es generar una multitud de historias temporales que representen al sismo generado con los parámetros (como momento magnitud y frecuencia esquina). Y que estén de acuerdo con el modelo  $w^{-2}$  en todo el ancho espectral.

En este modelo se toma la fuente con una dimensión puntual. Se selecciona el pequeño evento registrado, como la función de Green empírica de cada uno de los puntos de la ruptura del área del sismo que va a simularse.

El esquema de este método se basa en la suma aleatoria en dos etapas. Cada punto del área de ruptura se romperá en un momento distinto y, por lo tanto, arribará a la estación con un cierto retraso temporal con respecto a las primeras ondas.

Para modelizar la ruptura, primero, se generan  $n_c$  valores aleatorios de retrasos temporales  $t_c$  con una densidad de probabilidades  $\rho_c(t)$  en el tiempo de la duración de la fuente  $T_c$  (tiempo en que tarda la ruptura en propagarse por la falla) (*Figura 3.2*). Luego, en el segundo estado, se generan otro número de retrasos temporales  $t_d$  en un intervalo de tiempo menor ( $T_p < T_c$ ), con otra densidad de probabilidad, centrados en cada uno de los retrasos generados en el primer estado.

Este proceso se interpreta como la ruptura de  $n_c$  parches. La primera etapa se considera como la propagación de la ruptura sobre la falla en el tiempo de duración  $T_c$ . Y la segunda etapa representaría la secuencia de ruptura de las fuentes secundarias.

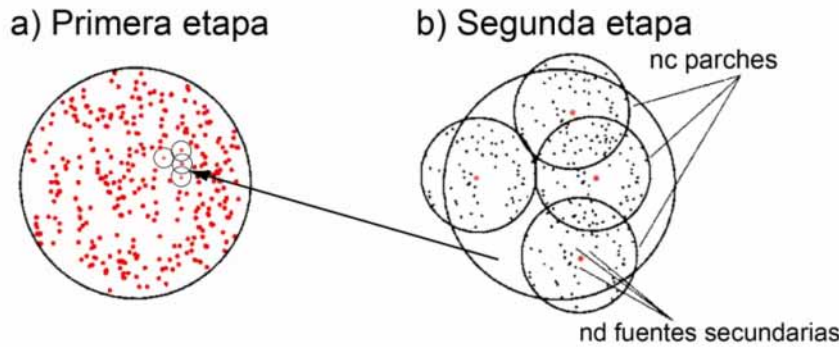


Figura 3.2. Esquema del significado físico del esquema de sumatoria. En la **primera etapa (a)** (en rojo), se generan  $n_c$  retrasos temporales que equivalen a  $n$  puntos en el espacio. Luego, alrededor de cada uno de los puntos del primer estado, se generan  $n_d$  fuentes secundarias, equivalentes a  $n_c$  parches, **segunda etapa (b)**. (Kohrs-Sansorny et al., 2005).

Este modelo sólo depende de 4 parámetros. El número de eventos a sumarse ( $\eta = n_c \cdot n_d$ ), número de puntos en la Figura 3.2. La densidad de probabilidades de los retrasos temporales en la primera etapa  $\rho_c(t)$  y en la segunda  $\rho_d(t)$ . Y un parámetro de escala  $\kappa$ .

Para generar el sismograma se necesitan dos informaciones: la función de Green que describe la señal que arribaría al sismómetro, si la función temporal fuera una función delta. Y la función temporal de la fuente,  $R(t)$ .

Para cada simulación, el evento grande  $S(t)$  está dado por la convolución del evento pequeño registrado  $s(t)$ , usado como función de Green, y la función de la fuente  $R(t)$ .

$$S(t) = R(t) * s(t)$$

$$R(t) = \kappa \sum_{d=0}^{n_d-1} \left[ \sum_{c=0}^{n_c-1} \delta(t - t_c - t_d) \right]$$

En la ecuación anterior se suman  $\eta = n_c \cdot n_d$ , funciones delta de Fourier. Cada una de estas funciones impulsivas representa un punto en el área de ruptura. (Ver Figura 3.2). El parámetro  $\kappa$  es el factor de escala y es una constante, es decir, cada punto que modeliza la ruptura tiene la misma contribución a la función de la fuente.

### 3.2.1 Relación entre los parámetros de la fuente y los parámetros de simulación

Para relacionar los cuatro parámetros fundamentales de la simulación,  $\eta$ ,  $\kappa$ ,  $\rho_c(t)$  y  $\rho_d(t)$  con los parámetros de la fuente (momento sísmico, frecuencia esquina, caída de esfuerzo), se imponen las condiciones de que el sismo pequeño y el grande deben cumplir dos relaciones:

La *primera* es la relación de escala de los parámetros de la fuente. Esta relación determina que el momento sísmico  $M_o$ , la caída de esfuerzo  $\Delta\Sigma$  y la frecuencia esquina  $F_c$  están relacionados por:

$$M_o \propto \Delta\Sigma \cdot F_c^{-3}$$

Aplicada a los dos sismos:

$$\frac{M_o}{m_o} = CN^3 \text{ donde } C = \frac{\Delta\Sigma}{\Delta\sigma} \text{ y } N = \frac{f_c}{F_c}$$



En donde se definen dos parámetros: la razón de la caída de esfuerzo  $C$  entre el sismo grande  $\Delta\Sigma$  y el pequeño  $\Delta\sigma$ . Y  $N$  que es la razón entre las frecuencias esquina del sismo simulado  $F_c$  y del pequeño  $f_c$ .

La *segunda* es la relación de escala entre los espectros de la fuente, del modelo  $w^{-2}$  de Brune (Brune, 1970). En ésta, a bajas frecuencias, el espectro de desplazamiento se puede aproximar a una asíntota horizontal y, a altas frecuencias, se puede aproximar a una recta con pendiente  $w^{-2}$ ; la intersección de estas dos líneas nos da la frecuencia esquina,  $F_c$  (Figura 3.3 a).

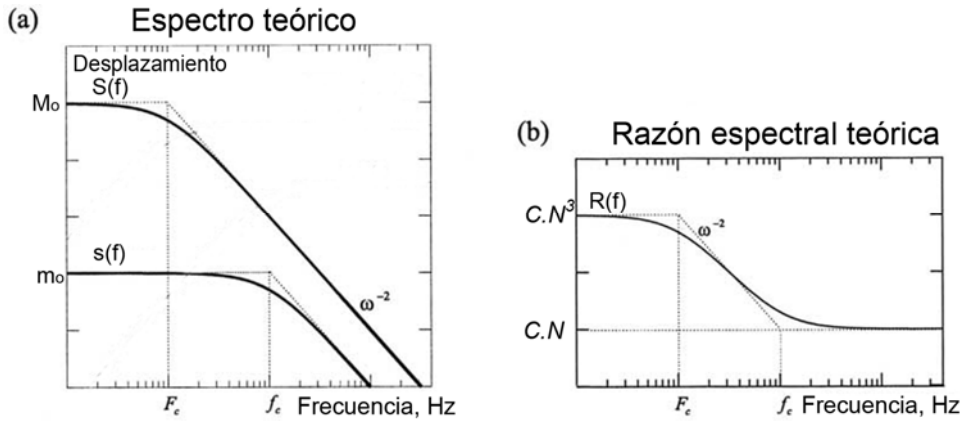


Figura 3.3. El modelo de Brune,  $w^{-2}$ . (a) Espectro teórico en desplazamientos de los eventos grandes  $S(f)$  y pequeños  $s(f)$ . (b) Razón espectral teórica entre el espectro de desplazamiento del evento grande y pequeño. (Kohrs-Sansory et al., 2005).

Se asume que el pequeño sismo usado como función de Green, sigue el modelo  $w^{-2}$ , donde:

$$s(f) \propto \frac{m_o}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}$$

En esta fórmula se ve que el espectro de Fourier de desplazamiento  $s(f)$  tiende a una asíntota horizontal proporcional al momento sísmico para bajas frecuencias y a  $w^{-2}$  para  $f \rightarrow \infty$ .

Para que este modelo sea reproducido estadísticamente por las distintas simulaciones creadas aleatoriamente, que representan distintos procesos de ruptura, se impone que el promedio de las simulaciones  $\langle S(f) \rangle$  cumpla con el modelo de  $w^{-2}$ .

La razón entre el espectro de desplazamiento de los dos eventos es:

$$R(f) = \frac{M_o}{m_o} \cdot \frac{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{F_c}\right)^2}$$

Que tiende a los límites de  $CN^3$  ( $M_o/m_o$ ) para frecuencias bajas  $f \rightarrow 0$  y a  $CN$  ( $M_o.F_c^2/m_o.f_c^2$ ) para altas frecuencias  $f \rightarrow \infty$ . (Ver Figura 3.3 b).

Se conoce que la razón del espectro de desplazamiento de los dos eventos  $R(f)=S(f)/s(f)$  es la función de fuente  $R(t)$  en el dominio espectral. Como  $S(t)=R(t)*s(t)$ , en el dominio de la frecuencia:

$$S(f) = R(f) \cdot s(f) \quad \text{y} \quad R(f) = S(f)/s(f)$$

De igualar el valor de la razón espectral  $R(f)$  teórica del modelo de Brune  $w^{-2}$  con la transformada de Fourier de la función fuente, promediada para todos los resultados de los distintos procesos de ruptura, se obtienen (Kohrs et al., 2005) los valores del número total de eventos sumados  $\eta$ , el valor de la escala  $\kappa$ , y las ecuaciones que definen la densidad de probabilidades:

$$\kappa = \frac{C}{N} = \frac{M_o}{m_o} \left( \frac{F_c}{f_c} \right)^4$$

$$\eta = N^4 \quad \text{donde} \quad \eta = n_c \cdot n_d$$

En los métodos de dos etapas se puede seleccionar  $n_c$  de distintas formas. Una forma común es tomar  $n_c = n_d = N^2$  como se hizo en las simulaciones de este trabajo, pero también puede tomarse como  $n_c = N^3$  y  $n_d = N$ . La influencia en las simulaciones de esta constante está probada en (Honore, 2007).

### 3.2.2 Características del método

Una de las ventajas de los métodos de suma en dos etapas, como el que estamos empleando, con relación a los de suma en una etapa como (Wennerberg, 1990; Ordaz *et al.*, 1995), consiste en que distribuyen la energía durante todo el proceso de ruptura. Los métodos de una etapa producen una concentración excesiva de energía alrededor de la media duración de la ruptura (Figura 3.4). Otra gran ventaja, que supera a los métodos de una etapa, es que producen historias temporales sintéticas muy diferentes entre sí, que pueden asociarse con múltiples procesos de la ruptura.

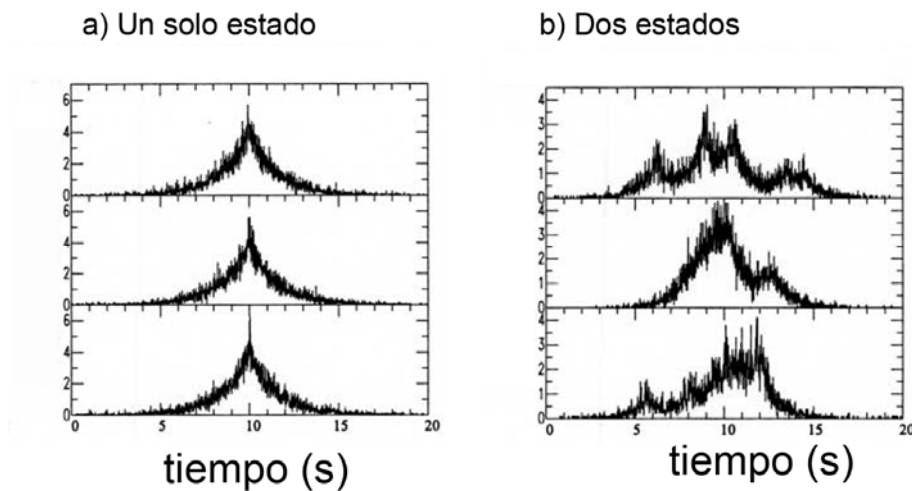


Figura 3.4 Tres funciones de fuente temporales sintéticas, generadas por el proceso de suma **a)** en una etapa y **b)** en dos etapas. Para las simulaciones, se mantuvieron iguales los parámetros; y las variaciones son producidas por los métodos estocásticos. (Kohrs-Sansorny *et al.*, 2005).

Esta posibilidad de tener un gran número de simulaciones distintas para los mismos parámetros de fuente, que obedecen distintos procesos de ruptura (Figura 3.4), nos permite caracterizar, desde un punto de vista estadístico, los parámetros de movimiento del suelo en términos de valor medio, desviación estándar, percentiles y otros.

Nosotros podemos hablar de la mediana, el promedio y la desviación estándar porque la distribución de aceleraciones sigue una forma lognormal.  $\text{Log}(ac)$  tiene una distribución normal. Esto ha sido probado en (Honore 2008) y publicado luego en (Beauval *et al.*, 2009).

El método presenta dificultades para simular eventos grandes cercanos debido a los siguientes problemas:

Si la estación está muy cerca de la falla, una sola EGF no puede tener en cuenta los efectos de propagación en toda la falla. El término cercano no está bien tomado en cuenta. Los efectos no lineales (que ocurren en el suelo a  $\text{PGA} > 0.2g$ ), no son tomados en cuenta por el método.

Pero es adecuado, en cambio, para movimientos moderados o grandes y con fuentes distantes. No reproduce las ondas de superficie.

Este método fue validado por Courboux *et al.* (2010), usando 10 pequeños terremotos como funciones de Green empíricas para reproducir el terremoto de  $M_w$  6.4 en las islas de Guadalupe. Se logró reproducir exitosamente el terremoto con 9 de los 10 pequeños eventos. Y se lograron resultados mejores para las estaciones con efecto de sitio que los obtenidos con las GMPE. También ha sido usado para la simulación de un futuro terremoto en el sur de Francia (Salichon *et al.*, 2010).

### 3.2.3 Código SIMULSTOCH

El esquema de suma estocástica de pequeños terremotos en dos etapas de (Kohrs-Sansorny *et al.*, 2005) está implementado en el código SIMULSTOCH.

Éste produce, en un corto tiempo computacional, un número grande de acelerogramas. El código produce 500 acelerogramas por cada pequeño evento tomado como EGF.

Sólo se necesitan aplicar al código, 4 parámetros de entrada, para crear las simulaciones:

- 1) El momento sísmico ( $m_0$ ) del pequeño terremoto tomado como EGF.
- 2) La frecuencia esquina ( $f_c$ ) del pequeño terremoto tomado como EGF.
- 3) El momento sísmico ( $M_0$ ) del terremoto que se desea simular.
- 4) La razón de la caída de esfuerzo ( $C = \Delta\Sigma / \Delta\sigma$ ) entre el sismo grande y el pequeño.

De estos parámetros, C es el único difícil de encontrar.

Como se mencionó anteriormente, en este método  $n_c$  es el número de retrasos temporales que se generan en la primera etapa y  $N = n_c$ . Por lo tanto, N es un número entero.

Donde  $N = f_c / F_c$  y  $CN^3 = M_0 / m_0$ .

Como N es un entero, sólo pueden tomarse ciertos valores discretos de  $F_c$  y de C.

## IV Simulaciones de los movimientos del suelo

En este capítulo se producen simulaciones de un sismo de  $M_w$  6.4 y  $M_w$  7.1, usando el método de suma estocástica de Funciones de Green Empíricas (EGF).

Como funciones de Green empíricas se utilizan los registros del terremoto de  $M_w$  5.1, ocurrido en el Tena, Ecuador. Otro de los parámetros necesarios empleados para la simulación es la frecuencia esquina del pequeño terremoto. Ésta se obtiene al comparar el espectro de Fourier de desplazamiento con el modelo teórico de Brune (Brune 1970). La comparación de los espectros de Fourier nos permite encontrar las estaciones con efecto de sitio y tener una mejor idea del comportamiento individual de éstas a cada rango de frecuencias.

