

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

FACULTAD DE INGENIERÍA CIVIL



TESIS

**“DETERMINACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL
TERRITORIO NACIONAL Y ELABORACIÓN DE
APLICATIVO WEB”**

PARA OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO CIVIL

ELABORADO POR

MIGUEL ANGEL RONCAL CASTRO

ASESOR

Dr. ZENÓN AGUILAR BARDALES

LIMA – PERÚ

2017

© 2017, Universidad Nacional de Ingeniería. Todos los derechos reservados

“El autor autoriza a la UNI a reproducir la tesis en su totalidad o en parte, con fines estrictamente académicos.”

Roncal Castro, Miguel Angel

mroncalc@gmail.com

(+51) 997336060 / (+51 1) 4523576

DEDICATORIA:

A mis padres Máximo y Alejandra por la confianza, cariño, apoyo y comprensión que siempre me brindaron.

A mis hermanos y hermanas por su gran ejemplo e intervención en mi formación académica.

A mi novia Katerin e hija Willow por su constante apoyo motivacional.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por su amor infinito, guía y protección que siempre me ha brindado.

A mi muy preciada familia, por el cuidado especial que tuvieron conmigo como hermano menor. En especial a mi padre Máximo por su gran ejemplo de perseverancia, seguridad y determinación; y a mi madre Alejandra por su gran ejemplo de desenvolvimiento, confianza y prevención.

A mis hermanos Jesús, Gladys y Esther quienes siempre estuvieron al corriente de mi educación y cuidado con su incondicional apoyo en mi formación profesional y ética.

A mi asesor el Dr. Zenón Aguilar Bardales, por su enorme confianza depositada en mí, por el gran apoyo desinteresado y por su constante guía y respaldo.

A los profesores de la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería y a todos los miembros que conforman el Laboratorio nro. 2 de Mecánica de Suelos – FIC, por la buena calidad en la educación y los inolvidables ejemplos que imparten.

A todas las personas que de alguna manera contribuyeron en el desarrollo de la presente Tesis, colegas de ZER Geosystem Perú S.A.C. tales como Jorge López, Ramiro Piedra y Luis Vergaray así como colegas de Geo Frontier Perú S.A.C. por su gran apoyo en el análisis de ingeniería; y a la empresa VISAC y Jean Pierre Mandujano por su asesoría informática.

ÍNDICE

RESUMEN	5
ABSTRACT	6
PRÓLOGO	7
LISTA DE TABLAS	9
LISTA DE FIGURAS	11
LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS	15
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	18
1.1 ANTECEDENTES.....	19
1.1.1 Castillo y Alva (1993)	19
1.1.2 Alva y Escalaya (2003)	19
1.1.3 Monroy y Bolaños (2004).....	20
1.1.4 Gamarra y Aguilar (2009)	20
1.1.5 Tavera - IGP (2014).....	21
1.2 CONCEPTOS BÁSICOS DE SISMOLOGÍA	21
1.2.1 Estructura interna de la Tierra.....	21
1.2.2 Deriva continental y tectónica de placas	24
1.2.3 Placas tectónicas.....	28
1.2.3.1 Límites divergentes.....	28
1.2.3.2 Límites convergentes.....	29
1.2.3.3 Límites de transformación.....	30
1.2.4 Fallas Geológicas	31
1.2.4.1 Falla normal.....	32
1.2.4.2 Falla inversa	32
1.2.4.3 Falla transcurrente	32
1.2.5 Ondas Sísmicas.....	32
1.2.5.1 Ondas de cuerpo	34
1.2.5.2 Ondas superficiales	35
1.2.6 Medida del tamaño de los eventos sísmicos.....	37
1.2.6.1 Intensidad sísmica	37
1.2.6.2 Magnitud sísmica	40
1.2.7 Energía de un sismo.....	44
1.3 PROBLEMÁTICA.....	44

1.4	OBJETIVOS	46
1.4.1	Objetivo general.....	46
1.4.2	Objetivos específicos	46
CAPÍTULO II: FUNDAMENTO TEÓRICO		47
2.1	INTRODUCCIÓN.....	47
2.2	PRINCIPALES ASPECTOS TECTÓNICOS.....	47
2.2.1	Dorsal de Nazca	47
2.2.2	Dorsal de Sarmiento y Dorsal de Alvarado	48
2.2.3	Fractura de Mendaña.....	48
2.2.4	Fractura de Nazca	48
2.2.5	Fractura de Virú	48
2.2.6	Depresión de Trujillo	48
2.2.7	Cadena Volcánica.....	48
2.2.8	Cordillera Andina	49
2.2.9	Diferentes Fallas en el Perú.....	50
2.3	RECOPIACIÓN DE LOS REGISTROS SÍSMICOS.....	52
2.3.1	Sismicidad Histórica.....	52
2.3.2	Sismicidad Instrumental.....	54
2.3.3	Data Sísmica Utilizada	54
2.4	HOMOGENIZACIÓN Y DEPURACIÓN DE LA BASE DE DATOS	55
2.4.1	Homogenización de Magnitud Mw del Catálogo Sísmico	55
2.4.2	Depuración de Eventos Dependientes	56
2.5	DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ	63
CAPÍTULO III: EVALUACIÓN DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS Y ESTIMACIÓN DE SUS PARÁMETROS SISMOLÓGICOS		69
3.1	GEOMETRÍA DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS	69
3.2	ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS SISMOLÓGICOS DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS	80
3.2.1	Determinación de Magnitud Máxima y Mínima.....	80
3.2.2	Determinación del Valor b y Tasa	81
CAPÍTULO IV: ANÁLISIS SÍSMICO PROBABILÍSTICO EN EL PERÚ		84
4.1	GENERALIDADES	84

4.2	DESARROLLO DE LA INTEGRAL DE PELIGRO SÍSMICO	85
4.2.1	Función de densidad de probabilidad en magnitud, $FM(m)$	87
4.2.2	Función de densidad de probabilidad en distancia, $FR(r)$	88
4.2.3	Probabilidad de excedencia condicionada P_i y $> Y m, r, \varepsilon$ y función de densidad de probabilidad estándar de ε , f_{ε}	88
4.2.4	Resolución numérica de la integral de amenaza sísmica	90
4.3	TIPO DE SUELO CONSIDERADO	91
4.3.1	Clasificación del Sitio (ASCE/SEI 7-10)	91
4.3.2	Perfil Tipo S1: Roca o Suelos Muy Rígidos (E.030, 2016)	93
4.4	ATENUACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS	93
4.4.1	Ecuación de Atenuación de Youngs <i>et al.</i> (1997).....	94
4.4.2	Ecuación de Atenuación de Zhao <i>et al.</i> (2006).....	96
4.4.3	Ecuación de Atenuación BC Hydro (Abrahamson 2016).....	98
4.4.4	Ecuación de Atenuación de Chiou & Youngs (2014).....	102
4.4.5	Ecuación de Atenuación de Abrahamson <i>et al.</i> (2014-2015).....	109
4.4.6	Ecuación de Atenuación de Campbell y Bozorgnia (2014).....	115
4.4.7	Ecuación de Atenuación de Sadigh <i>et al.</i> (1997).....	123
4.5	ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES	125
4.6	ÁRBOL LÓGICO DE DECISIONES	126
4.7	REPRESENTACIÓN DE LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO	130
4.7.1	Probabilidad de Ocurrencia.....	130
4.7.2	Curvas de Amenaza	132
4.7.3	Espectro de Peligro Uniforme	133
4.8	GENERACIÓN DE ESPECTROS PARA DIFERENTES FACTORES DE AMORTIGUAMIENTO	134
4.9	RESULTADOS DE LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO	136
4.9.1	Mapa de Isoaceleraciones Espectrales en el Perú.....	136
CAPÍTULO V: APLICATIVO WEB DE CÁLCULO DE PELIGRO SÍSMICO Y ESPECTROS DE DISEÑO ESPECÍFICO.....		137
5.1	GENERALIDADES	137
5.2	APLICATIVO WEB DE CÁLCULO DE PELIGRO SÍSMICO	142

5.2.1	Mapa de Geo Localización.....	142
5.2.2	Graficador de Curvas de Peligro Sísmico	143
5.2.3	Graficador de Espectros de Peligro Uniforme	146
5.2.4	Graficador de Espectros de Diseño	148
5.3	ESPECTROS DE DISEÑO SEGÚN IBC, 2015.....	150
5.4	ESPECTROS DE DISEÑO SEGÚN E.030, 2016.....	153
5.4.1	Factor de Zona (Z).....	153
5.4.2	Perfiles de suelo, factores “S” y periodos T_P y T_L	154
5.4.3	Factor de amplificación sísmica (C)	155
5.5	ESPECTROS DE DISEÑO ESPECÍFICO (E.030, 2016 – $Z_{\text{específico}}$)	156
	CONCLUSIONES.....	161
	RECOMENDACIONES.....	164
	BIBLIOGRAFÍA.....	165
	ANEXOS	180

RESUMEN

En el presente estudio se ha evaluado el peligro sísmico probabilístico para el Perú a nivel de roca empleando Las ecuaciones de predicción de movimiento (GMPE por sus siglas en inglés) de Youngs *et al.* (1997), Zhao *et al.* (2006), y BC Hydro (2016) para sismos de subducción, y las GMPEs de Sadigh *et al.* (1997), Campbell & Bozorgnia (2014), Abrahamson & Silva (2014), y Chiou & Youngs (2014) para sismos continentales.

La data sísmica analizada ha sido compilada del Instituto Geofísico del Perú (IGP), del National Earthquake Information Center (NEIC), del International Seismological Centre (ISC), del United States Geological Survey (USGS), del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), y del Global Centroid Moment Tensor (Global CMT) la cual ha sido actualizada hasta el 01 de enero de 2016. Esta data sísmica fue homogenizada a magnitud momento Mw y depurado de eventos dependientes a los eventos principales tales como los eventos antecesores y réplicas.

Se han definido fuentes sismogénicas tipo área, las cuales han sido determinadas en base al mapa de distribución de hipocentros, así como a las características tectónicas del área de influencia. El análisis de recurrencia sísmica fue realizado considerando el modelo de Gutenberg y Richter (G-R) así como el ajuste de máxima verosimilitud propuesto por Weichert (1980).

Finalmente, se ha desarrollado el aplicativo web “Determinación de Peligro Sísmico en el País” el cual permite al usuario la evaluación del peligro sísmico probabilístico sobre el territorio nacional en un punto de interés cada 0.1 grado geográfico expresándose en:

- Curvas de probabilidad anual de excedencia vs. Aceleración espectral.
- Espectros de peligro uniforme.
- Espectros de diseño NTP E.030-2016, NTP E.030-2016 e IBC-2015.

Estas gráfica serán obtenidas para periodos estructurales T desde 0.0 segundos hasta 3.0 segundos y un intervalo de amortiguamiento de 2.0 % hasta 10.0 %.

ABSTRACT

A probabilistic seismic hazard analysis for the Peruvian territory has been assessed using ground motion prediction equations (GMPE) of Youngs *et al.* (1997), Zhao *et al.* (2006), and BC Hydro (2016) for subduction earthquakes and GMPE of Sadigh *et al.* (1997) and Campbell & Bozorgnia (2014), Abrahamson & Silva (2014) and Chiou & Youngs (2014) for continental earthquakes.

An earthquake catalog has been compiled from National Geophysical Institute (IGP), National Earthquake Information Center (NEIC), International Seismological Center (ISC), United States Geological Survey (USGS), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), and Global Centroid Moment Tensor (Global CMT) which has been updated until January 1, 2016. This earthquake catalog has been homogenized to moment magnitude M_w and declustered from dependent events.

Areal seismogenic sources have been defined, which have been determined based on the distribution map of hypocenters, as well as on the tectonic characteristics of the Peruvian territory. The seismic recurrence analysis of Gutenberg & Richter (G-R) was performed considering the maximum likelihood approach.

Finally, the web tool "Seismic Hazard Assessment in the Peruvian Territory" has been developed which allows a user to assess the probabilistic seismic hazard on the national territory at a point of interest every 0.1 geographical degree expressed in:

- Annual probability of exceedance vs. Spectral acceleration.
- Uniform hazard response spectra.
- Design spectra NTP E.030-2006, NTP E.030-2016 and IBC-2015.

These graphs will be obtained for structural periods T from 0.0 seconds to 3.0 seconds and a damping ratio range from 2.0 % to 10.0 %.

PRÓLOGO

La evaluación de peligro sísmico probabilístico ha adquirido vital importancia en el diseño de estructuras importantes tales como puentes, túneles, presas, aeropuertos, subestaciones eléctricas, etc. Dado que el Perú se encuentra emplazado sobre el cinturón de fuego del pacífico –donde se concentran algunas de las zonas de subducción más importantes del mundo– predecir el movimiento del suelo como consecuencia de un evento sísmico adquiere gran importancia al momento de caracterizar regiones sísmicas, actualizar códigos de diseño sismorresistente, regulación del sector de construcción, gestionar el riesgo y respuesta a desastres a modo de aminorar pérdidas económicas, materiales y vidas humanas.

La presente investigación desarrolla una descripción detallada de la evaluación de amenaza sísmica probabilística en el territorio nacional, considerando literatura técnica reciente y el estado del arte actual en la consultoría geotécnica sísmica.

Esta tesis ha sido estructurada en cinco principales capítulos los cuales son resumidos a continuación.

El capítulo I presenta un resumen de los trabajos anteriores que evaluaron el peligro sísmico probabilístico en el territorio nacional, se detalla datos importantes empleados en estos estudios pasados tales como metodologías empleadas, catálogo sísmico, modelos de predicción de movimientos, método de ajuste del análisis de recurrencia, etc. Además, se incluye una descripción detallada de conceptos básicos de sismología para el buen entender del lector.

El capítulo II presenta las características sismotectónicas y de sismicidad del Perú enfatizando en los principales aspectos tectónicos regionales tales como fracturas, dorsales y cordilleras, así como se describe detalladamente la obtención del catálogo sísmico compilado, homogenizado y depurado empleado en la evaluación de amenaza sísmica de la presente tesis.

El capítulo III refiere a la determinación de las geometrías que representan a las fuentes sismogénicas regionales tipo área, así como su correspondiente estimación de los parámetros de recurrencia Tasa, Beta, M_{\min} y M_{\max} que definen la sismicidad de cada fuente empleada.

El capítulo IV se enfoca en desarrollar la integral de peligro sísmico, presentar las ecuaciones de predicción de movimiento empleadas y la ponderación de las mismas mediante el empleo de un árbol lógico de decisiones a fin de aminorar las incertidumbres epistémicas asociadas a la evaluación de amenaza sísmica.

Además, se presentan los resultados de la evaluación de peligro sísmico expresado principalmente en mapas de isoaceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno, así como la evaluación de la amenaza sísmica en seis ciudades importantes del Perú expresados en valores de aceleración espectral.

El capítulo V refiere al aplicativo web de libre consulta que brinda información valiosa para la evaluación de peligro sísmico en el Perú sobre una malla de 0.1° geográfico. En este capítulo se detalla la importancia del empleo de factores de zona $Z_{\text{específico}}$ como propuesta de implementación en la actual norma de diseño sismorresistente peruana E.030, 2016.

Posteriormente describen las conclusiones arribadas a la presente tesis relacionadas a la geometría de distribución de las líneas de isoaceleraciones espectrales que decrecen conforme se alejan a la fosa Perú – Chile; el análisis comparativo de los espectros de diseño considerando los factores Z de la norma E.030, 2016 y los factores $Z_{\text{específico}}$ obtenidos en el presente análisis; y el empleo del aplicativo web desarrollado.

Finalmente, se presenta las recomendaciones del presente estudio, las cuales son asociadas a los objetivos de la presente tesis tales como el empleo del aplicativo web que puede ser utilizado a manera de análisis preliminar en un estudio de peligro sísmico así como a su vez se recomienda que los estudios de peligro sísmico en puntos específicos deben de considerar el uso de fuentes sismogénicas locales, así como el efecto de sitio propio de cada zona de análisis.

El Asesor.

LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1	Fallas Cuaternarias del Mapa Neotectónico del Perú.....	50
Tabla 2.2	Principales terremotos ocurridos en el Perú entre los años 1513 y 1959.....	53
Tabla 3.1	Coordenadas geográficas de las Fuentes de Interface	72
Tabla 3.2	Coordenadas geográficas de las Fuentes de Intraplaca	73
Tabla 3.3	Coordenadas geográficas de las Fuentes Continentales	75
Tabla 3.4	Integridad del catálogo sísmico	81
Tabla 3.5	Parámetros sismológicos de las fuentes sismogénicas.....	83
Tabla 4.1	Clasificación del Sitio (ASCE/SEI 7-10).....	91
Tabla 4.2	Esquema de clasificación Geomatrix 3rd Letter	95
Tabla 4.3	Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca	95
Tabla 4.4	Esquema de clasificación de Molas & Yamazaki (1995)	96
Tabla 4.5	Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca propuesto por Zhao <i>et al.</i> (2006).....	98
Tabla 4.6	Coeficientes de regresión para la subducción mediana (unidades en g).	101
Tabla 4.7	Coeficientes del modelo $\ln(y_{ref})$ dependientes del periodo.....	104
Tabla 4.8	Coeficientes del modelo $\ln(y_{ref})$ dependientes del periodo.....	105
Tabla 4.9	Coeficientes del modelo $\ln(y_{ref})$ dependientes del periodo.....	106
Tabla 4.10	Coeficientes del modelo de respuesta de sitio para $\ln(y)$	108
Tabla 4.11	Coeficientes de respuesta media	112
Tabla 4.12	Coeficientes de respuesta media	113
Tabla 4.13	Coeficientes de respuesta de suelo linear y no linear.....	114

Tabla 4.14	Coeficientes de la mediana del modelo de movimiento vertical del suelo	118
Tabla 4.15	Coeficientes de la mediana del modelo de movimiento vertical del suelo	120
Tabla 4.16	Coeficientes de la mediana del modelo de movimiento vertical del suelo	121
Tabla 4.17	Coeficientes de la mediana del modelo de movimiento vertical del suelo	122
Tabla 4.18	Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca	124
Tabla 4.19	Probabilidades de excedencia asociados a diversos periodos de retorno en 50 años de exposición	131
Tabla 4.20	Coeficientes B_i para diversos amortiguamientos ξ	135
Tabla 4.21	Aceleraciones espectrales de las principales ciudades del país	136
Tabla 5.1	Factor de zona Z – E.030, 2016.....	138
Tabla 5.2	Aceleraciones asignadas al espectro elástico para Italia.....	139
Tabla 5.3	Periodos estructurales que definen al espectro de peligro uniforme	146
Tabla 5.4	Coeficientes de sitio F_a	151
Tabla 5.5	Coeficientes de sitio F_v	151
Tabla 5.6	Factores de zona	154
Tabla 5.7	Clasificación de los perfiles de suelo E.030, 2016.....	155
Tabla 5.8	Factores de suelo “S” – E.030, 2016.....	155
Tabla 5.9	Periodos T_P y T_L – E.030, 2016.....	155
Tabla 5.10	PGA para 8 puntos de análisis en Arequipa.....	157

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Estructura Interna de la Tierra.....	22
Figura 1.2	Variación de la velocidad de las Ondas P y S frente a la profundidad	23
Figura 1.3	Trayectorias de las Ondas Sísmicas en las diferentes capas de la Tierra desde el foco de un sismo	24
Figura 1.4	Pangea – Teoría de la Deriva Continental de Wegener	25
Figura 1.5	Corriente de Convección en el Manto. El movimiento causa que las placas se separen en algunos lugares (dorsales) y converjan en otros.....	26
Figura 1.6	Expansión de los Fondos Oceánicos (Kuroiwa, 2002)	27
Figura 1.7	Placas tectónicas en las que está dividida la superficie terrestre	28
Figura 1.8	Límites Divergentes – Placas tectónicas se separan y crean nueva litósfera	29
Figura 1.9	Límites Convergentes – Placas tectónicas colisionan y una es jalada hacia el manto donde es reciclada.....	30
Figura 1.10	Límites de Transformación – Las placas se deslizan horizontalmente una respecto de otra	30
Figura 1.11	Zona de Subducción y Tipos de Sismos (Kuroiwa, 2002)	31
Figura 1.12	Ilustración de la teoría del Rebote Elástico de Reid (tomado de Tarbuck y Lutgens)	31
Figura 1.13	Notación para la descripción de la ubicación de un evento sísmico	33
Figura 1.14	Localización preliminar del epicentro de un sismo en base a las medidas de la diferencia de los tiempos de llegada de las ondas P y S en los sismógrafos. La localización epicentral más probable se encuentra en la intersección de los tres círculos	34
Figura 1.15	Deformaciones producidas por las Ondas de Cuerpo (Ondas P y Ondas S). (Adaptado de Bolt, 1988)	35

Figura 1.16	Deformaciones producidas por las Ondas Superficiales: a) Ondas Rayleigh; b) Ondas Love (Earthquakes. Bolt, 1988).....	36
Figura 1.17	Principales ondas sísmicas con propósitos de ingeniería (Kuroiwa, 2002)	37
Figura 1.18	Comparación de los valores de intensidad de las escalas Mercalli Modificada (MMI), Rossi-Forel (RF), Japanese Meteorological Agency (JMA) y Medvedev-Spoonheuer-Karnik (MSK).....	38
Figura 1.19	Mapa de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú (Alva Hurtado J. E., Meneses J. y Guzmán V. (1984))	39
Figura 1.20	Determinación gráfica de la magnitud local MI de un sismo	41
Figura 1.21	Saturación de las escalas de magnitud: M_w (Magnitud Momento), M_L (Magnitud Local Richter), M_s (Magnitud de Ondas Superficiales), m_b (Magnitud de Ondas de Cuerpo de Período Corto) y MJMA (Magnitud de la Agencia Meteorológica Japonesa) (Kramer, 1996)	43
Figura 1.22	Comparación de magnitudes y áreas relativas de para el sismo de San Francisco en 1906 y Chile en 1960 (The motion of the ground during earthquakes, Scientific American, Vol. 237, nro. 6)	43
Figura 2.1	Configuración Geométrica de la Placa de Nazca.	49
Figura 2.2	Análisis de completitud del catálogo sísmico	57
Figura 2.3	Árbol de decisiones para depuración por la metodología Maeda (1996)	61
Figura 2.4	Árbol de decisiones para eliminación de sismos duplicados	62
Figura 2.5	Vista tridimensional de las estructuras tectónicas de la Placa de Nazca en el proceso de subducción.....	63
Figura 2.6	Vista en planta de secciones transversales típicas	65
Figura 2.7	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'	68
Figura 3.1	Esquema de las geometrías de subducción considerados	71
Figura 3.2	Fuentes sismogénicas de subducción de interfase e intraplaca ..	77

Figura 3.3	Fuentes sismogénicas de subducción de intraplaca	78
Figura 3.4	Fuentes sismogénicas de corteza superficial o continentales	79
Figura 4.1	Esquema de evaluación de peligro sísmico probabilístico	85
Figura 4.2	Curva de atenuación del movimiento ($\ln y$) para un valor de magnitud $M = m_2$ a diferentes distancias R	90
Figura 4.3	Árbol lógico de decisiones empleado.....	130
Figura 4.4	Curva de peligro sísmico expresado en Probabilidad de excedencia anual ($1/Tr$) vs. Aceleración espectral (g).....	132
Figura 4.5	Curva de peligro sísmico expresado en Tasa equivalente de excedencia en 50 años (%) vs. Aceleración espectral (g).....	133
Figura 4.6	Espectro de peligro uniforme en roca con 5 % de amortiguamiento para un periodo de retorno de 475 años	134
Figura 5.1	Mapa de zonificación sísmica para 10 % de excedencia en 50 años – E.030, 2016	137
Figura 5.2	Zonificación sísmica de Italia – EuroCode8.....	139
Figura 5.3	Mapa de armonización de peligro sísmico en Europa (2013).....	141
Figura 5.4	Selección de coordenadas de estudio y control de vistas	143
Figura 5.5	Curvas de peligro sísmico para diversos amortiguamientos – Aplicativo web	145
Figura 5.6	Espectros de peligro uniforme – Aplicativo web.....	147
Figura 5.7	Salidas de datos del aplicativo web	148
Figura 5.8	Espectros de diseño – Aplicativo web.....	149
Figura 5.9	Esquema Gráfico del Espectro de Diseño Genérico según IBC, 2015.....	153
Figura 5.10	Espectro de diseño para Lima y Arequipa en suelo tipo S_1	156
Figura 5.11	Mapa de isoaceleraciones de Arequipa para PGA y 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años.....	158

Figura 5.12 Comparación de espectros de diseño en la Zona 4 de Arequipa. 159

Figura 5.13 Comparación de espectros de diseño en la Zona 3 de Arequipa. 159

LISTA DE SÍMBOLOS Y SIGLAS

Δ	: Distancia epicentral del sismómetro medido en grados.
Δt_{p-s}	: Diferencia del tiempo de llegada de la primera onda P y S.
Δv_p	: Velocidad de propagación de la onda P.
Δv_s	: Velocidad de propagación de la onda S.
β	: Constante definida como el producto de b y el logaritmo natural de 10.
\bar{D}	: Deslizamiento promedio.
\check{D}	: Cantidad de desplazamiento producido en un sismo
ξ	: Amortiguamiento
λ_0	: Tasa media anual de ocurrencia de eventos sísmicos mayores o iguales que la magnitud mínima de homogeneidad.
λ_y	: Frecuencia anual de excedencia.
δ	: Ángulo de inclinación de la falla geológica
Γ_0	: Número de sismos por unidad de tiempo con $M > 0$.
μ	: Resistencia a la ruptura del material a lo largo de la falla
μ	: Módulo de rigidez al corte (tn/m^2 , dinas/cm ²).
a	: Constante que describe la actividad o productividad sísmica.
A	: Área de ruptura.
A_0	: Amplitud del desplazamiento del suelo en micrómetros.
A_1	: Amplitud de onda P en micrómetros.
ASCE	: American Society of Civil Engineers.
b	: Parámetro tectónico que describe la abundancia relativa de grandes a pequeños eventos. Es la pendiente de la curva de recurrencia de Gutenberg y Richter.
C_i	: Coeficientes de las leyes de atenuación.
E	: Energía liberada expresada en ergs.
E_i	: Eventos sísmicos mutuamente excluyentes y colectivamente exhaustivos.
E.030	: Norma técnica peruana de diseño sismorresistente
$F_R(r)$: Función de densidad de probabilidad de R.
$f_s(S)$: Función de densidad de probabilidad de S.
$f_R(r)$: Función de densidad en distancias o $PDF(r)$
$F_M(m)$: Función de densidad de probabilidad en magnitud
$F_R(r)$: Función de densidad de probabilidad en distancia
g	: Aceleración de la gravedad
GCTM	: Global Centroid Moment Tensor
GMPE	: Ecuación de predicción de movimiento

H	: Profundidad estimada para la ley de atenuación (km).
HW	: Hanging Wall
I	: Intensidad generalizada de un sismo en un lugar fijado.
IBC	: International Building Code
IGP	: Instituto Geofísico del Perú
IP	: Índice de plasticidad
ISC	: International Seismological Center
JMA	: Japanese Meteorological Agency
L	: Distancia epicentral respecto al evento sísmico principal.
M	: Magnitud de un sismo en Magnitud Momento (M_w).
M_a	: Magnitud de una réplica de un evento sísmico principal.
M_L	: Magnitud Local Richter.
m_b	: Magnitud de ondas de cuerpo.
M_o	: Momento sísmico en dinas-cm.
M_0	: Magnitud mínima de homogeneidad.
M_m	: Magnitud de un evento sísmico principal.
M_{max}	: Magnitud máxima probable que puede ser liberada como energía sísmica.
M_S	: Magnitud de ondas superficiales.
M_w	: Magnitud Momento.
MMI	: Magnitud de Mercalli Modificada.
MJMA	: Magnitud de la Agencia Meteorológica Japonesa.
MSK	: Medvedev-Spoonheuer-Karnik.
N	: Número de sismos con magnitud mayor o igual a un determinado valor.
NGA	: New Generation Attenuation.
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration.
Nspt	: Resistencia a la penetración estándar.
SHARE	: Seismic Hazard Harmonization in Europe.
PEER	: Pacific Earthquake Engineering Research Center.
PGA	: Peak Ground Acceleration.
P(A/E _i)	: Probabilidad condicional de que un evento sísmico ocurra dado que E _i ocurra.
qu	: Resistencia a la compresión no confinada.
R	: Localización del sismo en la evaluación del peligro sísmico.
r_{rup}	: Distancia más cercana al área de rotura (km).
S	: Tamaño del sismo en la evaluación del peligro sísmico.
S _a	: Aceleración espectral.
\bar{s}_u	: Resistencia al corte no drenado.

t	:	Tiempo en días respecto a la ocurrencia del evento sísmico principal.
T	:	Período estructural.
T_P	:	Período de la onda P.
T_r	:	Período de retorno.
URRS	:	Unión de Repúblicas Socialistas Soviética
USGS	:	United States Geological Survey
V_{s30}	:	Velocidad de ondas de corte de los 30 primeros metros superficiales
y	:	Aceleración espectral en % g.
Z	:	Factor de Zona en % g
$Z_{\text{específico}}$:	Factor de Zona específico en % g
Z_h	:	Profundidad hipocentral (km)
Z_T	:	Constante que indica el tipo de fuente en la ley de atenuación, 0 para interfase, 1 para intraplaca.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

El Perú se encuentra ubicado en el borde occidental de Sudamérica, el cual a su vez se encuentra dentro del Cinturón de Fuego Circumpacífico cuya característica principal es su alta actividad sísmica siendo considerada como la de mayor potencial sísmico en el mundo.

En el Perú, la actividad sísmica se encuentra principalmente relacionada al proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, y relacionada de manera secundaria a eventos sísmicos generados por el proceso de deformación de la Cordillera Andina producto de la interacción de ambas placas.

Dado que en la historia sísmica del Perú se han registrado terremotos de gran magnitud que han sido causantes de grandes pérdidas humanas y económicas, y que se espera de manera garantizada que en el futuro volverán a presentarse sismos de igual o mayor magnitud, nace la necesidad de evaluar probabilísticamente el peligro sísmico sobre el territorio nacional a modo de que éste pueda ser cuantificado en valores de aceleración espectral esperados, con el fin de poder planificar y mitigar los grandes efectos que traen los sismos consigo.

El presente trabajo contempla la evaluación probabilística del peligro sísmico a nivel de roca con el objetivo de generar un análisis comparativo entre aquellos espectros de diseño que están establecidos en la actual norma de diseño sismorresistente E.030, 2016 versus espectros de diseño generados basándose en la misma forma geométrica pero sin considerar los factores de zona Z preestablecidos sino aquellos obtenidos en la presente tesis.

El desarrollo del presente trabajo supone de un cierto grado de conocimiento en el análisis de peligro sísmico para un adecuado entendimiento por parte del lector.

1.1 ANTECEDENTES

La evaluación del peligro sísmico en el Perú ha sido realizada por diversos investigadores, cada uno de los cuales ha utilizado la información y los procedimientos disponibles a la fecha de realización de sus proyectos de investigación. Seguidamente, se hace una revisión de los trabajos más relevantes con respecto al tema.

1.1.1 Castillo y Alva (1993)

La evaluación del peligro sísmico probabilístico en el Perú presentado en la tesis de pregrado *Peligro Sísmico en el Perú* fue realizado considerando fuentes sismogénicas definidas por Castillo y Alva (2003) para la zona central del Perú; fuentes sismogénicas ubicadas en la zona norte (frontera con Ecuador) propuestas por Bonilla y Ruiz (1992); y fuentes sismogénicas ubicadas en la zona sur (frontera con Chile) propuestas por Aiquel (1990).

La data sísmica utilizada por Castillo y Alva (1993) fue extraída del catálogo sísmico del proyecto SISRA (Sismicidad de la Región Andina, 1985) actualizado hasta 1990-I con los datos verificados por el ISC (International Seismological Center) y utilizaron los catálogos del IGP (Instituto Geofísico del Perú) y del NEIC (National Earthquake Information Center) para 1990-II y 1991-II. Las escalas de magnitud utilizadas fueron mb y Ms.

Los modelos de atenuación empleados por Castillo y Alva (1993) fueron el propuesto por Casaverde y Vargas (1980) asociado a mecanismos de subducción, y el modelo propuesto por McGuire (1974) asociado a sismos continentales. Por otro lado, la determinación de los parámetros sismológicos que definen las características propias de cada fuente fueron determinadas utilizando la expresión de Gutenberg y Richter con profundidades representativas de los hipocentros para cada fuente, mediante histogramas de *Profundidad vs. Frecuencia de sismos* y finalmente, evaluaron el peligro sísmico basado en la metodología de Cornell utilizando el programa de cómputo RISK.

1.1.2 Alva y Escalaya (2003)

Posteriormente, en el trabajo “Actualización de los Parámetros Sismológicos en la Evaluación del Peligro Sísmico en el Perú”, se incluyeron datos sísmicos actualizados hasta el año 2003 y con la escala de magnitud momento (Mw). Esta homogenización de magnitud sísmica fue realizada empleando las expresiones propuestas por Monroy y Bolaños (2004). Las fuentes sismogénicas fueron las mismas empleadas por Castillo y Alva (1993) y las ecuaciones de predicción de

movimientos utilizados fueron las de Youngs *et al.* (1997) para sismos de subducción de interfase e intraplaca, y la ecuación de atenuación de Sadigh *et al.* (1997) para sismos de corteza superficial.

1.1.3 Monroy y Bolaños (2004)

El peligro sísmico en el Perú fue evaluado nuevamente y presentado en la Tesis *Espectros de Peligro Sísmico Uniforme – Programa MRiesgo* para optar el grado de Magíster en Ingeniería Civil – PUCP. En el desarrollo de este trabajo, se actualizaron las fuentes sismogénicas F3, F4 y F8 de las propuestas por Castillo y Alva (1993); se propusieron ecuaciones que correlacionan las escalas de magnitud sísmica Ms y Mw; y se emplearon las mismas ecuaciones de predicción de movimientos utilizadas en el trabajo de Alva y Escalaya (2003).

En aquella tesis se generó y analizó los espectros de peligro uniforme obtenidos para tres ciudades representativas del Perú del cual se concluyó que las aceleraciones obtenidas presentan valores inferiores a las estimadas por Castillo y Alva (1993) hasta en 10 %, a excepción de la zona de Tumbes y Piura, donde los valores son menores hasta en 30 %.

Uno de los productos de este trabajo de investigación fue el desarrollo del programa de ingeniería *MRiesgo* el cual permite la evaluación del peligro sísmico por los métodos probabilísticos.

1.1.4 Gamarra y Aguilar (2009)

En el año 2009, en la tesis de pregrado *Nuevas Fuentes Sismogénicas para la Evaluación del Peligro Sísmico y Generación de Espectros de Peligro Uniforme en el Perú*, se consideró una data sísmica proveniente de la compilación de los catálogos del IGP (Instituto Geofísico del Perú) para el periodo de 1901 al 2008, y el catálogo del NEIC (National Earthquake Information Center) para el periodo de 1963 al 2008 se desarrolló todo un análisis estadístico y espacial de la distribución de los sismos con el cual se logró caracterizar fuentes sismogénicas influyentes sobre el territorio nacional.

