

***ACTUALIZACIÓN DEL PROGRAMA DE CÓMPUTO
ORIENTADO A LA DETERMINACIÓN DEL
PELIGRO SÍSMICO EN EL PAÍS***

Elaborado por:

SENCICO

Av. De la Poesía N° 351 – San Borja.

Lima 31 – Perú

Telf.: (511) 211-6300 Anexo 1906

Junio, 2016

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Antecedentes	1
1.2	Alcance del Estudio	1
1.3	Limitaciones del Estudio	1
2	PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO	1
2.1	Introducción	1
2.2	Fundamentos del Análisis del Peligro Sísmico	3
2.3	Data Sísmica Analizada	4
2.3.1	Homogenización de Datos	4
2.3.2	Depuración del Catálogo Sísmico	6
2.3.3	Metodología Reasenberg	8
2.3.4	Metodología Maeda	10
2.3.5	Eliminación de duplicados	12
2.4	Distribución Espacial Sísmica	13
2.5	Evaluación y Caracterización de las Fuentes Sismogénicas	18
2.6	Estimación de los Parámetros Sismológicos de las Fuentes Sismogénicas	28
2.7	Atenuación de Ondas Sísmicas	30
2.7.1	Ecuación de Atenuación de Youngs <i>et al.</i> (1997)	32
2.7.2	Ecuación de Atenuación de Zhao <i>et al.</i> (2006)	33
2.7.3	Ecuación de Atenuación de McVerry <i>et al.</i> (2006)	35
2.7.4	Ecuación de Atenuación de Atkinson y Boore (2003)	40
2.7.5	Ecuación de Atenuación BC HYDRO (Abrahamson 2015)	43
2.7.6	Ecuación de Atenuación de Sadigh <i>et al.</i> (1997)	46
2.8	Determinación del Peligro Sísmico	49
2.9	Gráfica de Curvas de Tasa de Excedencia	51
2.10	Espectro de Respuesta y de Diseño	51
2.11	Espectro de Peligro Uniforme de Aceleración	53
2.12	Elaboración del Software	55
3	CONCLUSIONES	57
4	REFERENCIAS	59

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Árbol de decisiones para homogenización de data según Boore y Joyner (1982), GSHAP y el ISC	6
Figura 2.	Análisis de Completitud del Catálogo	8
Figura 3.	Árbol de decisiones para depuración por la metodología Maeda (1996)	12
Figura 4.	Árbol de decisiones para eliminación de duplicados	13
Figura 5.	Sismicidad para el Perú para el período 1963-2015, $M_w > 4$	15
Figura 6.	Perfiles verticales de sismicidad para el período 1555-2016 ($M_w > 4$) según las secciones A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E'	18

Figura 7.	Fuentes Sismogénicas de Subducción de Interfase e Intraplaca	25
Figura 8.	Fuentes Sismogénicas de Subducción de Intraplaca	26
Figura 9.	Fuentes Sismogénicas de Corteza Superficial o Continentales.....	27
Figura 10.	Vista esquemática comparativa de las trayectorias de las ondas sísmicas por un medio de alta atenuación (manto) y por la placa de subducción .	37

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1.	Coordenadas geográficas de las Fuentes de Interface	20
Cuadro 2.	Coordenadas geográficas de las Fuentes de Intraplaca.....	21
Cuadro 3.	Coordenadas geográficas de las Fuentes Continentales	23
Cuadro 4.	Parámetros sismológicos de las fuentes sismogénicas	29
Cuadro 5.	Clasificación del Sitio (Fuente ASCE-SEI 7-10)	31
Cuadro 6.	Esquema de clasificación Geomatrix 3rd Letter	32
Cuadro 7.	Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca propuesta por Youngs <i>et al.</i> (1997).....	33
Cuadro 8.	Esquema de clasificación de Molas & Yamazaki (1995)	34
Cuadro 9.	Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por Zhao <i>et al.</i> (2006)	35
Cuadro 10.	Clasificación de Sitio de Nueva Zelanda (2004).....	37
Cuadro 11.	Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por McVerry <i>et al.</i> (2006).....	39
Cuadro 12.	Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por McVerry <i>et al.</i> (2006) (cont.)	39
Cuadro 13.	Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por McVerry <i>et al.</i> (2006) (cont.)	40
Cuadro 14.	Clasificación de Sitio NEHRP (2000).....	41
Cuadro 15.	Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por Atkinson y Boore. (2003)	43
Cuadro 16.	Coeficientes de regresión para la subducción mediana (unidades en g) del modelo GMPE. BC Hydro (2015).....	45
Cuadro 17.	Coeficientes de regresión para la subducción mediana (unidades en g) del modelo GMPE. BC Hydro (2015) (cont.)	46
Cuadro 18.	Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca propuesta por Sadigh <i>et al.</i> (1997).....	48
Cuadro 19.	Comparación de los periodos usados por las distintas leyes de atenuación	54

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1.0 : Manual de Usuario del Software Interfaz WEB

LISTA DE PLANOS

M-00 : Distribución de Cortes Transversales
L-01 : Sección Transversal A-A'
L-02 : Sección Transversal B-B'
L-03 : Sección Transversal C-C'
L-04 : Sección Transversal D-D'
L-05 : Sección Transversal E-E'
M-01 : Fuentes Sismogénicas de Subducción Interfase
M-02 : Fuentes Sismogénicas de Subducción Intraplaca
M-03 : Fuentes Sismogénicas Continentales
P-01 : Isoaceleraciones Espectrales - Suelo Tipo B - T=0.0 s - Periodo de Retorno 475
P-02 : Isoaceleraciones Espectrales - Suelo Tipo B - T=0.0 s - Periodo de Retorno 1000
P-03 : Isoaceleraciones Espectrales - Suelo Tipo B - T=0.0 s - Periodo de Retorno 2475

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

El Servicio Nacional de Capacitación para la Industria de la Construcción - **SENCICO** con el afán contribuir al desarrollo de criterios para el diseño sísmo resistente de edificaciones en el país, ha optado por la actualización del programa desarrollado por la misma institución en el año 2013, ZM_PPSH, el cual estaba orientado al cálculo de las curvas de probabilidad anual de excedencia, siendo este su alcance limitado. Para el presente trabajo se ha desarrollado el aplicativo web “CPSP”, donde se incorporan a las *curvas de probabilidad anual de excedencia* otros aspectos importantes como la obtención de *espectros de peligro uniforme* a lo largo del territorio peruano considerando distintos periodos de retorno, tiempos de exposición de las estructuras y amortiguamientos, además se incluye la construcción de espectros de diseño según las metodologías propuestas por la normativa peruana e internacional y la comparación de las mismas.

1.2 Alcance del Estudio

El presente informe tiene como finalidad presentar el sustento del desarrollo del cálculo del peligro sísmico en el territorio nacional así como el desarrollo del software tipo Web instalado en la página de SENCICO de libre acceso.

1.3 Limitaciones del Estudio

La evaluación y análisis de peligro sísmico está sujeta a desarrollos constantes como parte de la ciencia e ingeniería en las metodologías y estándares de la práctica actual, por lo que los valores calculados en este informe están sujetos a nuevas actualizaciones.

2 PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

2.1 Introducción

El peligro sísmico es una medida de la probabilidad que el sismo más fuerte que puede ocurrir en una zona, en un cierto número de años, exceda (o no exceda) un determinado nivel de intensidad sísmica (intensidad, aceleración, velocidad, etc.).

Cornell (1968) propuso una metodología para realizar el análisis de peligro sísmico probabilísticamente. Esta metodología fue sistematizada por Mc Guire (1974, 1976) en su programa de cómputo RISK, el cual es ampliamente usado en la actualidad, convirtiéndose

en una herramienta básica para este análisis, dado que únicamente determina los niveles de demanda sísmica para la aceleración máxima en la base del terreno.

La concepción básica del método consiste en la determinación y caracterización de las fuentes sismogénicas que definen la sismicidad de la región en estudio; para esto es necesario revisar la actividad sísmica del pasado y analizar las características tectónicas de la región. Seguidamente se determinan los parámetros de sismicidad local de cada una de las fuentes o zonas sismogénicas y con la ayuda de leyes de atenuación sísmica definidas para cada tipo de fuentes, se determinan los valores probables de intensidades sísmicas que pueden esperarse en un determinado lugar.

Se conoce que el movimiento sísmico del terreno en un lugar determinado está directamente influenciado por factores como el mecanismo de la fuente, el camino de propagación de las ondas y las condiciones locales del suelo en el sitio de interés. Dado que las leyes de atenuación son generalmente desarrolladas considerando información obtenida en roca base o suelo rígido de la actividad sísmica de diversas partes del mundo, los valores de aceleración estimados generalmente no reflejan la amplificación de las ondas producto de las condiciones locales del suelo en un punto de interés determinado.

El análisis sísmico probabilístico es expresado en curvas de Probabilidad Anual de Excedencia vs. Aceleración Espectral las cuales permiten estimar adecuadamente las ordenadas espectrales asociados a un nivel de excedencia uniforme a lo largo del espectro, mediante la determinación de espectros de respuesta de peligro uniforme, utilizando metodologías establecidas en la literatura técnica, en lugar de escalar una forma espectral al valor de aceleración máxima del suelo estimada mediante un estudio de peligro sísmico probabilístico, lo cual conduce a una distribución no uniforme del peligro a lo largo del espectro y por tanto a un nivel de riesgo diferente de acuerdo a la importancia de la estructura a diseñar.

En el presente análisis del peligro sísmico sobre el territorio nacional se han empleado leyes de atenuación para cuantificar la aceleración horizontal máxima del suelo en la base y también permiten estimar los niveles de demanda sísmica para diferentes periodos de vibración del suelo publicados en la literatura técnica, denominados leyes de atenuación para ordenadas espectrales. Dada esta tendencia mundial, para la evaluación de la peligrosidad sísmica en el territorio nacional, se empleará las leyes de atenuación para ordenadas espectrales propuestas por Youngs *et al.* (1997), Zhao *et al.* (2006), McVerry *et al.* (2006), Atkinson y Boore (2003) y BC HYDRO (Abrahamson 2015) que diferencian los mecanismos focales para sismos de subducción de interfase e intraplaca en la estimación de

la máxima aceleración espectral para diferentes periodos estructurales. Además, se ha empleado el modelo de atenuación para aceleraciones espectrales propuestas por Sadigh, *et al.*, (1997) para sismos continentales.

2.2 Fundamentos del Análisis del Peligro Sísmico

Como se ha indicado anteriormente, el análisis de peligro sísmico probabilístico consiste en la evaluación de la probabilidad que en un lugar determinado ocurra un movimiento sísmico de una intensidad igual o mayor que un cierto valor fijado. En general, se hace extensivo el término intensidad a cualquier otra característica de un sismo, tal como su magnitud, la aceleración máxima, el valor espectral de la velocidad, el valor espectral del desplazamiento del suelo, el valor medio de la intensidad Mercalli Modificada u otro parámetro de interés para el diseño ingenieril.

La predicción de eventos futuros puede ser realizada por medio de modelos estadísticos, en base a datos pasados. Actualmente el modelo más usado es el de Poisson.

El modelo de Poisson asume que los eventos sísmicos son espacial y temporalmente independientes y que la probabilidad de que dos eventos sísmicos ocurran en el mismo sitio y en el mismo instante es cero. Estas suposiciones, por lo general, no se ajustan a la ocurrencia de eventos de baja magnitud, sin embargo representan adecuadamente la ocurrencia de los movimientos grandes, que son los de mayor interés para fines ingenieriles. Por esta razón, el modelo de Poisson es ampliamente utilizado para evaluar el peligro sísmico probabilísticamente.

En su forma más general, la Ley de Poisson es expresada de la siguiente manera:

$$P_n(t) = \frac{e^{-\lambda t} (\lambda t)^n}{n!}$$

Donde:

$P_n(t)$ es la probabilidad de que haya eventos en un período de tiempo t ;

n es el número de eventos; y

λ es la razón de ocurrencia por unidad de tiempo.

La ocurrencia de un evento sísmico es de carácter aleatorio y la Teoría de las Probabilidades es aplicable en el análisis de la posibilidad de su ocurrencia. Aplicando esta teoría se puede demostrar que si la ocurrencia de un evento A depende de la ocurrencia de otros eventos: E_1, E_2, \dots, E_n , mutuamente excluyentes y colectivamente exhaustivos; entonces, de acuerdo al

teorema de la probabilidad total, la probabilidad de ocurrencia de A está dada por la siguiente expresión:

$$P(A) = \sum_i^n P(A/E_i) \cdot P(E_i)$$

Donde $P(A/E_i)$ es la probabilidad condicional que A ocurra, dado que E_i ocurra.

La intensidad generalizada (I) de un sismo en el lugar fijado puede considerarse dependiente del tamaño del sismo (la magnitud o intensidad epicentral) y de la distancia al lugar de interés. Si el tamaño del sismo (S) y su localización (R) son considerados como variables aleatorias continuas y definidas por sus funciones de densidad de probabilidad, $f_S(s)$ y $f_R(r)$ respectivamente, entonces el peligro sísmico definido por la probabilidad que la intensidad I sea igual o mayor que una intensidad dada, será: $P(I \geq i)$ y está dada por:

$$P(I \geq i) = \iint P[I/(sr)] f_S(s) f_R(r) ds dr$$

Esta es la expresión que resume la teoría desarrollada por Cornell en 1968, para analizar el peligro sísmico. Para la evaluación del peligro sísmico en el territorio nacional se ha evaluado esta integral empleando el programa de cómputo CRISIS 2015 ver 2.2 desarrollado por Ordaz *et al.*

2.3 Data Sísmica Analizada

Para este análisis se ha recurrido al catálogo sísmico para el Perú, que fue compilado utilizando los catálogos del Instituto Geofísico del Perú (IGP); el catálogo del International Seismological Centre (ISC); el catálogo del National Earthquake Information Center (NEIC); el catálogo del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA); y el catálogo del Global Centroid Moment Tensor (Global CMT) para el periodo actualizado hasta el primero de enero de 2016, entre los meridianos 66° W y 84° W Greenwich y los paralelos 4° N y 23° S y magnitudes momento $M_w \geq 4.0$ hasta $M_w = 8.8$. El catálogo sísmico fue analizado gráfica y estadísticamente considerando el tiempo, la profundidad y la magnitud de los eventos sísmicos registrados en el área de estudio.

2.3.1 Homogenización de Datos

Debido a la gran importancia de tener un parámetro uniforme y homogéneo para comparar el tamaño de los sismos en la evaluación del peligro sísmico, el catálogo compilado fue

examinado minuciosamente, homogenizando las magnitudes a Magnitud Momento (M_w) y eliminando los eventos registrados con magnitud cero o sin magnitud.

Para este fin, se ha considerado los valores de magnitud de ondas de cuerpo (m_b) equivalentes a M_w si las magnitudes m_b se encuentran dentro del intervalo de 4 a 6; los valores de magnitud de ondas de superficie (M_s) equivalentes a M_w si las magnitudes M_s se encuentran dentro del intervalo M_s de 5 a 8; y los valores de magnitud local (M_L) equivalentes a M_w si las magnitudes M_L se encuentran dentro del intervalo de 4 a 7 (Boore y Joyner, 1982). Para magnitudes reportadas fuera de estos intervalos, el proceso de conversión de magnitudes de diferentes escalas a magnitud momento (M_w) fue empleando las siguientes relaciones:

- Para eventos con magnitudes m_b (ondas de cuerpo) reportadas, M_s es calculado usando las expresiones dadas por el GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program):

$$M_s = 1.644 m_b - 3.753 \quad m_b < 5.9$$

$$M_s = 2.763 m_b - 10.301 \quad m_b \geq 5.9$$

- Para eventos con magnitudes M_s (ondas superficiales) reportadas u obtenidas, M_w es calculado usando las expresiones dadas por el ISC (International Seismological Center; Scordilis, 2006):

$$M_w = 0.67 (\pm 0.005) M_s + 2.07 (\pm 0.03) \quad 3.0 \leq M_s \leq 6.1$$

$$M_w = 0.99 (\pm 0.02) M_s + 0.08 (\pm 0.13) \quad 6.2 \leq M_s \leq 8.2$$

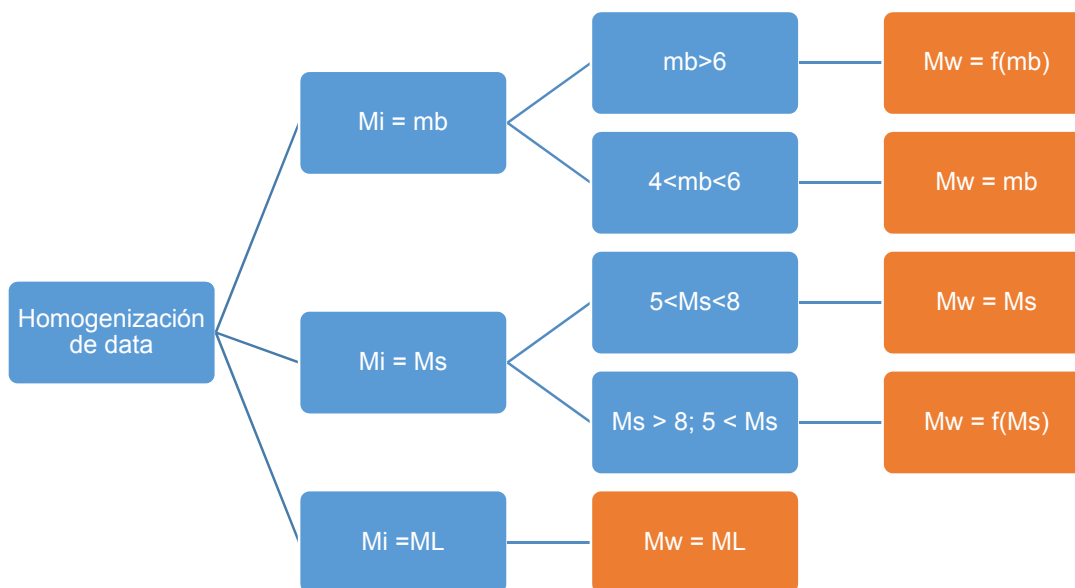


Figura 1. Árbol de decisiones para homogenización de data según Boore y Joyner (1982), GSHAP y el ISC

2.3.2 Depuración del Catálogo Sísmico

La depuración de los catálogos sísmicos es considerada aún un proceso subjetivo, no es una ciencia exacta, ya que se sabe que no existe ninguna diferencia física entre temblores previos, eventos principales y réplicas. Por lo que existen diversas investigaciones que han tratado de buscar una estandarización para el depurado, pero hasta el momento solo se han conseguido distintos puntos de vista en cuanto a los parámetros a analizar. La depuración es primordial para poder eliminar todas las réplicas y premonitores dejando únicamente eventos principales y mutuamente independientes entre sí.

En principio, existen dos enfoques para la depuración: método estocástico (o probabilístico) y método determinístico. Los métodos estocásticos calculan las probabilidades para cada terremoto para ser activado por una anterior (por ejemplo Zhuang *et al.*, 2002, Marsan y Lengliné, 2008). Cualquier terremoto puede, por lo tanto, tener una probabilidad de ser asociado con un número diferente de grupos. Para los algoritmos determinísticos cualquier terremoto puede ser parte de solo un grupo. Aquí nos centramos en los algoritmos deterministas, donde dos enfoques diferentes se pueden distinguir: (1) algoritmos vinculantes, donde los grupos están vinculados por los terremotos más pequeños y se les permite crecer en el tiempo y espacio a medida que avanza la sismicidad (e.g., Reasenber

1985; Frohlich y Davis 1990; Davis y Frohlich 1991); y (2) los algoritmos de ventana, donde se utilizan ventanas de magnitud dependiente en el espacio y el tiempo para identificar los terremotos de la misma agrupación (e.g., Utsu 1969; Gardner y Knopoff 1974; Kellis-Borok y Kossobokov 1986).

En cuanto a los métodos estocásticos, Zhuang *et al.* (2002) concluye que para evitar las dificultades aleatorias que involucran los eventos sísmicos, el método de depuración debe basarse en un modelo estocástico para cuantificar objetivamente las observaciones, tal que cualquier evento tenga la misma probabilidad de ser un evento previo o un evento generado por otros. Por lo tanto, el objetivo de este método de depuración es estimar esta probabilidad para cada evento.

Asimismo, al no ser todos los eventos sísmicos importantes en la respuesta de las estructuras, se consideran únicamente los eventos con magnitud M_w mayor o iguales a 4.0 en el presente estudio, consecuentemente, el catálogo sísmico homogenizado y depurado cuenta con 12 919 eventos principales e independientes. La integridad del catálogo podemos ver la en la Figura 2, distribuido por su frecuencia anual versus el tiempo (anterior al 1 de enero del 2016), agrupados por conjuntos de magnitud.

