



UNIVERSIDAD TÉCNICA PARTICULAR DE LOJA

La Universidad Católica de Loja

ÁREA TÉCNICA

TITULACIÓN DE INGENIERO EN GEOLOGÍA Y MINAS

Peligro sísmico de la Cuenca de Loja-Ecuador

TRABAJO DE FIN DE TITULACIÓN.

AUTOR: Castillo Jaramillo, Diego Israel

DIRECTORES: Guartán Medina, José Arturo, M. Sc.

Ayala Mendoza, Adriana del Carmen, Ing.

LOJA – ECUADOR

2013

APROBACIÓN DEL DIRECTOR DEL TRABAJO DE FIN DE TITULACIÓN

Ingeniero M. Sc.

José Arturo Guartán

DOCENTE DE LA TITULACIÓN

De mi consideración

El presente trabajo de fin de titulación: "Peligro Sísmico de la Cuenca de Loja-Ecuador" realizado por: Diego Israel Castillo Jaramillo, ha sido orientado y revisado durante su ejecución, por cuanto se aprueba la presentación del mismo.

Loja, diciembre de 2013

f.....

DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y CESION DE DERECHOS

Yo, Castillo Jaramillo Diego Israel, declaro ser el autor del presente trabajo de fin de carrera: “Peligro Sísmico de la Cuenca de Loja-Ecuador”, de la Titulación de Geología y Minas siendo José Arturo Guartán Medina, M. Sc. director del presente trabajo; y eximo expresamente a la Universidad Técnica particular de Loja y a sus representantes legales. Además certifico que las ideas, conceptos, procedimientos y resultados vertidos en el presente trabajo investigativo, son mi exclusiva responsabilidad.

Adicionalmente declaro conocer y aceptar la disposición del Art. 67 del estatuto Orgánico de la Universidad Técnica Particular de Loja que su parte pertinente textual dice: “Forman parte del patrimonio de la universidad la propiedad intelectual de investigaciones, trabajos científicos o técnicos y tesis de grado que se realizan a través o con el grupo financiero, académico o institucional (operativo) de la Universidad”

f.....

Diego Israel Castillo Jaramillo

1104238736

DEDICATORIA

A las personas que me dan la fuerza para lograr mis metas: Ovidio Castillo mi padre, María Elena Jaramillo mi madre, Ovidio e Ivanova mis hermanos.

Diego Castillo

AGRADECIMIENTO

Agradezco muy sinceramente a los profesionales y seres humanos que me guiaron y apoyaron durante mis estudios; los docentes de la Titulación de Geología y Minas, y un agradecimiento especial al Ingeniero John Soto Director del Departamento de Geología y Minas e Ingeniería Civil y a los Ingenieros José Arturo Guartán y Adriana Ayala Directores de Tesis, por ayudarme a terminar este reto más de la vida.

Diego Castillo

ÍNDICE

APROBACIÓN DEL DIRECTOR DEL TRABAJO DE FIN DE TITULACIÓN	II
DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y CESION DE DERECHOS.....	III
DEDICATORIA	IV
AGRADECIMIENTO.....	V
RESUMEN EJECUTIVO	1
ABSTRACT	2
INTRODUCCIÓN	3
JUSTIFICACIÓN	3
OBJETIVOS	3
OBJETIVO GENERAL.....	3
OBJETIVOS ESPECÍFICO.....	4
METODOLOGÍA.....	4
ALCANCE DEL ESTUDIO	4
CAPÍTULO I.....	5
1. LOS SISMOS	5
1.1. <i>SISMICIDAD EN ECUADOR</i>	7
2.1. <i>SISMICIDAD EN LOJA</i>	10
CAPITULO II.....	14
2. PELIGROS SÍSMICOS	14
2.2. <i>MAPAS DE PELIGROSIDAD SÍSMICA</i>	17
2.3. <i>ACELERACIÓN PICO EN ROCA (PGA) PARA LOJA</i>	19
CAPITULO III.....	20
3. MOVIMIENTO DEL TERRENO	20
3.1. <i>MOMENTO SÍSMICO</i>	21

3.2.	<i>NOTACIÓN PARA LA LOCALIZACIÓN DE UN TERREMOTO</i>	21
3.3.	<i>LOCALIZACIÓN DE LOS TERREMOTOS</i>	22
3.4.	<i>MEDICIÓN DE LOS TERREMOTOS</i>	23
3.4.1.	INTENSIDAD DEL TERREMOTO	23
3.4.2.	MAGNITUD DEL TERREMOTO.....	24
3.5.	<i>FUERZA DEL MOVIMIENTO DEL SUELO</i>	28
3.6.	<i>ESPECTRO DEL MOVIMIENTO DEL SUELO</i>	29
3.7.	<i>ESPECTRO DE FOURIER</i>	30
3.8.	<i>DESARROLLO DE ECUACIONES DE PREDICCIÓN</i>	31
CAPITULO IV		34
4.	ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO	34
4.1.	<i>ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO DETERMINÍSTICO</i>	35
4.2.	<i>ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO</i>	36
4.3.	<i>CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE DEL TERREMOTO</i>	38
4.3.1.	INCERTIDUMBRE ESPACIAL	38
4.3.2.	DISTRIBUCIÓN DE LOS TERREMOTOS.....	38
4.3.3.	TAMAÑO DE LA INCERTIDUMBRE	40
4.3.4.	LEY DE RECURRENCIA	41
4.3.5.	LEY DE RECURRENCIA DE GUTENBERG-RICHTER	43
4.3.6.	CARACTERÍSTICAS DE LA LEY DE RECURRENCIA	45
4.3.7.	RELACIONES DE PREDICCIÓN.....	47
4.3.8.	MODELO DE POISSON	48
4.3.9.	CÁLCULO DE PROBABILIDADES.....	50
4.3.10.	CURVAS DE AMENAZA SÍSMICA	50

4.3.11.	PERIODOS DE TIEMPO FINITO	52
4.3.12.	DESAGREGACIÓN	52
CAPITULO V	54
5.	METODOLOGÍA	54
CAPÍTULO VI	56
6.	ECUACIONES A UTILIZARSE EN LA CIUDAD DE LOJA	56
CAPÍTULO VII	62
7.	ESTUDIO DE PELIGRO SÍSMICO	62
7.1.	<i>ACELERACIÓN PICO EN ROCA</i>	63
7.2.	<i>ACELERACIÓN PICO EN SUELO</i>	65
7.2.1.	EFFECTOS DE SITIO	65
7.2.2.	RESULTADOS	75
CONCLUSIONES	80
RECOMENDACIONES	82
BIBLIOGRAFÍA	83
ANEXOS	¡ERROR! MARCADOR NO DEFINIDO.

RESUMEN EJECUTIVO

El presente trabajo es un estudio de peligro sísmico de la Cuenca de Loja, que presenta los mapas de peligro sísmico para terremotos con un 10% de excedencia en 50 años a nivel de Roca y a nivel de Suelo. Estos mapas fueron obtenidos por medio de las ecuaciones de predicción de Boore 2008 y Atkinson 2003, para las zonas sísmicas circundantes al Ecuador y establecidas en el proyecto PILOTO (Dimate, 1999). Los efectos de sitio para la cuenca de Loja se encontraron por medio del análisis de los estudios de ruido ambiental de Guartán (2011), zonificación tectónica (Jumbo, 2012) y la recopilación de estudios de sísmica de refracción en la Cuenca de Loja tomada de ESTSUELCON CIA. LTDA.

Para el desarrollo del estudio se elaboró una rutina de código en MatLab, que permitió realizar un estudio aleatorio probabilístico de predicción de la aceleración pico, denominado HAZARD_UTPL y el cual nos permitió simular los miles de casos posibles en el estudio, con resultados de aceleración pico en suelo de hasta 0.45 g.

Palabras clave: Aceleración pico, efectos de sitio, periodo de retorno.

ABSTRACT

This work is a study of seismic hazard of Loja Basin, which presents the seismic hazard maps for earthquakes with 10% of exceedance in 50 years at the level of Rock and Soil. These maps were obtained through prediction equations of Boore (2008) and Atkinson (2003), for seismic zones surrounding the Ecuador and settled in the PILOT project (Dimate, 1999). The site effects for Loja Basin were found by analysis of environmental noise studies of Guartán (2011), tectonic zoning (Jumbo, 2012) and the collection of seismic refraction studies in Loja Basin taken from ESTSUELCON CIA. LTDA.

For the development of a routine study of code developed in MatLab, which allowed for a randomized probabilistic prediction of peak acceleration, called HAZARD_UTPL and which allowed us to simulate thousands of possible cases in the study, with peak acceleration results in soil up to 0.45 g.

Keywords: peak acceleration, site effects, return period.

INTRODUCCIÓN

El estudio de peligro sísmico de la cuenca de Loja, utiliza las ecuaciones de predicción de Boore (2008) y Atkinson (2003), para elaborar un mapa de peligro sísmico a nivel de suelo para terremotos con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años.; las zonas de sismicidad se tomaron del proyecto PILOTO (Dimate, 1999) y los parámetros de efecto de sitio, de estudios locales como los estudios de ruido ambiental de Guartán (2011), zonificación geotécnica de Jumbo (2012) y de sísmica de refracción de ESTSUELCON CIA. LTDA. Los resultados del estudio de peligro sísmico expusieron un mayor aporte de sismicidad del norte peruano, con valores máximos de aceleración en suelo de 0.45 g; y, el aumento del peligro sísmico en zonas con los valores de V_{s30} más bajos y suelos con periodos fundamentales de vibración de 0.15 a 0.3 segundos.

Durante la elaboración del estudio se escribió una rutina de código en MatLab, con la cual se calcularon las predicciones estadísticas y se lo denominó HAZARD_UTPL.

JUSTIFICACIÓN

El estudio de peligros sísmico es la base fundamental para el diseño de estructuras que salven vidas, es así que en el 2011 se presentó el nuevo código ecuatoriano de la construcción, con actualización del mapa para diseño sísmico del Ecuador; y el cual, además plantea la necesidad de realizar estudios de microzonificación sísmica; así la sección 2.5.4.1 del NEC-11 se enuncia de la siguiente manera: **“NECESIDAD DE ESTUDIOS DE MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA.-** Las municipalidades con poblaciones superiores a 100.000 habitantes serán las responsables de realizar estudios de microzonificación sísmica y geotécnica en su territorio, con el propósito de conocer la geología local, la distribución espacial de los estratos de suelo y evaluar localmente las demandas sísmicas que se presentaran en su jurisdicción, para fines no solo de diseño sísmico, sino también regulación urbana y no urbana, planificación territorial y de infraestructura”.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

- Realizar el mapa de peligro sísmico de la cuenca de Loja.

OBJETIVOS ESPECÍFICO

- Estudiar los efectos de sitio presentes en la cuenca de Loja.
- Elaborar mapas de peligro sísmico a nivel de roca y suelo.
- Presentar este trabajo como una guía para continuar con la línea de investigación en cuanto a la peligrosidad y vulnerabilidad sísmica.

METODOLOGÍA

La metodología usada es un análisis de peligro sísmico probabilístico utilizando las ecuaciones de predicción de Boore 2008 y Atkinson 2003, para las zonas sísmicas circundantes al Ecuador establecidas en el proyecto PILOTO (Dimate, 1999).

Los principales efectos de sitio utilizados son el valor de la velocidad promedio de las ondas de corte del terreno en sus treinta primeros metros (V_{s30}) y el periodo fundamental del terreno; obteniéndose como resultados un mapa de isolíneas de periodos fundamentales del terreno, un mapa de isolíneas de valores de V_{s30} y los mapas de aceleración pico a nivel de Roca y Suelo para la cuenca de Loja, con un valor máximo obtenido de aceleración pico en suelo de 0.45 g.

ALCANCE DEL ESTUDIO

El objetivo principal de este estudio es realizar la microzonificación sísmica de la cuenca de Loja; sin embargo sus alcances se limitan al comportamiento sísmico de los primeros treinta metros de suelo, evaluando el valor de velocidad de las ondas de corte y su periodo fundamental. Los capítulos uno a cuatro, muestran los fundamentos teóricos del estudio y las bases de sismicidad histórica e instrumental; el capítulo cinco expone la metodología usada, mientras que el capítulo seis trata de las ecuaciones utilizadas para la ciudad de Loja y el capítulo siete desarrolla el estudio de peligro sísmico con sus resultados.

CAPÍTULO I

LOS SISMOS

Los sismos o terremotos son una de las mayores amenazas naturales que afectan a nuestro país abarcando todo el territorio, en contraparte con otras amenazas importantes como inundaciones, sequías, tsunamis o erupciones volcánicas que afectan zonas específicas.

Los sismos por concepto son un fenómeno provocado por el movimiento de las placas tectónicas cuando estas acumulan energía, su estudio empieza por la comprensión de la dinámica interna de la tierra y su composición; así Alfred Weneger (1912), fue el primero en comprobar que los continentes se encuentran en movimiento, por medio de demostraciones morfológicas, petrológicas, paleoclimáticas y paleogeográficas, que aportaron enormemente a la teoría actual de la tectónica de placas; en la cual, se acepta que la corteza terrestre está formada por placas tectónicas que subducen, deslizan, extruyen o acrecionan unas con otras, crecen o se reducen; todo esto gracias a una fuerza motora que son las corrientes de convección que se producen en el núcleo interno y la litosfera a causa de la diferenciación magmática (Arthur Holmes, 1930; citado por Castro 2003).

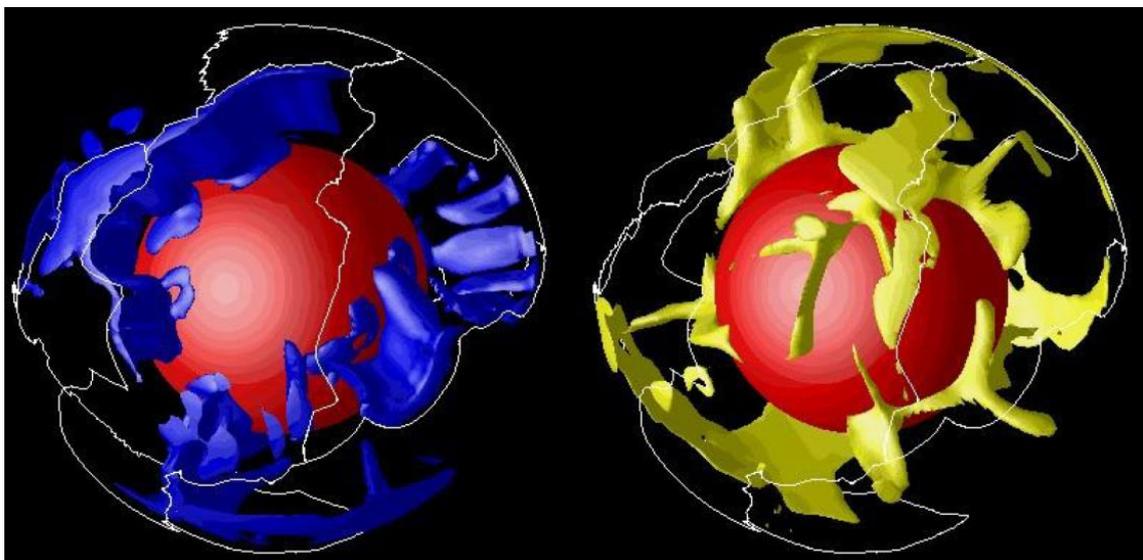


Fig. 1 Modelo actual de las corrientes de convección mostrado por Alfonso y Rosa 2008, CNICE

En la figura 1 se muestra un modelo actual de las corrientes de convección, donde las zonas en amarillo muestran los materiales calientes que ascienden y forman los límites de convergencia; mientras, las zonas en azul los que descienden y representan la litosfera que se subduce hasta el núcleo D”.

Ecuador forma parte del cinturón de fuego del pacífico, llamado así por la gran actividad volcánica que causa el proceso de subducción a lo largo del mismo; y, que a la altura de Ecuador está representada por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, lo que causa gran actividad sísmica. En este estudio nos referiremos a los sismos más relevantes que son los provocados por rupturas de las fallas geológicas o por la fricción de las placas tectónicas, dejando a un lado los causados por procesos volcánicos u otros fenómenos.

1.1. Sismicidad en Ecuador

Ecuador es un país que está afectado principalmente por la sismicidad producida por la zona de subducción y las fallas locales consecuencia del enfrentamiento entre placas tectónicas. El resultado de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana en costas ecuatorianas, trae consigo una zonación del grado de sismicidad (Fig. 2 y 3), que varía de muy alta en el perfil costanero más cercano a la fosa oceánica a medio-alto en la región del golfo y sierra norte, hasta finalmente, un grado de sismicidad medio a bajo para la sierra sur y región amazónica. La cierta diferenciación de la sismicidad en sentido Norte-Sur se debe además a la subducción de la cordillera submarina de Carnegie y a la aparición de un sistema de fallas dextrales, longitudinales, transversales y oblicuas que tratan de dividir al país en dos, abriendo el golfo de Guayaquil; y que son fuentes generadoras de sismicidad (Correa 2003).

El nuevo código ecuatoriano de la construcción NEC-11, presenta el mapa de peligro sísmico actualizado del país al 2011 (Fig. 3), donde al igual que en el mapa de la figura 2 (Correa 2003) se aprecia la zonación de la amenaza sísmica desde la costa hasta el oriente y lo cual se repite en mapas de peligro sísmico anteriores como los presentados por Aguiar (1982) o en el Código Ecuatoriano de la Construcción anterior (CEC-2000)

Según el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional los sismos de mayor importancia (terremotos) registrados en el país desde 1941 al 2009 son los descritos en la tabla 1.

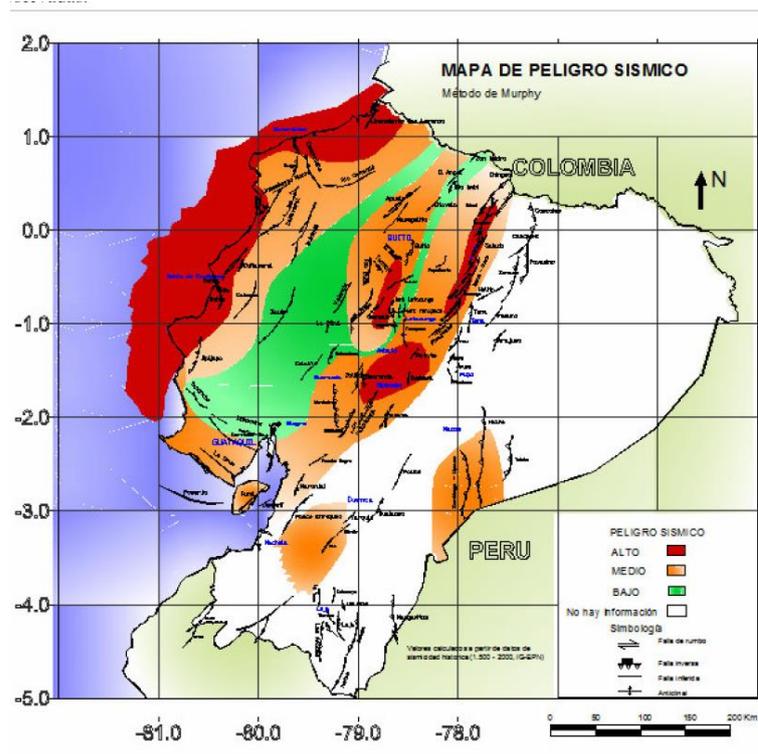


Fig. 2 Mapa de peligro sísmico.

Fuente: Correa (2003,

Elaboración: Autor

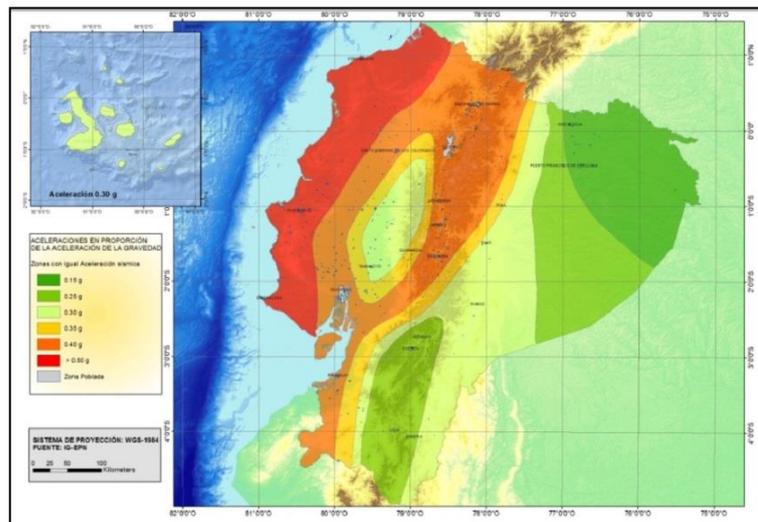


Fig. 3 Mapa de peligro sísmico del Ecuador,

Fuente: NEC-11

Elaboración: Autor

Tabla 1. Terremotos con intensidad VIII o superior en la escala de Mercalli

Fecha Año mes día	Zona de afección del terremoto
1541 04 00	Destruyó un pueblo en la falda Occidental de la Cordillera Real. Sentido en Quito (¿?).
1587 08 31	En San Antonio de Pichincha y pueblos vecinos. En Guayllabamba. En Cayambe.
1645 03 15	Quito y Riobamba.
1674 08 29	Destrucción de Chimbo y 8 pueblos circundantes.
1687 11 22	Gran terremoto en las provincias centrales. Destrucción de Ambato, Latacunga y muchas poblaciones de la comarca.
1698 06 20	Los daños materiales se extendieron desde el Nudo de Tiopullo hasta el Nudo del Azuay.
1736 12 06	Daños graves en casas e iglesias de Pujilí, Saquisilí y el resto de pueblos de la comarca. Estragos menores en Latacunga. En Quito: daños moderados en la iglesia de Sto. Domingo.
1757 02 22	Gran terremoto de Latacunga y su jurisdicción.
1786 05 10	Terremoto en Riobamba. Graves daños en la ciudad y pueblos vecinos.
1797 02 04	Destrucción total de la Villa de Riobamba. El terremoto más destructivo en el territorio ecuatoriano y uno de los de mayor magnitud en toda su historia.
1834 01 20	Terremoto en la frontera Ecuador-Colombia.
1859 03 22	Graves daños en edificios, iglesias y casas de Quito.
1868 08 15	Terremoto en la provincia del Carchi.
1868 08 16	Gran terremoto de la Provincia de Imbabura.
1896 05 03	Destrucción parcial o casi total de construcciones en Bahía de Caráquez, Portoviejo y Canoa.
1906 01 31	Gran terremoto con epicentro en el Océano Pacífico, frente a las costas de la frontera Ecuador-Colombia.
1911 09 23	Violento sismo que causo estragos de consideración en varios cantones de la provincia del Chimborazo, donde el 90% de edificios y casas fueron afectados en mayor o menor cuantía.
1913 02 23	Terremoto de consideración en el sur del país.
1914 05 31	Violento movimiento sísmico en la provincia de Pichincha, acompañado de ruidos subterráneos.
1923 12 16	Uno de los terremotos con mayores secuencias en la provincia del Carchi, hasta esa fecha.
1926 12 18	Terremoto en la frontera Ecuador-Colombia, que nuevamente asoló las poblaciones que resultaron afectadas con el terremoto de 1923.
1929 07 25	Casas de sectores rurales de la provincia de Pichincha, destruidas total o parcialmente.