El autor definió 20 fuentes sísmicas cuyo análisis estadístico de los parámetros de recurrencia se desarrolló empleando el método de mínimos cuadrados y el modelo de Gutenberg y Richter. Además, de manera similar a la tesis de postgrado de Monroy y Bolaños (2004), se emplearon los modelos de atenuación de Youngs *et al.* (1997) y de Sadigh *et al.* (1997) pero esta vez se obtuvo mapas de isoaceleraciones espectrales para un suelo firme o suelo tipo D (clasificación de sitio según el IBC, 2006).

1.1.5 Tavera - IGP (2014)

En el 2014, la dirección de sismología del Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó la evaluación de peligro sísmico probabilístico en el Perú haciendo uso de eventos sísmicos para el periodo de 1960 al 2012 proveniente de la unificación de los catálogos del IGP, del United States Geological Survey (USGS) y de Engdahl y Viseñor (2002). La metodología empleada fue la propuesta por Esteva (1968), Cornell (1968) y el programa de cómputo CRISIS (2007).

Este estudio comprendió el desarrollo de 33 fuentes sismogénicas con una única geometría de subducción, basadas en un análisis de distribución de hipocentros.

Los modelos de atenuación empleados fueron los de Youngs *et al.* (1997) para las fuentes de subducción; y el modelo de atenuación de Sadigh *et al.* (1997) para fuentes corticales.

El IGP definió mapas de isoaceleraciones espectrales para 10 % de probabilidad de excedencia en 50 y 100 años de exposición a nivel de PGA ($T=0.0$ s) con el fin de actualizar la actual norma de diseño sismorresistente E.030, 2016.

1.2 CONCEPTOS BÁSICOS DE SISMOLOGÍA

La sismología es aquella rama de la geofísica que se encarga del estudio de los sismos y de las ondas sísmicas que se mueven a través y alrededor de la Tierra.

Existen diversas fuentes generadoras de sismos tales como explosiones, actividad volcánica, derrumbe de cavernas subterráneas o por actividad tectónica, siendo esta última descrita en la *Tectónica de Placas* donde se estudia el movimiento de las placas tectónicas producto de las fuerzas que se originan en el interior de la Tierra.

1.2.1 Estructura interna de la Tierra

La Tierra tiene una forma muy parecida a un esferoide oblato (esfera achatada en los polos), con un diámetro polar de 12,700 km y un diámetro ecuatorial ligeramente mayor de 12,740 km causado por los efectos de la rotación de la Tierra. Su masa es de aproximadamente $5974E+21$ t, y su superficie es de $5.1E+8$ km².

La Tierra tiene una densidad promedio de 5.52 g/cm³, valor que es mucho mayor al valor de la densidad de las rocas que encontramos en la superficie que en promedio se encuentran entre las densidades de 2.60 g/cm³ a 3.00 g/cm³, lo que

indica que las rocas del interior del planeta deben estar mucho más densas que las de la superficie.

El modelo actual del interior de la Tierra se ha obtenido, primordialmente, del estudio de las ondas sísmicas del cual se aprecia que en el interior de la Tierra hay grandes variaciones de las propiedades elásticas del medio con la profundidad y estas variaciones son tanto graduales como súbitas.

La estructura interna de la Tierra y la variación de velocidad de propagación de ondas P y S, así como la variación de su densidad se aprecian en las Figuras 1.1 y 1.2.

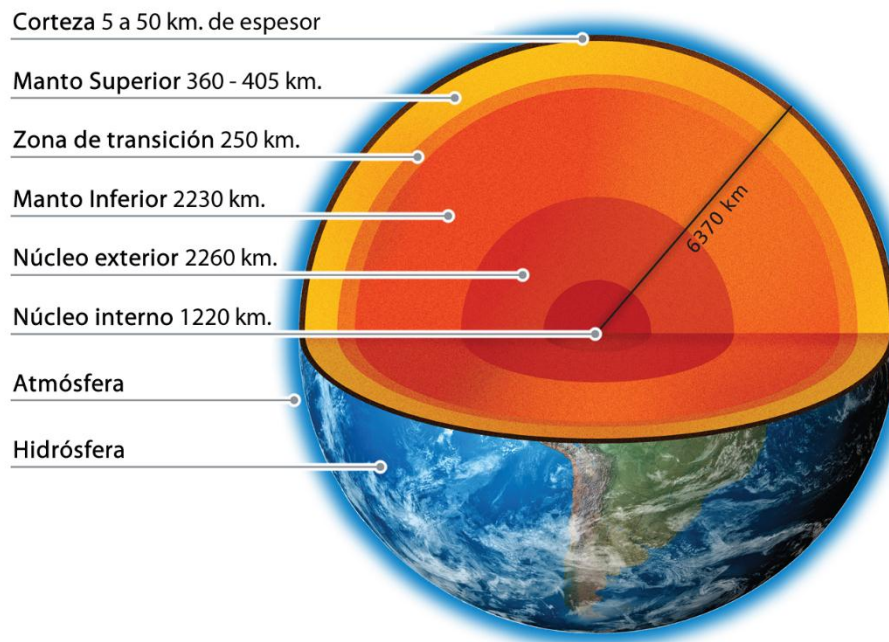


Figura 1.1 Estructura Interna de la Tierra

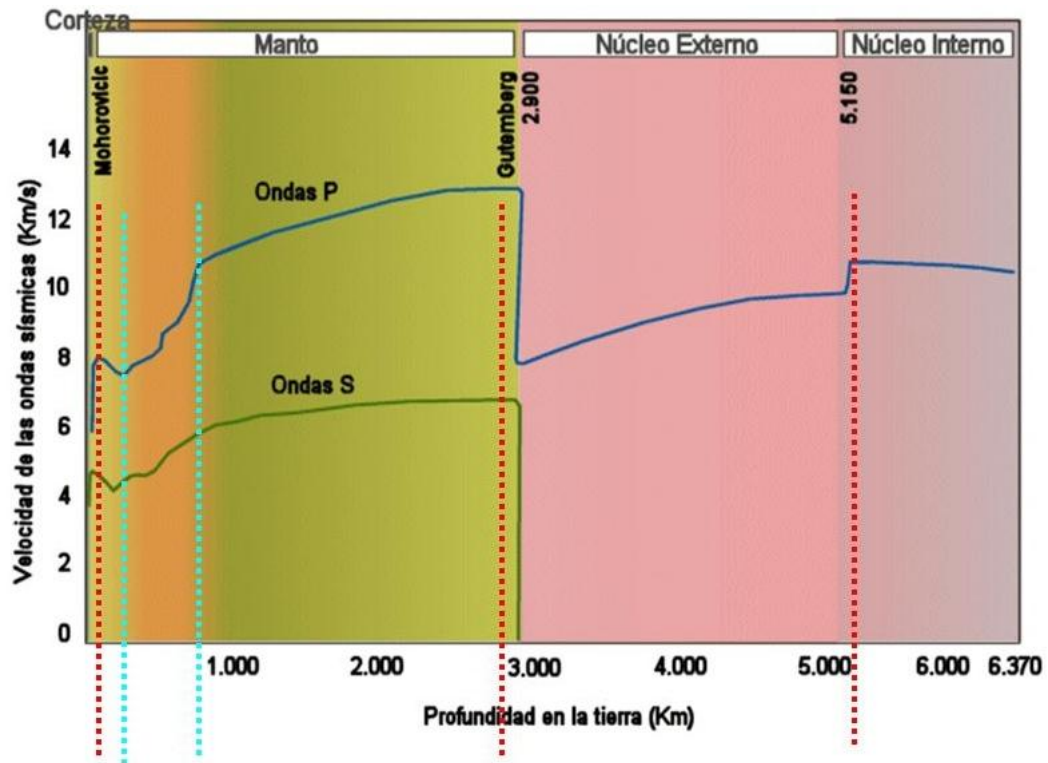


Figura 1.2 Variación de la velocidad de las Ondas P y S frente a la profundidad

La parte más superficial de la Tierra, que es donde se desarrolla la vida humana, se denomina Corteza y está dividida en corteza oceánica y corteza continental. La corteza oceánica se encuentra debajo de los océanos, es principalmente basáltica y tiene un espesor promedio de 9 a 10 km. La corteza continental es aquella que forma los continentes, es principalmente granítica y tiene un espesor promedio de 30 a 40 km.

El manto, el cual ocupa aproximadamente el 80 % del volumen de la Tierra, es una capa que se encuentra cubierta por la corteza. Entre estas capas existe una frontera conocida como la “*Discontinuidad de Mohorovičić* o el *Moho*”, descubierta en 1909 y diferenciada por su rol reflector o refractor de ondas sísmicas.

El manto tiene un espesor aproximado de 2900 km y está dividido en manto superior (con espesor de 980 km) y manto inferior (con espesor de 1920 km), siendo este último el más profundo. Tiene una densidad promedio de 5.5 g/cm^3 y una velocidad de ondas P de 10.5 km/s.

El núcleo es la capa más interna de la Tierra. La frontera presente entre el manto y el núcleo es conocida como la *Discontinuidad de Gutenberg*. El núcleo está dividido en núcleo externo y núcleo interno. Al pasar del manto al núcleo externo, disminuye drásticamente la velocidad de las ondas P (de 10.5 a 8.0 km/s) y las

ondas S no son transmitidas. Un esquema de la trayectoria de las ondas P a través de las diferentes capas de la Tierra es presentado en la Figura 1.3.

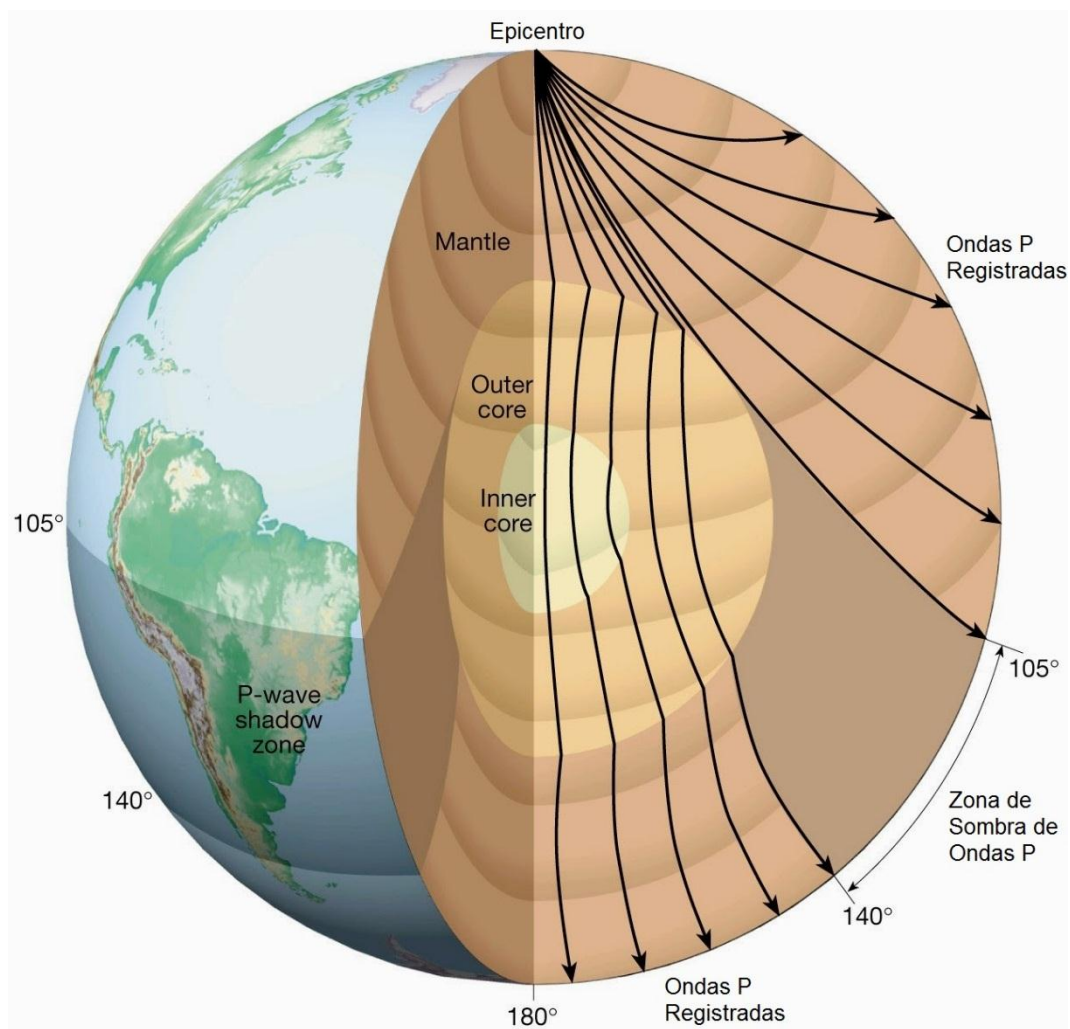


Figura 1.3 Trayectorias de las Ondas Sísmicas en las diferentes capas de la Tierra desde el foco de un sismo

El núcleo externo tiene un espesor aproximado de 2260 km y está constituido principalmente por hierro fundido, motivo por el cual también es conocido como “núcleo líquido”.

El núcleo interno es una esfera sólida de 2400 km de diámetro. Está constituido por hierro y níquel sólido comprimidos a enormes presiones alcanzando una densidad aproximada de 16 g/cm³.

1.2.2 Deriva continental y tectónica de placas

En 1912, el meteorólogo alemán Alfred Wegener investigó las concordancias geométricas entre las costas del océano Atlántico más cuidadosamente que sus

predecesores y unió todos los continentes en una gran masa de tierra a la que denominó Pangea (véase Figura 1.4). Él supuso que esta gran masa empezó a romperse hace 200 millones de años atrás. Wegener propuso esta teoría basándose en las características geológicas de las costas opuestas, las muchas y sorprendentes similitudes entre plantas fósiles y reptiles de las costas opuestas, particularmente las costas de África y Sudamérica.

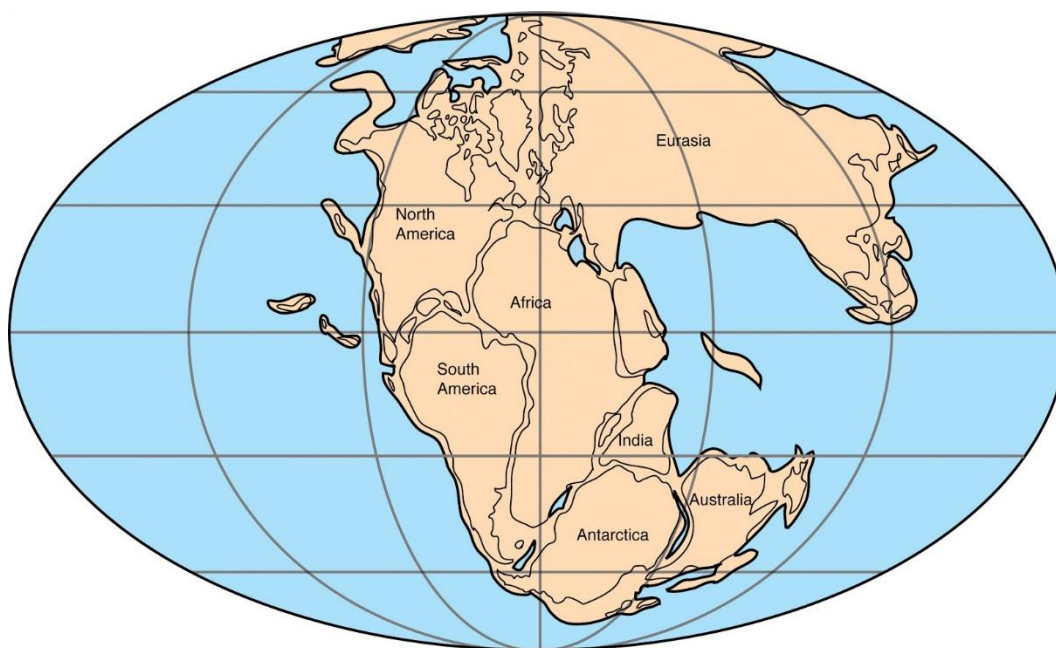


Figura 1.4 Pangea – Teoría de la Deriva Continental de Wegener

La teoría de Wegener produjo una gran controversia y no fue aceptada debido a la idea estática que se tenía de la Tierra en ese entonces. La teoría de la Deriva Continental fue cuestionada por no poder explicar cómo los continentes y los fondos marinos constituidos por rocas podrían desplazarse sin hundirse o la explicación de las fuerzas que originan estos movimientos.

En 1929, el geólogo británico Arthur Holmes introdujo la teoría de la convección térmica para explicar el movimiento de los continentes (véase Figura 1.5). Él dijo que conforme una sustancia es calentada su densidad disminuye, conforme esta se enfría la densidad nuevamente aumenta y procede a hundirse nuevamente. Según Holmes este era el ciclo de calentamiento y enfriamiento del manto de la Tierra el cual causaba los movimientos de los continentes. Esta idea tan solo apoyó a la teoría de Wegener ganando poca atención entre los investigadores.