En consecuencia, para eventos con magnitudes M_w entre 4.0 a 5.0, son 52 años de observación homogénea; para magnitudes entre 5.1 a 6.0 son 56 años de observación, para las magnitudes de 6.1 a 7.0 son 62 años, y para eventos con magnitudes 7.1 a 8.0 son 110 años de observación.

El análisis gráfico de completitud del catálogo sísmico se presenta en la Figura 2.

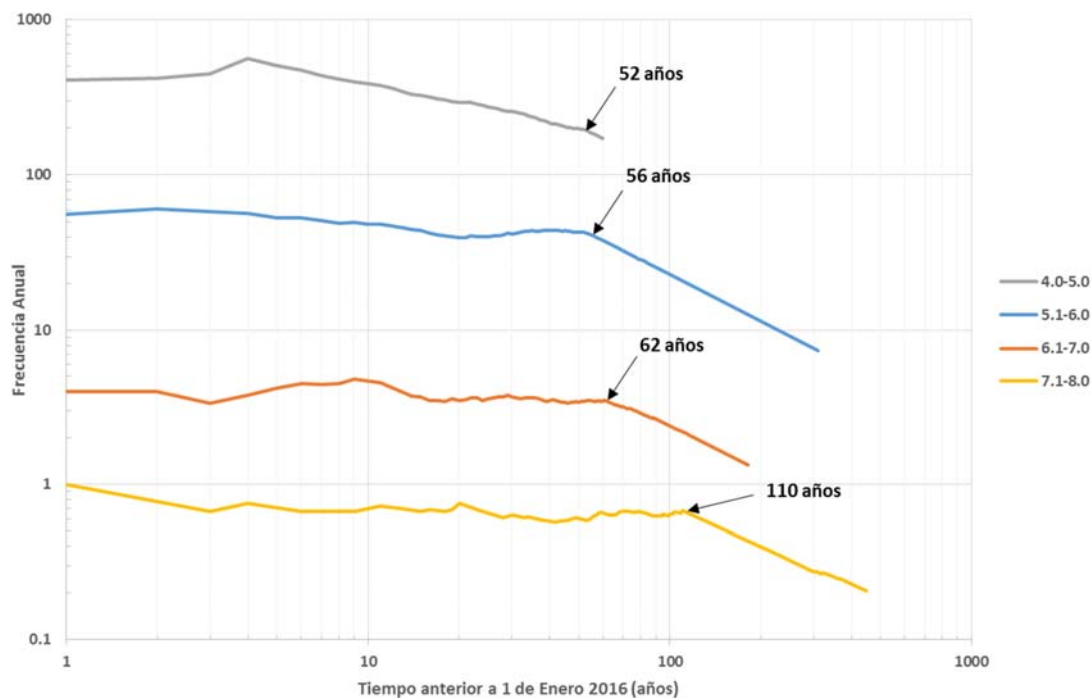


Figura 2. Análisis de Completitud del Catálogo

Esta depuración depende de distintos filtros, el primero y más sistematizado es mediante el uso del programa ZMAP (Wiemer, 2001) versión 6.0, bajo la metodología de depuración propuesta por Reasenberg (1985), posteriormente se aplicó un segundo filtrado mediante la metodología de depuración de Maeda (1996) y finalmente se realizó un análisis exhaustivo espacial-temporal con el propósito de eliminar aquellos eventos sísmicos del catálogo que refieren al mismo sismo; dichos procesos de depuración se describen a continuación:

2.3.3 Metodología Reasenberg

La naturaleza de patrones sísmicos previos a sismos largos y moderados ha sido un tema de investigación continuo y extendido. Con la aparición durante las últimas décadas de catálogos de sismicidad instrumental incluyendo eventos de pequeña magnitud, estudios de la distribución de sismos en el espacio, tiempo, y tamaño, empleando métodos estadísticos o análisis de patrones, han dominado este campo de estudio. El análisis de momento de segundo orden es un método estadístico relativamente nuevo y versátil para identificar patrones sísmicos coherentes (Kagan y Knopoff, 1976).

El momento de segundo orden (también llamado la función de correlación de dos puntos) es usado para describir la interdependencia estadística de dos pares de sismos.

En el estudio desarrollado por Reasenberg se empleó el catálogo de la U.S. Geological Survey (USGS) de la zona de California Central para el periodo del 1 de enero de 1969 al 31 de diciembre de 1982.

Reasenberg modeló la sismogénesis como un proceso puntual en cinco dimensiones de posición (longitud, latitud y profundidad), magnitud y tiempo. La aplicación de la sismología de un proceso puntual y el momento de segundo orden es presentada e investigada con catálogos regionales y mundiales por Kagan y Knopoff (1976, 1980), Vere-Jones (1970, 1978), y Daley y Vere-Jones (1972). El sismo e_j en el catálogo es representado por un vector de cinco elementos x^k , donde (x_j^1, x_j^2) especifica el epicentro, x_j^3 la profundidad, x_j^4 la magnitud y x_j^5 el tiempo de origen.

El momento de segundo orden $m_2(x_1, x_2)$ es expresado como (Kagan and Knopoff, 1976; Cox and Lewis, 1966).

$$m_2(x_1, x_2) = m_1(x_1) \cdot m(x_2|x_1)$$

Donde:

$m_1(x_1)$ es el momento de primer orden que representa al valor esperado del número de eventos con parámetros x . Para un proceso puntual el momento es discreto y es calculado por una sumatoria. El momento de primer orden es una descripción completa de la distribución los eventos individuales del catálogo.

$m(x_2|x_1)$ es el momento condicional del proceso, es decir, el valor esperado del número de eventos con parámetro x_2 dado que se ha producido otro evento en x_1 . El momento de segundo orden describe la distribución de pares de eventos en el catálogo. Eso significa que $m_2(x_i, x_j)$ es igual al valor esperado del número de pares de sismos (e_i, e_j) .

Reasenberg identifica poblaciones de réplicas modelando una zona de interacción de cada sismo en el catálogo con un método similar al desarrollado por Savage (1972). Reasenberg asumió que cualquier sismo que ocurre dentro de la zona de interacción de un sismo previo es una réplica y por lo tanto deberá ser considerado estadísticamente dependiente de él.

Las zonas de interacción son modeladas dinámicamente con un parámetro espacial y uno temporal. El algoritmo del grupo asocia dos sismos si la diferencia de hipocentros y de tiempo de origen son respectivamente menos que el alcance espacial y temporal de la zona de interacción modelada por el primer evento ocurrido. El alcance espacial de la zona de

interacción está basada en una estimación de redistribución de tensión en la vecindad de cada sismo. Mientras que el estado de tensión tiene contribuciones de las perturbaciones de tensión de todos los sismos previos como también de la tensión “preexistente”, Reasenberg asumió que las dos contribuciones más fuertes son la redistribución de tensión del evento más reciente y del evento más largo previsto en la secuencia actual e ignora otras contribuciones al estado de tensión.

La suposición hecha en la formulación del alcance espacial de la zona de interacción son ciertamente muy simplificadas. Sin embargo, la experimentación con la variación de estos parámetros muestra que ambas cantidades de grupos identificados y el total de sismos asociados con un grupo son notablemente insensibles a las variaciones en los parámetros que definen las zonas de interacción.

El alcance temporal de la zona de interacción es determinada con un modelo probabilístico. Para un sismo previo asociado con una secuencia de réplicas, es necesario saber cuánto un intervalo de tiempo τ después de este sismo debe ser considerado para ser razonablemente seguro de observar el siguiente evento en la secuencia.

El algoritmo que Reasenberg aplicó a su estudio para reconocer unos grupos de réplicas basados en un modelo simple de dos eventos de interacción de sismos identificó un 48 % de los eventos del catálogo como réplicas. El modelo no hace supuestos con respecto al alcance, duración o “forma” de los grupos.

Reasenberg concluyó que la productividad de réplicas de sismos moderados debe ser aumentada por eventos principales que son seguidos por otros sismos principales moderados dentro de los 80 km y los 40 días. Este resultado, basado en un número pequeño de ejemplos, sugiere que la productividad de réplicas puede ser la predicción de futuros sismos cercanos.

2.3.4 Metodología Maeda

Maeda (1996) usó los datos del catálogo de hipocentros de la Agencia Meteorológica de Japón (JMA) desde 1926 hasta 1993 con profundidades menor igual a 100 km, dividiendo la data en 3 grupos: (a) 1980 a 1993 con $M \geq 4.0$, (b) 1950 a 1993 con $M \geq 5.5$, y (c) 1926 a 1993 con $M \geq 6.0$.

Al igual que Reasenberg, Maeda (1996) propone una depuración basado en tres factores: distancia, tiempo y magnitud. El algoritmo que crea para establecer el criterio espacial y temporal para eliminar réplicas del catálogo sísmico son:

- En cuanto a la distancia: $L \leq 10^{(0.5M_m - 1.8)}$
- En cuanto al tiempo: $t \leq 10^{(0.17 + 0.85(M_m - 4.0))/1.3 - 0.3}$
- En cuanto a la magnitud: $M_a < M_m - 1.0$

Donde L, t, M_m y M_a representan la distancia epicentral respecto al evento principal, el tiempo en días respecto a la ocurrencia del evento principal, la magnitud de un evento principal y la magnitud de una réplica, respectivamente. Estas relaciones fueron derivadas de Utsu's (1970) y considera el decaimiento exponencial en número y magnitud de réplicas (Annali di Geofisica, 1999)

En el estudio de Maeda (1996) se usa el término “probabilidad” para referirse a diversas formas tasas estadísticas obtenidas de los registros pasados, asumiendo que los procesos de sismos previos es estacionario no solo en el pasado sino también en el futuro. La estimación probabilística es expresada por tres indicadores principales: tasa de alarma (AR), tasa de verdad (TR), y aumento de probabilidad (PG); adicionalmente, la tasa de ocurrencia (OR) en espacio-tiempo esperado es usado cuando se indica la variación regional.

AR = (número de eventos principales ocurriendo en el espacio-tiempo esperado)/(número total de eventos principales)

TR = (número de casos posibles de eventos pasados seguidos por eventos principales en el espacio-tiempo esperado)/(número total de casos de ocurrencia de posibles eventos pasados)

PG = (tasa de ocurrencia en el espacio-tiempo esperado)/(tasa de ocurrencia de fondo)
= OR/{(número total de eventos principales)/(total investigado de espacio-tiempo)}

OR = (número de eventos principales ocurriendo en el espacio-tiempo esperado)/(total de espacio-tiempo esperados)

Para poder estimar más óptimamente los parámetros de posibles eventos pasados, Maeda (1996) usó un índice cuyo precursor fue Imoto (1993). Luego, fue ligeramente modificado y nombrado Criterio de Información del Precursor (Precursor Information Criterion – PIC, Imoto 1994). En el estudio se expresa numéricamente como:

$$PIC = 2n_0 AR \log_e PG + 2n_0 (1 - AR) \log_e [(1 - AR)/(1 - AR/PG)] - 2$$

Donde n_0 representa el número total de eventos principales y AR y PG son los mismos antes explicados.

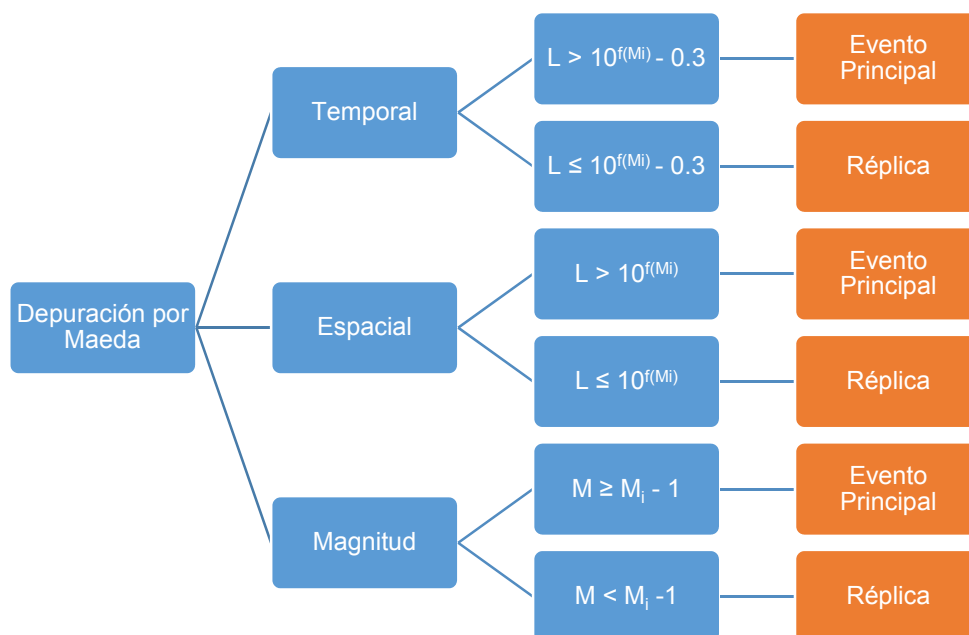


Figura 3. Árbol de decisiones para depuración por la metodología Maeda (1996)

2.3.5 Eliminación de duplicados

Debido a que la base de datos del catálogo sísmico comprende los catálogos de diversas entidades (IGP, NEIC, USGS, NOAA, ISC), luego se esperaría encontrar en diversas oportunidades el mismo sismo, consecuentemente, dado que estos eventos no pueden ser depurados como réplicas o antecesores ya que escapan ante los filtros de Reasenber y de Maeda es que esta eliminación de duplicados es algo menos sistematizado.

Para el análisis de eliminación de duplicados simplemente verificando que el tiempo de origen de los dos eventos que se analicen no sean menores a 60 s, que su distancia no sea menor a 0.3° , y que la diferencia de magnitudes no sea menor a 0.3 para sismos de poca magnitud y 0.2 para sismos de mayor magnitud (más relevantes: $M_w > 6.0$).

De encontrarse eventos duplicados se escogerá el evento de mayor magnitud y se eliminará el (los) duplicados encontrados.

Cabe destacar que el IGP coloca profundidad de 33 km a todo aquel evento cuya profundidad se desconozca o no haya sido adecuadamente calculado, en el presente estudio, se ha

prescindido de aquella data cuya profundidad no ha sido apropiadamente definida con el propósito de que estos no sean incluidos en un mecanismo focal que no le corresponda (Interfase, intraplaca, cortical).

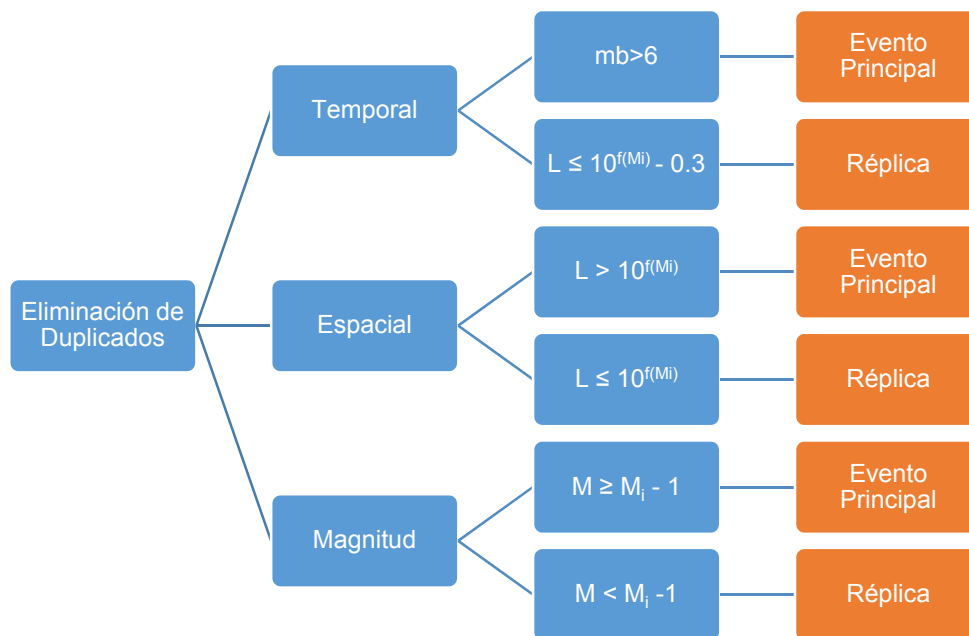


Figura 4. Árbol de decisiones para eliminación de duplicados

2.4 Distribución Espacial Sísmica

La sismicidad con foco a profundidad superficial se localiza en la zona oceánica en dirección paralela a la línea de costa (Stauder, 1975; Barazangi & Isacks, 1976), produciendo terremotos de magnitud elevada con relativa frecuencia. El terremoto de 1970 localizado en esta zona, es considerado uno de los más catastróficos en el mundo por haber producido la muerte de 67 000 personas, 250 000 desaparecidos y 180 000 herido (Silgado, 1978). Otro grupo importante de terremotos son los producidos por la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina, estando la mayor parte de estos sismos localizados en la zona de transición entre la Cordillera Oriental y el margen occidental de la zona Subandina (entre 3° - 13°S). En esta zona del Altiplano también existen sismos superficiales pero son menos numerosos y más dispersos. Asimismo, se observa la existencia de zonas de bajo índice de sismicidad ente la línea de costa y la Cordillera Occidental (4°S-13°S) y en la región Sur de Perú (13°S-16°S), mostrando que en estas zonas el régimen de deformación cortical probablemente es menor o que existen períodos mayores de recurrencia para terremotos de magnitud elevada.

La sismicidad con foco a profundidad intermedia ($60 < h \leq 350$) se distribuye de manera irregular, para lo cual se define 5 secciones para su mejor visualización (Figura 5). La primera se localiza muy pegada a la zona norte del Perú y se caracteriza por la frecuente presencia de terremotos de magnitud elevada. La segunda sección muestra un grupo de sismos se localiza en el interior en la zona norte y centro, cruzando Ancash, Huánuco y los límites entre a lo largo de la Cordillera Oriental y zona Subandina, tal y como en la primera sección, los distribución se caracteriza por presentarse en la zona continental y en la zona cercana a la costa, dejando un relativo vacío en la zona central de la sección. A partir de la tercera sección se aprecia un pequeño incremento en la densidad de sismos en la zona central de la sección, aunque aún muy dispersos. Es en la cuarta y quinta sección, localizada en la región sur de Perú, siendo esta región la de mayor índice de sismicidad. En las tres primeras secciones, los sismos alcanzan profundidades del orden de 100-120 km; mientras que para las dos últimas la profundidad máxima de los focos llega hasta 300 km. La actividad sísmica más profunda ($h > 350$ km) se localiza en la región Centro y Sur del Llano Amazónico; esta actividad, es mayor en la región central (6° - 11° S) y se alinea en dirección N-S cubriendo un área de aproximadamente 500 km de longitud (borde Perú-Brasil); mientras que en la región Sur es menos numeroso y más dispersa (borde Perú-Bolivia).