1938 08 10	Terremoto en el Valle de los Chillos.
1942 05 14	Terremoto cuyos efectos se extendieron a la mayor parte de las provincias de la Costa y dos de la Sierra.
1949 08 05	Gran terremoto de Pelileo, ciudad que fue totalmente destruida.
1953 12 12	Terremoto en la frontera Ecuador-Perú. Los mayores efectos ocurrieron en la provincia ecuatoriana de Loja, especialmente en la ciudad de Gonzanamá. Los demás cantones de la provincia sufrieron efectos en menor proporción, al igual que Guayaquil y otras localidades de la provincia del Guayas y El Oro.
1955 07 20	Terremoto en la provincia de Imbabura y Norte de Pichincha. Daños de menor cuantía en poblaciones de la provincia del Carchi.
1958 01 19	Terremoto destructor en Esmeraldas.
1964 05 19	Sismo fuerte con epicentro en la provincia de Manabí, donde varias poblaciones resultaron muy afectadas.
1970 12 10	Terremoto con epicentro en la costa Norte del Perú, con serios efectos en el Sur del Ecuador, en especial en las provincias de Loja y El Oro, además de los departamentos fronterizos peruanos.
1987 03 06	Gran terremoto de la provincia de Napo, donde se presentaron los efectos más severos.
1995 10 02	Terremoto con epicentro en una zona despoblada de la cordillera de Cutucú.
1998 08 04	Terremoto de severas consecuencias en la provincia de Manabí. Gran destrucción de edificios en Bahía de Caráquez. Daños graves en Canoa, San Vicente y localidades cercanas.

Fuente: Catálogo de Terremotos del Ecuador.- Intensidades- Instituto Geofísico, E.P.N; José Egred A

,Elaboración: Autor.

2.1. Sismicidad en Loja

Si analizamos la tabla 1 nos podemos dar cuenta que los eventos sísmicos registrados con afeción a la provincia de Loja son muy pocos y los categorizados con epicentros dentro de la provincia son aún más escaso; de los cuales, según Egred A. (2009) se destaca el sismo de 1749 (tabla 2) que habría destruido Loja, el sismo de 1953 con epicentro en la frontera Ecuador-Perú es otro de los sismos de importancia que afecto a la provincia, en especial a la ciudad de Gonzanamá, la cual fue destruida.

En la tabla 2 se muestran los sismos ocurridos en la provincia de Loja, con intensidades mayores a 6 en la escala de Mercalli

Tabla 2. Terremotos en la Provincia de Loja, con intensidades mayores a VI en la escala de Mercalli

Orden cronológico de terremotos			Orden alfabético de localidades		
Fecha	Localidad	Int	Fecha	Localidad	Int
1749 01 20	Loja	8	1953 12 12	Alamor	8
1904 05 04	Loja	7	1970 12 10	Alamor	8
1913 02 23	Gonzanamá	8	1971 07 27	Alamor	6
1913 02 23	Loja	6	1970 12 10	Amaluza	8
1913 02 23	San Pedro	8	1970 12 10	Bellavista	7
1928 05 14	Loja	7	1970 12 10	Cariamanga	8
1928 07 18	Loja	6	1956 03 22	Cariamanga	6
1942 05 14	Loja	6	1971 07 27	Cariamanga	6
1946 03 29	Saraguro	6	1970 12 10	Catacocha	7
1953 12 12	Alamor	8	1983 04 12	Catamayo	6
1953 12 12	Celica	7	1970 12 10	Catamayo (La Toma)	8
1953 12 12	Gonzanamá	8	2007 11 16	Catarama	6
1953 12 12	Lauro Guerrero	7	1970 12 10	Celica	8
1953 12 12	Loja	6	1953 12 12	Celica	7
1953 12 12	Malacatos	8	1971 07 27	Celica	6
1953 12 12	Purunuma	8	1970 12 10	Changaimina	8
1953 12 12	Quilanga	7	1983 04 12	Changaimina	6
1953 12 12	San Pablo	8	1970 12 10	Chile	8
1953 12 12	San Pedro de la Bendita	7	1970 12 10	Chuquiribamba	8
1953 12 12	Saraguro	7	1970 12 10	El Limo	8
1953 12 12	Vicentino	8	1953 12 12	Gonzanamá	8
1956 03 22	Cariamanga	6	1913 02 23	Gonzanamá	8
1956 03 22	Loja	6	1970 12 10	Gonzanamá	8
1970 12 10	Alamor	8	1983 04 12	Gonzanamá	6

Orden cronológico de terremotos		
Fecha	Localidad	Int
1970 12 10	Amaluza	8
1970 12 10	Bellavista	7
1970 12 10	Cariamanga	8
1970 12 10	Catacocha	7
1970 12 10	Catamayo (La Toma)	8
1970 12 10	Celica	8
1970 12 10	Changaimina	8
1970 12 10	Chile	8
1970 12 10	Chuquiribamba	8
1970 12 10	El Limo	8
1970 12 10	Gonzanamá	8
1970 12 10	Guizmaguina	8
1970 12 10	Lauro Guerrero	8
1970 12 10	Loja	8
1970 12 10	Macara	8
1970 12 10	Malacatos	8
1970 12 10	Mercadillo	8
1970 12 10	Paquil	8
1970 12 10	Posango	8
1970 12 10	Progreso	8
1970 12 10	Purunuma	7
1970 12 10	Quilanga	8
1970 12 10	Sabanilla	8
1970 12 10	Santa Teresita	8
1970 12 10	Saraguro	8

Orden alfabético de localidades		
Fecha	Localidad	Int
1970 12 10	Guizmaguina	8
1970 12 10	Lauro Guerrero	8
1953 12 12	Lauro Guerrero	7
1749 01 20	Loja	8
1970 12 10	Loja	8
1904 05 04	Loja	7
1928 05 14	Loja	7
1913 02 23	Loja	6
1928 07 18	Loja	6
1942 05 14	Loja	6
1953 12 12	Loja	6
1956 03 22	Loja	6
1971 07 27	Loja	6
1970 12 10	Macara	8
1971 07 27	Macara	6
1953 12 12	Malacatos	8
1970 12 10	Malacatos	8
1983 04 12	Malacatos	6
1970 12 10	Mercadillo	8
1970 12 10	Paquil	8
1970 12 10	Posango	8
1970 12 10	Progreso	8
1953 12 12	Purunuma	8
1970 12 10	Purunuma	7
1970 12 10	Quilanga	8

Orden cronológico de terremotos		
Fecha	Localidad	Int
1970 12 10	Sozoranga	8
1970 12 10	Tacamoros	8
1970 12 10	Taquil	7
1970 12 10	Vilcabamba	6
1970 12 10	Yangana	8
1970 12 10	Zapotillo	8
1971 07 27	Alamor	6
1971 07 27	Cariamanga	6
1971 07 27	Celica	6
1971 07 27	Loja	6
1971 07 27	Macara	6
1971 07 27	Sozoranga	6
1983 04 12	Catamayo	6
1983 04 12	Changaimina	6
1983 04 12	Gonzanamá	6
1983 04 12	Malacatos	6
1983 04 12	Saraguro	6
1983 04 12	Vilcabamba	6
2007 11 16	Catarama	6

Orden alfabético de localidades			
Fecha	Localidad	Int	Int
1953 12 12	Quilanga	7	7
1970 12 10	Sabanilla	8	8
1953 12 12	San Pablo	8	8
1913 02 23	San Pedro	8	8
1953 12 12	San Pedro de la Bendita	7	7
1970 12 10	Santa Teresita	8	8
1970 12 10	Saraguro	8	8
1953 12 12	Saraguro	7	7
1946 03 29	Saraguro	6	6
1983 04 12	Saraguro	6	6
1970 12 10	Sozoranga	8	8
1971 07 27	Sozoranga	6	6
1970 12 10	Tacamoros	8	8
1970 12 10	Taquil	7	7
1953 12 12	Vicentino	8	8
1970 12 10	Vilcabamba	6	6
1983 04 12	Vilcabamba	6	6
1970 12 10	Yangana	8	8
1970 12 10	Zapotillo	8	8

Fuente: Catálogo de Terremotos del Ecuador 1541–2008: Intensidades, Escuela Politécnica Nacional–Instituto Geofísico- José Egred A.

Elaboración: Autor

CAPÍTULO II

PELIGRO SÍSMICO

Dentro de todos los peligros que ocurren debido a los fenómenos naturales, los terremotos son uno de los más relevantes; causan deterioros millonarios en infraestructuras, impacto psicológico en la sociedad y engendran peligros secundarios. De los peligros sísmicos debido a los terremotos, el más importante es el movimiento del terreno (Kramer, 1996), dado a que el resto de peligros sísmicos son secundarios a este y según Kramer son:

- Peligro Estructural
- Licuefacción
- Inundaciones
- Riegos Vitales
- Tsunamis y Seiche

En este trabajo nos referiremos al peligro sísmico debido a movimiento del terreno, y su afcción a la ciudad de Loja – Ecuador.

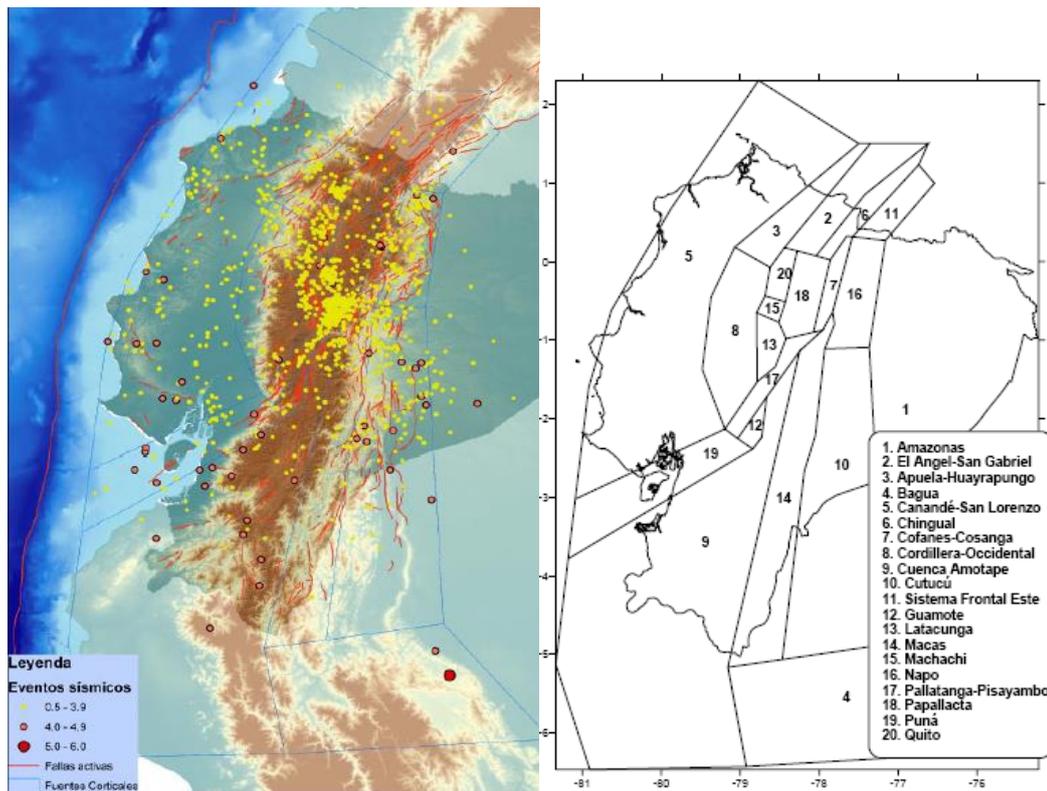


Fig. 4 Izquierda. Mapa con las ubicaciones de los sismos registrados durante el año 2011 en las fuentes corticales. Derecha. Mapa señalando las fuentes corticales.

Fuente: Segovia 2012

Elaboración: Autor

Las fuentes de peligrosidad sísmica en Ecuador, vienen de dos orígenes principales que son las provenientes de la corteza continental o sismos corticales y los provenientes de la placa oceánica en subducción o sismos de subducción. En la figura 4, se muestra la actividad sísmica del Ecuador durante el 2011 a causa de fuentes corticales y en la figura 5, se muestra la actividad sísmica del Ecuador durante el 2011 por fuentes de subducción; ambas registradas por el Instituto Geográfico Militar de la Escuela Politécnica Nacional (Segovia, 2012).

Hablando del peligro sísmico en la Ciudad de Loja, según el último código ecuatoriano de la construcción (Fig. 3), Loja presenta un riesgo sísmico alto, con valores esperados de aceleración pico en roca de 0.25 g con una probabilidad 10% de excedencia en 50 años, en un periodo de retorno de 475 años; y en la figura 6, se muestra las curvas de peligro sísmico probabilístico para la ciudad de Loja, para diferentes niveles de terremoto; donde en las “x” tenemos el valor de aceleración sísmica esperado en roca (PGA), en las “y” la tasa anual de excedencia; todo esto para curvas de aceleración máximas espectrales con periodos estructurales de 0.1, 0.2, 0.5 y 1.0 segundos.

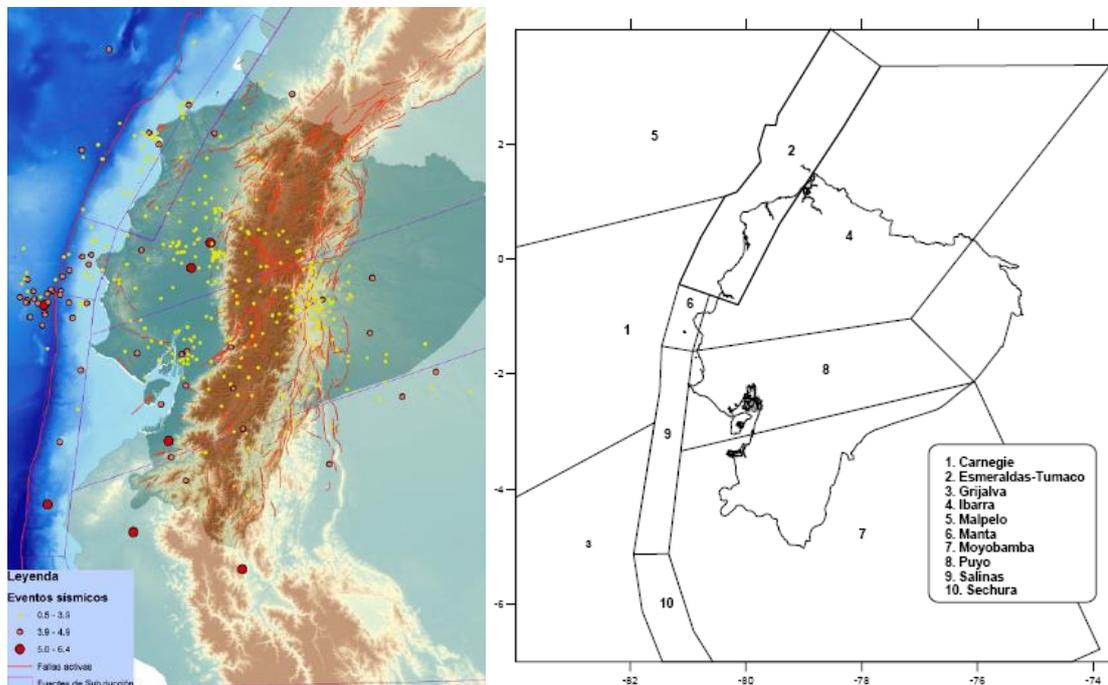


Fig. 5 Izquierda. Mapa con las ubicaciones de los sismos registrados durante el año 2011 en las fuentes de subducción. Derecha. Mapa señalando las fuentes de subducción.

Fuente:Segovia 2012

Elaboración: Autor

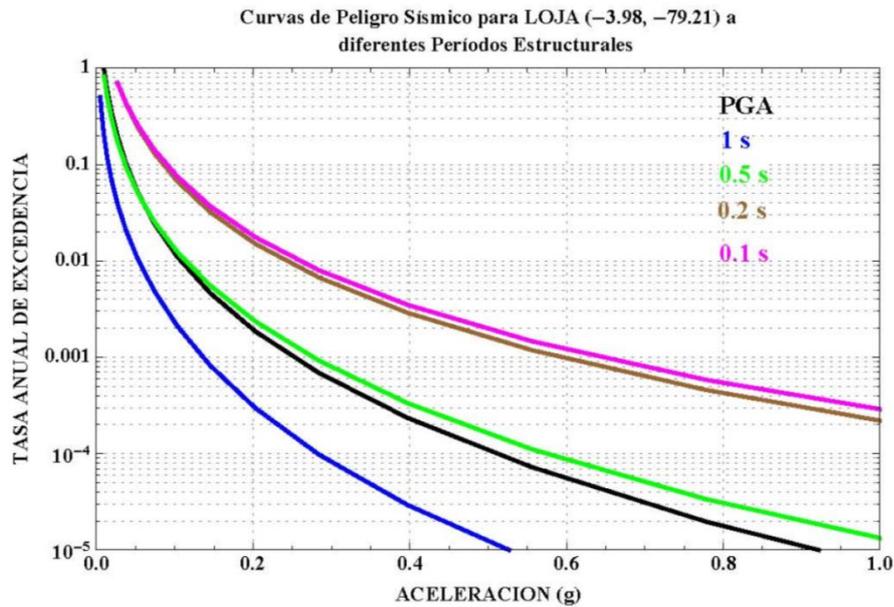


Fig. 6 Curva de Peligro sísmico para Loja.

Fuente: NEC-11

Elaboración: Autor

2.2. Mapas de peligrosidad sísmica

El mapa de peligrosidad sísmica actual para Ecuador (Fig. 3, NEC-11), reúne los últimos conocimientos de la tectónica local y por medio de la aplicación de teorías modernas categoriza de mejor manera el peligro sísmico en las distintas regiones del país y logra mayor compatibilidad del peligro sísmico de Ecuador con los mapas de países vecinos.

Se tienen además trabajos anteriores que tratan de uniformizar los mapas de peligro sísmico a nivel regional como los presentes en el Programa de Evaluación de Riesgo Sísmico Global, con sus siglas del inglés GSHAP (2007), con su Proyecto Piloto de Monitoreo de Terremotos y Evaluación de riesgos Sísmicos (PILOTO) y que se unió a la iniciativa del Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS). Estos trabajos dieron como resultado un buen número de mapas (Anexo A), uniformizando la sismicidad de Ecuador, América Latina y el mundo; del cual se puede rescatar el mapa resultante para la zona de Ecuador (GSHAP, 2007).

Otros trabajos de peligrosidad sísmica, muestran resultados como los de Lara y Lindao (2000, facilitado por Sísmica para el proyecto de amenaza sísmica para el complejo refinador y petroquímico del pacífico ecuatoriano) y que se muestran en la figura 8.

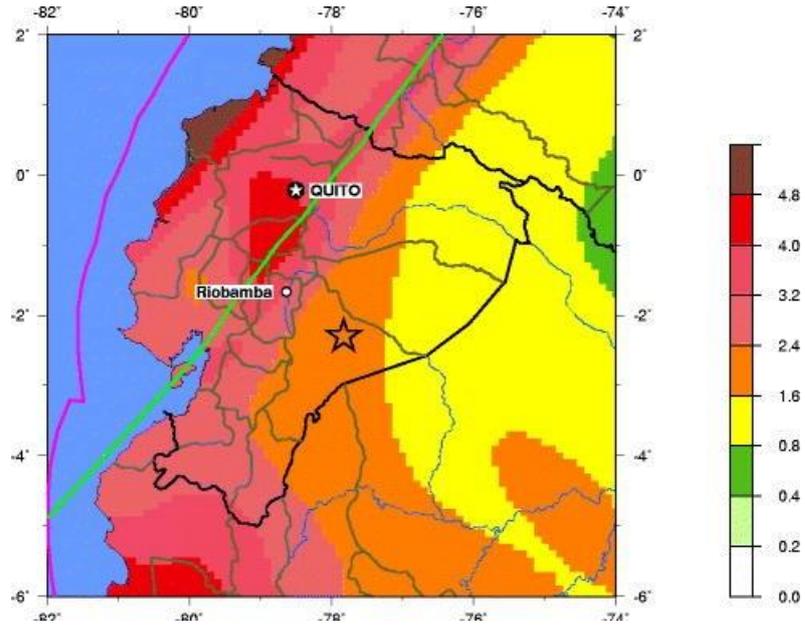


Fig. 7 Mapa de Peligro sísmico para la Región de Ecuador; 2007 11 16 03:1300 UTC 2.302S 77.83W, Magnitud 6.8 Aceleración Pico Máxima en Roca (m/s²) con 10% de Probabilidad de Excedencia en 50 Años.

Fuente: http://neic.usgs.gov/neis/eq_depot/2007/eq_071116_juaf/neic_juaf_w.html

Elaboración: Autor

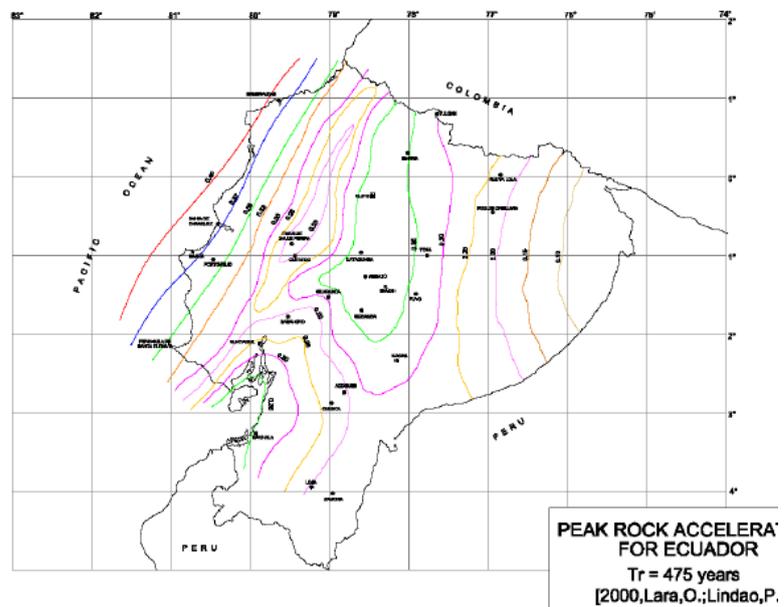


Fig. 8 Mapa de Peligro sísmico según Lara y Lindao (2000)

Fuente: Sísmica

Elaboración: Autor

2.3. Aceleración pico en roca (pga) para Loja

De la información recopilada en este estudio en cuanto a la peligrosidad sísmica de Loja, se ha elaborado la tabla 3, en la que se muestra el valor de aceleración pico en roca en m/s^2 para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, extraída de estudios realizados en Ecuador y Perú, en los que se muestra una variación del valor de PGA en el rango de 0.15 g a 0.34 g, siendo el valor más alto resultado de un estudio de peligro sísmico en Perú (Alva y Castillo, 1993).

Si consideramos la información local el valor de PGA varía desde 0.15 g a 0.25 g, con una tendencia a estabilizarse; estos valores, en los años noventa no eran compatibles con los PGA del país vecino Perú (Anexo B) (0.2 g vs 0.34 g para Ecuador y Perú respectivamente) hasta que en la actualidad se ha logrado compatibilidad con mapas de peligro sísmico globales como el presentado en GSHAP (0.25 g en NEC-11 vs 0.24 g para GSHAP, 2007).