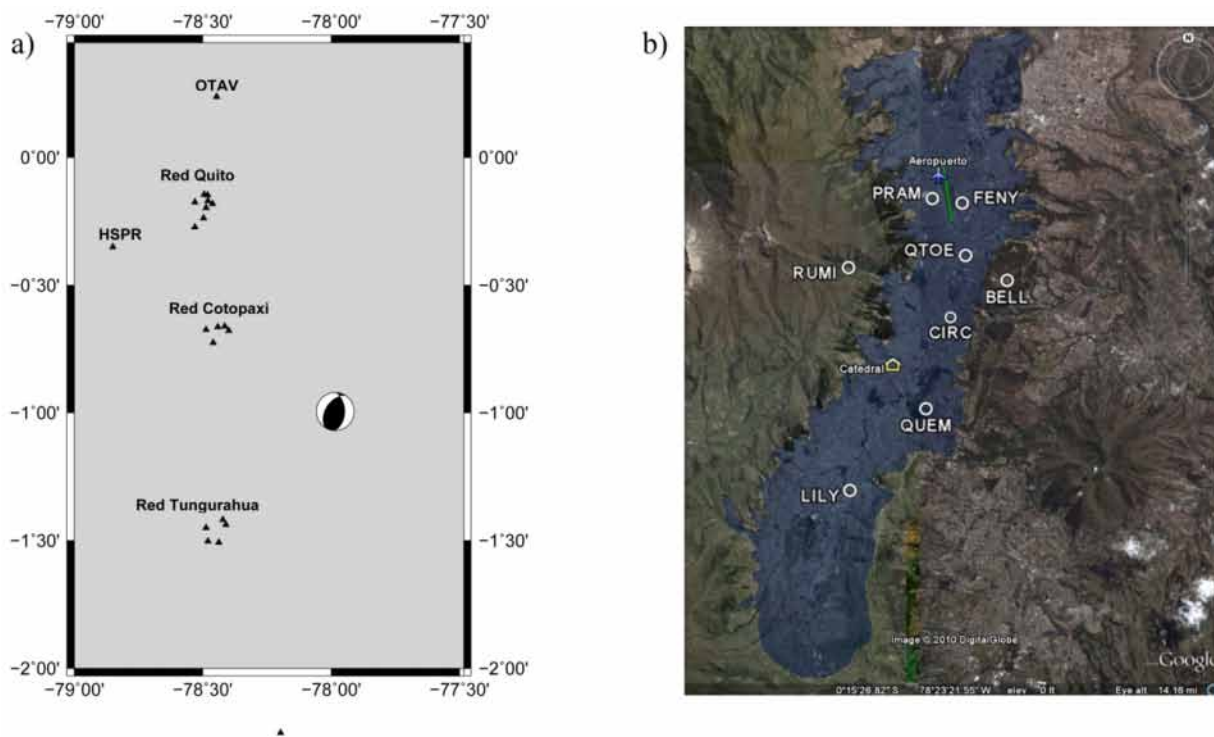
Luego de realizadas las simulaciones del terremoto de  $M_w$  6.4 y  $M_w$  7.1 para un valor constante de razón de caída de esfuerzo entre los sismos grande y pequeño ( $C=1$ ), se analizan las características de sus espectros de respuesta.

### 4.1 Registro del terremoto usado para este estudio

#### 4.1.1 Datos obtenidos en las estaciones de Quito y sus alrededores

El sismo de magnitud 5.1 que ocurrió en las cercanías del Tena, fue recogido con calidad por la red de sismómetros y acelerómetros en Quito, *Figura 4.1a* y *Figura 4.1b*.

En la red del Tungurahua todos los sismogramas se sobresaturaron.



*Figura 4.1 (a) Estaciones que registraron el terremoto de Tena,  $M_w$  5.1. (b) Estaciones sísmicas en la ciudad de Quito. La parte urbana de Quito está en color azul. En el mapa se encuentra localizada la Catedral y la pista del Aeropuerto.*

El sismo ocurrió aproximadamente a 108 Km de Quito y a un azimut promedio de  $326^\circ$ .

El rango de distancia de las estaciones de Quito se encuentra entre 102 y 111 Km del hipocentro.

Como todas las estaciones en Quito se hallan aproximadamente a la misma distancia, el valor que más se aleja del promedio, que es 102 Km, sólo cambia un 5.5% de éste. Las variaciones en los espectros serán producto del tipo de suelo y los efectos de sitio. La descripción de estas estaciones se encuentra en la Tabla 4.1.

Código estación	Frec. de muestreo (Hz)	Longitud	Latitud	Distancia Epicentro (Km)	Amplitud Max (PGA) Este. (m/s <sup>2</sup> )	Azimuth	Suelo /Roca	Velocim /Acelerom (V/A)	Descripción de la Estación
<b>BELL</b>	50	-78.4617996	-0.180900	105.98	1.3E-02	328.4	S	A	Planta Bellavista
<b>CIRC</b>	50	-78.4866028	-0.197058	105.96	3.0E-02	326.7	S	A	Circulo Militar
<b>FENY</b>	50	-78.4814987	-0.147065	110.32	1.2E-02	328.5	S	A	Casa V. Cáceres
<b>LILY</b>	50	-78.5307007	-0.272800	102.03	3.3E-02	321.8	S	A	Casa L. Troncoso
<b>PRAM</b>	50	-78.4945984	-0.145079	111.27	1.2E-02	327.9	S	A	Casa Ing. Ramón
<b>QUEM</b>	1/20/ <b>125</b>	-78.4973526	-0.237050	102.98	5.2E-02	324.8	S	A	Proyecto ADN
<b>RUMI</b>	50	-78.5313034	-0.175300	110.74	4.9E-02	325.2	R	A	Rumipamba
<b>QTOE</b>	50	-78.4800000	-0.170000	108.08	1.5E-02	321.7	S	V	Sismos à l'Ecole

Tabla 4.1 Estaciones de la red de Quito. En negrita la frecuencia del registro seleccionado de QUEM.

Las estaciones BELL, CIRC, FENY, LILY, PRAM y RUMI son acelerométricas y del Instituto Geofísico. Las estaciones QUEM y HSPR son multicomponentes (Banda ancha, acelerómetro y GPS de registro continuo) y del proyecto ADN. La estación QTOE es una a estación banda ancha del proyecto “Sismos à l'Ecole” instalado en el Colegio “La Condamine” en Quito.

Las componentes de velocidades de QUEM y de HSPR estaban saturadas y por eso, sólo se usaron las componentes acelerométricas.

Código estación	Frec. de muestreo (Hz).	Longitud	Latitud	Distancia Epicentro (Km)	Amplitud Max (PGA) Este. (m/s <sup>2</sup> )	azimuth	Velocim. /Acelerom. (V/A)	Elevación	Estación
<b>BREF</b>	50	-78.4408	0.6637	64.69	9.36E-02	304.8	V	4859.00	Cotopaxi
<b>BTAM</b>	50	-78.3992	0.6785	59.97	1.47E-01	306.0	V	4308.00	Cotopaxi
<b>BMOR</b>	50	-78.4598	0.7250	62.93	8.40E-02	298.6	V	4337.00	Cotopaxi
<b>BVC2</b>	50	-78.4142	0.6610	62.46	9.56E-02	306.6	V	4364.00	Cotopaxi
<b>OTAV</b>	<b>20/40</b>	-78.4457	0.2378	146.78	1.10E-03	338.6	V	3569.00	Otavaló
<b>HSPR</b>	1/20/ <b>125</b>	-78.8502	0.3515	121.84	7.71E-02	305.9	V/A	1387.00	Proyecto ADN

Tabla 4.2 Otras estaciones que registraron el sismo: BREF, BMOR, BTAM y BVC2 de la red del Cotopaxi y OTAV (Otavaló) y HSPR. En negrita la frecuencia del registro seleccionado de HSPR y OTAV.

Las características de las estaciones del Cotopaxi BREF, BTAM, BMOR y BVC2 están en la Tabla 4.2. La componente N de BVC2 no quedó bien registrada.

La estación de Otavaló, OTAV, tiene dos bandas. Una banda ancha “*broad band*” con una frecuencia de muestreo de 20 Hz y una de más calidad “*very broad band*” de 40 Hz. Se utilizó la banda ancha de 20 hz.

#### 4.1.2 Determinación de la frecuencia esquina del espectro de Fourier

En este epígrafe se muestra cómo se encontró la frecuencia esquina  $f_c=0.34$  Hz para las cuatro estaciones de Cotopaxi. Al hacer el mismo procedimiento, incluyendo las estaciones de Quito, se encontró una frecuencia esquina de  $f_c=0.45$  Hz.

El método de las funciones de Green empíricas (EGF) para la simulación de terremotos mayores, necesita que se determine el valor de la frecuencia esquina del espectro de Fourier del sismo ocurrido, como parámetro de entrada.

Este método asume que el pequeño terremoto utilizado como función de Green empírica (Kohrs-Sansorny *et al.*, 2005), sigue el modelo  $w^{-2}$  de Brune (Brune 1970). En este modelo, la frecuencia esquina es la de la intersección de la recta, con pendiente  $w^{-2}$  del espectro a altas frecuencias, con la horizontal que aproxima el espectro a bajas frecuencias. (Ver Figura 4.2 a).

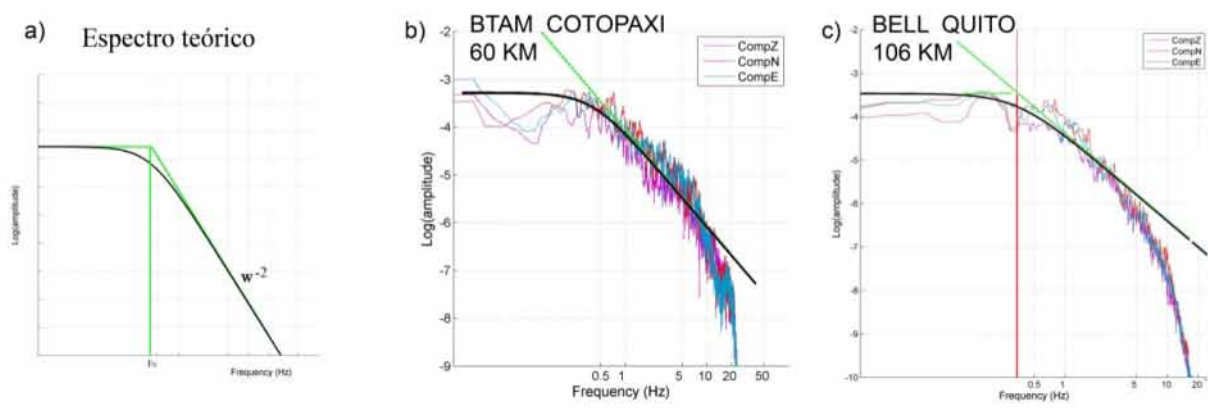


Figura 4.2. En la Figura a) está representado el espectro teórico de desplazamiento del modelo de Brune. En las Figuras b) y c) se ejemplifica el uso de la determinación visual de la frecuencia esquina, haciendo coincidir la pendiente  $w^{-2}$  con las tres componentes: Este, Norte y Vertical del acelerograma de cada estación. En la Figura b) se observa que hay buena concordancia con el modelo, la pendiente  $w^{-2}$  se ajusta a los datos en el rango de 0.5Hz hasta los 10Hz, a diferencia de la estación BELL de Quito, Figura c), en la que la pendiente apenas se ajusta en un rango de frecuencias muy pequeño de 0.5Hz a menos de 3Hz.

Al determinar la frecuencia esquina para las distintas estaciones involucradas, se encontró que la pendiente  $w^{-2}$  del modelo de Brune para el espectro de la fuente, se ajustaba muy bien para un ancho rango de frecuencias en las estaciones de Cotopaxi (Figura 4.2).

Era de esperarse que las estaciones de Cotopaxi, las más cercanas al sismo, tuvieran un espectro de frecuencia muy parecido al teórico, ya que a mayores distancias los efectos de propagación, a lo largo del camino recorrido de las ondas, afectan más el espectro original de la fuente.

Por estas razones, se calculó la frecuencia esquina sobre las cuatro estaciones del Cotopaxi que se encuentran aproximadamente a 60 Km, obteniéndose resultados muy similares. (Ver Figura 4.3 y Tabla 4.3).

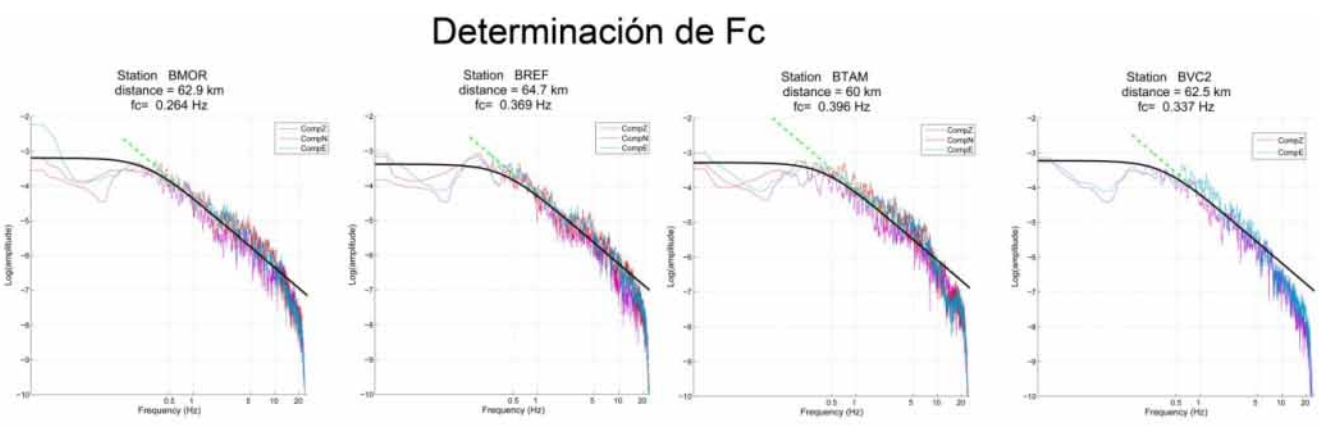
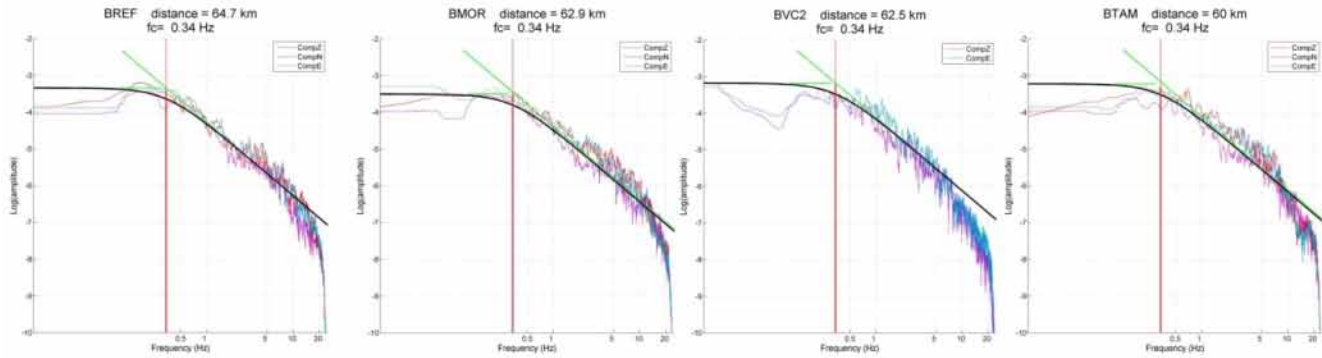


Figura 4.3 Determinación de la frecuencia esquina para las cuatro estaciones del Cotopaxi.

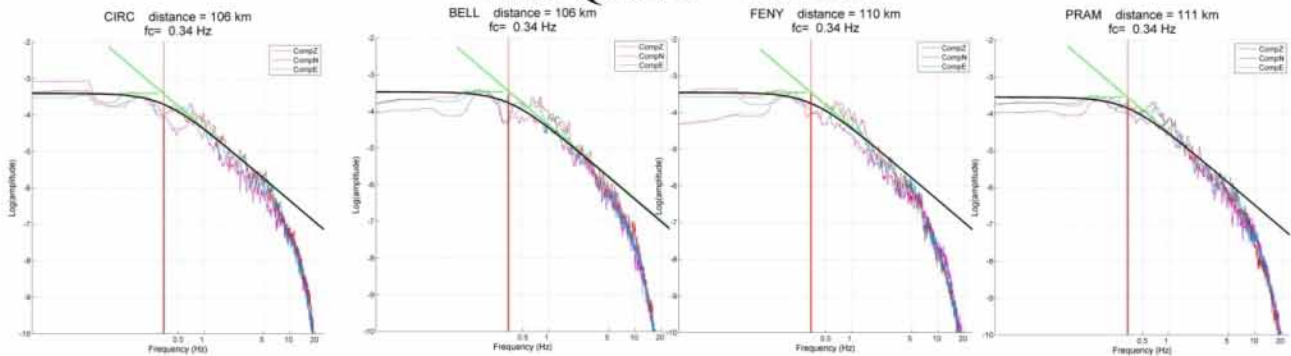
BVC2	BREF	BTAM	BMOR	Promedio
0.337	0.369	0.396	0.264	0.342

Tabla 4.3 Valores de la frecuencia esquina para las estaciones del Cotopaxi.