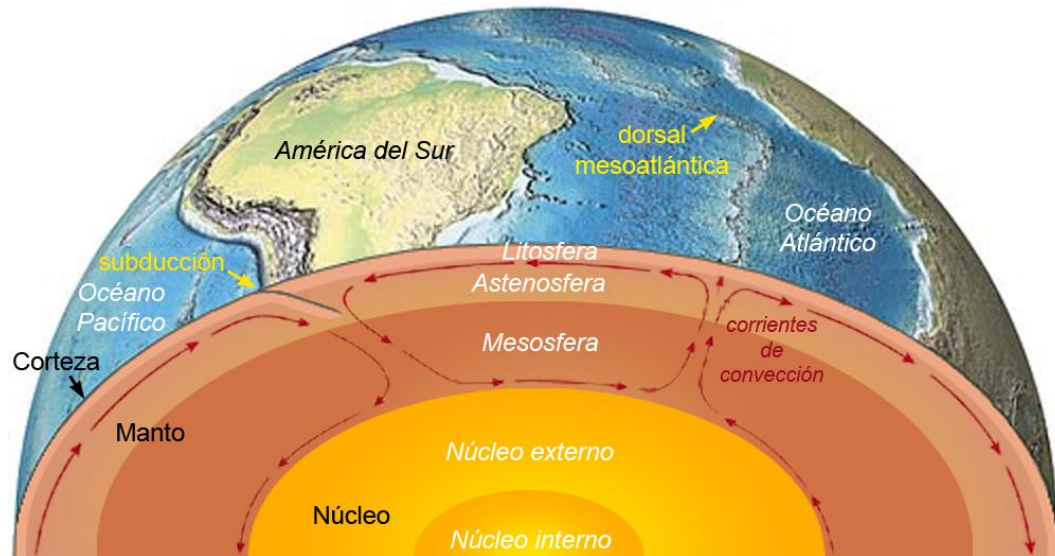


Figura 1.5 Corriente de Convección en el Manto. El movimiento causa que las placas se separen en algunos lugares (dorsales) y converjan en otros

Después de la Segunda Guerra Mundial, en los años 50 se desarrolló la ciencia de la oceanografía donde los oceanógrafos documentaron la presencia de cadenas montañosas submarinas. En los años 60, los geofísicos Frederick Vine y Drummond Matthews reportaron mediciones de anomalías magnéticas en los fondos marinos al sur de Islandia, estas anomalías se encontraban intercaladas entre positivas y negativas simétricas con respecto al eje de la cadena montañosa del fondo marino (véase Figura 1.6). Vine y Matthews concluyeron que las rocas volcánicas de los fondos marinos estaban registrando la polaridad del magnetismo terrestre en el momento de su cristalización. Estos descubrimientos produjeron nuevas ideas como la hipótesis de la extensión del suelo marino causado por la convección del manto para explicar el movimiento de los continentes y de las placas tectónicas.

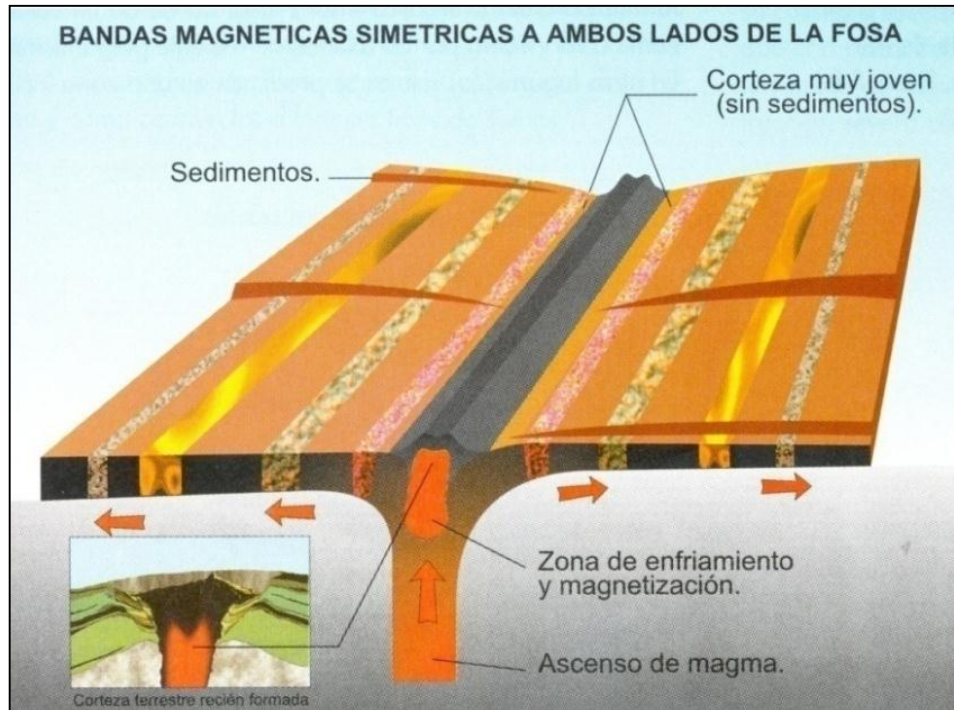


Figura 1.6 Expansión de los Fondos Oceánicos (Kuroiwa, 2002)

Actualmente existe un mejor entendimiento sobre las placas tectónicas, las fuerzas que manejan su movimiento y la forma de cómo es que éstas interactúan. Existen tres principales fuerzas que manejan el movimiento de las placas tectónicas, estos son la convección del manto, la gravedad y la rotación de la Tierra.

El concepto de convección del manto es muy similar a la teoría desarrollada por Holmes en 1929. En esta teoría se expresa que hay grandes corrientes de convección de material fundido en el manto superior de la Tierra. A medida que estas corrientes transmiten energía hacia la Astenósfera (la porción líquida de manto inferior de la Tierra por debajo de la litosfera) nuevo material de la litosfera es empujada hacia la corteza terrestre. La evidencia de esto se muestra en las dorsales oceánicas, donde el material más joven es empujado hacia arriba a través de las dorsales, haciendo que el material más antiguo se aleje de la cresta de las dorsales, causando el movimiento de las placas tectónicas.

La gravedad es una fuerza secundaria que maneja el movimiento de las placas tectónicas. La elevación de las dorsales oceánicas es más alta que aquella que rodea el fondo del océano. Como las corrientes de convección de la Tierra causan que nuevo material sea expulsado desde la cresta de las dorsales, la gravedad causa que el material más antiguo se hunda hacia el fondo del océano y ayuda al movimiento de las placas.

Finalmente, la rotación de la Tierra aporta al movimiento de las placas tectónicas, pero es una fuerza mucho menor a comparación de la convección del manto y la gravedad.

1.2.3 Placas tectónicas

Existen siete placas mayores o principales (Norteamericana, Sudamericana, Euroasiática, Africana, Antártica, India-Australiana y Pacífica), así como muchas otras placas menores o secundarias y microplacas (véase Figura 1.7).

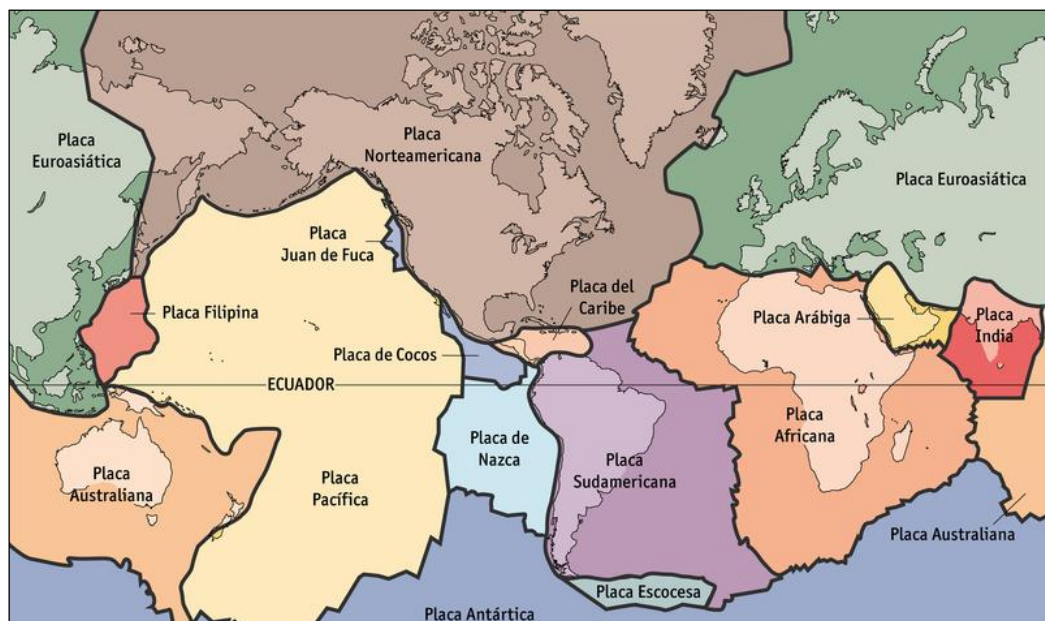


Figura 1.7 Placas tectónicas en las que está dividida la superficie terrestre

Conforme las placas tectónicas se mueven, éstas interactúan entre ellas en diferentes formas principalmente en los bordes o límites de las mismas que es donde se presenta la mayor actividad tectónica. Existen tres tipos de límites de placa:

1.2.3.1 Límites divergentes

También conocidos como bordes constructivos o márgenes de extensión. En los límites divergentes, nueva corteza es creada cuando dos o más placas se alejan una de otra. Los límites divergentes se localizan en los fondos oceánicos y en la superficie de los continentes y geográficamente son representados por dorsales oceánicas (véase Figura 1.8). La divergencia se debe a que el magma del manto sale por las dorsales de la cresta para posteriormente enfriarse y convertirse en roca sólida, constituyéndose así en parte de la placa oceánica.

Cuando un límite divergente ocurre sobre tierra, una cresta o separación crecerá y con el pasar del tiempo la masa de tierra se separará en dos distintas masas y el agua del océano llenará el espacio entre ellas.

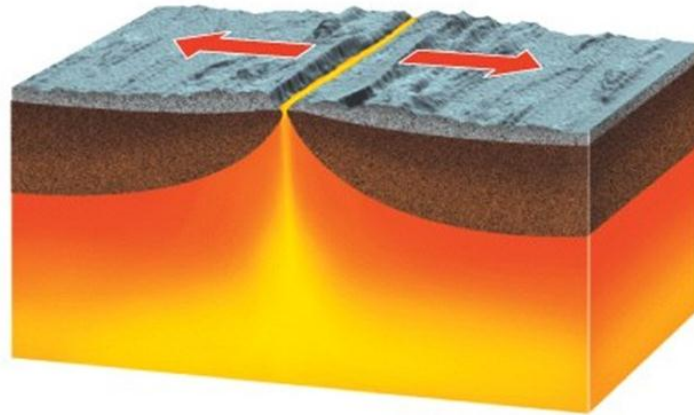


Figura 1.8 Límites Divergentes – Placas tectónicas se separan y crean nueva litósfera

1.2.3.2 Límites convergentes

Los límites convergentes provienen de la colisión de dos o más placas donde la placa más densa subduce debajo de las menos densas (véase Figura 1.9). A medida que la placa más densa alcanza mayor profundidad, ésta adquiere mayor temperatura aumentando su ductilidad y disminuyendo su capacidad de generar sismos a grandes profundidades.

Montañas y volcanes son comúnmente encontrados cuando las placas convergen y éstos suelen elevarse paralelos a la zona de subducción.

Existen tres tipos de límites convergentes: Oceánico-Continental, Oceánico-Oceánico y Continental-Continental.

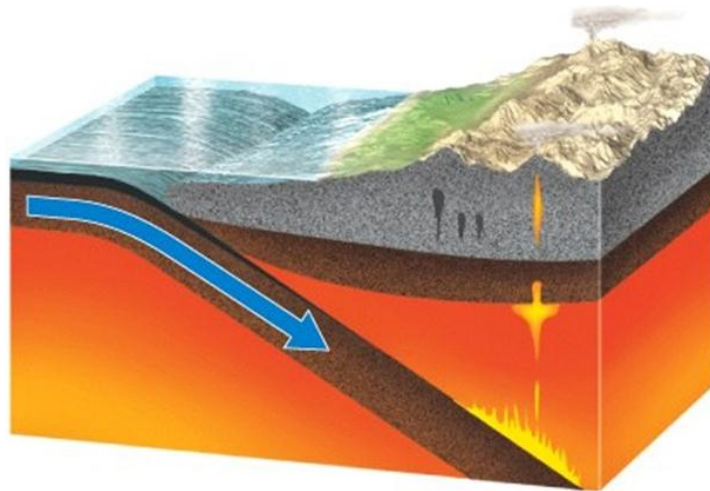


Figura 1.9 Límites Convergentes – Placas tectónicas colisionan y una es jalada hacia el manto donde es reciclada

1.2.3.3 Límites de transformación

Caracterizado cuando dos placas se deslizan una respecto de otra en direcciones opuestas a lo largo de una gran falla sin crear ni consumir corteza terrestre (véase Figura 1.10). La mayor cantidad de fallas de transformación son encontradas en el fondo del océano, estas suelen ser definidas por dorsales oceánicas activas (véase Figura 1.11) y son generalmente definidos por sismos superficiales. Una menor cantidad de estas fallas ocurre sobre superficie continental donde el ejemplo más conocido de este tipo de falla es la Falla de San Andrés en California – EE. UU.

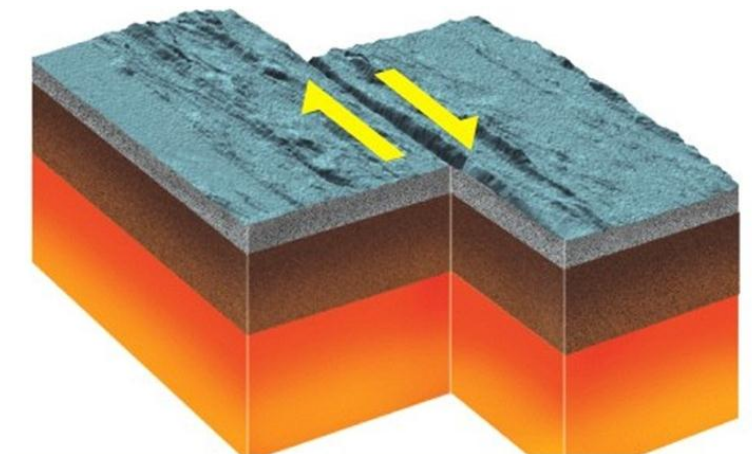


Figura 1.10 Límites de Transformación – Las placas se deslizan horizontalmente una respecto de otra

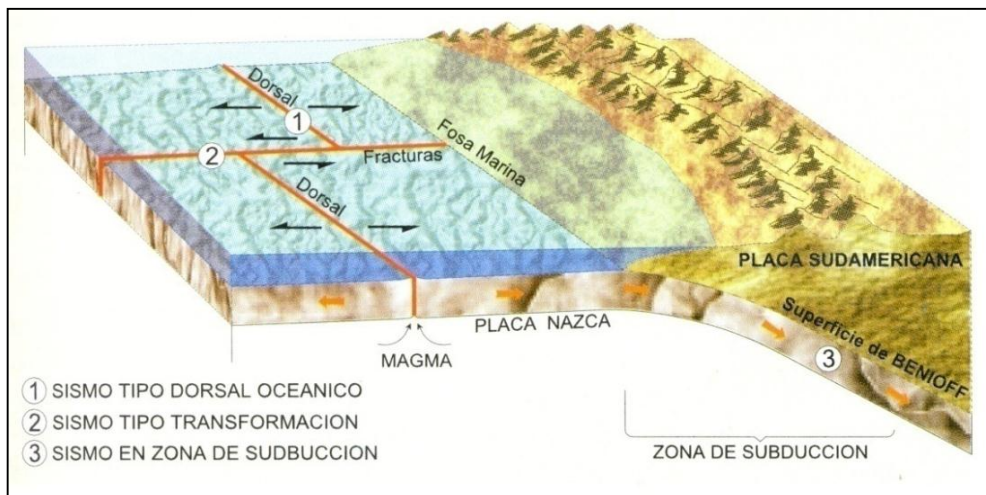


Figura 1.11 Zona de Subducción y Tipos de Sismos (Kuroiwa, 2002)

1.2.4 Fallas Geológicas

Una falla es una gran fractura en la corteza de la Tierra donde una parte de la corteza se ha desplazado en dirección opuesta de la otra parte a lo largo de una superficie de fractura más o menos plana llamada superficie de falla. Estos desplazamientos de corteza son provenientes de los esfuerzos de compresión y tracción provocados por el movimiento de las placas tectónicas, las masas rocosas acumulan energía hasta llegar al estado límite de su resistencia hasta que se genera la ruptura. Este concepto (el cual es esquematizado en la Figura 1.12) fue presentado en la teoría del Rebote Elástico la cual fue propuesta por Reid en el año 1910 tras el terremoto de San Francisco (California, EUA).