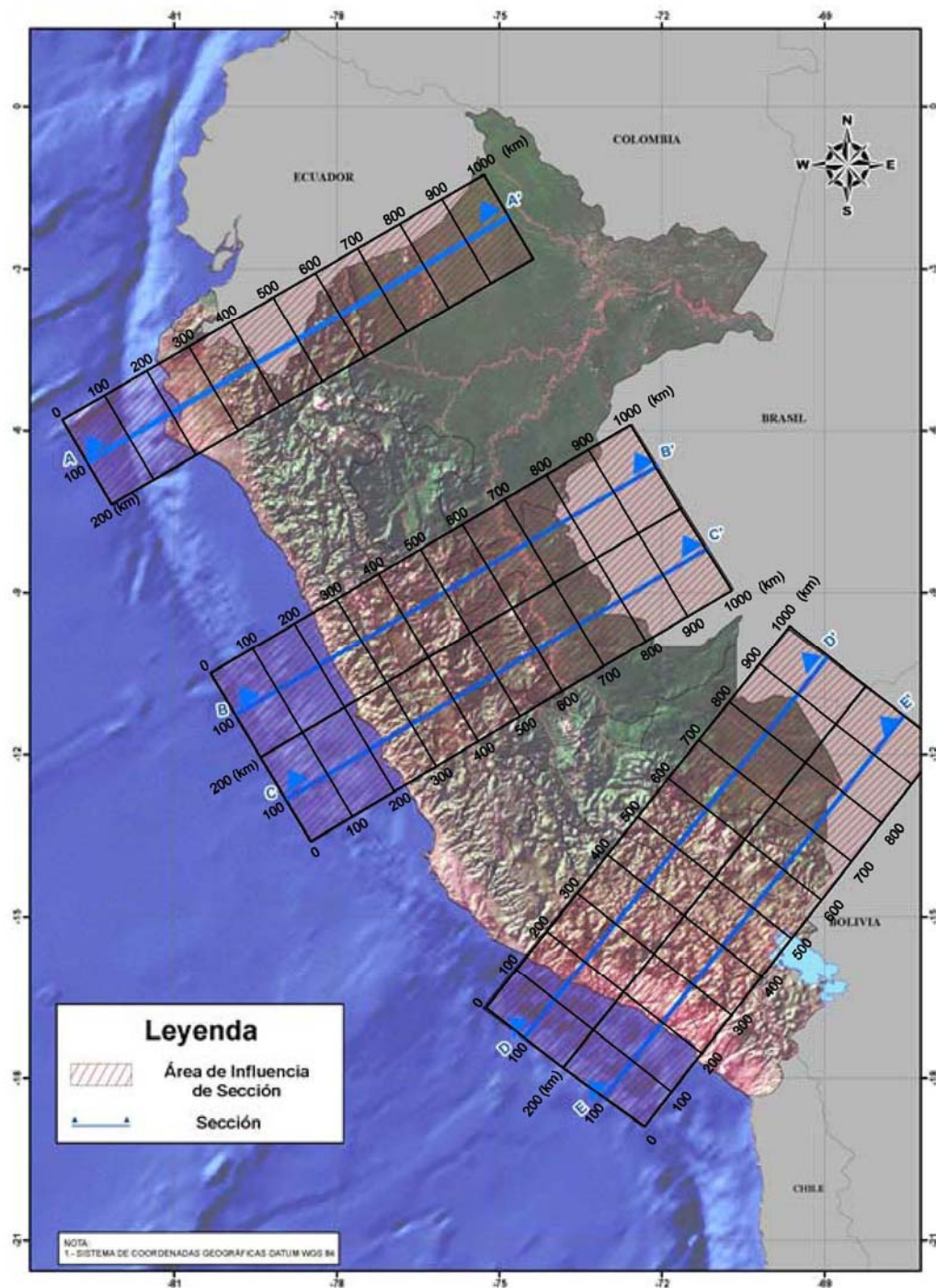
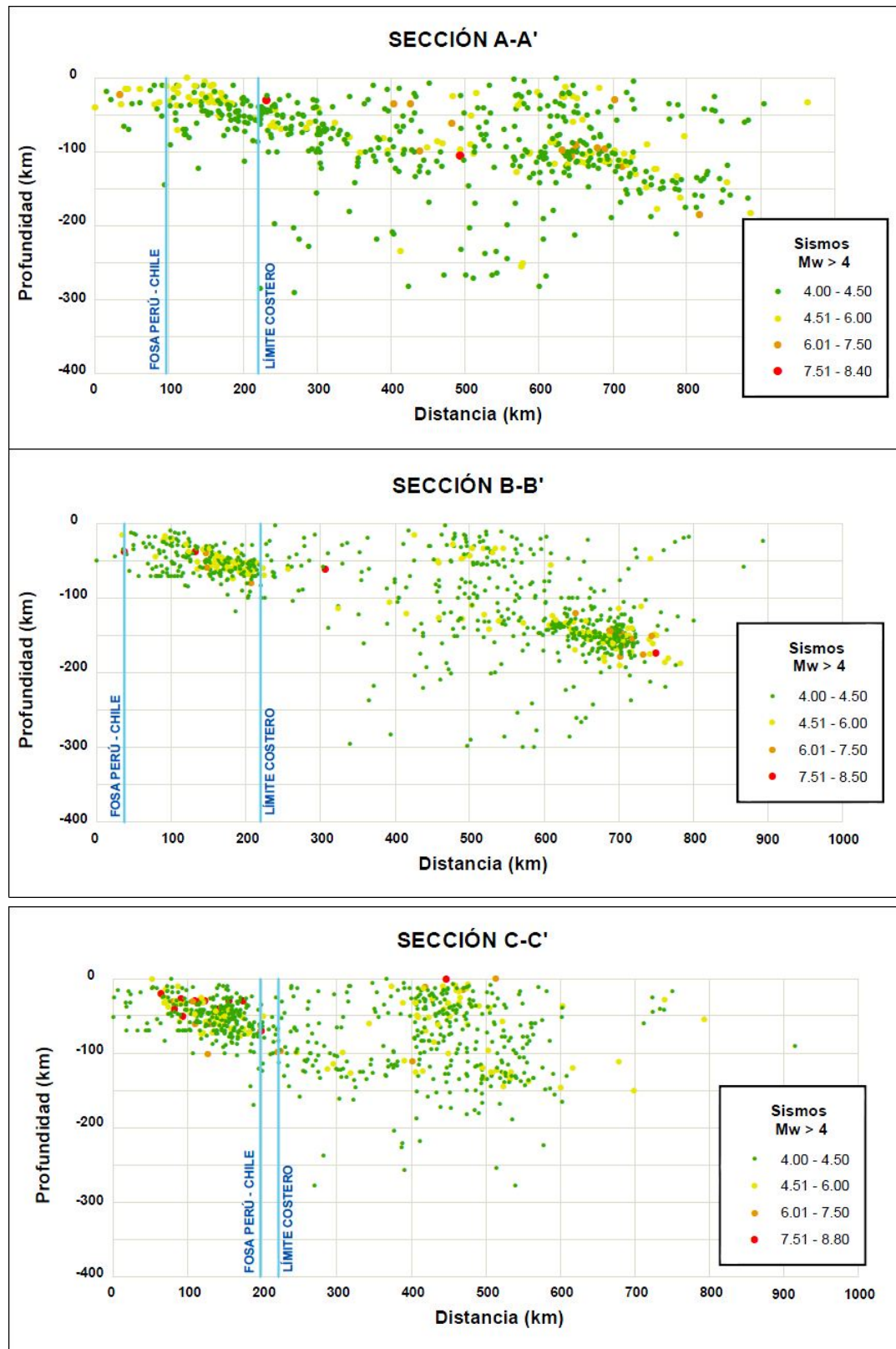


Figura 5. Sismicidad para el Perú para el período 1963-2015, $M_w > 4$.

En la Figura 6 se muestran cinco perfiles transversales de sismicidad a lo largo de las líneas indicadas en la Figura 5. En el perfil A-A' y B-B' se observa que la profundidad de los sismos aumenta de oeste a este, con profundidad focal menores que 50 km en la oceánica aumentando la profundidad hasta 150 km en el interior del continente. Entre 200 y 450 km de distancia desde el punto A en superficie, se observa una disminución en el número de sismos y los que ocurren tienen profundidades más superficiales, lo que puede interpretarse como una posible laguna sísmica para la sismicidad del tipo intermedia. A partir de 450 km de distancia (eje de las abscisas), vuelve a aumentar el número y la profundidad de los sismos, alcanzando una profundidad máxima de 150 km hasta una distancia de 700 km a partir de la línea de fosa. Estas profundidades marcarían el límite de la subducción entre las placas oceánica y continental. En el perfil CC' se observa que la distribución de focos sigue el patrón descrito anteriormente, pero sin la posible laguna sísmica. En ambos casos y hasta 100-150 km de profundidad, la distribución de focos sigue una línea con pendiente de 30° aproximadamente y a partir de esta profundidad (que en superficie corresponde a una distancia de 200 km desde C) el límite de las placas es prácticamente horizontal. Estas características ya fueron descritas por otros autores (Stauder, 1975; Rodríguez y Tavera, 1991).

Para la región sur del Perú (perfiles D-D' y E-E'), la distribución vertical de los hipocentros presenta características diferentes. La profundidad de los sismos aumenta linealmente hacia el este con una pendiente de 25-30° hasta 300 km de profundidad. Sin embargo, en esta zona los terremotos con foco a profundidad intermedia solo se distribuyen a una distancia de 400 km desde la línea de fosa, a distancias mayores se localizan terremotos con foco superficial o profundo. El cambio observado en la forma de la subducción entre la región norte-centro y sur, ha sido interpretado como una ruptura de la placa oceánica con desplazamiento vertical hacia arriba de la parte norte-centro. Estudios posteriores, han confirmado la hipótesis de que el cambio en el modo de la subducción se produce debido a la contorsión de la placa, siendo la zona afectada de un ancho de 80 km aproximadamente (Hasegawa y Sacks, 1981; Bevis e Isacks, 1984; Boyd *et al.*, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill e Isacks, 1992).

En las dos últimas secciones se muestran los sismos profundos, que se concentran en las regiones Centro y Sur del Llano Amazónico (límite de Perú con Brasil y Bolivia). Estos focos se distribuyen entre 500 y 650 km de profundidad, siendo más numerosos en el borde Perú-Brasil. Asimismo, en esta figura se observa la ausencia de sismicidad entre los 250 y 500 km en la región Sur, poniendo en evidencia la no-continuidad de la placa oceánica en el proceso de subducción a mayores niveles de profundidad.



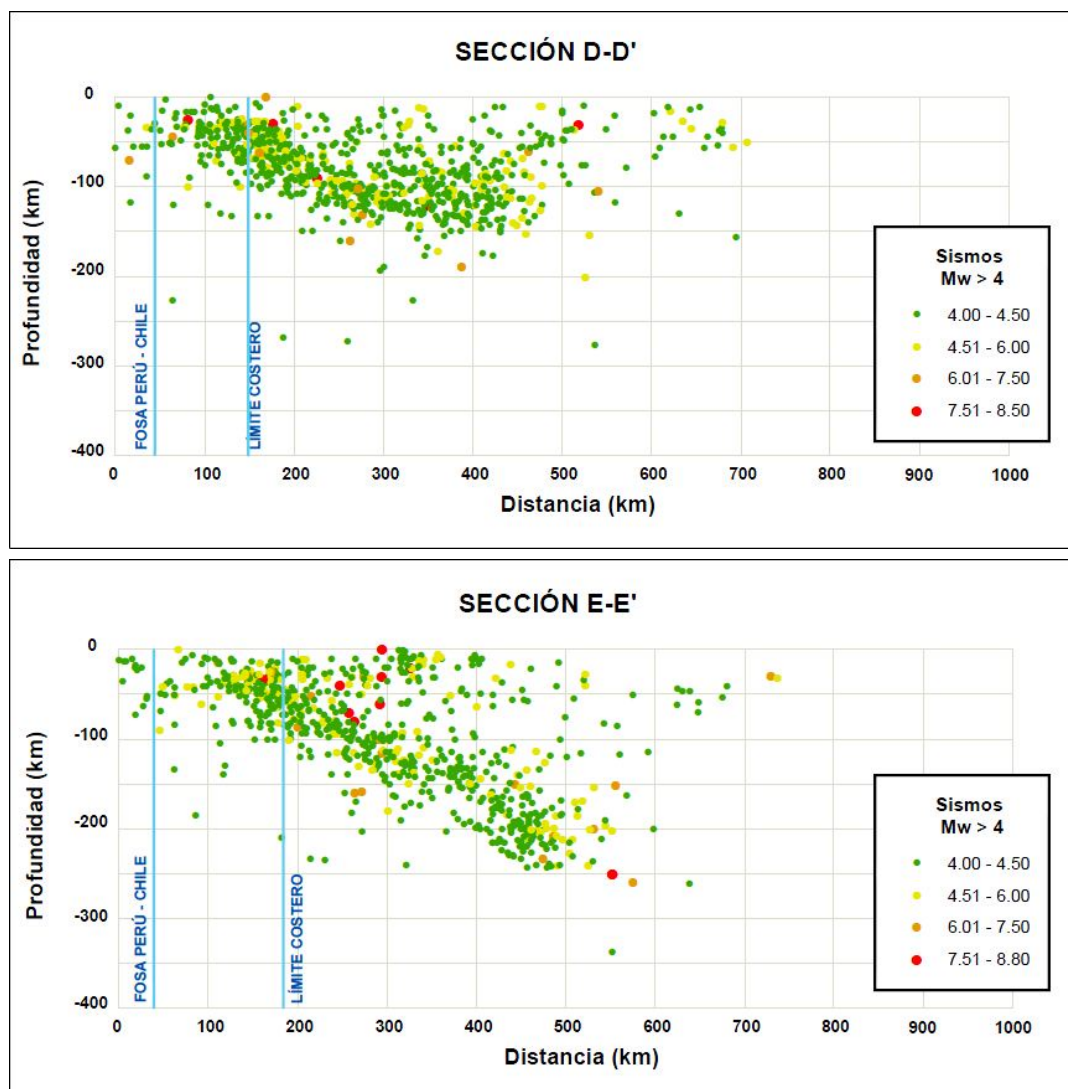


Figura 6. Perfiles verticales de sismicidad para el período 1555-2016 ($M_w > 4$) según las secciones A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E'.

2.5 Evaluación y Caracterización de las Fuentes Sismogénicas

La determinación de las fuentes sismogénicas se ha basado en el mapa de distribución de epicentros, así como en las características tectónicas del área de influencia. Como se ha mencionado anteriormente, la actividad sísmica en el Perú es el resultado de la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana, así como del proceso de reajustes tectónicos del aparato andino. Esto permite agrupar a las fuentes en continentales y de subducción. Las fuentes de subducción modelan la interacción de las placas Sudamericana y de Nazca. Las fuentes continentales o corticales están relacionadas con la actividad sísmica superficial

andina. La determinación de estas fuentes se basa en conceptos regionales de sismotectónica, pues el aporte de fuentes sismogénicas locales es un problema que continúa abierto, ya que no existen metodologías exactas para darle solución. Un factor principal que imposibilita la evaluación de la contribución de las fuentes locales, es que si bien es cierto que la traza y la geometría de las fuentes pueden ser conocidas, la falta de información de su actividad reciente no admite estudios de recurrencia y en consecuencia, tal actividad no puede incluirse en un modelo probabilístico. Otro factor preponderante es que las ecuaciones de atenuación conocidas son inaplicables para representar la atenuación de las aceleraciones en el campo realmente cercano, correspondiente a la distancia entre la fuente puramente local y el sitio de interés. En consecuencia, el presente estudio considera únicamente fuentes sismogénicas regionales para la evaluación de la peligrosidad sísmica sobre el territorio nacional.

En caso de contarse con suficiente data sísmica en el tiempo que a su vez pueda ser identificada como proveniente de un sistema de fallas específico, y que geológicamente mediante escarpes en depósitos cuaternarios, identificaciones geomecánicas u otras metodologías se pueda determinar que dicho sistema de fallas se encuentra activo, se podría caracterizar fuentes sismogénicas locales corticales cuyo análisis estaría ligado a un estudio de detalle de determinación del peligro sísmico considerando fuentes sismogénicas locales, que evalúe la posibilidad de ruptura superficial de fallas geológicas específicas.

La mayor parte de los sismos ocurridos en el territorio nacional es producto de la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana. La placa de Nazca penetra debajo de la Sudamericana a ángulos variables y se profundiza a medida que avanza hacia el continente. En el Perú, la distribución de los sismos en función a la profundidad de sus focos ha permitido configurar la geometría del proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental. Una característica importante de esta geometría es que cambia su forma al pasar de una subducción de tipo horizontal (región norte y centro) a una de tipo normal (región sur) a la altura de la latitud 14°S. Este cambio en el modo de la subducción es debido a que la placa oceánica soporta una contorsión (Deza, 1969, 1978; Grange *et al.*, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill e Isacks, 1992; Tavera y Bufo, 1998).

Se estableció las fuentes sismogénicas de subducción para el Perú sobre la base de los trabajos elaborados anteriormente, y se desarrolló y propuso unas nuevas fuentes sismogénicas propias para el trabajo. En el presente estudio se han utilizado veintinueve fuentes sismogénicas de subducción, en las cuales se han diferenciado los mecanismos de interfase (F1, F2, F3, F4, F5 y F6) y de intraplaca superficial (F7, F8, F9, F10, F11, F12, F13, F14, F15 y F16) e intermedias (F17, F18, F19 y F20). Así mismo se han utilizado nueve

fuentes sísmicas continentales (F21, F22, F23, F24, F25, F26, F27, F28 y F29). La geometría de estas fuentes es concordante con el modelo de subducción propuesto por Cahill e Isacks (1992).

Las coordenadas geográficas de las fuentes sismogénicas que han sido aplicadas para la evaluación del peligro sísmico sobre el territorio nacional se indican en los Cuadros 1, 2 y 3; y en las Figuras 7, 8 y 9.

Cuadro 1. Coordenadas geográficas de las Fuentes de Interface

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F1	-79.928	-1.314	50
F1	-79.697	-2.447	50
F1	-81.742	-2.217	25
F1	-81.670	-1.163	25
F1	-80.380	2.110	25
F1	-78.778	1.666	50
F2	-81.851	-3.458	25
F2	-82.054	-5.322	25
F2	-80.991	-8.528	25
F2	-79.267	-7.740	50
F2	-80.368	-5.595	50
F2	-79.699	-2.439	50
F2	-81.236	-2.274	25
F3	-80.991	-8.528	25
F3	-80.022	-10.322	25
F3	-77.184	-14.412	25
F3	-75.856	-13.563	60
F3	-77.824	-10.464	60
F3	-79.267	-7.740	60
F4	-75.800	-15.800	25
F4	-74.360	-16.880	25
F4	-73.430	-16.039	65
F4	-75.834	-13.548	65
F4	-77.155	-14.392	25
F5	-73.430	-16.039	70
F5	-74.360	-16.880	30
F5	-72.727	-18.100	30
F5	-71.602	-19.101	30
F5	-70.517	-18.082	75
F6	-71.602	-19.101	30
F6	-71.334	-19.475	30

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F6	-71.377	-22.999	50
F6	-69.266	-22.999	85
F6	-69.623	-20.786	75
F6	-69.900	-18.564	70

Cuadro 2. Coordenadas geográficas de las Fuentes de Intraplaca

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F7	-79.033	-2.129	125
F7	-76.989	0.998	125
F7	-79.222	1.809	50
F7	-80.031	0.162	50
F7	-80.600	-1.400	50
F8	-81.334	-3.969	50
F8	-80.840	-5.926	50
F8	-79.881	-8.015	50
F8	-77.474	-6.920	120
F8	-78.667	-4.725	120
F8	-77.716	-2.798	200
F8	-80.017	-1.630	90
F9	-78.423	-7.352	100
F9	-79.881	-8.015	60
F9	-78.003	-11.728	60
F9	-76.381	-13.899	60
F9	-74.775	-12.871	120
F9	-76.441	-10.831	130
F10	-73.778	-16.347	70
F10	-71.584	-14.405	140
F10	-73.127	-13.631	125
F10	-74.555	-12.725	120
F10	-76.381	-13.899	60
F10	-75.782	-14.883	60
F10	-74.709	-15.750	60
F11	-71.660	-17.328	70
F11	-70.558	-18.134	70
F11	-69.800	-17.400	140
F11	-71.584	-14.405	140
F11	-73.778	-16.347	65
F12	-70.480	-22.999	70
F12	-69.275	-22.999	100

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F12	-67.872	-22.999	150
F12	-67.911	-21.766	150
F12	-68.560	-19.610	155
F12	-69.020	-18.550	150
F12	-69.800	-17.400	140
F12	-70.558	-18.143	100
F13	-77.716	-2.798	200
F13	-78.667	-4.725	120
F13	-76.472	-8.763	130
F13	-75.489	-8.120	140
F13	-74.558	-6.771	150
F13	-76.164	-4.332	130
F13	-75.255	-2.911	150
F14	-76.441	-10.831	130
F14	-74.775	-12.871	120
F14	-73.794	-12.219	130
F14	-76.472	-8.763	130
F14	-77.474	-6.920	120
F14	-78.423	-7.352	120
F15	-75.116	-10.513	145
F15	-73.794	-12.219	130
F15	-72.577	-11.410	135
F15	-73.319	-10.572	150
F15	-74.417	-9.331	150
F15	-75.489	-8.120	140
F15	-76.472	-8.763	130
F16	-73.119	-13.635	120
F16	-71.584	-14.405	150
F16	-70.646	-13.766	135
F16	-72.575	-11.405	135
F16	-74.584	-12.770	125
F17	-77.716	-2.798	200
F17	-76.245	-2.865	170
F17	-75.638	-1.914	170
F17	-77.119	-0.922	200
F17	-78.400	-1.161	125
F17	-79.033	-2.129	125
F18	-75.489	-8.120	140
F18	-74.417	-9.331	150
F18	-73.051	-8.124	185