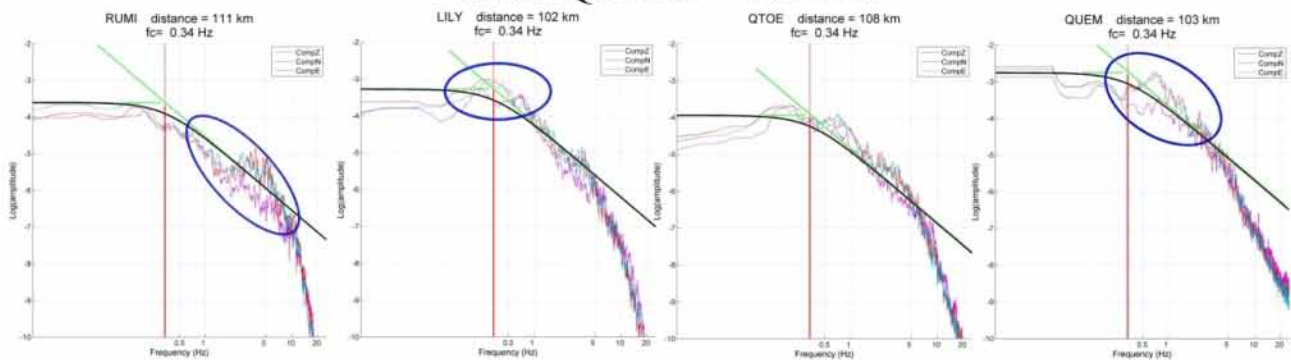
## RED COTOPAXI 60 Km



## RED QUITO 100 Km



## RED QUITO 100 Km



## HSPR 122 Km OTAV 147 Km

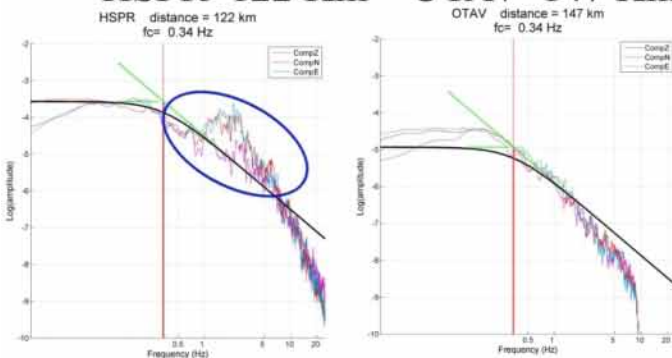


Figura 4.4 Espectro de Fourier de las estaciones de Quito, Cotopaxi, Otavalo y HSPR en relación al modelo de Brune para la frecuencia esquina de 0.34 Hz. Se muestran las tres componentes. Los círculos azules muestran los efectos de sitio que amplifican las componentes horizontales.

La frecuencia promedio de 0.34 Hz equivale a un tiempo de ruptura ( $T_r \sim 1/f_c$ ) de 2.92 s. En la *Figura 4.4* está graficado el ajuste de todas las estaciones, con respecto a la frecuencia esquina y el modelo de Brune.

Las estaciones RUMI, LILY, QUEM y HSPR tienen un marcado efecto de sitio. Se puede observar que la amplitud espectral de QUEM está amplificadas con respecto al resto de estaciones de Quito.

Las cuatro estaciones de Quito, CIRC, BELL, FENY y PRAM, tienen prácticamente el mismo espectro, lo que junto al hecho de que todas las estaciones de Quito se encuentran prácticamente a la misma distancia, entre 102 y 110Km, nos servirá para definir un espectro promedio.

La estación de Otavalo, OTAV, que se encuentra a 147Km, aunque a primera vista es muy similar al modelo teórico, sólo sigue la pendiente de  $w^{-2}$  en un rango muy pequeño de bajas frecuencias hasta 1 Hz. Sus altas frecuencias son más afectadas que en todas las otras estaciones, debido a ser la más distante. Obsérvese, además, la reducción en la amplitud espectral, producto de la distancia.

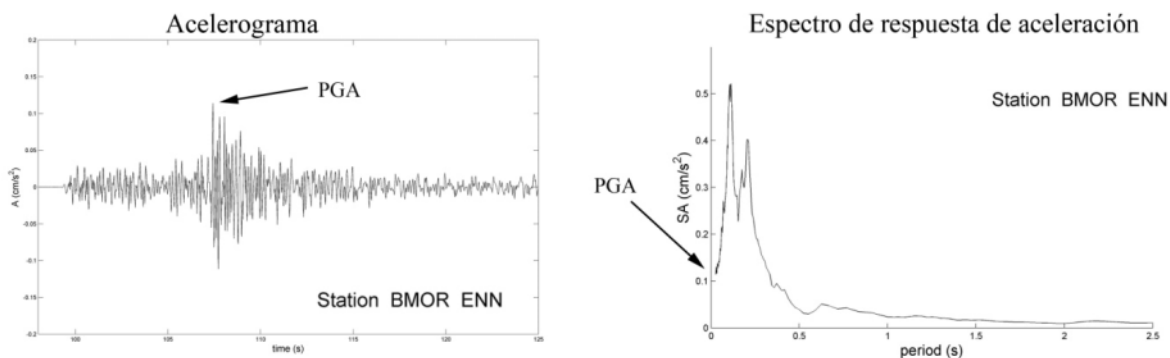
### 4.1.3 Espectro de respuesta elástica de un terremoto

Para estimar el daño de un terremoto, debemos tener en cuenta que las vibraciones del suelo pueden ser amplificadas por las estructuras, produciendo daños bastante mayores en edificios y en sus interiores que los que podríamos juzgar por el valor de aceleración máxima (PGA *Peak Ground Acceleration*), del sismograma medido en el suelo.

La respuesta que tiene una estructura a un terremoto, está afectada también por el tipo de suelo, la duración, la distancia de la fuente, la magnitud del mismo y el contenido de frecuencias.

Un terremoto con un moderado valor máximo de aceleración y una larga duración puede resultar más dañino que uno con una gran aceleración y una corta duración. Según el contenido de frecuencias, la estructura se afecta de manera distinta; el movimiento del suelo es amplificado más, a medida que el contenido de frecuencias de este movimiento se acerca a la frecuencia natural de la estructura. Esto fue lo que ocurrió en el terremoto de 1985, de Ciudad de México, donde las frecuencias de oscilaciones del suelo eran similares a las de los edificios de concreto de altura mediana, entre 6 y 15 pisos.

Estos últimos parámetros están representados por el espectro de respuesta, el cual describe la respuesta máxima (aceleración máxima, velocidad máxima o máximo desplazamiento) de un oscilador amortiguado de una dimensión, afectado por un movimiento del suelo en función de la frecuencia natural del oscilador. (Ver *Figura 4.5*).



*Figura 4.5. En la Figura de la izquierda está graficado un acelerograma, captado en la estación BMOR. El PGA, que es la aceleración máxima en el suelo, se puede leer en el acelerograma o en el espectro de respuesta a un período de cero o a una frecuencia infinita, lo que significa no tener oscilador. El valor de frecuencia infinita no existe en los datos numéricos porque están limitados por la frecuencia de muestreo de la estación. Este espectro de respuesta es típicamente graficado contra el inverso de la frecuencia (Período estructural). Nótese el valor del PGA en las dos Figuras.*

Para evaluar la respuesta pico de un edificio ante un terremoto, se busca la frecuencia propia del mismo, ya que los edificios se comportan aproximadamente como osciladores simples y leemos directamente el valor de aceleración de la gráfica. Por lo tanto, podríamos entender la *Figura 4.5*, derecha, como las aceleraciones máximas en función de las frecuencias propias de distintos edificios.



El valor de amortiguamiento depende del tipo de construcción. Nosotros tomamos 5%, que es el más usado y que nos permite comparar nuestros espectros de respuesta con las ecuaciones de predicción de los movimientos del suelo, que se crean comúnmente para este valor.

## 4.2 Simulaciones en Quito para una caída de esfuerzo constante

Teniendo la frecuencia esquina de 0.34 Hz y el momento magnitud de  $M_w=5.1$  del terremoto pequeño, tomado como EGF, el único parámetro de entrada que nos falta es C, la razón entre la caída de esfuerzo del evento que vamos a simular ( $\Delta\Sigma$ ) y el del pequeño evento ( $\Delta\sigma$ ).

De los parámetros de entrada del método de las (EGF), C es el único que resulta difícil de encontrar. En este capítulo, primeramente presentaremos los resultados para  $C=1$  y en el próximo, se estimará este valor.

Las simulaciones con C constante son de gran utilidad para comparar las características de los movimientos de tierra entre distintas estaciones. Un enfoque similar es empleado en el artículo de Salichon *et al.* (2010).

Inicialmente se ensayó una simulación para  $M_w=6.4$  que dio unos resultados muy bajos de aceleraciones, por lo que posteriormente se hizo una simulación con un momento magnitud mayor  $M_w=7.1$ .

### 4.2.2 Simulaciones de un sismo de $M_w$ 6.4

Para cada estación de Quito se simulan 500 acelerogramas. Para crearlos, se utiliza la componente del pequeño sismo como función de Green Empírica y se generan aleatoriamente 500 funciones temporales de fuente, que modelizan los diferentes tipos de rupturas que pueden ocurrir. Se crean 500 sismogramas sintéticos de la convolución de ambas funciones.

Para representar mejor los efectos de este terremoto simulado, se calcula el espectro de respuesta elástica de cada uno de los acelerogramas con un 5% de amortiguamiento.

De los espectros, se encuentra la mediana y el 84avo y 16avo percentiles. Éstos representan el promedio y más menos una desviación estándar respectivamente, ya que las simulaciones siguen una distribución log-normal. Esto fue probado en la tesis de masterado de Honoré (2008).

Los resultados se encuentran graficados en el ANEXO 4.I A.

Los valores de la mediana del PGA para la Componente Este son:

#### **$M_w$ 6.4      Componente Este**

Estación	BELL	CIRC	FENY	PRAM	RUMI	QTOE	LILY	QUEM
<b>PGA (cm/s<sup>2</sup>)</b>	7.9	12	6.6	7.2	16	6.5	15	29
<b>PGA_percentil 16</b>	6.3	9.7	5.5	6.1	13	5.4	12	23
<b>PGA_percentil 84</b>	10	14	8.2	8.9	20	8.4	19	37

Los valores del PGA promediados entre todas las estaciones son:

**PGA mediana promediado:**     $14.3 \text{ cm/s}^2 = 0.015g$

**PGA Percentil 16 promediado:**     $10.1 \text{ cm/s}^2 = 0.010g$

**PGA Percentil 84 promediado:**     $15.7 \text{ cm/s}^2 = 0.016g$

Todos estos valores son muy débiles si se considera que debe tener alrededor de 0.1 g para provocar daños en las estructuras. Por lo que se aumentó la magnitud del sismo a  $M_w$  7.1.

### 4.2.2 Simulaciones de un sismo de $M_w$ 7.1

Se repitió el proceso de simulación y los resultados se pueden observar en el ANEXO 4.IIB.

Los sismos superficiales de esta magnitud son posibles y un ejemplo de esto es el sismo del 6 de marzo de 1987, que se encuentra descrito en (Kawakatsu *et al.*, 1991). Los derrumbes e inundaciones producidos por este terremoto causaron más de mil muertes, la destrucción severa de la tubería de petróleo de Trans-Ecuador y pérdidas económicas por más de mil millones de dólares. Ver mapa del capítulo 1 (Figura 1.2).

### Mw 7.1 Componentes Este

Estación	BELL	CIRC	FENY	PRAM	RUMI	QTOE	LILY	QUEM
PGA (cm/s <sup>2</sup> )	16	21	13	14	28	12	29	56
PGA_percentil 16	13	18	11	12	23	10	24	46
PGA_percentil 84	20	25	15	17	34	15	36	68

Los valores del PGA promediados entre todas las estaciones de Quito son:

**PGA mediana promediado:**  $23.6 \text{ cm/s}^2 = 0.024g$

**PGA Percentil 16 promediado:**  $19.6 \text{ cm/s}^2 = 0.020g$

**PGA Percentil 84 promediado:**  $28.8 \text{ cm/s}^2 = 0.029g$

#### Forma de los espectros de respuesta

Para entender un poco mejor la forma de los espectros de respuesta de las estaciones, se analizaron éstos junto a sus espectros de Fourier.

Como las estaciones se encuentran prácticamente a la misma distancia del terremoto, podemos superponerlas y no hay que tener en cuenta la disminución de la amplitud con la distancia. De la comparación de los espectros de Fourier, se encontró que las componentes de cuatro estaciones, CIRC, BELL, FENY y PRAM, tenían prácticamente el mismo espectro de Fourier, espectro “recurrente”.

En la (Figura 4.6), se muestra el espectro de Fourier de cada una de las estaciones de Quito, en colores, sobre los espectros de Fourier de las estaciones CIRC, BELL, FENY y PRAM, en gris. En esta imagen es muy fácil identificar los efectos de sitio de las estaciones RUMI, LILY y QUEM. La estación QTOE tiene una forma muy parecida a las cuatro con espectro recurrente.

Esta forma de comparación nos permite encontrar las frecuencias que son amplificadas o atenuadas en cada estación en relación con las estaciones “recurrentes” CIRC, BELL, FENY y PRAM, .

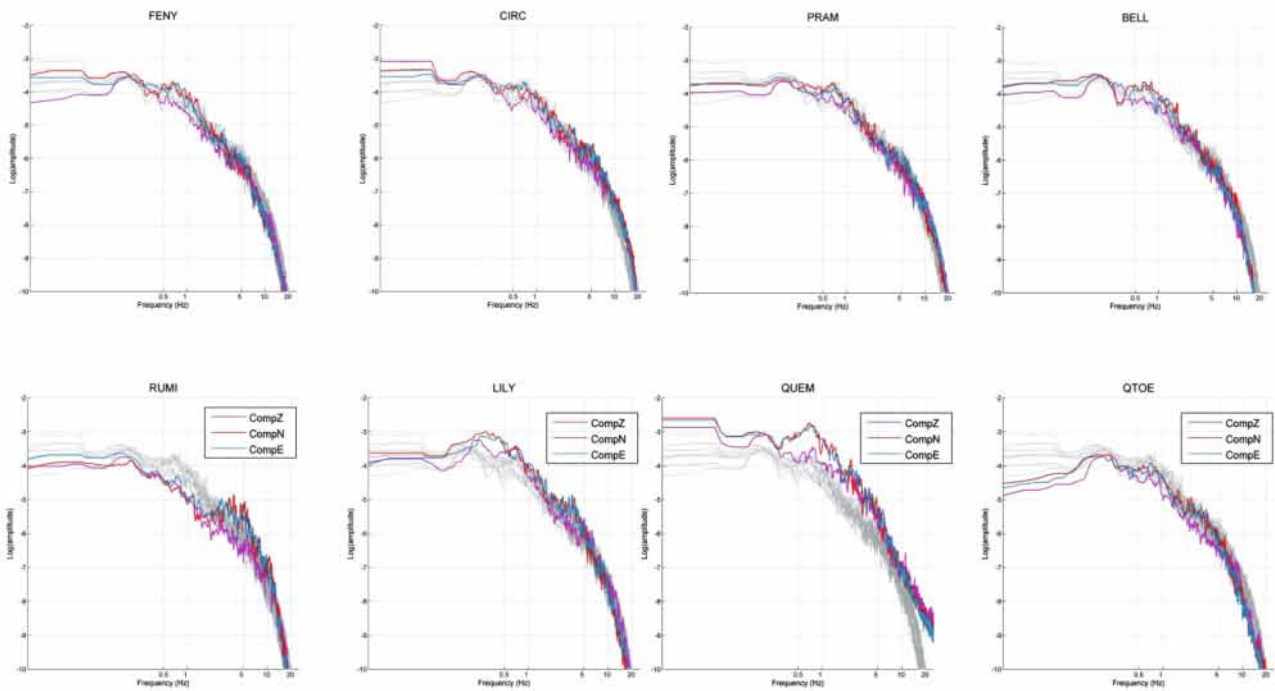


Figura 4.6. Los tres componentes de los Espectros de Fourier en desplazamiento de las estaciones de Quito. En gris, se muestran los espectros de las cuatro estaciones recurrentes, FENY, CIRC, PRAM y BELL. De la primera fila se ve que las cuatro estaciones recurrentes tienen prácticamente el mismo espectro.