De esta manera se define que el valor promedio de PGA para Loja compatible con la tectónica regional y global es el valor de 0.25 g presentado en el NEC-11.

Tabla 3. Valores de aceleración pico en roca en m/s^2 para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años; según distintos autores.

Autor	Año	Aceleración Pico (m/s^2)
Jorge Alva y Jorge Castillo	1993	3.33 (0.34 g)
CERESIS	1996	1.50 (0.15 g)
CEC	1999	1.96 (0.2 g)
Lara y Lindao	2000	1.96 (0.2 g)
CEC	2000 y 2002	2.45 (0.25 g)
Correa	2003	1.47 (0.15 g EXTRAPOLADO)
GSHAP	2007	2.40 (0.24 g)
NEC-11	2011	2.45 (0.25 g)

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

CAPÍTULO III

MOVIMIENTOS DEL TERRENO

Antes de entrar al análisis de la peligrosidad sísmica, se debe tener en claro conceptos claves del movimiento del terreno y las ecuaciones que los representan. Como lo presenta Kramer (1996), en su obra "Ingeniería Geotécnica de Terremotos" algunos de estos conceptos son:

3.1. Momento sísmico

En base a la teoría de rebote elástico, el *Momento Sísmico* (M_0) es una de las medidas más útiles del tamaño de un terremoto, dada por:

$$M_0 = \mu A \bar{D} \quad (3.1)$$

donde: μ es el esfuerzo de rotura del material a lo largo de la falla,
 A el área de rotura, y
 \bar{D} la cantidad promedio de deslizamiento.

El momento sísmico es una medida del trabajo realizado por el terremoto. Que puede ser estimado por los records geológicos de terremotos históricos, u obtenidos de los componentes periodo-longitud de sismogramas (Bullen y Bolt, 1985; citados por Kramer, 1996)

3.2. Notación para la localización de un terremoto

Aunque los sismos representan la ruptura de la roca a lo largo de un plano de falla, la terminología aceptada para su localización es la siguiente: El punto donde la ruptura empieza y la primera onda sísmica se origina es llamado el foco, o hipocentro, del terremoto (figura 9). El foco es localizado a una profundidad focal (o profundidad hipocentral) debajo de la superficie del suelo. El punto en la superficie del suelo directamente sobre el foco es llamado el epicentro. La distancia en la superficie terrestre entre un observador o sitio y el epicentro es conocida como la distancia epicentral, y la distancia entre el observador y el foco es llamada la distancia focal o distancia hypocentral.

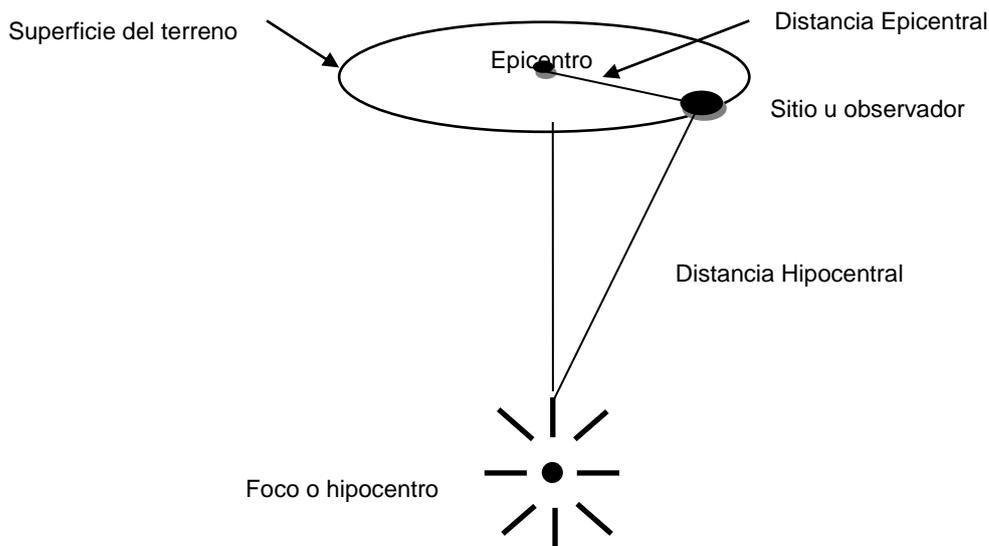


Fig. 9 Notación para la descripción de un terremoto,

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

3.3. Localización de los terremotos

La localización preliminar del epicentro de un terremoto está basada en la diferencia de velocidades a las que viajan las ondas p y s , y por ende su diferencia de arribo a los distintos sismógrafos, expresada por:

$$d = \frac{\Delta t_{p-s}}{1/v_s - 1/v_p} \quad (3.2)$$

donde: Δt_{p-s} es la diferencia de tiempo entre el primer arribo de las ondas p y s , y v_p y v_s son las velocidades de las ondas p y s , respectivamente.

De esta manera la localización preliminar del epicentro está condicionada al uso de por menos tres sismógrafos, dado que con uno solo determina la distancia al epicentro y no su dirección, lo cual se logra por la intersección de por lo menos tres lecturas, aumentando la precisión por el uso de múltiples sismógrafos, en los cuales la distribución geográfica y de la precisión del modelo de velocidad sísmica son claves (Dewey, 1979; citado por Kramer, 1996).

3.4. Medición de los terremotos

3.4.1. Intensidad del terremoto

La intensidad es una descripción cualitativa de los efectos de un terremoto en una locación en particular, como evidencia de la observación de los daños y reacciones humanas en la localidad. Las intensidades solo pueden ser usadas para estimar la fuerza de los niveles de movimiento del suelo, por comparación con los efectos del terremoto en diferentes regiones geográficas, y para estimación de las pérdidas.

La escala de intensidad de Rossi Forel (RF), fue una de las primeras con un rango de valores desde I a X, desarrollada en los 1880s, fue usada por muchos años, siendo remplazada en especial en países de habla inglesa por la escala de intensidad modificada de Mercalli (MMI). La MMI escala es ilustrada en la Tabla 4. La naturaleza cualitativa de la escala MMI está emparentada desde la descripción de cada nivel de intensidad.

Tabla 4. Escala de Intensidad Modificada de Mercalli de 1931

I	Imperceptible para la mayoría excepto en condiciones favorables.
II	Perceptible sólo por algunas personas en reposo, particularmente aquellas que se encuentran ubicadas en los pisos superiores de los edificios. Los objetos colgantes suelen oscilar.
III	Perceptible por algunas personas dentro de los edificios, especialmente en pisos altos. Muchos no lo perciben como un terremoto. Los automóviles detenidos se mueven ligeramente. Sensación semejante al paso de un camión pequeño.
IV	Perceptible por la mayoría de personas dentro de los edificios, por pocas personas en el exterior durante el día. Durante la noche algunas personas pueden despertarse. Perturbación en cerámica, puertas y ventanas. Las paredes suelen hacer ruido. Los automóviles detenidos se mueven con más energía. Sensación semejante al paso de un camión grande.
V	Sacudida sentida casi por todo el país o zona y algunas piezas de vajilla o cristales de ventanas se rompen; pocos casos de agrietamiento de aplanados; caen objetos inestables. Se observan perturbaciones en los árboles, postes y otros objetos altos. Se detienen los relojes de péndulo.
VI	Sacudida sentida por todo el país o zona. Algunos muebles pesados cambian de sitio y provoca daños leves, en especial en viviendas de material ligero.
VII	Ponerse de pie es difícil. Muebles dañados. Daños insignificantes en estructuras de buen diseño

	y construcción. Daños leves a moderados en estructuras ordinarias bien construidas. Daños considerables en estructuras pobremente construidas. Algunas chimeneas rotas. Perceptible por personas en vehículos en movimiento.
VIII	Daños leves en estructuras especializadas. Daños considerables en estructuras ordinarias bien construidas, posibles derrumbes. Daño severo en estructuras pobremente construidas. Mampostería seriamente dañada o destruida; caída de chimeneas, torres de fábricas, columnas, monumentos, muros. Muebles pesados sacados de lugar; arena y lodo expulsado en pequeña cantidad; cambios en agua de pozos; disturbio en personas manejando carros.
IX	Daños considerables en estructuras especializadas, paredes fuera de plomo. Grandes daños en importantes edificios, con derrumbes parciales. Edificios desplazados fuera de las bases. Suelo visiblemente agrietado. Tuberías subterráneas rotas.
X	Algunas estructuras de madera bien construidas quedan destruidas. La mayoría de las estructuras de mampostería y el marco destruido con sus bases. Rieles doblada. Considerables deslizamientos de márgenes de los ríos y laderas empinadas, arena y lodo desplazado, el agua salpicaba sobre los bancos.
XI	Pocas estructuras masivas, si las hubiera, permanecen en pie. Puentes destruidos. Fisuras anchas en el suelo; tuberías subterráneas totalmente fuera de servicio; depresiones de tierra e hundimientos de tierras en terrenos blandos. Rieles curvados en gran medida.
XII	Daño total, prácticamente todos los trabajos de construcción se encuentran con mucho daño o destrucción; formación de olas en la superficie del suelo. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados. Imposibilidad de mantenerse en pie.

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

3.4.2. Magnitud del terremoto

Instrumentos sísmicos permiten una medida objetiva y cualitativa de tamaño de los sismos llamada magnitud del terremoto. La mayoría de las medidas de los sismos son instrumentales (basadas en algunas características de los movimientos del suelo)

Magnitud local de Richter

En 1935, Charles Richter usó un sismómetro para definir una escala de magnitud para superficie, terremotos locales (distancia epicentral menor a 600 km) en el sur de California. Richter define lo que ahora es conocido como magnitud local, como el logaritmo (base 10) de la amplitud de máximo trazo (en micrómetros) recogidos en un sismómetro de Wood-Anderson localizado a 100 km del epicentro del sismo. La magnitud local Richter (ML) es la mejor escala conocida, pero no siempre es la escala más apropiada para la descripción del tamaño de un sismo (Kramer, 1996).

Magnitud de las ondas de superficie

La magnitud de las ondas de superficie (M_s) (Gutenberg and Richter, 1936; citado por Kramer, 1996) es una magnitud de escala mundial basada en la amplitud de las ondas de Rayleigh con un periodo de alrededor 20 seg. La magnitud de las ondas de superficie son obtenidas por:

$$M_s = \log A + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (3.3)$$

donde: A es el máximo desplazamiento del suelo en micrómetros, y
 Δ es la distancia epicentral de la medida del sismómetro en grados (360 grados a la circunferencia de la tierra).

La magnitud de las ondas de superficie se basa en la amplitud del máximo desplazamiento del suelo (en lugar de la amplitud máxima de la traza de un sismógrafo en particular); de tal manera, este puede ser determinado por cualquier tipo de sismógrafo.

Magnitud de las ondas de cuerpo

Para sismos de focos profundos, las ondas de superficie son en general muy pequeñas para permitir una evaluación confiable de la magnitud de las ondas de superficie. La magnitud de las ondas de cuerpo (m_b) (Gutenberg, 1945; citado por Kramer, 1996) es una escala de magnitud mundial basada en la amplitud de los primeros pocos ciclos de las ondas p . La magnitud de las ondas de cuerpo pueden estar expresadas como:

$$m_b = \log A - \log T + 0.01\Delta + 5.9 \quad (3.4)$$

donde: A es la amplitud de la onda p en micrómetros, y

T es el periodo de la onda p (usualmente alrededor de un seg).

La magnitud de las ondas de cuerpo pueden solo ser estimadas por la amplitud de un segundo periodo, mayor al modo de las ondas Rayleigh (Nuttli, 1973; citado por Kramer, 1996); la magnitud resultante, m_{bLg} , es comúnmente utilizada para describir los terremotos intraplacas.

Magnitud de Momento

El aumento de la liberación de energía durante un sismo, generalmente no se aumenta en el mismo grado en las características del movimiento de los sismos registrados por aparatos; así para sismos fuertes las características del movimiento del suelo empiezan menos sensibles que para sismos más pequeños, llamándose a este fenómeno *saturación* ; las magnitudes de las ondas de cuerpo y Richter saturan a magnitudes de 6 a 7 y las magnitudes de las ondas superficiales saturan cerca de $M_s=8$. Para describir el tamaño de sismos muy largos, la única escala de magnitud que no es sujeta a la saturación, es la magnitud del momento (Kanamori, 1977; Hanks y Kanamori, 1979; citados por Kramer, 1996) que está basada en el momento sísmico, el cual es una medida directa de los factores que producen la rotura a lo largo de la falla. La magnitud del momento (M_w) es dada por:

$$M_w = \frac{\log M_0}{1.5} - 10.7 \quad (3.5)$$

donde: M_0 es momento sísmico in dyne-cm

La relación entre las escalas de varias magnitudes puede verse en la figura 10. La saturación de las escalas instrumentales es indicada por su aplanamiento a mayor magnitud.

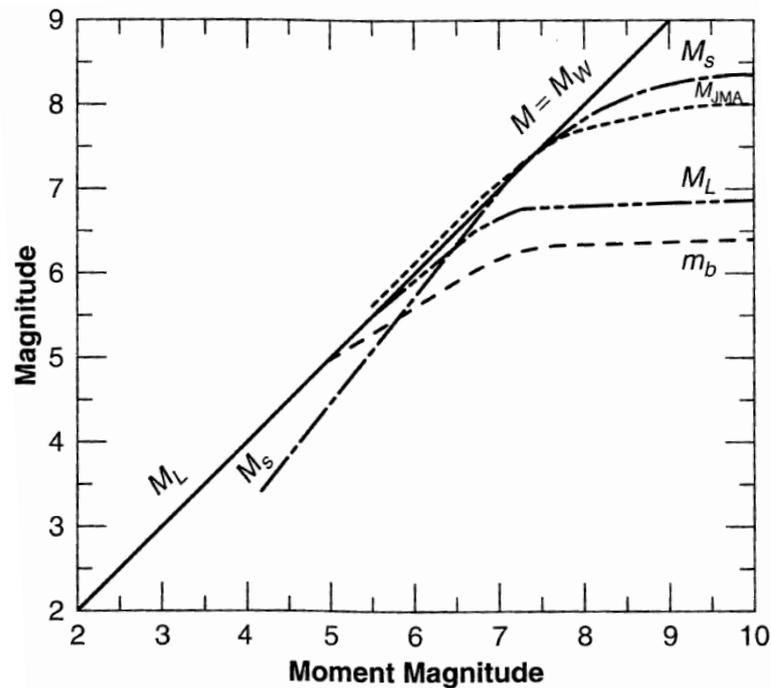


Fig. 10 Saturación de varias magnitudes de escalas, M_w (magnitud de momento), M_L (Magnitud local de Richter), M_s (Magnitud de ondas de superficie), m_b (magnitud de las ondas de cuerpo periodo corto), y M_{JMA} (Magnitud agencia meteorológica Japonesa).

Fuente: After Idriss, 1985; tomada de Kramer, 1996

Elaboración: Autor

Bolt (1989; citados por Kramer, 1996) sugiere que M_L o m_b sean usadas para sismos leves de magnitud 3 a 7, M_s para magnitudes 5 a 7.5, y M_w para magnitudes mayores que 7.5

Energía del terremoto

La energía total liberada durante un terremoto es frecuentemente estimada por la relación (Gutenberg y Richter, 1956; citado por Kramer, 1996):

$$\log E = 11.8 + 1.5M_s \quad (3.6)$$

donde: E es expresada en ergs. (1 erg=7.5 X 10⁻⁸ ft-lb)

3.5. Fuerza del movimiento del suelo

Para propósitos de ingeniería las características de importancia primordial son: 1. La amplitud, 2. La frecuencia contenida y 3. La duración del movimiento.

Parámetros de amplitud

La mejor forma de describir un movimiento del suelo es a través de una historia en el tiempo; donde los parámetros pueden ser aceleración, velocidad o desplazamiento, tal como se muestra en la figura 11.

Aceleración pico

La *aceleración horizontal pico* (PHA), está dada por el componente horizontal del sismo de valor más grande (absoluto) obtenido del componente de un acelerograma de aceleración; la *aceleración vertical pico* (PVA), para propósitos de ingeniería se la asume como 2/3 de la PHA (Newmark y Hall, 1982)

Velocidad pico

La *velocidad horizontal pico* (PHV), está dada por el componente horizontal del sismo de valor más grande (absoluto) obtenido del componente de un acelerograma de velocidad.

Desplazamiento pico

La *velocidad horizontal pico* (PHV), está dado por el componente horizontal del sismo de valor más grande (absoluto) obtenido del componente de un acelerograma de desplazamiento.

Periodo y duración

Pueden estar fuertemente relacionadas con el daño del terremoto.

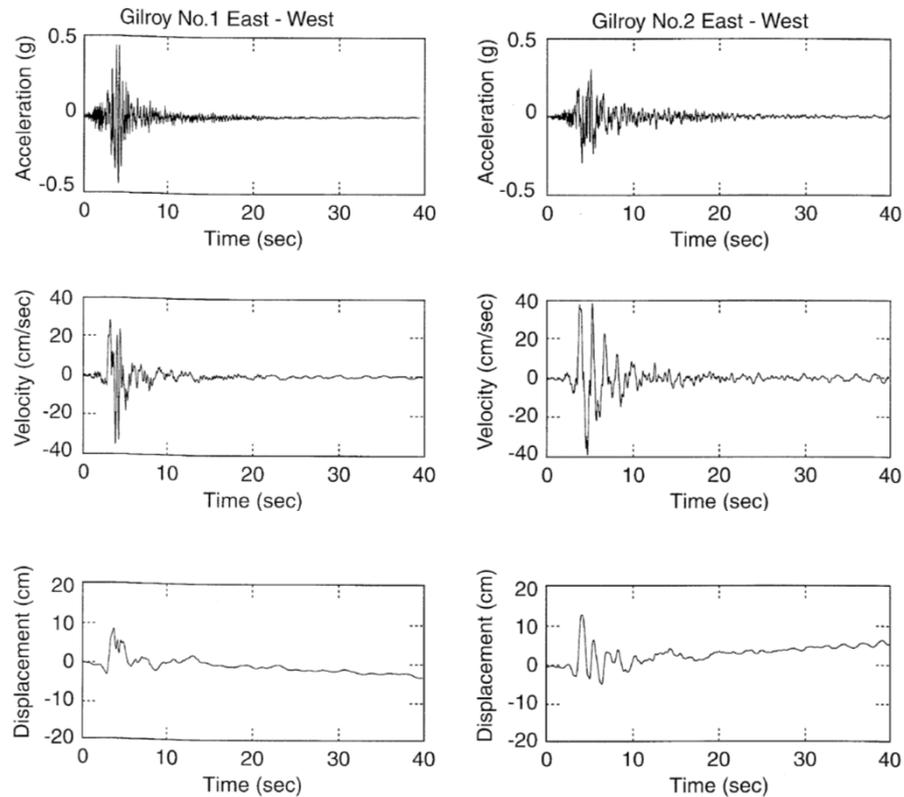


Fig. 11 Historias en el tiempo de aceleración, velocidad y desplazamiento para los componentes E-W para los recods de movimiento del suelo de Gilroy N°1 (roca) y Gilroy N°2 (suelo). Las velocidades y desplazamientos fueron obtenidas por integración de los recods de aceleración. Utilizando la regla trapezoidal. Nótese que el sitio Gilroy N°1 (roca) experimenta aceleraciones más altas, pero el sitio Gilroy N°2 (suelo) experimenta mayores desplazamientos y velocidades.

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

3.6. Espectro del movimiento del suelo

El movimiento del suelo puede, aunque complejo, ser desglosado como la suma de varios movimientos armónicos simples, que den a este movimiento el grado de función periódica. La serie de Fourier, es una función periódica, $x(t)$ que representa la suma de una serie de términos armónicos simples de diferentes frecuencias, amplitudes o fases; y puede ser escrita como:

$$x(t) = c_0 + \sum_{n=1}^{\infty} c_n \sin(\omega_n t + \phi_n) \quad (3.7)$$

donde: c_n y ϕ_n son la amplitud y fase angular respectivamente del n_{th} término armónico de la serie de Fourier.

Según Kramer (1996) la serie de Fourier provee una descripción completa del movimiento del suelo, puesto que este movimiento puede ser recuperado completamente por el inverso de la transformada de Fourier.

3.7. Espectro de Fourier

El espectro de Fourier es un gráfico de Amplitud vs Frecuencia [c_n versus ω_n], resultante de la ecuación anterior y que se la conoce como espectro de amplitud de Fourier. Este espectro (Fig. 12) muestra cómo se distribuye la amplitud del movimiento con respecto a la frecuencia o periodo, expresando con claridad el contenido de frecuencia en un movimiento.

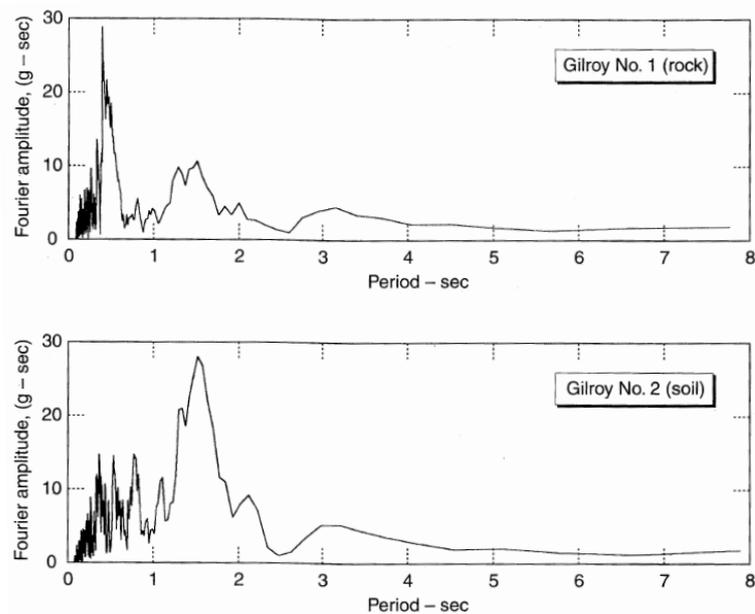


Fig. 12 Espectro de amplitud de Fourier para los componentes E-W para los recods de movimiento del suelo de Gilroy N°1 (roca) y Gilroy N°2 (suelo). El espectro de Fourier fue obtenido por discretización de la transformada de Fourier. Y consecuentemente tiene unidades de velocidad.

Fuente: Kramer 1996,

Elaboración: Autor

El espectro resultante típico tiene formas dentadas como las mostradas en la figura 12; para visualizar de mejor manera sus características, se suaviza y grafica en escala logarítmica, donde se observa la tendencia de amplitudes más largas en una etapa intermedia (fig. 13) comprendida entre una frecuencia de esquina (f_c) y una frecuencia de

cierre (f_{max}). La frecuencia de esquina está dada por la raíz cuadrada del momento sísmico y la frecuencia de cierre es una constante dada por la geografía de la región.