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F18	-74.558	-6.771	180
F19	-70.592	-16.070	150
F19	-69.800	-17.400	140
F19	-69.020	-18.550	150
F19	-68.246	-18.155	200
F19	-67.398	-17.724	250
F19	-70.646	-13.766	250
F19	-71.584	-14.405	175
F20	-65.943	-22.999	270
F20	-66.254	-19.522	270
F20	-66.745	-17.388	285
F20	-69.020	-18.550	150
F20	-68.560	-19.610	155
F20	-67.911	-21.766	150
F20	-67.873	-22.999	150

Cuadro 3. Coordenadas geográficas de las Fuentes Continentales

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F21	-79.173	-7.916	30
F21	-77.365	-7.009	30
F21	-78.581	-4.449	30
F21	-80.368	-5.595	30
F22	-79.173	-7.916	30
F22	-77.824	-10.464	30
F22	-76.318	-12.881	30
F22	-75.677	-13.764	30
F22	-74.411	-12.807	30
F22	-75.315	-12.019	30
F22	-76.798	-8.551	30
F22	-77.365	-7.009	30
F23	-75.677	-13.764	30
F23	-73.090	-16.383	30
F23	-72.106	-14.949	30
F23	-73.789	-13.349	30
F23	-74.411	-12.807	30
F24	-73.090	-16.383	30
F24	-70.517	-18.096	30
F24	-69.900	-18.564	30
F24	-69.174	-17.909	30

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (Km)
	Longitud (°W)	Latitud (°S)	
F24	-70.484	-15.743	30
F24	-72.106	-14.949	30
F25	-79.367	-0.036	30
F25	-79.083	-2.408	30
F25	-77.139	-1.595	30
F25	-76.797	1.211	30
F25	-77.897	1.730	30
F26	-79.083	-2.408	30
F26	-78.581	-4.449	30
F26	-78.152	-5.348	30
F26	-76.293	-4.598	30
F26	-76.661	-3.088	30
F26	-77.139	-1.595	30
F27	-78.152	-5.348	30
F27	-77.365	-7.009	30
F27	-76.798	-8.551	30
F27	-75.145	-7.359	30
F27	-75.430	-6.292	30
F27	-76.304	-4.610	30
F28	-76.798	-8.551	30
F28	-75.315	-12.019	30
F28	-73.789	-13.349	30
F28	-72.276	-11.656	30
F28	-73.668	-10.523	30
F28	-74.957	-8.744	30
F28	-75.145	-7.359	30
F29	-73.789	-13.349	30
F29	-72.106	-14.949	30
F29	-70.484	-15.743	30
F29	-69.414	-12.956	30
F29	-72.276	-11.656	30

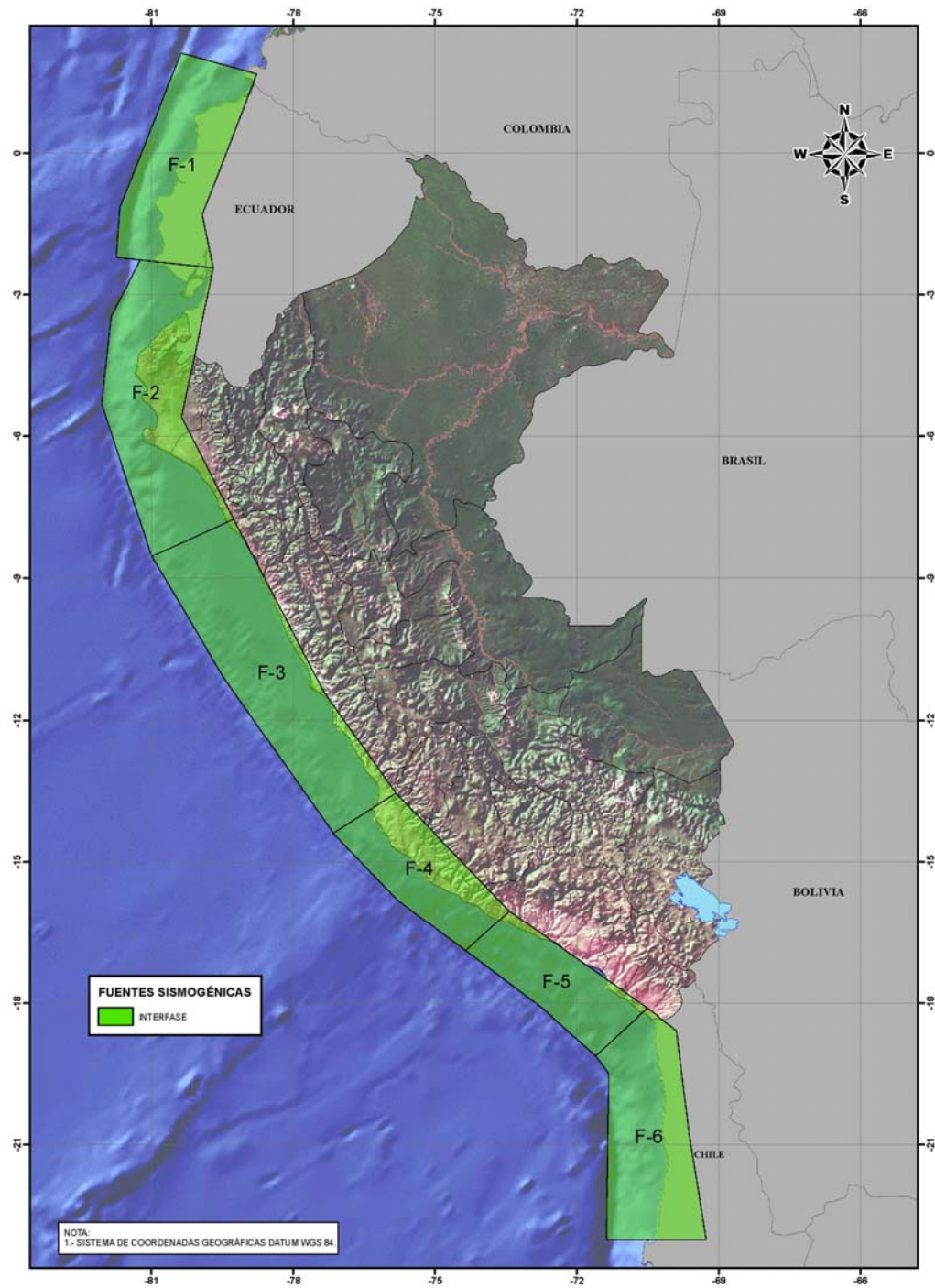


Figura 7. Fuentes Sísmicas de Subducción de Interfase e Intraplaca

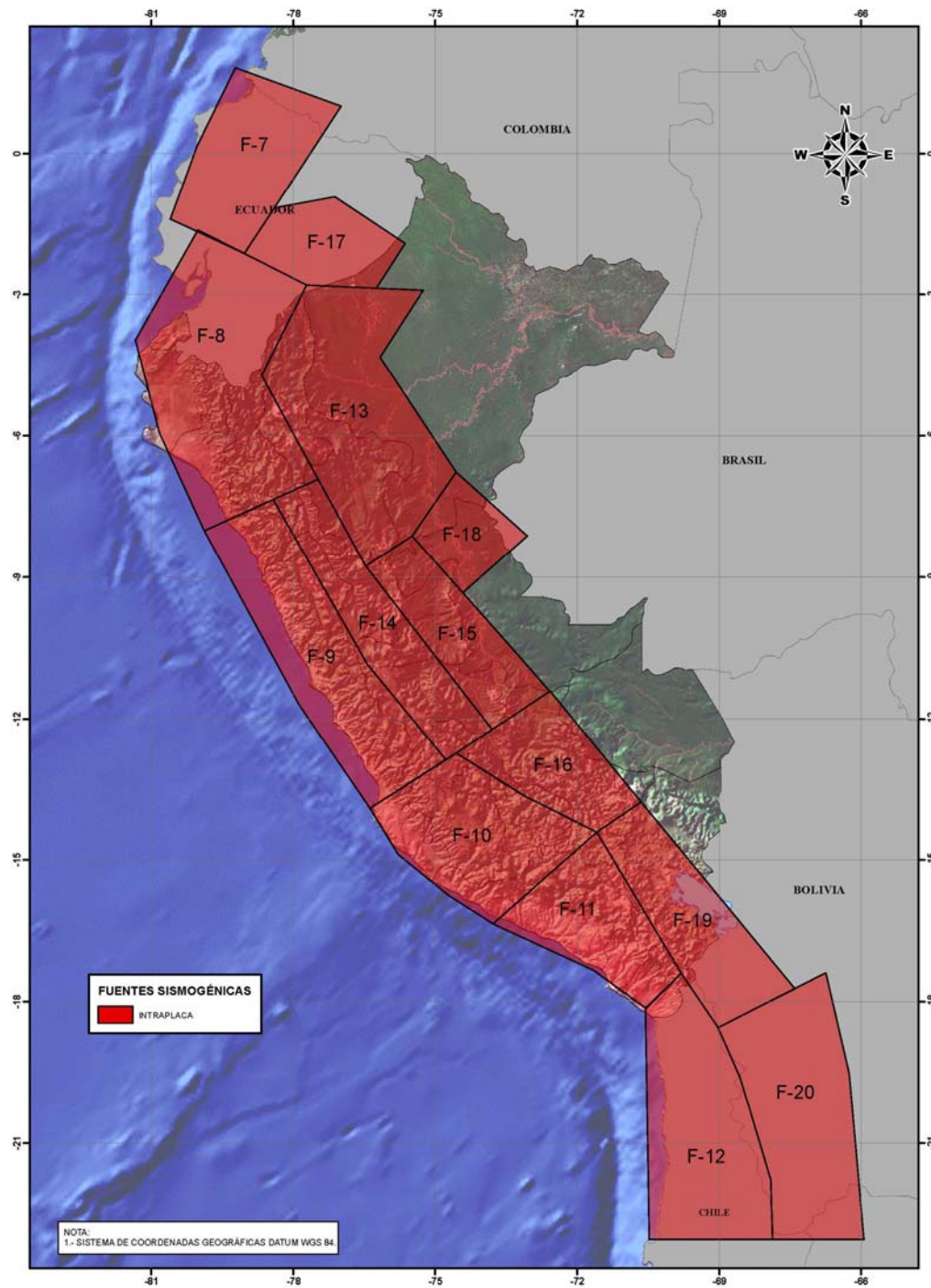


Figura 8. Fuentes Sísmicas de Subducción de Intraplaca

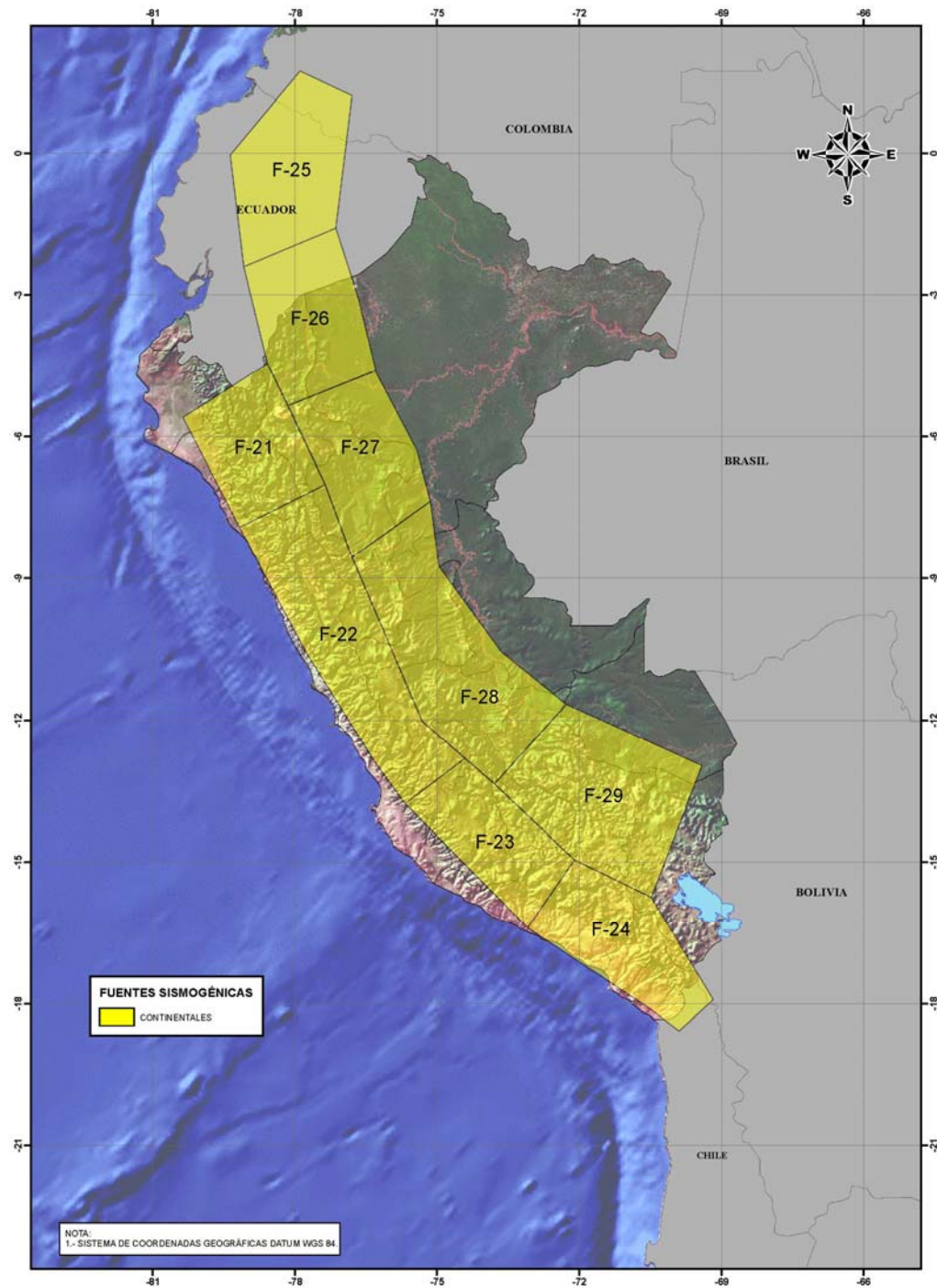


Figura 9. Fuentes Sismogénicas de Corteza Superficial o Continentales

2.6 Estimación de los Parámetros Sismológicos de las Fuentes Sismogénicas

Definidas las fuentes sismogénicas, se distribuyó espacialmente los sismos del catálogo sísmico sobre los volúmenes de influencia de las fuentes sismogénicas, determinándose de esta manera los eventos delimitados en cada fuente.

La caracterización de las fuentes sismogénicas fue realizada a través del cálculo de sus parámetros sismológicos, considerando el modelo exponencial no truncado de Gutenberg y Richter. La magnitud máxima creíble fue definida como el valor máximo reportado por la información histórica para cada fuente sismogénica.

Para el cálculo de la tasa, se ha determinado los periodos de completitud del catálogo sísmico por rangos de magnitudes. Así, se ha encontrado que el catálogo sísmico es completo para los sismos de magnitudes entre Mw 4.0 a Mw 5.0, a partir de 1964; para los sismos de Mw 5.1 a Mw 6.0, el catálogo es completo a partir de 1960; para los sismos de Mw 6.1 a Mw 7.0, el catálogo es completo a partir de 1954; para los sismos de Mw 7.1 a Mw 8.0, el catálogo es completo a partir de 1906 y para los sismos mayores a Mw 8.0 el catálogo es completo a partir de 1555.

Los parámetros de recurrencia sísmica, para diferentes periodos de observación y diferentes magnitudes, se obtuvieron con el método propuesto por Weichert (1980). La metodología se basa en la estimación de la máxima probabilidad de los parámetros N_0 y β , de la relación $\text{Log}(N) = N_0 \exp(-\beta m)$, ésta es extendida al caso de un grupo de eventos de magnitud con diferentes periodos de observación.

Los periodos de observación son independientemente determinados (Stepp, 1972) el cual se encuentra ligado a la capacidad sismológica histórica. De manera similar, el máximo sismo regional debe ser independientemente estimado de las consideraciones geofísicas, como una máxima longitud de falla o un sismo histórico.

Si escogemos arbitrariamente una ley de recurrencia y la truncamos, la probabilidad de que un sismo, teniendo una magnitud entre m y $m+dm$ es:

$$p(m)dm = \text{const.} \cdot \beta e^{-\beta m} dm \quad m_0 \leq m \leq m_x$$

$$p(m)dm = 0 \quad (\text{cero de otro modo})$$

Integrando bajo los intervalos de magnitud, nos lleva a la función de probabilidad L , para n_i eventos, de magnitud clase m_i :

$$L(\beta|n_i, m_i, t_i) = \frac{N!}{\prod_i n_i!} \prod_i p_i^{n_i}$$

Donde:

$$p_i = \frac{t_i \exp(-\beta m_i)}{\sum_j t_j \exp(-\beta m_j)}$$

Los máximos o mínimos de $Ln(N)$ son obtenidos de:

$$\frac{\sum_i t_i m_i \exp(-\beta m_i)}{\sum_j t_j \exp(-\beta m_j)} = \frac{\sum n_i m_i}{N} = \bar{m}$$

Donde, el valor de β se halla por métodos iterativos.

La siguiente ecuación determina la tasa; está definida como el número de sismos por tiempo. Para diferentes periodos de tiempos, la tasa está dado por:

$$N_a = N \sum_i \exp(-\beta m_i) / \sum_j t_j \exp(-\beta m_j)$$

Nota: Para idénticos periodos de tiempo (t_i) la tasa está dada por N/t .

En el Cuadro 4 se presentan los parámetros de sismicidad local de las fuentes sismogénicas

Cuadro 4. Parámetros sismológicos de las fuentes sismogénicas

Fuente	Parámetros Sismológicos			
	M _{min}	M _{máx}	β	Tasa
F1	4.3	8.1	1.286	3.100
F2	4.5	8.0	1.302	4.200
F3	4.8	8.4	1.732	3.980
F4	4.4	8.4	1.730	6.620
F5	4.8	8.4	1.473	2.580
F6	4.5	8.4	1.344	3.530
F7	4.1	7.9	0.991	1.300
F8	4.4	6.6	1.990	3.380
F9	4.5	7.9	1.939	6.510
F10	4.5	7.0	1.805	6.570
F11	4.8	7.8	2.251	4.850
F12	4.8	7.7	2.580	19.000
F13	4.3	7.4	1.491	3.710

Fuente	Parámetros Sismológicos			
	M _{min}	M _{máx}	β	Tasa
F14	4.2	6.6	1.280	2.070
F15	4.6	6.0	2.334	2.520
F16	4.1	6.9	1.307	1.250
F17	4.4	7.3	1.697	3.870
F18	4.8	7.1	2.413	3.130
F19	4.8	7.0	2.307	2.920
F20	4.5	7.7	2.352	11.700
F21	4.0	7.1	0.580	0.461
F22	4.1	7.2	1.068	1.320
F23	4.5	7.0	1.384	0.675
F24	4.4	7.4	1.314	1.280
F25	4.2	7.0	1.133	2.040
F26	4.6	6.7	1.384	0.889
F27	4.8	6.8	2.162	1.270
F28	4.5	7.0	1.667	2.850
F29	4.3	7.1	1.259	1.420

2.7 Atenuación de Ondas Sísmicas

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. Para ello se requiere saber que intensidad se presentará en el lugar de interés, si en la *i*-ésima fuente ocurriera un sismo con magnitud dada.

Las leyes de atenuación pueden adoptar muy diversas formas, para estimar el peligro sísmico en el territorio nacional se han utilizado las leyes de atenuación para ordenadas espectrales de Youngs *et al.* (1997), Zhao *et al.* (2006), McVerry *et al.* (2006), Atkinson y Boore (2003) y BC HYDRO (Abrahamson *et al.* 2015) que diferencian los mecanismos focales para sismos de subducción de interfase e intraplaca en la estimación de la máxima aceleración del suelo, y modelo de atenuación sísmica propuesto por Sadigh *et al.* (1997) para sismos continentales.