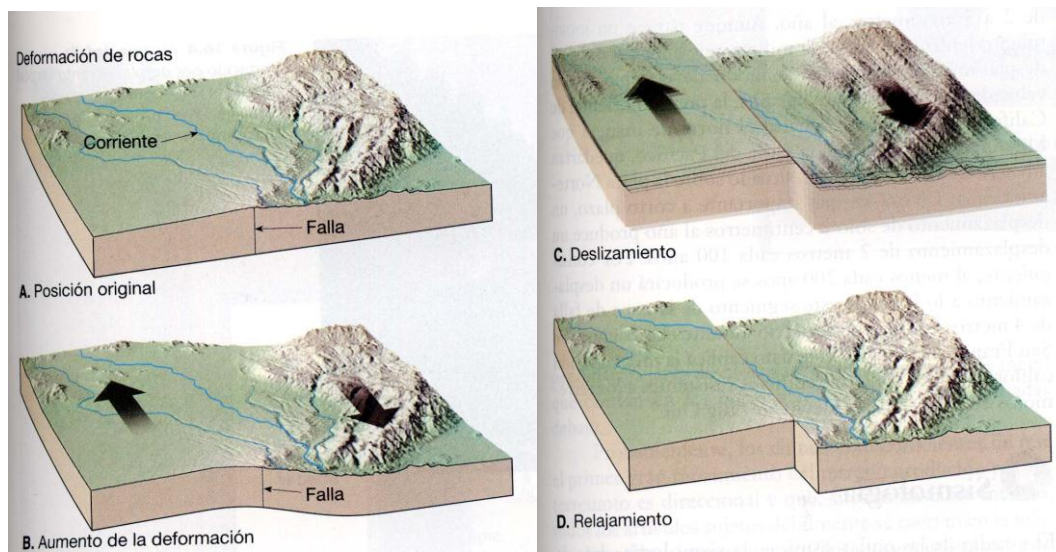


Figura 1.12 Ilustración de la teoría del Rebote Elástico de Reid (tomado de Tarbuck y Lutgens)

En (A) Se aprecia una Ruptura pre-existente antes del desplazamiento. En (B) se evidencia una deformación muy lenta y diferencial debido a fuerzas tectónicas en la zona de falla, con acumulación de energía elástica. En (C), liberando energía en forma de deformaciones y vibraciones (sismo). Después del sismo, la roca es desplazada de su posición inicial y los esfuerzos se encuentran liberados.

Es importante diferenciar los tipos de falla debido a que estas caracterizaciones reflejan los tipos de fuerzas que están actuando sobre la falla. Los principales tipos de falla son:

1.2.4.1 *Falla normal*

La clasificación de falla es realizada por como las dos masas rocosas se desplazan una respecto a la otra. El mecanismo de falla de tipo normal es generado cuando el bloque superior se desplaza hacia abajo respecto al bloque inferior. Este desplazamiento generalmente se encuentra asociado a esfuerzos de tensión generando un estiramiento de la corteza.

1.2.4.2 *Falla inversa*

Caracterizado por un desplazamiento inverso al de la falla normal, es decir, es producido cuando el bloque superior se desplaza hacia arriba respecto del bloque inferior. Este desplazamiento está asociado a un esfuerzo de compresión produciendo un acortamiento de la corteza.

1.2.4.3 *Falla transcurrente*

Caracterizado por el movimiento horizontal de las masas rocosas sin desplazarse hacia arriba o hacia abajo una respecto de la otra, de este modo no se produce escarpe de falla a diferencia de las fallas inversas y normales. En este tipo de falla, existen dos subcategorías llamadas lateral izquierdo (o sinestral) y lateral derecho (o dextral), que dependen de la dirección en la que uno lo observa a través del trazo de falla.

Las fuerzas creadas en estas fallas son esfuerzos de corte lateral u horizontal presentes en toda la superficie de falla la cual es esencialmente vertical.

1.2.5 Ondas Sísmicas

Son ondas de energía que viajan a través de las capas de la Tierra y provienen de diversas fuentes como sismos, actividad volcánica, derrumbe de cavernas

subterráneas, explosiones, etc. La velocidad de propagación de las ondas depende de la densidad y la elasticidad del medio.

Para describir la localización de un sismo (véase Figura 1.14), es importante definir parámetros como el punto en el cual se inicia el proceso de ruptura, el cual es llamado foco o hipocentro. La proyección del foco sobre un punto en la superficie es conocida como epicentro, la distancia desde el epicentro hacia el foco es conocida como profundidad hipocentral o profundidad focal (véase Figura 1.13).

A su vez, considerando la ubicación de un punto cualquiera llámese un observador arbitrario o la ubicación de un sismógrafo, la distancia que existe entre el foco y el observador es llamada distancia hipocentral o distancia focal; y la distancia entre el epicentro y un observador es conocida como distancia epicentral (un esquema de este último es presentado en la Figura 1.13).

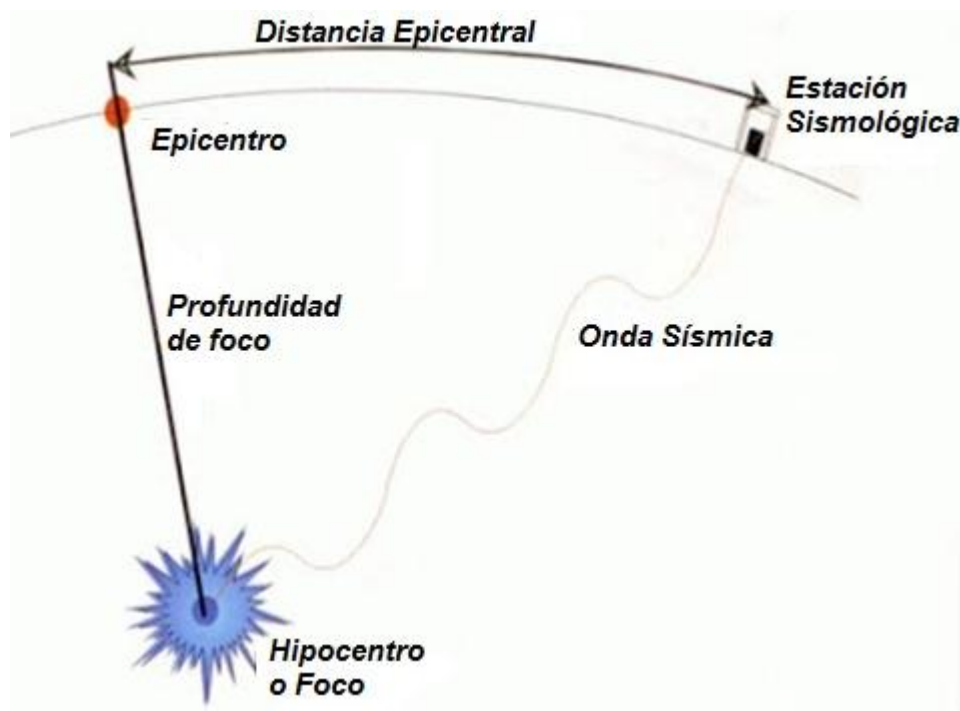


Figura 1.13 Notación para la descripción de la ubicación de un evento sísmico

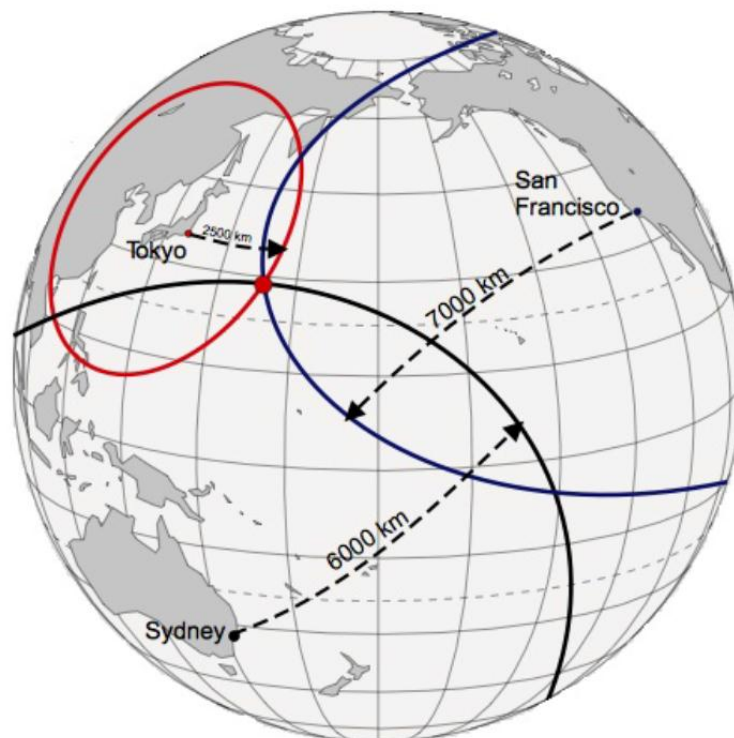


Figura 1.14 Localización preliminar del epicentro de un sismo en base a las medidas de la diferencia de los tiempos de llegada de las ondas P y S en los sismógrafos. La localización epicentral más probable se encuentra en la intersección de los tres círculos

Existe una gran cantidad de tipos de ondas sísmicas y éstas se mueven en diferentes formas. Los dos tipos de ondas principales son las Ondas de Cuerpo y las Ondas de Superficie.

1.2.5.1 Ondas de cuerpo

Viajan a través del interior de la Tierra capaces de propagarse en medios sólidos, líquidos o gaseosos. Son de dos tipos: Primarias y Secundarias:

- a) Ondas primarias: Conocidas como ondas P u ondas compresionales. Se caracterizan por vibrar las partículas en la misma dirección en la cual se mueve la onda sísmica, la cual es la dirección en la que la energía está viajando y en algunos casos es llamado como la dirección de propagación de onda.

Este es el tipo de onda sísmica más rápida y en consecuencia es la primera en llegar a una estación sísmica.

- b) Ondas secundarias: Conocidas como ondas S u ondas de corte. Se caracterizan por vibrar a las partículas de manera perpendicular a la dirección en la que se irradia la energía. Este tipo de onda es portadora de la mayor cantidad de energía que se irradia a diferencia de otros tipos de onda, en consecuencia, tienen mayor amplitud y son más destructivas que las ondas P.

Debido a que los fluidos (líquidos y gases) no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos.

Un esquema de la dirección de vibración de las partículas con el pasar de las ondas de cuerpo es representado en la Figura 1.15.

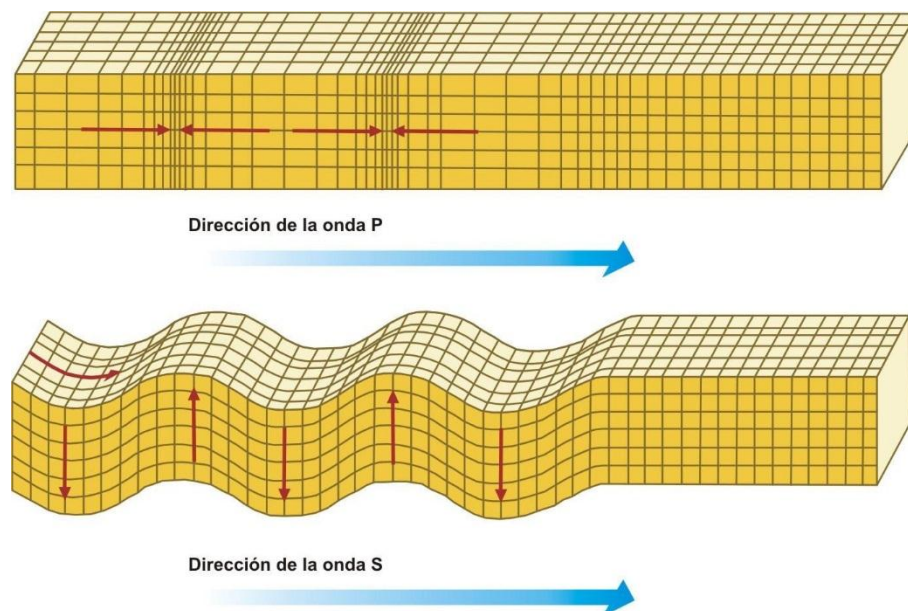


Figura 1.15 Deformaciones producidas por las Ondas de Cuerpo (Ondas P y Ondas S). (Adaptado de Bolt, 1988)

1.2.5.2 Ondas superficiales

Viajan a través de la superficie de la Tierra donde su máxima amplitud se encuentra en la superficie de la corteza y es nula a grandes profundidades. Estas ondas sísmicas son más lentas que las ondas de cuerpo y son de dos tipos: Ondas Rayleigh y Ondas Love:

- a) Ondas Rayleigh: Causan vibraciones de las partículas en forma elipsoidal en un plano vertical.

- b) Ondas Love: Causan vibraciones de las partículas de manera horizontal y con ángulos rectos a la dirección de propagación de energía sin presentar desplazamiento vertical.

Un esquema de la dirección de vibración de las partículas con el pasar de las ondas superficiales es representado en la Figura 1.16.

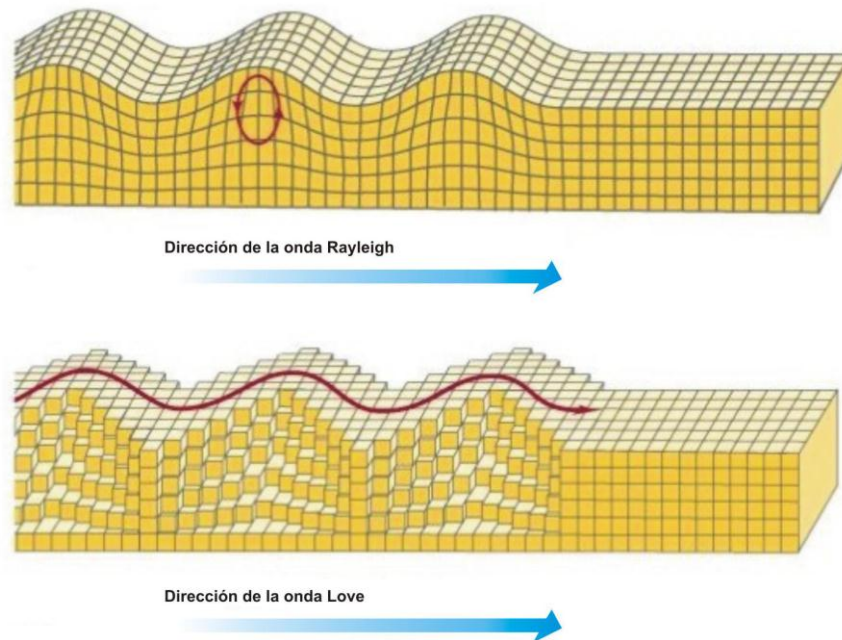


Figura 1.16 Deformaciones producidas por las Ondas Superficiales: a) Ondas Rayleigh; b) Ondas Love (Earthquakes. Bolt, 1988)

Adicionalmente, se presenta la Figura 1.17 donde se esquematiza un sismograma típico y la representación de las principales ondas sísmicas (de cuerpo y superficiales).

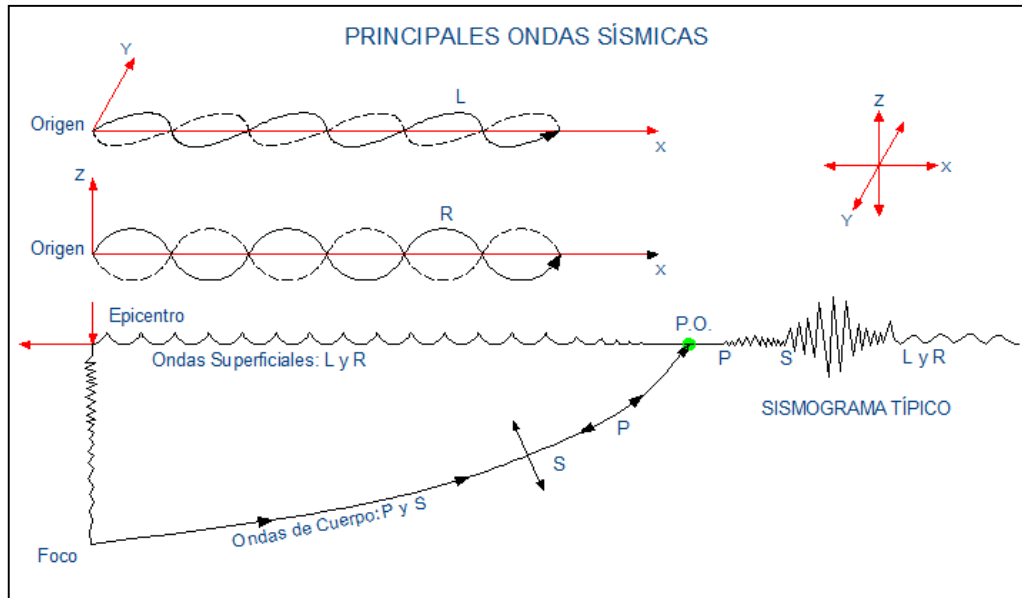


Figura 1.17 Principales ondas sísmicas con propósitos de ingeniería (Kuroiwa, 2002)

1.2.6 Medida del tamaño de los eventos sísmicos

Un evento sísmico puede ser medido en función a su intensidad o su magnitud.

1.2.6.1 Intensidad sísmica

Es la medida cualitativa del tamaño del sismo y se define como la valoración empírica del sacudimiento del suelo en función a los efectos o daños producidos por el sismo en las construcciones, terreno e impacto sobre las personas.

Esta forma de valorar el tamaño de un sismo es la medida más antigua de todas y ha sido empleada para caracterizar sismos que ocurrieron antes del desarrollo de instrumentación sísmica moderna. En tal sentido, sismos de gran magnitud (sismos históricos) han podido ser reportados en crónicas, diarios personales, relatos históricos, etc. Esta información ha permitido a investigadores representar gráficamente intensidades reportadas en diferentes ubicaciones sobre un mapa de isosistas.

Existen diferentes escalas de intensidad siendo la más conocida la escala de Intensidad de Mercalli Modificada (MMI), desarrollada por el sismólogo italiano Mercalli y modificada en 1931 la cual consiste en una escala descriptiva de 12 grados.

Otras escalas de intensidad son listadas a continuación:

- a) Agencia Meteorológica Japonesa (JMA): 7 grados
- b) Forel, Suiza.
- c) Mercalli, Cancani, Sieberg (1902-1904).
- d) Mercalli, Italia (1902).
- e) Revisión de Richter (1956): MM-56, XII grados.
- f) Rossi-Forel (RF, 1883): X grados.
- g) Rossi, Italia (1874-1878).