Las tres estaciones con efecto de sitio, QUEM, RUMI y LILY, tienen, distintas formas del espectro de respuesta. La forma más común de los espectros de respuesta, que es la de las estaciones FENY, QTOE, LILY, PRAM y BELL, es un valor de PSA prácticamente constante, una meseta, alrededor de los  $30 \text{ cm/s}^2$  de los 0.4 a los 1.4 segundos del período espectral, luego de esto la señal decae rápidamente. (Ver Figura 4.7 a). El valor máximo de PSA se encuentra alrededor de los 0.3 s y tiene un valor promedio alrededor de  $45 \text{ cm/s}^2$ . BELL difiere del resto de estaciones en que su mayor valor de aceleración se encuentra alrededor de los 0.7 s. En el (ANEXO 4.IB) se observan los valores del PSA máximo de las estaciones.

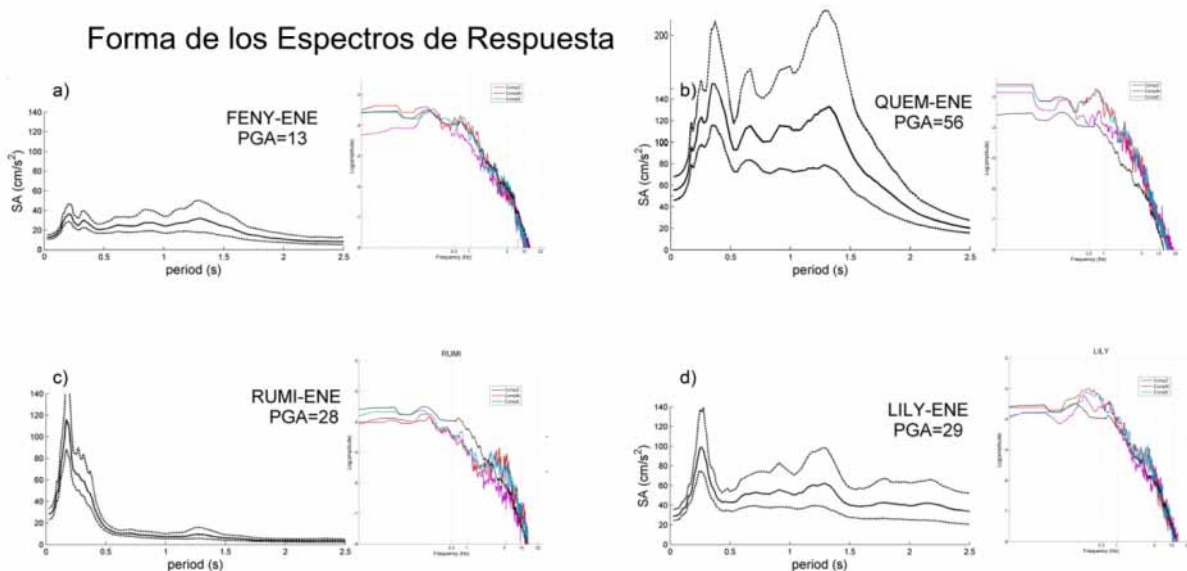


Figura 4.7. Cuatro espectros de respuesta significativos de las estaciones de Quito y sus respectivos espectros de Fourier en desplazamiento. Se representan las tres componentes E, N y Z del espectro de Fourier contra el promedio de las componentes de las cuatro estaciones, FENY, CIRC, PRAM y BELL, línea en negro (la línea en negro es el promedio de las líneas en gris en la Figura 4.6).

Las amplitudes del espectro de Fourier de la estación QUEM están amplificadas para todas las frecuencias. Por lo que esta estación mantiene la forma de los espectros con un valor pico alrededor de los 0.3 segundos y una parte plana entre 0.2 y 1.4 segundos, que luego decrece rápidamente, pero el valor promedio de aceleración de la meseta es de  $120 \text{ cm/s}^2$ , unas tres veces superior al esperado. La PGA mediana de las simulaciones de QUEM es de  $56 \text{ cm/s}^2$  y el valor máximo de la mediana de 155, unas cuatro veces mayor que los de las estaciones más comunes.

La estación RUMI, que es la única estación en roca, tiene un pico muy definido de resonancia alrededor de 0.2s de período, con una aceleración máxima de  $116 \text{ cm/s}^2$ , la aceleración cae inmediatamente a menos de  $10 \text{ cm/s}^2$  sin que se observe la meseta que está presente en todas las demás estaciones. Esto está de acuerdo con el espectro de Fourier donde las amplitudes de las bajas frecuencias, altos períodos, son inferiores al promedio y las de las altas frecuencias, bajos períodos, de las componentes horizontales (curvas azul y roja de la *Figura 4.7 c*) son superiores.

El espectro de respuesta de la estación LILY tiene un valor muy alto de aceleración de  $99 \text{ cm/s}^2$ , pero lo más importante es que tiene los mayores valores para altos períodos. Esto es evidente en las altas amplitudes del espectro de Fourier, a bajas frecuencias y a frecuencias medianas, que llegan a ser diez veces mayores que las de las estaciones recurrentes con las que se comparó (*Figura 4.7 d*). Por esta razón, es la única estación que no muestra atenuación para los altos períodos, en el rango graficado de hasta 2.5 segundos.

En la *Figura 4.8* se pueden encontrar los espectros de respuesta y de Fourier, de las estaciones de Quito, y su ubicación en el mapa geológico.

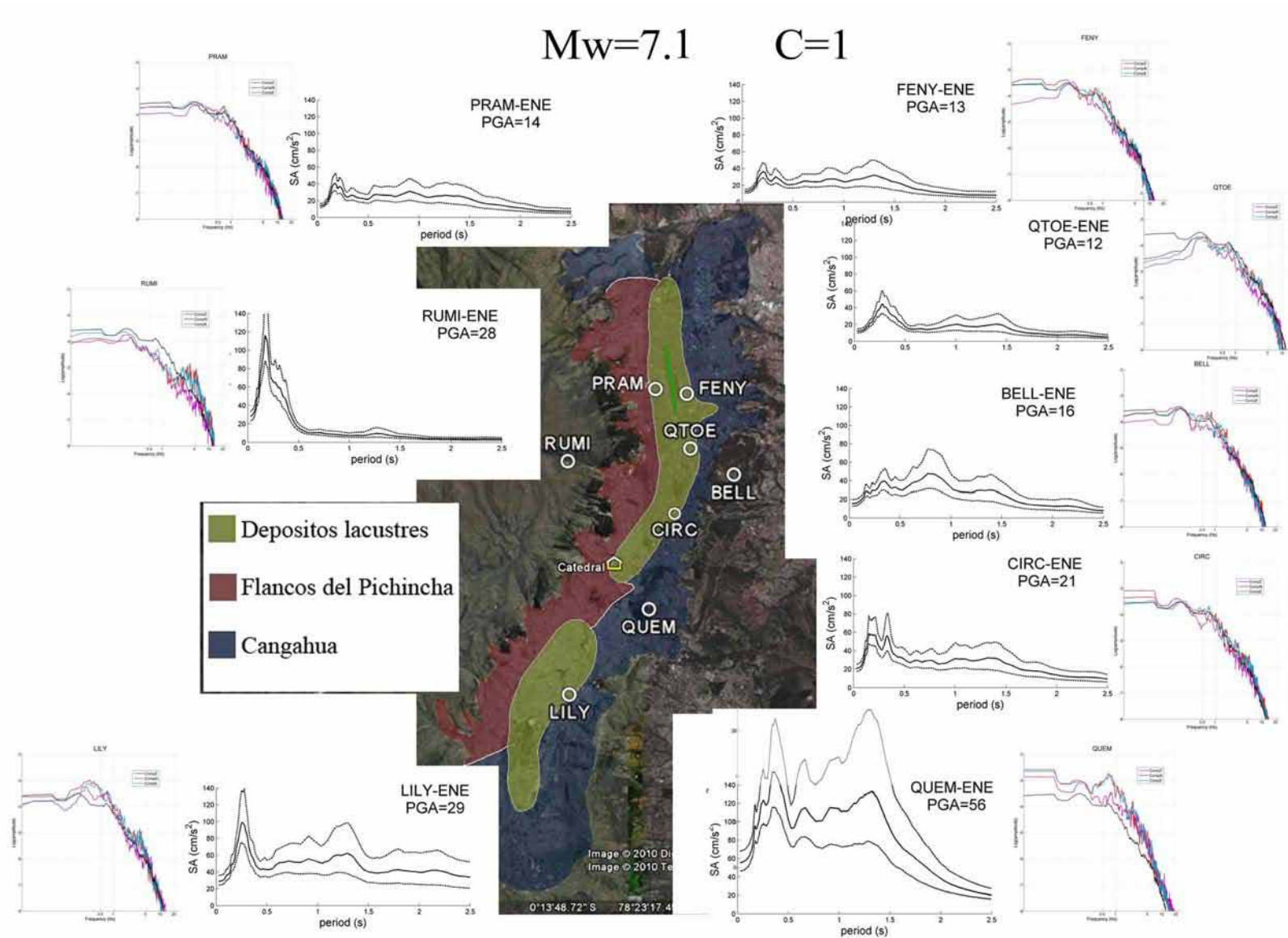


Figura 4.8. Espectros de respuesta en aceleración y de Fourier en desplazamiento, de las estaciones de Quito, y su ubicación en el mapa geológico. Se representan las tres componentes E,N y Z del espectro de Fourier en los colores azul, rojo y violeta contra el promedio de las componentes de las cuatro estaciones, FENY, CIRC, PRAM y BELL, usadas de referencia, línea en negro.

## V Comparación con GMPEs

### 5.1 Modelos de movimiento del suelo

En este capítulo, compararemos el espectro de respuesta del sismo de Mw 5.1, ocurrido, con el espectro de dos ecuaciones de predicción de movimiento del suelo (GMPE-“*ground motion prediction equations*”), también conocidas como relaciones de atenuación o modelos de movimiento del suelo.

Luego, compararemos los espectros de respuesta de nuestras simulaciones para Mw 7.1, con los modelos de movimiento del suelo.

#### 5.1.1 Selección de los modelos de movimiento del suelo

Como en Ecuador no se dispone en la actualidad de un modelo de movimiento del suelo, se utilizaron modelos probados para contextos geológicos similares a nivel global.

Los modelos de movimiento del suelo se pueden clasificar en cinco clases, de acuerdo a su contexto sismotectónico (Douglas *et al.*, 2009):

- Regiones continentales estables, como el este de Norte América.
- Zonas de Subducción.
- Regiones activas con sismicidad superficial de la corteza (*shallow crustal seismicity*).
- Zona Volcánica.
- Áreas de terremotos profundos y no provocados por la subducción.

El sismo estudiado es de poca profundidad, no pertenece a un evento de subducción, ni es de origen volcánico, y es de una zona activa. Por lo tanto, es un terremoto de una región activa con sismicidad superficial.

Para este contexto sismotectónico, se seleccionaron los modelos de (Ambraseys *et al.* (2005) y Chiou, B.S.-J., and Youngs (2006), los cuales cumplen criterios de relevancia en cuanto a ser modernas, publicadas en revistas internacionales bien revisadas (Cotton *et al.*, 2006, GEM recomendaciones del proyecto).

#### 5.1.2 Ecuaciones de movimiento del suelo de Ambraseys (2005)

El modelo empírico de Ambraseys *et al.* (2005), para terremotos superficiales originados en la corteza, predice el movimiento del suelo de un sismo de  $M_w \geq 5$ . Éste nos da el espectro de respuesta para un período comprendido entre los 0.05 s (20Hz) y 2.5s (0.4Hz) con una razón de amortiguamiento del 5% y el PGA.

Para calcular los coeficientes, se utilizaron 595 registros de 135 terremotos en Europa y el Medio Este.

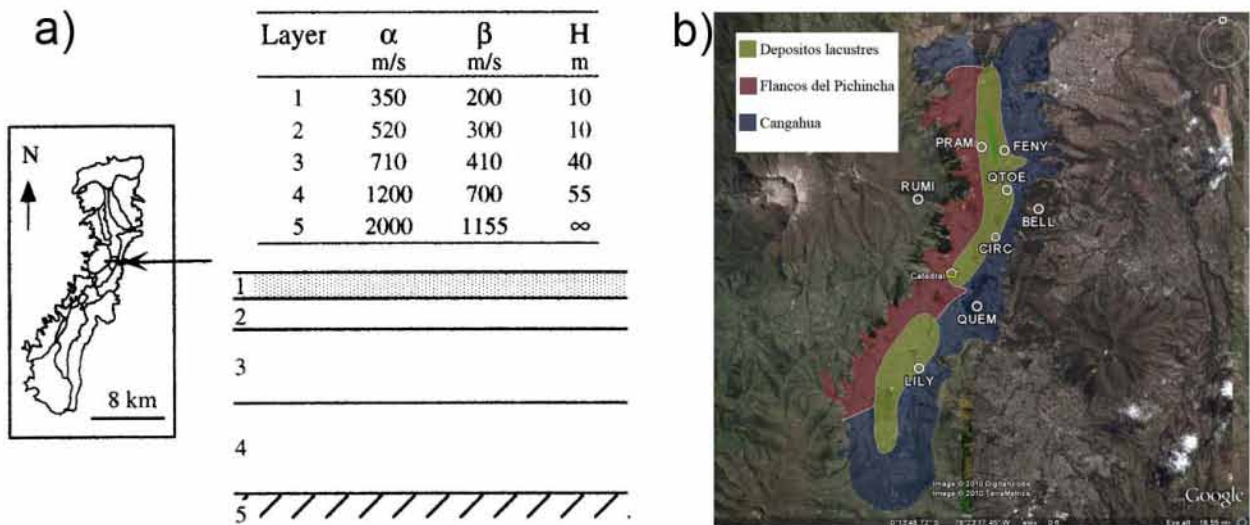
Tiene la gran ventaja de necesitar pocos parámetros referentes a las características del terremoto y, más importante aún, pocos referentes a las características geológicas del sitio.

Los suelos sobre los que está ubicada la estación son clasificados según sus velocidades  $V_{s,30}$ , que es el valor promedio de la onda S promediada en los 30m superiores del suelo, en:

Tipo de Suelo	$V_{s,30}$ (m/s)
Suelo muy suave	$V_{s,30} \leq 180$
Suelo suave	$180 < V_{s,30} \leq 360$
Suelo duro	$360 < V_{s,30} \leq 750$
Roca	$V_{s,30} > 750$

Por lo que sólo necesitamos tener una idea del tipo de suelo o del rango de velocidades  $V_{s,30}$  para utilizarlo adecuadamente.

Afortunadamente, se conoce algunas velocidades de la onda S para la zona geológica de los depósitos lacustres de Quito (ver parte amarilla central del mapa de la *Figura 5.1b*), ya que se realizaron estudios de refracción sísmica (*Figura 5.1a*, Gueguen *et al.*, 2000). En esta zona se encuentran la mayoría de las estaciones de Quito.



*Figura 5.1. a) Perfil del subsuelo encontrado para las zonas centrales de Quito, por sísmica de refracción.  $\alpha$  es la velocidad de la onda P,  $\beta$  la velocidad de la S y H la altura de la capa. (Guéguen *et al.*, 2000) b) Mapa de la principales zonas geológicas de Quito creado por Juan Carlos Singuacho.*

Como la velocidad promedio de la onda S en los 30 metros superiores ( $V_{s30}$ ), puede tomarse  $V_{s30}=300$  m/s, esta velocidad corresponde a un suelo suave, ya que la velocidad en la primera capa de 10 metros (*Figura 5.1*) es  $V_s$  200m/s, en la segunda de 10 metros también de 300 m/s y en los últimos 10 metros 410 m/s.

La simplicidad de este modelo para tratar con los mecanismos focales, se evidencia en que sólo permite clasificar los terremotos como producto de fallas en (normal/inversa), transversal u otras.

La ecuación de este modelo es:

$$\log(SA) = a_1 + a_2M_w + (a_3 + a_4M_w) \log \sqrt{d^2 + a_5^2} + a_6S_s + a_7S_A + a_8F_N + a_9F_T + a_{10}F_O$$

Las constantes  $a_i(T)$  son funciones del período (T) y las S y F toman valores entre uno y cero, dependiendo de la clasificación del suelo y del tipo de falla. El valor (d) es la distancia de la proyección a la superficie de la falla (distancia Joyner-Boore). Como no conocemos en qué dirección se puede extender la falla tomamos la distancia (d) como la hipocentral, para crear las Figuras empleadas en la comparación. Esto equivale a una fuente puntual.