Los resultados obtenidos en el presente análisis del peligro sísmico sobre el territorio nacional son aquellos valores de aceleración esperados sobre suelo tipo B (roca) cuya clasificación de sitio ha sido caracterizada de acuerdo al código IBC (International Building Code, 2012) y a las estandarizaciones de la ASCE SEI 7 (American Society of Civil Engineers, 2010)

Cuadro 5. Clasificación del Sitio (Fuente ASCE-SEI 7-10)

TIPO DE SUELO	NOMBRE DE SUELO	PROPIEDADES PROMEDIO EN LOS 30 PRIMEROS METROS (TABLA 20.3-1 SITE CLASSIFICATION ASCE/SEI 7-05)		
		Velocidad de onda de corte, \bar{v}_s (m/s)	Resistencia a la penetración estándar, \bar{N}	Resistencia al corte no drenada, \bar{s}_u (psf)
A	Roca muy dura	$\bar{v}_s > 1,500$	N/A	N/A
B	Roca	$760 < \bar{v}_s \leq 1,500$	N/A	N/A
C	Suelo muy denso o roca blanda	$360 < \bar{v}_s \leq 760$	$\bar{N} > 50$	$\bar{s}_u \geq 2,000$
D	Suelo firme	$180 \leq \bar{v}_s \leq 360$	$15 \leq \bar{N} \leq 50$	$1,000 \leq \bar{s}_u \leq 2,000$
E	Suelo blando	$\bar{v}_s < 180$	$\bar{N} < 15$	$\bar{s}_u < 1,000$
F	-	Cualquier perfil de suelo con más de 3 m de espesor que tenga las siguientes características: 1. Índice de plasticidad (IP) > 20 2. Contenido de humedad (w) $\geq 40\%$ y 3. Resistencia al corte no drenada $\bar{s}_u < 500$ psf		
F	-	Cualquier perfil de suelo que contenga una o más de las siguientes características: 1. Suelos vulnerables a una posible fractura o colapso bajo efecto sísmico, por ejemplo: suelos licuables, arcillas altamente sensibles y suelos débilmente cementados. 2. Turbas y/o arcillas altamente orgánicas (H > 3 m de turba y/o arcillas altamente orgánicas, donde H = espesor del suelo) 3. Arcillas de muy alta plasticidad (H > 7.6 m con índice de plasticidad IP > 75) 4. Arcillas gruesas suaves a medias (H > 36 m)		

Nota: 1 libra por pie cuadrado (psf) = 0.0479 kPa. N/A = No aplicable

La velocidad promedio de ondas de corte \bar{v}_s de acuerdo al código IBC y a los estándares de la ASCE, se determina de la siguiente manera:

$$\bar{v}_s = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{v_{si}}}$$

d_i : Espesor de cada capa entre 0.0 m y 30.0 m

v_{si} : Velocidad de ondas de corte de cada capa (m/s)

De acuerdo al Cuadro 5, se considera una clasificación Tipo B (roca) para velocidades promedio de ondas de corte V_s entre 760 m/s y 1500 m/s.

Cabe destacar que dependiendo de los autores de las ecuaciones de atenuación, éstos han optado por distintas clasificaciones de sitio, tales como Boore *et al.* (1993), NEHRP (2009), Geomatrix 3rd Letter, New Zealand Site Class (2004) y Molas & Yamazaki (1995) que serán descritos en cada sección correspondiente.

2.7.1 Ecuación de Atenuación de Youngs *et al.* (1997)

Youngs *et al.* (1997) desarrollaron leyes de atenuación para zonas de subducción de sismos de interfase e intraplaca, usando datos de sismos registrados en Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Perú (14 registros) y las islas Salomón, para distancias entre 10 y 500 km, teniendo en cuenta las características del sitio. Además comentan que la aplicación de esta relación de atenuación son apropiadas para sismos de magnitud 5 a más.

Youngs *et al.* (1997) definieron las características del sitio en tres grupos: roca, suelo duro poco profundo y suelo profundo, consideraron eventos en roca a todos aquellos con velocidad de ondas de corte cercanos a los 750 m/s, eventos en suelo profundo aquellos con distancias a la roca mayores a 20 m y con velocidades de corte entre 180 y 360 m/s, y eventos en suelo poco profundo aquellos donde la profundidad del suelo es menor a 20 m.

Youngs *et al.* (1997) utilizó la magnitud de Momento Sísmico M_w (Hanks y Kanamori, 1979) para la medida del evento. La localización epicentral, profundidad, magnitud y mecanismo focal fueron obtenidos de publicaciones especiales o del Harvard Centroid Moment Tensor Solutions.

Las relaciones de atenuación propuestas por Youngs *et al.* (1997) corresponden a un amortiguamiento de 5%. En este estudio se ha utilizado las relaciones de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Youngs *et al.* (1997) para roca y suelo.

Cuadro 6. Esquema de clasificación Geomatrix 3rd Letter

Tipo del Suelo	Nombre del Suelo	Velocidad de onda de corte, \bar{v}_s (m/s)	Comparativa Clasificación ASCE
A	Roca	$\bar{v}_s > 750$	B
B	Suelo rígido superficial	$360 < \bar{v}_s \leq 750$	C
C	Suelo profundo	$180 < \bar{v}_s \leq 360$	D
D	Suelo firme	$\bar{v}_s \leq 180$	E

La relación de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Youngs en roca es:

$$\ln(Sa) = 0.2418 + 1.414M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \ln(r_{rup} + 1.7818 \times e^{0.554M}) + 0.00607H + Z_T$$

Con desviación estándar de $\ln(Sa) = C_4 + C_5 \times M$

Donde:

Sa = Aceleración espectral expresada en g.

M = Magnitud de momento sísmico M_w .

r_{rup} = Distancia más cercana al área de ruptura en km.

H = Profundidad focal en km.

Z_T = 0 para sismos de interfase, 1 para sismos de intraplaca.

El Cuadro 7 presenta los coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral en roca propuesta por Youngs *et al.* (1997)

Cuadro 7. Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca propuesta por Youngs *et al.* (1997)

Periodo (s)	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅
0.000	0.000	0.0000	-2.552	1.45	-0.1
0.075	1.275	0.0000	-2.707	1.45	-0.1
0.100	1.188	-0.0011	-2.655	1.45	-0.1
0.200	0.722	-0.0027	-2.528	1.45	-0.1
0.300	0.246	-0.0036	-2.454	1.45	-0.1
0.400	-0.115	-0.0043	-2.401	1.45	-0.1
0.500	-0.400	-0.0048	-2.360	1.45	-0.1
0.750	-1.149	-0.0057	-2.286	1.45	-0.1
1.000	-1.736	-0.0064	-2.234	1.45	-0.1
1.500	-2.634	-0.0073	-2.160	1.50	-0.1
2.000	-3.328	-0.0080	-2.107	1.55	-0.1
3.000	-4.511	-0.0089	-2.033	1.65	-0.1

2.7.2 Ecuación de Atenuación de Zhao *et al.* (2006)

Zhao *et al.* (2006) propusieron una ley de atenuación para zonas de subducción de sismos de interfase e intraplaca, usando datos de sismos registrados básicamente en Japón (basado en data sísmica adquirida hasta el 2003), Irán y la zona oeste de Estados Unidos con un total de 4726 sismos para mecanismos de subducción de corteza superficial, interfase e intraplaca.

Zhao *et al.* (2006) usaron cinco clasificaciones de sitio, SC I, II, III y IV, correspondientes aproximadamente a cuatro clases: roca dura, roca, suelo duro, suelo medio, y suelo suelto, definido por Molas & Yamazaki (1995). Se consideró eventos en roca a todos aquellos con velocidades de corte mayores a los 600 m/s, eventos en suelos duro con velocidades de corte entre los 300 m/s y 600 m/s, eventos en suelos medio con velocidades entre 200 m/s y 300 m/s y eventos en suelos suelto con velocidades menores a 200 m/s.

Cuadro 8. Esquema de clasificación de Molas & Yamazaki (1995)

Tipo del Suelo	Nombre del Suelo	V_{30} calculado del periodo de sitio (m/s)	Comparativa Clasificación ASCE
Hard Rock	Roca dura	$V_{30} > 1100$	A + B
SC I	Roca	$V_{30} > 600$	B + C
SC II	Suelo duro	$300 < V_{30} \leq 600$	C + D
SC III	Suelo medio	$200 < V_{30} \leq 300$	D
SC IV	Suelo suelto	$V_{30} \leq 200$	E + F

La relación de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Zhao *et al.*, en roca es:

$$\log_e(y_{i,j}) = aM_{wi} + bx_{i,j} - \log_e(r_{i,j}) + e(h - h_c)\delta_h + F_R + S_I - S_S + S_{SL} \log_e(x_{i,j}) + C_k + \xi_{i,j} + \eta_i$$

$$r_{i,j} = x_{i,j} + c \exp(dM_{wi})r_i$$

Donde:

y = Es el valor del PGA (en gals) considerando el 5% de amortiguamiento de aceleración en espectro de respuesta para un periodo espectral T.

Mw = Magnitud momento.

x = Es la distancia a la fuente (Km.)

h = profundidad focal (Km.)

Además, el parámetro de falla-reversa F_R aplica únicamente para eventos continentales o de corteza superficial con mecanismo de falla reversa y es 0 (cero) para cualquier otro tipo de evento diferente. El parámetro tectónico por el tipo de fuente S_I aplica para eventos de interfase y adquiere el valor de 0 (cero) para cualquier otro evento, y S_S aplica a eventos de intraplaca únicamente y es cero para cualquier otro tipo de evento. S_{SL} es un factor independiente de la magnitud de los sismos el cual conduce a una modificación referente a los eventos de intraplaca. C_k es el término que involucra a la clase del sitio (tipo de suelo). En este caso, la ley de atenuación de Zhao fue empleada considerando un suelo tipo B (roca, donde $C_k=C1$).

El subscrito i denota el número del evento y j denota el número de registro del evento i. El coeficiente h_c es la constante de profundidad, donde h es más grande que h_c , el término $e(h-h_c)$ tiene un efecto que depende de δ_h que toma el valor de cero para $h < h_c$ y 1 para $h > h_c$.

Cuando h es más grande que 125 km, $h=125$ km es seleccionado. Finalmente, el factor η_i es una variable aleatoria que refiere al error del intra-evento.

Adicional a ello, los coeficientes asignados para los diversos periodos estructurales que conforman los espectros de peligro uniforme (21 periodos) son presentados en el Cuadro 9.

Cuadro 9. Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por Zhao *et al.* (2006)

Periodo	A	B	C	D	E	Fr	Sl	Ss	SSL	C1
PGA	1.101	-0.00564	0.0055	1.080	0.01412	0.251	0.000	2.607	-0.528	1.111
0.05	1.076	-0.00671	0.0075	1.060	0.01463	0.251	0.000	2.764	-0.551	1.684
0.10	1.118	-0.00787	0.0090	1.083	0.01423	0.240	0.000	2.156	-0.420	2.061
0.15	1.134	-0.00722	0.0100	1.053	0.01509	0.251	0.000	2.161	-0.431	1.916
0.20	1.147	-0.00659	0.0120	1.014	0.01462	0.260	0.000	1.901	-0.372	1.669
0.25	1.149	-0.00564	0.0140	0.966	0.01459	0.269	0.000	1.814	-0.360	1.468
0.30	1.163	-0.00590	0.0150	0.934	0.01458	0.259	0.000	2.181	-0.450	1.172
0.40	1.200	-0.00422	0.0100	0.959	0.01257	0.248	-0.041	2.432	-0.506	0.655
0.50	1.250	-0.00338	0.0060	1.008	0.01114	0.247	-0.053	2.629	-0.554	0.071
0.60	1.293	-0.00282	0.0030	1.088	0.01019	0.233	-0.103	2.702	-0.575	-0.429
0.70	1.336	-0.00258	0.0025	1.084	0.00979	0.220	-0.146	2.654	-0.572	-0.866
0.80	1.386	-0.00242	0.0022	1.088	0.00944	0.232	-0.164	2.480	-0.540	-1.325
0.90	1.433	-0.00232	0.0020	1.109	0.00972	0.220	-0.206	2.332	-0.522	-1.732
1.00	1.479	-0.00220	0.0020	1.115	0.01005	0.211	-0.239	2.233	-0.509	-2.152
1.25	1.551	-0.00207	0.0020	1.083	0.01003	0.251	-0.256	2.029	-0.469	-2.923
1.50	1.621	-0.00224	0.0020	1.091	0.00928	0.248	-0.306	1.589	-0.379	-3.548
2.00	1.694	-0.00201	0.0025	1.055	0.00833	0.263	-0.321	0.966	-0.248	-4.410
2.50	1.748	-0.00187	0.0028	1.052	0.00776	0.262	-0.337	0.789	-0.221	-5.049
3.00	1.759	-0.00147	0.0032	1.025	0.00644	0.307	-0.331	1.037	-0.263	-5.431
4.00	1.826	-0.00195	0.0040	1.044	0.00590	0.353	-0.390	0.561	-0.169	-6.181
5.00	1.825	-0.00237	0.0050	1.065	0.00510	0.248	-0.498	0.225	-0.120	-6.347

2.7.3 Ecuación de Atenuación de McVerry *et al.* (2006)

McVerry *et al.* (2006) desarrollaron relaciones de atenuación para diferentes tipos tectónicos de sismos en Nueva Zelanda, es decir continentales, interfase de subducción e intraplaca, y las diferentes fuentes mecánicas para sismos continentales. Ellos también modelaron una atenuación de movimientos de sismos de alta frecuencia en la región volcánica más rápida que en otro lado.

McVerry *et al.* (2006) usaron todos los datos de movimientos fuertes de eventos sísmicos disponibles de la red de acelerógrafos de Nueva Zelanda hasta finales de 1995 que satisficieron varios criterios de selección, complementado con datos seleccionados de

sismográficos digitales. Los sismógrafos proveen registros adicionales de zonas de roca, y movimientos que implican trayectorias de propagación a través de regiones volcánicas

La necesidad de tratar de distinta manera las zonas de sismos continentales y de subducción es aparentemente cuando el efecto del mecanismo de la fuente se tiene en cuenta. Para sismos continentales, los eventos con mecanismos inversos producen los movimientos más fuertes, seguidos de eventos de rotura y normales. Para los eventos de las zonas de subducción, el mecanismo inverso de eventos en interfase tiene movimientos lentos, al menos en rangos de periodos hasta 1 segundo, mientras que los eventos de intraplaca, usualmente con mecanismos normales, son generalmente los más fuertes.

Un aspecto importante del estudio realizado por McVerry *et al.* (2006) es que reconoce varios tipos de tectónica de sismos en Nueva Zelanda, en vez combinar sismos de zonas de subducción y continentales. Como se nota en el trabajo de Abrahamson & Shedlock (1997), varios estudios (como Youngs *et al.*, 1997; Atkinson & Boore, 2003) demuestran que los movimientos de sismos de subducción generalmente se atenúan menos rápido que aquellos sismos continentales en la región del límite de placa. Combinando los dos tipos de sismos causa dificultades en el análisis de regresión ya que combina diferentes comportamientos de atenuación. Adicionalmente, hay más complicaciones en las regiones de actividad volcánica y la zona de Taupo Volcanic Zone (TVZ). En general, la difusión geométrica proporciona la mayor parte de reducción de movimientos para distancias de viaje hasta los 100-200 km los cuales son usualmente de interés para relaciones de atenuación de movimientos fuertes. Sin embargo, también hay pérdida de energía por mecanismos de disipación en la zona media, referido a una atenuación inelástica, que da lugar a una disminución exponencial adicional $e^{-\pi r f / Q(f) \beta}$ de la amplitud de onda con una distancia de viaje r , frecuencia f , velocidad de onda β , y factor de calidad $Q(f)$. La placa de subducción del Pacífico tiene muy baja atenuación, la corteza de la Placa Australiana tiene una moderada atenuación, y la porción del manto entre la losa y la corteza que recubre tiene una alta atenuación. Por lo tanto los terremotos profundos en la placa de subducción bajo TVZ son sentidos más fuertes que al este en Hawkes Bay, en zonas que son a distancias más cortas sobre la fuente, en lugares que implican rutas a través de la porción de manto y la corteza TVZ.

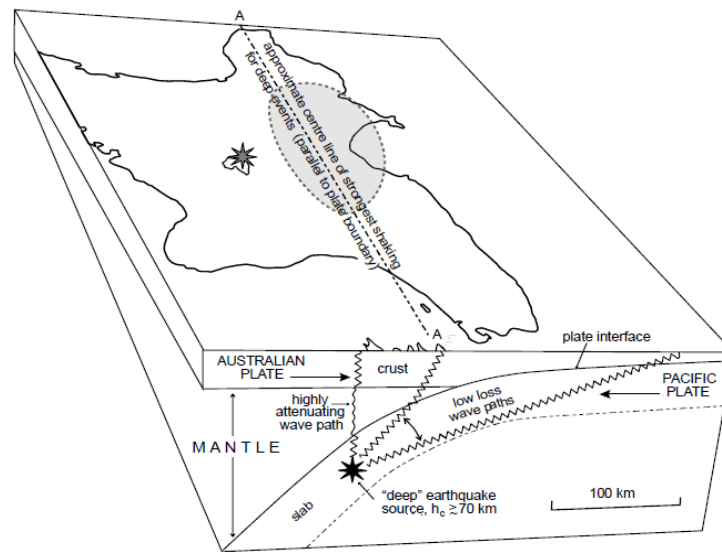


Figura 10. Vista esquemática comparativa de las trayectorias de las ondas sísmicas por un medio de alta atenuación (manto) y por la placa de subducción

Una de las principales justificaciones para el desarrollo de las relaciones de atenuación del espectro de respuesta de Nueva Zelanda era que McVerry *et al.* (2006) querían utilizarlas en un estudio nacional de riesgo sísmico para afianzar una revisión de las cargas normalizadas. Por consiguiente, desearon retener las clasificaciones de sitio lo más cerca posible a las categorías que se encontraban en la zona.

Cuadro 10. Clasificación de Sitio de Nueva Zelanda (2004)

Tipo del Suelo	Nombre del Suelo	Velocidad de onda de corte, \bar{v}_s (m/s)	Comparativa Clasificación ASCE
A	Roca fuerte	$\bar{v}_s > 1500$	A
B	Roca	$360 < \bar{v}_s \leq 1500$	B + C
C	Suelo superficial	-	D
D	Suelo profundo o suelto	-	D + E
E	Suelo muy suelto	$\bar{v}_s \leq 150$	E

El modelo de atenuación desarrollado por McVerry *et al.* (2006) fue basado en el modelo de Abrahamson & Silva (1997) para sismos continentales y el modelo de Youngs *et al.* (1997) para los sismos en zonas de subducción.

El modelo continental toma la forma:

$$\ln SA'_{A/B}(T) = C_1'(T) + C_{4AS}(M-6) + C_{3AS}(T)(8.5-M)^2 + C_5'(T) r + (C_8'(T) + C_{6AS}(M-6)) \ln(r^2 + C_{10AS}^2(T))^{1/2} + C_{46}'(T) r_{VOL} + C_{32} CN + C_{33AS}(T) CR + F_{HW}(M,r)$$

El modelo de la zona de subducción toma la forma:

$$\ln SA'_{A/B}(T) = C_{11}'(T) + (C_{12Y} + (C_{15}'(T) - C_{17}'(T)) C_{19Y}) (M-6) + C_{13Y}(T)(10-M)^3 + C_{17}'(T) \ln(r + C_{18Y} \exp(C_{19Y} M)) + C_{20}'(T) H_C + C_{24}'(T) SI + C_{46}'(T) r_{VOL} (1-DS)$$

donde

$$C_{15}'(T) = C_{17Y}(T)$$

En ambos modelos de zona de subducción y continental

$$\ln SA'_{C,D}(T) = \ln SA'_{A/B}(T) + C_{29}'(T) \delta_C + (C_{30AS}(T) \ln(SA(T)'_{A/B} + 0.03) + C_{43}'(T)) \delta_D$$

donde

La expresión para $PGA_{A/B,C,D}$ toma la misma forma como para $PGA'_{A/B,C,D}$, pero se diferencian por el uso de versiones no desarrolladas de coeficientes. Finalmente,

$$SA_{A/B,C,D}(T) = SA'_{A/B,C,D}(T) * (PGA_{A/B,C,D} / PGA'_{A/B,C,D})$$

Los parámetros de estos modelos:

M = magnitud momento

r = distancia más pequeña en km desde la fuente

r_{VOL} = longitud en km de la trayectoria de la fuente en la zona volcánica

H_C = profundidad del centroide en km

CN = -1 para mecanismos normales de sismos continental, 0 para lo demás

CR = 0.5 para mecanismo inverso/oblicuo de sismos continentales, 1.0 para mecanismos inversos de sismos continentales, 0 para lo demás

SI = 1 para sismos de subducción en interfase, 0 para los demás.

