



**ESPE**  
UNIVERSIDAD DE LAS FUERZAS ARMADAS  
INNOVACIÓN PARA LA EXCELENCIA

**DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y LA  
CONSTRUCCIÓN**

**CARRERA DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA Y DEL MEDIO  
AMBIENTE**

**TRABAJO DE TITULACIÓN, PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL  
TÍTULO DE INGENIERO GEÓGRAFO Y DEL MEDIO AMBIENTE**

**TEMA: ESTIMACIÓN Y MODELACIÓN ESPACIAL DE LA  
PELIGROSIDAD SÍSMICA ASOCIADA A GRANDES  
TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN INTERFASE MEDIANTE  
MODELOS CON DEPENDENCIA TEMPORAL EN LA COSTA  
OESTE DE SUDAMÉRICA**

**AUTOR: VINUEZA BUSTAMANTE GABRIEL GONZALO**

**DIRECTORA: DRA. RIVAS MEDINA ALICIA**

**SANGOLQUÍ**

**2016**



# ESPE

UNIVERSIDAD DE LAS FUERZAS ARMADAS  
INNOVACIÓN PARA LA EXCELENCIA

**DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y LA CONSTRUCCIÓN  
CARRERA DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA Y DEL MEDIO AMBIENTE**

**CERTIFICACIÓN**

Certifico que el trabajo de titulación, ***“ESTIMACIÓN Y MODELACIÓN ESPACIAL DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA ASOCIADA A GRANDES TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN INTERFASE MEDIANTE MODELOS CON DEPENDENCIA TEMPORAL EN LA COSTA OESTE DE SUDAMÉRICA”*** realizado por el señor **GABRIEL GONZALO VINUEZA BUSTAMANTE**, ha sido revisado en su totalidad y analizado por el software anti-plagio, el mismo cumple con los requisitos teóricos, científicos, técnicos, metodológicos y legales establecidos por la Universidad de Fuerzas Armadas ESPE, por lo tanto me permito acreditarlo y autorizar al señor **GABRIEL GONZALO VINUEZA BUSTAMANTE** para que lo sustente públicamente.

**Sangolquí, 22 de febrero del 2016**

**DRA. ALICIA RIVAS MEDINA  
DIRECTOR**



# ESPE

UNIVERSIDAD DE LAS FUERZAS ARMADAS  
INNOVACIÓN PARA LA EXCELENCIA

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y LA CONSTRUCCIÓN  
CARRERA DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA Y DEL MEDIO AMBIENTE

## AUTORIA DE RESPONSABILIDAD

Yo, **GABRIEL GONZALO VINUEZA BUSTAMANTE**, con cédula de identidad N° 1725595233, declaro que este trabajo de titulación "**ESTIMACIÓN Y MODELACIÓN ESPACIAL DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA ASOCIADA A GRANDES TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN INTERFASE MEDIANTE MODELOS CON DEPENDENCIA TEMPORAL EN LA COSTA OESTE DE SUDAMÉRICA**" ha sido desarrollado considerando los métodos de investigación existentes, así como también se ha respetado los derechos intelectuales de terceros considerándose en las citas bibliográficas.

Consecuentemente declaro que este trabajo es de mi autoría, en virtud de ello me declaro responsable del contenido, veracidad y alcance de la investigación mencionada.

Sangolquí, 22 de febrero del 2016

GABRIEL GONZALO VINUEZA BUSTAMANTE

1725595233



# ESPE

UNIVERSIDAD DE LAS FUERZAS ARMADAS  
INNOVACIÓN PARA LA EXCELENCIA

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y LA CONSTRUCCIÓN  
CARRERA DE INGENIERÍA GEOGRÁFICA Y DEL MEDIO AMBIENTE

## AUTORIZACIÓN

Yo, **GABRIEL GONZALO VINUEZA BUSTAMANTE**, autorizo a la Universidad de las Fuerzas Armadas ESPE publicar en la biblioteca Virtual de la institución el presente trabajo de titulación "**ESTIMACIÓN Y MODELACIÓN ESPACIAL DE LA PELIGROSIDAD SÍSMICA ASOCIADA A GRANDES TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN INTERFASE MEDIANTE MODELOS CON DEPENDENCIA TEMPORAL EN LA COSTA OESTE DE SUDAMÉRICA**" cuyo contenido, ideas y criterios son de mi autoría y responsabilidad.

Sangolquí, 22 de febrero del 2016

GABRIEL GONZALO VINUEZA BUSTAMANTE

1725595233

## **DEDICATORIA**

El presente trabajo y el esfuerzo que este representa va dedicado a Dios por bendecirme y haberme permitido llegar hasta esta instancia, con fortaleza y dedicación.

A mi madre que con su apoyo, dedicación, entrega y esfuerzo ha sabido guiarme a lo largo de mi vida y en cada etapa estar presente conmigo, logrando así juntos culminar este objetivo.

## **AGRADECIMIENTO**

A mi madre, Rosita que ha sido el pilar fundamental para cumplir esta meta, que con su amor de madre ha forjado en mí buenos principios. Gracias por su apoyo y guía constante.

A mi tía Limbania, por la entrega hacia mí como un hijo más, y a mi tío Jaime que aunque ya no esté con nosotros, sé que está muy feliz por todo lo logrado.

A mis primos, Rafael, Alicia y Jaime que han sido como mis hermanos, presentes conmigo en cada momento.

A la profesora Alicia Rivas, directora de esta tesis, por su apoyo incondicional, ayuda y guía para el desarrollo de este tema, e impartir en mi nuevos conocimientos.

## ÍNDICE DE CONTENIDO

CERTIFICADO .....	ii
AUTORIA DE RESPONSABILIDAD .....	iii
AUTORIZACIÓN.....	iv
DEDICATORIA .....	v
AGRADECIMIENTO .....	vi
ÍNDICE DE CONTENIDO .....	vii
ÍNDICE DE TABLAS.....	ix
ÍNDICE DE FIGURAS.....	x
LISTA DE ANEXOS.....	xiii
RESUMEN.....	xiv
ABSTRACT.....	xv
<b>1 CAPÍTULO .....</b>	<b>1</b>
1.1 Definición del problema .....	1
1.2 Justificación .....	2
1.3 Antecedentes.....	3
1.4 Descripción del área de estudio.....	4
1.5 Objetivos.....	5
1.6 Objetivo general.....	5
1.6.1 <i>Objetivos Específicos</i> .....	6
<b>2 CAPÍTULO II.....</b>	<b>7</b>
2.1 Fenómeno .....	7
2.2 Terminología.....	13
2.3 Planteamiento metodológico.....	14
2.4 La estimación de la peligrosidad sísmica. Planteamiento probabilista y determinista .....	15
2.4.1 <i>Planteamiento determinista</i> .....	16

2.4.2	<i>Planteamiento probabilista</i> .....	16
2.5	Caracterización de las variables intervinientes en la peligrosidad .....	17
2.5.1	<i>Fuente sísmica</i> .....	18
2.5.2	<i>Trayectoria de la onda</i> .....	21
2.5.3	<i>Efecto de sitio</i> .....	23
2.6	Concepción probabilista de la peligrosidad.....	24
3	CAPÍTULO III .....	27
3.1	Recurrencia sísmica del área de estudio .....	28
3.1.1	<i>Catálogo Sísmico de Proyecto</i> .....	29
3.1.2	<i>Selección de terremotos asociados a la subducción de interfase</i> .....	38
3.2	Modelado de las fuentes sísmicas .....	42
3.2.1	<i>Geometría de las Zonas sismogénicas</i> .....	43
3.2.2	<i>Potencial sísmico de las Zonas Sismogénicas</i> .....	46
3.2.3	<i>Análisis de completitud</i> .....	47
3.2.4	<i>Análisis de la recurrencia temporal de los terremotos</i> .....	51
3.3	Ecuaciones de predicción del movimiento fuerte .....	58
3.4	Estimación de la peligrosidad sísmica .....	63
4	CAPÍTULO IV .....	67
4.1	Obtención y análisis de mapas de peligrosidad sísmica para diferentes periodos de retorno.....	67
4.2	Obtención y análisis de espectros de peligrosidad uniforme en varias ciudades de interés.....	73
5	CAÍTULO V .....	80
6	BIBLIOGRAFÍA .....	83
7	ANEXOS .....	91



## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación geotécnica del suelo según NEC15 .....	24
Tabla 2. Años de referencia que establecen los periodos de completitud .....	51
Tabla 3. Recurrencia temporal por cada zona sísmica y por cada rango de magnitud .....	52
Tabla 4. Variables vs. Ponderaciones.....	62
Tabla 5. Análisis y ponderación de cada modelo según las variables establecidas .....	63
Tabla 6. Valores nuevos de ponderación, considerados de acuerdo a las aceleraciones calculadas .....	68

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Actividad sísmica a nivel mundial. Fuente: USGS .....	1
Figura 2. Placa de Nazca y Sudamérica.....	4
Figura 3. Sismos de mayor magnitud registrados en todo el mundo. ....	5
Figura 4. El mosaico de las placas que constituyen la superficie externa de la Tierra.....	8
Figura 5. Localización de terremotos.....	9
Figura 6. Esquema del comportamiento de las ondas longitudinales P .....	10
Figura 7. Esquema del comportamiento de las ondas transversales S .....	11
Figura 8. Esquema del comportamiento de las ondas R .....	11
Figura 9. Esquema del comportamiento de las ondas L .....	12
Figura 10. Ciclo sísmico de acumulación y liberación de esfuerzos en falla.....	12
Figura 11. Factores que intervienen en el movimiento .....	15
Figura 12. Mecanismos de una falla .....	19
Figura 13. Atenuación de la aceleración en función de la distancia y la magnitud. ....	21
Figura 14. Técnicas de estimación de la actividad sísmica .....	24
Figura 15: Regiones tectónicas asociadas a la zona de subducción. Rojo: Interfase, Azul: Intraplaca y Amarillo: Cortical.....	28
Figura 16. Esquema del Catálogo de Proyecto .....	29
Figura 17. Registros agencias oficiales y agencias de los países de interés....	31
Figura 18. Registros de agencias e iniciativas internacionales .....	32
Figura 19. Distribución temporal de los registros sísmicos en periodos de 50 años .....	33
Figura 20. Distribución temporal de los registros sísmicos desde 1900 por décadas .....	34
Figura 21. Análisis por tipo de magnitud y ocurrencia anual.....	35
Figura 22. Correlación Hanks and Kanamori (1979), Mo vs. Ms.....	36
Figura 23. Correlación GOR (2009), Ms vs. Mw .....	37
Figura 24. Correlación Tavera (2001), Mb vs. Mw .....	37
Figura 25. Homogeneización del Catálogo de Proyecto a magnitud momento	38

Figura 26. Modelo Digital de Subducción (MDS) y perfiles de subducción.....	40
Figura 27. Sismos relacionados a Subducción de Interfase .....	42
Figura 28. Perfiles de Subducción homogéneos.....	43
Figura 29. Definición de la geometría de las fuentes sísmicas .....	44
Figura 30. Terremotos de subducción interfase y momento sísmico liberado dichos terremotos.....	45
Figura 31. Delimitación de las fuentes Sísmicas.....	45
Figura 32. Geometría simplificada zonas sismogénicas identificadas. ....	46
Figura 33. Análisis de Completitud - Sismos Interfase.....	48
Figura 34. Cantidad de sismos de subducción de interfase.....	48
Figura 35. Distribución de los terremotos por magnitud y año de ocurrencia función de la zona sismogénica. ....	49
Figura 36. Distribución de los terremotos por magnitud y año de ocurrencia función del origen del registro .....	50
Figura 37. Distribución de los terremotos por magnitud y año de ocurrencia función del catálogo al que pertenecen.....	50
Figura 38. Periodo de recurrencia y el tiempo desde el último evento para cada rango de magnitud .....	53
Figura 39. Función Log - Normal. Superior: Función de densidad. Inferior Izquierda: Función de distribución. Inferior Derecha: Tasa de peligrosidad.....	55
Figura 40. Probabilidad de ocurrencia de eventos sísmicos.....	56
Figura 41. Probabilidades de n eventos en 50 y 100 años .....	57
Figura 42. Curvas de atenuación obtenidas por cada modelo en estudio y cada rango de magnitud .....	59
Figura 43. Curvas espectrales obtenidas por cada modelo en estudio y cada rango de magnitud .....	60
Figura 44. Esquema de cálculo de la peligrosidad, mediante la utilización del software CRISIS2012 y ArcGIS .....	64
Figura 45. Malla de cálculo de la zona de estudio y ciudades de interés en el programa CRISIS2012.....	65
Figura 46. Representación de las fuentes sísmicas en CRISIS2014.....	66
Figura 47. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad sísmica en la zona de subducción de interfase en Sudamérica - Colombia, en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia. ....	69
Figura 48. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad sísmica en la zona de subducción de interfase en Sudamérica - Ecuador,	

en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia. ....	70
Figura 49. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad sísmica en la zona de subducción de interfase en Sudamérica - Perú, en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia. ....	71
Figura 50. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad sísmica en la zona de subducción de interfase en Sudamérica - Chile, en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia. ....	72
Figura 51. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para Colombia en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia. ....	74
Figura 52. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para Ecuador en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia. ....	75
Figura 53. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para Perú en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia. ....	76
Figura 54. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para Chile en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia. ....	77
Figura 55. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para las capitales de los países de la zona de estudio en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia. ....	78

## LISTA DE ANEXOS

Anexo1. Localización y ocurrencia de grandes sismos ocurridos en la costa oeste de Sudamérica. ....	91
Anexo 2. Peligrosidad sísmica en la costa oeste de Sudamérica calculada para un periodo de retorno de 50 años y 10 % de probabilidad de excedencia, para diferentes modelos de predicción de movimiento fuerte (GMPEs). ....	92
Anexo 3. Peligrosidad sísmica en la costa oeste de Sudamérica calculada para un periodo de retorno de 100 años y 10 % de probabilidad de excedencia, para diferentes modelos de predicción de movimiento fuerte (GMPEs). ....	93
Anexo 4. Peligrosidad sísmica con dependencia temporal y representación de espectros de peligrosidad uniforme (UHS) en algunas ciudades de interés en la costa oeste de Sudamérica para un periodo de retorno de 50 años y 10 % de probabilidad de excedencia. ....	94
Anexo 5. Peligrosidad sísmica con dependencia temporal y representación de espectros de peligrosidad uniforme (UHS) en algunas ciudades de interés en la costa oeste de Sudamérica para un periodo de retorno de 100 años y 10 % de probabilidad de excedencia. ....	95

## RESUMEN

En esta tesis se llevó a cabo un estudio de peligrosidad sísmica asociada a los terremotos de subducción interfase de magnitud igual o superior a 7.0. Para ello, se generó un catálogo sísmico de proyecto con sismos registrados desde 1406 hasta 2015 por diferentes agencias oficiales nacionales e internacionales asociados a dicho régimen tectónico. La fuente sísmica fue modelada a partir de 5 zonas sismogénicas cuya geometría incorpora la estructura del modelo de subducción de Hayes et al. 2012, el modelo de velocidades de la corteza de SIRGAS y la distribución de energía liberada en los terremotos catalogados. Para definir el potencial sísmico de cada fuente se empleó un modelo de dependencia temporal, ajustando una función log-normal a los tiempos de recurrencia estimados en el catálogo sísmico y sus incertidumbres. La atenuación de la onda sísmica se incorporó al cálculo a partir de modelos empíricos integrados en un árbol lógico, asignando pesos a dichos modelos en función de la confiabilidad, robustez y validez según las especificaciones de cálculo. Finalmente, se desarrolló el cálculo de la peligrosidad sísmica en términos de aceleración máxima esperada ( $\text{cm/s}^2$ ) en un emplazamiento de suelo genérico tipo roca usando el software CRISIS2012, generando mapas de aceleración PGA y espectros de peligrosidad uniforme para varias ciudades de interés.

### **PALABRAS CLAVE:**

- PELIGROSIDAD SÍSMICA
- TERREMOTOS
- DEPENDENCIA TEMPORAL
- EPISTEMOLOGÍA
- PERIODO DE RETORNO

## ABSTRACT

This thesis conducted a study of seismic hazard associated with subduction earthquakes interface of magnitude less than 7.0. For this, a seismic project catalog of earthquakes recorded from 1406 to 2015 by different national and international government agencies associated with this tectonic regime was generated. The seismic source was modeled from 5 seismogenic zones whose geometry model incorporates the structure of subduction Hayes et al. 2012, the model speeds SIRGAS bark and distribution of energy released in earthquakes cataloged. To define the seismic potential of each source model time dependence was used, fitting a log-normal times estimated recurrence in the seismic catalog and uncertainties function. The attenuation of seismic wave was incorporated into the calculation from empirical models integrated in a logical tree, assigning weights to these models in terms of reliability, robustness and validity according to the calculation specifications. Finally, the calculation of seismic hazard developed in terms of maximum acceleration expected ( $\text{cm/s}^2$ ) at a construction generic ground rock type using CRISIS2012 software, generating maps of acceleration PGA and spectra dangerous even for several cities of interest.

### KEYWORDS:

- SEISMIC HAZARD
- EARTHQUAKES
- TIME DEPENDENCE
- EPISTEMOLOGY
- RETURN PERIOD

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 Definición del problema

El terremoto es un fenómeno natural que no se puede evitar, que por lo general no avisa. Estos episodios se desarrollan a lo largo del planeta, de forma heterogénea, generando diferentes grados de pérdidas humanas y económicas en la sociedad.

De acuerdo a su localización geográfica, se puede identificar claramente amplias regiones del planeta donde esta actividad tiene una mayor presencia, como en el cinturón de fuego del pacífico (Figura 1), donde se generan los mayores terremotos que se han registrado en el planeta, como el terremoto de Japón de 2011 de magnitud 9.0, el terremoto de Chile de 2010 de magnitud 8.8 o el ocurrido en el mismo país en 1960 de magnitud 9.6.

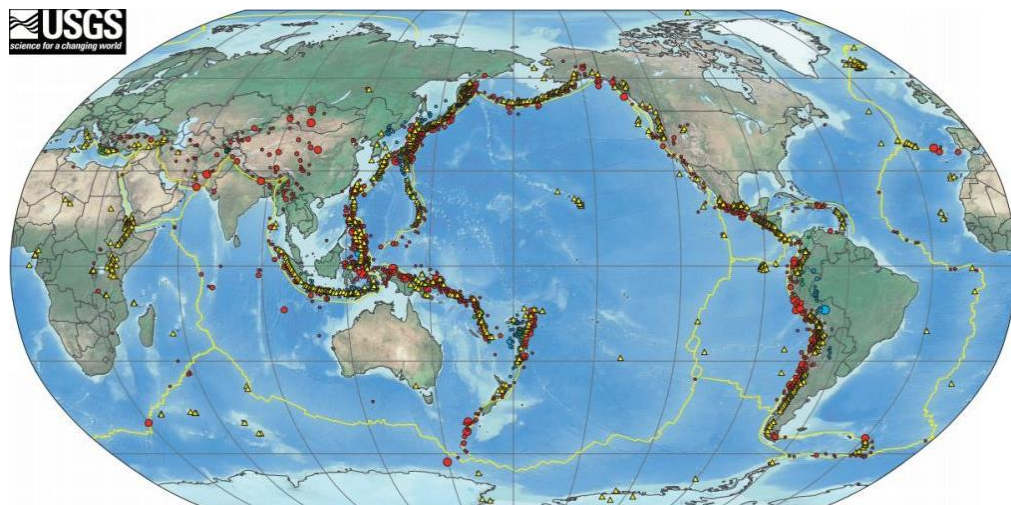


Figura 1. Actividad sísmica a nivel mundial. Fuente: USGS



Los grandes terremotos antes citados liberan gran cantidad de energía en el proceso de ruptura posterior a la acumulación de esfuerzos. Esta energía, se propaga a través de la corteza por medio de ondas sísmicas hasta llegar a la superficie terrestre, provocando un movimiento en el suelo de gran intensidad.

La Costa Oeste de Sudamérica (COS) es una región de alta peligrosidad sísmica debido principalmente al régimen de subducción asociado y a los sistemas de fallas de cortical distribuidos a lo largo de todo la franja de estudio (costas de Colombia, Ecuador, Perú y Chile), siendo más intensos los terremotos asociados a la región más superficial de la zona de subducción. Esta alta peligrosidad se ha visto manifestada a lo largo de la historia con sismos de alta magnitud que han afectado a la población en diversas ocasiones.

Por lo tanto, el problema concreto que se quiere abordar en este estudio es la amenaza o peligrosidad sísmica asociada a los grandes sismos de subducción que afectan a los países de Colombia, Ecuador, Perú y Chile usando modelos de fuentes sísmicas con recurrencia temporal.

## **1.2 Justificación**

La alta peligrosidad sísmica del área de estudio (COS), de no ser estudiada y analizada, desemboca inevitablemente en un gran riesgo sísmico para la población, tanto en términos de pérdidas humanas como económicas.

Para realizar predicciones sísmicas con baja incertidumbre y tomar las medidas apropiadas para mitigar el riesgo asociado a estos grandes sismos, una de las principales tareas de la comunidad académica y científica es mejorar el conocimiento sobre las variables que intervienen en el caso. Empleando para ello los conocimientos asociados a las ciencias básicas y las nuevas tecnologías de información geográfica y tratamiento de datos.

### 1.3 Antecedentes

Si se analizan los trabajos desarrollados en esta temática, puede observarse que, específicamente en la costa chilena, son muchos los estudios que se han realizado identificando las fuentes sísmicas más importantes y los tiempos de recurrencia de las mismas, generando información procesada y modelos de gran interés para la comunidad científica (Maksymowicz. 2015; Madarriaga. 1998; Comte and Pardo. 1991; Gómez and Leschiutta. 2004; Leyton et al. 2010). Si nos centramos en el resto de la costa sudamericana, vemos que el número de estudios que se han realizado no son tan numerosos y completos, no obstante, cabe mencionar los análisis de tectónica regional que se presentan en Kanamori and McNally 1982; Beck et al. 1989; Sennson and Beck 1999; Collot et al. 2004; Sage et al. 2006; Gailler et al. 2007; Calahorrano et al. 2008, así como algunos estudios de sismicidad presentados en Sennson and Beck. 1996; Collot et al. 2002; Alvarado. 2012 entre otros.

Conocer la geometría, recurrencia y potencial sísmico de las fuentes sísmicas generadoras de grandes eventos es un objetivo importante dentro de la comunidad científica. En este sentido, la inclusión de **técnicas geoespaciales** en la observación y análisis de las fuentes sísmicas se ha convertido en una herramienta clave de trabajo, donde los Ingenieros Geógrafos o Geomáticos tienen un papel cada vez más importante en la interdisciplinariedad del caso (Clarke et al. 1997; Smith et al. 2009; Fielding et al. 2013).

Específicamente, el uso de los **Sistemas de Información Geográfica (SIG)** en el análisis de la distribución espacio-temporal de los sismos para definir y caracterizar las fuentes sismogénicas es una práctica habitual y mediante la cual se obtienen muy buenos resultados, como puede verse en trabajos como Emmi and Horton 1995; Lin and Tung 2004; Mohanty et al. 2007; Huang and Li 2008; Xu et al. 2012.

## 1.4 Descripción del área de estudio

La zona de estudio forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico, también llamado circumpacífico, que corresponde a un gran sistema tectónico compresivo de aproximadamente unos 40.000 km de longitud y tiene asociado una considerable actividad volcánica y sísmica. El 80% de los volcanes activos y el 85 % de la energía liberada por medio de sismos, a nivel mundial, se encuentra en este cinturón (Hubp. 2002; Lanza et al. 2003).

Concretamente, el régimen tectónico de la COS lo conforma el límite comprendido entre la Placa de Nazca y la Placa de Sudamérica que, al converger, crea una amplia zona de subducción desde el norte de Colombia hasta el sur de Chile. Teniendo este límite una alta actividad sísmica y volcánica.

La placa Oceánica de Nazca, al tener una mayor densidad, penetra bajo la placa Continental de Sudamérica a una velocidad media de 6.5 cm/año, esta velocidad de subducción no se comporta de la misma forma a lo largo de la COS (ver Figura 2). (Chunga et al. 2009).

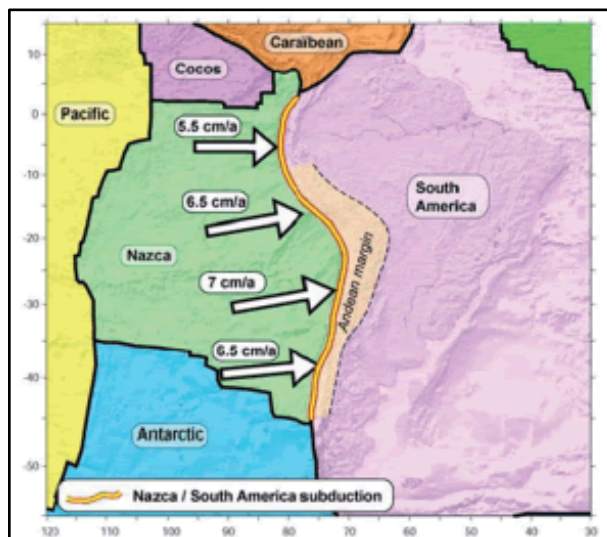


Figura 2. Placa de Nazca y Sudamérica

Fuente: (Barrientos. 2010)

Desde el punto de vista sísmico, en este cinturón se han generado los sismos de mayor magnitud registrados a nivel mundial. En la Figura 3 se muestra el listado de los 10 sismos de mayor magnitud registrados en todo el mundo en época instrumental. Como puede verse, todos ellos están asociados al cinturón circumpacífico.



Figura 3. Sismos de mayor magnitud registrados en todo el mundo  
Fuente: (Rivas. 2014)

Concretamente, en la COS, en 1960 ocurrió el mayor sismo registrado en época instrumental, con una magnitud de 9.5 en la costa chilena, también en esta región se registró en 1906 y 2010 dos sismos de magnitud 8.8, siendo el primero localizado en la costa ecuatoriana. Cabe mencionar el reciente terremoto ocurrido en septiembre de 2015 de magnitud 8.3 en la costa norte de Chile.

## 1.5 Objetivos

### 1.6 Objetivo general

Estimar y modelar espacialmente la peligrosidad sísmica asociada a grandes terremotos de subducción interfase mediante modelos con dependencia temporal en la COS.

### **1.6.1 *Objetivos Específicos***

- Generar una Geodatabase con información histórica e instrumental de los sismos ocurridos en la zona de subducción entre la plaza de Nazca y Sudamericana.
- Analizar la localización y recurrencia de grandes sismos ocurridos en la COS mediante un SIG y generar modelo de ruptura espacio-temporal.
- Modelizar geoméricamente, mediante un SIG, los planos de ruptura de los sismos registrados en la Geodatabase, para su representación espacial.
- Diseñar y definir, mediante el uso de un SIG, las fuentes sísmicas asociadas a grandes sismos con dependencia temporal.
- Analizar y diseñar las funciones de distribución temporal asociadas a la actividad sísmica.
- Analizar las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMPEs) aplicables al régimen tectónico de la zona y seleccionar las más convenientes para este estudio.
- Estimar la peligrosidad asociada a dichas fuentes sísmicas mediante el software CRISIS.
- Obtener mapas y espectros de peligrosidad uniforme UHS para periodos de retorno de 475 y 975 años para toda la COS.

## CAPÍTULO II

### MARCO TEÓRICO

#### 2.1 Fenómeno

Un terremoto o sismo se puede definir como la liberación súbita de energía acumulada a partir de la ruptura y desplazamiento de materiales o masas de rocas, y la constante transmisión de esta energía liberada hasta la superficie donde se producen efectos físicos sobre el suelo (movimiento) y, por tanto, sobre las estructuras constituidas en este suelo.

El fenómeno sísmico viene fusionado por tres incógnitas que son fundamentales para definir y comprender el riesgo sísmico asociado a este fenómeno siendo estos el dónde, cómo y cuándo.

**Dónde;** ocurre el fenómeno sísmico, la tectónica de placas define y explica el movimiento de la capa externa de la tierra relacionadas a diferentes teorías, basadas en observaciones. Las implicaciones de estos movimientos llevan a considerar la mayoría de los procesos geológicos.

El modelo de la tectónica de placas, describe a la litosfera como una capa fuerte y rígida que se encuentra rota en fragmentos (ver Figura 4), las placas de la litosfera son más delgadas en los océanos y más gruesas en la región continental con un grosor oscilante entre los 100 y 150 kilómetros. Según el modelo dinámico de la tierra la litosfera se encuentra sobre otra capa denominada astenosfera, dónde la temperatura y presión son superiores de tal forma que las rocas que allí se encuentran están muy próximas a su temperatura de fusión, lo que genera una zona muy blanda que permite la

separación de la litosfera. Logrado así que la roca poco resistente dentro de la astenosfera permita el movimiento de la capa externa rígida la de tierra.