La distancia debe ser menor de 100Km para estar en el rango en el que se creó el modelo. Esto se cumple para las estaciones de Cotopaxi, pero estamos un poco fuera del límite para las estaciones de Quito.

### 5.1.3. Ecuaciones de movimiento del suelo de Chiou y Youngs (2006)

El modelo empírico de movimientos de suelos de Chiou y Youngs (2006), para la componente horizontal de movimientos de suelo, nos da el espectro de respuesta en un rango de 0.01 a 10 segundos y el PGA con una razón de amortiguamiento del 5%.

Este modelo se calculó con datos de terremotos de corteza superficiales en regiones activas de todo el globo, aunque la mayor parte de éstos provino de California. Con respecto a estos datos, se ha

demostrado que son consistentes con los de otras regiones activas como Japón, la cuenca mediterránea con un modelo de Ambraseys, anterior al usado, de 1996, e Italia (Chiou and Youngs, 2006). Este modelo se creó con la premisa de que los movimientos de tierra de estas regiones pudieran combinarse, puesto que son similares.

La fórmula de este modelo es:

$$\begin{aligned} \ln(\text{SA}_{1130}) = & c_1 + c_{1a}F_{RV} + c_{1b}F_{NM} + c_7(Z_{TOR} - 4) + c_2(M - 6) \\ & + \frac{c_2 - c_3}{c_n} \ln(1 + e^{c_n(c_M - M)}) \\ & + c_4 \ln(R_{RUP} + c_5 \cosh(c_6 \max(M - c_{HM}, 0))) + (c_{4a} - c_4) \ln(\sqrt{R_{RUP}^2} \\ & + c_{RB}^2) + \left\{ c_{\gamma 1} + \frac{c_{\gamma 2}}{\cosh(\max(M - c_{\gamma 3}, 0))} \right\} \cdot R_{RUP} \\ & + c_9 \cos^2 \delta \tanh\left(\frac{R_{RUP}}{2}\right) \tan^{-1}\left(\frac{W \cos \delta}{2(Z_{TOR} + 1)}\right) \frac{1}{\frac{\pi}{2}} \left\{ 1 - \frac{R_{JB}}{R_{RUP} + 0.001} \right\} \\ & + \tau z \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \ln(\text{SA}) = & \ln(\text{SA}_{1130}) + \phi_1 \min\left(\ln\left(\frac{V_{S30}}{1130}\right), 0\right) \\ & + \phi_2 \left\{ e^{\phi_3 (\min(V_{S30}, 1130), 0) - 360} - e^{\phi_3 (1130 - 360)} \right\} \ln\left(\frac{\text{SA}_{1130} + \phi_4}{\phi_4}\right) + \sigma z \end{aligned}$$

Las variables de este modelo son:

$R_{RUP}$  = distancia más cercana al plano de ruptura en (km)

$R_{JB}$  = distancia Joyner-Boore en (km)

$\delta$  = profundidad de la ruptura en (km)

$W$  = ancho de la ruptura en (km)

$Z_{TOR}$  = profundidad a la parte superior de la ruptura (km)

$FRV$  y  $FNM$  son constantes con valores 0 o 1 según el valor de  $\lambda$  (rake) del mecanismo focal

$\lambda$  = rake ángulo

$V_{S30}$  = Velocidad promedio de la onda S por los 30m superiores (m/s)

$\sigma$ ,  $\tau$  = errores estándar intra y entre eventos respectivamente

$z$  = número de desviaciones estándar a usar

Este modelo tiene un rango más amplio de aplicación, ya que es correcto para distancias hasta 200 Km, y magnitudes entre  $4 \leq M_w \leq 8.0$  para terremotos de normales o reversos y entre  $4 \leq M_w \leq 8.5$  para transversales. El rango de  $V_{s30}$  es entre 150 y 1500m/s.

Para comparar el sismo original de  $M_w$  5.1 y el de  $M_w$  7.1 con este modelo, se necesitó encontrar  $Z_{TOR}$ , profundidad a la parte superior de la ruptura y estimar el ancho de la ruptura. Para esto se utilizaron los valores de la geometría de la falla predichos por Wells and Coppersmith (1994) para este tipo de terremoto, y el mecanismo de la fuente. Se usó un ancho de la ruptura para el sismo original de  $M_w$  5 que debía ser de 3Km y de 20Km para el de  $M_w$  7.1. Y un valor de  $Z_{TOR}$  de 10.7Km y 4.7Km para el sismo de 5.1 y 7.1.

Se tomó la distancia de Joyner-Boore como la del hipocentro, como se hizo anteriormente con el modelo de Ambraseys, y esta igual a la de ruptura.



## 5.2 Comparación entre datos reales de ( $M_w$ 5.1) y GMPEs

Se graficó el espectro de respuesta del sismo original de cada una de las estaciones que pudieron clasificarse entre suelo y roca, sobre las ecuaciones empíricas de movimiento del suelo de Ambraseys y de Chiou and Youngs (2006). (ANEXO 5.I).

Se conoce que están sobre roca las estaciones de RUMI, en Quito; BREF, en Cotopaxi; y OTAV, en Otavalo. Las demás están sobre suelo. Para roca se utilizó un valor de  $V_{s30}$  de 1000 m/s y para las estaciones en suelo se utilizó la velocidad de 300 m/s, que es la esperada para las zonas de depósitos lacustres de Quito. Como las ecuaciones GMPE varían mucho según el valor de  $V_{s30}$ , se debe tener en cuenta que no estamos seguros del valor de este, para las estaciones de suelo; y sólo conocemos de forma aproximada el valor para las estaciones QTOE, CIRC, FENY, PRAM y LILY, que corresponden a la geología estudiada de los depósitos lacustres de Quito. (Figura 5.1 b).

Los valores de ambas GMPE usadas (Ambraseys y Chiou-Youngs), son similares, por eso, es más fácil analizar con sólo una relación, por lo que analizaremos primeramente sólo con Ambraseys. En el ANEXO 5.I se indica el valor del espectro de respuesta, con respecto a las dos relaciones empíricas.

Las características más comunes del espectro de respuesta para las estaciones de Quito, se muestran en la estación BELL (Figura 5.2.a). Estas estaciones tienen un valor de aceleración espectral menor que el predicho para los períodos bajos, menores que 1s. Un PGA inferior. Y valores mayores de amplitud a lo esperado entre 1 y 1.5 seg. La forma del espectro es plana y diferente del valor medio del espectro de la ecuación de movimiento del suelo, pero se encuentra en los valores comprendidos en una desviación estándar.

Para períodos mayores de 2 segundos, el valor medio de la relación empírica se ajusta bien a la curva de la relación empírica.

La estación RUMI (Figura 5.2.b), que es la que posee un mayor efecto de sitio, tiene un PGA alrededor del predicho y una amplificación en los 0.2 seg. Luego, este espectro cae a valores mucho menores que los predichos por el modelo de movimiento del suelo. Esta discordancia en la forma del espectro es una de las razones por la que no podemos usar esta estación para estimar el valor de C, como veremos más adelante.

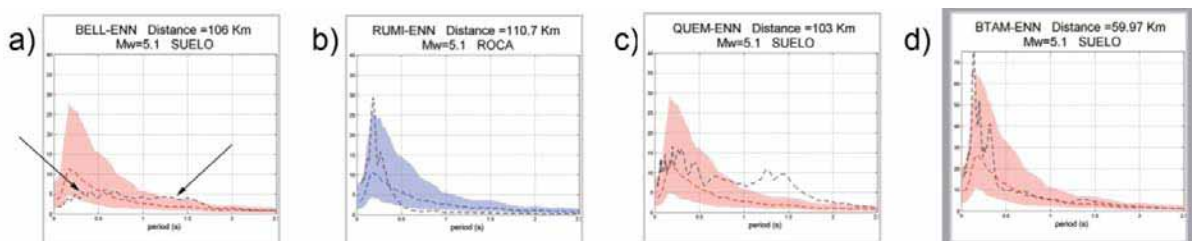


Figura 5.2. Forma del espectro de respuesta del terremoto de  $M_w$  5.1 contra el modelo de Ambraseys. En azul, las estaciones en roca y en rojo, las estaciones en suelo. En el anexo 5.I se encuentran estos espectros en un tamaño mayor.

Las otras estaciones con efecto de sitio como LILY (Figura 5.3) y QUEM (Figura 5.2.c), tienen valores mayores que los predichos para todo los valores del espectro, y amplificación a períodos alrededor de 0.2 y 1.3s. Las estaciones de Cotopaxi como BTAM (Figura 5.2.d), que tenían un espectro de Fourier que se ajustaba mejor al modelo de Brune (Figura 4.4), también se adaptan mejor al modelo de movimiento del suelo. El resto de estaciones se encuentra en la Figura 5.3.

## 5.3 Comparación entre las simulaciones de ( $M_w$ 7.1) y GMPEs

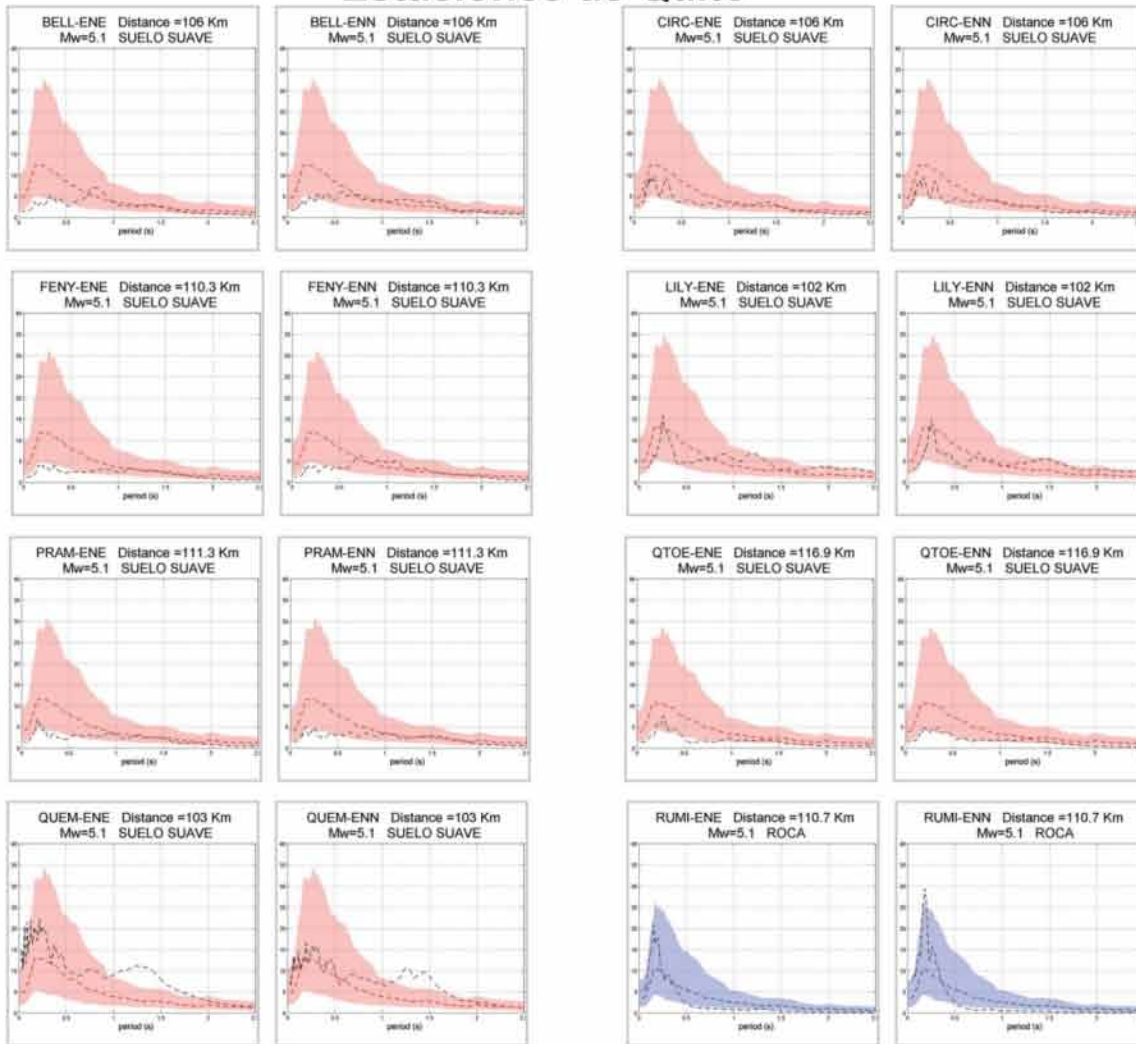
En el capítulo anterior se habían encontrado dos valores para la frecuencia esquina del sismo. Uno  $f_c=0.45$  Hz para las estaciones de Quito, sin efecto de sitio, y las de Cotopaxi. Y otro muy similar de  $f_c=0.34$  Hz, para las estaciones de Cotopaxi, que tenían un espectro de frecuencias más parecido al modelo de Brune.

Se hicieron simulaciones para un sismo de  $M_w$  7.1 con ambas frecuencias. Primero mostraremos los resultados para  $f_c=0.45$  y luego, se compararan éstos con los de la frecuencia esquina 0.34.

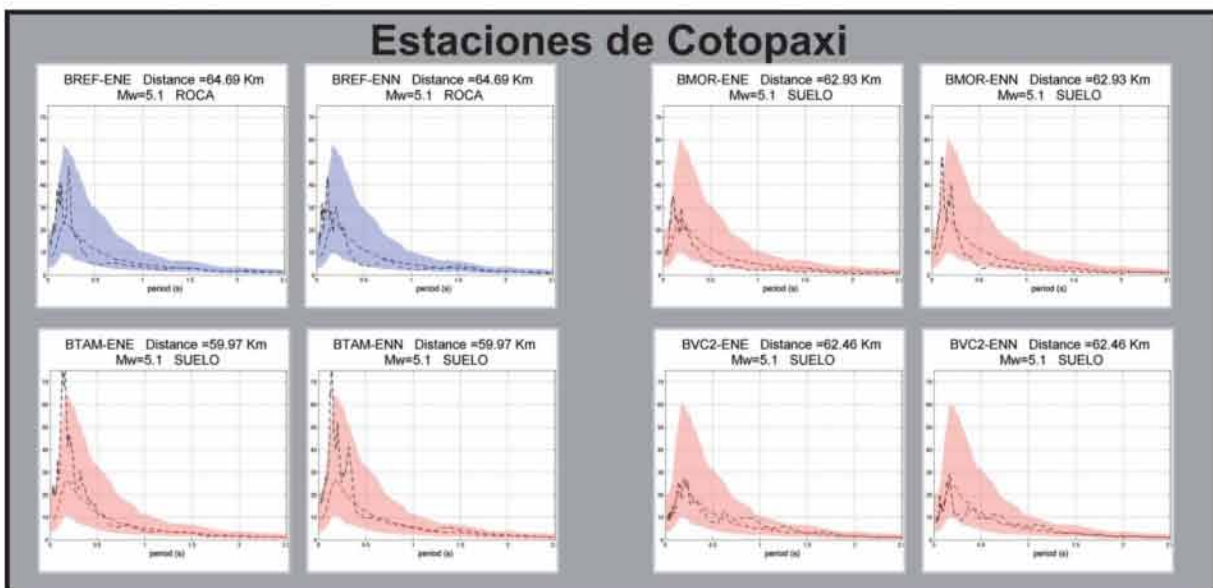
# Estaciones de Quito y Cotopaxi.

Espectro de Respuesta del sismo original (Mw 5.1) contra el valor predicho por el modelo de Ambraseys 2005. En rojo las estaciones en suelo y en azul las en roca.

## Estaciones de Quito



## Estaciones de Cotopaxi



El valor medio de la relación empírica se grafica como línea punteada. El área de color rojo o azul corresponde a una desviación estándar.

Figura 5.3 Modelo de Ambraseys con las estaciones de Quito y Cotopaxi. En el ANEXO 5.I se encuentran estos espectros en un mayor tamaño.

Como no se había determinado el parámetro C, la caída de esfuerzo entre los dos sismos C, se optó por hacer simulaciones para varios valores de C y posteriormente seleccionar uno de estos valores.

Se simularon 500 acelerogramas aleatoriamente para cada valor de C. Para cada una de estas simulaciones, se encontró el espectro de respuesta. Después, se calculó la mediana de los 500 espectros de respuesta de cada valor de C. En el (ANEXO 4.IB), del capítulo anterior, se puede ver la mediana y los 500 espectros de respuesta simulados para C=1 y las estaciones de Quito. Para simplificar el proceso de simulación con distintos valores de C, se creó un código en Bash Shell que controla el programa SIMULSTOCH, que hace las simulaciones acelerométricas y el programa spenumac, que hace los espectros de respuesta, de forma que sólo es necesario escribir el rango de valores de C que queremos y éste se encarga de generar las simulaciones para los distintos valores. En la *Figura 5.4* se muestran los pasos del programa.