DS = 1 para sismos intraplaca, 0 para lo demás

δ_C = 1 sitio de clase C, 0 para lo demás

δ_D = 1 sitio de clase D, 0 para lo demás

Cuadro 11. Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por McVerry *et al.* (2006)

Periodo	C ₁	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	C ₈	C ₁₀	C ₁₁
PGA	0.14274	0.0000	-0.144	-0.00989	0.17	-0.68744	5.60	8.57343
0.05	0.07713	0.0000	-0.144	-0.00898	0.17	-0.73728	5.60	8.08611
0.10	1.22050	0.0300	-0.144	-0.00914	0.17	-0.93059	5.58	8.69303
0.15	1.53365	0.0280	-0.144	-0.00903	0.17	-0.96506	5.50	9.30400
0.20	1.22565	-0.0138	-0.144	-0.00975	0.17	-0.75855	5.10	10.41628
0.25	0.21124	-0.0360	-0.144	-0.01032	0.17	-0.52400	4.80	9.21783
0.30	-0.10541	-0.0518	-0.144	-0.00941	0.17	-0.50802	4.52	8.01150
0.40	-0.14260	-0.0635	-0.144	-0.00878	0.17	-0.52214	4.30	7.87495
0.50	-0.65968	-0.0862	-0.144	-0.00802	0.17	-0.47264	3.90	7.26785
0.60	-0.51404	-0.1020	-0.144	-0.00647	0.17	-0.58672	3.70	6.98741
0.70	-0.95399	-0.1200	-0.144	-0.00713	0.17	-0.49268	3.55	6.77543
0.80	-1.24167	-0.1200	-0.144	-0.00713	0.17	-0.49268	3.55	6.48775
0.90	-1.5657	-0.1726	-0.144	-0.00623	0.17	-0.52257	3.50	5.05424
1.00	0.14274	0.0000	-0.144	-0.00989	0.17	-0.68744	5.60	8.57343
1.25	0.07713	0.0000	-0.144	-0.00898	0.17	-0.73728	5.60	8.08611
1.50	1.22050	0.0300	-0.144	-0.00914	0.17	-0.93059	5.58	8.69303
2.00	1.53365	0.0280	-0.144	-0.00903	0.17	-0.96506	5.50	9.30400
2.50	1.22565	-0.0138	-0.144	-0.00975	0.17	-0.75855	5.10	10.41628
3.00	0.21124	-0.0360	-0.144	-0.01032	0.17	-0.52400	4.80	9.21783

Cuadro 12. Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por McVerry *et al.* (2006) (cont.)

Periodo	C ₁₂	C ₁₃	C ₁₅	C ₁₇	C ₁₈	C ₁₉	C ₂₀
PGA	1.4140	0.0000	-2.5520	-2.56592	1.7818	0.5540	0.01545
0.05	1.4140	0.0000	-2.5520	-2.49894	1.7818	0.5540	0.01590
0.10	1.4140	0.0000	-2.7070	-2.55903	1.7818	0.5540	0.01821
0.15	1.4140	-0.0011	-2.6550	-2.61372	1.7818	0.5540	0.01737
0.20	1.4140	-0.0027	-2.5280	-2.70038	1.7818	0.5540	0.01531
0.25	1.4140	-0.0036	-2.4540	-2.47356	1.7818	0.5540	0.01304
0.30	1.4140	-0.0043	-2.4010	-2.30457	1.7818	0.5540	0.01426
0.40	1.4140	-0.0048	-2.3600	-2.31991	1.7818	0.5540	0.01277
0.50	1.4140	-0.0057	-2.2860	-2.28460	1.7818	0.5540	0.01055
0.60	1.4140	-0.0064	-2.2340	-2.28256	1.7818	0.5540	0.00927
0.70	1.4140	-0.0073	-2.1600	-2.27895	1.7818	0.5540	0.00748
0.80	1.4140	-0.0073	-2.1600	-2.27895	1.7818	0.5540	0.00748
0.90	1.4140	-0.0089	-2.0330	-2.0556	1.7818	0.5540	-0.00273
1.00	1.4140	0.0000	-2.5520	-2.56592	1.7818	0.5540	0.01545
1.25	1.4140	0.0000	-2.5520	-2.49894	1.7818	0.5540	0.01590
1.50	1.4140	0.0000	-2.7070	-2.55903	1.7818	0.5540	0.01821

Periodo	C ₁₂	C ₁₃	C ₁₅	C ₁₇	C ₁₈	C ₁₉	C ₂₀
2.00	1.4140	-0.0011	-2.6550	-2.61372	1.7818	0.5540	0.01737
2.50	1.4140	-0.0027	-2.5280	-2.70038	1.7818	0.5540	0.01531
3.00	1.4140	-0.0036	-2.4540	-2.47356	1.7818	0.5540	0.01304

Cuadro 13. Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por McVerry *et al.* (2006) (cont.)

Periodo	C ₂₄	C ₂₉	C ₃₀	C ₃₂	C ₃₃	C ₄₃	C ₄₆
PGA	-0.49963	0.27315	-0.2300	0.2000	0.260	-0.33716	-0.03255
0.05	-0.43223	0.3873	-0.2300	0.2000	0.260	-0.31036	-0.0325
0.10	-0.52504	0.27879	-0.2800	0.2000	0.260	-0.49068	-0.03441
0.15	-0.61452	0.28619	-0.2800	0.2000	0.260	-0.46604	-0.03594
0.20	-0.65966	0.34064	-0.2450	0.2000	0.260	-0.31282	-0.03823
0.25	-0.56604	0.53213	-0.1950	0.2000	0.198	-0.07565	-0.03535
0.30	-0.33169	0.63272	-0.1600	0.2000	0.154	0.17615	-0.03354
0.40	-0.24374	0.58809	-0.1210	0.2000	0.119	0.34775	-0.03211
0.50	-0.01583	0.50708	-0.0500	0.2000	0.057	0.7238	-0.02857
0.60	0.02009	0.33002	0.0000	0.2000	0.013	0.89239	-0.02500
0.70	-0.07051	0.07445	0.0400	0.2000	-0.049	0.77743	-0.02008
0.80	-0.07051	0.07445	0.0400	0.2000	-0.049	0.77743	-0.02008
0.90	-0.23967	0.09869	0.0400	0.2000	-0.156	0.60938	-0.01587
1.00	-0.49963	0.27315	-0.2300	0.2000	0.260	-0.33716	-0.03255
1.25	-0.43223	0.38730	-0.2300	0.2000	0.260	-0.31036	-0.03250
1.50	-0.52504	0.27879	-0.2800	0.2000	0.260	-0.49068	-0.03441
2.00	-0.61452	0.28619	-0.2800	0.2000	0.260	-0.46604	-0.03594
2.50	-0.65966	0.34064	-0.2450	0.2000	0.260	-0.31282	-0.03823
3.00	-0.56604	0.53213	-0.1950	0.2000	0.198	-0.07565	-0.03535

2.7.4 Ecuación de Atenuación de Atkinson y Boore (2003)

Atkinson y Boore (2003) usaron datos basados en trabajos pasados y muchos nuevos registros de movimientos que han estado disponibles en la última década antes de la publicación. Se hizo una base de registros históricos de sismos de subducción para eventos de $M \geq 5$, alrededor del mundo hasta 1989 usando los datos de Crouse (1991) y Youngs *et al.* (1997). A eso se añadió los datos disponibles de eventos de intraplaca e interface más recientes. Esto incluyó eventos en Cascadia, Japón (datos de KNET), México (datos de Guerrero) y Centroamérica (datos de El Salvador).

Los resultados obtenidos por Atkinson y Boore (2003) difieren significativamente de análisis previos basados en data más limitada y contiene más detalles de análisis de la variabilidad de movimientos con clases de suelo, tipo de evento y región. Los nuevos resultados tienen

implicaciones en los resultados para el análisis de peligro sísmico. Las relaciones de movimientos para eventos globales predice que un megaterremoto ($M \geq 8$) a una distancia de la falla de cerca de 100 km produciría PSA en suelos cerca de 110 cm/s^2 a 0.5 Hz, 660 cm/s^2 a 2.5 Hz, y 410 cm/s^2 a 5 Hz, con una PGA de 180 cm/s^2 . Estos niveles de daño de movimientos serían experimentado sobre una gran área, correspondiente a un rectángulo de 300 km de ancho por 500 km de largo.

Además que el análisis regional de variabilidad de amplitudes de movimientos sugiere que el uso de ecuaciones de regresión basado en datos globales de subducción no está bien justificado. En particular, las amplitudes en Cascadia difieren por más de un factor de 2 de aquellos en Japón para la misma magnitud, distancia, incluso tipo y clase de suelo (NEHRP). Esto se cree que es debido a las diferencias regionales en la profundidad del perfil del suelo, que no entran en el esquema de clasificación de sitio de NEHRP.

Cuadro 14. Clasificación de Sitio NEHRP (2000)

Tipo del Suelo	Nombre del Suelo	V_{30} calculado del periodo de sitio (m/s)	Comparativa Clasificación ASCE
A	Roca dura	$\bar{v}_s > 1500$	A
B	Roca	$760 < \bar{v}_s \leq 1500$	B
C	Suelo muy denso o roca suelta	$360 < \bar{v}_s \leq 760$	D
D	Suelo firme	$180 < \bar{v}_s \leq 360$	D
E	Suelo blando	$\bar{v}_s \leq 180$	E
F	Cualquier perfil de suelo con más de 3 m de espesor que tenga las siguientes características: 1. Índice de plasticidad (IP) > 20 2. Contenido de humedad (w) $\geq 40\%$ y Resistencia al corte no drenada $\bar{s}_u < 500 \text{ psf}$		F
	Cualquier perfil de suelo que contenga una o más de las siguientes características: 1. Suelos vulnerables a una posible fractura o colapso bajo efecto sísmico, por ejemplo: suelos licuables, arcillas altamente sensibles y suelos débilmente cementados. 2. Turbas y/o arcillas altamente orgánicas ($H > 3 \text{ m}$ de turba y/o arcillas altamente orgánicas, donde H = espesor del suelo) 3. Arcillas de muy alta plasticidad ($H > 7.6 \text{ m}$ con índice de plasticidad IP > 75) Arcillas gruesas suaves a medias ($H > 36 \text{ m}$)		

La regresión de los datos se ha realizado mediante el método de máxima probabilidad (Joyner y Boore, 1993, 1994). Ambos componentes horizontales son incluidos en la regresión. Las regresiones reparadas son desarrolladas para eventos de interface e intraplaca, como el análisis hecho indica que hay extensas diferencias en las amplitudes, escalas y atenuación de estos tipos de eventos diferentes. Después de una detallada experimentación con una variedad de funciones, la función adoptaba es (todas en log base 10):

$$\log Y = fn(\mathbf{M}) + c_3 h + c_4 R - g \log R + c_5 sl S_C + c_6 sl S_D + c_7 sl S_E$$

Donde:

Y = PGA o pseudoaceleración con 5% de amortiguamiento (PSA) en cm/s componente horizontal aleatoria

\mathbf{M} = magnitud de momento (usar 8.5 para eventos de interface de $\mathbf{M} > 8.5$, para eventos de intraplaca de $\mathbf{M} \geq 8$)

$fn(\mathbf{M}) = c_1 + c_2 \mathbf{M}$ (esta es la forma final seleccionada; una forma inicial de $fn(\mathbf{M}) = [c_0' + c_1'(\mathbf{M} - 6) + c_0'(\mathbf{M} - 6)^2]$ también fue explorado

h = profundidad focal en kilómetros

$R = \sqrt{(D_{fault}^2 - \Delta^2)}$ con D_{fault} siendo la distancia más cercana a la superficie de la falla, en kilómetros (usar h = 100 km para eventos con profundidad > 100 km) y Δ , una fuente cercana de saturación, dada por $\Delta = 0.00724 \times 10^{0.507M}$

$S_C = 1$ para NEHRP suelo C ($360 < \beta \leq 760$ m/s), = 0 para lo demás

$S_D = 1$ para NEHRP suelo D ($180 < \beta \leq 360$ m/s), = 0 para lo demás

$S_E = 1$ para NEHRP suelo E ($\beta < 180$ m/s), = 0 para lo demás

$g = 10^{(1.2 - 0.18M)}$ para eventos de interfase

$g = 10^{(0.301 - 0.01M)}$ para eventos de intraplaca

$sl = 1$ para $PGA_{rx} \leq 100 \text{ cm/s}^2$ o frecuencias $\leq 1 \text{ Hz}$

$sl = 1 - (f - 1)(PGA_{rx} - 100)/400$ para $100 < PGA_{rx} < 500 \text{ cm/s}^2$ ($1 \text{ Hz} < f < 2 \text{ Hz}$)

$sl = 1 - (f - 1)$ para $PGA_{rx} \geq 500 \text{ cm/s}^2$ ($1 \text{ Hz} < f < 2 \text{ Hz}$)

$sl = 1 - (PGA_{rx} - 100)/400$ para $100 < PGA_{rx} < 500 \text{ cm/s}^2$ ($f \geq 2 \text{ Hz}$ and PGA)

$sl = 0$ para $PGA_{rx} \geq 500 \text{ cm/s}^2$ ($f \geq 2 \text{ Hz}$ and PGA)

Cuadro 15. Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca (Suelo tipo B) propuesto por Atkinson y Boore. (2003)

Periodo	c ₁	c ₂	c ₃	c ₄	c ₅	c ₆	c ₇	σ	σ_1	σ_2
Coeficientes para Eventos de Interface										
PGA	2.9910	0.03525	0.00759	-0.00206	0.19	0.24	0.29	0.23	0.20	0.11
0.04	2.8753	0.07052	0.01004	-0.00278	0.15	0.20	0.20	0.26	0.22	0.14
0.1	2.7789	0.09841	0.00974	-0.00287	0.15	0.23	0.20	0.27	0.25	0.10
0.2	2.6638	0.12386	0.00884	-0.00280	0.15	0.27	0.25	0.28	0.25	0.13
0.4	2.5249	0.1477	0.00728	-0.00235	0.13	0.37	0.38	0.29	0.25	0.15
1.0	2.1442	0.1345	0.00521	-0.00110	0.10	0.30	0.55	0.34	0.28	0.19
2.0	2.1907	0.07148	0.00224	0.00000	0.10	0.25	0.40	0.34	0.29	0.18
3.0	2.3010	0.02237	0.00012	0.00000	0.10	0.25	0.36	0.36	0.31	0.18
Coeficientes para Eventos de Intraplaca										
PGA	-0.04713	0.6909	0.0113	-0.00202	0.19	0.24	0.29	0.27	0.23	0.14
0.04	0.50697	0.63273	0.01275	-0.00234	0.15	0.20	0.20	0.25	0.24	0.07
0.1	0.43928	0.66675	0.0108	-0.00219	0.15	0.23	0.20	0.28	0.27	0.07
0.2	0.51589	0.69186	0.00572	-0.00192	0.15	0.27	0.25	0.28	0.26	0.10
0.4	0.005445	0.7727	0.00173	-0.00178	0.13	0.37	0.38	0.28	0.26	0.10
1.0	-1.02133	0.8789	0.0013	-0.00173	0.10	0.30	0.55	0.29	0.27	0.11
2.0	2.39234	0.9964	0.00364	-0.00118	0.10	0.25	0.40	0.30	0.28	0.11
3.0	-3.70012	1.1169	0.00615	-0.00045	0.10	0.25	0.36	0.30	0.29	0.08

2.7.5 Ecuación de Atenuación BC HYDRO (Abrahamson 2015)

En el 2007, BC Hydro, el principal dueño de presas en Columbia Británica, Canadá, comenzó la mayor actualización de evaluación de peligro sísmico en las zonas de presas. Un tema clave fue los movimientos de sismos de zonas largas de subducción en Cascadia. Las nuevas ecuaciones de predicción de movimientos (GMPEs) desarrolladas como parte del estudio de Abrahamson *et al.* (2015) está descrito a detalle en BC Hydro (2012).

Para el estudio de BC Hydro (2012), los datos de movimiento inicial fue tomado de Atkinson y Boore (2003, 2008), que incluye una compilación de datos de Crouse *et al.* (1988), Crouse (1991) y Youngs *et al.* (1997). Adicionalmente, los datos de movimientos de subducción fueron obtenidos de eventos en Japón (Zhao, 2008), Taiwan (Cheng, 2008), Sudamérica y América Central (Pacific Engineering, 2008) y México (Macias-Carrasco, 2008)

Los datos totales consisten en 9946 registros de pares de movimientos (dos componentes horizontales) de 292 sismos de zona de subducción. Un total de 3557 pares de registros son de 163 eventos de interface y 6389 pares de registros son de 129 eventos en intraplaca.

Para una distancia menor a 100 km el modelo de BC Hydro predice movimientos medianos que caen dentro del rango del actual GMPEs. A largas distancias, el modelo de BC Hydro predice bajos movimientos basados en atenuaciones fuertes. Para largas distancias y

magnitudes, el modelo BC Hydro tiende a limitar el rango del modelo de predicción GMPE para eventos intraplaca.

Una estimación del V_{S30} fue desarrollado para cada estación en el conjunto de datos. En algunos casos, los valores medidos V_{S30} estaban disponibles, pero, para la mayoría de las estaciones, se utilizaron las correlaciones entre las clasificaciones de sitio y los valores medios V_{S30} para estimar V_{S30} .

De las evaluaciones realizadas, la forma funcional fue usada para el análisis de regresión:

$$\ln(Sa_{Interface}) = \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 + (\theta_2 + \theta_3(M - 7.8)) \ln(R_{rup} + C_4 \exp(\theta_9(M - 6))) + \theta_6 R_{rup} + f_{mag}(M) + f_{FABA}(R_{rup}) + f_{site}(PGA_{1100}, V_{S30})$$

$$\ln(Sa_{Slab}) = \theta_1 + \theta_4 \Delta C_1 + (\theta_2 + \theta_{14} F_{event} + \theta_3(M - 7.8)) \ln(R_{hypo} + C_4 \exp(\theta_9(M - 6))) + \theta_6 R_{hypo} + \theta_{10} F_{event} + f_{mag}(M) + f_{depth}(Z_h) + f_{FABA}(R_{hypo}) + f_{site}(PGA_{1100}, V_{S30})$$

Donde

Sa = aceleración espectral en unidades de g

M = Magnitud de momento

Z_h = Profundidad hipocentral (km)

$F_{event} = 0$ para eventos de interface, 1 para eventos de intraplaca

$F_{FABA} = 0$ para ante-arco o sitios desconocido, 1 para tras-arco

El modelo para el escalado de magnitud está dado por:

$$f_{mag}(M) = \theta_4(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M)^2 \quad \text{for } M \leq C_1 + \Delta C_1$$

$$f_{mag}(M) = \theta_5(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M)^2 \quad \text{for } M > C_1 + \Delta C_1$$

Donde $C_1 = 7.8$

El modelo para el escalado de profundidad está dado por:

$$f_{depth}(Z_h) = \theta_{11}(\min(Z_h, 120) - 60)F_{event}$$

El modelo para el escalado ante-arco/tras-arco está dado por:

$$f_{FABA}(R) = \theta_7 + \theta_8 \ln((\max(R_{hypo}, 85))/40) F_{FABA} \quad \text{for } F_{event} = 1$$

$$f_{FABA}(R) = \theta_{15} + \theta_{16} \ln((\max(R_{rup}, 100))/40) F_{FABA} \quad \text{for } F_{event} = 0$$

El modelo para escalado de respuesta de sitio está dado por:

$$\text{for } V_{S30} < V_{lin}$$

$$f_{site}(PGA_{1000}, V_{S30}) = \theta_{12} \ln(V^*/V_{lin}) - b \ln(PGA_{1000} + c) - b \ln(PGA_{1000} + c(V^*/V_{lin})^n)$$

$$\text{for } V_{S30} \geq V_{lin}$$

$$f_{site}(PGA_{1000}, V_{S30}) = \theta_{12} \ln(V^*/V_{lin}) + b \ln(V^*/V_{lin})$$

Donde

PGA_{1000} = Valor medio PGA para $V_{S30} = 1,000$ m/sec

Y

$$V^*_s = 1000 \quad \text{for } V_{S30} > 1000$$

$$V^*_s = V_{S30} \quad \text{for } V_{S30} \leq 1000$$

Cuadro 16. Coeficientes de regresión para la subducción mediana (unidades en g) del modelo GMPE. BC Hydro (2015)

Periodo	Vlin	b	01	02	06	07	08	010	011
0.000	865.1	-1.186	4.2203	-1.350	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.0130
0.020	865.1	-1.186	4.2203	-1.350	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.0130
0.050	1053.5	-1.346	4.5371	-1.400	-0.0012	1.2536	-1.65	3.37	0.0130
0.075	1085.7	-1.471	5.0733	-1.450	-0.0012	1.4175	-1.80	3.37	0.0130
0.100	1032.5	-1.624	5.2892	-1.450	-0.0012	1.3997	-1.80	3.33	0.0130
0.150	877.6	-1.931	5.4563	-1.450	-0.0014	1.3582	-1.69	3.25	0.0130
0.200	748.2	-2.188	5.2684	-1.400	-0.0018	1.1648	-1.49	3.03	0.0129
0.250	654.3	-2.381	5.0594	-1.350	-0.0023	0.9940	-1.30	2.80	0.0129
0.300	587.1	-2.518	4.7945	-1.280	-0.0027	0.8821	-1.18	2.59	0.0128
0.400	503.0	-2.657	4.4644	-1.180	-0.0035	0.7046	-0.98	2.20	0.0127
0.500	456.6	-2.669	4.0181	-1.080	-0.0044	0.5799	-0.82	1.92	0.0125
0.600	430.3	-2.599	3.6055	-0.990	-0.0050	0.5021	-0.70	1.70	0.0124
0.750	410.5	-2.401	3.2174	-0.910	-0.0058	0.3687	-0.54	1.42	0.0120
1.000	400.0	-1.955	2.7981	-0.850	-0.0062	0.1746	-0.34	1.10	0.0114
1.500	400.0	-1.025	2.0123	-0.770	-0.0064	-0.0820	-0.05	0.70	0.0100
2.000	400.0	-0.299	1.4128	-0.710	-0.0064	-0.2821	0.12	0.70	0.0085

Periodo	Vlin	b	01	02	06	07	08	010	011
2.500	400.0	0.000	0.9976	-0.670	-0.0064	-0.4108	0.25	0.70	0.0069
3.000	400.0	0.000	0.6443	-0.640	-0.0064	-0.4466	0.30	0.70	0.0054
4.000	400.0	0.000	0.0657	-0.580	-0.0064	-0.4344	0.30	0.70	0.0027
5.000	400.0	0.000	-0.4624	-0.540	-0.0064	-0.4368	0.30	0.70	0.0005
6.000	400.0	0.000	-0.9809	-0.500	-0.0064	-0.4586	0.30	0.70	-0.0013
7.500	400.0	0.000	-1.6017	-0.460	-0.0064	-0.4433	0.30	0.70	-0.0033
10.000	400.0	0.000	-2.2937	-0.400	-0.0064	-0.4828	0.30	0.70	-0.0060

Cuadro 17. Coeficientes de regresión para la subducción mediana (unidades en g) del modelo GMPE. BC Hydro (2015) (cont.)