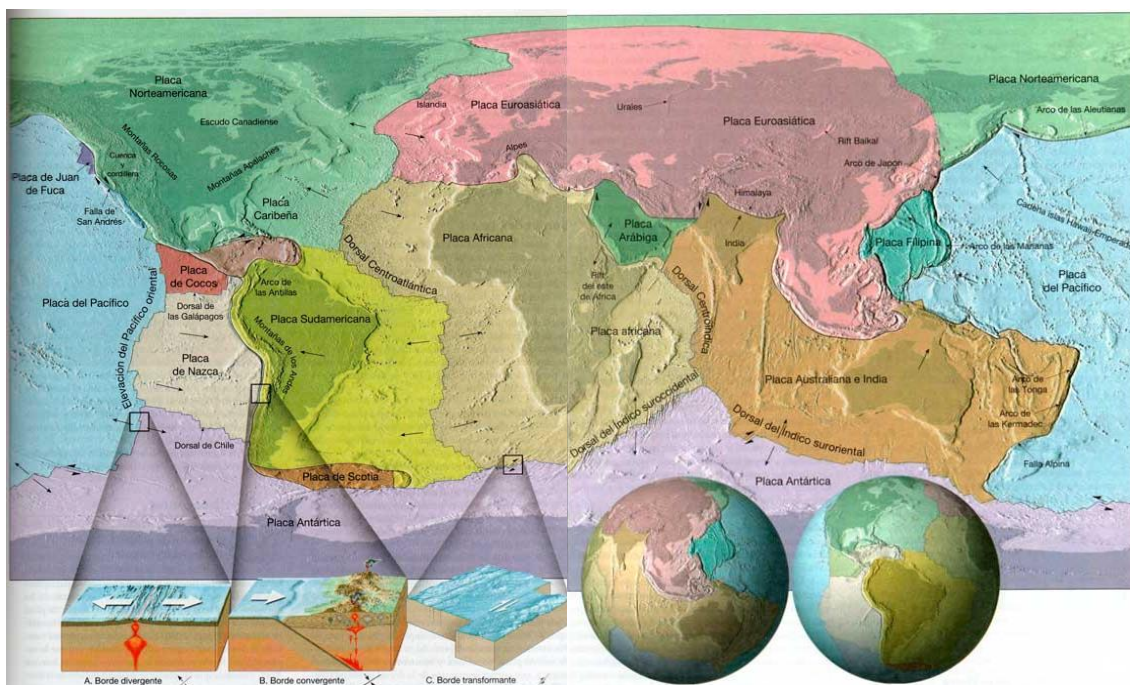


Figura 4. El mosaico de las placas rígidas que constituyen la superficie externa de la Tierra

Como antes mencionado la litosfera se encuentra en numerosos fragmentos que se mueven entre ellas cambiando de tamaño y forma perennemente a una velocidad muy lenta y continua, reconociendo así siete placas principales mostradas en la Figura 4, que al generar roces generan terremotos, crean volcanes y deforman grandes masas continentales.

Las placas tectónicas se mueven de forma relacionada entre ellas, presentando deformaciones tanto al interior de las placas y en sus bordes; siendo esta última dónde se generan las mayores deformaciones; los bordes de las placas se han definido mediante la localización de los terremotos (ver Figura 5), llegando así a especificar tres tipos de bordes en relación al movimiento característico (ver Figura 4).

**Borde divergente.** Dos placas se separan generando el ascenso del material desde el manto para crear suelo oceánico (bordes constructivos,

acción volcánica y sísmica). **Bordes convergentes.** Dos placas se juntan generando el descenso de una de ellas la más densa se ubica debajo de la otra generando una gran colisión (bordes destructivos, acción volcánica y sísmica). **Bordes de falla transformante.** Dos placas se desplazan lateralmente una respecto a la otra sin originar destrucción de la litosfera (bordes pasivo).

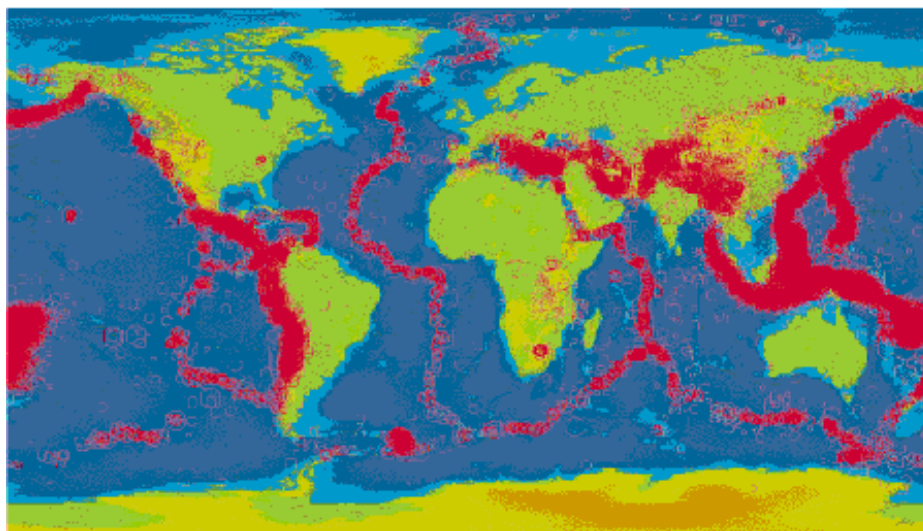


Figura 5. Localización de terremotos

**Cómo;** ocurre el fenómeno sísmico, los bordes de fallas colisionan entre sí, y las rocas se deforman generando una inmensa tensión elástica, cuando en algunas zonas las rocas se quiebran la zona se relaja como un cuerpo elástico comprimido que se libera repentinamente, la energía elástica acumulada en las rocas se libera y se propaga por el interior y la superficie de la tierra en forma de ondas.

En muchos puntos de la superficie terrestre existen instalaciones de observatorios sismográficos que registran las vibraciones del suelo; los sismógrafos son aparatos que dibujan las vibraciones del terremoto para ser interpretadas.

La energía de un terremoto se mueve a través de la tierra como un frente de onda que se extiende en todas direcciones. Hay varios tipos de ondas sísmicas y cada una se mueve de un modo diferente, los dos tipos principales son las



ondas internas y las ondas superficiales. Las ondas internas pueden viajar a través de las capas interiores de la tierra pero las ondas superficiales sólo se pueden mover a lo largo de la superficie del planeta como ondulaciones.

**Las ondas primarias (P wave).** Ondas de compresión que más rápidamente se mueven, generando un movimiento de empuje y tracción que provoca que las partículas en las rocas se muevan de atrás hacia adelante y hacia atrás en su lugar, cuando la onda se mueve saliéndose del foco, las partículas se mueven acercándose y separándose a lo largo de la dirección en que se mueve la onda, y pueden viajar a través de cualquier tipo de material; la velocidad típica es de 650 m/s media en corteza. La ondas R, la amplitud de las mismas decrece rápidamente con la profundidad (ver Figura 6).

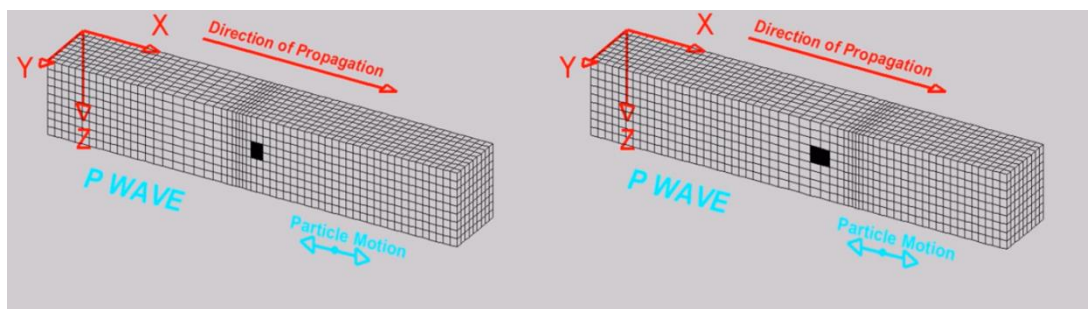


Figura 6. Esquema del comportamiento de las ondas longitudinales P

**Las ondas secundarias (S wave).** Ondas transversales o de corte, viajan más lento que las ondas P, y no pueden viajar a través de líquidos, debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte, las ondas S hacen que las partículas se muevan de un lado a otro, su movimiento es perpendicular a la dirección en la que viaja la onda, su velocidad típica es de 450 m/s media en corteza, para cualquier tipo de material sólido, usualmente la onda S tiene mayor amplitud que la onda P y se siente más fuerte (ver Figura 7).

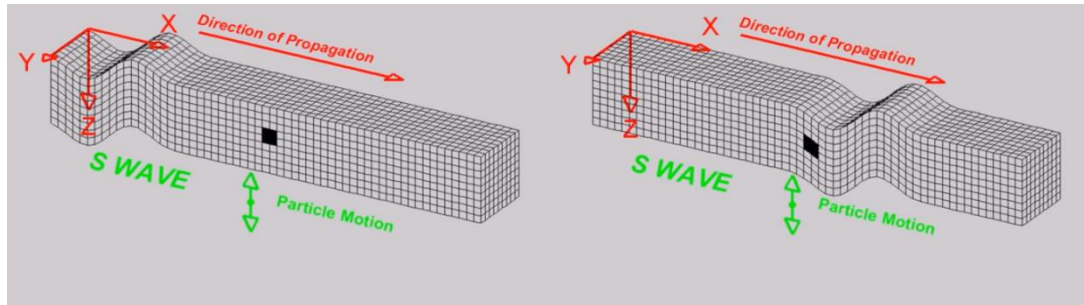


Figura 7. Esquema del comportamiento de las ondas transversales S

**Ondas Rayleigh wave.** Cuando un sólido posee una superficie libre como la superficie de la tierra puede generarse ondas que viajan a lo largo de la tierra, estas ondas tienen su máxima amplitud en la superficie libre, la cual decrece exponencialmente con la profundidad y son conocidas como ondas R; la trayectoria que describen las partículas del medio al propagarse la onda es elíptica, retrograda y ocurre en el plano de propagación de la onda, definiendo el movimiento del terreno de arriba hacia abajo como de un lado a otro en la misma dirección en la que se mueve la onda, donde el mayor movimiento que se siente durante un terremoto viene dado por estas ondas (ver Figura 8).

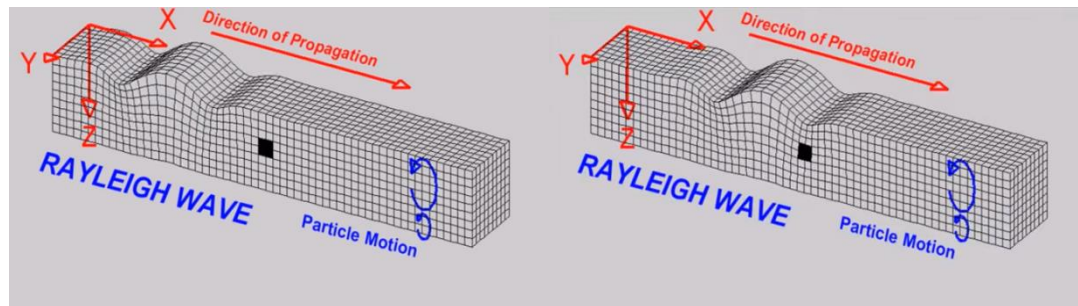


Figura 8. Esquema del comportamiento de las ondas R

**Ondas Love wave.** Son las que provocan cortes horizontales en la tierra, estas ondas son llamadas L, se generan sólo cuando un medio elástico se encuentra estratificado, condición que se cumple en la tierra; ya que se encuentra conformado por capas de diferentes características físicas y químicas; aunque las ondas L viajan lentamente a partir de la fuente sísmica, son muy destructivas y son las que generalmente hacen que las estructuras de derrumben durante un terremoto (ver Figura 9).

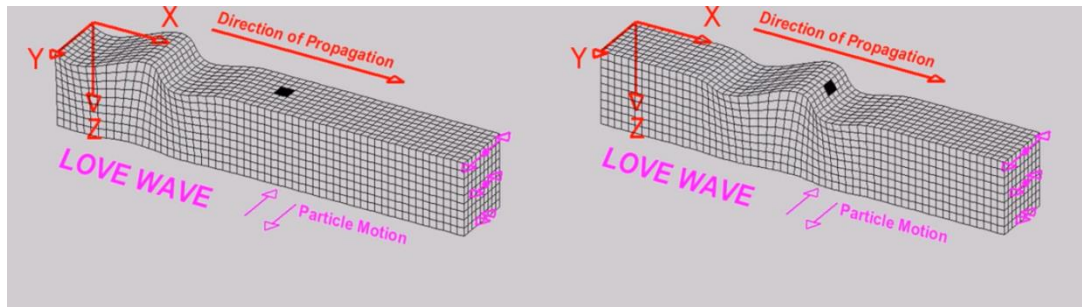


Figura 9. Esquema del comportamiento de las ondas L

**Cuándo;** De acuerdo a la teoría del rebote elástico (Reid. 1910), la generación de un sismo lleva asociado una cadena de procesos, mediante la cual se establece una fase previa de acumulación de esfuerzos que puede durar muchos años (dependiendo del valor de las fuerzas actuantes), posteriormente, esos esfuerzos son liberados súbitamente en pocos minutos hasta llegar a un estado de esfuerzos casi nulo. Puesto que las fuerzas tectónicas siguen actuando, después de la ocurrencia del terremoto, las fuerzas seguirán haciéndolo de la misma manera en que lo hicieron en la primera fase, acumulando nuevamente esfuerzos hasta que estos vuelvan a ser liberados súbitamente. Eso significa que la acumulación y liberación de energía sigue un proceso cíclico, pudiendo ser este estudiado y caracterizado (Figura 10). Al tiempo transcurrido entre eventos, tiempo de acumulación de esfuerzos, se lo denomina Periodo de Recurrencia, y la magnitud o tamaño de los terremotos que se generen dependerán de ese tiempo, del tamaño del área en el que se acumulan dichos esfuerzos y del valor de las fuerzas que los generan.

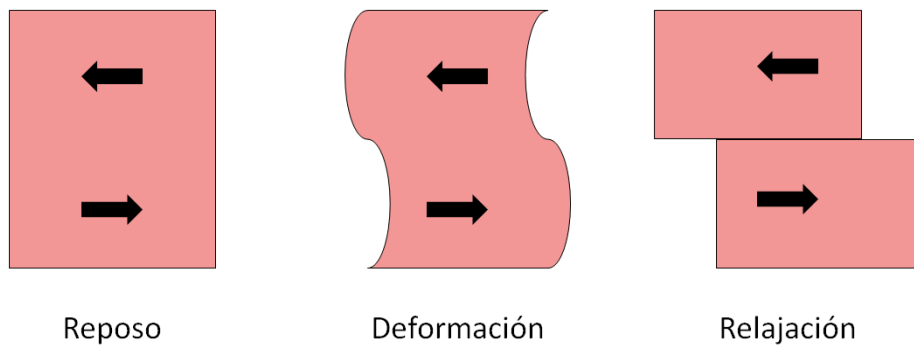


Figura 10. Ciclo sísmico de acumulación y liberación de esfuerzos en una falla.

## 2.2 Terminología

- **Año de Referencia:** Año a partir del cual se considera que una magnitud del catálogo ha sido observada de forma completa. Varía con la magnitud.
- **Periodo de Completitud:** Periodo de tiempo en el que se considera que una magnitud del catálogo ha sido observada de forma completa. Varía con la magnitud. Se mide en años.
- **Coeficiente de variación COV:** Coeficiente estadístico adimensional que permite cuantificar la bondad de un parámetro estadístico en función de su desviación estándar y media. Se calcula como  $\sigma / \text{media}$ .
- **Desplazamiento por evento:** Es la cantidad de desplazamiento “cosísmico” que se produce en superficie durante un terremoto particular.
- **Distancia epicentral:** Distancia entre un observador o una estación sismológica y el epicentro de un sismo, medida sobre la superficie de la Tierra.
- **Epicentro:** El punto en la superficie de la Tierra ubicado directamente sobre el foco o hipocentro.
- **Falla:** Es la superficie de contacto entre dos bloques que se desplazan en forma diferencial uno con respecto al otro. Se pueden extender espacialmente por varios cientos de km.
- **Geometría de la fuente:** La geometría de la falla se define por su orientación en superficie, su buzamiento y su extensión.
- **Hipocentro:** El punto en el interior de la Tierra, en el cual se da inicio a la ruptura que genera un sismo.
- **Intensidad:** Es una medida de los efectos producidos por un sismo en personas, estructuras y terreno en un lugar particular.
- **Intervalo de recurrencia:** Es el periodo de tiempo entre terremotos sucesivos reconocidos geológicamente.
- **Magnitud:** Es una medida que tiene relación con la cantidad de energía liberada en forma de ondas.

- **Mecanismo focal:** El mecanismo focal indica la geometría del plano de falla asociado a un terremoto (rumbo, manteo, o ángulo de inclinación, y deslizamiento), la dirección de los ejes principales de esfuerzo en el foco y el patrón de radiación de las ondas P y S.
- **Momento sísmico  $M_0$ :** Parámetro escalar que cuantifica el tamaño de un sismo en función del módulo de rigidez del medio, el módulo del vector deslizamiento y el área de ruptura. Se mide en N·m o dyn·cm.
- **Plano de falla:** El plano de falla describe las direcciones de deslizamiento de un bloque con respecto a otro al activarse una falla. El plano de falla queda descrito totalmente por tres ángulos: ángulo de inclinación de la falla, rumbo y ángulo de deslizamiento (dip, strike y slip)
- **Tasa de deslizamiento (slip rate):** Es el desplazamiento tectónico neto en una falla durante un periodo de tiempo calculable (mm/año).
- **Tasa acumulada de sismos  $\dot{N}(m)$ :** Número de sismos al año que se producen de una cierta magnitud o superior en un área determinada. Se mide en 1/año.
- **Tasa de sismos  $\dot{n}(m)$ :** Número de sismos al año que se producen de una cierta magnitud en un área determinada. Se mide en 1/año.

### 2.3 Planteamiento metodológico

Las medidas de mitigación del riesgo parten de la cuantificación del nivel de movimiento que cabe esperar en el emplazamiento o región expuestos a una amenaza. Este nivel de movimiento no depende únicamente de las características del sismo, sino también de la propagación de las ondas en su trayecto desde la fuente al emplazamiento y de las características geotectónicas del terreno (ver Figura 11).

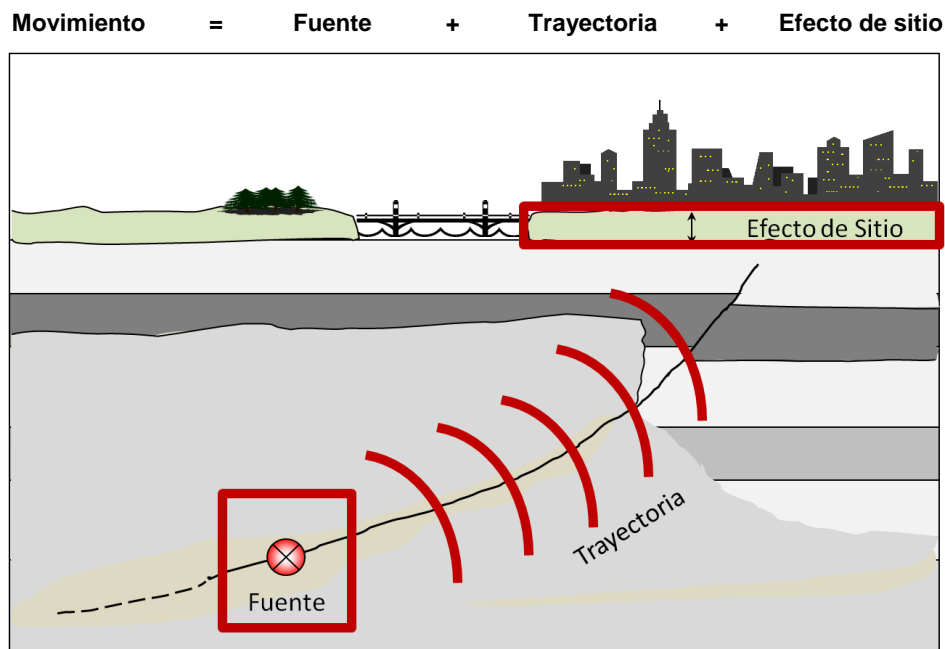


Figura 11. Factores que intervienen en el movimiento

En este contexto, se define la peligrosidad o amenaza sísmica en un emplazamiento o región como la probabilidad de superación de un cierto nivel de movimiento durante un periodo de exposición determinado como consecuencia de las fuentes sísmicas situadas en la zona de influencia alrededor del emplazamiento. Para su estimación, es necesario definir dichas fuentes, caracterizar su potencial sísmico de acuerdo con la información sismológica y geológica, seleccionar los modelos de predicción de movimiento apropiados para la zona de estudio y, en su caso, aplicar el factor de amplificación necesario para incluir el efecto local.

#### 2.4 La estimación de la peligrosidad sísmica. Planteamiento probabilista y determinista

Existen varias metodologías para estimar la peligrosidad sísmica, que difieren entre ellas fundamentalmente en la manera de considerar la sismicidad del área de influencia.

- **Metodología determinista.** mantienen la conjetura de estacionariedad de la sismicidad, tomando en cuenta que los terremotos, de producirse

en el futuro, tendrán un patrón similar que los ya ocurridos en el pasado, dando a conocer los límites superiores del movimiento, expresados por los valores máximos del parámetro empleado para su descripción.

- **Metodología probabilista;** relacionan la recurrencia de los eventos sísmicos de una zona en base a la información que existe en dicho lugar y obteniendo funciones de probabilidad de los parámetros buscados, donde las funciones de probabilidad asignan a cada parámetro un periodo de retorno o una probabilidad de excedencia anual.

#### ***2.4.1 Planteamiento determinista***

Los métodos deterministas fueron los primeros desarrollados para la estimación de la peligrosidad en un emplazamiento dado, los cuales tomaban como parámetro de movimiento fuerte la aceleración pico del suelo (PGA), estos métodos representan el escenario sísmico más desfavorable a procedencia del movimiento esperado en un emplazamiento dado, sin embargo estos métodos no permiten obtener la probabilidad de ocurrencia del movimiento, ni analizan las incertidumbres asociadas a los parámetros de cálculo, otro punto desfavorable viene dado por la falta de claridad en la obtención del sismo máximo esperable, por falta de criterios conllevando a conservadurismos excesivos, sin embargo estos métodos han sido utilizados por varios autores hasta los años 70 y en la actualidad también por autores como Chandler et al. 2001; Kayabali and Akin. 2003.

#### ***2.4.2 Planteamiento probabilista***

Los métodos probabilistas surgieron entre los años 60 y tuvieron un alta aceptación a partir de los años 70 (Cornell. 1968), el cual ofrecía estimar acciones sísmicas en un emplazamiento dado con una probabilidad anual de excedencia para el parámetro de movimiento fuerte, donde la caracterización de dicho movimiento se realizaba con el fin de representar su forma espectral que

representa escaladamente al valor de PGA correspondiente al período de retorno y así dar paso a los espectros diseño de estructuras (Romeo and Pugliese. 2000; Giardini et al. 2003).

Lo más común en estimaciones probabilistas de peligrosidad es considerar que la sismicidad de cada zona o fuente alrededor del emplazamiento sigue un proceso de Poisson, es decir, suponer que no existe una relación espaciotemporal entre la ocurrencia de un sismo y otro de la misma fuente.

Sin embargo, de acuerdo con la teoría del rebote elástico, en una falla se produce una acumulación de esfuerzos debido a la acción continua de las fuerzas tectónicas. Cuando esta llega al umbral máximo de acumulación de esfuerzos o punto de ruptura, los bloques que componen la falla se desplazan súbitamente hacia posiciones de menor esfuerzo, liberando gran parte de los esfuerzos acumulados. El proceso de acumulación continuada seguida de una liberación precipitada de energía es aproximadamente periódico, y se denomina ciclo sísmico, reflejando de esta manera un comportamiento claramente no poissoniano de la correspondiente falla.

Conocer las funciones de distribución temporal asociadas a los ciclos sísmicos de una falla, considerando la falta de periodicidad perfecta, no es una tarea sencilla, ya que requeriría identificar todos los sismos asociados a la falla en un periodo de tiempo muy amplio. Por este motivo, el procedimiento habitual se basa en ajustar funciones de distribuciones teóricas a la muestra de datos de la que se dispone.

## **2.5 Caracterización de las variables intervinientes en la peligrosidad**

Independientemente de la metodología empleada, para conocer la amenaza sísmica de un emplazamiento concreto o región, es necesaria la cuantificación del fenómeno, debe recordarse que esta no depende únicamente de las características del sismo, sino también de la propagación de las ondas, en su trayecto desde la fuente hasta el emplazamiento, y de las características



geotectónicas del terreno, en donde se ubica el punto de cálculo. Por lo tanto, se hace necesario integrar la contribución de los siguientes factores:

- **Fuente:** mediante el análisis de la sismicidad, identificación de fallas activas y delimitación en zonas sismogénicas de la región influyente en el emplazamiento, así como la caracterización, por medio de parámetros sísmicos, de cada una de las fuentes.
- **Trayectoria:** estimando la atenuación de la onda desde la fuente hasta el emplazamiento; mediante el uso de leyes de atenuación, para determinar el movimiento esperado.
- **Efecto de sitio:** en el caso de que el suelo bajo el emplazamiento sea diferente a roca, la energía puede experimentar los efectos de amplificación.

En el caso de no considerar el efecto local o de suelo, se asume inicialmente que el movimiento se registrará en roca, o suelo duro, posteriormente, deberá integrarse dicho efecto estudiando el tipo de suelo que hay debajo de cada estructura a partir de estudios geotécnicos del mismo. Este procedimiento es muy habitual en estudios de peligrosidad sísmica regionales, como ocurre en códigos sísmicos.

### **2.5.1 Fuente sísmica**

Al producirse un evento sísmico, es necesario estudiar y analizar la fuente donde se produjo el evento y la actividad potencial que afecta al emplazamiento en estudio, definiendo así su localización, tamaño y frecuencia.

La estructura generadora de terremotos es la falla geológica, entendida esta como una ruptura en la corteza terrestre debida a la acumulación de esfuerzos generados por las fuerzas tectónicas.

De acuerdo al sentido de las fuerzas tectónicas que afectan a la falla, estas pueden tener desplazamientos verticales, horizontales y combinados. En la

Figura 12 se muestra un esquema de los tres tipos fundamentales de mecanismos y, a continuación, se detallan cada uno de ellos.

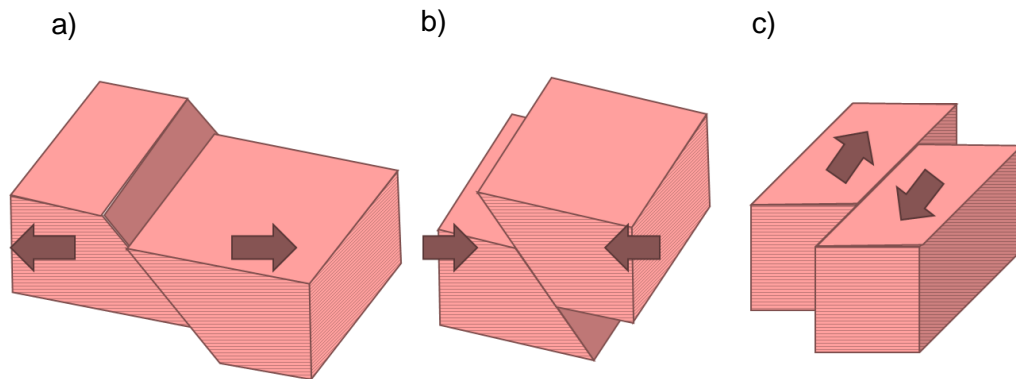


Figura 12. Mecanismos de una falla

**Fallas con desplazamiento vertical.** Donde el desplazamiento relativo de los bloques que generan la falla tiene una componente vertical, existiendo así dos importantes tipos de desplazamiento vertical: fallas normales y fallas inversas.

- **Fallas normales.** Cuando el bloque “hangingwall” se desliza hacia la parte inferior en relación con el bloque “footwall” (ver Figura 12a), el buzamiento medio de las fallas normales es  $60^\circ$ . Las costas orientales de América y occidentales de Europa y África son grandes sistemas de fallas con desplazamiento vertical. Las fallas normales indican la existencia de esfuerzos de extensión que separan la corteza.
- **Fallas inversas.** Cuando el bloque “hangingwall” se desliza hacia la parte superior en relación con el bloque “footwall” (ver Figura 12b), acotando que las fallas inversas posee buzamiento superior a  $45^\circ$ . Debido al esfuerzo (compresión) que aplica este tipo de falla refleja un acortamiento de la corteza. Generalmente las fuerzas compresivas producen pliegues además de fallas y provocan un engrosamiento y acortamiento del material implicado.

**Fallas con desplazamiento horizontal.** Donde el desplazamiento relativo de los bloques que generan la falla tiene una componente horizontal.

- **Fallas de desgarre.** Cuando el desplazamiento de la corteza es horizontal y paralelo a la dirección de la superficie de la falla son llamadas fallas de desgarre (ver Figura 12c). La fuerza que actúan sobre este tipo de movimiento es de desgarre.

Lo normal es que una falla tenga un mecanismo que combine desplazamientos verticales y horizontales.

Además de su mecanismo y geometría, otro factor esencial para entender en comportamiento de una fuente sísmica es la recurrencia entre sismos (tiempo entre terremotos de una misma magnitud) o tasa de sismos (número de terremotos anuales de una misma magnitud). Este parámetro dependerá de la velocidad de acumulación de esfuerzos (tasa de deslizamiento mm/año) y de la capacidad de la corteza a resistir dichos esfuerzos ( $\mu$  es el módulo de rigidez o de cizalla de la corteza).

Poder conocer con exactitud todos estos parámetros de una falla no es una tarea trivial o sencilla, ya que para ello debería conocerse cada una de las fallas activas que hay en la región de estudio y tener un registro detallado de su actividad sísmica durante un periodo de tiempo largo. Aunque los estudios de paleosismicidad y las medidas de desplazamiento de la corteza con GPS ayudan a completar las lagunas de los catálogos sísmicos oficiales, lo normal es seguir abordando este fenómeno considerando que, a nivel de cálculo, las fuentes sísmicas no son las fallas geológicas, sino zonas de sismicidad homogénea más amplia que aglutinan varias fallas activas de naturaleza y potencial sísmico similar, a estas zonas se las denomina Zonas Sismogenéticas.