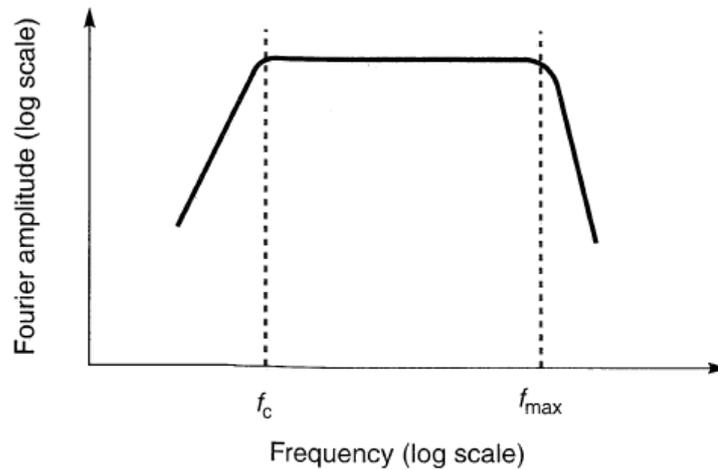


Fig. 13 Forma idealizada de suavizado espectro de amplitud de Fourier que ilustra la frecuencia de esquina f_c y la frecuencia de corte f_{max} .

Fuente: Kramer 1996,

Elaboración: Autor

3.8. Desarrollo de ecuaciones de predicción

Kramer (1996) explica el desarrollo de las ecuaciones de predicción de la intensidad sísmica de la siguiente manera:

Las relaciones de predicción usualmente expresan el movimiento del suelo en función de la magnitud, distancia y otros parámetros con por ejemplo:

$$Y = f(M, R, P_1) \quad (3.8)$$

donde: Y es el parámetro de movimiento del suelo de Inercia,

M la magnitud del terremoto,

R una medida de la distancia desde la fuente hasta el sitio que se está considerando, y

P_i son otros parámetros (el cual puede ser usado para caracterizar el origen del terremoto, el camino de propagación de la onda, y/o condiciones locales de sitio).

Las ecuaciones de predicción son desarrolladas por análisis de regresión de bases de datos de sismos fuertes registrados, tal como, estén estas. La mayoría de relaciones de predicción son actualizadas en la literatura cada 3 o 5 años o en el tiempo inmediato que ocurra un sismo grande y sea bien instrumentado en la región.

La forma funcional de la ecuación de predicción es usualmente seleccionada para reflejar el mecanismo del proceso de movimiento de suelo lo más cercano posible a la realidad. Este minimiza el número de coeficientes empíricos y permite una mayor confianza en la selección de las ecuaciones de predicción para condiciones (magnitudes y distancias) tal están pobremente representadas en las fuentes de datos. Las formas comunes para las fuentes de predicción están basadas en las siguientes observaciones:

1. Valores picos de los parámetros de movimiento del suelo que son aproximadamente de distribución lognormal (es decir los logaritmos de los parámetros son aproximadamente de distribución Normal). Como resultado, la regresión es usualmente desarrollada en logaritmo de Y en lugar de Y en sí mismo.
2. La magnitud del terremoto es típicamente definida como el logaritmo de algún parámetro de movimiento pico. Consecuentemente, $\ln Y$ podría ser aproximadamente proporcional a M.
3. La amplitud de la onda de esfuerzo como viajan y se alejan de la fuente de un terremoto causa amplitudes de onda del cuerpo que disminuyen de acuerdo con amplitudes $1/R$ y ondas de superficie que disminuyen de acuerdo con $1/\sqrt{R}$.
4. El área sobre la cual se produce la ruptura de la falla aumenta con el incremento de la magnitud del terremoto. Como resultado, algunas de las ondas que producen movimiento del suelo en un sitio arriban desde una distancia, R, y algunas arriban desde distancias mayores. La distancia efectiva, por lo tanto, es mayor que R en una cantidad que aumenta con el incremento de la magnitud.
5. Algo de la energía acarreada por las ondas de esfuerzo son absorbidas por los materiales mientras estas los atraviesan (material damping). Este amortiguamiento del material causa que las amplitudes del movimiento del suelo decrezcan exponencialmente con R.

6. Los parámetros del movimiento del suelo pueden ser influenciados por características de fuente (por ejemplo fallas normales o inversas) o características de sitio (ejemplo roca dura, roca suave, aluvial, etc.)

Combinando estas observaciones, una relación de predicción típica puede estar dada por:

$$\ln Y = \underbrace{C_1}_{1} + \underbrace{C_2 M + C_3 M^{C_4}}_{2} + \underbrace{C_5 \ln[R + C_6 \exp(C_7 M)]}_{3} + \underbrace{C_8 R}_{4} + \underbrace{f(\text{fuente}) + f(\text{sitio})}_{5, 6}$$

1

2

3

4

5

6

$$\sigma_{\ln Y} = +C_9 \quad (3.9)$$

donde: los números en cuadro indican las observaciones asociadas a cada término. Algunas ecuaciones de predicción utilizan todos estos términos (y algunas tienen otras más) y otras no.

El término $\sigma_{\ln Y = +C_9}$ describe la incertidumbre de los valores dados por los parámetros de movimiento del suelo proporcionados por la relación de predicción. Estadísticamente, esto representa un estimado de la desviación estándar de $\ln Y$ a la magnitud y distancia de interés. Históricamente los valores de $\sigma_{\ln Y}$ han sido constantes; pero muchas relaciones de predicción recientes indican que los valores de $\sigma_{\ln Y}$ varían con la magnitud. Para una magnitud dada, generalmente, la probabilidad de que los parámetros de movimiento del suelo excedan los valores de Y^* podría ser $1 - F_z(z^*)$ donde $F_z(z^*)$ es el valor de la función de la distribución acumulativa estándar tal que $z^* = \ln Y^* - \ln Y / \sigma_{\ln Y}$.

Cuando se esté usando una relación de predicción, es muy importante saber como los parámetros M y R están definidos y como usarlos en un consistente miembro. Es importante reconocer que las relaciones de predicción son generalmente obtenidas para diferentes datos. Para hacer una predicción razonable de los parámetros de movimiento del suelo, es necesaria una relación de predicción consistente con las condiciones de predicción.

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS DEL PELIGRO SÍSMICO

Para el análisis de peligro sísmico (estimación cualitativa de los peligros del movimiento del suelo) de la ciudad de Loja, se puede considerar un análisis determinístico en el cual se asume un escenario particular o un análisis probabilístico en el cual se consideran las incertidumbres en el tamaño, ubicación y tiempo de ocurrencia del movimiento del terreno, el mismo que es aplicado en el presente trabajo.

4.1. Análisis de peligro sísmico determinístico

Surgió en los primeros años de la ingeniería geotécnica de terremotos y consiste en el desarrollo de un escenario sísmico particular, el cual es la postulación de que un terremoto de tamaño específico ocurra en una determinada locación. El procedimiento típico de un *análisis de peligro sísmico determinístico* (APSD), se puede describir en cuatro pasos compactos (Reiter, 1990; citado por Kramer, 1996), en la figura 14 se muestra el procedimiento en forma sistemática:

1. Identificación y caracterización de todas las fuentes de terremotos capaces de producir movimiento del terreno significativo en el sitio. Las características de las fuentes incluyen definiciones de cada geometría de la fuente (la zona de falla) y potencial terremoto.
2. Selección del parámetro distancia sitio-fuente para cada zona de fuente. En la mayoría de APSDs, es seleccionada la distancia más corta entre la zona de fuente y el sitio de interés. La distancia puede ser expresada como una distancia epicentral o hipocentral, dependiendo de la medida de la distancia de la relación de predicción usada en el siguiente paso.
3. Selección del *terremoto de control* (es decir el terremoto que se espera que produzca el mayor nivel de movimiento), generalmente expresado en términos de algún parámetro de movimiento del suelo, en el sitio. La selección es hecha por comparación del nivel de movimiento producido por los sismos (identificado en el paso 1) asumido a una distancia de ocurrencia identificada en el paso 2. El terremoto de control es descrito en términos de este nivel de movimiento (usualmente expresado como magnitud) y distancia desde el sitio.
4. El peligro en el sitio es formalmente definido, en términos de movimiento del suelo producido en el sitio del terremoto de control. Estas características son generalmente descritas por uno o más parámetros del movimiento del suelo obtenidos por relaciones de predicción como aceleración pico, velocidad pico, y espectros de respuesta ordinarios.

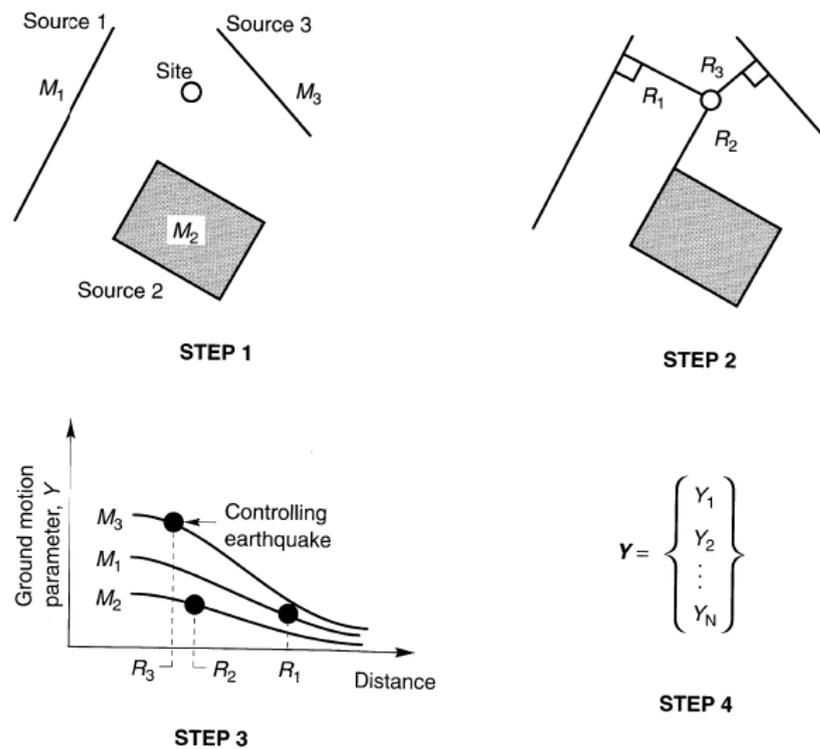


Fig. 14 Cuatro pasos de un análisis de peligro sísmico determinístico.

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

4.2. Análisis de peligro sísmico probabilístico

Utiliza conceptos probabilísticos para para identificar incertidumbres como tamaño, localización y grado de recurrencia de terremotos, siendo un análisis más completo del peligro sísmico. El procedimiento de un *análisis de peligro sísmico probabilístico* (APSP), también puede describirse en un procedimiento de cuatro pasos (Reiter, 1990; citado por Kramer, 1996), tal como se ilustra en la figura 15.

1. El primer paso, identificación de las características de las fuentes del terremoto, idénticamente que el primer paso del APSP, excepto que debe ser caracterizada la distribución probabilística de la localización potencial de la ruptura dentro de la fuente. En la mayoría de los casos, es asignada una distribución probabilística uniforme a cada zona de fuente. Estas distribuciones se combinan con la geometría de la falla, para obtener la correspondiente distribución probabilística de la distancia al sitio fuente. El APSP, por otra parte, asume implícitamente que la probabilidad de ocurrencia es 1 sobre los puntos de cada zona de fuente cercana al sitio, cero en otra parte.

2. Siguiendo, debe ser caracterizada la sismicidad o potencia de distribución de la recurrencia del terremoto. Para caracterizar la sismicidad de cada zona fuente es usada una relación de recurrencia, que especifique la tasa media a la cual un terremoto de cierto tamaño puede ser superado. La relación de recurrencia puede acomodar el tamaño máximo de terremoto, pero este no limita las consideraciones de este terremoto, como el APSD suele hacerlo con frecuencia.
3. Debe ser determinado por medio de relaciones de predicción de movimiento del terreno producido en el sitio, por terremotos de cualquier tamaño posible ocurriendo sobre algún punto en dicha zona de falla. La incertidumbre en las relaciones de predicción es también considerada en un APSP.
4. Finalmente, la incertidumbre en la localización del terremoto, tamaño del terremoto, y parámetros de la predicción del movimiento del suelo, son combinados para obtener la probabilidad que los parámetros del movimiento del suelo puedan ser excedidos durante un periodo de tiempo en particular.

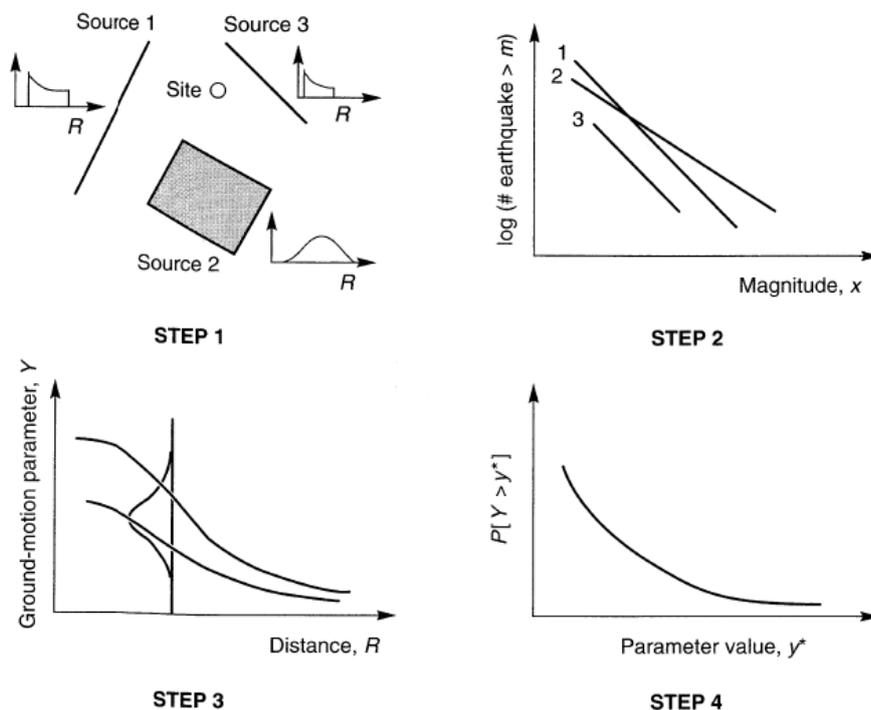


Fig. 15 Cuatro pasos de un análisis de peligro sísmico probabilístico.

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

4.3. Caracterización de la fuente del terremoto

Las consideraciones en la caracterización de las fuentes de un terremoto que deben ser tomadas en cuenta son: características espaciales de la fuente, distribución de los terremotos dentro de la fuente, distribución del tamaño del terremoto dentro de la fuente y la distribución de los terremotos en el tiempo.

4.3.1. Incertidumbre espacial

Cada proceso tectónico en dependencia de su formación, puede ser simplificado en tres tipos de fuente que son: *fente punto*, *fente área* y *fente espacial*. Por ejemplo las fuentes volcánicas son suficientemente pequeñas para ser consideradas fuente punto, los planos de falla bien definidos pueden considerarse fuente área y una fuente que no está bien definida puede considerarse como fuente espacial (fig. 16).

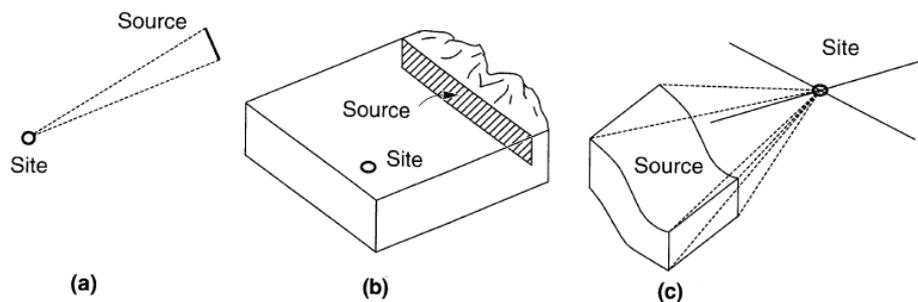


Fig. 16 Ejemplo de diferentes geometrías de zonas fuente (a) una falla pequeña puede ser modelada como un fuente punto; (b) una falla superficial puede ser modelada como una fuente lineal; (c) zona fuente tridimensional.

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

4.3.2. Distribución de los terremotos

Los terremotos generalmente se asumen con una distribución uniforme dentro de una fuente en particular; esto no es necesario si existe la suficiente información para considerar distribuciones no uniformes. Lo más común es realizar una distribución uniforme con incertidumbre en la distancia fuente-sitio, descrita por una función probabilística de densidad.

Para la fuente punto de la figura 17a, la distancia R , es conocida por ser r_s consecuentemente, la probabilidad que $R=r_s$ es asumida como 1 y la probabilidad que $R \neq r_s$ es cero. Otros casos no son tan simples. Para la fuente lineal, figura 16b, la probabilidad de que un terremoto ocurra sobre un segmento pequeño de la falla entre $L=l$ y $L=l+dl$ es igual a la probabilidad de que ocurra entre $R=r$ y $R=r+dr$; esto es:

$$f_L(l)dl = f_R(r)dr \quad (4.1)$$

donde: $f_L(l)$ y $f_R(r)$ son las probables funciones de densidad para las variables L y R , respectivamente, consecuentemente,

$$f_R(r) = \frac{r}{L_f \sqrt{r^2 - r_{\min}^2}} \quad (4.2)$$

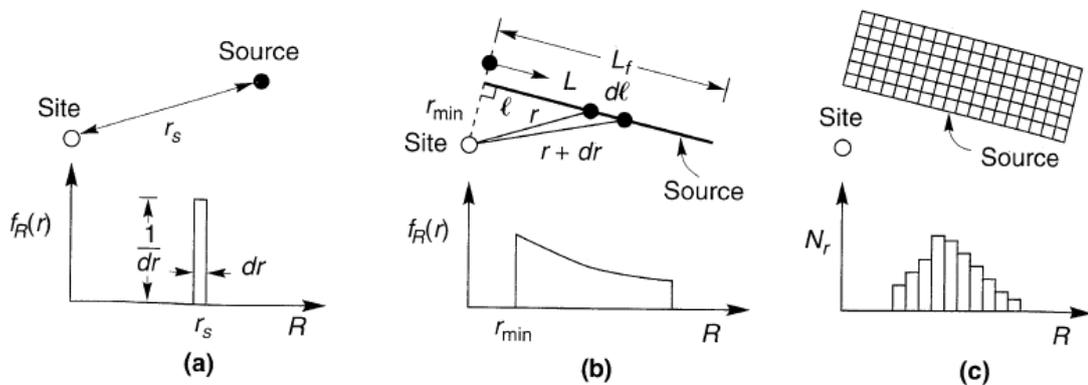


Fig. 17 Ejemplos de variaciones de distancia a fuente-sitio, para diferentes zonas geométricas. La forma de la distribución probabilística puede ser visualizada considerando la porción relativa de la zona fuente, tal que la falla se encuentra entre estas zonas con igual diferencia en entre radios.

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

Para zonas de fuentes con geometrías más complejas, es fácil evaluar $f_R(r)$ por métodos numéricos antes que por métodos analíticos. Por ejemplo, dividiendo las zonas de fuentes irregulares de la figura 16c dentro de un largo número de elementos discretizados

de igual área, un histograma tal, que aproximadamente $f_R(r)$ puede ser construido por tabulación de los valores de R tal que corresponden con el centro de cada elemento.

4.3.3. Tamaño de la incertidumbre

En una fuente sísmica definida, la incertidumbre recae en definir la magnitud del máximo terremoto que puede ocurrir, este puede ser grande o pequeño, pero siempre con ocurrencia de terremotos más pequeños que el máximo. Asumiendo que todos los esfuerzos de energía son liberados por terremotos de magnitud 5.5 a 9.0 y que el promedio del desplazamiento de fallas es la mitad de la superficie de desplazamiento máximo. Slemmons (1982) muestra como el radio del momento fue relacionado con la magnitud del terremoto e intervalo de recurrencia (figura 18). La distribución de los tamaños del terremoto en un periodo dado de tiempo es descrito por una ley de recurrencia. Una premisa básica del APSP es que la ley de recurrencia obtenida desde sismicidad pasada es apropiada para la predicción de futura sismicidad.

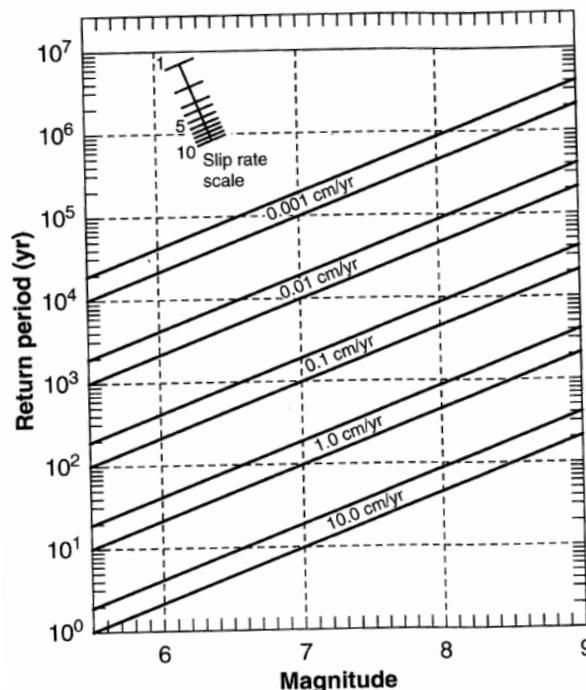


Fig. 18 Efecto del radio de desplazamiento de una falla y la magnitud del terremoto sobre el periodo de retorno, (Después de Slemmons, 1982).

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

4.3.4. Ley de recurrencia

Gutenberg y Richter (1944) definieron la tasa anual de excedencia, λ_m de un terremoto de magnitud m , para el Sur de California. Cuando el logaritmo de la tasa anual de excedencia de los terremotos del sur de California fue dibujado contra la magnitud del terremoto, fue observada una relación lineal. Los resultados de la ley de Gutenberg-Richter para recurrencia de terremotos fue expresada como:

$$\log \lambda_m = a - bm \quad (4.3)$$

donde: λ_m es la tasa anual de excedencia de magnitud m ,
 10^a es el número promedio anual de terremotos de magnitud mayor o igual a cero, y
 b (el valor b) describe la probabilidad relativa de terremotos pequeños y grandes.

La ley de Gutenberg-Richter se ilustra esquemáticamente en la figura 19a. Como aumenta el valor de b , el número de terremotos de magnitud grande decrece comparado con los de magnitud más pequeña.

La ley de Gutenberg-Richter no es restrictiva en el uso de la magnitud como un descriptor del tamaño del terremoto; puede también usarse la intensidad epicentral. Los datos de recurrencia mundial son mostrados en la figura 19b.

Los parámetros a y b son generalmente obtenidos por regresión en base a la sismicidad de la zona fuente de interés. A menos que la zona de fuente sea extremadamente activa, la base de datos es probable que sea relativamente escasa (Kramer, 1996)

Los parámetros a y b se obtienen generalmente por regresión en base a la sismicidad de la zona fuente de interés. A menos que la zona de fuente sea extremadamente activa, la base de datos es probablemente que sea relativamente escasa (Kramer, 1996). En muchas áreas, el gravado de sismicidad puede ser distorsionado por la presencia de eventos dependientes tales como replicas y ruidos ambientales (Meerz y Cornell, 1973; citado por Kramer 1996). Aunque tales eventos dependientes, pueden causar daño significativo, un APSP es destinado para evaluar el peligro de relaciones de energía sísmica independiente.