Periodo	012	013	014	015	016	ϕ	τ	σ
0.000	0.980	-0.0135	-0.40	0.9996	-1.00	0.60	0.43	0.74
0.020	0.980	-0.0135	-0.40	0.9996	-1.00	0.60	0.43	0.74
0.050	1.288	-0.0138	-0.40	1.1030	-1.18	0.60	0.43	0.74
0.075	1.483	-0.0142	-0.40	1.2732	-1.36	0.60	0.43	0.74
0.100	1.613	-0.0145	-0.40	1.3042	-1.36	0.60	0.43	0.74
0.150	1.882	-0.0153	-0.40	1.2600	-1.30	0.60	0.43	0.74
0.200	2.076	-0.0162	-0.35	1.2230	-1.25	0.60	0.43	0.74
0.250	2.248	-0.0172	-0.31	1.1600	-1.17	0.60	0.43	0.74
0.300	2.348	-0.0183	-0.28	1.0500	-1.06	0.60	0.43	0.74
0.400	2.427	-0.0206	-0.23	0.8000	-0.78	0.60	0.43	0.74
0.500	2.399	-0.0231	-0.19	0.6620	-0.62	0.60	0.43	0.74
0.600	2.273	-0.0256	-0.16	0.5800	-0.50	0.60	0.43	0.74
0.750	1.993	-0.0296	-0.12	0.4800	-0.34	0.60	0.43	0.74
1.000	1.470	-0.0363	-0.07	0.3300	-0.14	0.60	0.43	0.74
1.500	0.408	-0.0493	0.00	0.3100	0.00	0.60	0.43	0.74
2.000	-0.401	-0.0610	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
2.500	-0.723	-0.0711	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
3.000	-0.673	-0.0798	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
4.000	-0.627	-0.0935	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
5.000	-0.596	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
6.000	-0.566	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
7.500	-0.528	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74
10.000	-0.504	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.60	0.43	0.74

2.7.6 Ecuación de Atenuación de Sadigh *et al.* (1997)

Sadigh *et al.* (1997) han desarrollado relaciones de atenuación para la máxima aceleración del suelo y aceleraciones espectrales de respuesta horizontal (5 % de amortiguamiento) para sismos continentales, los cuales los definen como aquellos sismos que ocurren en fallas

dentro de los 20 a 25 km. Estas relaciones están basadas principalmente en datos de movimientos fuertes de eventos sísmicos de California (costa oeste de los Estados Unidos) y en datos obtenidos de los sismos de Gazli (Rusia, 1976), Tabas (Irán, 1978) y de la URRS e Irán, por medio de un análisis de regresión utilizando una base de datos de 121 acelerogramas de terremotos en magnitud momento. La relación de atenuación que a continuación se presentan ha sido desarrollada para roca, sismos de magnitud momento mayor o igual a 4.0 y distancias de hasta 100 km.

Sadigh *et al.* (1997) demostraron que las relaciones de atenuación muestran una esperada tendencia para movimientos entre suelos y roca, es decir, las amplitudes de suelos son más largas que las rocas, donde los movimientos en roca son bajas por la amplificación de sitio en las capas de suelo de bajas velocidades. Cuando los movimientos de roca son altos, los movimientos de suelo se vuelven más lentos que los movimientos de rocas, presumiblemente por los efectos no lineales de respuesta de sitio.

Sadigh *et al.* (1993) indica que dentro de los 10 km de superficie de ruptura hay diferencias sistemáticas entre los componentes de falla normal y falla paralela de movimientos de largo periodo. Específicamente, recomiendan que el componente de falla normal sea incrementado por 20 % sobre los valores geométricos promedios para periodos espectrales de 2.0 segundos a más, y el componente de falla paralela debe esperarse se 20 % más bajo que el valor geométrico promedio.

En cuanto a la clasificación de sitio, Sadigh *et al.* (1993) usa dos categorías generales de clasificación: roca y suelos profundos, y basándose en estudios de velocidad de corte, indica que a la roca lo considera con $\bar{v}_s \geq 750$ m/s, y para los suelos profundos debe encontrarse con horizontes de 20 m sobre la base de roca.

Históricamente hay más datos para aceleración pico que para respuesta de aceleración espectral, y la lista de acelerogramas digitalizadas y procesadas tiende a ser registros de amplitudes más largas que cualquier sismo individual. Por lo tanto, el procedo que Sadigh *et al.* (1997) usaron para desarrollar la relación de atenuación consiste en dos etapas. La primera, las relaciones de atenuación son desarrolladas para PGA por análisis de regresión usando la forma general:

$$\ln(PGA) = C_1 + C_2M + C_3 \ln(r_{rup} + C_4 e^{C_5 M}) + C_6 Z_T$$

Donde Z_T es un indicador variable que toma el valor de 1 para eventos inversos y 0 para eventos de deslizamiento. Sadigh *et al.* (1997) encontró la necesidad de desarrollar diferentes

coeficientes para eventos largos y más pequeños que $M \approx 6\frac{1}{2}$ para tener en cuenta los efectos de saturación de campo cercano.

En la segunda etapa del análisis, las relaciones para amplificación espectral (SA/PGA) se ajusta a los datos de ordenadas de respuesta espectral normalizada por el PGA de los registros. La relación desarrollada para trabajar bien es:

$$\ln(SA/PGA) = C_7 + C_8(8.5 - M)^{2.5} + C_9 \ln(r_{rup} + C_4 e^{C_5 M})$$

La relación de atenuación final desarrollada para SA es obtenida combinando las ecuaciones de las dos etapas para ordenadas espectrales:

$$\ln(y) = C_1 + C_2 M + C_3 (8.5M)^{2.5} + C_4 \ln(r_{rup} + e^{(C_5 + C_6 M)}) + C_7 \ln(r_{rup} + 2)$$

Donde:

y = Aceleración espectral en g

M = Magnitud momento (Mw)

r_{rup} = Distancia más cercana al área de ruptura (km)

Los coeficientes de la ley de atenuación (Cuadro 18) difieren para $M_w \leq 6.5$ y $M_w > 6.5$ para un mismo valor del periodo espectral, y las desviaciones estándar están expresadas por relaciones dadas de acuerdo al periodo y varían en función de la magnitud.

Cuadro 18. Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca propuesta por Sadigh *et al.* (1997)

Periodo	C_1	C_2	C_3	C_4	C_5	C_6	C_7
$M \leq 6.5$							
PGA	-0.624	1.0	0.000	-2.100	1.29649	0.250	0.000
0.03	-0.624	1.0	0.000	-2.100	1.29649	0.250	0.000
0.07	0.110	1.0	0.006	-2.128	1.29649	0.250	-0.082
0.1	0.275	1.0	0.006	-2.148	1.29649	0.250	-0.041
0.2	0.153	1.0	-0.004	-2.080	1.29649	0.250	0.000
0.3	-0.057	1.0	-0.017	-2.028	1.29649	0.250	0.000
0.4	-0.298	1.0	-0.028	-1.990	1.29649	0.250	0.000
0.5	-0.588	1.0	-0.040	-1.945	1.29649	0.250	0.000
0.75	-1.208	1.0	-0.050	-1.865	1.29649	0.250	0.000
1	-1.705	1.0	-0.055	-1.800	1.29649	0.250	0.000
1.5	-2.407	1.0	-0.065	-1.725	1.29649	0.250	0.000
2	-2.945	1.0	-0.070	-1.670	1.29649	0.250	0.000
3	-3.700	1.0	-0.080	-1.610	1.29649	0.250	0.000
4	-4.230	1.0	-0.100	-1.570	1.29649	0.250	0.000

M > 6.5							
PGA	-1.237	1.1	0.000	-2.100	-0.48451	0.524	0.000
0.03	-1.237	1.1	0.000	-2.100	-0.48451	0.524	0.000
0.07	-0.540	1.1	0.006	-2.128	-0.48451	0.524	-0.082
0.1	-0.375	1.1	0.006	-2.148	-0.48451	0.524	-0.041
0.2	-0.497	1.1	-0.004	-2.080	-0.48451	0.524	0.000
0.3	-0.707	1.1	-0.017	-2.028	-0.48451	0.524	0.000
0.4	-0.948	1.1	-0.028	-1.990	-0.48451	0.524	0.000
0.5	-1.238	1.1	-0.040	-1.945	-0.48451	0.524	0.000
0.75	-1.858	1.1	-0.050	-1.865	-0.48451	0.524	0.000
1	-2.355	1.1	-0.055	-1.800	-0.48451	0.524	0.000
1.5	-3.057	1.1	-0.065	-1.725	-0.48451	0.524	0.000
2	-3.595	1.1	-0.070	-1.670	-0.48451	0.524	0.000
3	-4.350	1.1	-0.080	-1.610	-0.48451	0.524	0.000
4	-4.880	1.1	-0.100	-1.570	-0.48451	0.524	0.000

2.8 Determinación del Peligro Sísmico

Una vez conocidas la sismicidad de las fuentes y los patrones de atenuación de las ondas generadas en cada una de ellas, el peligro sísmico puede calcularse considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sísmicas analizadas y la distancia entre cada fuente y el sitio donde se proyectará cada punto de la grilla de análisis que se extiende sobre el territorio nacional con incremento de 0.1°.

El peligro sísmico del área del proyecto se ha determinado utilizando la información pertinente en la literatura técnica y el programa de cómputo CRISIS 2015 versión 2.2, desarrollado por Ordaz *et al.* (2015), que emplea métodos numéricos conocidos.

El peligro expresado en términos de las tasas de excedencia de intensidades S_a , se calcula mediante la siguiente expresión (Esteva, 1970):

$$v(S_a/R_0, p) = \sum_{n=1}^{n=M} \int_{M_0}^{M_u} -\frac{\partial \lambda}{\partial M} Pr(A > s_a/M, R_0) dM$$

Donde la sumatoria abarca la totalidad de las fuentes sísmicas N , y $Pr(A > s_a/M, R)$, es la probabilidad que la intensidad exceda cierto valor, dadas la magnitud del sismo M , y la distancia entre la i -ésima fuente y el sitio R . Las funciones $\lambda(M)$ son las tasas de actividad de las fuentes sísmicas, la cual fue descrita anteriormente. La integral se realiza desde M_0 hasta M_u , lo cual indica que se toma en cuenta, para cada fuente sísmica, la contribución de todas las magnitudes.

Se hace notar que la ecuación expresa sería exacta si las fuentes sísmicas fueran puntos. En realidad son volúmenes, por lo que los epicentros no sólo pueden ocurrir en los centros de las fuentes, sino, con igual probabilidad en cualquier punto dentro del volumen correspondiente. Al calcular se debe tomar en cuenta esta situación, subdividiendo las fuentes sísmicas en diversas formas geométricas, en cuyo centro de gravedad se considera concentrada la sismicidad de la fuente. En vista que se supone que, dadas la magnitud y la distancia, la intensidad tiene una distribución log normal, la probabilidad $Pr(A > sa/M, R_i)$ se calcula de la siguiente manera:

$$Pr(A > sa/M, R_0) = 1 - \phi \left[\frac{1}{\sigma_{Lnsa}} \ln \frac{sa}{med(A/M, R_i)sa} \right]$$

Siendo $\phi[.]$, la distribución normal estándar $med(A/M, R_i)$, representa la mediana de la intensidad, determinado por la ley de atenuación correspondiente, y σ_{Lnsa} representa la desviación estándar del logaritmo natural de sa .

La ecuación descrita, incluye tanto la ley de atenuación, como las incertidumbres en ella, sin embargo para la zona sismogénica, los parámetros que definen la curva de tasas de excedencia de la magnitud, no son deterministas. Por lo tanto, para calcular la tasa de excedencia no condicionada, $v(sa)$ se procede calcular el valor esperado con respecto a las variables inciertas, por lo que la expresión del cálculo de la tasa de excedencia de la aceleración es:

$$v(a) = \int v(sa/p) P_p(P) dp$$

Donde $P_p(P)$ es la densidad conjunta de probabilidades de los parámetros que definen a $\lambda(M)$. La ecuación proporciona la contribución de una fuente, y cuando se consideran varias fuentes basta sumar las contribuciones de todas las fuentes sísmicas, para obtener la tasa de excedencia total.

El peligro sísmico se expresa, entonces en términos de la tasa de excedencia de valores dados de intensidad sísmica.

El presente estudio utilizó las fuentes de subducción de interfase asumiendo que estas fuentes presentan mecanismos focales del tipo compresivo, o de falla inversa. Así mismo, se utilizó las fuentes de subducción de intraplaca superficial e intraplaca intermedia asumiendo que estas fuentes presentan mecanismos focales del tipo tensional, o de falla normal. Adicionalmente, fueron tomadas para el análisis las fuentes continentales.

En base a lo expuesto es que se determinó la peligrosidad sísmica sobre el territorio nacional expresado en curvas de Probabilidad anual de excedencia vs Aceleración espectral, espectros de peligro uniforme y espectros de diseño para la normativa nacional e internacional.

2.9 Gráfica de Curvas de Tasa de Excedencia

Con la data de salida obtenida del programa de cómputo, se generarán curvas de probabilidad de excedencia (Probabilidad anual de excedencia VS. Aceleración espectral) para periodos (T) desde T=0.0 s hasta T=3.0 s con incrementos de 0.10 s para amortiguamientos de 2% a 10% para puntos en el territorio nacional y el límite fronterizo sobre una grilla de 0.1° geográfico.

El análisis de peligro sísmico ha sido desarrollado para un amortiguamiento crítico de 5% dada las características consideradas en los diversos modelos de atenuación empleados. En tal sentido, a modo de obtener curvas de tasa de excedencia para amortiguamientos ξ diferentes a 5%, se considera los factores B_0 y B_1 propuestos por Aguilar *et al.*, 2007.

$$B_0 = 2 \left(\frac{1 + \xi}{1 + 14.68(\xi)^{0.865}} \right) \quad B_1 = \left(\frac{0.05}{\xi} \right)^{0.4}$$

Donde, el factor B_0 será empleado en caso se desee obtener espectros con amortiguamientos menores al 5%.

Análogamente, se empleará el factor B_1 a fin de obtener espectros con amortiguamientos mayores al 5%.

2.10 Espectro de Respuesta y de Diseño

Los espectros de respuesta fueron inicialmente propuestos por Biot en el año 1932 y luego desarrollados por Housner, Newmark y muchos otros investigadores. Actualmente, el concepto de espectro de respuesta es una importante herramienta de la dinámica estructural, de gran utilidad en el área del diseño sismorresistente. La popularidad del espectro de respuesta resulta en parte debida a que no depende de las características detalladas de diferentes estructuras sino únicamente de sus frecuencias y porcentajes de amortiguamiento. En forma general, podemos definir espectro como un gráfico de la respuesta máxima (expresada en términos de desplazamiento, velocidad, aceleración, o cualquier otro parámetro de interés) que produce una acción dinámica determinada en una estructura u oscilador de un grado de libertad. En estos gráficos, se representa en abscisas el periodo

propio de la estructura (o la frecuencia) y en ordenadas la respuesta máxima calculada para distintos factores de amortiguamiento.

Una desventaja de los espectros en general, sin embargo, resulta de la pérdida de información con respecto a la duración del movimiento del suelo (Trifunac and Brady 1975) y el número y la distribución de las amplitudes del movimiento (Gupta and Trifunac 1991), debido a que el espectro representa únicamente la máxima respuesta de osciladores ante la aceleración del terreno.

Las formas y tendencias del espectro recién se pudieron estudiar luego de los primeros registros sísmicos obtenidos en 1934 y 1940, así como en los inicios de los 50s. Los estudios llevaron al desarrollo de formas espectrales “estándar” con la finalidad de crear espectros de diseño a partir de estos.

Los primeros trabajos para fijar las amplitudes de la forma espectral dependieron de un solo parámetro (generalmente la aceleración del suelo) y en se reconoció que la forma espectral depende también de parámetros como la magnitud y distancia, pero debido a los pocos registros disponibles no se pudieron hacer análisis más refinados.

Newmark and Hall (1969, 1973, 1982) propusieron métodos para fijar la forma espectral en función de la aceleración, velocidad y desplazamiento máximo. Sin embargo, la estimación directa de la amplitud de la aceleración máxima de los registros de aceleraciones y la poca precisión y uniformidad envuelta en el procesamiento de la velocidad máxima y desplazamiento máximo implicaba que la forma espectral obtenida con estos tres parámetros estuviese esencialmente escalada en función de la aceleración máxima (Trifunac 1976).

Actualmente la forma espectral estándar, utilizada en algunos códigos sísmicos para el diseño de estructuras (Norma Peruana E-030, UBC97) está basada en los resultados obtenidos por Seed *et al.* (1976) y Newmark y Hall (1982). La metodología para obtener el espectro de diseño consiste en multiplicar las ordenadas del espectro “estándar” por la aceleración máxima efectiva (obtenida del factor de zona Z especificado en los códigos o del análisis de peligro sísmico). De este modo las ordenadas están directamente escaladas con el valor de la aceleración (el único valor que posee una probabilidad de excedencia).

Debido a que el espectro de diseño obtenido de esta manera tiene una forma constante, la probabilidad de excedencia para los periodos cortos puede ser diferente que para los periodos largos, donde únicamente los periodos cortos tendrán la misma probabilidad de excedencia

que la aceleración máxima efectiva, produciendo de esta manera diseños estructurales con probabilidades de falla diferentes.

2.11 Espectro de Peligro Uniforme de Aceleración

Hoy en día es posible con las herramientas de análisis estadístico estimar los valores del espectro directamente sin usar algún factor de escala que considere la dependencia de la forma espectral con la magnitud del evento y la distancia. (Anderson y Trifunac 1978; Trifunac y Lee 1987; Algermissen y Leyendecker 1992; McGuire 1995; Rahgozar y Humar 1996). El primer análisis de peligro sísmico para estimar las ordenadas espectrales fue desarrollado por Anderson y Trifunac (1978). Ellos introdujeron el concepto de “espectro de probabilidad uniforme”, como el espectro cuyos valores espectrales tienen la misma probabilidad de excedencia en todos los periodos estructurales durante un determinado periodo de exposición.

Este espectro de probabilidad uniforme denominado en adelante espectro de peligro sísmico uniforme, provee parámetros de respuesta que pueden ser usados directamente en la estimación de las demandas sísmicas para el diseño de estructuras y son preferibles y considerados superiores al espectro derivado de fijar una forma espectral al valor estimado probabilísticamente de la aceleración máxima del suelo (EERI Committee on Seismic Risk 1989).