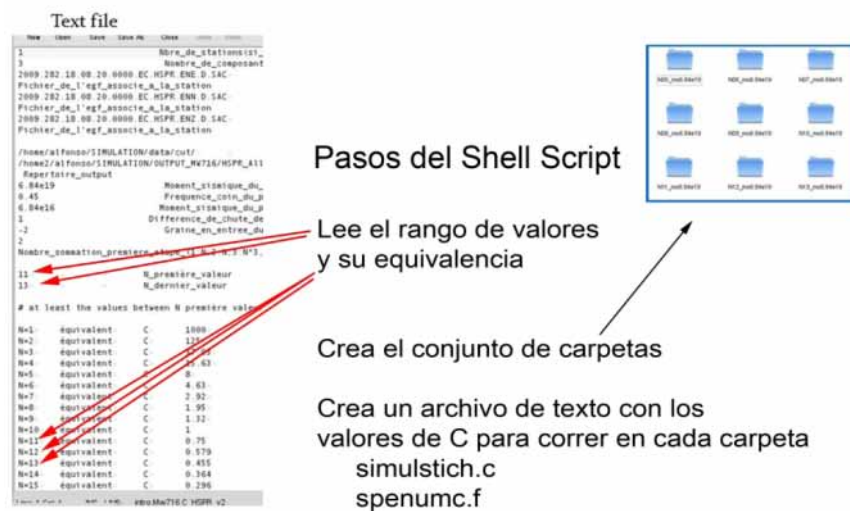


Figura 5.4. Pasos del programa en Shell para crear automáticamente simulaciones de un rango de C.

Al aumentar el valor de C, aumenta el valor de la amplitud del espectro de respuesta. En la *Figura 5.5* se puede ver claramente cómo aumenta el valor de la amplitud para simulaciones con valores de C, entre 1 y 15.6.

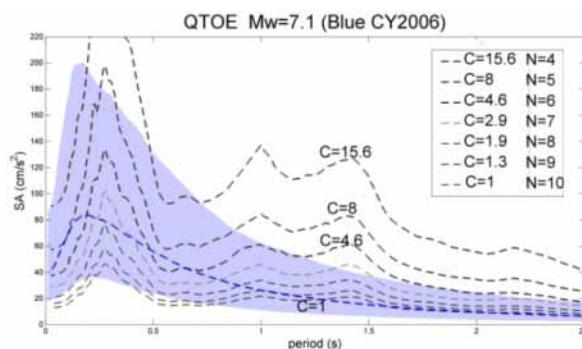


Figura 5.5. Cada línea es la mediana de 500 espectros de respuesta, calculado para un valor de C distinto. En azul, una relación empírica de movimiento del suelo. En la línea punteada azul, el valor medio de la relación empírica.

En el (ANEXO 5.1) se muestran las simulaciones hechas para distintos valores de C entre 1 y 8. Para C1.3 y C4.6 se muestran los valores de PGA y valor máximo de SA.

La estación de Otavalo, OTAV, tiene unos valores del espectro de respuesta mucho menores que los esperados para las dos componentes horizontales. Se puede esperar que no se haya registrado muy bien el sismo en esta estación, por la gran distancia con la fuente.

En las estaciones en las que el espectro de respuesta se ajusta a lo predicho para el sismo original de  $M_w=5.1$  a bajos períodos, como en las estaciones de Cotopaxi o RUMI en Quito (Figura 5.6), al simularse el sismo mayor, el rango del espectro de respuesta seleccionado tiende a ser superior a lo esperado por las dos leyes de atenuación ensayadas. Lo que nos hace pensar que el valor de C puede estar sobrestimado o que las leyes de atenuación, para esta zona de Ecuador, deben predecir valores mayores del espectro de respuesta para bajos períodos.

Las estaciones de Quito que, por lo general, tienen valores inferiores a lo predicho a bajos períodos para  $M_w=5.1$ , al compararse con el rango los valores seleccionados para  $M_w=7.1$ , el resultado se adecúa un poco más a lo esperado a bajos períodos.

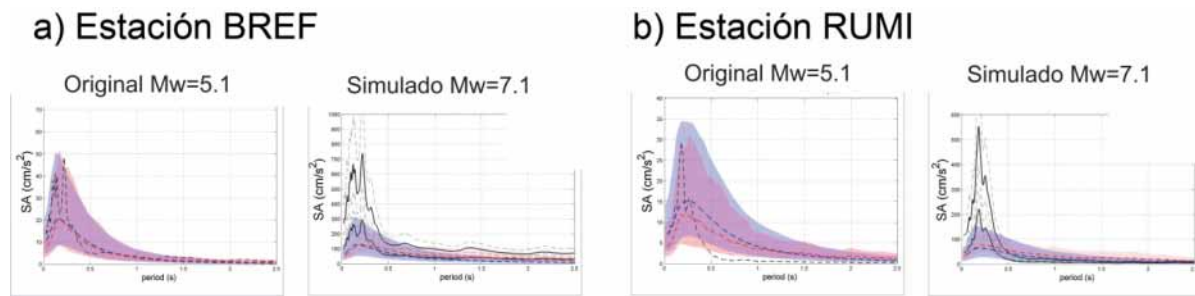


Figura 5.6. Espectro de respuesta original y simulado contra las relaciones de atenuación de Ambraseys, en rojo, y Chiou Youngs (2006), en azul. En estas estaciones, el valor predicho para  $M_w=5.1$ . (a) Estación de Cotopaxi. Las dos líneas oscuras en el sismo simulado, representan el rango seleccionado. (b) Espectro de respuesta de una estación de Quito. En el anexo 5.1 se encuentran estos espectros en un tamaño mayor.

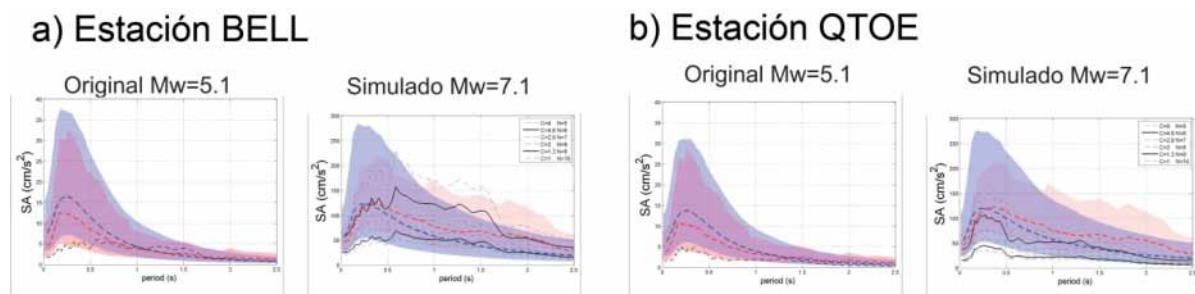


Figura 5.7. Espectro de respuesta original y simulado contra las relaciones de atenuación de Ambraseys, en rojo y Chiou Youngs (2006), en azul. (a) Espectro de respuesta de una estación de Cotopaxi. Las dos líneas oscuras en el sismo simulado, representan el rango seleccionado. (b) Espectro de respuesta de una estación de Quito. En el anexo 5.1 se encuentran estos espectros en un tamaño mayor.

## 5.4 Simulaciones con frecuencia esquina $F_c$ 0.34

Para el rango de C en que se hicieron las simulaciones entre 1 y 8, los espectros de respuesta de las simulaciones con  $f_c$  0.34 y  $f_c$  0.45 son casi idénticos. Esto queda claro en la Figura 5.8, en la que se representa la mediana del espectro de respuesta de la estación QTOE, para  $f_c$  de 0.34, 0.45 y 0.7 para simulaciones con  $C=1$  y  $C=8$ .

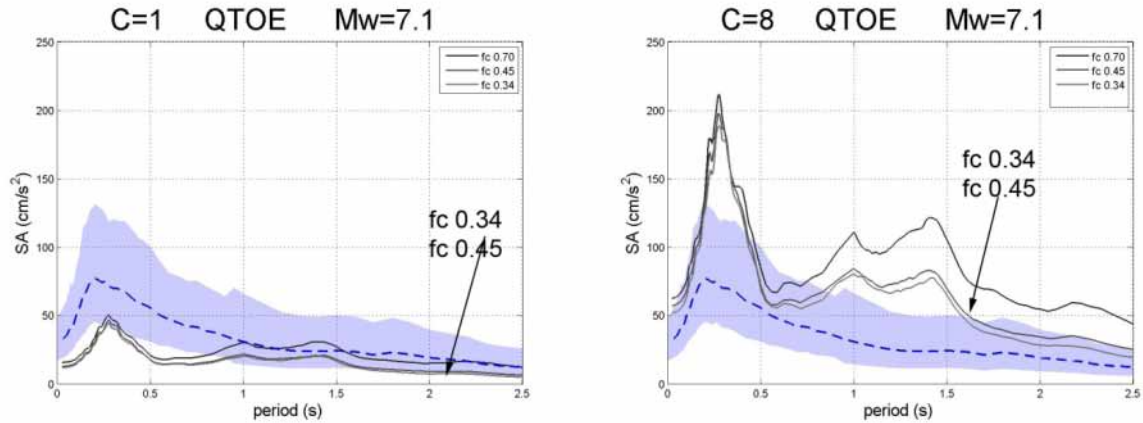


Figura 5.8. Mediana de 500 espectros de respuesta simulados de la estación QTOE, para  $f_c$  de 0.34, 0.45 y 0.7 para simulaciones con  $C=1$  y  $C=8$ . Para  $C=1$ , las líneas de  $f_c=0.34$  y  $f_c=0.45$  prácticamente se juntan. Al aumentar  $C$ , éstas se separan ligeramente y se diferencian más con el aumento del período.

La frecuencia esquina del sismo se encuentra entre 0.34 Hz y 0.45 Hz. Se grafica 0.7 Hz para ver cómo cambian las amplitudes del espectro de respuesta al aumentar  $C$ .

En la Figura 5.8 para  $C=1$ , es imposible separar visualmente  $f_c=0.34$  de 0.45, sólo se puede separar  $f_c=0.7$  Hz. A altos períodos los valores del SA tienden a diferenciarse.

Como el PGA y el máximo de SA se encuentran a bajos períodos, éstos no cambian prácticamente entre 0.34 y 0.45. En el (ANEXO 5.II) se observan las simulaciones para distintos valores de  $C$ , para  $f_c=0.34$  y 0.45 Hz. Con resultados prácticamente idénticos.

## 5.5 Discusión

La comparaciones con GMPE se hicieron como una prueba, entre relaciones conocidas y nuestras simulaciones, porque están no están adaptadas a la región.

Una de las formas de encontrar el valor de  $C$  es por la comparación de espectros de respuesta de distintos valores de  $C$  con las GMPE, en estaciones de roca, como se hace en (Salichon *et al.*, 2006).

Desafortunadamente no se cuenta o no se pudo encontrar ninguna GMPE, adaptada a la región, que cumpla con criterios de relevancia, como estar publicadas en revistas revisadas, amplia base de datos, entre otras. Por lo que este método no es posible.

De analizar la estación que se suponen en roca en Quito RUMI, (ANEXO 5.III B) y en el (ANEXO 5.I A) está claro que el espectro no se adapta al de las ecuaciones GMPE, ya que tiene una forma muy diferente. Esto ocurre para todas las estaciones de Quito, que para bajos períodos, parte de su espectro tiene una menor amplitud que la predicha por los modelos de GMPE (ANEXO 5.1 A).

La estación BREF, en roca, de Cotopaxi tiene un espectro similar al esperado, (ANEXO 5.III B) y en el (ANEXO 5.I B), pero al carecer de GMPE adaptada no podemos usarla.

Por esta razón, en el próximo capítulo se encontrará el rango en que debe estar el valor de  $C$ , por restricciones de la fuente.

## VI Resultados finales de la simulación

En este capítulo, se seleccionará un rango de valores para C, la razón de la caída de esfuerzo, para encontrar el espectro de respuesta del sismo simulado. Con este objetivo se tomará un rango de tiempo de ruptura  $T_c$ , que corresponde a lo observado para un sismo de  $M_w$  7.1. Esta ventana de tiempo nos permitirá estimar el rango de la frecuencia esquina del sismo grande y, usando las relaciones de escala, encontrar el rango de C.

### 6.1 Selección del rango de los valores de la caída de esfuerzo (C)

Para estimar C, partiremos de la ecuación de escala con la que se desarrolló el método de simulación (Kohrs *et al.*, 2005):

$$M_o \propto \Delta\Sigma \cdot F_c^{-3}$$

Donde el momento sísmico  $M_o$  es proporcional a la caída esfuerzo ( $\Delta\Sigma$ ) del sismo y al inverso de la frecuencia esquina ( $F_c$ ) al cubo. Al aplicar esta ecuación al sismo original y al simulado mayor, obtenemos:

$$\frac{M_o}{m_o} = \frac{\Delta\Sigma \cdot f_c^3}{\Delta\sigma \cdot F_c^3} = C \left( \frac{f_c}{F_c} \right)^3$$

Donde C es la razón entre las caídas de esfuerzo del sismo grande ( $\Delta\Sigma$ ) y la del pequeño ( $\Delta\sigma$ ). ( $M_o$ ) el momento sísmico del sismo simulado, ( $m_o$ ) el del registrado y  $f_c$  la frecuencia esquina del terremoto pequeño.

La única incógnita que nos queda para encontrar el valor de C, es ( $F_c$ ) el valor de la frecuencia esquina del sismo grande. Pero, ésta puede estimarse de la duración de la fuente ( $T_c$ ).

$$F_c \sim 1/T_c$$

Sustituyendo  $F_c$  en la ecuación anterior:

$$C = \frac{M_o}{m_o} \left( \frac{1}{f_c T_c} \right)^3$$

Un evento de magnitud  $M_w = 7.1$  tiene una duración alrededor de 17 segundos. Como es sólo un valor promedio, se tomará un rango de valores entre 14 y 20 segundos.

Para calcular el rango de valores de C estimados, se toma el valor de  $f_c=0.45$  Hz, que es el que mejor se adaptaba a la forma del espectro de frecuencia del terremoto en las estaciones de Quito.

Las simulaciones del terremoto se realizaron con una razón de momento magnitud, entre el sismo grande y el pequeño, de  $M_o/m_o=1000$ .

Con estos valores, el rango de C estará entre:

Para  $T_c=14$  seg  $\rightarrow F_c=0.07$  Hz y  $C=4$

Para  $T_c=20$  seg  $\rightarrow F_c=0.05$  Hz y  $C=1.37$

El código SIMULSTOC, utilizado para la simulación, sólo permite ciertos valores enteros de la razón entre las frecuencias esquina N. Por lo que solamente se pueden tomar algunos valores de C. Éstos se muestran en la Tabla 6.1.