Por lo tanto, una Zona Sismogenética será un área donde se generan sismos que se rigen por unos parámetros sísmicos comunes, como la tasa de sismos de diferente magnitud, la magnitud máxima y la proporción de sismos grandes frente a sismos pequeños. Tales parámetros comunes permiten desarrollar modelos de recurrencia sísmica únicos para toda la zona sismogenética.

### 2.5.2 Trayectoria de la onda

La trayectoria se refiere a como es el comportamiento de la atenuación de la onda sísmica desde la fuente hasta el emplazamiento, dicho estudio se realiza a través de modelos matemáticos, denominados modelo o ecuaciones de predicción de movimiento fuerte o leyes de atenuación (GMPEs).

Este tipo de ecuaciones permite traducir la energía liberada en un sismo en aceleración (o intensidad) esperada en un emplazamiento a una distancia determinada.

En la Figura 13 puede observarse como se atenúa la aceleración al alejarnos de la fuente sísmica, siendo esta muy elevada en los primeros 40 kilómetros y menos acentuada en tramos de distancias más lejanos a la fuente.

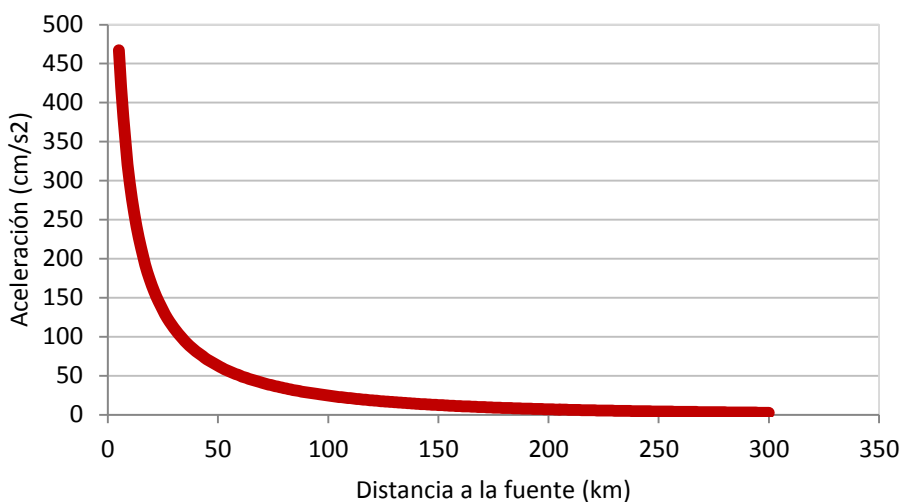


Figura 13. Atenuación de la aceleración en función de la distancia y la magnitud

La atenuación de la onda sísmica ocurre como consecuencia de la geometría de propagación de una onda, ampliándose su frente al alejarnos del foco, y la inelasticidad del medio, que absorbe parte de la energía que se propaga por el mismo, y para lo que es necesario un conocimiento detallado de la estructura que separa la fuente del emplazamiento.

Existen dos métodos para obtener un modelo de movimiento fuerte, a partir de métodos analíticos, desarrollando un modelo de corteza y luego deduciendo el comportamiento de la onda a su paso, o a partir de métodos empíricos, utilizando bases de datos de aceleraciones registradas por sismos reales de diferente magnitud y a distinta distancia.

De los dos métodos, el segundo es el más empleado en el ámbito científico, lo ideal es poder desarrollar un modelo propio de cada zona con una base de datos de registros acelerométricos instrumentales. En regiones donde no se dispone de suficientes datos como para obtener un modelo con suficiente robustez, lo usual es emplear un modelo desarrollado para otra zona con afinidad tectónica y sísmica al área de estudio.

En la actualidad, la literatura científica ofrece un gran número de estos modelos empíricos, de amplia robustez, para ser aplicados en estudios de peligrosidad sísmica, destacando para las zonas de subducción los modelos de Kanno et al. (2006), Lin and Lee (2008), McVerry et al. (2006), Youngs et al. (1997), Zhao et al. (2006), Atkinson and Macias (2009) y García et al. (2005) entre otros). La selección del modelo más idóneo para emplear en un estudio depende de las características de cada región y el régimen tectónico asociado.

Con la cantidad de modelos disponibles, es importante contar con criterios para la selección de modelos apropiados para la evaluación de la peligrosidad sísmica de una región determinada. Cotton et al. (2006) y Bommer et al. (2010) sugieren requisitos de selección para la elección de modelos, entre ellos cabe destacar que:

- El modelo se derive de un ambiente tectónico similar al de la zona de aplicación.
- El conjunto de datos utilizado para obtener el modelo se presente en un formato accesible para su uso; el requisito mínimo sería una tabla con los terremotos y sus características, junto con el número de registros de cada evento.

- El modelo proporcione predicciones espectrales para una gama adecuada de los períodos de respuesta.
- La forma funcional sea completa en cuanto a variables o dependencias no lineales de la magnitud.
- El rango de aplicabilidad del modelo sea lo suficientemente amplio como para no recurrir a las extrapolaciones o, al menos, limitarlas lo máximo posible.

### **2.5.3 Efecto de sitio**

Para cuantificar el efecto local o de sitio en el emplazamiento, se debe utilizar la información procedente de estudios de zonificación sísmica, donde considerar información esencial del suelo como sus características geotécnicas y, especialmente, la velocidad de la onda de corte en los 30 primeros metros ( $V_{s30}$ ).

Estos parámetros permiten clasificar el suelo de acuerdo a su comportamiento ante la llegada de la onda sísmica y, posteriormente, identificar la amplificación que generaran en el movimiento del suelo.

Cabría resaltar que algunas de las técnicas de estimación más comunes empleadas para evaluar este efecto serían:

- Técnica directa dowhole (Figura 14a). Se procede mediante la realización de un pozo y la ubicación de dos acelerógrafos uno en la profundidad del pozo y el otro en la superficie (ver Figura 14a).
- Razón espectral estándar (Figura 14b). Esta técnica se basa en la colocación de dos estaciones de medición A y B a cierta distancia la cual debe ser corta tomando en cuenta el hipocentro donde se sucedió el evento y al ser la misma fuente y sufrir la misma atenuación, estos efectos se cancelan y solamente queda la razón entre los efectos de sitio.

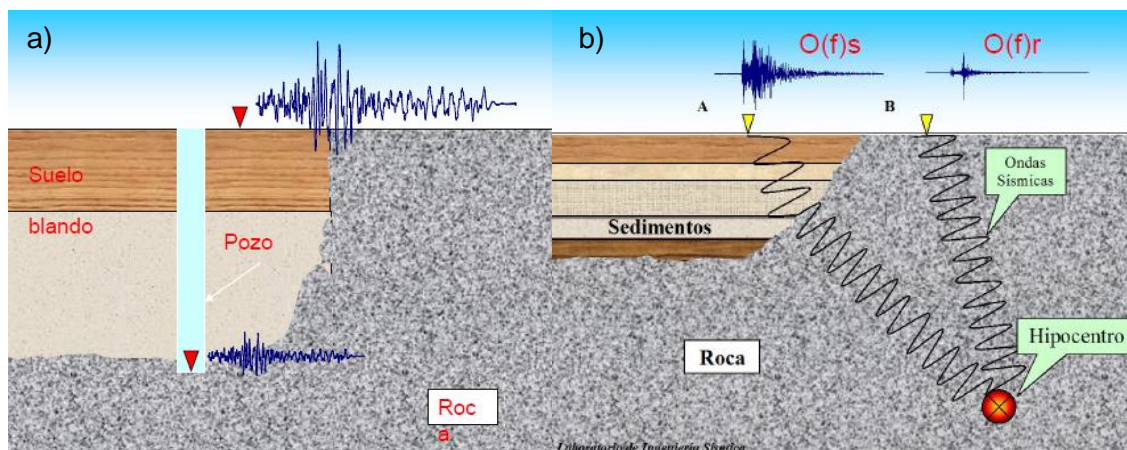


Figura 14. Técnicas de estimación de la actividad sísmica

A modo de ejemplo, en la Tabla 1 se muestra un ejemplo de las clasificaciones de suelo propuestas en el código sísmico de Ecuador.

Tabla 1.

Clasificación geotécnica del suelo según NEC15

TIPO DE PERFIL	DESCRIPCIÓN	DEFINICIÓN
A	Perfil de roca competente	$V_s \geq 1500$ m/s
B	Perfil de roca de rigidez media	$1500$ m/s $> V_s \geq 760$ m/s
C	Perfiles de suelos muy densos o roca blanda, que cumplan con el criterio de velocidad de la onda de cortante, o	$760$ m/s $> V_s \geq 360$ m/s
	Perfiles de suelos muy densos o roca blanda, que cumplan con cualquiera de los dos criterios	$N \geq 50.0$ $S_u \geq 100$ KPa
D	Perfiles de suelos rígidos que cumplan con el criterio de velocidad de la onda de cortante, o	$360$ m/s $> V_s \geq 180$ m/s
	Perfiles de suelos rígidos que cumplan cualquiera de las dos condiciones	$50 > N \geq 15.0$ $100$ kPa $> S_u \geq 50$ kPa
E	Perfil que cumpla el criterio de velocidad de la onda de cortante, o	$V_s < 180$ m/s
	Perfil que contiene un espesor total H mayor de 3 m de arcillas blandas	$IP > 20$ $w \geq 40\%$ $S_u < 50$ kPa
F	Los perfiles de suelo tipo F requieren una evaluación realizada explícitamente en el sitio por un ingeniero geotecnista.	

## 2.6 Concepción probabilista de la peligrosidad

El método probabilista define la amenaza o peligrosidad sísmica como la probabilidad de excedencia de un determinado valor de movimiento del suelo en un emplazamiento (s) producido por la ocurrencia de terremotos en las fuentes en un intervalo de tiempo dado o un período de exposición, de manera

general cuando sea mayor la intensidad de movimiento de referencia menor será la probabilidad de superación asociada.

La concepción probabilista de la peligrosidad sísmica considera la probabilidad de que se iguale o supere un determinado nivel de movimiento del terreno como resultado de la acción de terremotos en el área de influencia durante un período de tiempo especificado. Matemáticamente la peligrosidad  $H$  queda definida por la expresión:

$$H=P[y >Y; \text{en } t \text{ años, en el emplazamiento } E]$$

Donde  $Y$  es el nivel de movimiento cuya probabilidad de excedencia se evalúa en el emplazamiento  $E$  y  $t$  es el periodo de exposición o intervalo de tiempo durante el cual se calcula la probabilidad de que se produzca al menos una excedencia del movimiento del terreno  $Y$ .

La probabilidad de que haya al menos una excedencia, del parámetro de movimiento en un tiempo de exposición  $t$ , está relacionada con la tasa anual media de excedencia del nivel de movimiento  $\lambda$  o con el período de retorno “ $T$ ”, que se define como el valor inverso de la probabilidad anual de excedencia mediante la siguiente relación:

$$P (\text{al menos 1 excedencia en } t \text{ años}) = 1 - e^{-\lambda t} = 1 - e^{-\frac{t}{T}}$$

Las normativas sismoresistentes de manera general adoptan un tiempo de exposición  $t$  de 50 años variando la probabilidad de excedencia  $P$ , en función de la importancia de la estructura por ejemplo se considera una probabilidad de excedencia del 10%, en un período de exposición de 50 años que es igual a considerar un período de retorno de 475 años, para estructuras de importancia normal se considera un período de retorno de 975 años en un período de exposición de 50 años, que corresponde a una probabilidad de excedencia del 5%; de manera análoga se deduce que para un período de retorno de 2475 años se asume una probabilidad de excedencia del 2% en 50 años.



La peligrosidad sísmica en el emplazamiento resulta entonces de la integración de la acción sísmica de las fallas o zonas sismogénicas influyentes para obtener probabilidades de excedencia de diferentes niveles de movimiento del suelo esperado en el emplazamiento durante un período de tiempo dado.

De esta manera queda representada la peligrosidad por medio de curvas de peligrosidad que se expresan en función la probabilidad anual de excedencia o su inversa que es el período de retorno y los niveles del parámetro de movimiento empleado, dependiendo del objetivo del estudio el movimiento sísmico se puede expresar en términos de la aceleración máxima o pico del suelo PGA, o aceleraciones espectrales SA de un determinado período T.

Dependiendo de las condiciones de la evaluación o de la aplicación a la cual va dirigida la estimación de la peligrosidad, se cuantificarán diferentes parámetros del movimiento esperado. Frecuentemente se estima en función del valor máximo de la aceleración como un parámetro inseparable al movimiento denominado Peak Ground Acceleration (PGA), o en función de valores espectrales, cubriendo ampliamente el espectro frecuencial que interese para cada caso.

## CAPÍTULO III

### APLICACIÓN AL ÁREA DE ESTUDIO

La COS, como ya se ha indicado anteriormente, corresponde con una amplia zona de subducción de la placa oceánica de Nazca con la Placa continental Sudamericana. En este contexto sismotectónico se identifican varias fuentes sísmicas generadoras de terremotos: la primera relacionada con el fenómeno de subducción propiamente dicho, la segunda relacionada con la deformación y movimiento relativo de las dos placas continentales debido al choque con la placa oceánica, ambas de carácter superficial, y la tercera, asociada a una deformación en la placa oceánica subducida y de carácter profundo. (Segovia and Alvarado 2009).

Por lo tanto, los sismos tectónicos que se pueden desarrollar en esta región tienen 3 naturalezas distintas:

- **Sismos de subducción interfase**, que se generan en la zona más superficial de la subducción (con una profundidad máxima de entre 40 y 60 km) y que genera terremotos de gran magnitud acompañados en muchos casos de tsunamis.
- **Sismos de subducción intraplaca**, que se generan en la zona de subducción más profunda, donde los sismos suelen alcanzar también magnitudes grandes (aunque no tan altas como en interfase). Estos sismos, pese a su magnitud elevada, no suelen presentar un gran riesgo para la población, ya que su hipocentro suele estar a gran profundidad y, por lo tanto, lejos de los núcleos de población.
- **Sismos de Cortical**, que se generan en las fracturas de la corteza de la placa continental. Estos sismos, al generarse en fallas dentro de la

corteza, no suelen alcanzar grandes magnitudes, pero, en contraposición de los anteriores, pueden ubicarse muy cerca de las poblaciones, generando un gran riesgo.

En la Figura 15 se muestran las zonas sísmicas de Ecuador asociadas a los tres regímenes tectónicos antes enumerados.

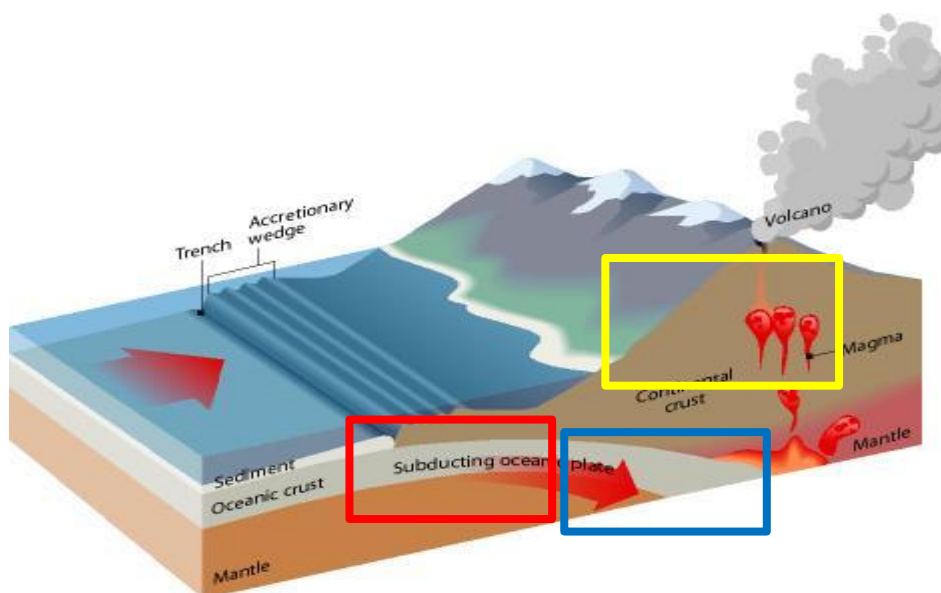


Figura 15: Regiones tectónicas asociadas a la zona de subducción. Rojo: Interfase, Azul: Intraplaca y Amarillo: Cortical

### 3.1 Recurrencia sísmica del área de estudio

A lo largo de los años en la COS han ocurrido sismos de diferentes magnitudes, siendo registrados tanto en época histórica o pre-instrumental (antes de 1900) como en época instrumental (a partir de 1900), (Madariaga, 1998). El conocimiento de la sismicidad en la COS en el pasado, estudiando la recurrencia de sismos y los tipos de ruptura, puede ayudar a comprender como se desarrollará la actividad sísmica en el futuro. El procedimiento en estos casos es: primero, estudio de la sismicidad en el pasado; segundo, definición de modelos matemáticos que reproduzcan dicho comportamiento y, finalmente, extrapolación de dichos modelos en el futuro.

### 3.1.1 Catálogo Sísmico de Proyecto

El Catálogo de Proyecto es un registro completo y homogéneo de todos los terremotos que han ocurrido en la COS. Para poder confeccionar dicho catálogo, antes es necesario revisar y catalogar las fuentes de información, extraer todos los registros históricos e instrumentales de terremotos, eliminar las posibles duplicidades y homogeneizarlo a un mismo parámetro de tamaño. En la Figura 16 se muestra un esquema del procedimiento a seguir.

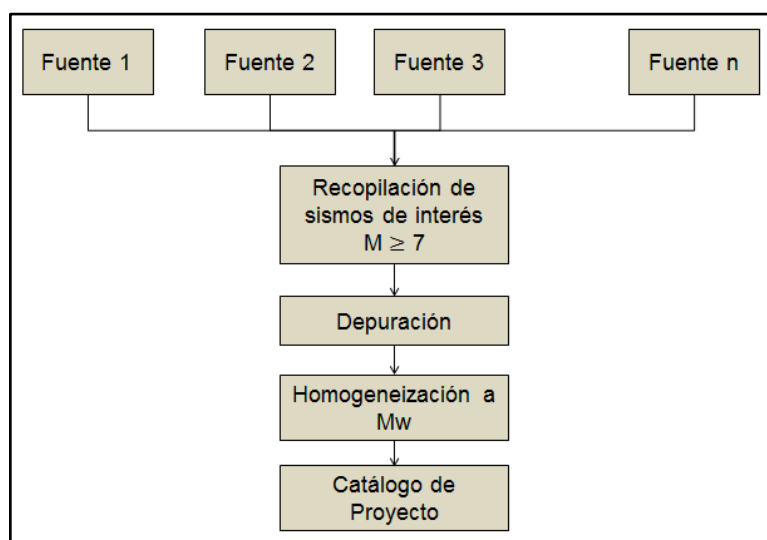


Figura 16. Esquema del Catálogo de Proyecto

#### 3.1.1.1 Fuentes de información y recopilación de registros

El primer paso en este caso es la selección de las fuentes de información que se utilizarán para confeccionar el catálogo, para ello se consultaron las agencias sísmicas oficiales de los cuatro países intervinientes, agencias internacionales y trabajos científicos.

Para catalogar los terremotos de Colombia se consultó el Servicio Geológico Colombiano (SGC), cabe destacar de esta fuente su amplio registro de sismicidad histórica, y el trabajo publicado por Prieto et al. (2004), donde se ofrece una base de datos de intensidades.

Para catalogar los terremotos de Ecuador se consultó el Instituto Geofísico de la Politécnica Nacional (IGPN), concretamente su registro de sismicidad histórica, y el trabajo de Chunga et al. (2010), donde se hacen estimaciones de máximos niveles de sismicidad en el país.

Para catalogar los terremotos de Perú se consultó el Centro Nacional de Datos Geofísicos de Perú y el trabajo publicado por Tavera (2001), donde se ofrece un catálogo de sismos registrados en el país.

Finalmente, para catalogar los terremotos de Chile se consultó el Centro Sismológico Nacional (CSN) de la Universidad de Chile, específicamente su catálogo de sismos publicado en CSN 2014 y el *National Earthquake Information Center– NEIC*.

En la Figura 17 se muestran cuatro mapas con los registros sísmicos catalogados por las fuentes anteriores, especificando el número de registros y el periodo de años de abarca.

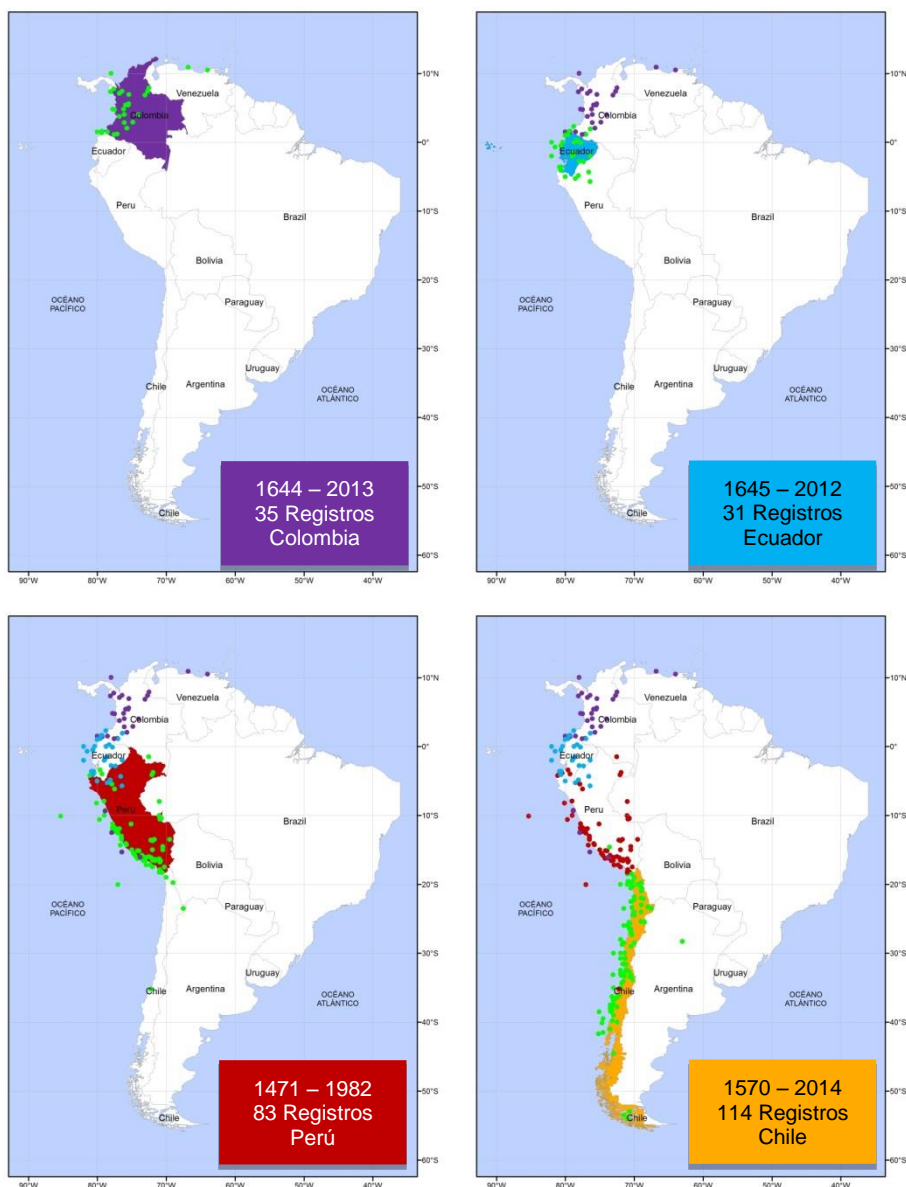


Figura 17. Registros agencias oficiales y agencias de los países de interés

Para completar los registros anteriores, se consultaron algunas de las fuentes internacionales más completas, estas fueron la UnitedStates Geological Survey(USGS) y el Centro de Sismología Internacional Global Instrumental *Earthquake Catalogue* (ISC – GEM). Ambas fuentes ofrecieron un registro detallado de terremotos ocurridos en la COS desde 1900. En la Figura 18 se muestran dos mapas con los registros ofrecidos por las fuentes internacionales especificando el número de registros y el periodo de tiempo que abarcan.

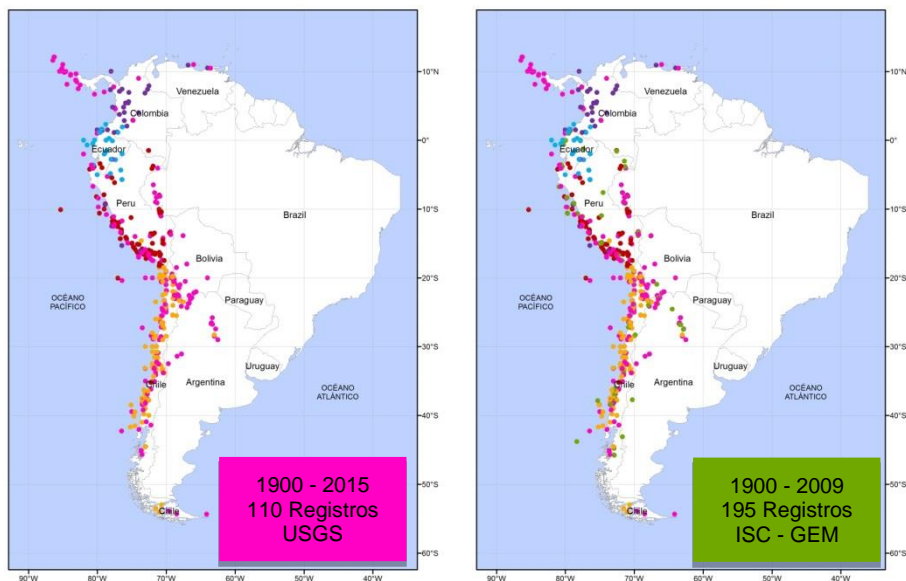


Figura 18. Registros de agencias e iniciativas internacionales

Por cada terremoto o evento sísmico se registró: un ID (identificados único de registro), la fecha de ocurrencia (día, mes y año), la localización (latitud y longitud), la profundidad (km), la magnitud, el tipo de magnitud, la solución de mecanismo propuesta (acimut, buzamiento y vector deslizamiento) en aquellos sismos instrumentales de los que se disponía de dicha información, la fuente de información de la que se obtuvo el registro y un apartado de observaciones en el que se indicaron particularidades relevantes que debían tenerse en cuenta.

Obteniendo un total de 568 registros de distintas fuentes a partir del año 1471 hasta el año 2015, cabe recalcar que solo a partir del año 1960 los eventos sísmicos registran información respecto al mecanismo de ruptura.

### 3.1.1.2 Depuración

Al utilizar diferentes fuentes de información, referentes a agencias nacionales de países vecinos más las fuentes internacionales, debe tenerse en cuenta que en muchos casos los eventos sísmicos se encuentran registrados en más de uno de ellos, especialmente aquellos terremotos cuya localización es fronteriza, no teniendo por qué coincidir exactamente todos los valores de atributos de cada registro. Por ende, es necesario realizar una depuración del catálogo de

proyecto preliminar con el fin eliminar los eventos que se encuentren duplicados.

Para poder eliminar duplicidades antes es necesario establecer una jerarquía de fuentes de información, asignando mayor peso a aquellas fuentes que merezcan una mayor confiabilidad de sus registros. El criterio seguido en este trabajo fue dar un mayor peso a los trabajos científicos, posteriormente a las agencias internacionales y nacionales. Después de la depuración, se eliminaron 251 registros duplicados, quedando en catálogo preliminar con 317 registros únicos de eventos sísmicos.

Si se analizan los terremotos registrados por su año de ocurrencia, en la Figura 18 puede observarse que la mayoría de los registros corresponden con el siglo XX (debe tenerse en cuenta que el último periodo de la gráfica solo comprende 15 años de registro), esto es debido a que a partir del año 1900 se dispone de registros instrumentales de los terremotos y, por lo tanto, se dispone de un registro más completo.

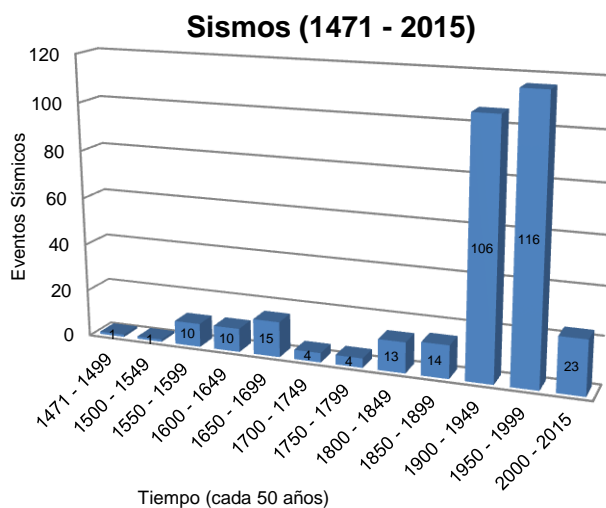


Figura 19. Distribución temporal de los registros sísmicos en periodos de 50 años

En la Figura 20 se muestra con más detalle la distribución temporal de los registros desde el año 1900 (por décadas), donde puede observarse que en la década de los 60 se registraron más eventos que en las demás. Esto es debido



fundamentalmente a que en 1960 se registró el mayor terremoto catalogado hasta la fecha en el mundo (el terremoto de Valdivia de magnitud 9.6), este terremoto, debido a su magnitud, fue seguido de un gran número de réplicas de magnitud superior a 7.0.