De otra manera, eventos dependientes deberían ser removidos desde la base de datos sísmicas y sus efectos representados desde un análisis separado. La totalidad de la base de datos debe ser considerada.

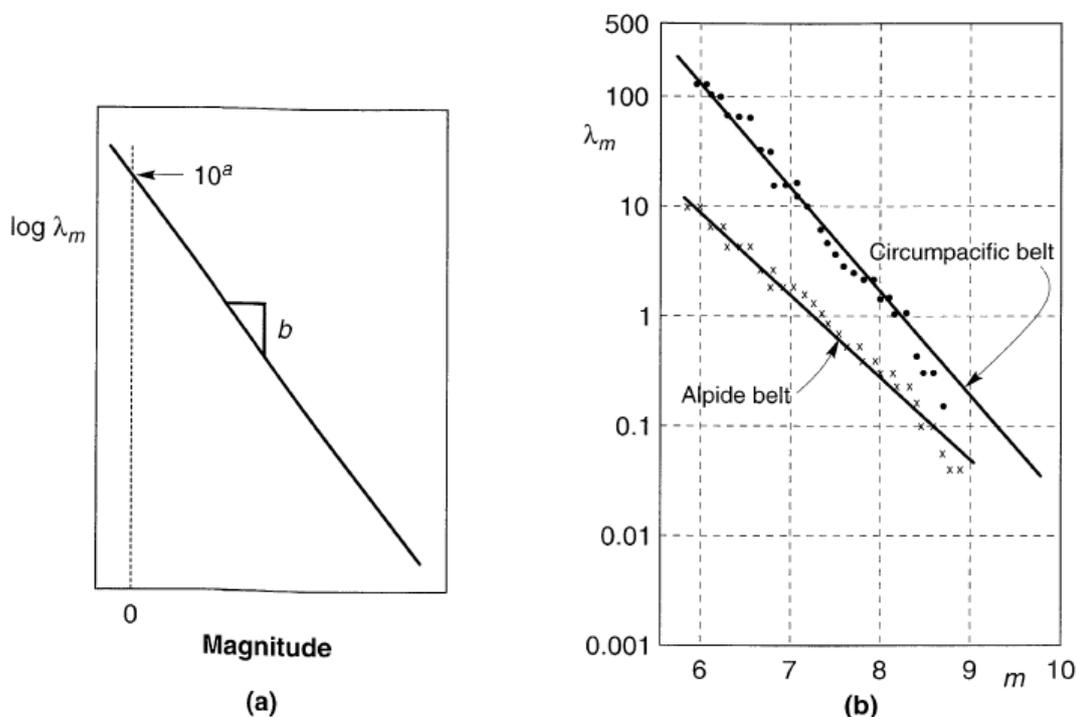


Fig. 19 (a) Ley de recurrencia de Gutenberg-Richter, mostrando el significado de los parámetros a y b ; y (b) aplicación de la ley de Gutenberg-Richter a los datos de sismicidad mundial. (Después de Esteva, 1970).

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

Los records históricos son usualmente más completos para terremotos grandes que para terremotos pequeños; terremotos pequeños pueden ser indetectables por una variedad de razones demográficas y físicas. El ajuste de una línea recta, tal cual lo que implica la ley de Gutenberg-Richter a través de los datos de recurrencia en la que la tasa media de excedencia de un terremoto pequeño es inestimado podría tender a aplanar la línea. Como resultado, la relación media anual de terremotos pequeños podría ser sub-estimada y la relación media de terremotos grandes podría ser sobrestimada. Diferentes métodos han sido propuestos para corregir records incompletos (Stepp, 1992; Weichert, 1980; EPRI, 1986; citado por Kramer 1996).

4.3.5. Ley de recurrencia de Gutenberg-Richter

La ley de recurrencia estándar de Gutenberg-Richter de la ecuación anterior, también puede ser expresada como:

$$\lambda_m = 10^{\alpha - \beta m} = \exp(\alpha - \beta m) \quad (4.4)$$

donde: $\alpha = 2.303a$ y $\beta = 2.303b$.

La ecuación muestra que la ley de Gutenberg-Richter implica que la magnitud de los terremotos son exponencialmente distribuidos. La ley estándar de Gutenberg-Richter cubre un rango infinito de magnitudes, desde $-\infty$ a $+\infty$. Para propósitos de ingeniería, los efectos de terremotos muy pequeños son de poco interés y comúnmente estos son descartados, estos no son capaces de causar daño significativo. Si los terremotos son más pequeños que el umbral m_0 la tasa anual de excedencia puede ser escrita (McGuire y Arabaz, 1990; citado por Kramer 1996) como:

$$\lambda_m = v[-\beta(m - m_0)] \quad m > m_0 \quad (4.5)$$

donde: $v = \exp(\alpha - \beta m)$.

En la mayoría de APSP, el umbral de magnitud más bajo tiene un valor de alrededor 4.0 a 5.0 dado que valores más pequeños de los mismos raramente causan daño significativo. Los resultados de distribución probabilística de magnitud de la ley de Gutenberg-Richter con límite inferior pueden ser expresados en términos de función de distribución acumulativa (FDA):

$$F_M(m) = P[M < m | M > m_c] = \frac{\lambda_{m_0} - \lambda_m}{\lambda_{m_0}} = 1 - e^{-\beta(m - m_0)} \quad (4.6)$$

O la función de probabilidad de densidad (FPD):

$$f_M(m) = \frac{d}{dm} F_M(m) = \beta e^{-\beta(m-m_0)} \quad (4.7)$$

En el otro extremo de la escala de magnitud, la ley de Gutenberg-Richter estándar predice tasas de excedencias medias diferentes de cero para magnitudes hasta el infinito. Esto implica, por ejemplo, que el cinturón del pacífico figura 19b, podría producir un terremoto de magnitud 10, en una tasa anual de excedencia de 0.02 por año (un periodo de retorno de solo 50 años), aunque terremotos de ese tamaño nunca se han observado. Algunas magnitudes máximas, m_{max} , están asociadas con todas las zonas fuentes. Si esto es conocido o puede ser estimado, el radio anual de excedencia puede ser expresado (McGuire and Arabasz, 1990, citado por Kramer 1996) como:

$$\lambda_m = v \frac{\exp[-\beta(m-m_0)] - \exp[-\beta(m_{max}-m_0)]}{1 - \exp[-\beta(m_{max}-m_0)]} \quad m_0 \leq m \leq m_{max} \quad (4.8)$$

La ley de recurrencia limitada por la ecuación anterior, es mostrada en la figura 20 para condiciones de radio constante de sismicidad (es decir, radio anual de excedencia constante de m_0). Una interpretación alternativa, basada en un radio de momento sísmico liberado constante (por lo tanto energía), producen las curvas de recurrencia de la figura 20b. En el modelo de radio de momento constante, incrementar a la máxima magnitud requiere un decrecimiento sustancial en el radio anual de excedencia de eventos de menor magnitud, en la cuenta de la energía extra relacionada en un terremoto de larga duración. Desde que el momento sísmico es proporcional a la cantidad de deslizamiento (desplazamiento) que ocurre en un terremoto, el radio del momento es proporcional al radio de deslizamiento. Por lo tanto el modelo radio-momento-constante es equivalente a un radio-deslizamiento-constante y puede ser usado cuando el radio de deslizamiento es conocido que será constante. La medida en que el deslizamiento actual varia con el tiempo, sin embargo, parece ser diferente para diferentes fallas y puede incluso fluctuar con el tiempo en la misma falla.

La FDA y FPD para la ley de Gutenberg-Richter con límites superiores e inferiores puede ser expresado como:

$$F_M = P[M < m | m_0 \leq m \leq m_{\max}] = \frac{1 - \exp[-\beta(m - m_0)]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_0)]}$$

$$f_M(m) = \frac{\beta \exp[-\beta(m - m_0)]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_0)]} \quad (5.9)$$

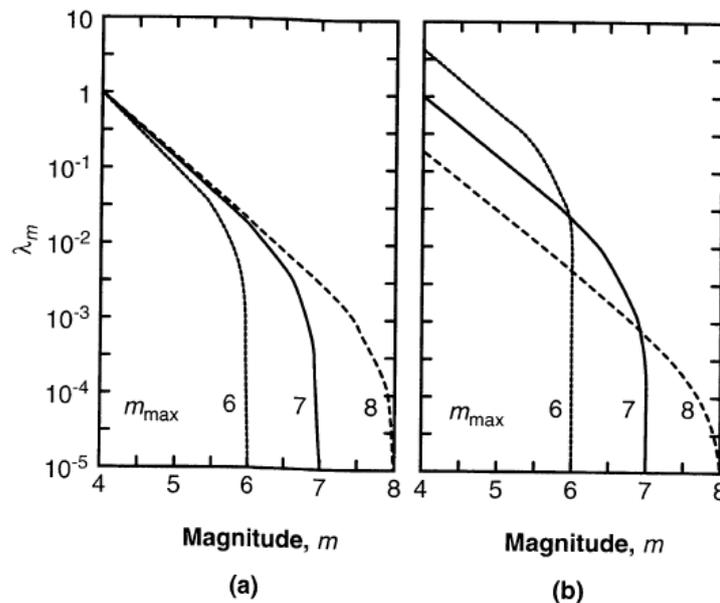


Fig. 20 Ley de recurrencia de Gutenberg-Richter limitada por $m_0=4$ y $m_{\max}=6,7$ y obligado por (a) un radio de sismicidad constante y (b) un radio de momento constante. (después de Youngs y Coppersmith, 1985)

Fuente: citado por tomada de Kramer 1996

Elaboración: Autor.

4.3.6. Características de la ley de recurrencia

Estudios paleozoicos indican que puntos individuales de fallas y segmentos de falla tienden a moverse aproximadamente la misma distancia en cada terremoto. Esto ha sido interpretado para sugerir que fallas individuales repetidamente generan terremotos de similar (con aproximadamente una media de unidad de magnitud) tamaño, conocido como terremotos característicos, sobre o cerca su máxima magnitud. Alternativamente, la aparente naturaleza repentina del movimiento de una falla de puntos individuales puede ser controlada por localización de restricciones geológicas y, en consecuencia, no reflejan

magnitud de terremotos muy precisos. La resolución de estas interpretaciones alternativas espera más investigación paleosísmica.

En Ecuador una de estas fallas características es la Falla Pallatanga que fue estudiada por Baize (Baize S y otros, 2011), donde los estudios paleosísmicos junto con los morfotectónicos aportan significativamente al estudio de la amenaza sísmica. En la tabla 5 se muestran una síntesis de la los terremotos históricos a lo largo del segmento Rumipamba y la Falla Pallatanga; el salto vertical es observado y el total es calculado desde el mismo y el vector de desplazamiento geomorfológico; M_w es calculado desde el desplazamiento total con la relación de W&C (1994) (desplazamiento promedio); SRL es estimado desde el salto total.

Tabla 5. Datos sistemáticos de sismicidad histórica a lo largo del segmento Rumipamba y la Falla Pallatanga

EQ	Fecha aprox.	Salto vertical (cm)	Salto total (cm)	M_w	SRL (km)
5	1,797	25	145	7.2	60
4	~1,000	60	345	7.5	100
3	~0	90	520	7.7	140
2	~1,000	90	520	7.7	140
1	~4,500	70	400	7.6	120

Fuente: Baize 2011

Elaboración: Autor

Al tener estos terremotos característicos, sus radios históricos de recurrencia pueden ser estimados. La evidencia geológica indica que los terremotos característicos ocurren más frecuentemente, tal que pueden ser supuestos por interpolación de la ley de Gutenberg-Richter para radios de excedencia altos (baja magnitud) o para bajos radios de excedencia (magnitudes altas). El resultado es una ley de recurrencia más completa que es gobernada por datos de sismicidad de magnitudes bajas y datos geológicos de magnitudes altas, como el mostrado en la figura 21.

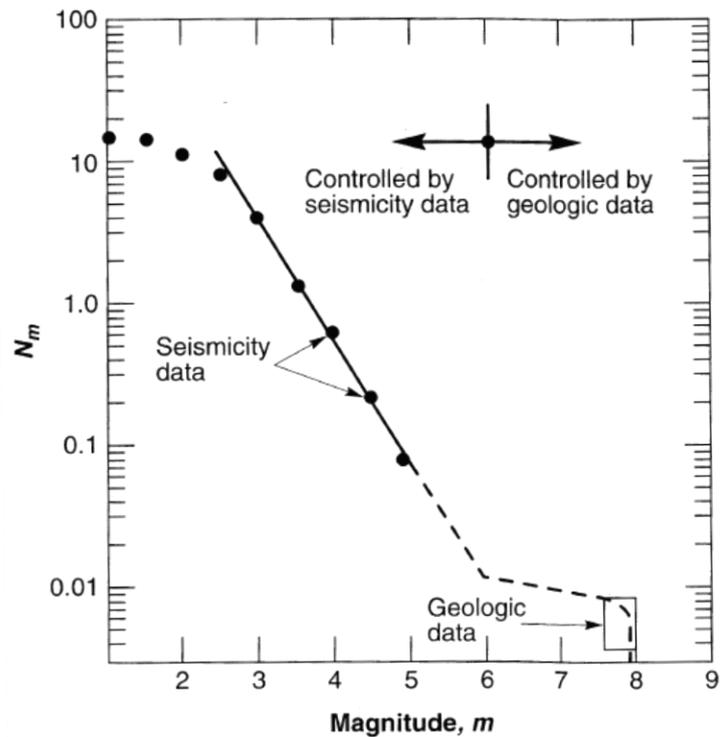


Fig. 21 Inconsistencia en el significado del radio anual de excedencia por determinación de datos sísmicos y geológicos.

Fuente: después de Youngs y Coppersmith, 1985; citado por de Kramer 1996.

Elaboración: Autor.

4.3.7. Relaciones de predicción

Las relaciones de predicción son siempre obtenidas empíricamente por regresión con mínimos cuadrados sobre un set particular de datos de parámetros de movimiento del terreno. A pesar de los intentos de remover datos cuestionables en el uso de bases de calidad en sistemas ponderados, una cierta cantidad de dispersión en los datos es inevitable. Los resultados de dispersión desde la aleatoriedad en la mecánica de ruptura y desde la variabilidad y heterogeneidad de la fuente, ruta de viaje y condiciones del sitio. La dispersión en los datos pueden ser cuantificados por límites de confianza (Campbell, 1985; citado por Kramer 1996) o por la desviación estándar en los parámetros de predicción. Reflejando la forma de la mayoría de relaciones de predicción la desviación estándar del logaritmo (natural) de los parámetros de predicción. Esta incertidumbre debe tenerse en cuenta en el cálculo de riesgos sísmicos. La probabilidad que un parámetro de movimiento del terreno en particular Y exceda cierto valor, y^* para un terremoto de una magnitud dada,

m , ocurriendo a una distancia dada, r , es ilustrado gráficamente en la figura 22. En términos probabilísticos, este es dado por:

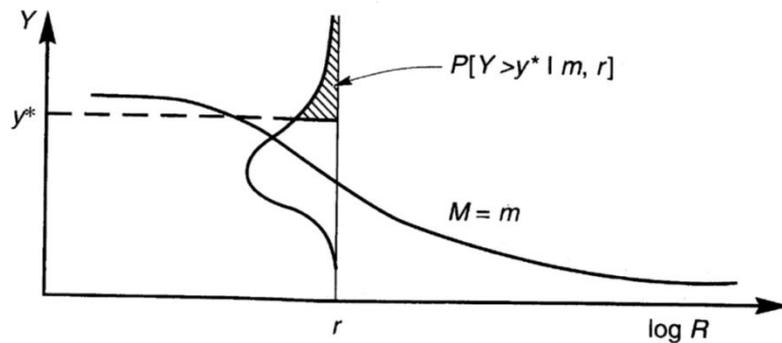


Fig. 22 Ilustración sistemática de la probabilidad condicional de excedencia de un valor particular de un parámetro de movimiento del terreno para una distancia y magnitud dada.

Fuente: Kramer 1996

Elaboración: Autor

$$P[Y > y^* | m, r] = 1 - F_Y(y^*) \quad (4.10)$$

donde: $F_Y(y)$ es el valor de FDA de Y a m y r .

El valor de $F_Y(y)$ depende de la probabilidad de distribución usado para representar Y . En general los parámetros del movimiento del suelo son asumidos como lognormal distribuidos (el logaritmo de los parámetros son normalmente distribuidos); sin embargo, los límites característicos de esa distribución puede ser atribuida a probabilidad no nula para valores poco realistas de los parámetros de movimiento de tierra.

4.3.8. Modelo de Poisson

La ocurrencia temporal de terremotos es comúnmente descrita por un modelo de Poisson. El modelo de Poisson provee un marco simple para evaluar probabilidades de eventos siguiendo este proceso, se producen valores de una variable aleatoria que describe el número de ocurrencias de un evento en particular durante un intervalo de tiempo determinado o en una región espacial especificada. Desde APSP acuerdo con incertidumbre

temporal, las aplicaciones espaciales del modelo de Poisson no se considerarán. El proceso de Poisson posee las siguientes propiedades:

1. El número de ocurrencias en un intervalo son independientes del número que ocurrió en algún otro intervalo.
2. La probabilidad de ocurrencia durante un intervalo muy corto es proporcional a la longitud del intervalo.
3. La probabilidad de más de una ocurrencia durante un intervalo muy corto es despreciable.

Estas propiedades indican que los eventos de un proceso de Poisson ocurren al azar, sin “memoria” del tiempo, tamaño o localización de algún evento precedente.

Para un proceso de Poisson, la probabilidad de una variable aleatoria N , representando el número de ocurrencias de un evento en particular durante un intervalo de tiempo dado está dado por:

$$P[N = m] = \frac{\mu^n e^{-\mu}}{n!} \quad (4.11)$$

donde: μ es el promedio de ocurrencias del evento en un intervalo de tiempo dado.

El tiempo entre vómitos en un proceso de Poisson puede ser mostrado como una distribución exponencial. Para caracterizar la distribución temporal de recurrencia de un terremoto para propósitos de APSP, la probabilidad de Poisson es usualmente expresada como

$$P[N = m] = \frac{(\lambda t)^n e^{-\lambda t}}{n!} \quad (4.12)$$

donde: λ es el radio medio de ocurrencia del evento y,

t es el periodo de tiempo de interés. Nótese que la probabilidad de ocurrencia de al menos un evento en un periodo de tiempo t es dado por

$$\begin{aligned}
P[N > 1] &= P[N = 1] + P[N = 2] + P[N = 3] + \dots \\
&+ P[N = \infty] = 1 - P[N = 0] = 1 - e^{-\lambda_m t}
\end{aligned}
\tag{4.13}$$

Cuando el evento de interés es la excedencia de una magnitud de un terremoto en particular, el modelo de Poisson puede ser combinado con una ley de recurrencia adecuada para predecir la probabilidad de al menos una excedencia en un periodo de t de años por la expresión

$$P[N > 1] = 1 - e^{-\lambda_m t} \tag{4.14}$$

4.3.9. Cálculo de probabilidades

Los resultados de un APSP pueden ser expresados en muchas diferentes maneras, todas envuelven algún nivel de cálculo probabilístico para combinar las incertidumbres en tamaño del sismo, localización, frecuencia, y efectos para estimar la peligrosidad sísmica. Un enfoque común envuelve el desarrollo de curvas de peligrosidad sísmica, las cuales indican la probabilidad anual de excedencia de diferentes valores de un parámetro de movimiento del suelo seleccionado. Las curvas de peligros sísmicos pueden también ser usadas para calcular la probabilidad de excedencia de un parámetro de movimiento de suelo seleccionado en un periodo de tiempo específico.

4.3.10. Curvas de amenaza sísmica

Las curvas de amenaza sísmica pueden ser obtenidas para zonas fuente individual y combinada para expresar la peligrosidad colectiva de un sitio en particular. El concepto básico de los cálculos requeridos para el desarrollo de las curvas de amenaza sísmica es muy simple. La probabilidad de excedencia de un valor y^* en particular, de un parámetro del movimiento del suelo, Y , es calculado para un terremoto posible sobre una posible localización de la fuente y luego multiplicado por la probabilidad que tal magnitud en particular de terremoto pueda ocurrir en tal particular localización. El proceso luego es repetido para todas las posibles magnitudes y localizaciones con la probabilidad de cada uno en suma. Los cálculos requeridos son descritos en el siguiente párrafo.

Para una ocurrencia de terremoto dada, la probabilidad de que un parámetro de movimiento del terreno Y pueda exceder un valor particular y^* puede ser calculado utilizando el teorema de probabilidad total, el cual es:

$$P[Y > y^*] = P[Y > y^* | \mathbf{X}] P[\mathbf{X}] = \int P[Y > y^* | \mathbf{X}] f_{\mathbf{X}}(\mathbf{X}) d_{\mathbf{X}} \quad (4.15)$$

donde: \mathbf{X} es un vector de variables aleatorias que influyen en Y .

En la mayoría de los casos las cantidades en \mathbf{X} son limitadas a la magnitud, M , y la distancia, R . Asumiendo que M y R son independientes, la probabilidad de excedencia puede escribirse como:

$$P[Y > y^*] = \iint P[Y > y^* | m, r] f_M(m) f_R(r) d_m d_r \quad (4.16)$$

donde: $P[Y > y^* | m, r]$ es obtenido de la relación de predicción y ,

$f_M(m)$ y $f_R(r)$ son las funciones de probabilidad de densidad para la magnitud y distancia, respectivamente.

Si el sitio de interés está en una región de N_s potencial fuente de terremoto, cada una de las cuales tiene un radio promedio de magnitud de excedencia, $v_i [= \exp(\alpha_i - \beta_i m_0)]$, el radio de excedencia total para la región pueden estar dados por:

$$P[Y > y^*] = \sum_{i=1}^{N_s} v_i \iint P[Y > y^* | m, r] f_M(m) f_R(r) d_m d_r \quad (4.17)$$

Los componentes individuales de la ecuación anterior son, para prácticamente todos los APSP realistas, suficientemente complicados que las integrales no pueden ser evaluadas analíticamente. La integración numérica, la cual puede ser desarrollada a través de una variedad de diferentes técnicas, es por lo tanto requerida. Un enfoque, utilizado aquí por simplicidad en lugar de la eficiencia, es dividir los posibles rangos de magnitud y la distancia dentro de los segmentos NM y NR , respectivamente. El radio medio de excedencia puede ser estimado por

$$\lambda_{y^*} = \sum_{i=1}^{N_S} \sum_{j=1}^{N_M} \sum_{k=1}^{N_R} v_i P[Y > y^* | m_j, r_k] f_{Mi}(m_j) f_{Ri}(r_k) \Delta m \Delta r \quad (4.18)$$

donde:

$$m_j = m_0 + \frac{(j-0.5)(m_{\max}-m_0)}{N_M}, r_k = r_{\min} + \frac{(k-0.5)(r_{\max}-r_{\min})}{N_R}, \Delta m = \frac{(m_{\max}-m_0)}{N_M}, \Delta r = \frac{(r_{\max}-r_{\min})}{N_R}.$$

Esto es equivalente a asumir que cada fuente es capaz de generar solo NM diferentes terremotos de magnitud, m_j , a solo NR diferentes fuentes-a-sitios distancias, r_k . La ecuación anterior es equivalente a:

$$\lambda_{y^*} \approx \sum_{i=1}^{N_S} \sum_{j=1}^{N_M} \sum_{k=1}^{N_R} v_i P[Y > y^* | m_j, r_k] P[M = m_j] P[R = r_k] \quad (4.19)$$

La precisión del procedimiento de integración numérica crudo descrito anteriormente aumenta con el aumento de N_M y N_R .