El procedimiento para construir el espectro de peligro uniforme consiste en caracterizar las fuentes sísmicas de acuerdo a la distribución espacial de sismos y a la distribución en su tamaño (recurrencia sísmica). Las incertidumbres son tomadas en cuenta mediante funciones de distribución de probabilidades. Para cada fuente se define el nivel de respuesta estructural al que la estructura estará sujeta en función de una magnitud y distancia. La incertidumbre en la variación de la respuesta estructural está representada por una función de distribución de probabilidades.

Esta información es luego combinada para obtener curvas de peligro de ordenadas espectrales para diferentes periodos estructurales $Sa(T_1), \dots, Sa(T_N)$. El espectro de peligro sísmico uniforme se obtiene finalmente al dibujar las ordenadas espectrales para un nivel de peligro deseado.

Se ha considerado los periodos de respuesta espectral comenzando con 0.000, 0.050, 0.075 y 0.010, a partir del cual se procede en intervalos de 0.05 s hasta el periodo 1.0 s, donde el intervalo cambia a 0.1 s hasta llegar al periodo máximo de análisis de 3.0 s. En contraste,

cada ley de atenuación considera sus propios periodos, siendo muy diferentes entre cada uno, como se puede ver en el Cuadro 19, por lo que el cálculo de peligro sísmico incluye una interpolación para los periodos requeridos que no tengan datos exactos en las ecuaciones de atenuación. Para valores mayores a 3.0 s, se ha optado por truncar los resultados de evaluación de peligro sísmico no permite extrapolar los valores, por ello es que 3.0 s es el periodo límite de trabajo para definir las ordenadas espectrales.

Cada autor de las leyes de atenuación ha considerado unos intervalos de periodos de respuesta espectral y un máximo, así, Youngs *et al.* (1997) trabajan con 12 periodos siendo 3.0 s el máximo; Zhao *et al.* (2006) trabajan con 21 periodos con 5.0 s como máximo; McVerry *et al.* (2006) con 19 periodos y límite de 3.0 s; Atkinson y Boore (2003) trabajan con 8 periodos y 3.0 s el máximo; y BC Hydro (Abrahamsom *et al.* 2015) con el mayor número de periodos con 23 y el mayor límite de 10 s.

Cuadro 19. Comparación de los periodos usados por las distintas leyes de atenuación

Youngs <i>et al.</i> (1997)	Zhao <i>et al.</i> (2006)	McVerry <i>et al.</i> (2006)	Atkinson y Boore (2003)	BC Hydro (2015)
0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
-	-	-	-	0.020
-	-	-	0.040	-
-	0.050	0.050	-	0.050
0.075	-	-	-	0.075
0.100	0.100	0.100	0.100	0.100
-	0.150	0.150	-	0.150
0.200	0.200	0.200	0.200	0.200
-	0.250	0.250	-	0.250
0.300	0.300	0.300	-	0.300
0.400	0.400	0.400	0.400	0.400
0.500	0.500	0.500	-	0.500
-	0.600	0.600	-	0.600
-	0.700	0.700	-	-
0.750	-	-	-	0.750
-	0.800	0.800	-	-
-	0.900	0.900	-	-
1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
-	1.250	1.250	-	-
1.500	1.500	1.500	-	1.500
2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
-	2.500	2.500	-	2.500
3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
-	4.000	-	-	4.000

Youngs <i>et al.</i> (1997)	Zhao <i>et al.</i> (2006)	McVerry <i>et al.</i> (2006)	Atkinson y Boore (2003)	BC Hydro (2015)
-	5.000	-	-	5.000
-	-	-	-	6.000
-	-	-	-	7.500
-	-	-	-	10.000

2.12 Elaboración del Software

El aplicativo web que se incluye en la página web de SENCICO, consta de cuatro partes fundamentales, un mapa de geo localización, un graficador de curvas de probabilidad anual de excedencia, un graficador de espectros de peligro uniforme, y un graficador de espectros de diseño.

Para la realización del mapa se usará el API de Google Maps, proporcionado gratuitamente por la empresa Google. La función del mapa será poder obtener la coordenada de la que se quiere conocer los parámetros sísmicos. Para ello se limitará la selección de puntos de análisis para una densidad de malla sobre el territorio nacional cada 0.1 grado geográfico, que es para lo que se realizó el análisis.

Para el graficador de probabilidad anual de excedencia, se creó una base de datos con todas las coordenadas estudiadas de las que se lee los valores a graficar.

Para los graficadores de espectros de peligro uniforme y espectros de diseño se calculó en tiempo real, a partir de los datos cargados en la base de datos. Las tecnologías que se usan en el aplicativo son:

- Para la interfaz: Html, Css, Javascript (Librerías: Jquery, High Charts), Google Maps.
- Para los cálculos y conexión con la base de datos: C++, Php.
- Base de datos: MySQL.
- Servidor: Apache.

Los resultados curvas de probabilidad anual de excedencia son aquellos valores de aceleración esperados sobre roca base Tipo B y los suelos más densos dentro del rango de clasificación de sitio Tipo C (según clasificación de sitio de la ASCE SEI 7-10). Asimismo, se presenta resultados para amortiguamientos que van de 2 %, variando un punto porcentual hasta 10 %.

Los espectros de peligro uniforme tiene una entrada para ingresar distintos periodos de retorno (Tr), donde lo más resaltantes serán de 100, 200, 475, 1000, 1500 y 2500 años y periodo estructural T=0.0 segundos (PGA).

Los espectros de peligro uniforme tiene una entrada para ingresar distintos periodos de retorno (T_r), donde lo más resaltantes serán de 100, 200, 475, 1000, 1500 y 2500 años y periodo estructural $T=0.0$ segundos (PGA).

Los espectros de diseño tiene un graficador según la norma que se desee emplear (E030-2006, E030-2016, IBC, 2012) y los distintos tipos de suelos según la norma aplicada.

3 CONCLUSIONES

- El análisis del peligro sísmico sobre el territorio nacional ha sido desarrollado en base a la data del catálogo sísmico actualizado hasta el 1 de enero del 2016.
- Las fuentes sismogénicas regionales empleadas para la evaluación del peligro sísmico probabilístico han sido propuestas y desarrolladas exclusivamente para el presente trabajo sobre la base de un análisis de distribución focal de los sismos, demarcaciones geológicas regionales, y análisis de secciones transversales sobre el territorio nacional.
- En el análisis probabilístico de peligro sísmico se ha considerado a las fuentes sismogénicas como volúmenes, habiéndose definido éstas en función a su mecanismo focal como fuentes de interfase, fuentes de intraplaca superficial e intraplaca intermedia y fuentes continentales o de corteza. Los parámetros de sismicidad de cada una de estas fuentes han sido evaluados utilizando la máxima verosimilitud y el patrón de atenuación de las ondas sísmicas ha sido modelado utilizando las leyes de atenuación de Youngs *et al.* (1997), Zhao *et al.* (2006), McVerry *et al.* (2006), Atkinson y Boore (2003), BC HYDRO (Abrahamson 2015), y Sadigh *et al.* (1997).
- Los modelos de atenuación empleados para el cálculo del peligro sísmico sobre el territorio nacional son adecuados para el análisis de la sismicidad peruana. Estos modelos de atenuación consideran valores de aceleración horizontal de respuesta horizontal con un amortiguamiento crítico (ξ) de 5% y un suelo tipo B (roca).
- La evaluación del peligro sísmico realizada para el Perú está basada en la teoría desarrollada por Cornell (1968) y ha sido realizada empleando el programa de cómputo CRISIS 2015 v2.2, desarrollado y actualizado por Ordaz *et al.* (2015).
- Se ha elaborado un aplicativo web que consta de cuatro partes fundamentales: un mapa de geo localización, un graficador de curvas de probabilidad anual de excedencia, un graficador de espectros de peligro uniforme, y un graficador de espectros de diseño.
- Los resultados curvas de probabilidad anual de excedencia son aquellos valores de aceleración esperados sobre roca base Tipo B y aquellos suelos más densos que califican como un Tipo C (clasificación de sitio según ASCE SEI 7-10). Asimismo se presenta resultados para amortiguamientos que van de 2 %, variando un punto porcentual hasta 10 %.

- Los espectros de peligro uniforme tiene una entrada para ingresar distintos periodos de retorno (T_r), donde lo más resaltantes serán de 100, 200, 475, 1000, 1500 y 2500 años y periodo estructural $T=0.0$ segundos (PGA).
- Los espectros de diseño tiene un graficador según la norma que se desee emplear (E030-2006, E030-2016, IBC, 2012) y los distintos tipos de suelos según la norma aplicada.
- La aplicación WEB se encuentra en la dirección: <http://191.98.144.233/> lo cual pertenece a la IP pública proporcionada por SENCICO.
- La evaluación y análisis de peligro sísmico está sujeta a desarrollos constantes como parte de la ciencia e ingeniería en las metodologías y estándares de la práctica actual, por lo que los valores calculados en este informe están sujetos a nuevas actualizaciones. En tal sentido, SENCICO recomienda actualizar los resultados del presente informe, al momento que nueva información sismotectónica se encuentre disponible o se desarrollen nuevas y avanzadas teorías científicas para el desarrollo y análisis de peligro sísmico.
- Los resultados obtenidos corresponden a valores de aceleración máxima horizontal esperados, obtenidos probabilísticamente mediante métodos numéricos conocidos, data sísmica actualizada hasta el 1 de enero del 2016 y considerando un suelo Tipo B. En tal sentido, SENCICO no se responsabiliza por una mala interpretación de resultados o la extrapolación de los mismos, a ser utilizados en estudios de peligro sísmico específicos para diversos proyectos de ingeniería sobre el territorio nacional. Estos resultados pueden ser usados únicamente a modo de consulta o análisis preliminar.

4 REFERENCIAS

Abrahamson. N., Gregor. N., & Addo. K. (2015), "BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes", Earthquake Spectra Journal of the Earthquake Engineering Research Institute, Vol. 32, N° 1, pp. 23-44.

American Association of State Highway and Transportation Officials (AASHTO, 2010).

Alva Hurtado J. E. (2004), "Banco de Datos de Mapas de Isosistas en el Perú", Página web del CISMID – FIC – UNI (http://www.cismid-uni.org/p_acelerograf/index.htm).

Alva Hurtado J. E., Meneses J. y Guzmán V. (1984), "Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú", V Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Tacna, Perú.

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, Vol. 93, N° 4, pp. 1703-1729.

Bastías N., Montalva G., Leyton F, Saez E., Ruz F., Troncoso P. (2015), "Evaluation of Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) for Chile Subduction Zone", Conference Paper, ResearchGate.

Berrocal J., (1974), "South American Seismotectonics from SAAS data", Thesis submitted for the Degree of Doctor of Philosophy in the University of Edinburg.

Berrocal J., Deza E. y Shikiya J. (1975), "Estudio de Sismicidad para el Proyecto de Derivación del Río Mantaro a Lima", Informe del Instituto Geofísico del Perú a ELECTROPERU S.A.

Boatwright, J; Boore, D. (1982), "Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquake for directivity and dynamic source characteristics", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 75, N° 1, pp. 43-64.

Bolaños A. y Monroy O. (2004), "Espectros de Peligro Sísmico Uniforme", Tesis para Optar el Grado de Magíster en Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima.

Bommer, J. J., (2002), "Deterministic vs. Probabilistic Seismic Hazard Assessment: An Exaggerated and Obstructive Dichotomy", Journal of Earthquake Engineering, Vol. 6, Special Issue 1, pp. 43 – 73, Imperial College Press.

Boore, D. (1983), "Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, Num. 6, pp. 1865-1894.

Boore, D.; Joyner, W. (1982), "The empirical prediction of ground motion", Seismological Society of America, Vol. 72, N° 6, pp. S43-S60.

Boore, D.; Joyner, W. (1984), "A note on the use of random vibratory theory to predict peak amplitudes of transient signals", Seismological Society of America, Vol. 74, N° 6, pp. 2035-2039.

Cahill, T., Isacks, B. (1992), "Seismicity and shape of the subducted Nazca plate", Journal of Geophysical Research, Vol. 97, N° B12, pp 17503-17529.

Castillo J. (1993), "Peligro Sísmico en el Perú", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería Lima.

Castillo, J.; Alva, J. (1998), "Peligro sísmico en el Perú", Memorias del VIII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, SPMSIF, Lima, Perú

Chávez, J. (2006), "Leyes de Atenuación para Aceleraciones Espectrales en el Perú", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería Lima.

Christophersen A., Gerstenberger M. C., Rhoades D. A., Stirling M. W. (2011), "Quantifying the effect of declustering on probabilistic seismic hazard", Proceedings of the Ninth Pacific Conference on Earthquake Engineering Building an Earthquake-Resilient Society, Auckland, New Zealand.

Cornell A. (1968), "Engineering Seismic Risk Analysis", Bulletin of the Seismological Society of America", Vol 58, N°5 págs. 1538-1606.

Deza E. (1969), "Estudio Preliminar Sobre las Zonas de Transición que Separan Posibles Regiones Sismotectónicas del Margen Occidental de Sudamérica: Zona de Transición en el Perú", I Congreso Nacional de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Lima, Perú.

Dimaté C., Drake L., Yopez H., Ocola L., Rendon H., Grünthal G., Giardini D. (1999), "Seismic hazard assessment in the Northern Andes (PILOTO Project)", Annali di Geofisica, Vol. 42, Num. 6, pp. 1039 – 1055.

Dorbath, L., Cisternas, A. y Dorbath, C. (1990) "Assessment of the Size of large and Great Historical Earthquakes in Peru". BSSA, 80, pp 551-576.

Esteva, L. (1970), "Criterios para la Construcción de Espectros de Diseño", Publicación N 19 del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

Gamarra, C. A. (2010), "Nuevas Fuentes Sismogénicas para la Evaluación del Peligro Sísmico y Generación de Espectros de Peligro Uniforme en el Perú", Tesis de Grado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería Lima.

Grange, F. et al (1984), "Tectonics implications of the microearthquake seismicity and fault plane Solutions in the Southern Peru", Journal of Geophysical Research, Vol. 89, pp 6139-6152.

Gutenberg, B. (1945), "Magnitude determination for deep-focus earthquakes", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 35, pp. 117-130.

Gutenberg, B.; Richter, C. (1956), "Earthquake magnitude: intensity, energy, and acceleration", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 46, pp. 104-145.

Hancock, J., Watson-Lamprey, J., Abrahamson, N.A., Bommer, J.J., Markatis, A., McCoy, E. y Mendis, R. (2006) "An improved method of matching response spectra of recorded earthquake ground motion using wavelets". Journal of Earthquake Engineering, Special Issue, accepted for publication.

Hanks, T., McGuire, R. (1981), "The character of high frequency strong ground motion", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 71, pp. 2071-2095.

Instituto Geofísico del Perú. (2001), "Catálogo Sísmico del Perú 1471 – 1982: Versión Revisada y Actualizada". Lima, Peru.

International Building Code, (2012), International Code Council, Mayo 2011

Isacks B., Oliver J. y Sykes L.R., (1968), "Seismology and Global Tectonics", Journal of Geophysical Research, Vol 73, N°18, págs. 5855-5899.

Hynes-Griffin, M.E., Franklin, A.G., 1984. "Rationalizing the Seismic Coefficient Method. Miscellaneous" Paper GL-84-13, US Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.

Joyner, W.; Boore, D. (1988), "Measurement, characterization, and prediction of strong ground motion", Earthquake Engineering and Soil Dynamics II – Recent Advances in Ground Motion Evaluation, Geotechnical Special Publication 20, pp. 43-102, ASCE, New York.

Kramer, S. L., (1996), "Geotechnical Earthquake Engineering". Prentice Hall, New Jersey, USA.

Macharé J., Fenton, C., Machette, M., Lavenue, A., Costa, C. and Dart, R., (2003), "Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Peru and its Offshore Regions", Open-File Report 03-451, US Geological Survey, U.S.A.

Maeda, K. (1996). "The Use of Foreshocks in Probabilistic Prediction along the Japan and Kuril Trenches", Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 86, No. 1A, pp. 242-254.

Marsan D., Lengliné O. (2008), "Extending Earthquakes' Reach Through Cascading", Science Vol. 319, pp. 1076 – 1079.

Martínez, A. (1996), "Licuación de gravas en el Perú", Boletín Técnico M.I.G., Pp.5-10 Lima, Perú.

McVerry G. and Zhao J, (2006) "New Zealand Acceleration Response Spectrum Attenuation Relations for Crustal and Subduction Zone Earthquakes", Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand - email: g.mcverry@gns.cri.nz

Ordaz M. (1992), "Estimación de movimientos fuertes ante temblores de subducción", Tesis Doctoral, División de Estudios Posgrado de la Facultad de Ingeniería, Universidad nacional Autónoma de México.

Ordaz M., Aguilar A., Arboleda J. (2007) "Program for Computing Seismic Hazard: CRISIS 2007 ver 7.0", Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

Patwardhan K.; Sadigh I. M.; Idriss and Youngs R. (1978). "Attenuation of Strong Motion Effect of Site Conditions. Transmission Path Characteristics and Focal Depths", submitted to the Bull Seismological Society of America.

Petersen M., Harmsen S., Haller K., Mueller C., Luco N., Hayes G., Dewey J. and Rukstales K. (2010), "Preliminary Seismic Hazard Model for South America", Conferencia: Sismología en Sudamérica y los mecanismos de prevención y mitigación del peligro y riesgo sísmico, Daniel Huaco Editor, Lima, Perú

Pomachagua O. (2000), "Características Generales de la Tectónica y Sismicidad de Perú", Revista de Trabajos de Investigación, CNDG, IGP, pp. 93 – 104. Lima, Perú.

Reasenber P. (1985), "Second-Order Moment of Central California Seismicity", Journal of Geophysical Research, Vol. 90, Num. B7, pp. 5479 – 5495.

Sadigh K. Chang C., Egan J., Makdisi F., Youngs R. R., (1997), "Attenuation Relationship for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data", Seismological Research Letters, Volume 68, Number 1, January/February.

Scordilis E. (2006), "Empirical global relations converting Ms and mb to moment magnitude", Journal of Seismology, Vol. 10, pp. 225-236.

Sebrier M., Huamán D., Blanc J. L., Macharé J., Bonnot D. y Cabrera J. (1982), "Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú", Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Silgado E. (1978), "Historia de los Sismos más Notables ocurridos en el Perú (1513-1974)", Instituto de Geología y Minería, Boletín N°3, Serie C, Geodinámica e Ingeniería Geológica, Lima, Perú.

Silgado E. (1992), "Investigación de Sismicidad Histórica en la América del Sur en los Siglos XVI, XVII, XVIII y XIX", CONCYTEC, Lima, Perú.

SISRA (1985), "Catálogo de Terremotos para América del Sur" Vol. 7a, 7b y 7c, Proyecto SISRA, CERESIS, Lima, Perú.

Slemmnons D. (1982), "Magnitude of Active Faults", U.S. Army Engineer Waterways Experimental Station, USA.

Stepp J. (1972), "Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard", International Conference on Microzonation for Safer Construction Research and Application, Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction Research and Application, Vol. 2., pp. 897 – 909.

Tavera H. (1998), "Mecanismo Focal de Terremotos en Perú y Sismotectónica", Tesis para Optar el Grado de Doctor en Ciencias Físicas, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, España.

Tavera H. y Buform E (1998), "Sismicidad y Sismotectónica de Perú", Física de la Tierra, N° 10, pp. 187 – 219. España.

Tavera H., Vilca R. y Marín G. (2006), "Inferences on the Geometry of the Nazca Plate in Northwestern Peru Based on Data Collected by a Local Seismograph Network", *Earth Science Research Journal*, Vol. 10, N° 1, pp. 15 – 24.

Weichert D. (1980), "Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 70, Num. 4, pp. 1337 – 1346.

Wiemer S. (2001), "A software package to analyze seismicity: ZMAP", *Seismological Research Letter*, Vol. 72, Num. 2, pp. 375 – 383.

Willemann R., Storchak D. (2001), "Data Collection at the International Seismological Centre", *Seismological Research Letter*, Vol. 72, Num. 4, pp. 440 – 453.

Youngs, R. R., Chiou. S. J., Silva, W. J. and Humprey, J. R. (1997), "Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes", *Seismological Research Letters*, Vol. 68, Numb. 1, Pp. 58 – 73, USA.

Zhao, J., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., *et al.* (2006), "Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 3, pp. 898 – 913, June 2006, doi: 10.1785/0120050122.

Zhuang J., Ogata Y., Vere-Jones D. (2002), "Stochastic Declustering of Space-Time Earthquake Occurrences", *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 97, Num. 458, pp. 369 – 380.