En la Figura 1.18 se presenta un análisis comparativo en el que se aprecia una correlación entre diferentes escalas de intensidad sísmica.

MMI	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
RF	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X		
JMA	I		II	III	IV	V		VI	VII			
MSK	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII

Figura 1.18 Comparación de los valores de intensidad de las escalas Mercalli Modificada (MMI), Rossi-Forel (RF), Japanese Meteorological Agency (JMA) y Medvedev-Spoonheuer-Karnik (MSK)

Silgado (1973, 1978 y 1992) hace una recopilación de datos sobre los principales eventos sísmicos ocurridos en el Perú desde el año 1471. Este trabajo constituye una fuente de información básica para el conocimiento de las intensidades sísmicas de los sismos históricos. Alva Hurtado *et al.* (1984) basándose en esta fuente han elaborado un mapa de Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú. La confección de dicho mapa se ha basado en 30 isosistas de sismos peruanos y datos de intensidades puntuales de sismos históricos y sismos recientes.

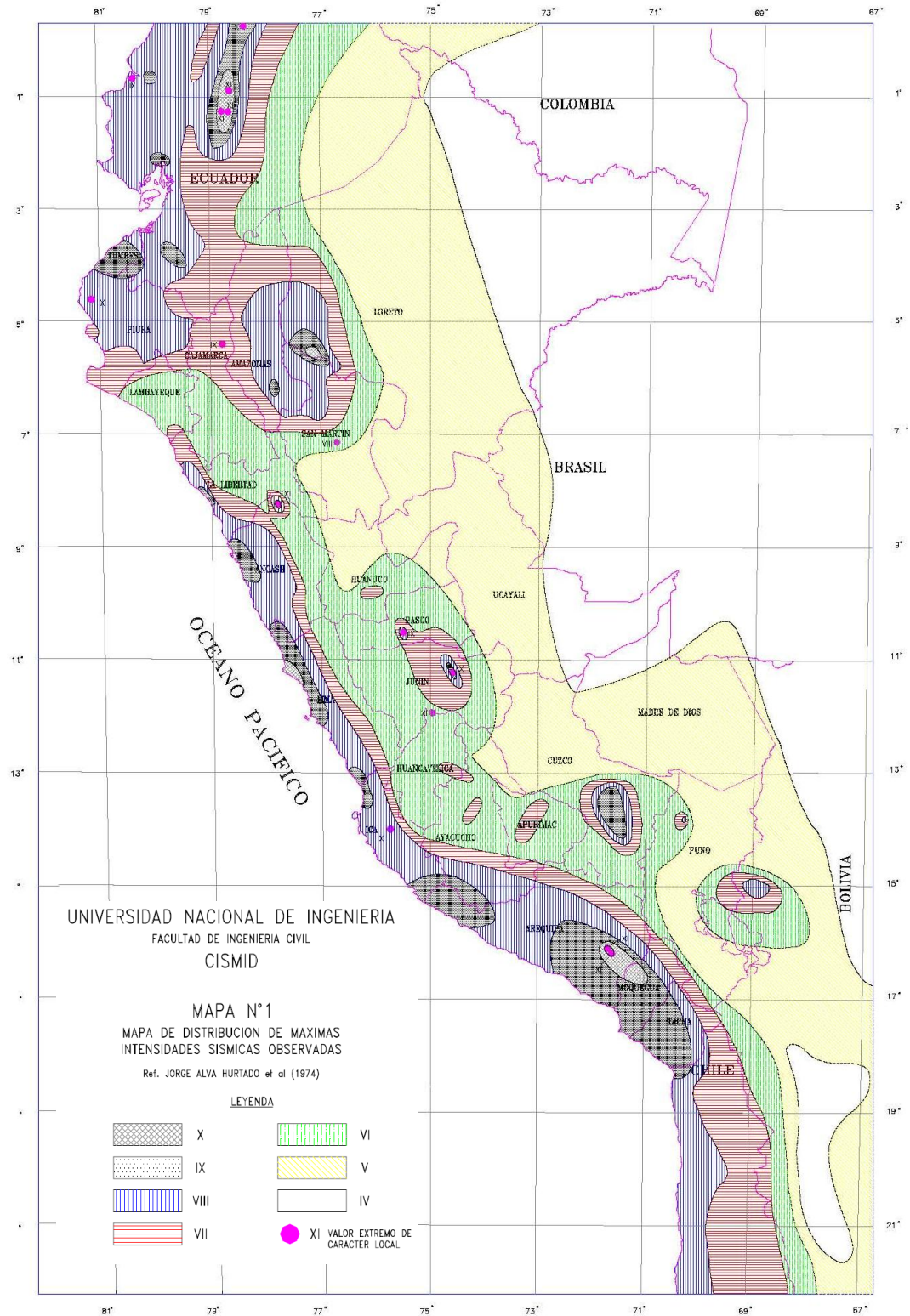


Figura 1.19 Mapa de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú (Alva Hurtado J. E., Meneses J. y Guzmán V. (1984))

1.2.6.2 Magnitud sísmica

Es la estimación cuantitativa de la energía liberada en un sismo determinándose convencionalmente (antes de la propuesta de magnitud momento) sobre la base del logaritmo del máximo desplazamiento o amplitud de una señal sísmica obtenida al emplear instrumentos de medición adecuados como los sismógrafos y acelerógrafos.

A diferencia de la intensidad sísmica, la magnitud sísmica es única por ser una medición cuantitativa y no cualitativa.

Entre las principales escalas de magnitud se tiene:

- a) Magnitud Local (MI): Definida por el sismólogo Richter en 1935 para medir los sismos del sur de California poco profundos con distancias epicentrales menores a 600 km. Es la escala sísmica más conocida y empleada por los sismólogos, sin embargo, no es la más apropiada para describir el tamaño de un sismo.

Richter definió esta escala como el logaritmo (en base 10) de la máxima amplitud (en micrómetros) registrada en un sismómetro Wood-Anderson localizado a 100 km del epicentro de un sismo.

Efectivamente la escala de Richter refleja la cantidad de energía sísmica liberada por un sismo hasta una magnitud aproximada de 6.5 MI, pero para magnitudes mayores, la escala de Richter progresivamente subestima la cantidad de energía liberada. A esta limitación se le asigna el término de "saturación" sobre la magnitud 6.5 MI. Un esquema de la magnitud local MI es representado en la Figura 1.20.

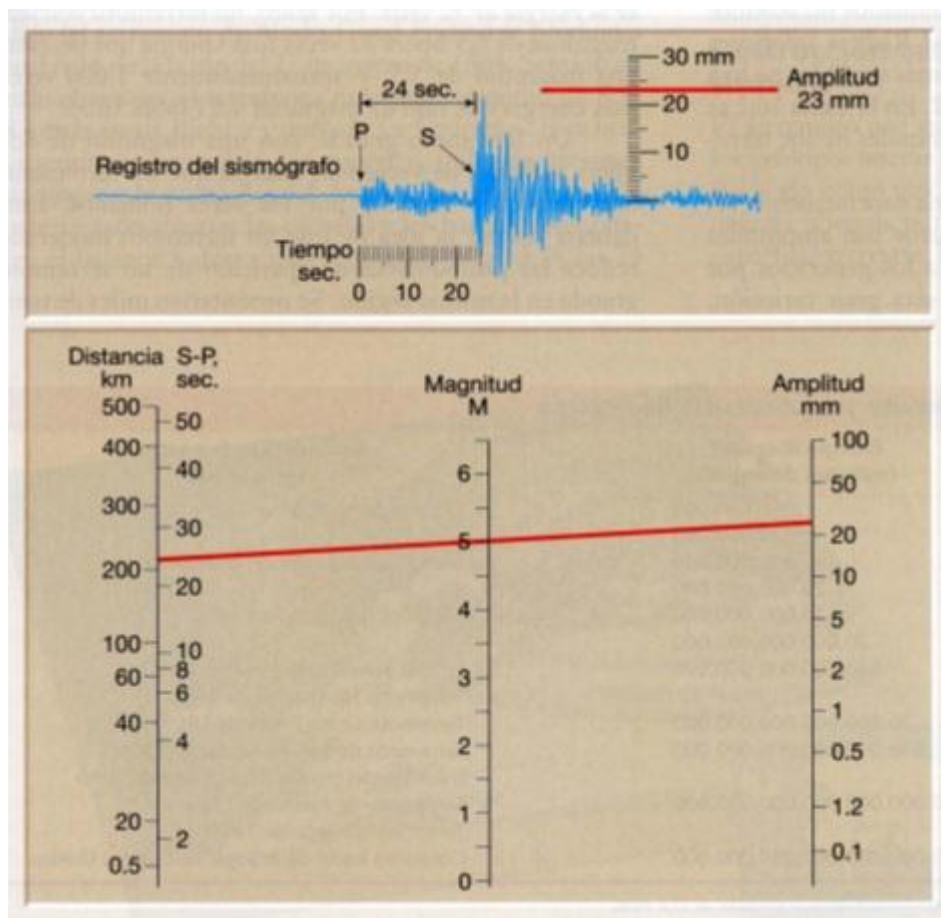


Figura 1.20 Determinación gráfica de la magnitud local M_l de un sismo

- b) Magnitud de ondas superficiales (M_s): Esta escala fue desarrollada con el objetivo de resolver el problema de “saturación” de la magnitud de Richter aunque estas también se saturan aproximadamente para $M_s > 8$.

Esta escala está basada en la medición de la amplitud de las ondas Rayleigh con periodos de 20 segundos (Gutenberg y Richter, 1936).

La ecuación que es empleada para determinar la magnitud M_s es:

$$M_s = \log A_0 + 1.66 \log \Delta + 2.0$$

Donde A_0 es la amplitud del desplazamiento del suelo en micrómetros y Δ es la distancia epicentral del sismómetro medida en grados.

Dado que ecuación emplea la amplitud máxima del desplazamiento del suelo y no la amplitud del sismógrafo, la magnitud M_s puede ser determinado de cualquier sismógrafo.

Esta ecuación es comúnmente utilizada para el caso de sismos de profundidades menores a 70 km y para distancias Δ comprendidas entre 20° y 90°.

- c) Magnitud de ondas de cuerpo (mb): Escala empleada para medir sismos de foco profundo basándose en la amplitud de los primeros ciclos de las ondas P (Gutenberg, 1945).

La ecuación que es empleada para determinar la magnitud mb es:

$$mb = \log(A_1) - \log(T_P) + 0.01\Delta + 5.9$$

Donde A_1 es la amplitud de las ondas P en micrómetros, T_P es el periodo de la onda P (usualmente un segundo), y Δ es la distancia epicentral medida en grados.

La mayor limitación de este método de cálculo de magnitud sísmica es que la magnitud de ondas de cuerpo se satura entre 6.0 a 6.5 mb.

- d) Magnitud momento (Mw): Dado que las escalas de magnitud descritas anteriormente se basan en las medidas instrumentales de las características del movimiento del suelo y que el incremento de la energía liberada durante un sismo no siempre representa un incremento de las características del movimiento del suelo a la misma razón que el incremento de la energía (fenómeno de saturación de las escalas el cual es representado en la Figura 1.21), se introduce la magnitud momento (Kanamori, 1977; Hanks y Kanamori, 1979) con el propósito de cuantificar sismos fuertes.

Esta escala es ideal para cuantificar sismos de gran magnitud debido a que es la única escala que no se satura. La magnitud Mw está basada en el momento sísmico la cual es una medida directa de los factores que producen la ruptura a lo largo de una falla y está dada por:

$$Mw = (2/3) \log(M_0) - 10.7$$

Donde M_0 es el momento sísmico medido en dinas-cm y es obtenido mediante la siguiente ecuación:

$$M_0 = \mu A \check{D}$$

Donde μ es la resistencia a la ruptura del material a lo largo de la falla, A es el área de ruptura, y \check{D} es la cantidad de desplazamiento producido.

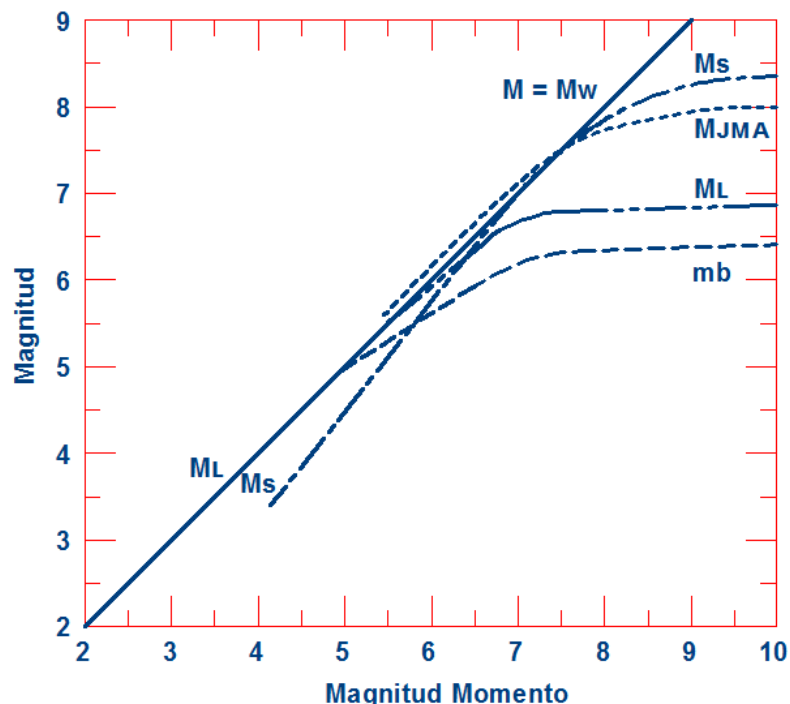


Figura 1.21 Saturación de las escalas de magnitud: M_w (Magnitud Momento), M_L (Magnitud Local Richter), M_s (Magnitud de Ondas Superficiales), m_b (Magnitud de Ondas de Cuerpo de Período Corto) y MJMA (Magnitud de la Agencia Meteorológica Japonesa) (Kramer, 1996)

A continuación se presenta un análisis comparativo entre la caracterización de dos sismos importantes en los cuales se les atribuyó una misma magnitud sísmica M_s pero diferente magnitud momento M_w (véase Figura 1.22) ello debido a que las cantidades de energía liberadas fueron muy diferentes.

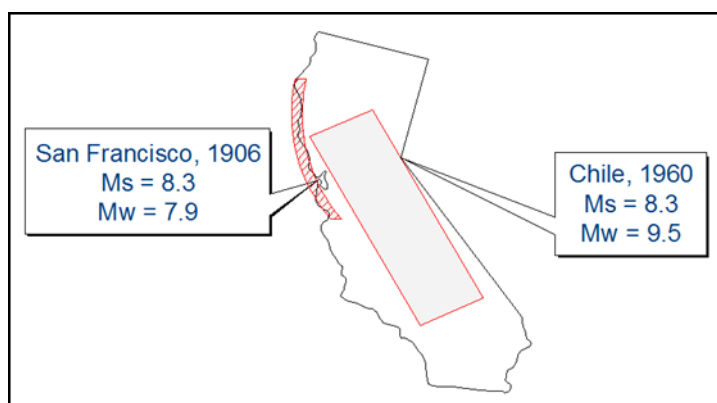


Figura 1.22 Comparación de magnitudes y áreas relativas de para el sismo de San Francisco en 1906 y Chile en 1960 (The motion of the ground during earthquakes, Scientific American, Vol. 237, nro. 6)

1.2.7 Energía de un sismo

La cantidad de energía irradiada por un sismo es una medida del potencial de daño a las estructuras hechas por el hombre. En teoría, su cálculo requiere sumar el flujo de energía a través de una amplia gama de frecuencias generadas por un sismo conforme este rompe una falla. Debido a limitaciones instrumentales, la mayoría de las estimaciones de energía se han basado históricamente en la relación empírica desarrollada por Beno Gutenberg y Charles Richter:

$$\log E = 11.8 + 1.5 M_s$$

Donde la energía E es expresada en ergs.

Esta ecuación fue posteriormente mostrada por (Kanamori, 1983) para también ser aplicada en magnitud momento.

1.3 PROBLEMÁTICA

Dado que el Perú se encuentra situado en el Cinturón de Fuego del Pacífico el cual es considerado como una de las zonas de mayor actividad sísmica, y que ante las nuevas metodologías y demás desarrollos de teorías científicas de los últimos años, nace la gran necesidad de realizar el correspondiente análisis regional de la sismicidad en el Perú con el objetivo de evaluar probabilísticamente el peligro sísmico.

Además, dado que actualmente no contamos con mapas de isoaceleraciones para diferentes niveles de demanda sísmica expresados en un nivel de riesgo y una determinada cantidad de años de exposición sísmica, se requiere de la generación de estos mapas con los cuales se puede construir espectros de diseño genérico con una normativa mundialmente empleada como el IBC, 2015.

Por otro lado, en la actualidad se considera el uso de espectros de diseño obtenidos para 5 % de amortiguamiento comúnmente empleados en estructuras de concreto armado convencionales, sin embargo debido al constante desarrollo de la tecnología de materiales y nuevos métodos constructivos en el que incluyen a las estructuras ingenieriles sistemas de disipación de energía frente a movimientos sísmicos, es que surge la necesidad de contar con espectros de respuesta que consideren valores de amortiguamiento crítico (ξ).