4.3.11. Periodos de tiempo finito

Las curvas de riesgo sísmico pueden fácilmente combinarse con el modelo de Poisson para estimar la probabilidad de excedencia en intervalos de tiempo finitos. Para la ecuación $P[N > 1] = 1 - e^{-\lambda_m t}$, la probabilidad de excedencia de y^* en el periodo de tiempo T es:

$$P[Y_T > y^*] = 1 - e^{-\lambda_{y^*} T} \quad (4.20)$$

4.3.12. Desagregación

Los procedimientos descritos en la sección anterior de APSP permiten el cálculo de la tasa media anual de excedencia en un sitio particular en función del riesgo total de los terremotos potenciales de muchas magnitudes diferentes que ocurren en diversas distancias de fuentes de origen. El radio de excedencia calculado en un APSP, allí no es asociado con ninguna magnitud de terremoto en particular o distancia al sitio fuente.

En muchos casos sin embargo, este puede ser útil para para estimar el terremoto de magnitud más probable y/o la distancia más probable al sitio fuente. Estas cantidades pueden ser usadas, por ejemplo para seleccionar records existentes de movimiento del suelo (recogidos de terremotos de similar magnitud en similar distancia de sitio fuente) para análisis de respuesta. Este procedimiento de desagregación requiere que la tasa media anual de excedencia sea expresada sea expresada como una función de magnitud y/o distancia. Computacionalmente, esto simplemente envuelve la renovación de los términos desde la sumatoria de la ecuación

$$\lambda_{y^*} \approx \sum_{i=1}^{N_s} \sum_{j=1}^{N_M} \sum_{k=1}^{N_R} v_i P[Y > y^* | m_j, r_k] P[M = m_j] P[R = r_k]. \quad (4.21)$$

Por ejemplo, la tasa media anual de excedencia puede ser expresada como una expresión de la magnitud por

$$\lambda_{y^*}(m_j) \approx P[M = m_j] \sum_{i=1}^{N_s} \sum_{k=1}^{N_R} v_i P[Y > y^* | m_j, r_k] P[R = r_k] \quad (4.22)$$

Similarmente, la tasa anual de excedencia puede ser expresada como una función de la distancia al sitio fuente por

$$\lambda_{y^*}(r_k) \approx P[R = r_k] \sum_{i=1}^{N_s} \sum_{j=1}^{N_M} v_i P[Y > y^* | m_j, r_k] P[M = m_j] \quad (4.23)$$

Finalmente, es posible calcular la tasa media anual de excedencia como una función de ambos, magnitud de terremoto y distancia al sitio fuente

$$\lambda_{y^*}(m_j, r_k) \approx P[M = m_j] P[R = r_k] \sum_{i=1}^{N_s} v_i P[Y > y^* | m_j, r_k] \quad (4.24)$$

CAPÍTULO V

METODOLOGÍA

La metodología utilizada en el presente estudio de peligros sísmico, sigue una serie de pasos, que se basan en los fundamentos teóricos expuestos en los capítulos uno a cuatro y que describen a continuación:

1. Delimitación del área de estudio.
2. Investigación de la sismicidad histórica e instrumental del área de estudio y 200 km a la redonda; y de existir complementar con estudio paleosísmicos.
3. Revisión bibliográfica de estudios de peligro sísmico anteriores realizados en el área.
4. Estudio de las ecuaciones de predicción más adecuadas, diferenciando sismicidad cortical y en fuentes de subducción (en interface e intraplaca); y su compatibilidad.
5. Determinación del análisis estadístico más adecuado, pudiendo ser determinístico o probabilístico.
6. Delimitación de las fuentes de sismicidad.
7. Determinación de las ecuaciones de recurrencia para cada fuente de sismicidad, en base a la sismicidad histórica e instrumental del área de estudio. De no existir suficientes datos encontrar la ecuación regional más actualizada.
8. Determinación del modelo estadístico de la ley recurrencia, para la generación de las variables, pudiendo ser media geométrica o aleatoria.
9. Estudio de los efectos de sitio V_{s30} y periodo fundamental del terreno; y, su variación en función de la zonificación geotécnica y geológica del área de estudio.
10. Determinación del periodo de retorno y unidades con las cuales se desea reportar la predicción de sismicidad. Generalmente se utiliza un periodo de retorno de 475 años con un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años y otros periodos de retornos en casos especiales, con reportes de aceleración pico en cm/s^2 o proporción de la aceleración de la gravedad.
11. Determinación del mallado y asignación de propiedades en cada punto de estudio, tanto para el estudio a nivel de roca y a nivel de suelo.
12. Programación de las ecuaciones de predicción y recurrencia escogidas; para el posterior cálculo de peligro sísmico en cada punto del mallado.
13. Obtención de las curvas de amenaza sísmica a nivel de roca y suelo; por medio de interpolación de resultados en cada punto del mallado.
14. Análisis de los resultados obtenidos, por medio de la comparación con estudios anteriores, con la litología y con las fuentes sísmicas.

CAPÍTULO VI

ECUACIONES A UTILIZARSE EN LA CIUDAD DE LOJA

Las zonas fuentes se han tomado del proyecto PILOTO (Dimate, 1999. Anexo A, fig. A6). Estas fuentes de sismicidad fueron utilizadas también en el estudio de peligro sísmico del puente atirantado sobre el río guayas (EQCO CONSULTS Y STUDIO CALVI s.r.l. 2009.)

Tabla 6. Geometría de las zonas fuentes

Code	Name	Coordinates
CO1	Backgrd 1 Colombia	-77.5W 8.5N, -76.7W 5.4N, -76.1W 5.4N, - 77.1W 2.65N, -79.2W 0.4N, -79.3W 0N, - 78.3W 0N, -78.3W -1S, -79.3W -2S, -80.2W - 2.5S, -78.91W 3N, -78.91W 10N, -78W 12N, -76.5W 8.5N, -77.5W 8.5N
CO4	Cordillera Centroc. Colombia	-79.2W 0.4N, -77.1W 2.65N, -76.1W 5.54N, - 75.1W 5.8N, -76.1W 2.65N, -78.2W 0.4N, - 78.3W 0N, -79.3W 0N, -79.2W 0.4N
CO7	Cordillera Oriental Colombia	78.2W 0.4N, -74.8W 4N, -74.4W 6.4N, - 71.5W 6.4N, -77.2W 0.3N, -78W -1S, -79W - 2.7S, -80.2W -3.5S, -80.2W -2.5S, -79.3W - 2S, -78.3W -1S, -78.3W 0N, -78.2W 0.4N
EC1	Valle Interandino Ecuador	-79.3W 0N, -78.3W -1S, -78.3W -1S, -79.3W -2S
EC2	Subduccion Ecuador	-81.8W -1S, -80.2W -2S, -80.2W -3.5S, - 81.8W -5S
PE1	Cordillera Occidental Peru Bolivia	-78.65W -2.05S, -78.6W -5.5S, -75.5W - 12.8S, -67.46W -19.33S, -67.5W -23.49S, - 69W -23S, -69.3W -19.42S, -76W -13S, -79W -6S, -79W -2.7S, -78.65W -2.05S
PE3	Subandino Peru Bolivia	-77W 0.6N, -77.5W -4.6S, -75W -6S, -74.5W -10.5S, -67.54W -13.77S, -62.93W -18.11S, - 63.07W -23S, -64.39W -23S, -64W -18.32S, -

		68W -14.68S, -74.1W -11.6S, -75.3W -12S, - 76.3W -8.4S, -78.4W -5S, -78.4W -1.7S, - 77W 0.6N
PE5	Backgrd Costa Norte Peru	-79W -1.7S, -79W -6S, -76W -13S, -75.6W - 15S, -80.5W -8S, -80.8W -3.85S, -79W -1.7S
PE6	Backgrd Altipiano Peru Bolivia	-78.4W -1.7S, -78.4W -5S, -76.3W -8.4S, - 75.3W -12S, -73.6W -13.85S, -72.3W -13.8S, -68.23W -16.48S, -65.81W -19.23S, -66.54W -23S, -67.46W -23S, -67.46W -19.33S, - 75.5W -12.8S, -78.6W -5.5S, -78.65W - 2.05S, -78.4W -1.7S
PE8	Backgrd Oriente Peru Bolivia	-77W 0.6N, -69W -12S, -69W -13.5S, -74.5W -10.5S, -75W -6S, -77.5W -4.6S, -77W 0.6N
CO8	Subduccion Prof. Colombia Ecuador	-81.3W -1S, -77.5W 4N
CO9	Subduccion Superf. Colombia Ecuador	-81.8W -1S, -78.0W 4N
PE14	Subduccion Prof. Centro 2 Peru	-71.1W -12.17S, -78.15W -4.872S
PE15	Subduccion Superf. Norte Peru	-81.4W -8S, -81.5W -4.75S
PE16	Subduccion Prof. Norte Peru	-80.55W -7.97S, -80.65W -4.72S

Fuente: Dimate 1999

Elaboración: Autor

Para la ciudad de Loja, se ha elegido la ecuación de atenuación de próxima generación de Boore y Atkinson (2008) la cual se base en los datos recopilados en el proyecto PEER NGA (Chiou et al., 2008).

Las variables primarias de la ecuación de predicción son el momento de magnitud M , la distancia R_{JB} (la distancia más cercana a la proyección de la superficie de falla) y Vs_{30}

para la caracterización del sitio (V_{S30} es la velocidad media de la onda transversal sobre los 30 primeros metros), la ecuación es:

$$\ln Y = F_M(M) + F_D(R_{JB}, M) + F_S(V_{S30}, R_{JB}, M) + \varepsilon \sigma_T \quad (6.1)$$

donde: ε es el número fraccionario de desviaciones estándar de un solo valor previsto de $\ln Y$ lejos del valor medio de $\ln Y$ y σ_T es el total de la variabilidad aleatoria, que es el SRSS de la incertidumbre aleatoria intra-evento e inter-evento). Para el presente estudio APSP, al no conocer la tipología de las fallas dentro de las zonas fuente, se han adoptado los parámetros de regresión de falla no especificados.

Tabla 7. Áreas fuentes y parámetros de sismicidad

Code	Name	Depth	Min. Mag	Max. Mag	λ	β
CO1	Backgrd 1 Colombia	15	4.0	7.4	1.11	1.22
CO4	Cordillera Centrocc. Colombia	15	4.0	7.5	0.49	0.97
CO7	Cordillera Oriental Colombia	15	4.0	8.5	3.03	1.54
EC1	Valle Interandino Ecuador	15	4.0	7.5	1.25	1.68
EC2	Subduccion Ecuador	35	4.0	8.0	3.59	1.64
PE1	Cordillera Occidental Peru Bolivia	15	4.0	8.8	3.08	1.52
PE3	Subandino Peru Bolivia	15	4.0	7.5	1.86	1.05
PE5	Backgrd Costa Norte Peru	15	4.0	8.0	1.42	1.31
PE6	Backgrd Altiplano Peru Bolivia	15	4.0	8.0	0.46	1.05
PE8	Backgrd Oriente Peru Bolivia	15	4.0	7.0	0.13	1.17

Fuente: Dimate 1999

Elaboración: Autor

Para la zona de subducción se ha elegido la ecuación de predicción de movimiento de tierra de Atkinson y Boore (2003), que predice eventos en interfaz y dentro de placa. La ecuación es la siguiente:

$$\log Y = c_1 + c_2 M + c_3 h - g \log R + c_5 S/SC + c_6 S/SD + c_7 S/SE \quad (6.2)$$

donde: M es la magnitud de momento; h es la profundidad focal en kilómetros (con h = 100 km para eventos con profundidad > 100km); R = $D_{fault}^2 + \Delta^2$ siendo D_{fault} la distancia más cercana a la falla de superficie, en kilómetros y Δ un término

de saturación cercano a la fuente; g es una función de la magnitud y de un evento de interfaz o intraplaca; S_c , S_d , S_E y s_l son variables "ficticias" basadas en el tipo de suelo y la fuerza de movimiento de la tierra.

Tabla 8. Falla fuente y parámetros de sismicidad

Code	Name	Dip	Min. Depth	Max. Depth	Min. Mag	Max. Mag	λ	β
CO8	Subduccion Prof. Colombia Ecuador	30	30	180	4.0	7.8	7.06	1.86
CO9	Subduccion Superf. Colombia Ecuador	30	2	30	4.0	8.7	1.71	1.35
PE14	Subduccion Prof. Centro 2 Peru	22	116	155	4.0	8.0	2.90	1.43
PE15	Subduccion Superf. Norte Peru	12	2	20	4.0	8.0	0.27	1.19
PE16	Subduccion Prof. Norte Peru	25	21	210	4.0	8.8	5.09	1.82

Fuente: Dimate 1999

Elaboración: Autor

En la tabla 9. Se muestran las ecuaciones de predicción aplicadas a cada zona fuente; ambas ecuaciones presentan la predicción en componente horizontal con 5% de amortiguamiento.

Las dos ecuaciones de predicción del movimiento del suelo utilizadas en la PSHA proporcionan diferentes medidas del componente horizontal; la ecuación Boore y Atkinson (2008) arroja una media geométrica de orientación independiente, mientras que la Atkinson y Boore (2003) arroja el componente aleatorio. Por tanto, no es correcto simplemente combinar las predicciones de estas GMPE dentro del análisis PSHA sin corregir por lo menos la variabilidad aleatoria de las ecuaciones. Por lo tanto, la variabilidad aleatoria del GMPE Boore y Atkinson (2008) se ha corregido añadiendo la variabilidad adicional componente -a-componente definida por Watson-Lamprey y Boore (2007).

Tabla 9. Ecuaciones de predicción del movimiento del suelo usadas en cada zona fuente

Code	GMPE
CO1	Boore and Atkinson (2008)
CO4	Boore and Atkinson (2008)
CO7	Boore and Atkinson (2008)
EC1	Boore and Atkinson (2008)
EC2	Atkinson and Boore (2003) Interplate, focal depth = 35km
PE1	Boore and Atkinson (2008)
PE3	Boore and Atkinson (2008)
PE5	Boore and Atkinson (2008)
PE6	Boore and Atkinson (2008)
PE8	Boore and Atkinson (2008)
CO8	Atkinson and Boore (2003) Intraslab, focal depth = 60km
CO9	Atkinson and Boore (2003) Interplate, focal depth = 15km
PE14	Atkinson and Boore (2003) Intraslab, focal depth = 100km
PE15	Atkinson and Boore (2003) Interplate, focal depth = 15km
PE16	Atkinson and Boore (2003) Intraslab, focal depth = 60km

Fuente: Dimate 1999

Elaboración: Autor

CAPÍTULO VII

ESTUDIO DEL PELIGRO SÍSMICO

Para la realización del estudio de peligro sísmico se preparó un programa denominado HAZARD_UTPL, con el cual se evaluó la aceleración seudoespectral con amortiguamiento del 5% del componente horizontal arbitrario para un periodo de retorno de 475 años o sismos con una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años. El área de influencia para Loja se limitó a 200 Km, de acuerdo a las limitaciones de las ecuaciones de predicción; encontrándose finalmente el mapa de microzonificación sísmica para la hoya de Loja con valores de aceleración pico en roca y con valores de aceleración pico en suelo.

7.1. Aceleración pico en roca

El mapa de microzonificación sísmica de Loja con valores de aceleración seudoespectral a nivel de roca, se evaluó con los coeficientes PGA (aceleración pico en superficie) de las ecuaciones de predicción de Boore 2008 y Atkinson 2003 para un perfil de roca tipo NEHRP de clase B (FEMA, 2003), con un valor medio de V_{s30} de 1130 m/s; el cual se escogió para poder ser comparado con los valores de aceleración pico en roca obtenidos en el nuevo código ecuatoriano de la construcción y en los estudios anteriores.

En la figura 23, se muestra las curvas de peligro sísmico obtenidas con cada una de las zonas fuentes para una coordenada central de la cuenca de Loja (696000 E-955800 N); en esta figura se observa que las zonas fuentes que principalmente aportaron al cálculo probabilístico de peligro sísmico son la zona fuente CO1, CO7, EC2, PE1, PE3, PE5, PE6, PE8, PE14 y PE16; con mayor aporte a la amenaza sísmica de las fuentes provenientes de la zona norte del Perú.

La figura 24 muestra un ejemplo de la obtención del valor de aceleración seudoespectral para el mismo punto central de la ciudad de Loja, con un resultado de 0.23 g; mientras que la figura 25 (y Anexo D) muestra el mapa de microzonificación sísmica para Loja a nivel de roca. Dicho mapa concuerda con la información anteriormente recabada en la cual el valor de aceleración pico en roca para la ciudad de Loja esta alrededor de 0.25 g. Los valores obtenidos están en el rango de 0.22 g a 0.27 g, con una predominancia de aceleraciones de 0.245 g; estos valores sirven a demás para comprobar la eficacia de las fórmulas de cálculo, como premisa para el estudio de peligros sísmico con valores de aceleración en suelo.

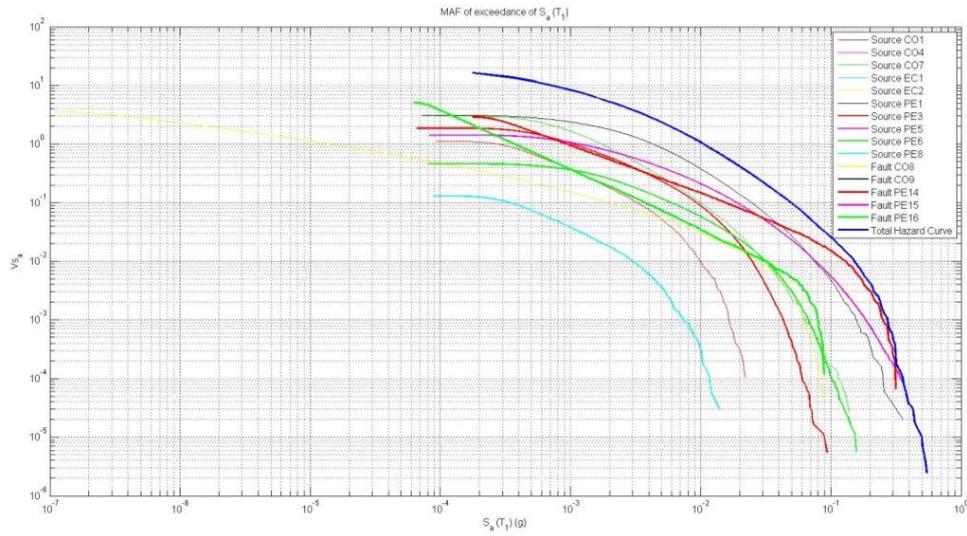


Fig. 23 Curvas de peligros sísmico para Loja de cada una de las zonas fuentes a nivel de Roca y curva combinada (En el eje "X" se grafican los valores de la aceleración pseudoespectral en g; y en el eje "Y" el inverso del periodo de retorno.

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

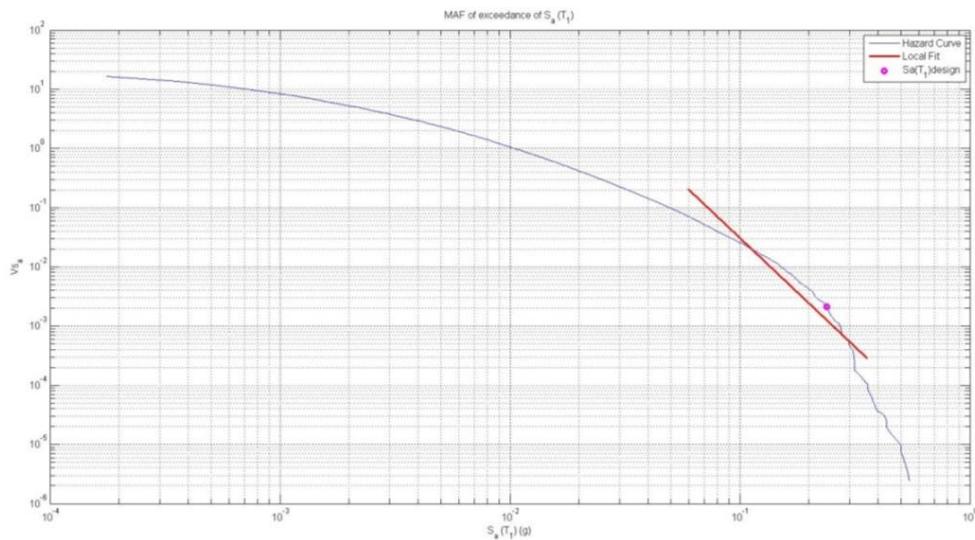


Fig. 24 Curvas de peligros sísmico combinada para Loja a nivel de Roca (En el eje "X" se grafican los valores de la aceleración pseudoespectral en g; y en el eje "Y" el inverso del periodo de retorno y marcado del valor de aceleración para un periodo de retorno de 475 años.

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

7.2. Aceleración pico en suelo

El Mapa de zonificación sísmica para la ciudad de Loja a nivel aceleración pico en suelo, se calculó tomando como variables el periodo de vibración natural del suelo, obtenido por medio de ruido ambiental (Guartán, 2011), el mapa de zonificación litológica y geotécnica de la hoya de Loja (Jumbo, 2012) y los resultados de sísmica de refracción para la hoya de Loja realizados por el autor a través de ESTSUELCON CIA. LTDA; con dicha información se obtuvieron valores de V_{s30} del suelos y finalmente el mapa de aceleración pico en suelo (PGA).

7.2.1. Efectos de sitio

De acuerdo a las ecuaciones de Boore (2008) y Atkinson (2003), las variables de entrada con respecto al sitio son el periodo (o frecuencia) y el V_{s30} ; para dicho efecto se reunió la información existente, en cuanto a las características sísmicas y geotécnicas para la ciudad de Loja. La información tomada en cada caso se analizó desde el punto de vista conservador, colocando los valores más bajos obtenidos, para no caer en una subestimación de las características del sitio y siendo esta la realidad en cuanto a variabilidad de las características del suelo en depósitos sedimentarios recientes.

Periodos de vibración del suelo

Guartán (2011), por medio de la técnica de ruido ambiental obtuvo valores característicos del periodo fundamental del terreno para la Ciudad de Loja; de dicho trabajo se interpolaron los valores obtenidos, para obtener el mapa de isolineas de periodo que se muestra en la figura 26 (y Anexo D). Este mapa muestra que para la ciudad el rango de periodos dentro de las formaciones sedimentarias esta entre 0.15 y 0.45 segundos, predominando periodos cercanos a los 0.25 segundos, para el valle y disminuyendo mientras nos acercamos a la roca metamórfica del basamento en el cual los valores están por debajo de los 0.1 segundos.

Del mapa de figura 25 se interpolaron los valores de periodo predominantes del terreno presentados en la tabla 11; para sectores donde se tiene roca de basamento y no existen datos en el mapa se utilizó directamente el PGA en las fórmulas de Boore 2008 y Atkinson 2003.