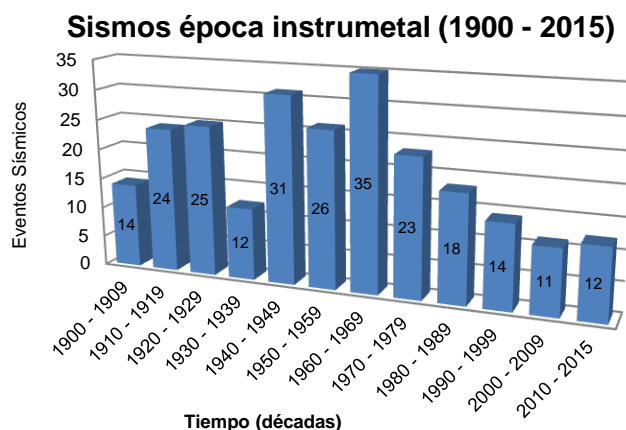


Figura 20. Distribución temporal de los registros sísmicos desde 1900 por décadas

### 3.1.1.3 Homogeneización

Cuando se abarca un periodo de registro tan grande y con tantas fuentes de información diferentes, como es el caso que nos ocupa, lo normal es que la catalogación de los registros sea heterogénea, específicamente en la catalogación del tamaño del terremoto.

Para medir el tamaño de un sismo pueden emplearse diferentes escalas de medida. Lo normal es que los sismos históricos o pre-instrumentales utilicen la intensidad epicentral y los sismos instrumentales utilicen la magnitud.

En este caso, aunque hay un gran registro de sismos históricos, todas las fuentes de información consultados incluían un registro de magnitud estimada a partir de correlaciones Intensidad – Magnitud.

En cuanto al tipo de magnitud empleada, si se encontró una clara heterogeneidad, encontrándonos así parámetros de magnitudes como: Mw, Mb,

Ms y Mo. En la Figura 21 se muestra la distribución de terremotos por el tipo de magnitud catalogada.

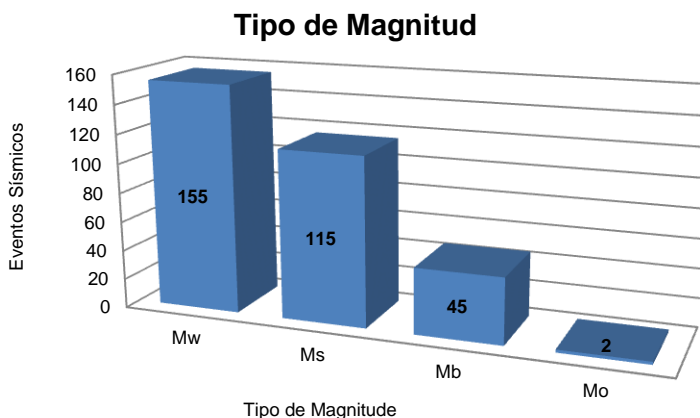


Figura 21. Análisis por tipo de magnitud y ocurrencia anual

**Momento sísmico (Mo).** El momento sísmico escalar representa la energía liberada por un terremoto, quedando descrito por la siguiente fórmula, en unidades de energía (Newton-metro o dina-centímetro): fórmula momento sísmico.

**Magnitud de ondas de cuerpo (Mb).** Su valor se obtiene a partir de la amplitud máxima, observada en los sismogramas, de las ondas de cuerpo (las ondas P) con períodos de oscilación de 1 segundo. Un problema de esta magnitud es que se satura a magnitudes de 6.5 - 6.8; es decir, no es posible determinar mb para sismos con magnitud superior a estos valores.

**Magnitud de ondas superficiales (Ms).** Su valor se obtiene a partir de la amplitud máxima, observada en los sismogramas, de las ondas superficiales (por lo general ondas de Rayleigh) con períodos de oscilación entre 18 y 22 segundos. Esta escala permite determinar magnitudes de sismos más grandes, pero también sufre una saturación cuando se trata de sismos con magnitudes mayores de 8.3.

**Magnitud de momento (Mw).** Esta magnitud se determina a partir del momento sísmico, que es una cantidad proporcional al área de ruptura y al

deslizamiento que ocurra en la falla. Esta magnitud es la más robusta; a diferencia de  $M_l$ ,  $M_b$  y  $M_s$ , la escala  $M_w$  no se satura, por lo que hoy en día es la más confiable y la más usada por las agencias dedicadas a la detección de sismos.

Lo normal en estos casos es homogeneizar el catálogo a una misma escala de magnitud. De todas las anteriores, la tipo de magnitud más confiable y utilizado en la actualidad es la Magnitud momento  $M_w$ , por ese motivo, se procedió a transformar todas las magnitudes a esta escala. Para efectuar esta labor, se emplearon ecuaciones de correlación entre magnitudes.

Para el caso de los registros de tamaño con el momento sísmico  $M_0$ , la transformación a Magnitud momento fue inmediata, ya que el propio parámetro de  $M_w$  contempla una medida de dicho momento sísmico. Por lo tanto, se empleó la relación de Hanks and Kanamori, 1979 (ver Figura 22). Esta correlación se define como una relación lineal entre el log  $M_0$  y  $M_w$ , a partir de Kanamori (1977), Purcaru and Berckhmer (1978) y Thatcher and Hanks (1973).

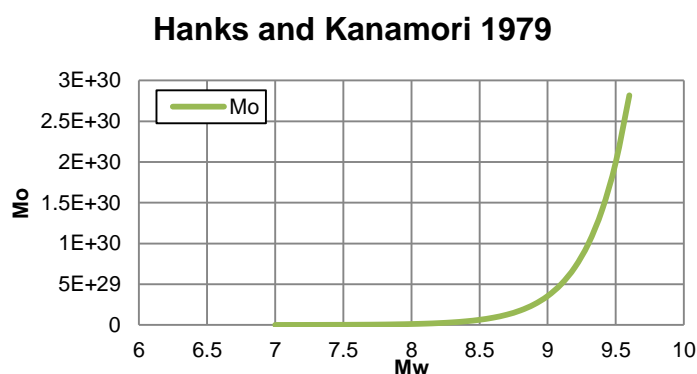


Figura 22. Correlación Hanks and Kanamori (1979),  $M_0$  vs.  $M_s$

En el caso de la magnitud de ondas superficiales  $M_s$ , se empleó la ecuación de correlación propuesta en Bormann et al. (2009), esta correlación fue desarrollada con terremotos distribuidos globalmente y fue utilizada por la iniciativa ISC – GEM en donde establecen las correlaciones según los rangos de magnitud, en este estudio se utilizó el modelo para magnitudes  $\geq 6.55$  (ver Figura 23).

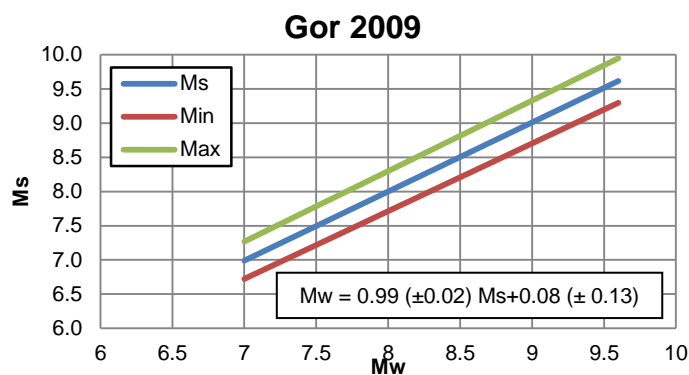


Figura 23. Correlación GOR (2009), Ms vs. Mw

En el caso de la magnitud Mb se empleó la correlación por ajuste lineal propuesta por Tavera H. 2001 (ver Figura 24). Esta correlación se desarrolló a partir del momento sísmico liberado en cada terremoto e intercalando la relación de Hanks and Kanamori (1979).

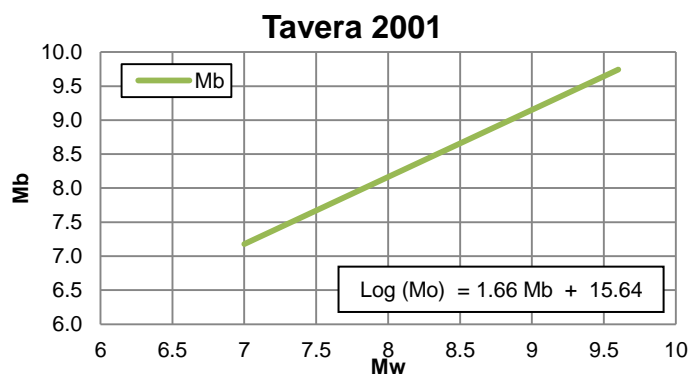


Figura 24. Correlación Tavera (2001), Mb vs. Mw

En la Figura 25 se muestra un mapa con los registros del catálogo según su magnitud y la distribución de sismos por magnitud, respectivamente.

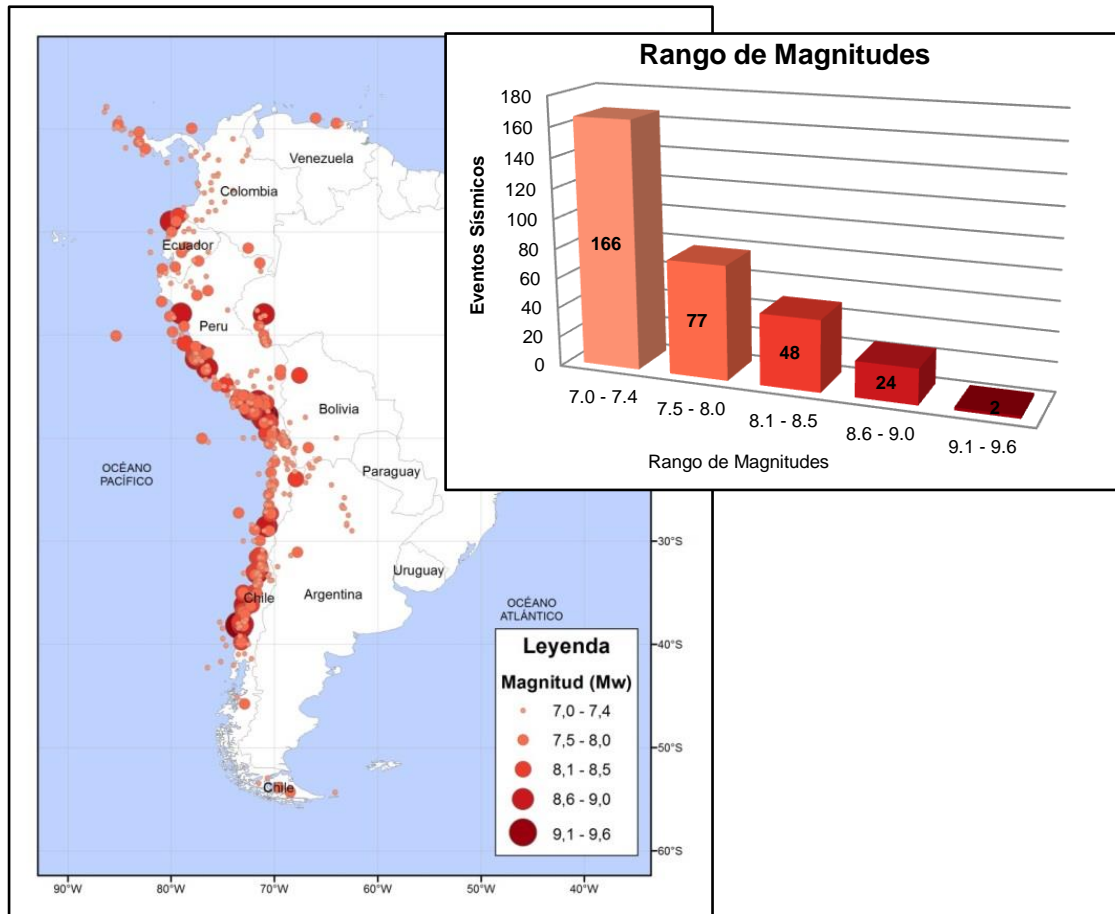


Figura 25. Homogeneización del Catálogo de Proyecto a magnitud momento

### 3.1.2 Selección de terremotos asociados a la subducción de interfase

Como ya se indicó en Marco teórico, en la COS ocurren terremotos asociados a tres regímenes tectónicos diferentes, la tectónica de subducción interfase, subducción intraplaca y cortical. Eso significa que los 317 registros sísmicos pertenecen a los tres regímenes tectónicos antes citados. Puesto que este estudio se centra solo en los terremotos de subducción interfase, es imprescindible seleccionar cuales, de todos los ellos, pertenecen a este régimen.

El primer paso fue definir los criterios que rigen el comportamiento de los sismos de subducción interfase y que los diferencian del resto de regímenes. Estos son su localización y su mecanismo.

Al tratarse de sismos de subducción, todos ellos deben localizarse en el plano de subducción entre las dos placas, dentro de este plano hay que diferenciar los que son de interfase (más superficiales) y los que son de intraplaca (más profundos), marcando una profundidad límite entre ambas zona. Adicionalmente, debe tenerse en cuenta que los terremotos de subducción interfase se caracterizan por tener un mecanismo inverso, a diferencia de los terremotos asociados a otro tipo de régimen, cuyo mecanismo puede ser diferente.

Por lo tanto, para poder clasificar los terremotos por su régimen es necesario utilizar su localización tridimensional (latitud, longitud y profundidad) y el tipo de mecanismo generador.

A partir de un SIG, es posible modelar los sismos en 3D, permitiendo así tener una localización más clara de cada evento sísmico. Pero esta información, por sí sola no es suficiente, ya que la dispersión de los datos impide identificar claramente el plano de subducción de las placas tectónicas. Por ello, se incorporó al análisis el modelo de subducción propuesto por Hayes et al. 2012 y distribuido por la USGS. Este modelo de subducción se basa en un ajuste no lineal probabilística a los datos de un catálogo que consta de varios conjuntos independientes de datos - catálogos terremoto histórico, con las soluciones de Global Centroid Momento Tensor (CMT), perfiles sísmicos activos, límites de placas globales, la batimetría e información acerca del grosor de sedimentos.

Este modelo se ofrece por medio de curvas de nivel, a partir de dichas curvas se generó un raster, permitiendo así tener un modelo continuo en el espacio del plano de subducción. En adelante Modelo Digital de Subducción (MDS).

El MDS, aporta una mejor visualización de la tectónica regional, ya que al utilizar como base el MDS y superponer la representación espacial de los eventos, a simple vista es fácil identificar la localización en 3D de los sismos.

Puesto que el plano de subducción no es homogéneo en la COS, y para mejorar el análisis de los sismos de subducción, se generaron perfiles transversales cada cinco grados en latitud, permitiendo así tener una visión detallada de la actividad sísmica (ver Figura 26).

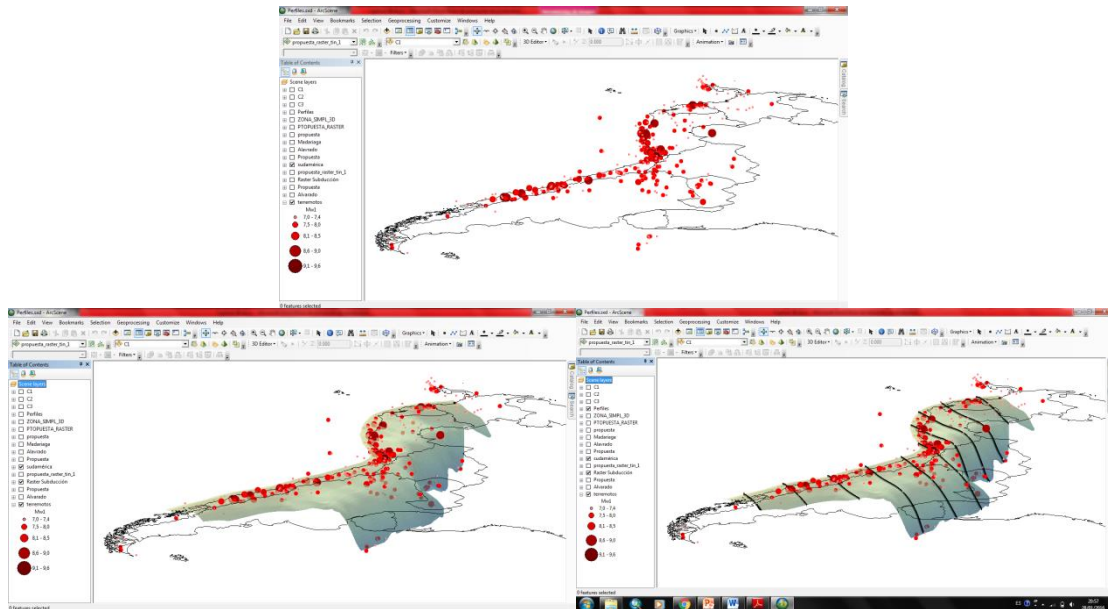


Figura 26. Modelo Digital de Subducción (MDS) y perfiles de subducción

Una vez identificados los terremotos de subducción, el siguiente paso era establecer la frontera en profundidad entre los sismos de interfase e intraplaca. Al analizar la literatura científica, puede observarse que diferentes autores se han dedicado a realizar estudios específicos del tema y a establecer la profundidad que marca la zona de subducción interfase, entre ellos destaca el trabajo publicado en Alvarado (2012), donde se establece la frontera en 40 km de profundidad y el trabajo publicado por Madariaga (1998), donde se establecen profundidades oscilantes entre los 60 y 100 km.

Al encontrarnos con diferentes límites en profundidad para definir la subducción de interfase, se tomó en cuenta un parámetro más para definir este corte. En este caso se utilizó el mecanismo del terremoto (recordemos que los sismos de interfase son de mecanismo inverso) y la modelización del plano completo de ruptura.

Esta información, mucho más precisa que la mera localización hipocentral, no está disponible para todos los registros sísmicos de subducción, solo para terremotos posteriores al año 1960. Por ese motivo, se emplearon los terremotos disponibles (57 registros) y la solución alcanzada se aplicó a los sismos más antiguos.

La modelización de los planos de ruptura requiere dos pasos, primero cuantificar el tamaño de dicho plano en función de la magnitud del sismo y, en segundo lugar, orientar dicho plano de acuerdo a la solución del mecanismo ofrecida por las agencias (empleando el acimut y el buzamiento).

Para cuantificar el tamaño del plano de ruptura en función de la magnitud se emplearon las ecuaciones de correlación propuestas por Leonard 2010 para sismos de mecanismo inverso.

$$M_w = a \cdot \log(L) + b, \log(W) = a \cdot \log(L) + B$$

Una vez establecido el tamaño de los planos de ruptura, a partir de las coordenadas hipocentrales, el acimut y el buzamiento se pudieron representar en 3D y, justo la MDS, establecer la relación entre todos los planos.

Mediante el análisis de los eventos sísmicos sólo de época instrumental (57 registros) y su mecanismo de ruptura se marcó la tendencia que los sismos por profundidad, viendo que mecanismo predominante inverso se mantenía hasta una profundidad de 47 km, esta tendencia, a grandes rasgos, se mantuvo hasta una profundidad de 70 km, mostrándose algunas excepciones poco significativas. De acuerdo a los resultados arrojados en este análisis, se marcó la profundidad de corte entre sismos de interfase e intraplaca en 70 km (*ver Anexo 1*).

Partiendo de esta frontera, se extrapoló el criterio para el resto de terremotos registrados en el catálogo. Puesto que algunos de los terremotos catalogados eran de época histórica, cuyo registro está asociado a una intensidad y localización epicentral, en función de dicha localización epicentral fueron



identificados como sismos de subducción interfase, asignándoles en este caso la profundidad del MDS.

En total se identificaron 197 registros de sismos de subducción interfase de magnitud igual o superior a 7.0 que ocurrieron en un periodo de tiempo entre 1471 y 1025. Obteniendo así el catálogo final de proyecto de este estudio. La localización de todos esos terremotos a lo largo de la COS se muestran en la Figura 27.

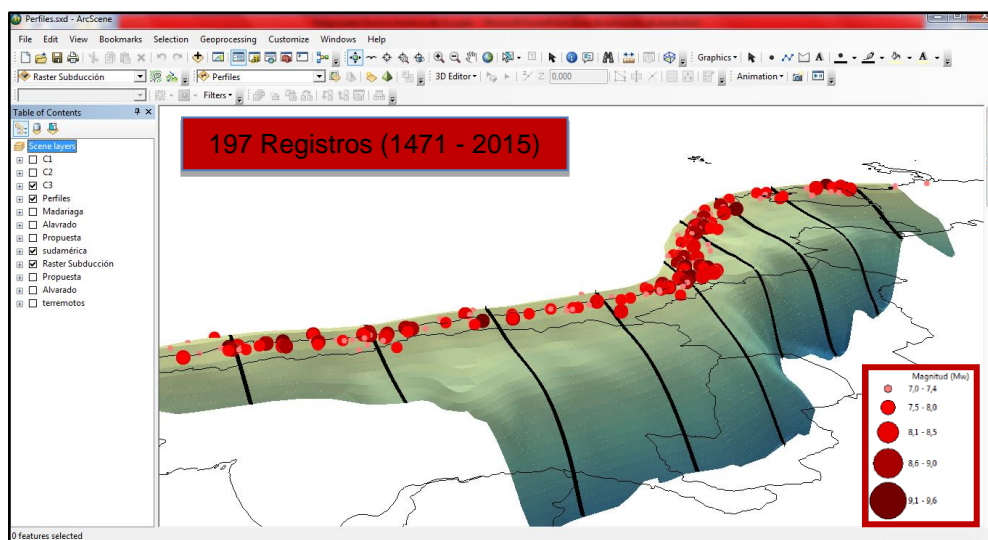


Figura 27. Sismos relacionados a Subducción de Interfase

### 3.2 Modelado de las fuentes sísmicas

Como ya se indicó anteriormente, las fuentes sísmicas pueden ser modeladas a partir de las fallas (generalmente de cortical) o a partir de Zonas sismogénicas. En este estudio, dada la naturaleza tectónica de los sismos registrados y la amplia zona que ocupa, toda la COS, las fuentes sísmicas quedarán representadas por medio de Zonas sismogénicas. Definir estas zonas contempla dos pasos, primero identificar su geometría y segundo caracterizar su potencial sísmico.

### 3.2.1 Geometría de las Zonas sismogénicas

Los parámetros que se han tenido en cuenta para definir la geometría de las zonas sismogénicas han sido el acimut y buzamiento del MDS, la distribución de energía liberada en la zona de subducción interfase y registrada en el catálogo sísmico de proyecto y la distribución de velocidades de la subducción a partir de las deformaciones registradas por GPS. A continuación se describen cada uno de los indicadores.

**Buzamiento.** Mediante los perfiles generados cada cinco grados en latitud, la localización de los sismos en estos perfiles y el corte de 70 km, se agruparon zonas con pendiente de subducción similar, obteniendo cinco zonas con una pendiente homogénea.

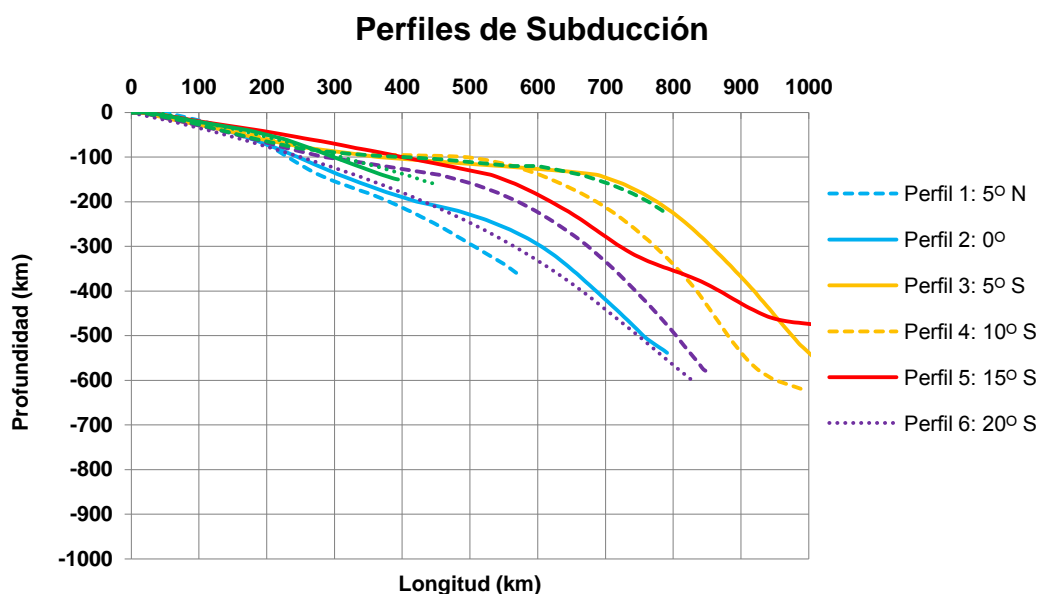


Figura 28. Perfiles de Subducción homogéneos

**Acimut.** El límite de la zona de subducción sigue una dirección respecto al norte geográfico. Esta dirección o acimut cambia a lo largo de la COS, permitiendo establecer amplias regiones de acimut similar, como puede observarse en la Figura 29.

**Modelo de Velocidades.** El modelo de velocidades desarrollado por Sistema de Referencia Geocéntrico para Las Américas (SIRGAS) ha sido calculado a partir de las coordenadas SIRGAS95 y SIRGAS2000, de las velocidades de las estaciones SIRGAS-CON determinadas por el IGS-RNAAC-SIR y de diferentes proyectos geodinámicos, tal y como indica Drewes and Heidbach (2012). Este modelo de velocidades representa espacialmente el sentido y dirección de las placas tectónicas, parámetro importante para la delimitación de las fuentes sísmicas (ver Figura 29).

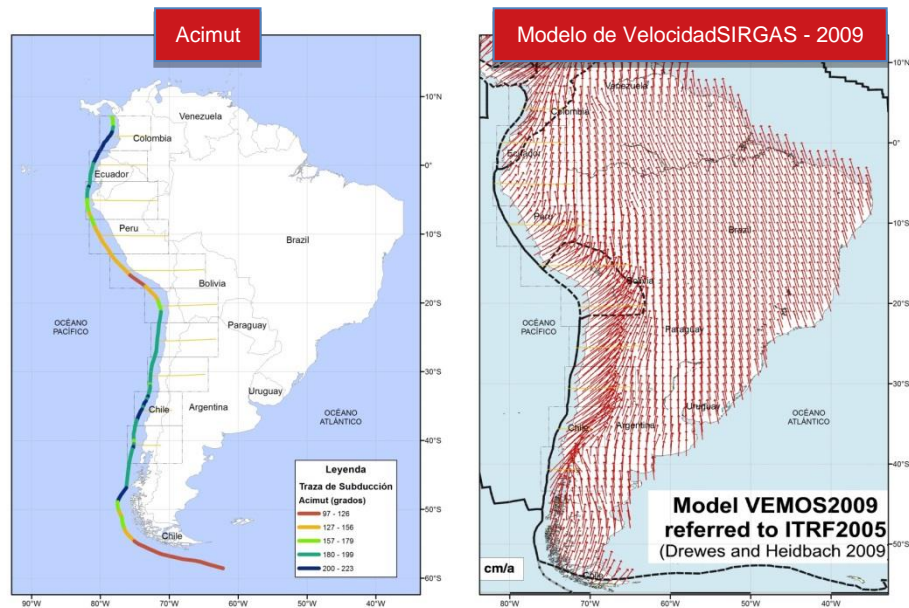


Figura 29. Definición de la geometría de las fuentes sísmicas

**Liberación de energía (Mo).** A partir del tamaño de los terremotos, la modelación de los planos de ruptura y estimando la liberación de energía en todos ellos por medio del momento sísmico (Hanks and Kanamori, 1979) fue posible establecer zonas de mayor y menor liberación de energía a lo largo de toda la COS (ver Figura 30).

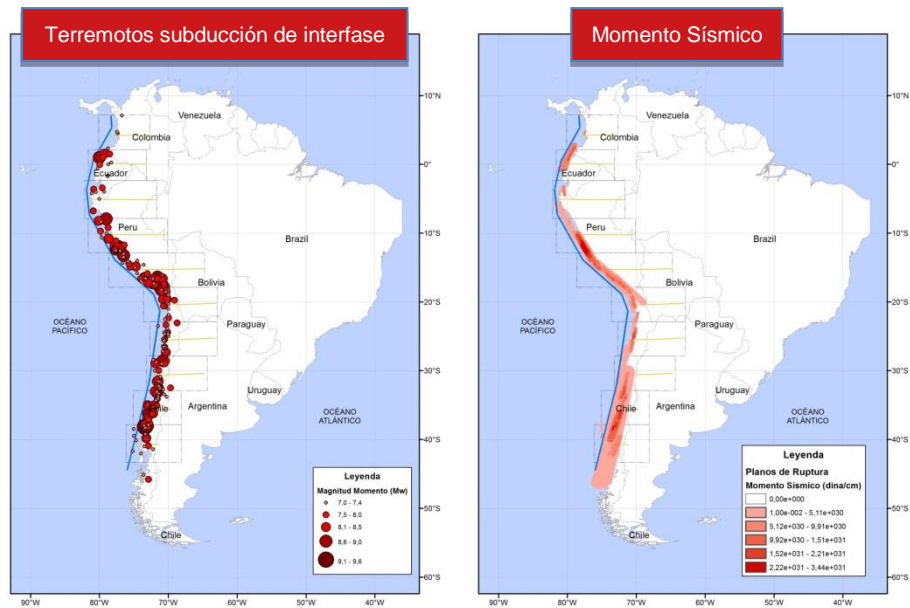


Figura 30. Terremotos de subducción interfase y momento sísmico liberado en dichos terremotos

Combinando toda la información anterior y buscando zonas de comportamiento similar en todos los parámetros, se establecieron cinco Zonas sismogénicas estables cuyas características sismotectónicas podían ser modeladas de forma conjunta (ver Figura 31).