El desarrollo del presente estudio se justifica en lo siguiente:

- a. La tendencia actual en la determinación del peligro sísmico probabilístico es basándose en un catálogo sísmico que incluya data sísmica histórica. Por tal motivo, nace la necesidad de presentar un análisis de recurrencia apropiado donde se pueda incluir data sísmica histórica (mega sismos entre los años 1555 y 1900) a un catálogo sísmico (1555 – 2016) en la evaluación del peligro sísmico en el territorio nacional.
- b. La ecuación de atenuación de Youngs *et al.* (1997) ha sido la comúnmente empleada para estudios en el territorio peruano, tanto para proyectos de consultoría, como tesis e investigaciones relacionadas al tema. Sin embargo, actualmente existen nuevas ecuaciones de predicción del movimiento (GMPE de sus siglas en inglés), tales como BC Hydro-Abrahamson (2016) y Zhao *et al.* (2006), las cuales presentan todas las características para representar la sismicidad peruana y cuyos valores de aceleración presentados deberían ser ponderados con aquellos obtenidos al emplear la ley de atenuación de Youngs *et al.* (1997). Análogamente, nuevas GMPE tales como Chiou y Youngs (2014), Campbell y Bozorgnia (2014), Abrahamson *et al.* (2014) deben ser ponderados para representar a los sismos corticales.
- c. En análisis pseudoestáticos de muros y taludes requieren valores de coeficiente sísmico (α). Estos coeficientes son valores adimensionales equivalentes a una fracción o porcentaje del valor de aceleración horizontal máxima del suelo (PGA: Peak Ground Acceleration) el cual es obtenido para diversos periodos de retorno dependiendo de los niveles de demanda sísmica de la estructura a analizar (expresado en diversos periodos de retorno). Es por ello que es necesario contar con mapas de isoaceleraciones sobre el territorio nacional evaluadas para periodos de retorno.
- d. Actualmente no se cuenta con una base de datos del cual se pueda evaluar el peligro uniforme sobre una grilla que se extienda sobre el territorio nacional. Es por ello que se justifica la propuesta de la presente tesis debido a la necesidad de contar con un aplicativo web (similar al de la USGS en EE.UU.) que permita graficar curvas de amenaza sísmica y espectros de peligro uniforme para diversos amortiguamientos críticos ξ en el rango de 2 % a 10 %.
- e. Se justifica la presente tesis por la importancia en realizar un análisis comparativo entre el los espectros de diseño ($Z*S*C$) obtenidos de la actual norma E.030, 2016 que considera cuatro factores de zona Z, versus los espectros de diseño obtenidos considerando factores $Z_{\text{especifico}}$ proveniente del

cálculo de peligro sísmico para 10 % de excedencia en 50 años. Por otra parte, deben de existir herramientas que faciliten la comparación de los espectros de diseño de la norma peruana con el del código IBC, 2015.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo general

- Desarrollar el cálculo del peligro sísmico sobre el territorio nacional mediante el método probabilístico empleando data sísmica actualizada hasta el año 2016 y el modelo de G-R considerando el método de ajuste de máxima verosimilitud. Además, a modo de aminorar las incertidumbres epistémicas se empleará un árbol lógico de decisiones para la selección de la geometría de las fuentes, el parámetro magnitud máxima y selección de GMPEs.

1.4.2 Objetivos específicos

- Elaboración de mapas de isoaceleraciones para periodos de retorno de 100, 145, 475, 1000, 2475 y 5000 años sobre el territorio nacional.
- Realizar un análisis comparativo entre los espectros de diseño (Z^*S^*C) construido siguiendo los lineamientos establecidos en la norma sismorresistente E.030 que considera cuatro factores de zona Z, versus espectros de diseño obtenidos de la evaluación de peligro sísmico con factores $Z_{\text{especifico}}$ asociados al valor de PGA para un 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años.
- Plasmar los resultados de la evaluación de peligro sísmico probabilístico en el desarrollo de un aplicativo web de libre consulta con una densidad de data para una grilla de 0.10° longitud-latitud en el cual se representen curvas amenaza sísmica, espectros de peligro uniforme para amortiguamientos (ξ) en un rango de 2 % a 10 % así como la inclusión de un graficador de espectros de diseño según el código IBC, 2015; E.030, 2014; E.030, 2016; y los espectros de diseño con la metodología establecida en la E.030, 2016 pero considerando factores de zona $Z_{\text{especifico}}$

CAPÍTULO II: FUNDAMENTO TEÓRICO

2.1 INTRODUCCIÓN

El Perú se encuentra ubicado en el borde occidental de América del Sur, el cual es considerado una de las regiones de mayor actividad sísmica en el mundo. Esta alta actividad sísmica se debe principalmente al proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, proceso que a su vez genera constantes deformaciones en el continente creando de este modo sismos provenientes del proceso de subducción así como sismos corticales a lo largo de la Cordillera Andina.

En este capítulo se mencionarán los principales aspectos tectónicos del Perú y se analizará la distribución espacial de la sismicidad peruana en función de los focos de los eventos sísmicos principales obtenidos al analizar la sismicidad histórica e instrumental en el Perú.

2.2 PRINCIPALES ASPECTOS TECTÓNICOS

La actividad sísmica en el Perú se encuentra gobernada por la colisión y fricción presentes durante el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Esta constante interacción entre ambas placas genera deformaciones y esfuerzos en la corteza terrestre dando origen a diversos rasgos tectónicos los cuales son presentados a continuación:

2.2.1 Dorsal de Nazca

Es una antigua cordillera oceánica que se observa en el fondo del mar, choca con la placa sudamericana y se localiza en el extremo NO de la región sur de Perú frente al departamento de Ica con gran influencia en la constitución tectónica de la parte occidental. Tiene una orientación NE-SW perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena entre las latitudes 15°S y 24°S de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica en donde se tiene un ancho de 220 km aproximadamente sobre la cota de 2000 m, sin embargo, su ancho y altitud disminuyen gradualmente hacia su extremo SW. La cota de 2000 m de esta dorsal se localiza a 50 km de distancia aproximadamente de la línea de fosa; mientras que las cotas menores ya subdujeron bajo la placa continental (Sébrier *et al.* 1985). Estudios sobre anomalías magnéticas permiten considerar la hipótesis de que la Dorsal de Nazca debe su origen a una antigua zona de creación de corteza que cesó su actividad hace 5 a 10 millones de años aproximadamente (Udias y Mezcuá, 1997; Marocco, 1980; Sébrier *et al.* 1985).

2.2.2 Dorsal de Sarmiento y Dorsal de Alvarado

Ambas se encuentran frente a al departamento de Piura con una orientación NE y longitud aproximada de 400 km con ejes paralelos entre sí. Están compuestas por lava del tipo basalto toleítico a alcalino (Castillo y Lonsdale, 2004).

2.2.3 Fractura de Mendaña

Ubicada en el extremo oeste de la región central del Perú entre las latitudes 11°S y 15°S. Presenta una orientación NE-SW, es decir, perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena; con una longitud aproximada de 1100 km, una altura promedio de 1000 m sobre la corteza oceánica y un ancho de 80 km aproximadamente. Su origen está asociado a una antigua zona de divergencia de placas (Yamano y Uyeda, 1990).

2.2.4 Fractura de Nazca

Ubicada frente al departamento de Arequipa, siendo la característica batimétrica más notable, junto a la fractura de Mendaña. La fractura se alinea en dirección NE-SO incidiendo perpendicular a la fosa con alturas del orden de 700 m sobre la superficie y profundidades de hasta 300 metros (Robinson *et al.* 2006).

2.2.5 Fractura de Virú

Se encuentra ubicada paralelamente a la Fractura de Mendaña a 110 km al norte de ésta. Corresponde a una falla inversa con orientación N15°S (Krabbenhoft *et al.* 2004).

2.2.6 Depresión de Trujillo

Es una estructura con aproximadamente un ancho de 5 km en el punto más alto y de 500 m en el más bajo, que posee una superficie muy accidentada y por ende muy áspera. Presenta una extensión de 270 km de longitud.

2.2.7 Cadena Volcánica

En el Perú, este rasgo se encuentra al sur de la Cordillera Occidental y está conformado por diferentes volcanes tales como Coropuna (6425 msnm), Sabancaya (5795 msnm), Misti (5825 msnm), Ubinas (5672 msnm), Huaynaputina (4800 msnm), etc. La cadena volcánica solo se presencia en el sur del país debido a que el proceso de subducción se da con mayor pendiente en esta zona a

comparación de la pendiente en la que subduce la placa de Nazca en la zona centro y norte del Perú.

2.2.8 Cordillera Andina

Distribuida paralela al borde oeste de Sudamérica, formada en diferentes procesos orogénicos por efectos de los constantes esfuerzos de compresión que existe entre las placas de Nazca y Sudamericana. En el Perú, la Cordillera de los Andes presenta dos inflexiones donde la primera se encuentra a la altura de la latitud 5°S denominada deflexión de Huancabamba; y a los 14°S se encuentra la deflexión de Abancay. Estas deflexiones cambian parcialmente la orientación de la cordillera en dirección NE-SW y E-W respectivamente (Marocco, 1980; Tavera y Buforn, 1998).

A continuación, en la Figura 2.1, se presenta el mapa del Perú en el que se aprecian diversos rasgos tectónicos anteriormente mencionados.

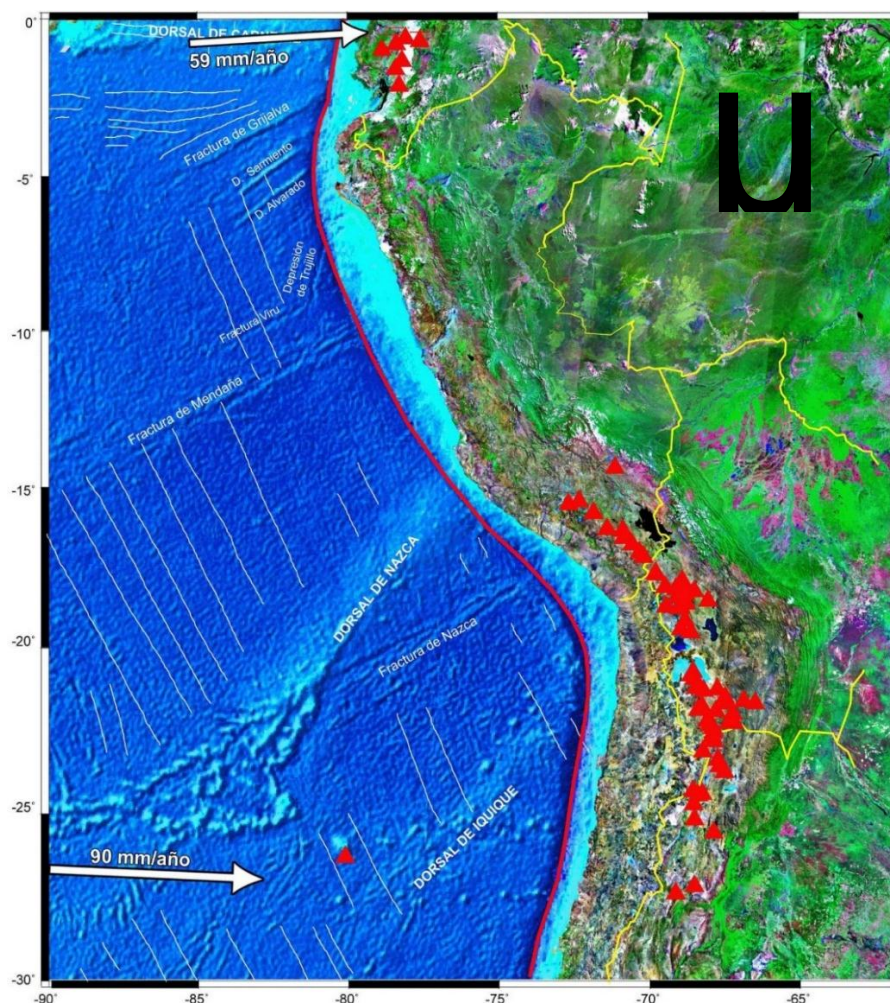


Figura 2.1 Configuración Geométrica de la Placa de Nazca.

2.2.9 Diferentes Fallas en el Perú

Son el resultado del continuo proceso de deformación de la corteza continental que generan una distribución heterogénea de esfuerzos tensionales y compresionales.

A continuación se presenta la Tabla 2.1 donde se describen las 57 fallas activas (cuaternarias) del Perú publicadas e identificadas por el INGEMMET en el año 2009 a las cuales se le asigna una edad del último movimiento expresado en millones de años (Ma).

Tabla 2.1 Fallas Cuaternarias del Mapa Neotectónico del Perú

Código	Nombre de la estructura	Tipo de Estructura	Sentido del movimiento	Edad del último movimiento
PE-01	Zona de Fallas Amotape	Falla	Inversa	< 1.6 Ma
PE-02	Zona de Fallas Bayoyar	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-03	Zona de Fallas de Shitari	Falla	Inversa	Histórico (1990 y 1991)
PE-04	Falla Chalquibamba	Falla	Normal	Histórico (1937)
PE-05	Falla Shonita	Falla	Normal	Histórico (1937)
PE-06	Falla Tapiche	Falla	Inversa	< 15 Ma
PE-07	Sistema de Fallas de la Cordillera Blanca	Falla	Normal	Histórico
PE-08	Falla Quiches	Falla	Normal	Histórico (1946)
PE-09	Falla Límite Este	Falla	Normal	< 15 Ma
PE-10	Falla Uco	Falla	Normal	< 15 Ma
PE-11	Falla Cayesh	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-12	Falla Huaytapallana	Falla	Inversa-Sinistral	Histórico (1969)
PE-13	Sistema de Fallas de Cusco	Falla	Normal	Histórico (1965 y 1986)
PE-14	Sistema de Fallas de Ocongate	Falla	Normal	< 15 Ma
PE-15	Zona de Fallas del Vilcanota	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-16	Falla Montejato	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-17	Falla Arquillo	Falla	Normal	Histórico (2006)
PE-18	Falla Palpa	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-19	Falla Marcona	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-20	Falla Chala Viejo	Falla	Normal	< 1.6 Ma

Código	Nombre de la estructura	Tipo de Estructura	Sentido del movimiento	Edad del último movimiento
PE-21	Falla de Atalaya	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-22	Falla La Quinoa	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-23	Zona de Fallas Razuwilca	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-24	Falla Laguna Pacucha	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-25	Falla Trigal	Falla	Normal	Histórico (1991 y 1998)
PE-26	Falla Solarpampa	Falla	Normal	Histórico (1991 y 1998)
PE-27	Falla Chico Machado	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-28	Falla Pampacolca	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-29	Falla Lluclla	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-30	Falla Viscachani	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-31	Falla Mataro	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-32	Falla Umayo	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-33	Falla Tuncuchi	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-34	Falla Pampa Huanacollo	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-35	Falla Cerro Cordilleras	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-36	Falla Oeste del Río Moquegua	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-37	Falla Cerro Loreto	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-38	Falla Chaspaya	Falla	Normal	< 15 Ma
PE-39	Falla Cerro Chascoso	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-40	Falla Alto los Chilenos	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-41	Falla Pampa Trapiche	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-42	Falla Chololo	Falla	Sinistral-Normal	Histórico (2001)
PE-43	Falla Toquepala	Falla	Normal	< 15 Ma
PE-44	Falla Micalaco	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-45	Falla Purgatorio	Falla	Dextral-Inversa	< 15 Ma
PE-46	Falla Villacollo	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-47	Falla Cerro Rocosó	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-48	Falla Cerro Caquilluco	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-49	Falla Cerro Morrito	Falla	Normal	< 1.6 Ma

Código	Nombre de la estructura	Tipo de Estructura	Sentido del movimiento	Edad del último movimiento
PE-50	Falla Chulibaya	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-51	Sistema de Fallas Sama-Calientes	Falla	Inversa	Histórico (2006)
PE-52	Falla Mesacalene	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-53	Falla San Francisco	Falla	Normal	< 1.6 Ma
PE-54	Pliegues de Huancayo	Pliegue	---	< 1.6 Ma
PE-55	Sinclinal de Salvación	Pliegue	---	< 1.6 Ma
PE-56	Pliegue de Mazuko	Pliegue	---	< 1.6 Ma
PE-57	Flexura Pisco	Pliegue	---	< 1.6 Ma
PE-58	Fosa Perú-Chile (Zona de Subducción de Nazca)	Falla	Inversa	Histórico (2001 y 2007)

(INGEMMET, 2009).

Nota: Ma = Millones de años.

2.3 RECOPIACIÓN DE LOS REGISTROS SÍSMICOS

La data sísmica recopilada en el presente estudio han sido aquellas comprendidas entre los meridianos 66° W y 84° W Greenwich y los paralelos 4° N y 23° S considerando aquellos sismos que han tenido influencia sobre el Perú que son necesarios para la evaluación del mecanismo de subducción de la placa de Nazca y la evaluación del peligro sísmico en el territorio nacional.

2.3.1 Sismicidad Histórica

La sismicidad histórica en el Perú se remonta a los años 1513 – 1532 y la calidad y veracidad de esta información está ligada a la distribución y densidad poblacional en las regiones afectadas por los sismos.

Silgado (1968, 1978, 1985) y Dorbath *et al.* (1990) han logrado la recopilación más completa de la historia sísmica del Perú desde el siglo XIV hasta el siglo XIX, periodo en el cual los eventos sísmicos de gran importancia fueron descritos en crónicas, relatos, diarios personales, narraciones e informes basándose principalmente en la consecuencia de los daños.