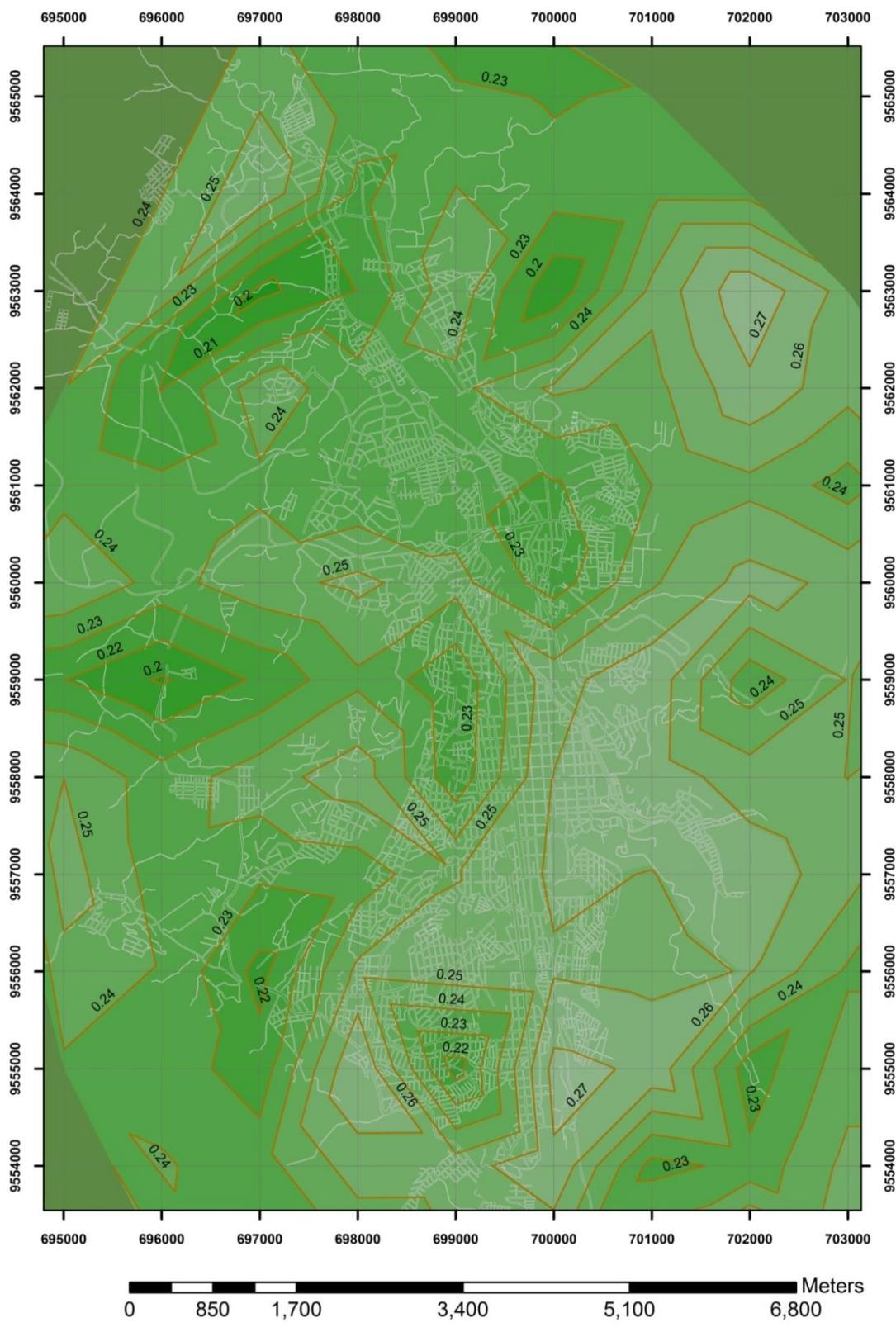


Fig. 25 Mapa de microzonificación sísmica para Loja a nivel de roca (PRA).

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

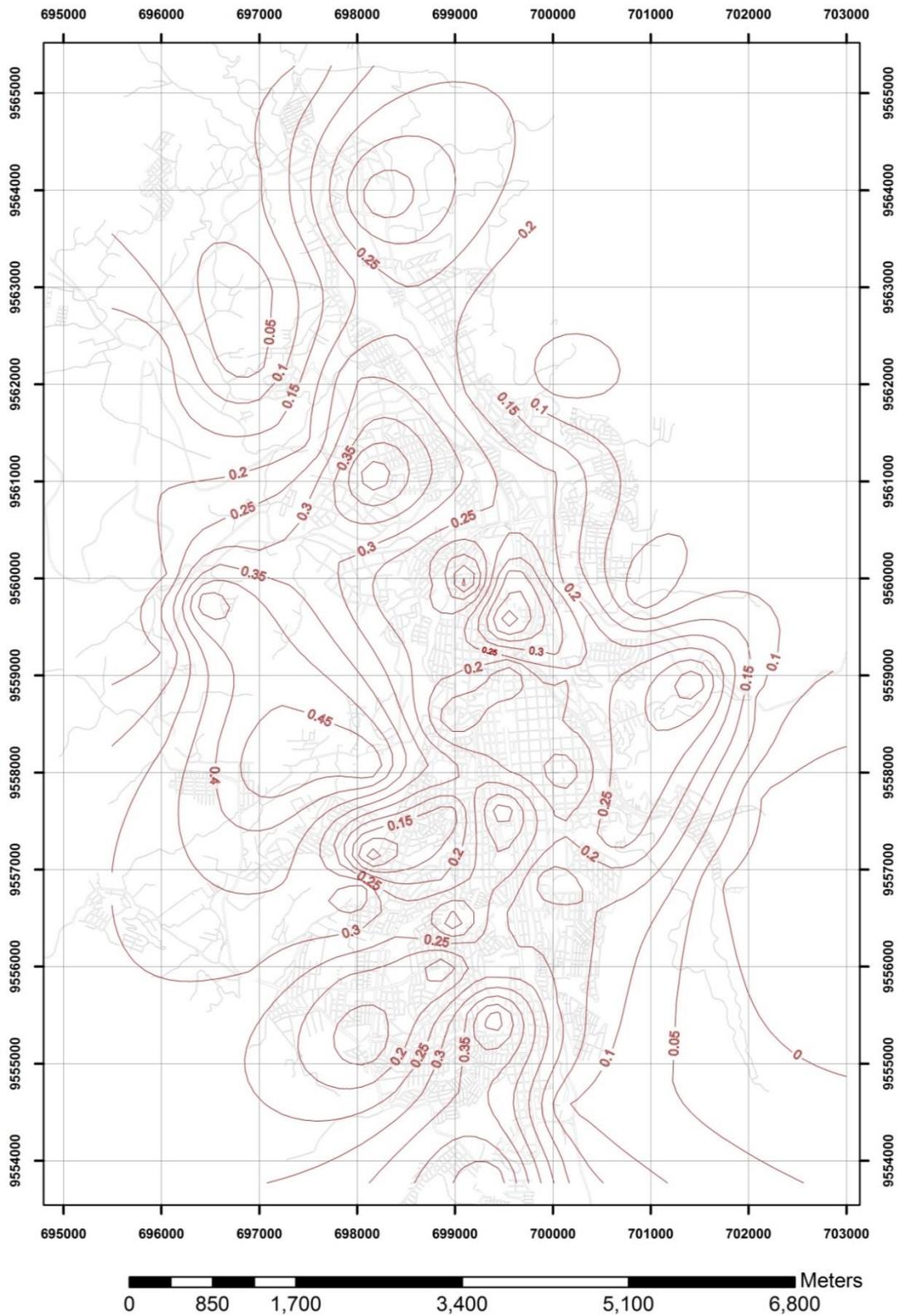


Fig. 26 Mapa de isolneas de periodos predominantes del terreno.

Fuente: Guartán 2011

Elaboración: Autor

V_{s30}

El valor promedio de la velocidad de transmisión de las ondas de cortante en los treinta primeros metros del terreno (V_{s30}), da las características de amplificación de onda en el terreno. Estos valores se los puede obtener por medio de fórmulas semi-empíricas por medio de ensayos indirectos como S.P.T., C.P.T. y otros; sin embargo, los mejores métodos de medición de estas velocidades son los métodos sísmicos como lo son la sísmica de refracción, análisis espectrales de ondas superficiales, ReMi, Ensayos Dowhole, Uphole o Crosshole.

Para nuestra investigación se hizo la recopilación de los trabajos de sísmica de refracción dentro de la hoya de Loja (Anexo C), proporcionados por ESTSUELCON CIA. LTDA.

Los resultados de acelerogramas se analizaron para obtener los valores de la velocidad de las ondas de cortante (V_s), considerándose en los casos donde no se pudo distinguir más que las velocidades de ondas de compresión (V_p), a las velocidades de corte como el 75% de las ondas de compresión, según lo recomienda Kramer (1996) para estudios geotécnicos.

La velocidad promedio del valor del cortante en los treinta primeros metros se evaluó con la ecuación:

$$\overline{V_s} = \frac{30}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{V_{si}}} \quad (7.1)$$

donde: V_{si} velocidad media de la onda de cortante del suelo del estrato i , medida en campo, en m/s.

Los resultados de los valores de V_{s30} (tabla 10, fig. 27 y ANEXO E), se tomaron como patrón para poder ser analizados dentro del mapa de zonificación geotécnica de la hoya de Loja (Jumbo, 2012) y generar la distribución de los valores de cortante expuestos en la tabla 11. Esta tabla muestra además la variación del tipo de suelo, su clasificación geotécnica y los periodos fundamentales del terreno. El valor que de V_{s30} que predomina para dentro del Valle es 700 m/s.

Tabla 10. Variación de los valores de cortante, obtenidos a partir de sísmica de refracción dentro de la hoya de Loja

SECTOR	COORDENADAS (GWS84)		VS30	TIPO DE SUELOS O ROCA
	X	Y		
18 DE NOVIEMBRE Y CARIAMANGA	700032	9558694	408	ALUVIAL Y CONGLOMERADO
CAPULI 1	700200	9551208	447	SUELO Y COLUVIAL
CAPULI 2	700227	9551356	384	SUELO Y METAMORFICO
CAPULI 3	700173	9552015	729	ALUVIAL SUELTO Y CONGLOMERADO
CAPULI 4	700108	9552853	873	ALUVIAL
CAPULI 5	699916	9552985	716	ALUVIAL
EERSSA 1	700305	9561218	679	ALUVIAL
EERSSA 2			790	ALUVIAL
AV. UNIVERSITARIA Y JUAN DE SALINAS 1	699534	9558851	651	ALUVIAL
AV. UNIVERSITARIA Y JUAN DE SALINAS 2			824	ALUVIAL
JIPIRO ALTO	702411	9561831	674	LUTITAS Y LUTITAS CALCAREAS
AV. NUEVA LOJA Y ORILLAS Y CALLE MACHALA	699775	9559665	805	ALUVIAL
BOLIVAR ENTRE AZUAY Y MERCADILLO	699894	9557946	699	ALUVIAL
CHINGUIILANCHI 1	699278	9562555	516	LUTITAS Y LUTITAS CALCAREAS
CHINGUIILANCHI 2			516	LUTITAS Y LUTITAS CALCAREAS
CHINGUIILANCHI 3			605	LUTITAS Y CONGLOMERADOS
CHINGUIILANCHI 4			605	LUTITAS Y CONGLOMERADOS
CHINGUIILANCHI 5			552	LUTITAS Y CONGLOMERADOS
CHINGUIILANCHI 6			362	ARCILLAS Y LUTITAS
CHINGUIILANCHI 7			362	ARCILLAS Y LUTITAS
CHINGUIILANCHI 8			552	LUTITAS Y CONGLOMERADOS
CHINGUIILANCHI 9			323	ARCILLAS Y LUTITAS
APUL 1	698295	9553251	625	ARCILLAS Y CONGLOMERADOS
APUL 2	698386	9553251	588	ARCILLAS Y CONGLOMERADOS
APUL 3	698596	9553564	422	ARCILLAS Y CONGLOMERADOS
COLEGIO 27 DE FEBRERO 1	699165	955870	455	ARCILLAS Y CONGLOMERADOS
COLEGIO 27 DE FEBRERO 2			659	ARCILLAS Y CONGLOMERADOS
COLEGIO 27 DE FEBRERO 2			357	ARCILLAS Y CONGLOMERADOS
EL PRADO 1	700601	9558373	901	ARCILLAS Y CONGLOMERADOS
EL PRADO 2	700887	9558433	548	ARCILLAS Y CONGLOMERADOS

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

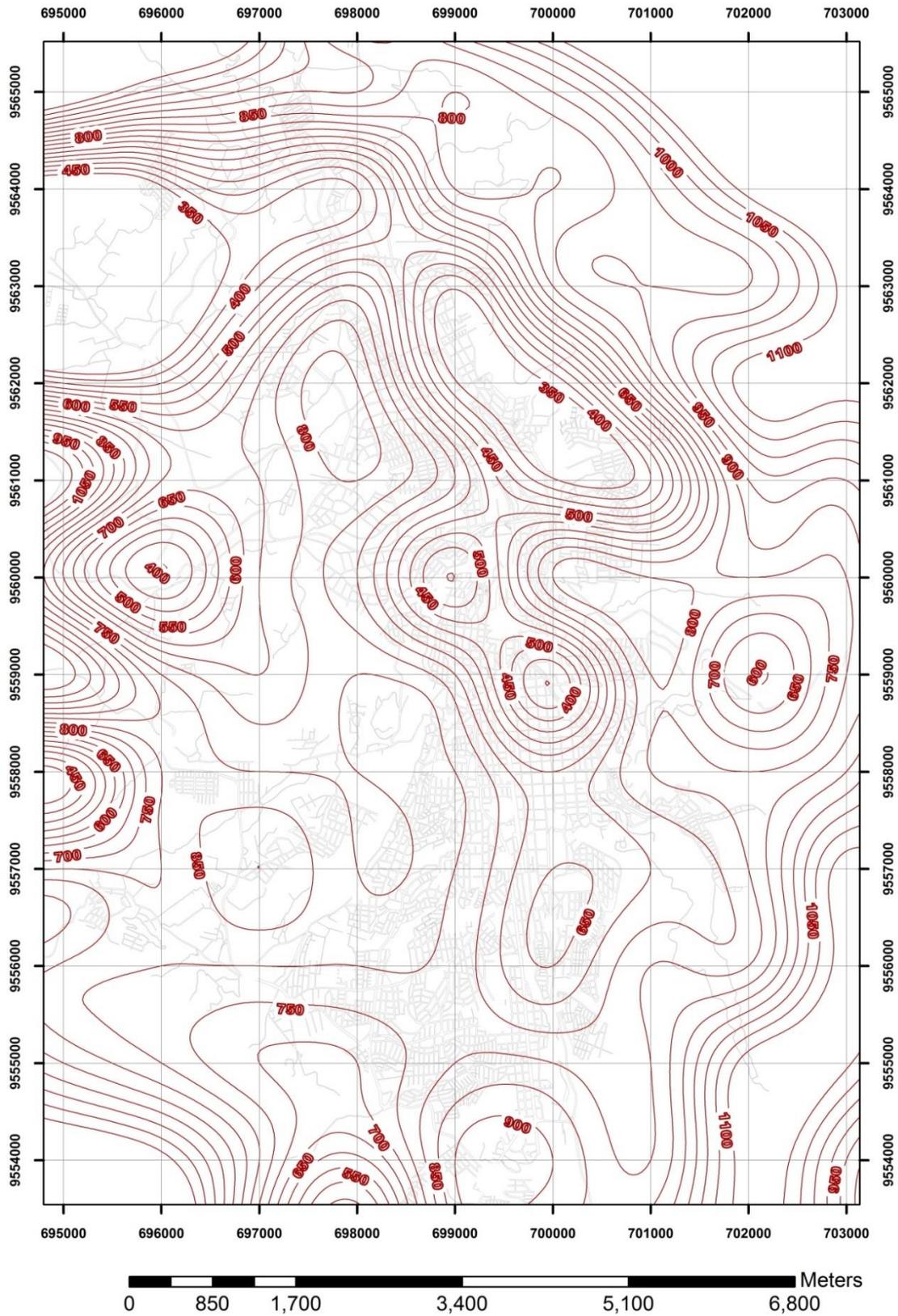


Fig. 27 Mapa de isolneas de variación de valores de V_{s30} en la ciudad de Loja.

Fuente: Auto,

Elaboración: Autor

Tabla 11. Variación de los valores de cortante, tipos de suelo y periodos fundamentales del terreno dentro de la hoya de Loja.

COORDENADA (GWS 84)		Periodo fundamental del terreno (Según Guartán, 2012)	Vs30	Tipo de suelo (Según Jumbo, 2012)	Zona geotécnica (Según Jumbo 2012)
x	y				
698000	9567000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
697000	9566000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
698000	9566000	PGA	750	unidad de arcillas	zona 5
699000	9566000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
698000	9565000	0.2	900	unidad de rocas metamórficas	zona 3
699000	9565000	0.25	800	unidad de conglomerado	zona 3
700000	9565000	PGA	900	unidad de rocas metamórficas	zona 2 a
701000	9565000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
697000	9564000	0.1	450	unidad de coluvios	zona 1
698000	9564000	0.25	400	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2b
699000	9564000	0.25	800	unidad de conglomerado	zona 3
700000	9564000	0.2	800	unidad de conglomerado	zona 3
701000	9564000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 1
702000	9564000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
697000	9563000	0.05	450	unidad de coluvios	zona 1
698000	9563000	0.2	650	unidad de terrazas aluviales	zona 4
699000	9563000	0.2	360	unidad de lutitas arcillosas	zona 2b
700000	9563000	0.2	800	unidad de conglomerado	zona 3
701000	9563000	PGA	900	unidad de rocas metamórficas	zona 1
702000	9563000	PGA	900	unidad de rocas metamórficas	zona 1
703000	9563000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
695000	9562000	PGA	450	unidad de coluvios	zona 1
696000	9562000	0.15	450	unidad de coluvios	zona 1
697000	9562000	0.3	700	unidad de lutitas calcáreas	zona 2c
698000	9562000	0.15	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2 c
699000	9562000	0.1	360	unidad de lutitas arcillosas	zona 2c
700000	9562000	PGA	360	unidad de lutitas arcillosas	zona 3
701000	9562000	PGA	800	unidad de conglomerado	zona 3
702000	9562000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
703000	9562000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
695000	9561000	PGA	1130	unidad de coluvios	zona 5
696000	9561000	0.2	700	unidad de arcillas	zona 2c
697000	9561000	0.2	700	unidad de arcillas	zona 2c
698000	9561000	0.35	800	unidad de conglomerado	zona 2c

1 de 4, continua

COORDENADA (GWS 84)		Periodo fundamental del terreno (Según Guartán, 2012)	Vs30	Tipo de suelo (Según Jumbo, 2012)	Zona geotécnica (Según Jumbo 2012)
x	y				
700000	9561000	0.2	360	unidad de lutitas arcillosas	zona 2c
701000	9561000	0.1	400	unidad de terrazas aluviales	zona 3
702000	9561000	PGA	900	unidad de conglomerado	zona 3
703000	9561000	PGA	900	unidad de roca metamórficas	zona 1
704000	9561000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
694000	9560000	PGA	1130	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 5
695000	9560000	PGA	700	unidad de lutitas calcáreas	zona 2c
696000	9560000	0.35	400	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2b
697000	9560000	0.3	700	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 3
698000	9560000	0.1	700	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
699000	9560000	0.2	400	unidad de lutitas arcillosas	zona 4
700000	9560000	0.1	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
701000	9560000	PGA	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
702000	9560000	PGA	800	unidad de conglomerado	zona 3
703000	9560000	PGA	800	unidad de conglomerado	zona 3
704000	9560000	PGA	1130	unidad de roca metamórficas	zona 5
705000	9560000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
694000	9559000	PGA	1130	unidad de rocas metamórficas	zona 5
695000	9559000	PGA	1130	unidad de roca metamórficas	zona 5
696000	9559000	0.25	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
697000	9559000	0.4	700	unidad de areniscas	zona 2c
698000	9559000	0.35	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
699000	9559000	0.2	700	unidad de areniscas	zona 3
700000	9559000	0.25	360	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2a
701000	9559000	0.2	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 3
702000	9559000	0.15	600	unidad de conglomerado	zona 2 a
703000	9559000	0.05	800	unidad de conglomerado	zona 3
704000	9559000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 1
695000	9558000	PGA	400	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2b

2 de 4, continua

COORDENADA (GWS 84)		Periodo fundamental del terreno (Según Guartán, 2012)	Vs30	Tipo de suelo (Según Jumbo, 2012)	Zona geotécnica (Según Jumbo 2012)
x	y				
696000	9558000	0.3	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
697000	9558000	0.4	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
698000	9558000	0.35	800	unidad de conglomerado	zona 2c
699000	9558000	0.2	800	unidad de conglomerado	zona 3
700000	9558000	0.2	650	unidad de terrazas aluviales	zona 4
701000	9558000	0.2	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
702000	9558000	0.15	800	unidad de conglomerado	zona 2b
703000	9558000	0.05	900	unidad de rocas metamórficas	zona 3
704000	9558000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
695000	9557000	PGA	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
696000	9557000	0.3	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
697000	9557000	0.35	900	unidad de conglomerado	zona 2c
698000	9557000	0.25	800	unidad de conglomerado	zona 3
699000	9557000	0.2	800	unidad de conglomerado	zona 3
700000	9557000	0.2	650	unidad de terrazas aluviales	zona 4
701000	9557000	0.15	700	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 4
702000	9557000	0.1	800	unidad de conglomerado	zona 3
703000	9557000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
704000	9557000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 1
696000	9556000	0.3	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
697000	9556000	0.3	800	unidad de conglomerado	zona 3
698000	9556000	0.2	800	unidad de conglomerado	zona 3
700000	9556000	0.2	650	unidad de terrazas aluviales	zona 4
701000	9556000	0.2	800	unidad de conglomerado	zona 3
702000	9556000	0.1	800	unidad de conglomerado	zona 3
703000	9556000	0.5	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
704000	9556000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 3
695000	9555000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 1
696000	9555000	0.3	800	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2c
697000	9555000	0.35	700	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 3
698000	9555000	0.3	700	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona3

3 de 4, continua

COORDENADA (GWS 84)		Periodo fundamental del terreno (Según Guartán, 2012)	Vs30	Tipo de suelo (Según Jumbo, 2012)	Zona geotécnica (Según Jumbo 2012)
x	y				
699000	9555000	0.25	800	unidad de conglomerado	zona 3
700000	9555000	0.1	800	unidad de conglomerado	zona 3
701000	9555000	0.5	800	unidad de conglomerado	zona 3
702000	9555000	0.1	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
696000	9554000	0.3	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
697000	9554000	0.35	800	unidad de conglomerado	zona 3
699000	9554000	0.25	900	unidad de roca metamórfica	zona 2 a
700000	9554000	0.1	900	unidad de roca metamórfica	zona 3
701000	9554000	0.05	800	unidad de conglomerado	zona 3
702000	9554000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
703000	9554000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 1
698000	9553000	PGA	400	unidad de areniscas - arcillas - conglomerado	zona 2a
699000	9553000	PGA	800	unidad de conglomerado	zona 3
700000	9553000	PGA	800	unidad de conglomerado	zona 4
701000	9553000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 1
702000	9553000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
703000	9553000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 1
697000	9552000	PGA	900	unidad de conglomerado	zona 1
698000	9552000	PGA	800	unidad de conglomerado	zona 3
699000	9552000	PGA	600	unidad de conglomerado	zona 2a
700000	9552000	PGA	650	unidad de terrazas aluviales	zona 3
701000	9552000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 3
702000	9552000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
699000	9551000	PGA	800	unidad de conglomerado	zona 3
700000	9551000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 4
701000	9551000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
698000	9550000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 1
699000	9550000	PGA	600	unidad de conglomerado	zona 1
700000	9550000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 4
701000	9550000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
698000	9549000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
699000	9549000	PGA	900	unidad de roca metamórfica	zona 2c
700000	9549000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5
699000	9548000	PGA	1130	unidad de roca metamórfica	zona 5

4 de 4

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

7.2.2. Resultados

Luego de obtener los valores de efecto de sitio resumidos en la tabla 11, se corrió el programa HAZARD_UTPL, para obtener los valores aceleración seudoespectral a nivel de su suelo para la ciudad de Loja. Una primera corrida consideró solamente el efecto de sitio correspondiente al valor de V_{s30} , manteniendo las frecuencias de vibración del terreno en los valores de pga con los que se obtuvieron el mapa de aceleración pico a nivel de roca. La figura 28 muestra los resultados de amplificación de los valores de aceleración seudoespectral por la variación de los valores del cortante promedio del suelo, con valores picos correspondientes a 0.35 g en los sectores con valores de V_{s30} más bajos (350-400 m/s)

Para la obtención del mapa de zonificación sísmica final de la ciudad de Loja, se sumó el efecto de sitio correspondiente al efecto de resonancia del terreno; para lo cual se consideró al terreno como un sistema de un grado de libertad con periodo igual al periodo de vibración natural. En la figura 29, se muestra las curvas de peligro sísmico obtenidas con cada una de las zonas fuentes para la coordenada central de la cuenca de Loja tomada como referencia (696000 E-955800 N); en esta figura se observa las zonas fuentes de mayor aporte para el cálculo probabilístico de peligro sísmico, que son la zona fuente CO1, CO7, EC2, PE1, PE3, PE5, PE6, PE8, PE14 y PE16; con mayor aporte a la amenaza sísmica de las fuentes provenientes de la zona norte del Perú, tal como en el caso de aceleración en Roca.