Figura 31. Delimitación de las fuentes Sísmicas

Estas zonas fueron simplificadas para así disponer de geometrías más simples para desarrollar el cálculo de peligrosidad (ver Figura 32).

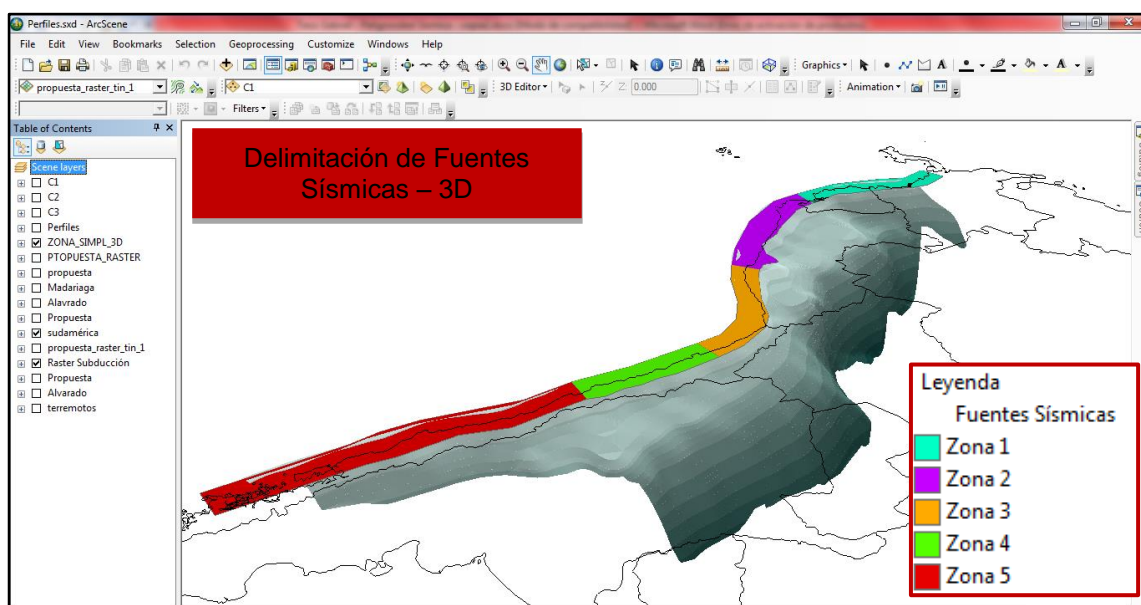


Figura 32. Geometría simplificada de las 5 zonas sismogénicas identificadas

### 3.2.2 Potencial sísmico de las Zonas Sismogénicas

El potencial sísmico de cada una de las cinco zonas sismogénicas vendrá definido por el tamaño y recurrencia de los sismos registrados en cada una de ellas. Esta información viene dada en el catálogo sísmico de proyecto, donde están catalogados todos los eventos registrados en la zona de subducción interfase de la COS.

Antes de proceder a la estudiar la recurrencia temporal de los terremotos en función de su magnitud, es necesario tener en cuenta que el registro de sismos a lo largo de la historia no ha sido constante y homogéneo. Como ya se identificó en el catálogo preliminar de estudio, el número de sismos registrados en el siglo XX es muy superior al registrado en los siglos anteriores, esto no se debe a un incremento de la actividad sísmica en la COS en este siglo, sino más bien a un incremento de la vigilancia y control de la sismicidad comparado con

los siglos anteriores. De hecho, una de las bases de un estudio de sismicidad a lo largo de un periodo de tiempo amplio es precisamente la estacionaridad de la recurrencia sísmica.

Esto significa que, aunque el catálogo sísmico tiene eventos desde el año 1471, no podemos asegurar que todos los sismos de magnitud igual o superior a magnitud 7.0 han sido registrados y, por lo tanto, están identificados en el catálogo de proyecto.

Para solventar esta carencia de información, es necesario identificar, por rangos de magnitud, desde que año se dispone de información completa, llamado “año de referencia”. A este estudio se lo denomina “Análisis de completitud” y es un procedimiento habitual y necesario para poder definir el potencial sísmico de una fuente sismogénica.

### **3.2.3 *Análisis de completitud***

Para desarrollar este análisis e identificar los años de referencia o periodos de completitud de diferentes intervalos de magnitud la literatura científica no ofrece muchos métodos, en general el procedimiento habitual es emplear el propuesto por Stepp. (1973). Este método consiste en representar acumulativamente el número de sismos en función del tiempo, con el fin de identificar el año partir del cual la pendiente de la curva tiene una inclinación constante.

Este análisis se llevo a cabo con todos los sismos de interfase, con intervalos de medio grado de magnitud. En la Figura 33 y Figura 34 pueden observarse los resultados de dicho análisis.

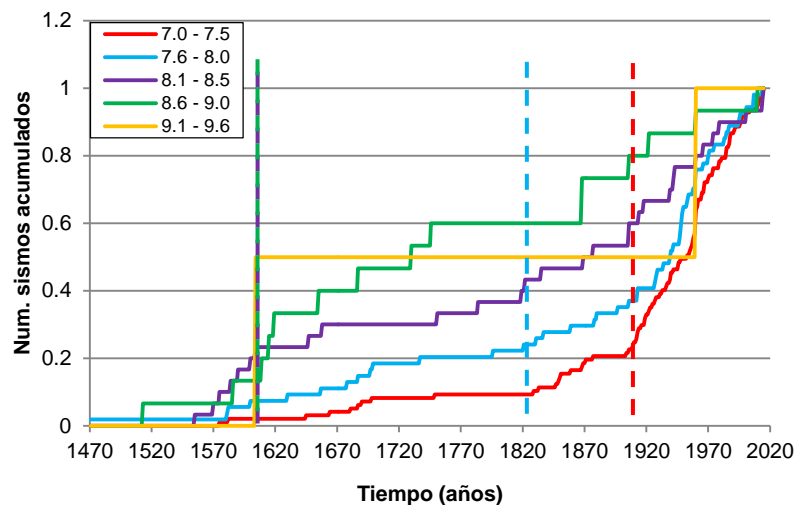


Figura 33. Análisis de Completitud - Sismos Interfase

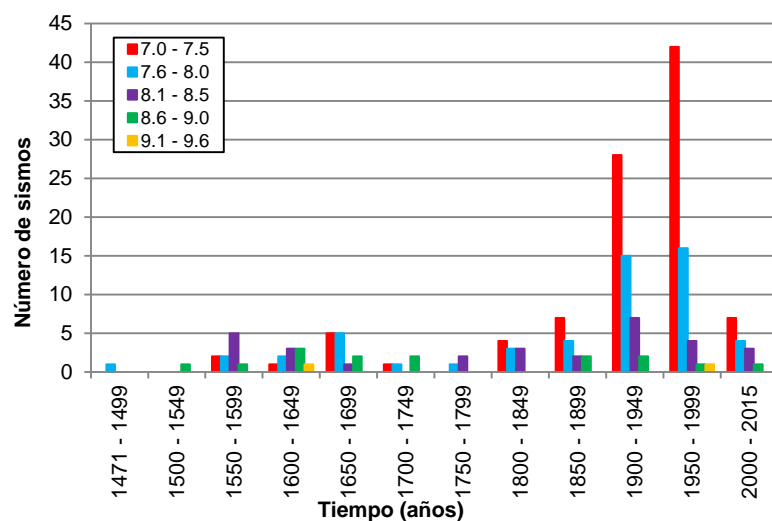


Figura 34. Cantidad de sismos de subducción de interfase

Una de las tendencias más claras que se detectó en este análisis fue la carencia de información sísmica en un periodo de 100 años, desde 1746 hasta 1859. No se ha conseguido establecer una causa cierta de dicha falta de información, posiblemente es debida a los cambios políticos que acaecieron en los región con la independencia de las colonias. Con el fin de dar un mayor peso a la asignación de estos años de referencia, se regionalizó la COS y se tuvo en cuenta la fiabilidad de todas las fuentes de información del catálogo sísmico.

Así mismo, se consideraron tres catálogos sísmicos diferentes basados en la confiabilidad de los datos siendo así el Catálogo C1: el más estricto que debe cumplir con el corte en altimetría y localización en planimetría, en Catálogo C2: se tomó en cuenta los terremotos históricos sin profundidad y, el último catálogo, Catálogo C3, posterior a un análisis de su localización en planimetría, se incorporaron sismos fronterizos entre el régimen de interfase e intraplaca.

En las Figura 35, Figura 36 y Figura 37 se muestran las gráficas de eventos ocurridos en la región en función de la magnitud y el año de ocurrencia por zonas sismogénicas, fuentes de información y catálogo. Como puede observarse, no es la selección de dichos años de referencia no es directa, teniendo este paso del estudio un alto grado de subjetividad, por ese motivo, se decidió incorporar a dicho año de referencia una incertidumbre representativa.

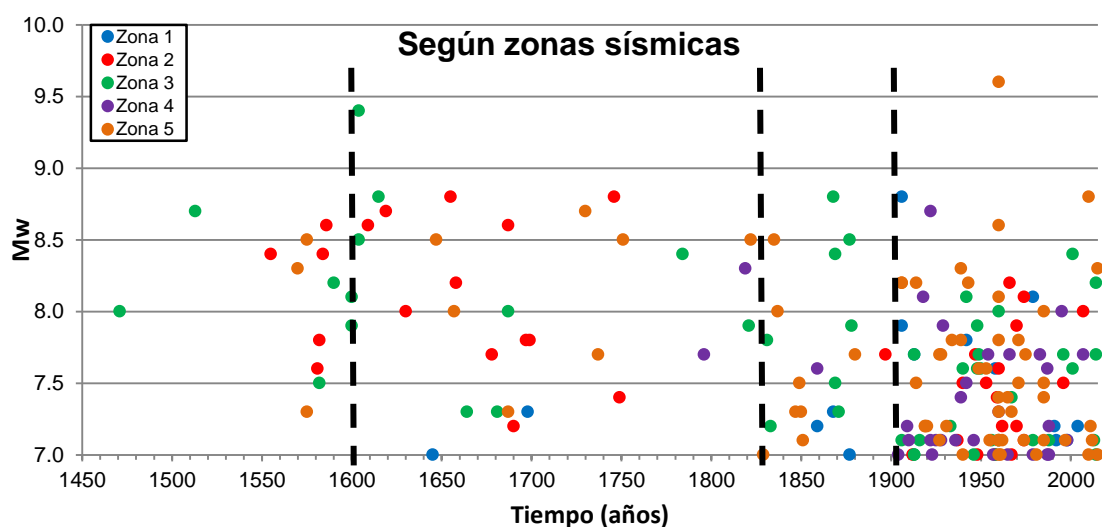


Figura 35. Distribución de los terremotos por magnitud y año de ocurrencia en función de la zona sismogénica.



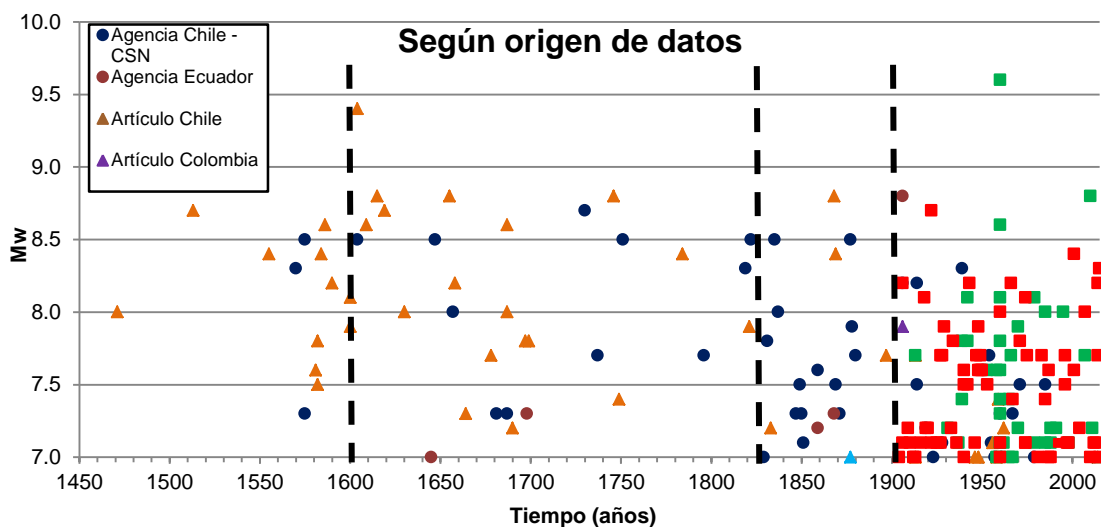


Figura 36. Distribución de los terremotos por magnitud y año de ocurrencia en función del origen del registro

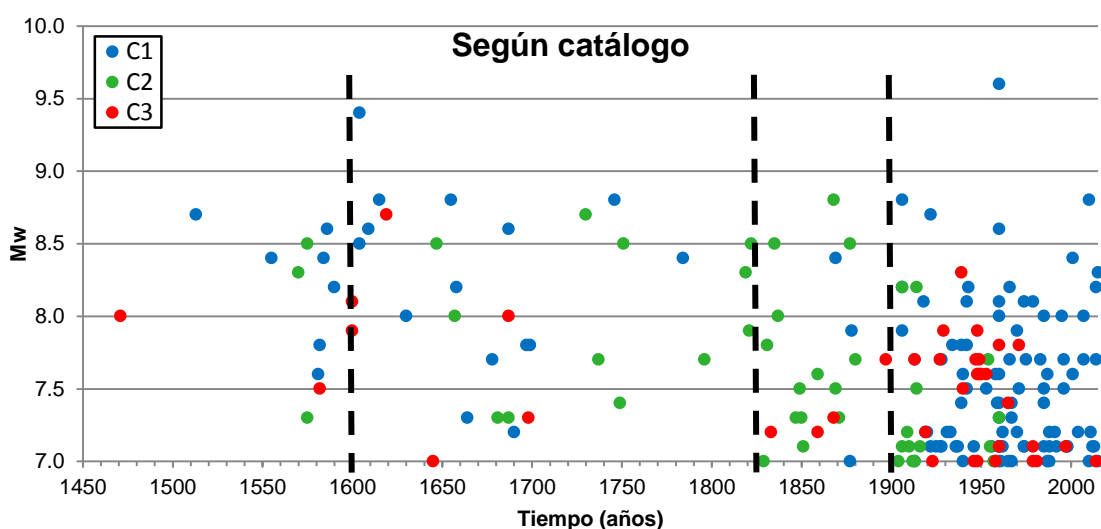


Figura 37. Distribución de los terremotos por magnitud y año de ocurrencia en función del catálogo al que pertenecen

En las figuras anteriores, los polígonos en color amarillo y café corresponden al límite inferior y superior, respectivamente, que cubre la incertidumbre asociada a cada año de referencia.

Los años de referencia y sus incertidumbres, para cada intervalo de magnitud se presentan en la Tabla 2. Donde puede observarse que a medida que crece la magnitud lo hace la antigüedad de los años de referencia, del

mismo modo, a mayor magnitud se asignaron incertidumbres mayores a dichos años.

Tabla 2.

Años de referencia que establecen los periodos de completitud

Intervalos de Magnitud (Mw)	Años de Referencia	
	$\mu$	$\sigma$
7.0 – 7.5	1900	10
7.6 – 8.0	1825	25
8.1 – 8.5	1600	50
8.6 – 9.0	1600	50

### **3.2.4 Análisis de la recurrencia temporal de los terremotos**

Una vez identificados los años de referencia y utilizando el catálogo de proyecto es posible establecer una recurrencia de sismos en función de la magnitud, identificando los periodos de recurrencia entre sismos de una magnitud similar en cada una de las zonas sísmogenéticas.

En este estudio, como no se dispone de un solo año de referencia por intervalo de magnitud, sino que se ha estimado una incertidumbre en dicho año, debe desarrollarse este paso a partir de la implementación de un proceso estocástico de Montecarlo. Calculando en cada una de las combinaciones del proceso estocástico diferentes tasas de sismos o periodos de recurrencia de acuerdo a la distribución de años de referencia en cada caso.

El resultado final del proceso nos identifica un conjunto de tiempos de recurrencia para cada intervalo de magnitud y zona sísmogenética, tratando estadísticamente esos resultados, es posible establecer un tiempo de recurrencia y una incertidumbre de cada tiempo. En la Tabla 3 se muestran dichos periodos, como puede observarse, de las 5 zonas identificadas, la zona 1 (zona más al norte) es la que lleva asociada una menor recurrencia de sismos, frente a la zona 5 (zona más al sur) que contempla la mayor recurrencia

de sismos, estos datos están claramente ligados con la percepción que históricamente se ha tenido de la recurrencia sísmica de la COS, siendo más activa la zona sur que la norte.

Tabla 3.

Recurrencia temporal por cada zona sísmica y por cada rango de magnitud

Intervalos de Magnitud (Mw)	Zona 1		Zona 2		Zona 3		Zona 4		Zona 5	
	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$
<b>7.0 – 7.5</b>	29	4	10	3	8	3	6	2	4	2
<b>7.6 – 8.0</b>	48	7	38	6	16	2	24	3	16	3
<b>8.1 – 8.5</b>	415	50	146	30	63	9	208	25	38	4
<b>8.6 – 9.0</b>	415	50	109	50	274	75	415	50	138	16
<b>9.1 – 9.5</b>					500	100			500	100
<b>&gt; 9.5</b>									500	100

Véase que para los dos últimos rangos de magnitud (Mw: 9.1 – 9.5 y mayores de 9.5) al no disponer de una muestra representativa de registros, ha sido necesario asignar periodos de recurrencia teóricos y lógicos con el registro sísmico del catálogo de proyecto, ampliando la incertidumbre de dichos años significativamente.

Para ver de forma gráfica en qué posición nos encontramos de acuerdo al tiempo de recurrencia calculado y el tiempo de ocurrencia desde el último evento para cada zona y cada rango de magnitud, se generó las siguientes gráficas (ver Figura 38).

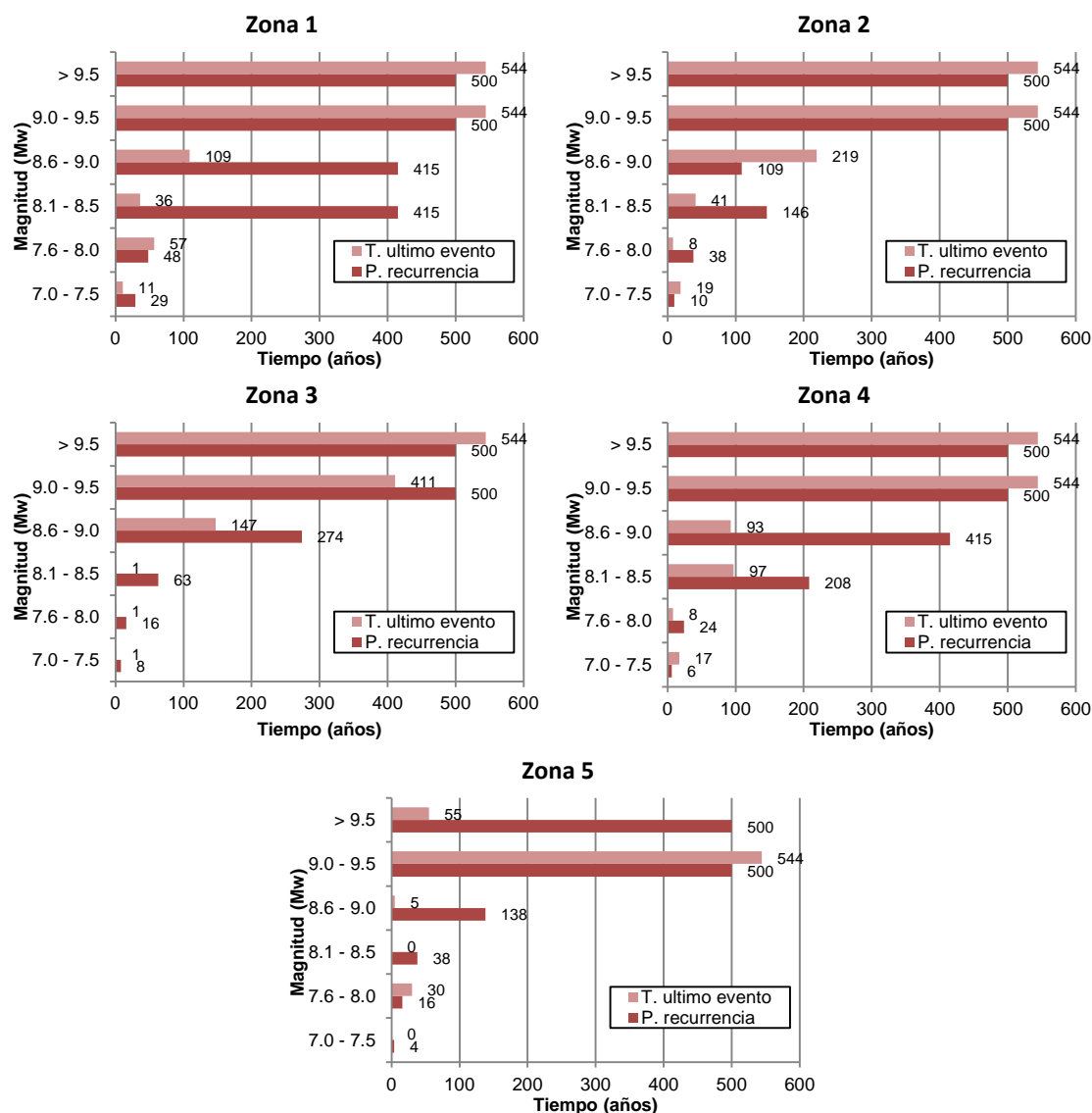


Figura 38. Periodo de recurrencia y el tiempo desde el último evento para cada rango de magnitud

### 3.2.4.1 Función de distribución temporal

Conocer las funciones de distribución temporal asociadas a cada intervalo de magnitud considerando la aperiodicidad del fenómeno, no es una tarea sencilla, ya que requeriría identificar todos los sismos asociados a la intervalo y zona sismogénica durante un periodo de tiempo muy largo de forma completa, hasta alcanzar una muestra realmente representativa. Por este motivo, el procedimiento habitual se basa en ajustar funciones de distribuciones teóricas a la muestra de datos de la que se dispone. Sobre las características de estas

funciones, Abadías et al. (2006) establecen tres requisitos básicos, donde dichas funciones no deben contemplar la posibilidad de que:

- Existan tiempos entre eventos negativos o excesivamente cortos. Debido a la naturaleza del evento que se está analizando, para que se produzca un sismo grande debe haber transcurrido un periodo largo de acumulación de esfuerzos. Por lo que debe existir una cierta relación entre el tiempo de recurrencia entre eventos y la magnitud del mismo. A esto se lo llama sombra de esfuerzos.
- La probabilidad de que se produzca una duración mucho mayor o mucho menor que la media sea constante o creciente.

Las tres distribuciones estadísticas más usadas y que cumplen las tres condiciones anteriores son la log-normal (Patel et al. 1976; ej. Nishenko y Buland, 1987), gamma (Jambunathan, 1954) y weibull (ej. Hagiwara, 1974). También hay distribuciones derivadas de modelos físicos numéricos que suelen ser empleadas, como Brownian Passage Time (Matthews et al. 2002), el Modelo Minimalista (Vázquez-Prada et al. 2002; 2003) y el Modelo de Caja (Abadías et al. 2006). De todas ellas, la más realista para el caso y sencilla de implementar es la distribución log-normal.

La función de densidad de probabilidad log-normal en función del periodo de la media y la desviación:

$$g(t) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \frac{1}{t} \exp\left(-\frac{(\ln t - \mu)^2}{2\sigma^2}\right); \quad t \geq 0$$

Un parámetro que ayuda a entender cómo actúan los modelos de distribución dependientes del tiempo en la peligrosidad sísmica es la tasa de peligrosidad o *Hazardrate*  $H(t)$ . Este parámetro mide la tasa de peligrosidad de la falla o zona sismogénica en función del tiempo y se obtiene a partir de las funciones de densidad y de distribución.

$$H(t) = \frac{f(t)}{1 - F(t)}$$

En la Figura 39 se muestran unas gráficas con la forma de la función de densidad, distribución y tasa de peligrosidad para diferentes periodos medios y desviaciones. Concretamente, corresponden con las funciones asociadas a los intervalos de magnitud más bajos en todas las zonas sismogénicas definidas.

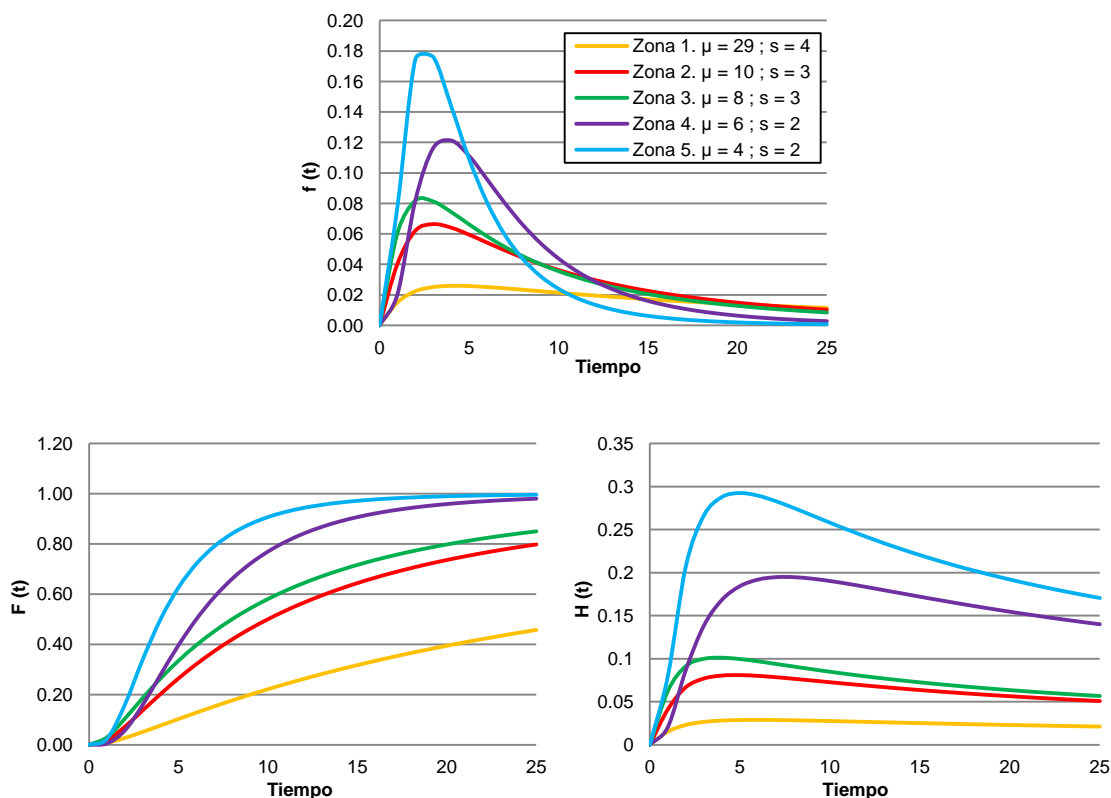


Figura 39. Función Log - Normal. Superior: Función de densidad. Inferior Izquierda: Función de distribución. Inferior Derecha: Tasa de peligrosidad

Esta distribución de distribución log-normal, se caracteriza por considerar que la probabilidad de que se produzca una ruptura inmediata al comienzo del ciclo sísmico ( $t=0$ ) es nula  $F(t)=0$ , y se incrementa de forma continua a lo largo de tiempo ( $t$ ) hasta alcanzar una probabilidad de uno (en el caso de la función de distribución).

### 3.2.4.2 Probabilidades de ocurrencia de eventos en $t$ años

Después de elegir y aplicar el tipo de función de densidad seleccionado, el siguiente paso es estimar la probabilidad de ocurrencia de diferentes números de eventos en un tiempo de cálculo.