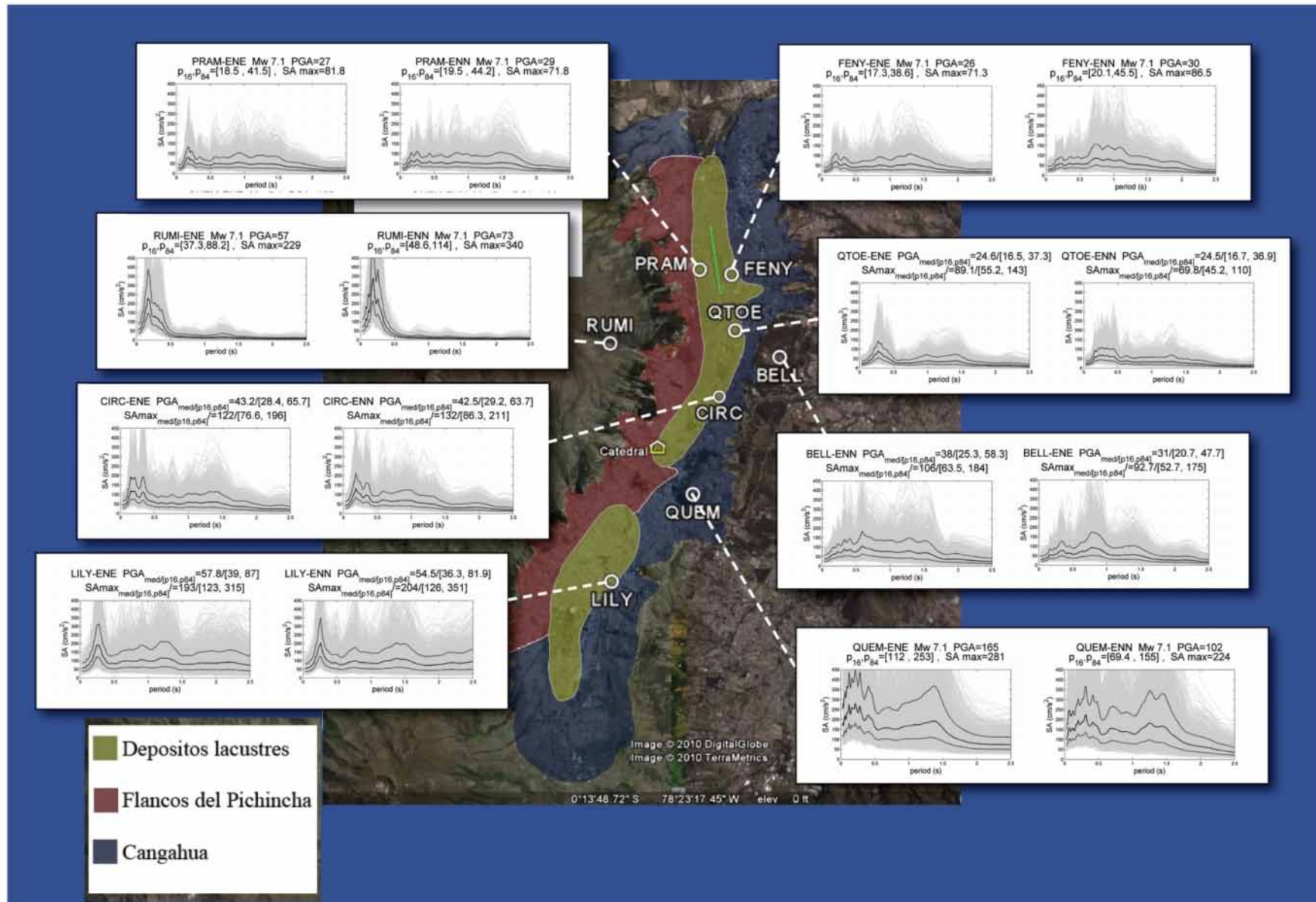


Figura 6.1. Espectros de respuesta y localización en Quito de las estaciones. Simulación de Mw 7.1. Mediana, percentiles 16 y 84 para las estaciones de Quito. 2000 simulaciones para C entre 1.3 y 4.6.

N	$C = 1000/N^3$	$F_c=0.45/N$	$T_c=1/F_c$
5	8.0	0.090	11.1
<b>6</b>	<b>4.6</b>	<b>0.075</b>	<b>13.3</b>
<b>7</b>	<b>2.9</b>	<b>0.064</b>	<b>15.6</b>
<b>8</b>	<b>2.0</b>	<b>0.056</b>	<b>17.8</b>
<b>9</b>	<b>1.3</b>	<b>0.050</b>	<b>20.0</b>
10	1.0	0.045	22.2

Tabla 6.1. Valores de  $C$ ,  $F_c$  y  $T_c$  para los valores en los que se hizo la simulación. Los valores seleccionados de  $C$ , entre 1.3 y 4.6, se encuentran en negritas.

Se selecciona  $C$ , entre los valores de 1.3 y 4.6.

En el ANEXO 5.I.A, se encuentra el valor del período de la aceleración pico para un rango de  $C$ , entre 1.3 y 4.6, de la simulación de un sismo de  $M_w=7.1$  en las estaciones de Quito. Así como la mediana de las simulaciones para cada valor de  $C$  entre 8 y 1.

## 6.2 Espectro de respuesta para $C$ entre 1.3 y 4.6

Se tomaron 2000 espectros de respuesta de cuatro simulaciones con el valor de  $C$  1,3, 2, 2.9 y 4.6. De estos se encontró la mediana y los percentiles 16 y 84. (ANEXO 6.I) y (Figura 6.1).

Los valores del percentil 16, 84 y la mediana, para el PGA se muestran en la Figura 6.2.

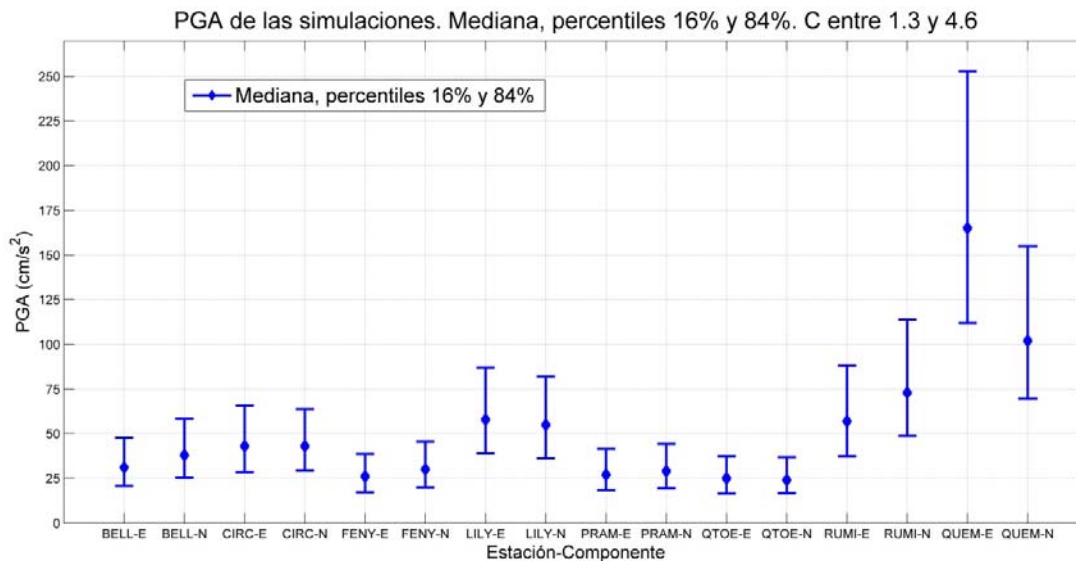


Figura 6.2. Las líneas azules muestran la mediana y los percentiles 16 y 84 del PGA para 2000 simulaciones del sismo de  $M_w=7.1$  con  $C$ , entre 1.3 y 4.6. Se representan las componentes horizontales Este (E) y Norte (N).

Con estos valores de la mediana del PGA se calcula en el siguiente epígrafe la intensidad para las estaciones de Quito. Pero usando el rango del percentil 16 al 84, podemos calcular la desviación estándar. Usando el hecho de que el PGA tiene una distribución lognormal. Para encontrar la desviación estándar primero calculamos el Log del PGA. Figura 6.3.

Luego la longitud representa 2 veces la desviación estándar. (Figura 6.4).



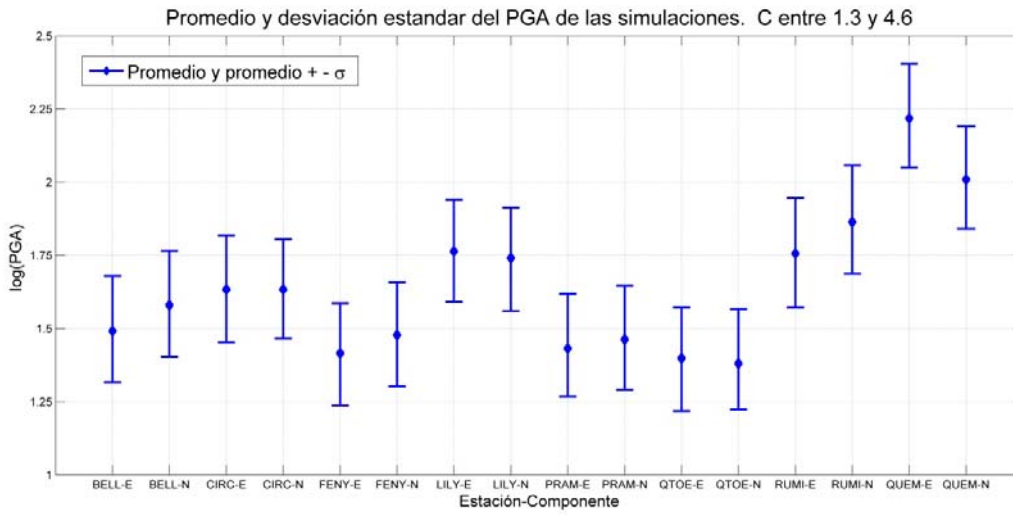


Figura 6.3 Logaritmo del PGA en las estaciones.

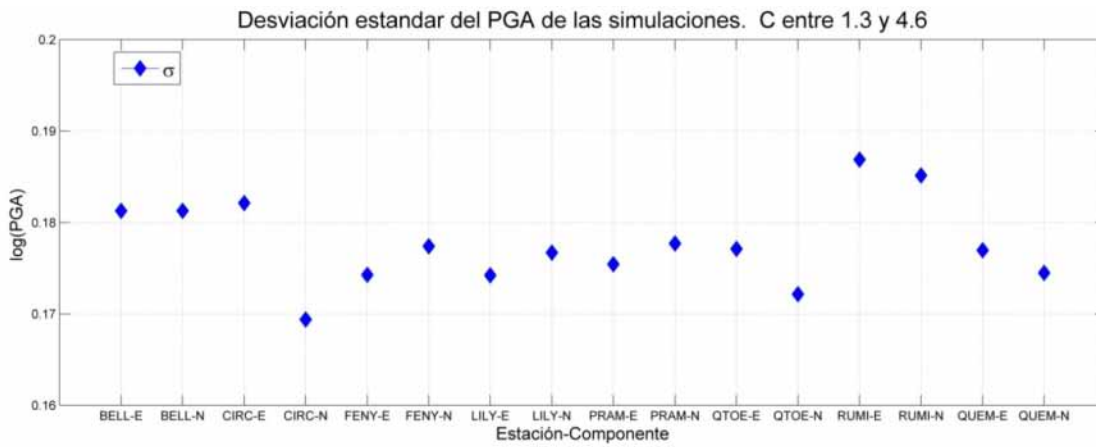


Figura 6.4 Desviación estándar del PGA de las estaciones.

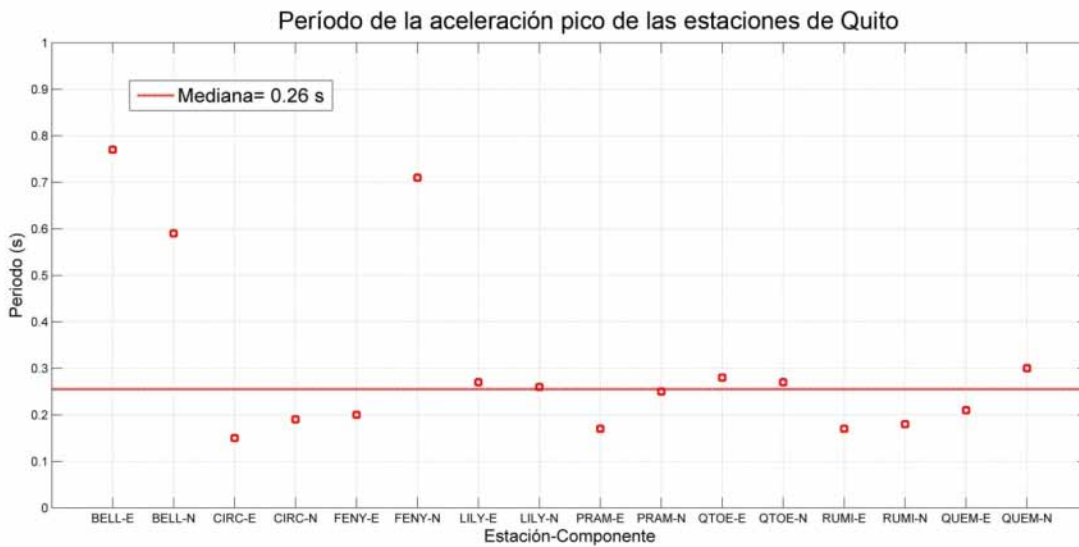


Figura 6.5. Valor del período de la aceleración espectral pico de las estaciones de Quito. La línea roja es la mediana. El período del pico de la mayoría de las estaciones está en 0.26s.

El mismo estudio de la desviación estándar se hace para  $SA_{max}$  (Ver ANEXO 6.II). El período de la aceleración espectral pico de las estaciones de Cotopaxi se encuentra en el ANEXO 6.III.

## 6.2 Cálculo de la intensidad (MMI)

A continuación, se encuentran los valores de intensidad de la escala modificada de Mercalli (MMI) para las estaciones de Quito. En el ANEXO 6.IV, se describen los valores de las intensidades de la escala de Mercalli modificada. Para convertir entre PGA e intensidad se utilizan las ecuaciones (Atkinson, G.M. and Kaka 2007), desarrolladas para el centro de Estados Unidos.

Para  $\log(PGA) \leq 1.69$  o lo que es equivalente ( $MMI \leq 5$ ):

$$(1a) \quad MMI = 2.65 + 1.39 \log_{10} PGA ;$$

Para  $\log(PGA) \geq 1.69$  o lo que es equivalente ( $MMI \geq 5$ ):

$$(1b) \quad MMI = -1.91 + 4.09 \log_{10} PGA ;$$

PGA ( $cm/s^2$ ). Para ambas componentes horizontales y  $\sigma = 1.01$  (Unidad de MMI).

El valor de  $MMI=5$  se toma para un PGA de  $49 \text{ cm/s}^2$  ( $\log(PGA) = 1.69$ ).

En el mismo artículo se desarrolla una versión con menos incertidumbre que toma en cuenta el valor del momento magnitud y la distancia hipocentral.

Para  $\log(PGA) \leq 1.69$  o lo que es equivalente ( $MMI \leq 5$ ):

$$(2a) \quad MMI = 2.65 + 1.39 \log_{10} PGA + 0.02 M_W + 0.98 \log_{10} d(\text{hipo}) ;$$

Para  $\log(PGA) \geq 1.69$  o lo que es equivalente ( $MMI \geq 5$ ):

$$(2b) \quad MMI = -1.91 + 4.09 \log_{10} PGA + 0.02 M_W + 0.98 \log_{10} d(\text{hipo}) ;$$

Con esta ecuación se calcula las intensidades (Tabla 6.2).

Tabla Intensidad de las estaciones de Quito.

Ecuación	QUEM E	QUEM N	RUMI E	RUMI N	LILY E	LILY N	CIRC E	CIRC N
(1)	7.2	6.3	5.3	5.7	5.3	5.2	4.9	4.9
(2)	7.3	6.5	5.5	5.8	5.4	5.3	4.9	4.9

Ecuación	BELL E	BELL N	PRAM E	PRAM N	FENY E	FENY N	QTOE E	QTOE N
(1)	4.7	4.8	4.6	4.7	4.6	4.7	4.6	4.6
(2)	4.9	5.0	4.8	4.9	4.8	4.9	4.8	4.8

Tabla 6.2 Intensidades de las estaciones de la red de Quito

En la Tabla 6.3 los valores promedios de intensidad que se grafican en la *Figura 6.6*.

Estación	Intensidad
QUEM	6.7
RUMI	5.5
LILY	5.2
CIRC	4.9
BELL	4.8
PRAM	4.7
FENY	4.7
QTOE	4.6

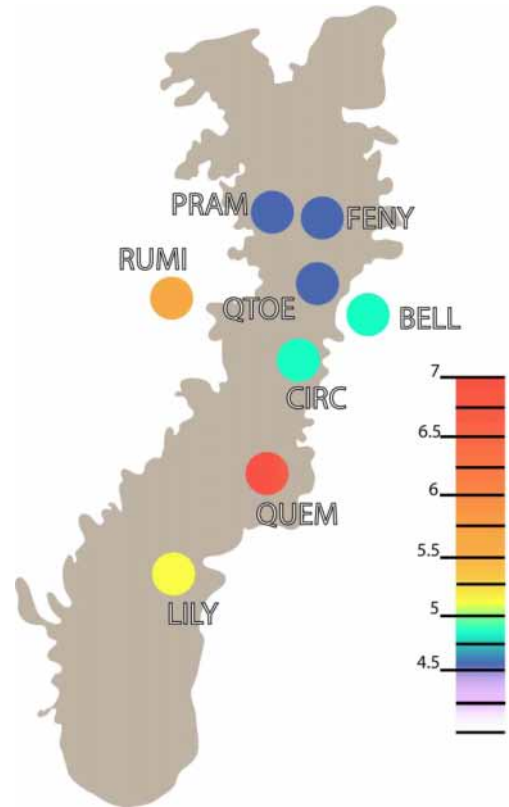


Tabla 6.3 Valor promedio de las estaciones de la red de Quito

Figura 6.6. Mapa de intensidades de Quito

### 6.3 Discusión

Las dos componentes horizontales de la estación BELL muestran una amplificación alrededor de 0.77s (1.3 Hz) y 0.6s (1.6 Hz), que se corresponde muy bien con el pico de amplificación, alrededor de 1-2 Hz, encontrado por (Gueguen *et al.*, 2000), para la zona de depósitos de Cangahua cerca de la cual se encuentra esta estación.