La figura 30 muestra el resultado de aceleración seudoespectral para el punto de referencia de la ciudad de Loja, con un resultado de 0.35 g, con un aumento de 0.12 g con respecto a la aceleración pico en roca. El mapa de microzonificación sísmica para la ciudad de Loja a nivel de suelo (fig. 31, y Anexo E), muestra una tendencia de valores de 0.39 g para el valle de la ciudad con valores picos de 0.45 g, los cuales corresponden a los valores más bajos V_{s30} y a la amplificación por la variación del valor del periodo fundamental del terreno, la cual se produjo con periodos entre 0.15 y 0.35 segundos; mientras que valores inferiores a 0.15 segundos y superiores a 0.35 segundos no se produjo mayor amplificación o resonancia.

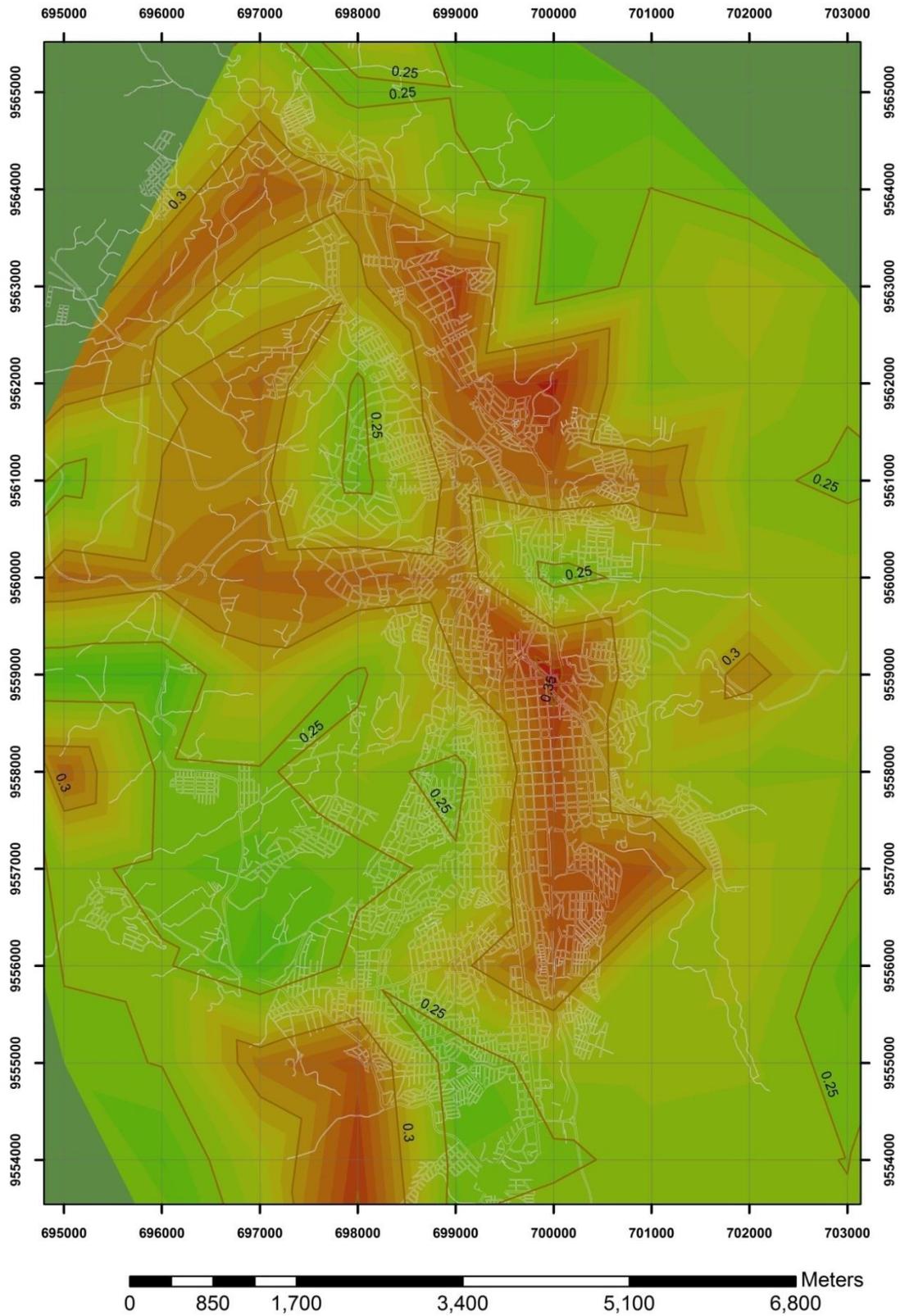


Fig. 28 Efectos de la variación del valor de V_{s30} para Loja.

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

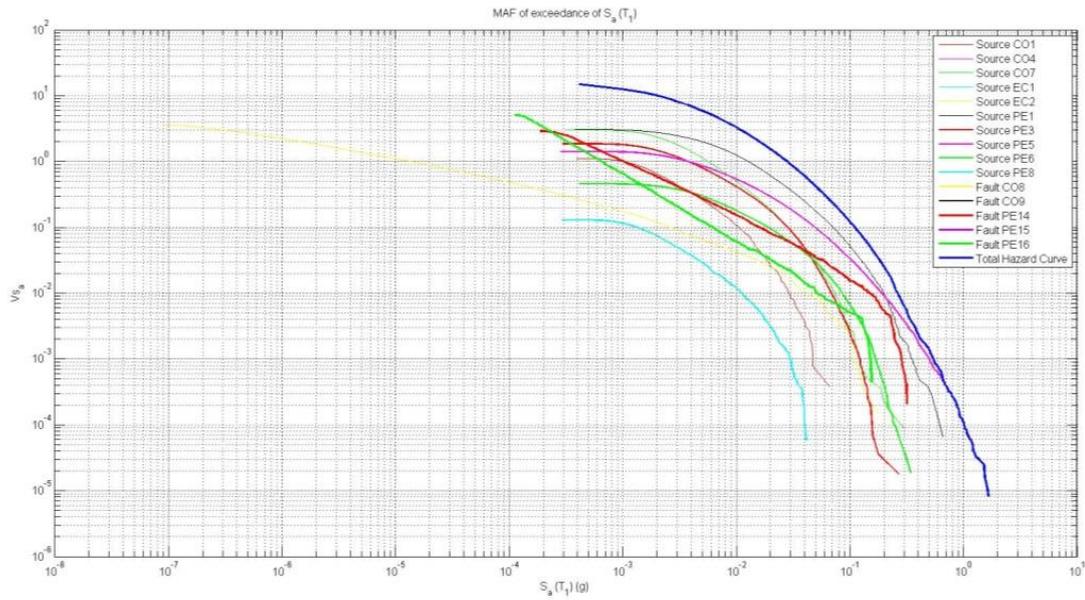


Fig. 29 Curvas de peligros sísmico para Loja de cada una de las zonas fuentes a nivel de Suelo y curva combinada (En el eje "X" se grafican los valores de la aceleración seudoespectral en g; y en el eje "Y" el inverso del periodo de retorno.

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

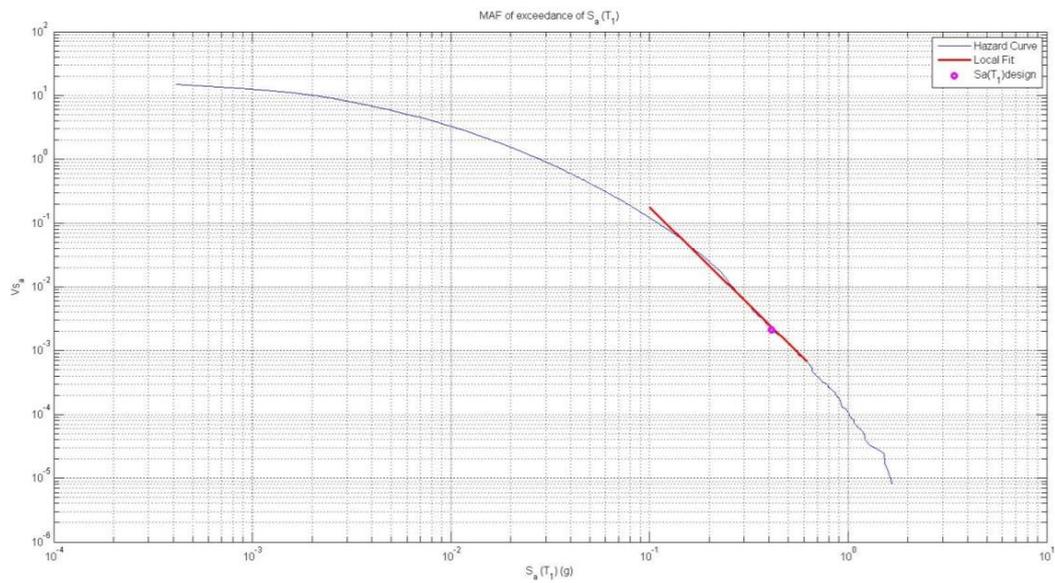


Fig. 30 Curvas de peligros sísmico combinada para Loja a nivel de R_{Suelo} (En el eje "X" se grafican los valores de la aceleración seudoespectral en g; y en el eje "Y" el inverso del periodo de retorno y marcado del valor de aceleración para un periodo de retorno de 475 años.

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

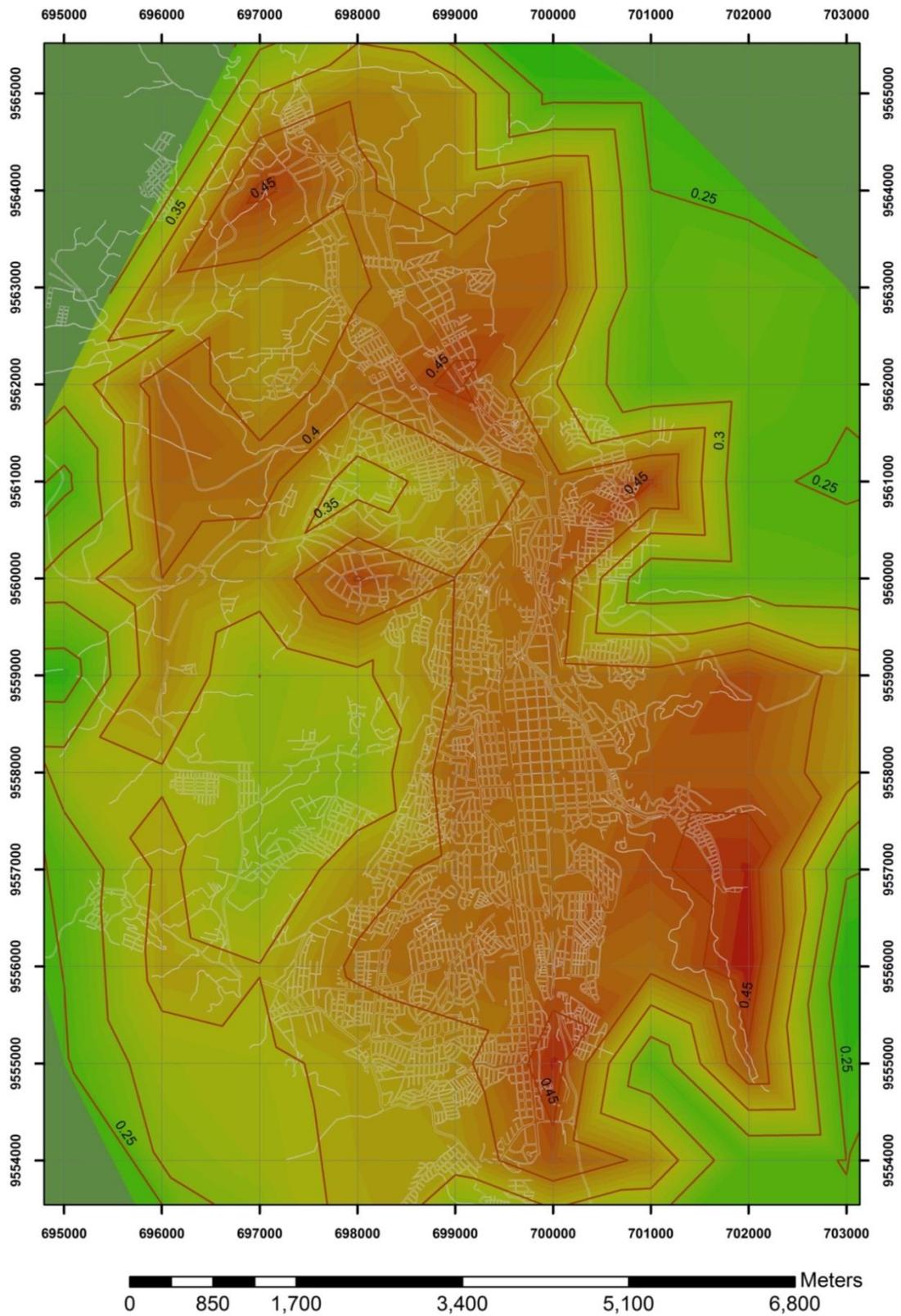


Fig. 31 Mapa de microzonificación sísmica para Loja a nivel de suelo (PGA).

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

CONCLUSIONES, RECOMENDACIONES Y BIBLIOGRAFÍA

CONCLUSIONES

Del estudio de la microzonificación sísmica para la ciudad de Loja se pueden establecer los siguientes resultados mostrados en la Tabla 12:

Tabla 12. Resultados del estudio de microzonificación sísmica de la ciudad de Loja.

Variable	Resultado	Valore predominante
Aceleración pico a nivel de roca (PRA)	0.22 – 0.27 g	0.245 g
Periodo fundamental del Terreno	0.15 – 0.45 segundos	0.25 s
Vs30	350 – 800 m/s	700 m/s
Aceleración pico a nivel de suelo (PGA)	0.30 – 0.45 g	0.39 g

Fuente: Autor

Elaboración: Autor

Con los resultados obtenidos se pueden establecer las siguientes conclusiones:

- El mayor aporte de sismicidad dentro del análisis de peligro sísmico probabilístico proviene de las fuentes sísmicas del Norte del Perú, seguidas de la zona de subducción de Ecuador.
- La aceleración pico a nivel de roca establecida para la ciudad de Loja por el nuevo código ecuatoriano de la NEC-11, es verificada como 0.25 g. Y el nivel de peligro va desde intermedio hasta alto, con predominio del nivel de peligro alto.
- El periodo fundamental predominante de los terrenos de la cuenca sedimentaria de Loja es 0.25 segundos, lo que indica la llegada de sismos con este periodo, son los más críticos en cuanto a resonancia del terreno. Al modelar al terreno como un sistema de un grado de libertad con el periodo fundamental del terreno, se está tomando en cuenta este efecto de amplificación del sismo en el terreno, con resultados que indican que la mayor resonancia se produce en el rango de 0.15 a 0.3 segundos.
- El valor medio de velocidad de las ondas de corte a través del suelo en los 30 primeros metros para la ciudad de Loja, tiene un valor predominante de 700 m/s, que corresponde a la mayoría de terrenos con presencia de conglomerados y aluviales

compactos. Estos valores pueden elevarse para sectores cercanos o sobre la roca de basamento o disminuir cuando exista potencia suficiente de depósitos de materiales reciente ya sean coluviales, aluviales o suelos finos no consolidados, con valores más bajos registrados en 350 m/s y que tienen más concordancia con el valor obtenido por Guatán (2012) en sus estudios de Zonificación Sísmica de la Cuenca de Loja.

- De los resultados del presente estudio se establece que para suelos tipo C o superiores el valor crítico de aceleración pico a nivel de suelo es 0.45 g, con área de peligro sísmico alto y muy-alto. Los efectos en suelos tipo D o inferiores deben ser estudiados, tomando como mínimo los resultados del mapa de peligro sísmica obtenido para Loja en el presente estudio.
- Del presente estudio además del mapa de periodos fundamentales interpolados con los datos de Guatán (2011), se han obtenidos mapas valiosos para el continuo estudio del Peligro Sísmico como lo son el mapa de valores de V_{s30} y el mapa de peligro sísmico a nivel de suelo considerando los efectos de sitio V_{s30} y Periodo fundamental del terreno.
- Por otra parte pese a la importancia de los resultados obtenidos en este estudio, hay que concluir que el estudio de peligro sísmico final de la cuenca de Loja debe considerar los efectos de amplificación de las ondas en todo la potencia de sedimentos presentes, así como presencia de nivel freático, suelos licuables, etc.

RECOMENDACIONES

El estudio de microzonificación sísmica de la hoya de Loja es un avance en el entendimiento del comportamiento sísmico de esta cuenca sedimentaria y es una guía para futuras investigaciones para las cuales se puede recomendar lo siguiente:

- Estudiar el comportamiento de amplificación de las ondas sísmicas al atravesar todo el espesor de los estratos sedimentarios.
- Futuras investigaciones pueden intentar desarrollar ecuaciones de predicción propias de la cuenca de Loja, por medio del análisis de fallas y de la sismicidad local.
- Un estudio de microzonificación sísmica completo puede incluir efectos como licuefacción, riegos vitales en taludes, inundaciones, etc.

BIBLIOGRAFÍA

Alfonso y Rosa CNICE, (2008), Biología y Geología. Cap. 4.: *La Tectónica de Placas*.

Atkinson and Boore, (2003), *Empirical Ground-Motion Relations for Subduction-Zones Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions*, Bulletin of the Seismological Society of America, Volume 93, N° 4, pages 1703-1729, August 2003.

Baize, Stéphane y otros (2011), *Firts Paleosiesmic Evidences in Ecuador: The Pallatanga Fault Record*, 2^{da} INQUA-IGCP-526 International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering, Corinth, Greece (2011)

Boore and Atkinson, (2008), *Ground-Motion Prediccion Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectra Periods between 0.1 s and 10.0 s*, Earthquake Spectra, Volume 24, N° 1, pages 99-138, February 2008.

Castro, A. (2003): Ciencias de la Tierra y el Espacio. *Tectónica de Placas en los Planetas Telúricos*, Foro C.T.E., 2, <http://www.cte.edu.uy/docs/ftectonica.pdf>

Catálogo de Terremotos del Ecuador.- Intensidades- Instituto Geofísico, E.P.N; José Egred

Correa Cristian (2003), “*Sismicidad Histórica del Ecuador*” *Calculo de Aceleraciones Máximas, Energía Sísmica y Estimación de Peligro Sísmico*, Escuela Politécnica Nacional, Quito – Ecuador.

Chiou et al., 2008, *Proyect Pacific Earthquake Engineering Research Canter (PEER NGA)*, <http://peer.berkeley.edu/nga/>

Dimaté Cristina et al (1999), *PILOTO Project*, Annali di Geofisica, Vol 42, N. 6, December 1999.

Egred A. (2009), Extracto del libro Los terremotos en el Ecuador, Escuela Politécnica Nacional, Instituto Geofísico, Quito.

FEMA (2003), *NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures*, (FEMA 450), Building Seismic Safety Council National Institute of Building Sciences, Washington, D.C. 2004.

Guartán, (2011), *Zonificación sísmica de la cuenca de Loja (Ecuador), a partir de datos litológicos y medidas de ruido ambiental*, 4CNIS, Granada 2011.

INFORME DE LOS ESTUDIOS DE SITIO (2011): *Análisis Probabilístico de la Amenaza Sísmica*, sector Aromo, Complejo Refinador y Petroquímico del Pacífico Ecuatoriano.

Jorge A. y Jorge C. (1993), Peligro Sísmico en el Perú, Ponencia presentada en el VII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, Lima, 6-10 Diciembre 1993.

Jumbo (2012), *Mapa de zonificación geotécnica de la hoya de Loja*, Trabajo de fin de titulación, Universidad Técnica Particular de Loja, Loja-Ecuador, Octubre 2012.

Kramer S. (1996), *Geotechnical Earthquake Engineering*, Editora Prentice-Hall, United States of America.

Nuevo Código Ecuatoriano de la construcción (2011), Cap 2, Peligro Sísmico, Ecuador.

Programa de evaluación de Riesgo Sísmico Global (GSHAP, 1998) y (CERESEIS, 1996),
<http://www.seismo.ethz.ch/static/gshap/>

Segovia M. (2012), *Informe Sísmico para el Ecuador Año 2011*, Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional, Quito – Ecuador.

STUDIO CALVI s.r.l., Engineering consulting and EQCO s.r.l. Earthquake Consultants,
Guayaquil – Bridge Main Bridge Project Ecuador, SCB_D033_SHA_R1, Seismic Hazard Assessment, 2009

Watson and Boore, (2007), *Beyond Sa_{GMRotI} : Conversion to Sa_{Arb} , Sa_{SN} , and Sa_{MaxRot}* , Bulletin of the Seismological Society of America, Volume 97, N° 5, pages 1511-1524, October 2007.

Wegener, A. (1912): Die Entstehung der Kontinente. Petermanns Geographische Mitteilungen, 58: 185-195, 253-256, 305-309