Para poder hacer esta estimación es necesario fijar el tiempo en que ocurrió el último evento, marcando así en qué momento del ciclo sísmico nos encontramos ( $t_0$ ), y el tiempo en el cual se desea realizar el cálculo de la probabilidad de ocurrencia de eventos ( $\Delta$ ) (ver Figura 40).

$$P(t \leq [t_0, \Delta]) = \frac{P(t_0 + \Delta) - P(t_0)}{P(t) - P(t_0)}$$

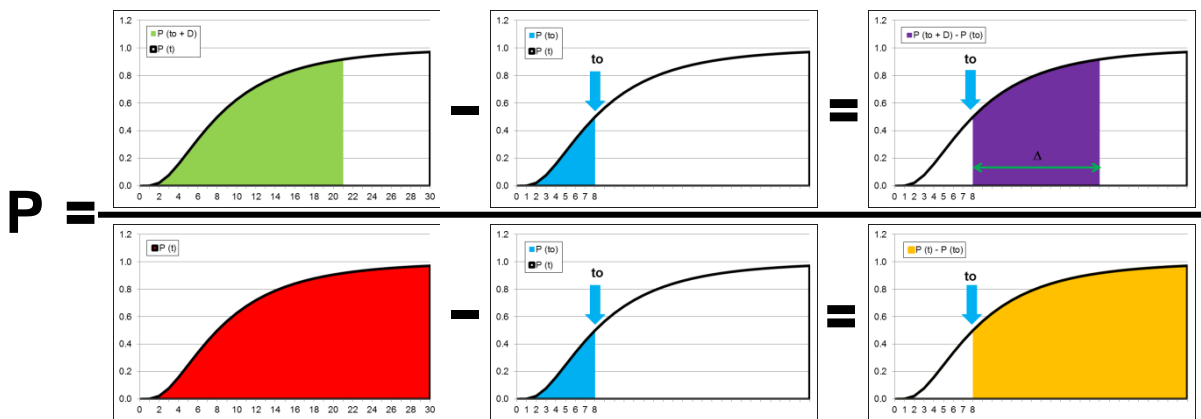


Figura 40. Probabilidad de ocurrencia de eventos sísmicos

El cálculo de la probabilidad de  $n$  eventos se realizó para 50 y 100 años, conociendo así el comportamiento proyectado de la actividad sísmica para estos años establecidos, llegando a tener un caso máximo de 20 eventos (ver Figura 41).

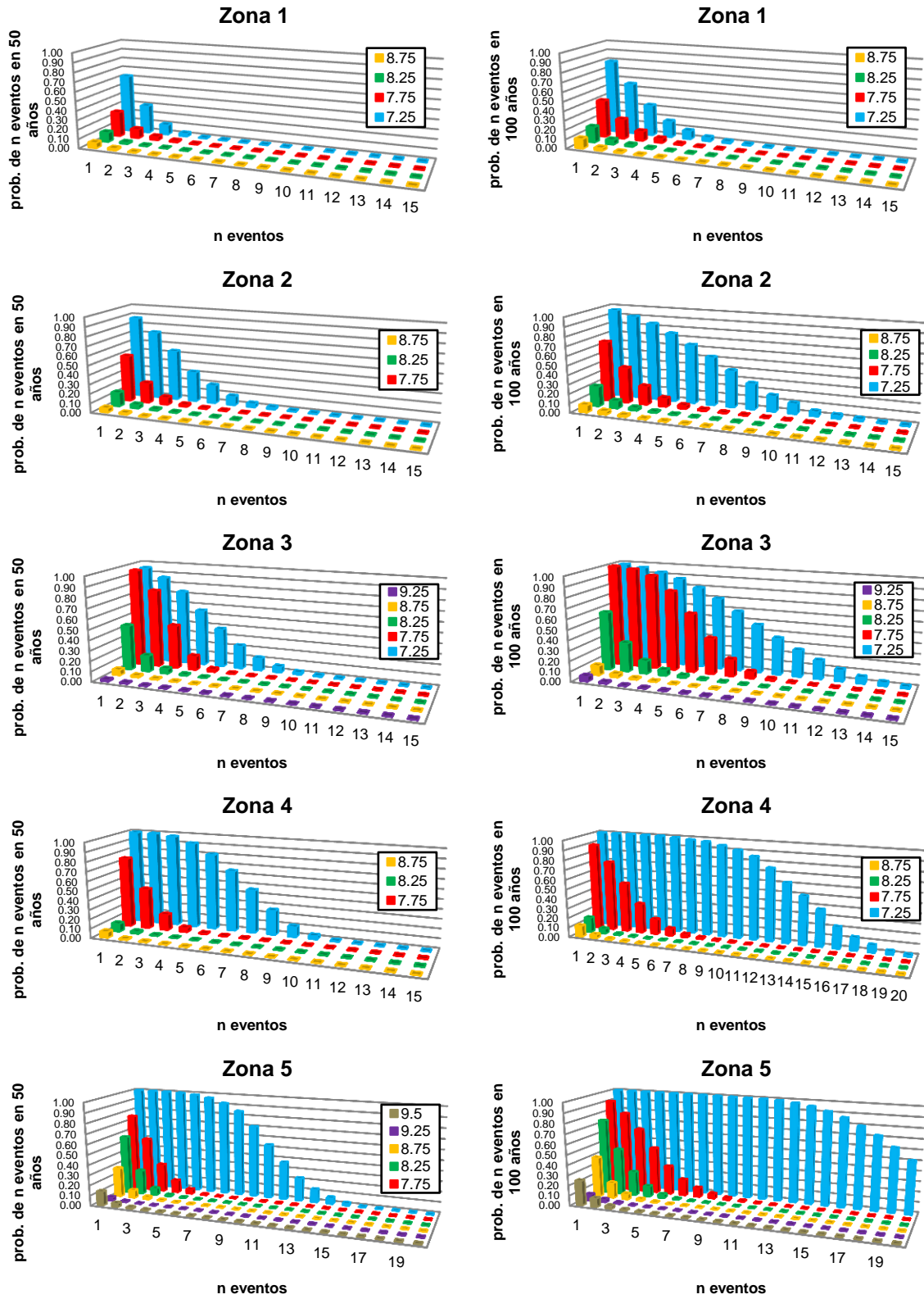


Figura 41. Probabilidades de n eventos en 50 y 100 años



Como puede verse, a medida que aumenta la magnitud disminuye la probabilidad de ocurrencia de  $n$  sismos en 50 y 100 años. Sin embargo en la zona 4 y zona 5 para 100 años y una magnitud entre 7.0 – 7.5, la probabilidad se mantiene muy próxima a uno en un amplio rango de eventos, esto es debido al pequeño periodo de recurrencia de estos eventos.

### **3.3 Ecuaciones de predicción del movimiento fuerte**

La elección de la ecuación de predicción de movimiento fuerte (GMPEs), se basó en elegir modelos asociados al tipo de régimen tectónico subducción de interfase, seleccionando los modelos de Youngs et al. (1997), Atkinson and Boore (2003), Kanno et al. (2006), Zhao et al. (2006), Lin and Lee (2008), Arroyo et al. (2010), Contreras and Boroschek (2012) y Morikawa and Fujiwara (2013).

La falta de conocimiento del comportamiento real de la onda sísmica, lleva a que la elección del modelo sea más compleja de lo que podría pensarse, no pudiéndose descartar a priori ningún modelo de los antes citados. En estos casos, en los que la incertidumbre asociada al uso de un modelo particular no puede cuantificarse, debe tratarse en problema en cuestión desde el punto de vista de las incertidumbres epistemológicas. Este tipo de incertidumbres, asociadas a la falta de conocimiento completo sobre las leyes que rigen este proceso, se suele abordar a partir de un árbol lógico, donde se asignan pesos a cada modelo de acuerdo a unos criterios de experto y confiabilidad previamente establecidos.

Para conocer mejor el comportamiento de la atenuación de la onda sísmica estimada en cada modelo se procedió a graficarlos y superponerlos juntos, tanto en términos de aceleración PGA en función de la distancia (*ver* Figura 42) como en términos de aceleración PGA y SA para diferentes periodos de vibración (*ver* Figura 43). Estos gráficos se estimaron para el rango de magnitudes y distancias de cálculo.

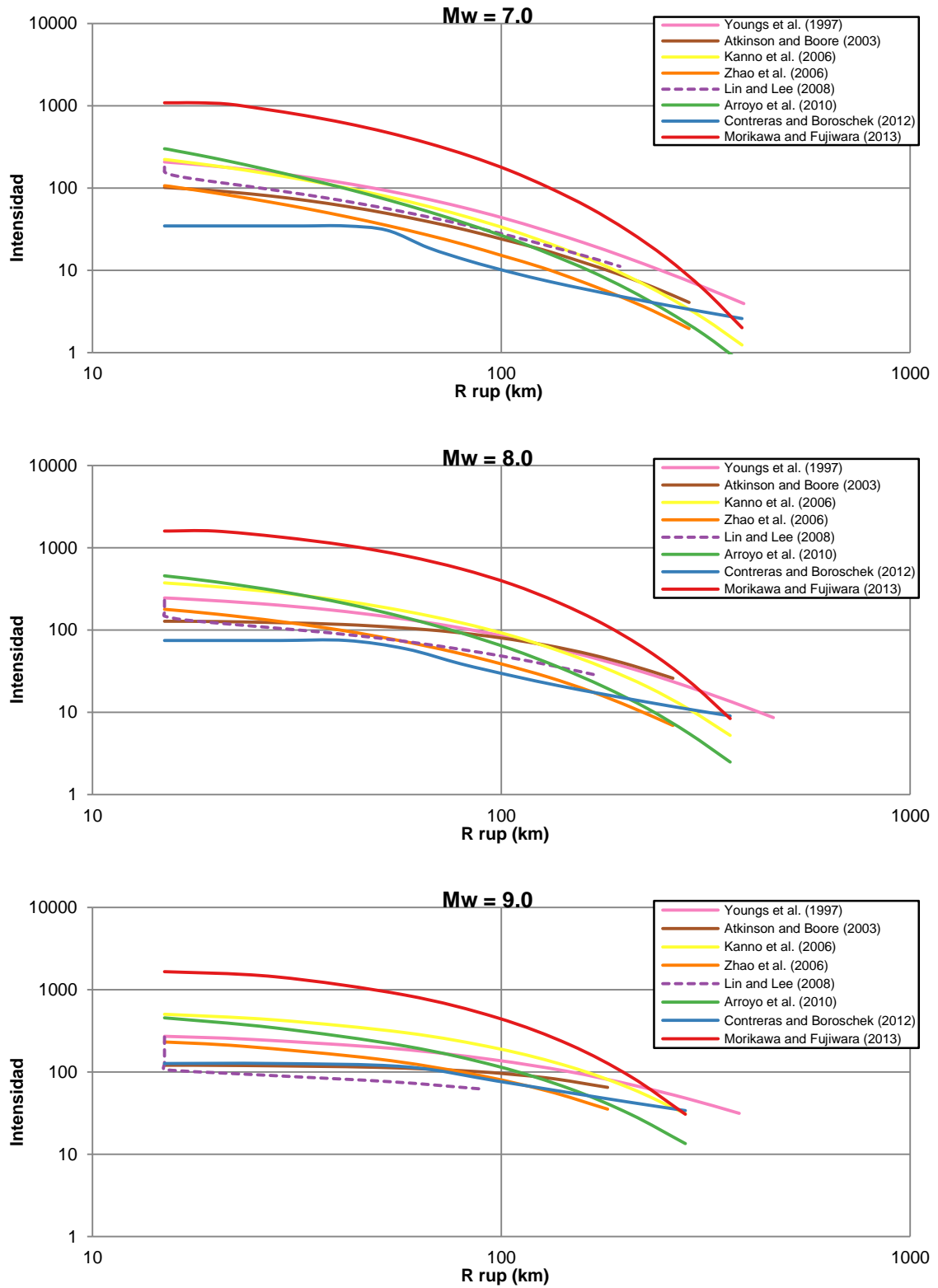


Figura 42. Curvas de atenuación obtenidas por cada modelo en estudio y cada rango de magnitud

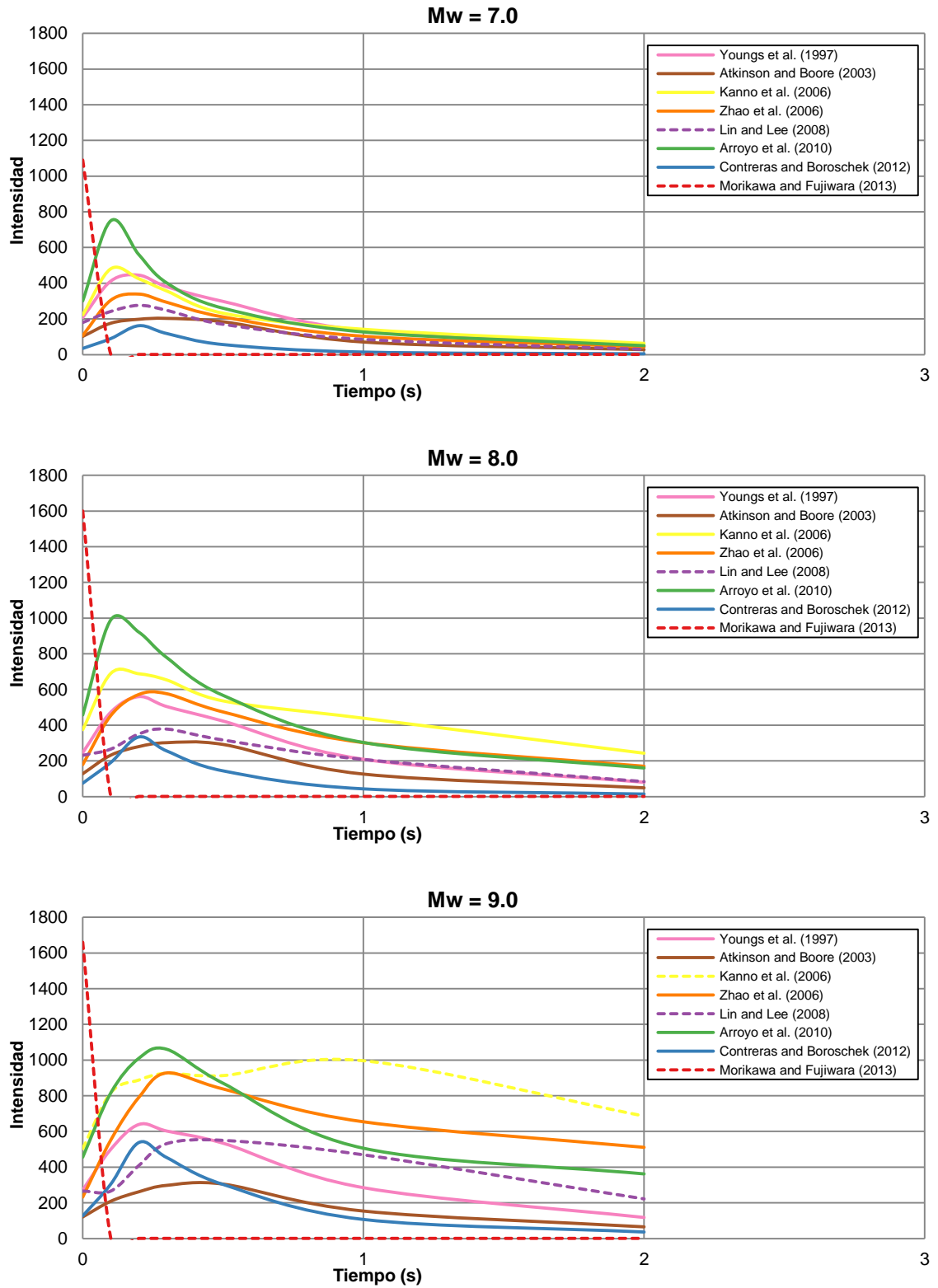


Figura 43. Curvas espectrales obtenidas por cada modelo en estudio y cada rango de magnitud

En el caso concreto de este estudio, al tratarse de una región de alta peligrosidad sísmica con terremotos de magnitudes máximas, fue necesario extrapolar todos los modelos en términos de magnitud. Las extrapolaciones de los modelos lleva asociada un incremento en las perturbaciones o incertidumbres de los modelos propiamente dichas, por ese motivo se tuvo especial cuidado en el análisis de dichos modelos en esas magnitudes altas. En este sentido, puede observarse que el modelo de Lin and Lee (2008) no ofrece una solución adecuada para magnitudes por encima de 8.0, presentando una perturbación en las aceleraciones desde distancias muy cortas, lo que obligó a descartar este modelo.

En la representación de las curvas espectrales, puede observarse que el modelo de Morikawa and Fujiwara2013, sólo se representó para aceleración PGA, esto es debido a la falta de difusión y publicación del modelo para una amplia gama del espectro, lo que obligó a descartar el modelo.

Además de la visualización de los modelos en los periodos de extrapolación hay otros criterios que pueden ayudar a ponderar os modelos más robustos y estables. En este sentido, información referente a la base de datos con la que se desarrolló el modelo (tales como el número de terremotos empleados y la distribución y número de los registros), los rangos de aplicabilidad y tipo de magnitud y distancia o el comportamiento del espectro en esos rangos extrapolados puede ayudar a estimar unos pesos adecuados. En este sentido, se establecieron unos criterios previos de ponderación (ver Tabla 4) que ayudaron a la asignación final de pesos a cada modelo.

Tabla 4.

Variables vs. Ponderaciones

	1.00	0.75	0.50	0.25	0.00
<b>Área en donde se realizó el estudio</b>	Estudio realizado en el mundo	---	Estudio realizado sólo en una región	---	---
<b>Número de registros horizontales</b>	Más de 20000 registros	Entre 5000 y 20000 registros	Entre 4000 y 50000 registros	Entre 100 y 4000 registros	---
<b>Número de terremotos</b>	Más de 200 terremotos	Entre 100 y 200 terremotos	Entre 40 y 100 terremotos	Entre 10 y 40 terremotos	---
<b>Magnitud máxima</b>	Mw mayor a 8.8	Mw entre 8.4 y 8.7	Mw entre 8.1 y 8.3	Mw menor o igual a 8.0	---
<b>Tipo de distancia</b>	Distancia de cálculo igual a Rrup	---	---	---	Distancia de cálculo diferente a Rrup
<b>Periodo máximo de calculo</b>	Más de una ordenada espectral	---	---	---	Sólo una ordenada espectral
<b>Forma de la curva espectral (extrapolando a Mw: 9.0)</b>	Deformación nula	Deformación baja	Deformación media	Deformación moderada	Deformación completa

Una vez analizados cada una de estas variables en los modelos preliminares, se asignaron pesos relativos a cada criterio en cada modelo y, finalmente, se asignó un peso ponderado a cada modelo (ver Tabla 5). Donde puede observarse que dos modelos fueron eliminados del árbol (con peso 0), debido a la imposibilidad en su inclusión en este estudio por razones antes mencionadas. El modelo que resultó con mayor peso fue el publicado en Zhao et al 2006 y el modelo de Young et al 1997, este último, aun siendo un modelo antiguo, es uno de los modelos más ampliamente utilizados en zonas de subducción por su estabilidad y buen funcionamiento.

Tabla 5.

Análisis y ponderación de cada modelo según las variables establecidas

Referencia	Área	Número de resgitros Horizontales	Número de terremotos	Magnitud máxima	Distancia escala métrica	Período máximo	Espectro	Resultado	Ponderación
Youngs et al. (1997)	1.00	0.25	0.75	0.50	1.00	1.00	1.00	0.09	0.33
Atkinson and Boore (2003)	1.00	0.25	0.50	0.50	1.00	1.00	0.50	0.03	0.11
Kanno et al. (2006)	0.50	0.75	0.75	0.25	1.00	1.00	0.25	0.02	0.06
Zhao et al. (2006)	0.50	0.50	1.00	0.50	1.00	1.00	0.75	0.09	0.33
Lin and Lee (2008)	0.50	0.50	0.50	0.50	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00
Arroyo et al. (2010)	0.50	0.25	0.50	0.25	1.00	1.00	1.00	0.02	0.06
Contreras and Boroschek (2012)	0.50	0.25	0.25	1.00	1.00	1.00	1.00	0.03	0.11
Morikawa and Fujiwara (2013)	0.50	1.00	1.00	1.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00
								0.28	1.00

### 3.4 Estimación de la peligrosidad sísmica

La peligrosidad sísmica se ha estimado en términos de los siguientes parámetros de movimiento: aceleración pico (PGA) y aceleraciones espectrales SA referentes a 9 periodos estructurales  $T = 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.7, 1.0, 1.5$  y  $2.0$  segundos, con un límite de intensidad inferior de  $10 \text{ cm/s}^2$  y límite de intensidad superior oscilante entre  $3000$  a  $4000 \text{ cm/s}^2$  según cada ordenada espectral, estableciendo un número total de niveles en este caso veinte niveles, todas ellas expresadas en  $\text{cm/s}^2$ . Estas aceleraciones representarán el movimiento esperado con probabilidad de excedencia del 10% en 50 y 100 años, lo que se corresponde con los periodos de retorno de 475 y 975 años respectivamente, tal como establecen la mayor parte de las normativas relacionadas con el diseño sismorresistente de estructuras convencionales, de especial importancia.

Para el desarrollo del cálculo de la peligrosidad sísmica probabilista se empleó el Software libre CRISIS2012 v5.0 (Ordaz et al. 2013). Este programa permite realizar el cálculo de la peligrosidad (ver Figura 44), en base a las fuentes sísmicas ya establecidas y para cada modelo de movimiento fuerte escogido para este estudio.

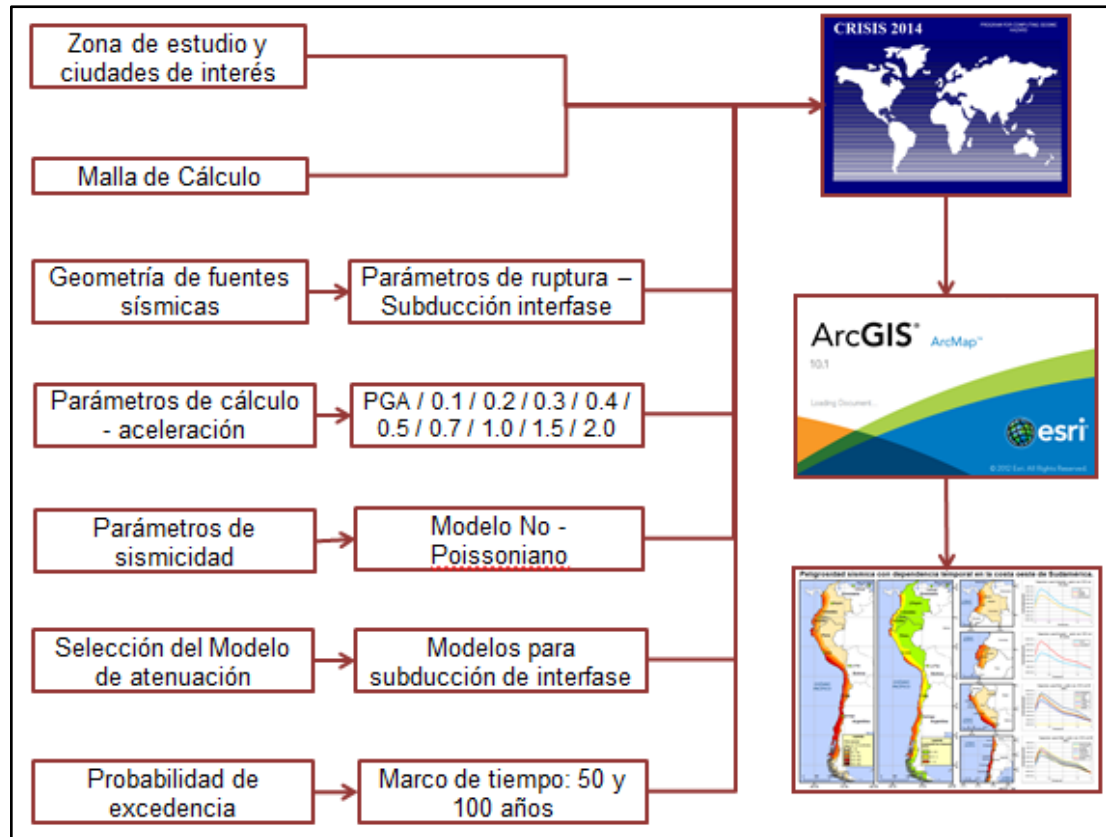


Figura 44. Esquema de cálculo de la peligrosidad, mediante la utilización del software CRISIS2012 y ArcGIS

Las aceleraciones resultantes serán estimadas en emplazamientos genéricos para suelo tipo roca o suelo duro ( $V_{s30} = 760$  m/s), considerando que en dichos emplazamientos debe calcularse posteriormente el efecto local atendiendo a esta aceleración de referencia.

Se considerará la variabilidad aleatoria del modelo de movimiento fuerte hasta un máximo de 3 desviaciones estándar ( $\epsilon=3$ ), por suponer que dicho truncamiento contempla sobradamente la aleatoriedad del movimiento asociado al modelo de predicción.

Las capas base a utilizarse para el cálculo de la peligrosidad será el límite de América del sur que es nuestra área de estudio y las capitales de cada país en estudio, con la finalidad de conocer la máxima aceleración esperada para las ordenadas espectrales establecidas en cada ciudad.

El tamaño de la malla de cálculo se estableció cubriendo toda la COS con coordenadas de inicio (esquina inferior izquierda) de (-85° longitud; -60° latitud) e incorporando un punto cada grado de latitud y longitud (ver Figura 45).

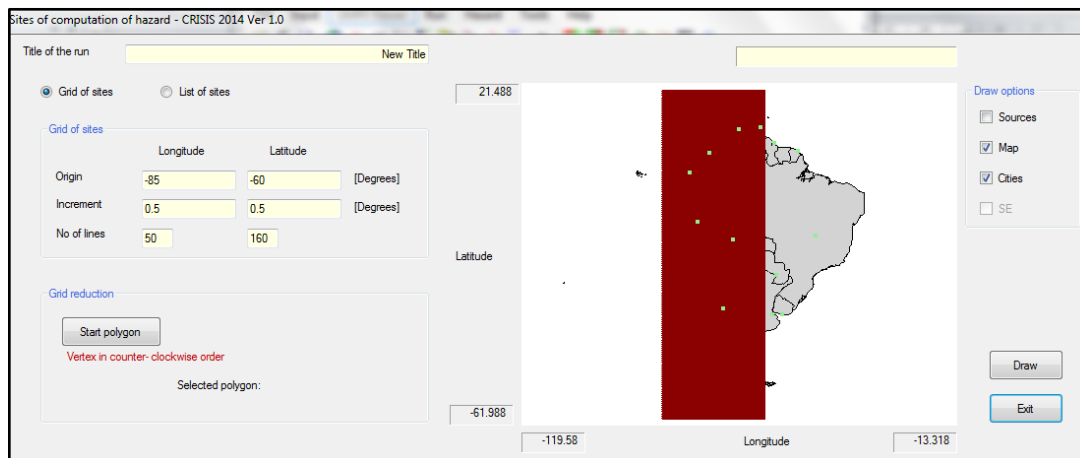


Figura 45. Malla de cálculo de la zona de estudio y ciudades de interés en el programa CRISIS2012

La geometría de las fuentes sísmicas identificadas se incorporó al programa a partir de los ficheros shapefile de ArcGIS, estableciendo zonas con una inclinación similar al MDS (ver Figura 46).



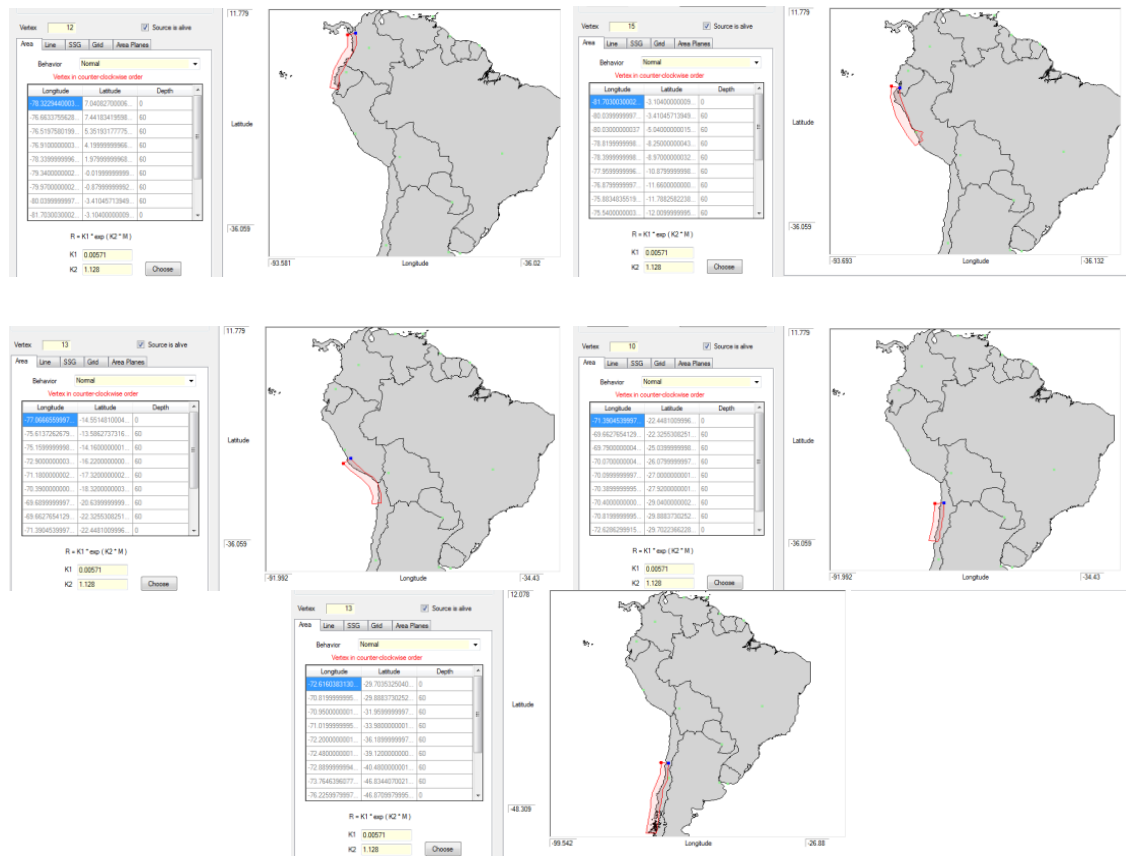


Figura 46. Representación de las fuentes sísmicas en el programa CRISIS2014

El potencial sísmico de cada zona se integró en el software partir de las probabilidades de ocurrencia de  $n$  eventos en 50 y 100 años estimadas anteriormente. Incorporando así un modelo no-poissoniao en el cálculo.