La mayoría de los valores del período donde es máxima la aceleración espectral, *Figura 6.5*, se encuentran alrededor de 0.26 segundos (4 Hz). Lo que está de acuerdo con lo que se encontró como la frecuencia de mayor amplificación en la zona central de depósitos lacustres (Gueguen *et al.*, 2000). (Ver *Figura 6.7b*).

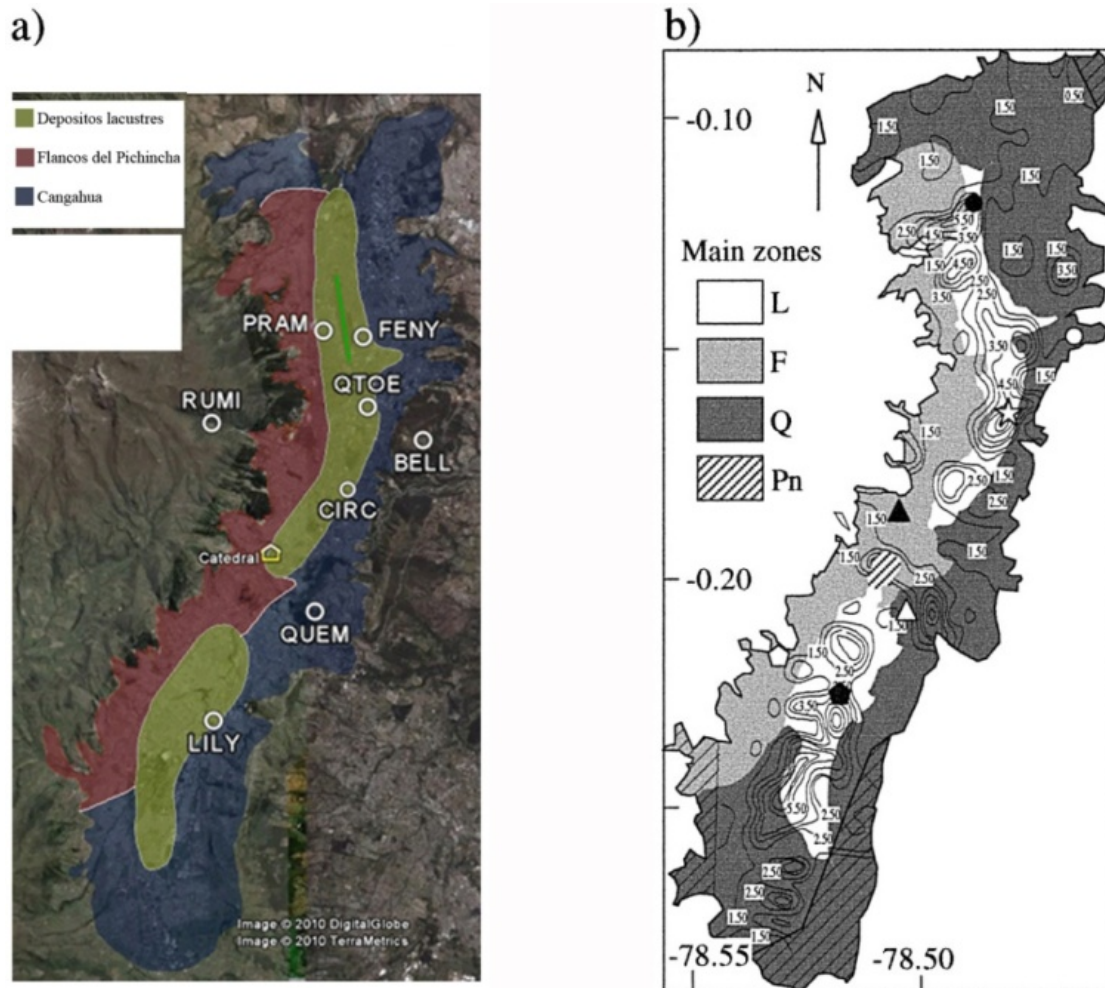


Figura 6.7. (a) Localización de la estaciones en las zonas geológicas de Quito, creado por Juan Carlos Singuacho. (b) La frecuencia más amplificada en estas zonas (Gueguen et al., 2000).

Las tres estaciones con un marcado efecto de sitio en Quito, RUMI, LILY y QUEM, muestran valores superiores de PGA y aceleración espectral máxima con respecto a las restantes. (Ver Figuras 6.3 y Anexo 6II). El espectro de Fourier de estas estaciones se estudió en el capítulo 4. (Figura 4.4).

Las estaciones al sur tienen intensidades alrededor de 5 y las al norte de 4.5. Esto es consecuente con un sismo ocurrido al sur. La estación QUEM tiene una intensidad mucho mayor, casi 7, por el efecto de sitio. Por el efecto de sitio RUMI se afecta más de lo esperado.

Estos valores de desviación estándar están alrededor de 0.18. Muy por debajo de lo común en las relaciones de GMPE, que es alrededor de 0.4.

## Conclusiones

En este estudio se utiliza, por primera vez en Ecuador, el método de la suma estocástica de las funciones de Green empíricas (EGF) para simular los efectos de un sismo de gran magnitud en varias zonas del país. La ciudad de Quito es estudiada cuidadosamente, aunque tenemos registros en otros sitios como en la región de Cotopaxi, por tener un mayor riesgo sísmico.

Dentro de la capital, se simula el movimiento del suelo, producto de un terremoto grande en ocho sitios de la misma. Cada uno de estos sitios corresponde a una estación de la nueva red acelerométrica de la ciudad de Quito, implementada por el Instituto Geofísico –EPN y por el proyecto ADN. En estas estaciones se había registrado un sismo moderado de magnitud 5 en octubre de 2009, el cual nos permitió recrear el efecto del sismo mayor.

Este método de simulación, basado en acelerogramas, tiene la ventaja de que no necesita disponer de una gran capacidad de computación y las simulaciones se pueden realizar en una computadora personal. La otra gran ventaja es que necesita pocos parámetros, siendo la razón de la caída de esfuerzo, el único difícil de encontrar.

Uno de los valores necesarios para poder realizar la simulación del terremoto es el de momento magnitud del sismo pequeño registrado. Éste se encontró por medio de dos métodos de determinación rápida del momento magnitud y se lograron resultados similares con ambos métodos.

En este estudio se encontró también el mecanismo focal que es acorde a la falla del terremoto. Éste nos permitió poder comparar los espectros de respuesta de ambos sismos, el ocurrido y el generado, con ecuaciones de predicción de movimiento del suelo (GMPE).

Otro de los parámetros necesarios empleados para la simulación es la frecuencia esquina del sismo pequeño usado para generar el grande. Se encontraron dos valores de esta frecuencia y con cada uno se simuló un terremoto, la comparación de los espectros de respuesta de los mismos dieron resultados casi idénticos. La necesidad de comparar visualmente los espectros de Fourier de desplazamiento con el modelo de Brune para encontrar la frecuencia esquina, nos permitió, de paso, estudiar la forma de los mismos, pudiéndose identificar estaciones con efectos de sitio definido y un espectro recurrente en varias estaciones de Quito.

Aunque los valores del espectro de respuesta del sismo original estaban dentro de lo esperado por las ecuaciones (GMPE), la forma de los mismos era muy diferente. Este efecto se mantiene para el espectro de respuesta del sismo grande.

De haber tenido unas ecuaciones (GMPE), validadas para la geología de Ecuador, hubiéramos podido intentar usar la única estación en roca en Quito, RUMI, para estimar el valor de  $C$ . Pero, además, teníamos el problema que el espectro de respuesta de esta estación, tenía un fuerte efecto de sitio y que se diferenciaba mucho de lo esperado para una ecuación de roca. Por estas razones, se tomó el valor de  $C$ , con un valor que correspondía a un valor razonable de la duración de la fuente del sismo grande. De esta forma, se seleccionó un rango de valores de  $C$ . El valor de la desviación estándar del espectro de respuesta para las simulaciones en el rango de  $C$ , es muy bajo, lo que significa una baja incertidumbre en el espectro de respuesta promedio.

Estas simulaciones muestran que Quito sería afectado con una intensidad de 5 en el sur y de 4.5 en las zonas del norte, pero la estación QUEM se afectaría con intensidad cercana a 7. Otro de los resultados de este estudio fueron los períodos de la aceleración pico de los espectros de respuesta. Las estaciones de Cotopaxi tienen un período de aceleración pico del espectro de respuesta entre 0.1 segundos y 0.22 segundos. La mayor parte de la aceleración espectral pico en Quito se encontró entre 0.15 y 0.3 segundos, que corresponde a edificios bajos de 1 a 3 pisos.

Este método se puede utilizar cada vez que se tengan los registros de un sismo de magnitud moderada en las cercanías de Quito. Dándonos acelerogramas sintéticos que nos permitan probar la dinámica de respuesta de edificios específicos o calcular mapas de predicción de intensidad.

# BIBLIOGRAFÍA

Ambraseys, N.N., Douglas, J., Sarma, S.K. & Smit, P.M. (2005). *Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration*. Bulletin of Earthquake Engineering, **3**, 1-53, DOI: 10.1007/s10518-005-0183-0.

André Filiatrault, *Elements of Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Published September 1998 by Polytechnic International Press, Canada.

Atkinson, G.M. and Kaka, S.I., 2007. *Relationships between felt intensity and instrumental ground motion in the central United States and California*, BSSA, **97**, 497-510.

Beauval C., Honoré L., and F. Courboux (2009). *Ground-motion variability and implementation of a probabilistic-deterministic hazard method*, Bull. Seism. Soc. Am., **99**(5), 2992-3002 ;doi : 10.1785/0120080183.

Beauval, C., Yepes, H., Bakun, W.H., Egred, J., Alvarado, A., Singaicho, J.C.(2010) Locations and magnitudes of historical earthquakes in the Sierra of Ecuador (1587-1996) *Geophysical Journal International*, **181** (3), 1613-1633, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04569.x

Boore, D.M. and W.B. Joyner (1997). *Site amplification for generic rock sites*, Bulletin of the Seismological Society of America, v.87, p. 327-341.

Bouchon M. (2003). *A review of the discrete wavenumber method*. Pure Appl. Geophys. pp.160, 445–465.

Bouchon, M., *A Simple Method to Calculate Green's Functions in Elastic Layered Media*, Bull. Seismol. Soc. Am. **71**, 959–971 (1981).

Brune JN (1970) *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*. J Geophys Res **75**:4997–5009

Chatelain, J.-L., Tucker, B., Guillier, B., Kaneko, F., Yepes, H., Fernandez, J., Valverde, J., Hofer, G., Souris, M., Dupérier, E., Yamada, T., Bustamante, G., Villacis, C., 1999, *Earthquake risk management pilot project in Quito, Ecuador*. GeoJournal. **49**: 185-196.

Chiou, B.S.-J., and Youngs, R.R. (2006), *Chiou and Youngs PEER-NGA Empirical Ground Motion Model for the Average Horizontal Component of Peak Acceleration and Pseudo-Spectral Acceleration for Spectral Periods of 0.01 to 10 Seconds*, Pacific Earthquake Engineering Research Center, Berkeley, California.

Converset, J. (2007). *Simulation de séismes grâce à la méthode des fonctions de Green empiriques : application à la crise des Saintes en Guadeloupe*, Rapport de stage Master 2, Université de Nice-Sophia Antipolis.

Cotton F, Scherbaum F, Bommer J, Bungum H, Sabetta F (2006) *Criteria for selecting and adapting ground motion models for specific target regions application to central Europe and rock sites*. J Seismol **1**:1–20. doi:10.1007/s10950-005-9006-7.

Courboux, F. Converset, J. Balestra, J. and Delouis B. (2010) *Ground-Motion Simulations of the 2004 Mw 6.4 Les Saintes, Guadeloupe, Earthquake Using Ten Smaller Events*. Bull Seismol Soc Am February 1, 2010; **100**(1): 116 - 130.

Delouis B., Charlety J., Vallée M. (2009). *A Method for Rapid Determination of Moment Magnitude Mw for Moderate to Large Earthquakes from the Near-Field Spectra of Strong-Motion Records (MWSYNTH)*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. **99**, No. **3**. pp. 1827-1840.

Douglas, J., Faccioli, E., Cotton, F., Cauzzi, C. (2009) *Selection of ground-motion prediction equations for GEM1*, GEM Technical Report n. xxx, GEM Foundation, Pavia, Italy.

ESCUELA POLITECNICA NACIONAL. GEOHAZARDS INTERNATIONAL, ILUSTRE MUNICIPIO DE QUITO, ORSTOM. OYO CORPORATION., 1994: "*The Quito - Ecuador, Earthquake Risk Management Project an Overview*", Geohazards International Publication, Quito.

ESCUELA POLITECNICA NACIONAL, GEOHAZARDS INTERNATIONAL. ILUSTRE MUNICIPIO DE QUITO, ORSTOM, OYO CORPORATION., 1995: "*Proyecto para el manejo sísmico de Quito, Síntesis*", Municipio Metropolitano,IRD, Quito.

GEM (Global Earthquake Model): [www.globalquakemodel.org](http://www.globalquakemodel.org)

Gueguen, P. Chatelain, J.-L. Guillier, B. Yepes, H. (2000). *An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 19 (2000) 127–133.

Honoré, L. (2008). *Mise au point d'une méthodologie hybride d'évaluation de l'aléa sismique. Test sur la crise des Saintes (Guadeloupe, 2004-2005)*, Rapport de stage Master 2, Université de Nice-Sophia Antipolis.

IG-EPN (2009). *Informe sísmico para el año 2009*, Escuela Politécnica Nacional Instituto Geofísico. [www.igeptn.edu.ec](http://www.igeptn.edu.ec)

Jérôme Salichon, Carine Kohrs-Sansorny, Etienne Bertrand and Françoise Courboux (2010), *A Mw 6.3 earthquake scenario in the city of Nice (southeast France): ground motion simulations*. Journal of Seismology, 2010, Volume 14, Number 3, Pages 523-541.

Kawakatsu Hitoshi and Proaño Gaston (1991), *Focal Mechanism of the March 6, 1987 Ecuador Earthquakes –CMT Inversion with a First Motion Constrains-* Journal of Physics of the Earth, Vol. 39, No. 4, 1991. pp. 589-597.

Kohrs-Sansorny C, Courboux F, Bour M, Deschamps A (2005). *A two-stage method for ground-motion simulation using stochastic summation of small earthquakes*. Bull Seismol Soc Am 95:1387–1400.

Ordaz, M., Arboleda, J., & Singh, S.K. (1995). *A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motions from future large earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Am., 85, 1635-1647.

Rivadeneira, F., Segovia, M., Alvarado, A., Egred, J., Troncoso, L., Vaca, S., Yepes, H., 2007. *Serie el riesgo sísmico en el Ecuador. Breves fundamentos sobre los terremotos en el Ecuador*. Corporación Editora Nacional, IG-EPN.

Salichon, J. Kohrs-Sansorny, C, Bertrand, E; Courboux, F (2010), *A Mw 6.3 earthquake scenario in the city of Nice (southeast France): ground motion simulations*, Journal of Seismology, Volume 14, Issue 3, pp.523-541.

Segovia, M., Alvarado, A., 2009. *Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador*, in Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador desde la costa continental hasta las islas Gapapagos, edited by Collot J-Y, V. Sallares, and A. Pazmiño, pp.131-149, Publicacion CNDM-INOCAR-IRD, PSE001-09, Guayaquil, Ecuador.

Wells, D. and Coppersmith, K. (1994). *New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002.

Wennerberg, L. (1990). *Stochastic summation of empirical Green's function*. Bull Seismol Soc Am, 80:1418–1432.

Yepes, H., EGÜEZ, A., BERNAL R., SANTACRUZ R., (1995). *Seguridad sísmica en las escuelas de Quito: Evaluación del Peligro Sísmico*, Instituto Geofísico – EPN, Quito-Ecuador, pp-75