El programa CRISIS2012 v5.0 posee modelos ya programados para ser usados en cálculos de peligrosidad, todos los elegidos en esta estudio estaban integrados en el programa, excepto el modelo de Contreras and Boroschek 2010 que debió ser implementado.

Una vez establecidas las condiciones de cálculo se procedió a realizar el cálculo de la peligrosidad sísmica para los diferentes GMPEs y por cada periodo de retorno, en la malla de cálculo asignada y las ciudades de importancia de la zona de estudio, generado así archivos de resultados en formato \*.map, tratados posteriormente con el SIG y representados por medio de mapas y gráficos.

## **CAPÍTULO IV**

### **ANÁLISIS DE RESULTADOS**

#### **4.1 Obtención y análisis de mapas de peligrosidad sísmica para diferentes periodos de retorno**

La estimación y la representación espacial de la peligrosidad sísmica fue realizada en dos programas que van de la mano para estudios de este tipo, logrando obtener resultados con bajas incertidumbres asociadas al cálculo; CRISIS2012 v5.0 el cual calcula la peligrosidad de acuerdo a las condiciones establecidas anteriormente y ArcGIS v10.1 el cual fue utilizado para representar espacialmente la modelización de la peligrosidad calculada.

En la

Tabla 6 se muestran valores de ponderación, pero al efectuar el cálculo en el programa CRISIS2012 por cada GMPE, se encontró una anomalía de cálculo en el modelo establecido por Kanno et al.2006, ya que dicho modelo sobreestimaba los valores de aceleración en cada punto de la malla, alcanzando en algunos casos valores extremos no reproducibles naturalmente,

por este motivo se decidió finalmente eliminar dicho modelo del cálculo y ponderar nuevamente los modelos

Tabla 6.

Valores nuevos de ponderación, considerados de acuerdo a las aceleraciones calculadas

	Ponderación por análisis de variables	Ponderación por cálculo de aceleraciones
Youngs et al. (1997)	0.33	0.35
Atkinson and Boore (2003)	0.11	0.12
Kanno et al. (2006)	0.06	0.00
Zhao et al. (2006)	0.33	0.35
Lin and Lee (2008)	0.00	0.00
Arroyo et al. (2010)	0.06	0.06
Contreras and Boroschek (2012)	0.11	0.12
Morikawa and Fujiwara (2013)	0.00	0.00

Por cada modelo escogido (Youngs et al.1997, Atkinson and Boore, 2003, Zhao et al. 2006, Arroyo et al. 2010 y Contreras and Boroschek 2012) se generó su modelización espacial en ArcGIS para PGA con una probabilidad de excedencia del 10% para 50 y 100 años (ver Anexo 2 y 3), en donde se representó las aceleraciones en  $\text{cm/s}^2$ , comparando así las diferentes aceleraciones por cada GMPEs. El cálculo medio de la peligrosidad sísmica y su desviación se basó en la multiplicación del valor de la aceleración de los diferentes modelos por la ponderación que se asignó a cada GMPEs.

En la Figura 47, Figura 48, Figura 49 y Figura 50, se presentan las estimaciones de peligrosidad obtenidas para cuatro los países Colombia, Ecuador, Perú y Chile de la COS; identificando la capital y las ciudades de mayor importancia. Cada figura muestra la peligrosidad para PGA con una

probabilidad de excedencia del 10% para 50 y 100 años, tomando en cuenta que la peligrosidad es calculada en roca, sin tomar en cuenta los efectos de sitio por el tipo de suelo, estas condiciones de cálculo simplifican el estudio pero sin embargo se obtiene estimaciones con bajas incertidumbres.

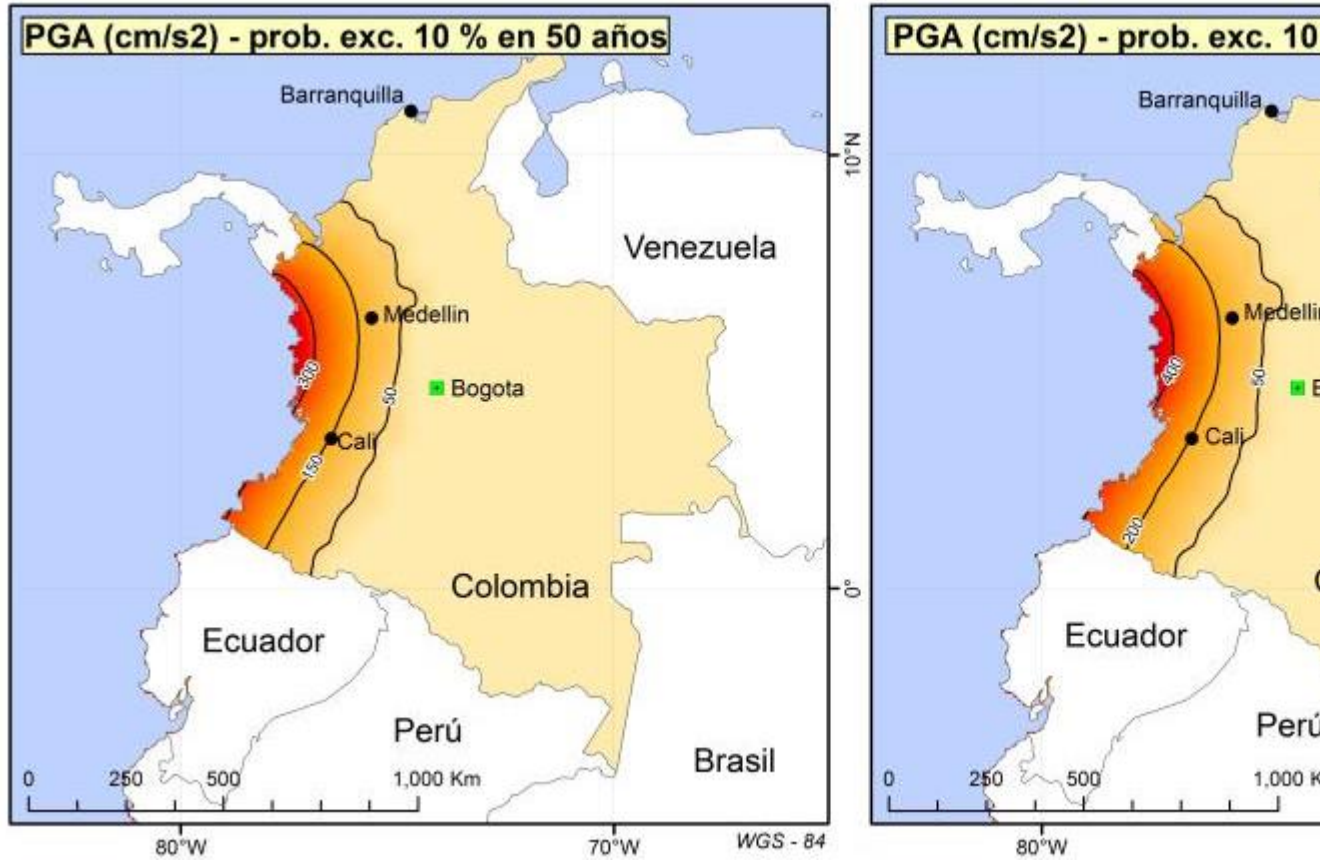


Figura 47. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad sísmica en la zona de subducción de interfase en Sudamérica - Colombia, en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia.

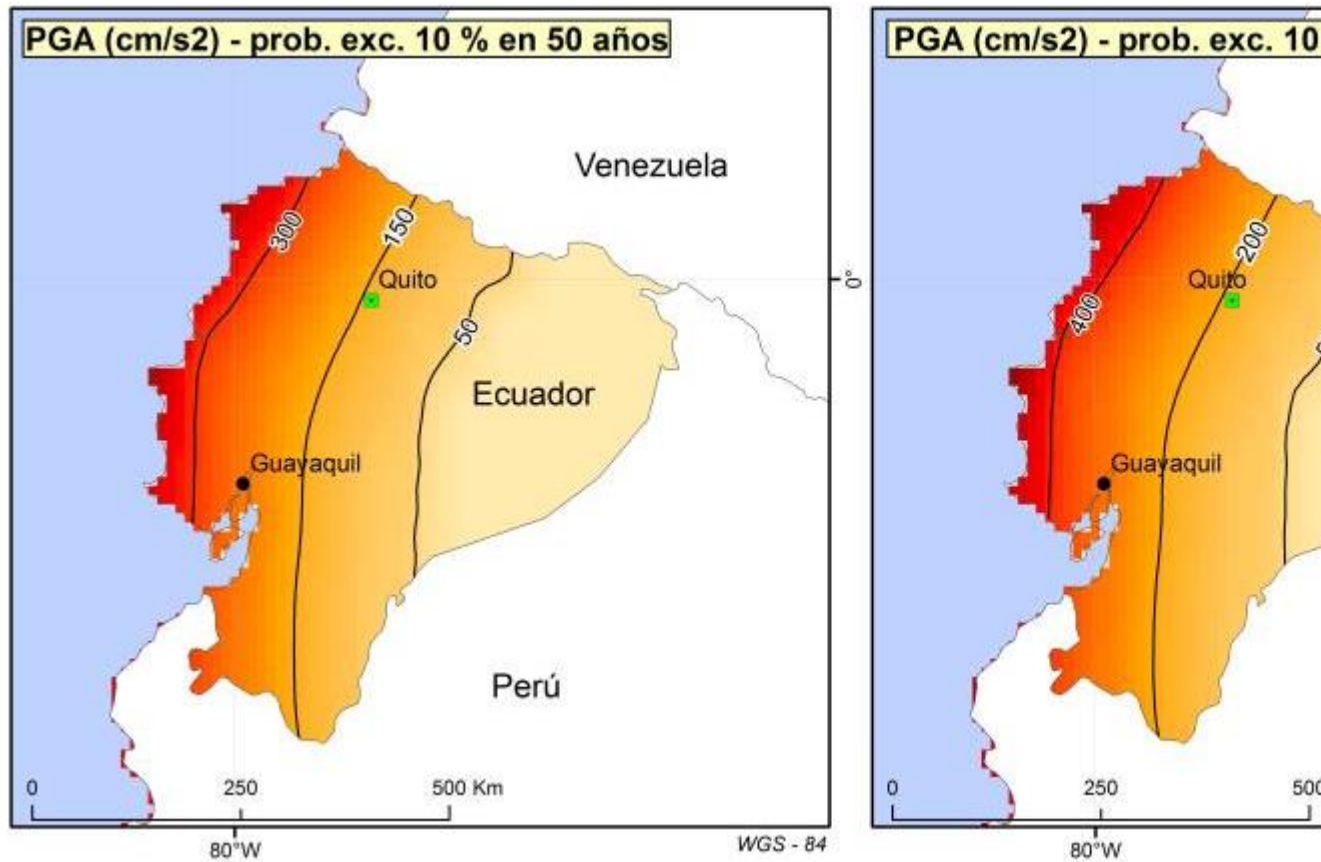


Figura 48. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad sísmica en la zona de subducción de interfase en Sudamérica - Ecuador, en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia.

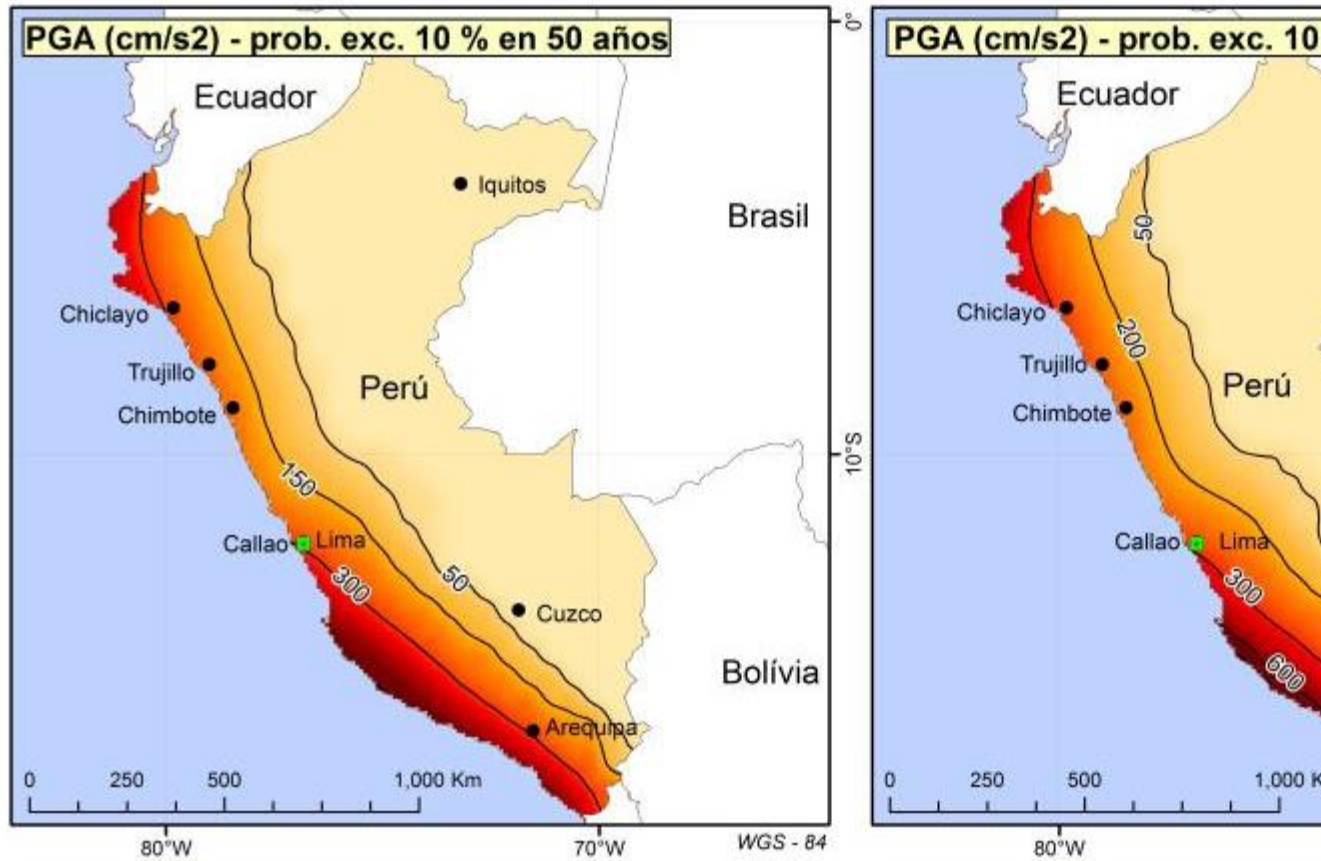


Figura 49. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad sísmica en la zona de subducción de interfase en Sudamérica - Perú, en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia.

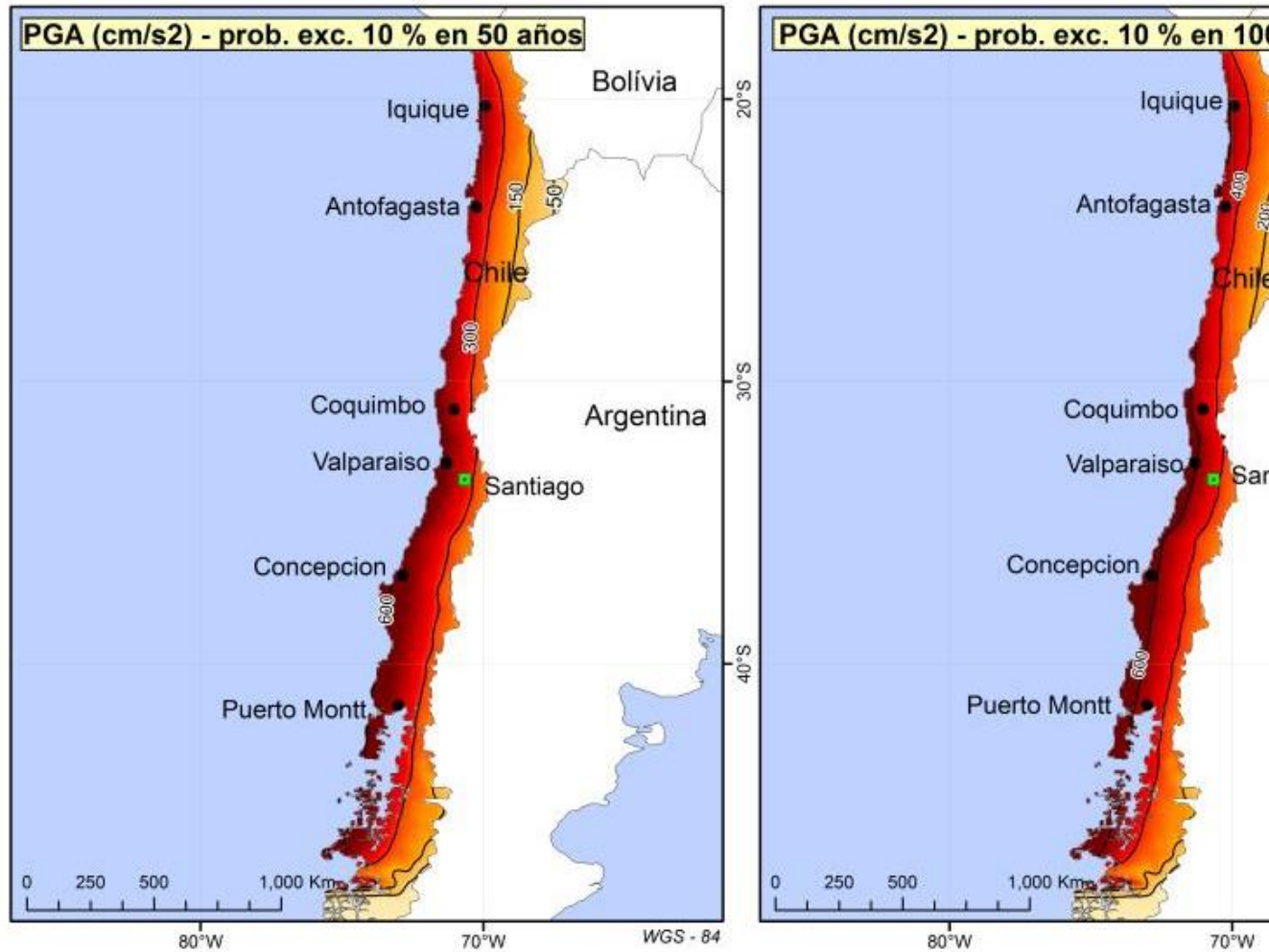


Figura 50. Mapa de la aceleración máxima esperada por actividad sísmica en la zona de subducción de interfase en Sudamérica - Chile, en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia.



Los valores de peligrosidad representados en estas figuras muestran un escenario de peligrosidad considerando el tiempo transcurrido desde el último evento, variable según la zona de subducción y el rango de magnitud establecidos para el cálculo.

#### **4.2 Obtención y análisis de espectros de peligrosidad uniforme en varias ciudades de interés**

Para el cálculo de los espectros de peligrosidad, se basó en la representación puntual de las capitales y ciudades más importantes de los países de interés, dejando de un lado la malla utilizada anteriormente y adoptando la capa de ciudades importantes sobre la cual el software calculo la peligrosidad para diferentes periodos (PGA, 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.7, 1.0, 1.5, 2.0 segundos), posteriormente representados y graficados en Excel para su análisis de acuerdo a cada país.

En la Figura 51 se muestran los espectros de peligrosidad uniforme UHS obtenidos para el país de Colombia, su capital Bogotá y algunas ciudades de interés como Cali, Medellín y Barranquilla, en donde observamos que Bogotá y Barranquilla no presentan peligrosidad por su aceleración cero de acuerdo a los GMPEs, sin embargo si comparamos las dos ciudades de interés restantes tenemos que Cali es la ciudad con una aceleración máxima esperada para los dos periodos de retorno.

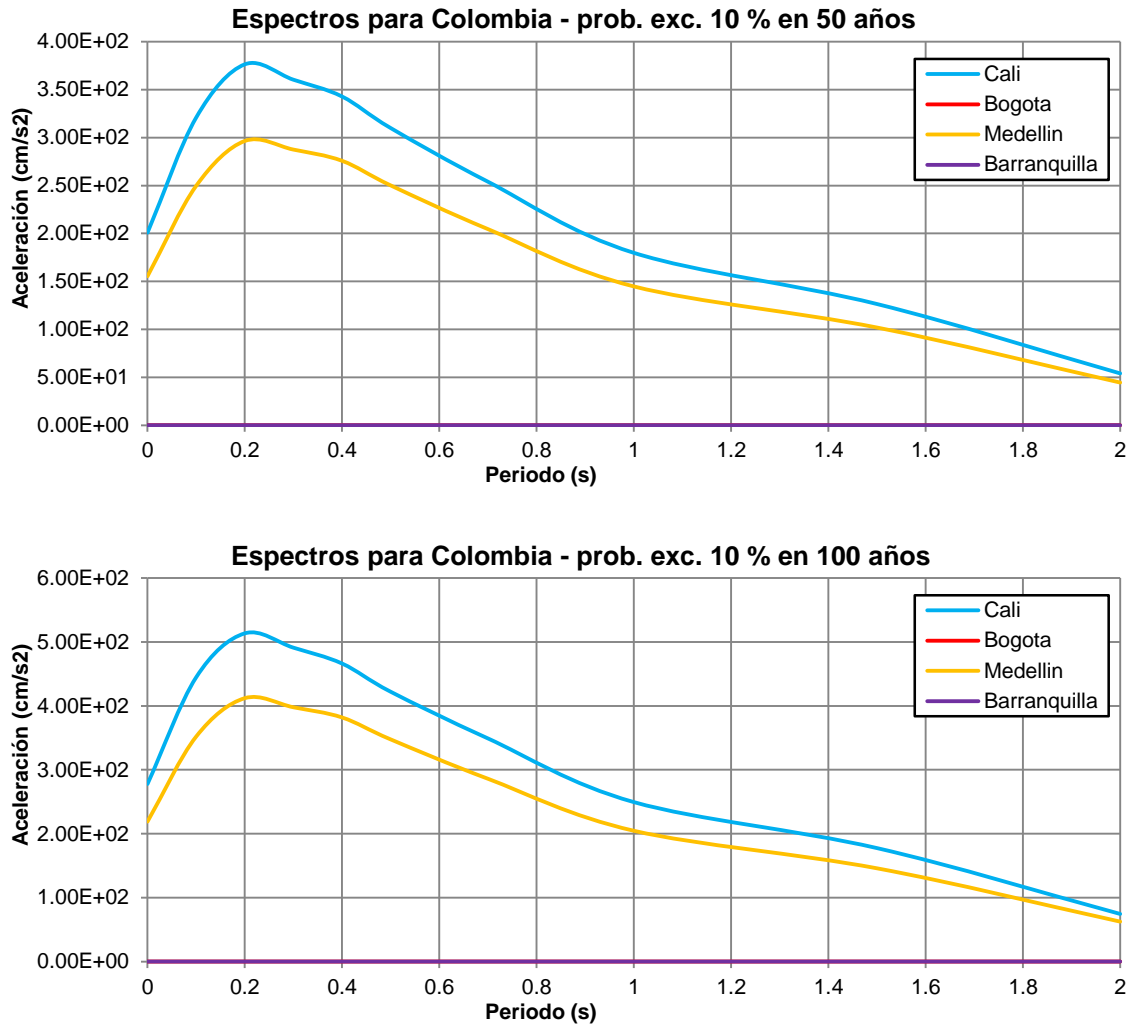


Figura 51. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para Colombia en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia

En la Figura 52 se muestran los espectros de peligrosidad uniforme UHS obtenidos para el país de Ecuador, su capital Quito y algunas ciudades de interés como Guayaquil, para este caso ambas ciudades presentan peligrosidad sísmica, en donde para Guayaquil se espera mayor aceleración debido a que esta ciudad se encuentra más próxima a la zona de subducción, lo que contribuye a que la aceleración máxima esperada sea mayor con respecto a Quito, este comportamiento es similar para los dos periodos de retorno establecidos.

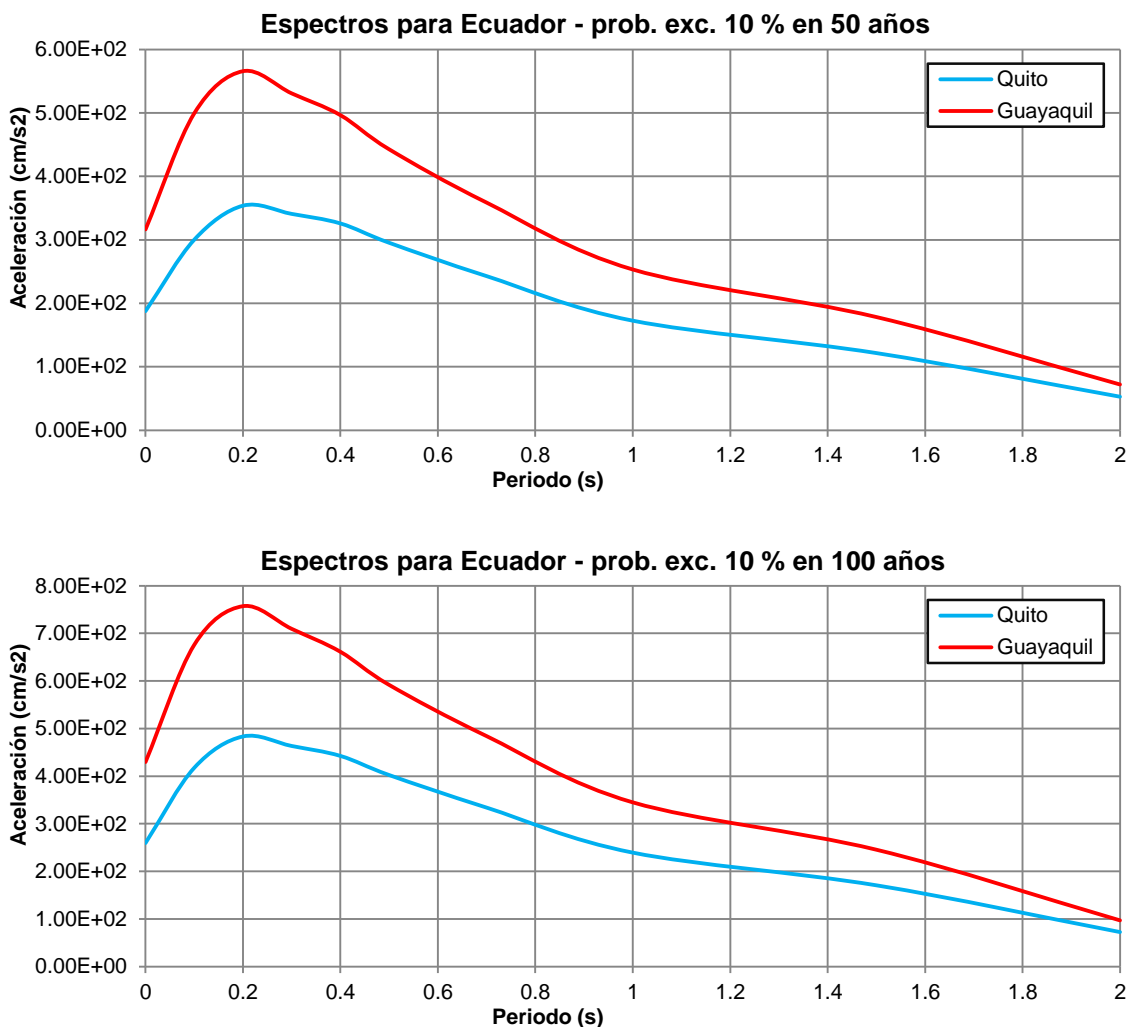


Figura 52. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para Ecuador en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia

En la Figura 53 se muestran los espectros de peligrosidad uniforme UHS obtenidos para el país de Perú, su capital Lima y algunas ciudades de interés como Arequipa, Cuzco, Callao, Chimbote, Trujillo, Chiclayo e Iquitos. En este país encontramos dos ciudades Cuzco e Iquitos, las cuales presentan peligrosidad sísmica “cero” asociada a terremotos de subducción de interfase, pero si comparamos las aceleraciones de los países ya analizados Perú presenta los valores más altos, teniendo a Lima su capital como la ciudad con la mayor aceleración esperada con un valor para PGA de 398 y 532  $\text{cm/s}^2$  para 50 y 100 años respectivamente.

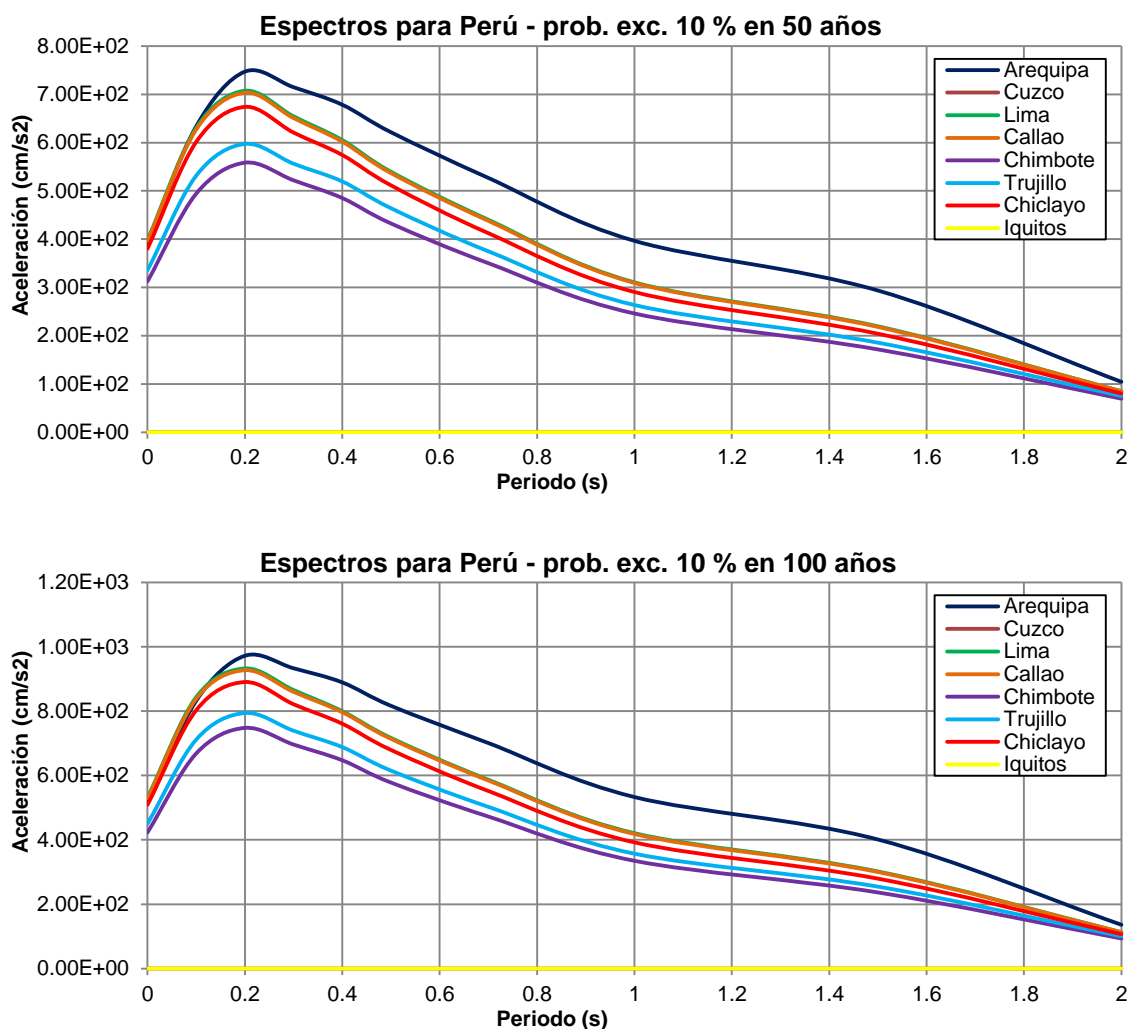


Figura 53. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para Perú en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia

En la Figura 54 se muestran los espectros de peligrosidad uniforme UHS obtenidos para el país de Chile, su capital Santiago y algunas ciudades de interés como Puerto Montt, Concepción, Valparaíso, Coquimbo, Antofagasta e Iquique, este país presenta los valores más altos de aceleraciones esperadas con respecto a los anteriores países ya mencionados, debido a su alto registro de actividad sísmica, teniendo a Concepción como la ciudad con la mayor aceleración esperada con un valor para PGA de 665 y 842  $\text{cm/s}^2$  para 50 y 100 años respectivamente y paulatinamente el resto de ciudades, cabe mencionar que en este país de las ciudades de interés ninguna posee aceleraciones cero.

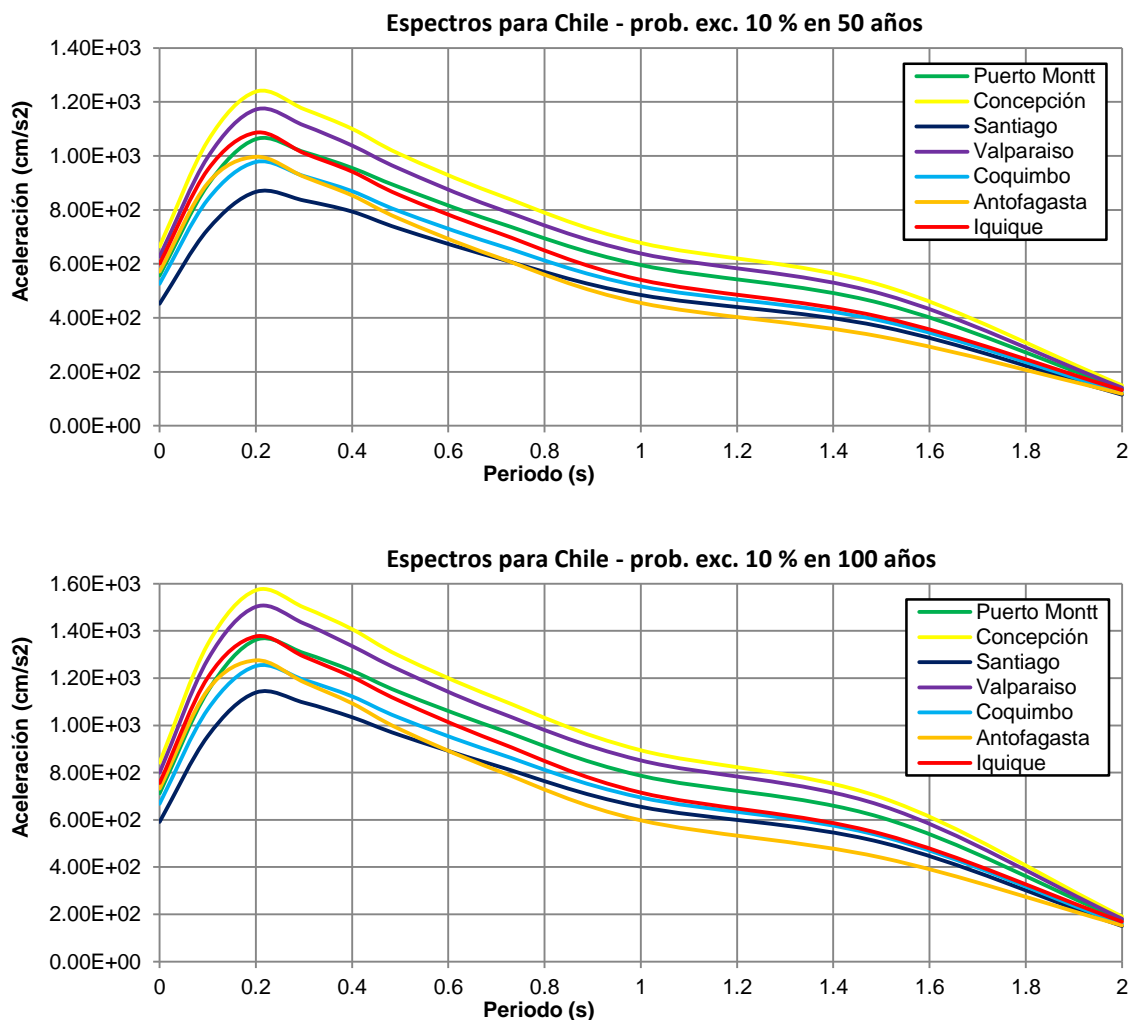


Figura 54. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para Chile en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia

En la Figura 55 se muestran los espectros de peligrosidad uniforme UHS obtenidos para las ciudades de Bogotá, Quito, Lima y Santiago, capitales de los países de la zona de estudio. Si comparamos entre todas estas ciudades la aceleración que se espera en cada una de ellas, logramos analizar que Santiago es la ciudad con la mayor aceleración  $452$  y  $591 \text{ cm/s}^2$  para 50 y 100 años respectivamente, con anterioridad se mencionó que Bogotá no posee un registro en aceleración para ningún periodo de recurrencia, convirtiéndola así en la capital con nulidad en peligrosidad sísmica, seguido de Quito que posee una baja aceleración que supera los  $200$  y  $300 \text{ cm/s}^2$  para 50 y 100 años

respectivamente, si analizamos el caso de Lima tenemos que su aceleración se encuentra es 398 y 532  $\text{cm/s}^2$  para cada periodo de retorno ya establecido.

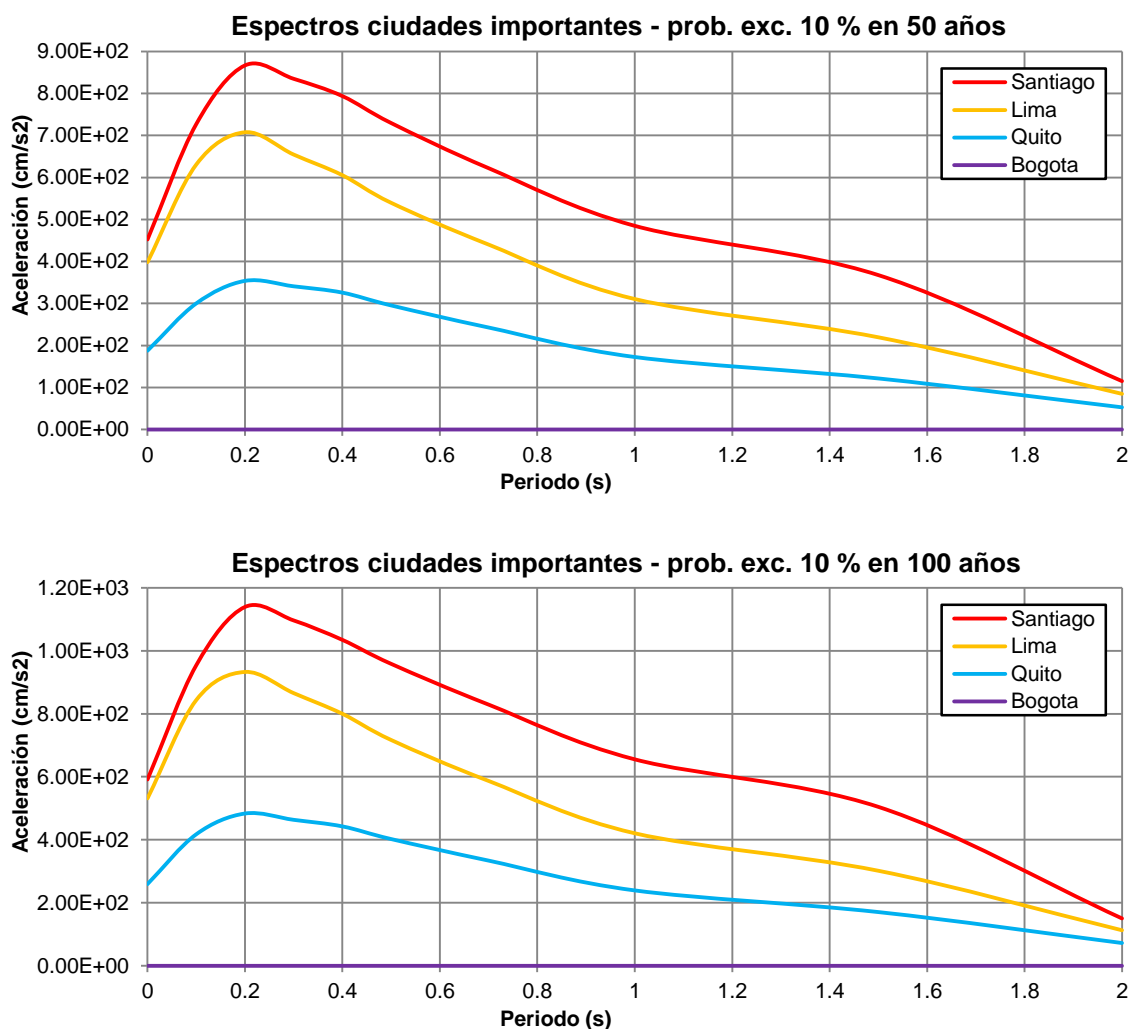


Figura 55. Espectros de peligrosidad uniforme (UHS) para las capitales de los países de la zona de estudio en términos de PGA, para 50 y 100 años con un 10% de probabilidad de excedencia

En el anexo 4 y 5 se muestran varios resultados del cálculo de la peligrosidad sísmica en la zona de estudio, como:

- Peligrosidad sísmica con dependencia temporal, para PGA con una probabilidad de excedencia del 10% para 50 y 100 años, en los cuatro países de interés.

- Coeficiente de variación COV ( $\sigma/\mu$ ), asociado a cada punto de la malla de cálculo, estableciendo las siguientes relaciones si el valor de sigma es: (1) menor a la media, la incertidumbre será menor; (2) es igual a la media, la incertidumbre se mantendrá; (3) es mayor a la media, la incertidumbre será mayor.
- Espectros de peligrosidad uniforme (UHS), para cuatro países correspondientes a la zona de estudio: Colombia, Ecuador, Perú y Chile e identificando la capital y las ciudades de mayor importancia.

## CAÍTULO V

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este estudio se ha analizado de forma pormenorizada la actividad sísmica registrada en la COS, para ello se realizó una recopilación de información de eventos sísmicos en varias fuentes bibliográficas como agencias oficiales de los países correspondientes y agencias e iniciativas internacionales, así como de artículos científicos relevantes, asignando al Catálogo Sísmico de Proyecto una buena robustez, tanto en época histórica como instrumental de la zona de estudio; Estos registros fueron depurados y homogeneizados a Magnitud momento Mw, obteniendo finalmente un catálogo de **347 registros**.

Estos 347 registros corresponden con terremotos de magnitud mayor o igual a 7.0. Puesto que el estudio que se desarrolló de peligrosidad sísmica solo contempla sismos de subducción interfase, fue necesario seleccionar aquéllos asociados a dicho régimen, prescindiendo de los sismos de subducción intraplaca y corticas. Para hacer esta selección se tuvo en cuenta la localización de los terremotos y su mecanismo. Ayudados por un modelo de zonas de subducción (Hayes et al. 2012) se identificaron **197 registros de sismos de subducción interfase**.

La geometría de las fuentes sísmicas, modeladas a partir de zonas sismogénicas, fue definida a partir de la geometría del modelo de subducción (acimut y buzamiento), el registro sísmico y la energía catalogada en el mismo y la capa de velocidades de la corteza de SIRGAS. Definiendo así **5 zonas sismogénicas** que cubrían toda la COS de norte (Zona 1) a sur (Zona 5).



Para caracterizar el potencial sísmico de cada zona se estudiaron los registros sísmicos que estaban contenido en cada una de ellas, antes se debió fijar el año a partir del cual el catálogo sísmico es completo para cada intervalo de magnitud (año de referencia). A partir de dichos años y contando en número de terremotos ocurrido en esos periodos se establecieron los **periodos de recurrencia de cada intervalo de magnitud y zona**, asignándoles una incertidumbre a los años de referencia mediante un proceso estocástico de Montecarlo. Estos periodos muestran que de las 5 zonas sismotectónicas identificadas, la **zona 5 (más al sur) es la que mayor potencial sísmico** tiene, tanto por la recurrencia de sus terremotos como por la magnitud máxima registrada.

A partir de los periodos de recurrencia, se asignó una función de distribución temporal de ocurrencia de eventos, la función utilizada fue la **función log-normal**, permitiendo estimar con ella la **probabilidad de ocurrencia de eventos en los próximos 50 y 100 años** y teniendo en cuenta el tiempo desde el último evento de cada intervalo de magnitud.

Para modelizar la atenuación de la onda sísmica desde las fuentes sísmicas hasta los puntos de cálculo se emplearon diferentes modelos empíricos que ofrece la literatura y se implementaron a partir de un árbol lógico. Los modelos integrados fueron **Youngs et al. (1997), Atkinson and Boore (2003), Kanno et al. (2006), Zhao et al. (2006), Lin and Lee (2008), Arroyo et al. (2010), Contreras and Borosc hek (2012) y Morikawa and Fujiwara (2013)**.

Los pesos asignados a cada modelo se estimaron a partir de criterios de robustez y similitud sismotectónica con la COS. Los modelos de Kanno et al. (2006), Lin and Lee (2008) y Morikawa and Fujiwara (2013) fueron ponderados con 0, por incompatibilidades con el cálculo desarrollado. Los modelos con mayor peso fueron los de Youngs et al. (1997) y Zhao et al. (2006), con un valor de 0.35 cada uno.

Las estimaciones de la peligrosidad sísmica se hicieron con el software libre **CRISIS2012 v.5.0**. Estimando la peligrosidad en toda la costa de estudio en términos de términos de PGA y para diferentes ciudades de cada país en términos de diferentes aceleraciones espectrales, obteniendo así **mapas de peligrosidad y espectros de peligrosidad uniforme**.

Al analizar los resultados obtenidos, puede observarse que el país con mayor aceleración máxima espera debido a los sismos de subducción interfase de magnitud mayor o igual a 7.0 en **Chile**, específicamente la zona centro – sur del país, con aceleraciones que alcanzan un valor en **PGA de 810 y 968 cm/s<sup>2</sup>**, para los próximos 50 y 100 años respectivamente. Especialmente, cabe destacar la ciudad de **Concepción**, cuyas aceleraciones alcanzan un valor en PGA de **665 y 842 cm/s<sup>2</sup>** para 50 y 100 años respectivamente.

## BIBLIOGRAFÍA

- Abadías N.L., González A., Gómez J.B. and Pacheco A.F. (2006). *Nuevo modelo de renovación para la recurrencia de terremotos en una falla*. Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza. 61: 121-134.
- Alvarado, A. (2012). *Néjotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur* (tesis doctoral). Universidad de Grenoble, Francia.
- Arroyo. D., García. D., Ordaz. M., Mora. M., & Singh. S. (2010) *Strong ground-motion relations for Mexican interplate earthquakes*. Journal of Seismology, 14(4):769 - 785.
- Atkinson G.M. and Boore D.M. (2011). *Modifications to Existing Ground-Motion Prediction Equations in Light of New Data*. Bulletin of the Seismological Society of America. 101: 1121-1135.
- Atkinson. G., & Boore. D. (2003). *Empirical ground-motion relations for subduction zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions*. Bulletin of the Seismological Society of America, 93(4):1703-1729.
- Barrientes, S. Servicio Sismológico – Universidad de Chile. (2010). *Terremoto Cauquenes 27 febrero 2010*. Recuperado de [http://www.sismologia.cl/links/Informe\\_Terremoto\\_Cauquenes.pdf](http://www.sismologia.cl/links/Informe_Terremoto_Cauquenes.pdf)
- Beck, S. L., & Ruff, L. J. (1989). *Great earthquakes and subduction along the Peru trench*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 57(3), 199-224.

- Bommer. J., Douglas. J., Scherbaum. F., Cotton. F., Bungum.H.,&Fäh. D. (2010). *On the selection of ground-motion prediction equations for seismic hazard analysis*. *Seismological Research Letters*, 81(5), 783-793.
- Bormann, P., Liu, R., Xu, Z., Ren, K., Zhang, L., & Wendt, S. (2009). *First application of the new IASPEI teleseismic magnitude standards to data of the China National Seismographic Network*. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 99, 1868–1891.
- Calahorrano, A., Sallarès, V., Collot, J. Y., Sage, F., & Ranero, C. R. (2008). *Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data*. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(3), 453-467.
- Chandler A., Cham, L., & Lam N.T.K. (2001). *Deterministic Seismic Hazard Parameters and Seismic Risk Implications for the Hong Kong region*. *J. Asian Earth Sci*, 20 (1), 59-72.
- Chunga, C., Martillo, K., Pazmiño, C., Quiñonez, N., M. F., & Huaman, F. (2009). *Estimación de máximos niveles de sismicidad para el Litoral Ecuatoriano a través de la integración de datos geológicos y sismotectónicos*.
- Clarke, P. J., Davies, R. R., England, P. C., Parsons, B. E., Billiris, H., Paradissis, D., & Bingley, R. (1997). *Geodetic estimate of seismic hazard in the Gulf of Corinthos*. *Geophysical Research Letters*, 24(11), 1303-1306.
- Collot, J. Y., Charvis, P., Gutscher, M. A., & Operto, S. (2002). *Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismicogenic zone*. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 83(17), 185-190.
- Collot, J. Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., & Spence, G. (2004). *Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern*

- Ecuador–southwest Colombia margin*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 109 (B11).
- Comte, D., & Pardo, M., *Reappraisal of Great Historical Earthquakes in the Northern Chile and Southern Peru Seismic Gaps*. Natural Hazards, (4), 23-44.
- Contreras, V., & Boroschek, R. (2012). *Strong ground motion attenuation relations for Chilean subduction zone interface earthquakes*. In Proceedings of Fifteenth World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal.
- Cotton, F., Scherbaum, F., Bommer, J., & Bungum, H. (2006). *Criteria for selecting and adjusting ground-motion models for specific target regions: Application to central Europe and rock sites*. Journal of Seismology, 10(2), 137-156.
- Drewes, H., & O. Heidbach (2012). *The 2009 Horizontal Velocity Field for South America and the Caribbean*. In: Kenyon S., M.C. Pacino, U. Marti (Eds.), Geodesy for Planet Earth, IAG Symposia, 136: 657-664.
- Emmi, P. C., & Horton, C. A. (1995). *A Monte Carlo simulation of error propagation in a GIS-based assessment of seismic risk*. International Journal of Geographical Information Systems, 9(4), 447-461.
- Fielding, E. J., Lundgren, P. R., Taymaz, T., Yolsal-Çevikbilen, S., & Owen, S. E. (2013). *Fault-Slip Source Models for the 2011 M 7.1 Van Earthquake in Turkey from SAR Interferometry, Pixel Offset Tracking, GPS, and Seismic Waveform Analysis*. Seismological Research Letters, 84(4), 579-593.
- Gailler, A., Charvis, P., & Flueh, E. R. (2007). *Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles*. Earth and Planetary Science Letters, 260(3), 444-464.
- García-Mayordomo J., Insua-Arévalo J., Martínez-Díaz J., Perea H., Álvarez-Gómez J.A., Martín-González F., González A., Lafuente P., Pérez-López

- R., Rodríguez-Pascua M.A., Giner-Robles J., Azañón J.M., Masana E. and Moreno X. (2005). *Modelo integral de zonas sismogénicas de España. Resúmenes de la 1ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Sigüenza, España.
- Giardini, D., Grünthal, G., Shedlock, K., & Zhang, P. (2003). *The GSHAP Global Seismic Hazard Map*. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, IASPEI.
- Gómez.A., & Leschiutta. I., (2004). *Determining the parameters of earthquake Sources in south america from macroseismic Intensity data (ceresis database)*. Earth Sciences, 8 (1), 10 -18.
- Hagiwara Y. (1974). *Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain*. Tectonophysics. 23: 313–318.
- Hanks.T., & Kanamori.H. (1979). *A moment magnitude scale*, J. Geophys.Res. 84, 2348–2350.
- Hayes, G. P., Wald, D. J., & Johnson, R. L. (2012). *Slab1. 0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 117(B1).
- Huang, R., & Li, W. L. (2008). *Research on development and distribution rules of geohazards induced by Wenchuan earthquake on 12th May, 2008*. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 27(12), 2585-2592.
- Hubp, J. L. (2002). *La superficie de la tierra. Fondo de Cultura Económica. Instituto Nacional de Estadística y Censos (INEC). (2010). Ecuador en Cifras. Resultados del Censo 2010. Artículo online.*
- Jambunathan M.V. (1954). *Some properties of beta and gamma distributions*. The annals of mathematical statistics. 25(2): 401-405.

- Kanamori, H., & McNally, K. C. (1982). *Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast*. Bulletin of the Seismological Society of America, 72(4), 1241-1253.
- Kanamori, H. (1977) *The energy release in great earthquakes*, J. Geophys. Res. 82, 2981–2987.
- Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., & Fukushima, Y. *A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data*. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(3): 879 - 897.
- Kayabali, K., & Akin, M. (2003). *Seismic Hazard Map of Turkey Using the Deterministic Approach*. Engineering Geology, 69 (1-2), 127-137.
- Lanza, F. J., Puentes, S. H., & Villalobos, F. (2003). *Estudio comparativo de la norma sismorresistente venezolana actual con códigos sísmicos de otros países*. Revista Ingeniería Uc, 10(3): 59-66.
- Leonard, M., (2010). *Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release*. Seismological Society of America, 100 (5A), 1971 – 1988.
- Leyton, F., Ruiz, S., & Sepúlveda, S. *Re-evaluation of probabilistic seismic hazard in central Chile*. Andean Geology, 37 (2), 455-472.
- Lin, M. L., & Tung, C. C. (2004). *A GIS-based potential analysis of the landslides induced by the Chi-Chi earthquake*. Engineering Geology, 71(1), 63-77.
- Lin, P., & Lee, T. (2008). *Ground-motion attenuation relationships for subduction-zone earthquakes in northeastern Taiwan*. Bulletin of the Seismological Society of America, 98(1): 220 - 240.
- Madariaga, R. (1998). *Sismicidad de Chile*. Física de la Tierra, 10 (1), 221 -258.
- Maksymowicz, A. (2015). *The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile*. Elsevier, 1, p. 14.

- Matthews M.V., Ellsworth W.L. and Reasenberg P.A. (2002). A Brownian model for recurrent arthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 92(6): 2233–2250.
- Mohanty, W. K., Walling, M. Y., Nath, S. K., & Pal, I. (2007). *First order seismic microzonation of Delhi, India using geographic information system (GIS)*. *Natural Hazards*, 40(2), 245-260.
- Morikawa.N.,& Fujiwara. H. (2013).*A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to m9 megaeearthquake*. *Journal of Disaster Research*, 8(5):878 - 888, 2013.
- Nishenko S. and Buland R. (1987). *A generic recurrence interval distribution for earthquake forecasting*, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 77:1382–1389.
- Ordaz M., Martinelli F., D'Amico V. and Meletti C. (2013). *CRISIS2008: A Flexible Tool to Perform Probabilistic Seismic Hazard Assessment*.*SeismologicalResearchLetters*. 84(3).495-504.
- Patel G.N., Preziosi A.F. and Baughman R.H. (1976). *U.S. Patent No. 3,999,946*. Washington, DC: U.S. Patent and Trademark Office.
- Purcaru, G., &Berkhemer, H. (1978).*A magnitude scale for very large earthquakes*.*Tectonophys.*, 49, 189-198.
- Reid H.F. (1910). *The mechanics of the earthquake. En: The California Earthquake of April 18, 1906*, Report of the State Earthquake Investigation Comission, Carnegie Institution (Washington, USA). 2: 1–192.
- Rivas-Medina, A. (2014). *Contribución metodológica para incorporar fallas activas en la modelización de la fuente dirigida a estimaciones de peligrosidad sísmica*. Aplicación al sur de España (tesis doctoral). Universidad Politécnica de Madrid. España.
- Romeo, R., &Pugliese, A. (2000).*Seismicity, Seismotectonics and Seismic Hazard of Italy*.*Engineering Geology*, 55, 241–266.



- Sage, F., Collot, J. Y., & Ranero, C. R. (2006). *Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin*. *Geology*, 34(12), 997-1000.
- Sennson, J. L., & Beck, S. L. (1996). *Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes and earthquake cycles along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments*. *Pure and Applied Geophysics*, 146(1), 67-101.
- Smith, R. B., Jordan, M., Steinberger, B., Puskas, C. M., Farrell, J., Waite, G. P., & O'Connell, R. (2009). *Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188(1), 26-56.
- Stepp J.C. (1972). *Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effects on statistical estimates of earthquake hazard*. *Proceedings of First Int. Conference on Microzonation*. 2: 897-910.
- Tavera. H. (2001). *Catálogo sísmico del Perú 1471 – 1982*. Instituto Geofísico del Perú.
- Thatcher, W., & Hanks, T., (1973). *Source parameters of southern California earthquakes*. *J. Geophys. Res.*, 78, 8547-8576.
- Vázquez-Prada M., González A., Gómez J.B. and Pacheco A.F. (2003). *Forecasting characteristic earthquakes in a minimalist model*. *Nonlinear Processes in Geophysics*. 10(3): 565–571.
- Vázquez-Prada M., González A., Gómez J.B. and Pacheco A.F. (2002). *A minimalist model of characteristic earthquakes*. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 9 (5–6): 513–519.
- Xu, C., Xu, X., Lee, Y. H., Tan, X., Yu, G., & Dai, F. (2012). *The 2010 Yushu earthquake triggered landslide hazard mapping using GIS and weight of evidence modeling*. *Environmental Earth Sciences*, 66(6), 1603-1616.

- Youngs. R., Chiou. S., Silva.W.,&Humphrey.J. (1997).*Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes*. Seismological Research Letters, 68(1):58 - 73.
- Zhao. J., Zhang. J., Asano. A., Ohno. Y., Oouchi.T.,Takahashi.T., Ogawa. H., Irikura. H., Thio. H., Somerville. P., Fukushima. Y.,& Fukushima. Y. (2006).*Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period*. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(3): 898 - 913.

## **ANEXOS**

**Anexo1.Localización y ocurrencia de grandes sismos ocurridos en la costa oeste de Sudamérica.**

**Anexo 2. Peligrosidad sísmica en la costa oeste de Sudamérica calculada para un periodo de retorno de 50 años y 10 % de probabilidad de excedencia, para diferentes modelos de predicción de movimiento fuerte (GMPEs).**

**Anexo 3. Peligrosidad sísmica en la costa oeste de Sudamérica calculada para un periodo de retorno de 100 años y 10 % de probabilidad de excedencia, para diferentes modelos de predicción de movimiento fuerte (GMPEs).**

**Anexo 4. Peligrosidad sísmica con dependencia temporal y representación de espectros de peligrosidad uniforme (UHS) en algunas ciudades de interés en la costa oeste de Sudamérica para un periodo de retorno de 50 años y 10 % de probabilidad de excedencia.**

**Anexo 5. Peligrosidad sísmica con dependencia temporal y representación de espectros de peligrosidad uniforme (UHS) en algunas ciudades de interés en la costa oeste de Sudamérica para un periodo de retorno de 100 años y 10 % de probabilidad de excedencia.**