Existe una escasa cantidad de estas descripciones de los eventos producidos en las ciudades remotas del interior del país, por su contraparte, la mayor cantidad

de estas descripciones se encuentran en la costa peruana. Los terremotos más grandes registrados en la costa peruana son presentados a continuación:

En el norte, el sismo histórico registrado el 14 de febrero de 1619 destruyó la ciudad de Trujillo y fallecieron 350 personas. Además, el 31 de mayo de 1970 ocurrió uno de los terremotos más catastróficos en la historia del Perú en el que fallecieron más de 50,000 personas.

En el centro, según estos autores, los terremotos de mayor magnitud ocurridos frente a la costa son el de 1586, 1687, 1746, 1940, 1966 y 1974 que destruyeron en gran porcentaje a la ciudad de Lima, además de producir tsunamis con olas que posiblemente alcanzaron alturas de 15-20 metros.

En el sur, los terremotos más destructores ocurrieron en los años 1604, 1784, 1833 y 1868 afectando principalmente las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna y Arica.

Una síntesis de los sismos históricos del Perú se presenta en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2 Principales terremotos ocurridos en el Perú entre los años 1513 y 1959

Fecha (dd-mm-aaaa)	Latitud (°S)	Longitud (°W)	M (Silgado)	I (MM)
22/01/1582	-16.3	-73.3	7.9	X*
09/07/1586	-12.2	-77.7	8.1	IX*
24/11/1604	-18.0	-71.5	8.4	IX*
14/02/1619	-8.0	-79.2	7.8	IX
31/03/1650	-13.8	-72.0	7.2	X
13/11/1655	-12.0	-77.4	7.4	IX
12/05/1664	-14.0	-76.0	7.8	X*
17/06/1678	-12.3	-77.8	-	IX*
20/10/1687	-13.0	-77.5	8.2	IX*
28/10/1746	-11.6	-77.5	8.4	X*
13/05/1784	-16.5	-72.0	8.0	X*
07/12/1806	-12.0	-78.0	7.5	VIII
10/07/1821	-16.0	-73.0	7.9	VIII
18/09/1833	-18.2	-71.0	-	VIII
13/08/1868	-18.5	-71.2	8.6	X*
09/05/1877	-19.5	-71.0	7.5	VIII*
28/07/1913	-17.0	-73.0	7.0	IX
06/08/1913	-17.0	-74.0	7.7	X

Fecha (dd-mm-aaaa)	Latitud (°S)	Longitud (°W)	M (Silgado)	I (MM)
24/05/1940	-10.5	-77.6	8.2	VIII*
24/08/1942	-15.0	-76.0	8.4	IX*
10/11/1946	-8.3	-77.8	7.2	X
01/11/1947	-11.0	75.0	7.5	IX
21/05/1950	-14.4	-72.1	6.0	VII
12/12/1953	-3.6	-80.5	7.7	VIII

(Silgado, 1978; Dorbath *et al.* 1990b).

Nota: Los sismos que produjeron maremotos son señalados con un asterisco. M indica la magnitud asignada por Silgado (1978). MM hace referencia a la escala de intensidades Mercalli Modificada.

2.3.2 Sismicidad Instrumental

La sismicidad instrumental ha sido recopilada a partir de los inicios del siglo XX gracias a la evolución de la sismometría y al incremento del número de estaciones sísmicas. Es a partir del año 1963 que mejora notablemente la adquisición de data sísmica con la instalación de la red sismográfica mundial, en tal sentido, se pueden definir tres periodos con diferentes características sobre la calidad de la información concerniente a data sísmica:

- Antes de 1900: Datos históricos descriptivos de sismos destructores;
- Entre 1900 y 1963: Datos instrumentales aproximados; y
- 1963 a la actualidad: Datos instrumentales precisos.

2.3.3 Data Sísmica Utilizada

La información sismológica empleada en el presente análisis parte de la data obtenida del catálogo sísmico revisado y actualizado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), el cual es una versión revisada del Catálogo Sísmico del Proyecto SISRA – 1982 (Sismicidad de la Región Andina) para el periodo 1471 – 1982, y elaborado por el propio IGP para el periodo 1982 – 2001. Esta información ha sido complementada hasta el primero de enero de 2016 utilizando la información compilada de diversos catálogos sísmicos provenientes de las siguientes instituciones: National Earthquake Information Center (NEIC); International Seismological Center (ISC); United States Geological Survey (USGS); National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA); y el Global Centroid Moment Tensor (Global CMT). A su vez, se complementó el catálogo sísmico con data

sísmica histórica proporcionada por el IGP con lo cual se cuenta con un Catálogo Sísmico Compilado desde el año 1555 hasta el primero de enero de 2016.

2.4 HOMOGENIZACIÓN Y DEPURACIÓN DE LA BASE DE DATOS

2.4.1 Homogenización de Magnitud Mw del Catálogo Sísmico

Debido a la gran importancia de contar con un parámetro uniforme y homogéneo para comparar el tamaño de los sismos en la evaluación del peligro sísmico, el catálogo sísmico compilado fue analizado minuciosamente, homogenizando las magnitudes a Magnitud Momento Mw (Hanks y Kanamori, 1979) y eliminando los eventos registrados con magnitud cero o sin magnitud. La elección de la magnitud momento (Mw) se debió principalmente a que ésta es la única escala sísmica que no se satura, debido a que no depende del nivel de sacudimiento del suelo sino se basa el momento sísmico la cual es una medida directa de los factores que producen la ruptura a lo largo de una falla, además que las ecuaciones de predicción de movimientos GMPE empleadas en este estudio se basan en esta escala.

Para este fin, se ha considerado los valores de magnitud de ondas de cuerpo (m_b) equivalentes a Mw si las magnitudes m_b se encuentran dentro del intervalo de 4.0 a 6.0; los valores de magnitud de ondas de superficie (M_s) equivalentes a Mw si las magnitudes M_s se encuentran dentro del intervalo M_s de 5.0 a 8.0; y los valores de magnitud local (ML) equivalentes a Mw si las magnitudes ML se encuentran dentro del intervalo de 4.0 a 7.0 (Boore y Joyner, 1982). Para magnitudes reportadas fuera de estos intervalos, el proceso de conversión de magnitudes de diferentes escalas a magnitud momento (Mw) 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):

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

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

2.4.2 Depuración de Eventos Dependientes

Dado que en el proceso de análisis de Poisson considera el empleo de datos mutuamente independientes, se procedió a eliminar los eventos sísmicos catalogados como réplicas y eventos premonitores dejando únicamente los eventos principales.

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 sismos premonitores, 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 con posibilidad de ser activado por uno 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 (p. ej., Reasenberg 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 (p. ej., 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 se puede observar en la Figura 2.2, distribuido por su frecuencia anual versus el tiempo (anterior al 1 de enero de 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.

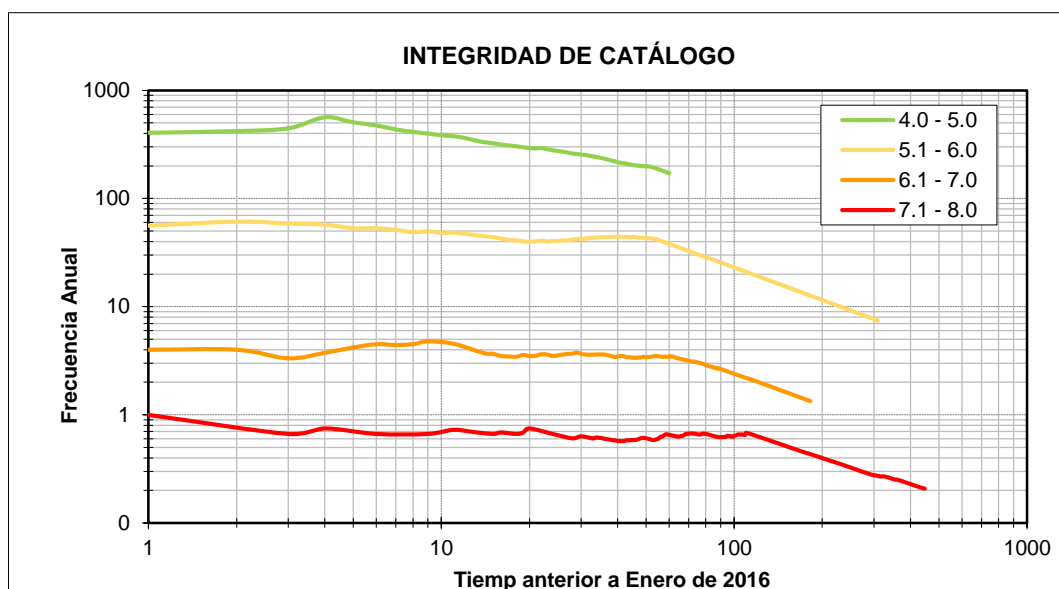


Figura 2.2 Análisis de completitud del catálogo sísmico

Esta depuración depende de distintos filtros, el primero y más sistematizado es mediante el uso del programa de cómputo 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:

- Metodología de depuración de Reasenberg (1985)

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 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 (1985) 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 siempre y cuando la diferencia de la ubicación de los hipocentros y del 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.

- Metodología de depuración de Maeda (1996)

Maeda empleó 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 (1970) y considera el decaimiento exponencial en número y magnitud de réplicas (Annali di Geofísica, 1999).

En el estudio de Maeda (1996) se usa el término “probabilidad” para referirse a diversas 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)

= $OR / \{(\text{número total de eventos principales}) / (\text{total investigado de espacio-tiempo})\}$

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:

$$PIC = 2n_0AR \log_e PG + 2n_0(1 - AR) \log_e [(1 - AR)/(1 - AR/PG)] - 2$$

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

Un esquema de la selección de un evento principal y la identificación de sus eventos dependientes (premonitores y réplicas) basado en la metodología de Maeda (1996) es representado en la Figura 2.3.

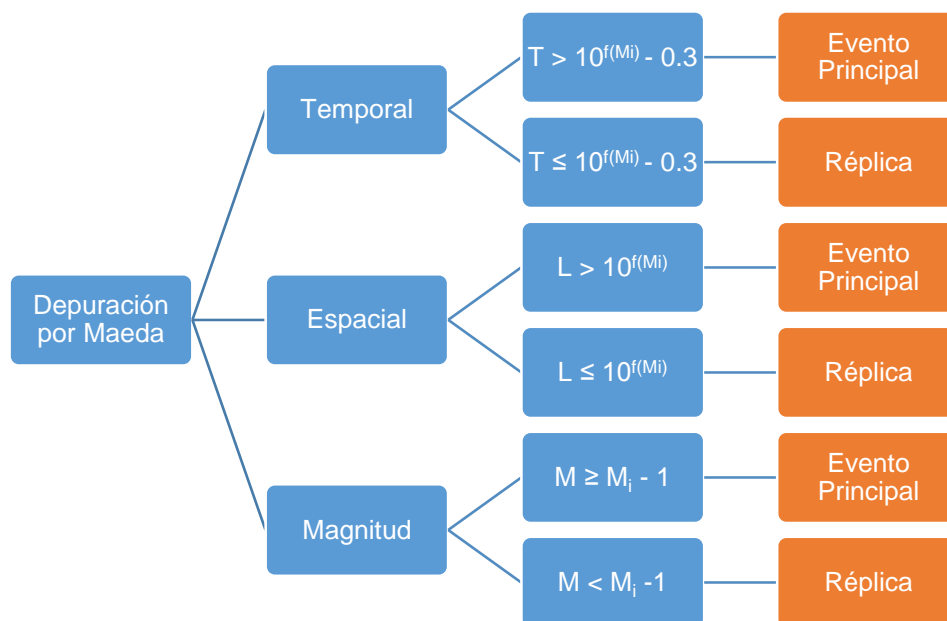


Figura 2.3 Árbol de decisiones para depuración por la metodología Maeda (1996)

- Metodología de 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 Reasenberg y de Maeda es que ésta eliminación de duplicados es menos sistematizado.

Para el análisis de eliminación de duplicados, se procede a verificar que la diferencia tiempo de origen de los dos eventos que se analicen sea menor a 60 segundos; que su distancia no sea menor a 0.3° (aprox. 33 km de distancia), 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) duplicado(s) encontrado(s). Posteriormente se repite el análisis considerando eventos cuyos intervalos sean menores a 120 segundos y luego menores a 180 segundos, es decir, el análisis se hace para agrupaciones de 1, 2 y 3 minutos. Un esquema del procedimiento de depuración de duplicados es representado en la Figura 2.4.

Cabe destacar que en los catálogos sísmicos se asigna la profundidad de 33 km a todo aquel evento cuya profundidad se desconozca o no haya sido adecuadamente calculada, 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).

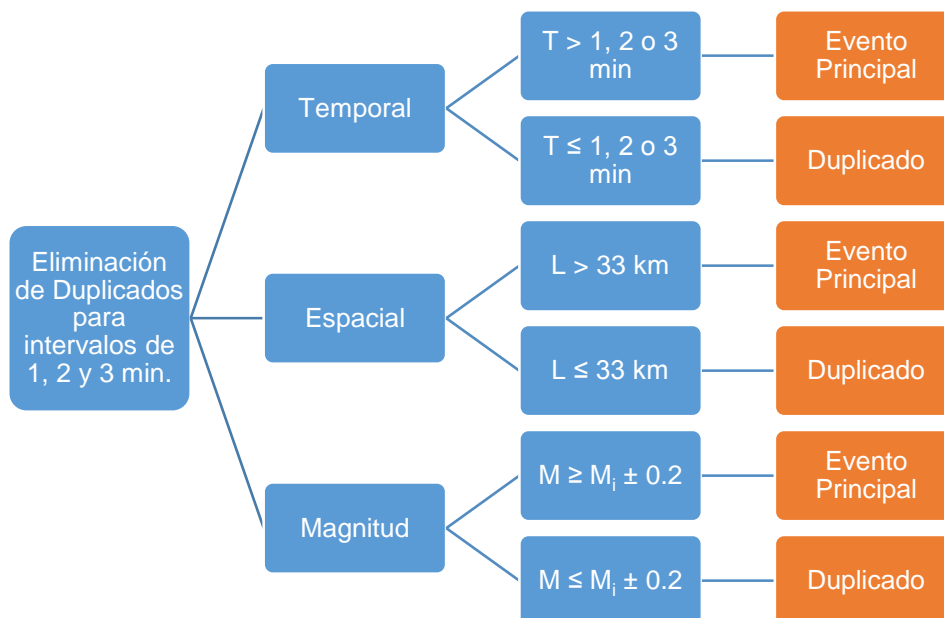


Figura 2.4 Árbol de decisiones para eliminación de sismos duplicados

2.5 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ

La distribución espacial de la sismicidad en el Perú ha sido analizada basándose en la ubicación de los hipocentros de los sismos del Catálogo Sísmico del Perú. Este análisis ha permitido poder caracterizar los eventos sísmicos en sismos de subducción (donde se diferencian los sismos de interfase e intraplaca) y los sismos continentales o de corteza superficial.

Dado que la sismicidad en el Perú se encuentra principalmente influenciada por el proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana y los esfuerzos que se generan en el continente, provocados por un constante proceso de deformación, la distribución espacial de la sismicidad en el Perú también se encuentra influenciada por estos procesos y a las estructuras tectónicas.

Una vista tridimensional de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana se presenta en la Figura 2.5.

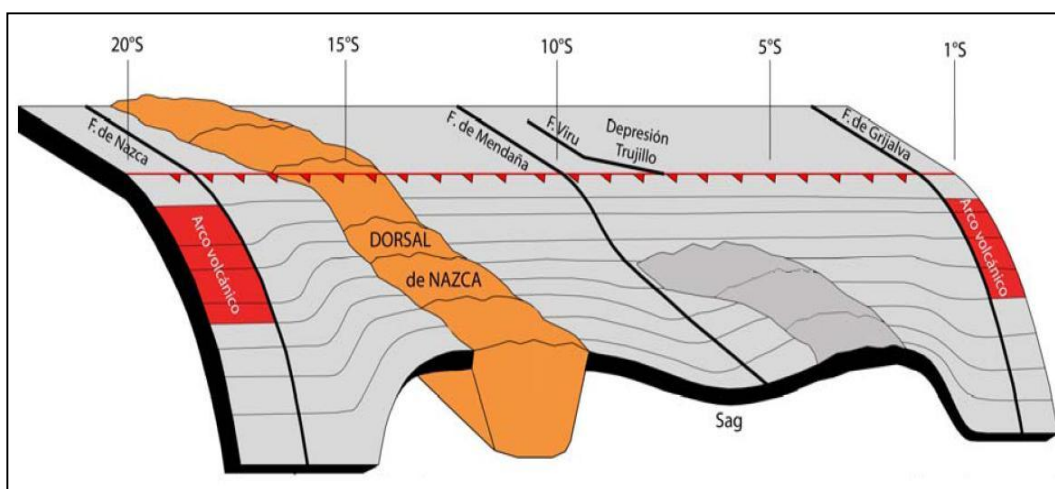


Figura 2.5 Vista tridimensional de las estructuras tectónicas de la Placa de Nazca en el proceso de subducción

Los eventos sísmicos corticales ($h < 30$ km) se encuentran distribuidos de manera superficial sobre el interior del continente, comúnmente en la Zona Andina y Subandina, siempre siguiendo la orientación de la Cordillera Andina. Estas zonas presentan una actividad sísmica relativamente baja, y su mayor actividad sísmica se encuentra distribuida principalmente en casi toda la Costa Sur y el Altiplano, desapareciendo prácticamente al llegar a la zona asísmica del Llano Amazónico.

La sismicidad con foco a profundidad superficial ($h < 60$ km) se localiza en la zona oceánica en dirección paralela a la línea de costa (Stauder, 1975; Barazangi & Isacks, 1976), produciendo sismos 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 heridos (Silgado, 1978)

Los eventos sísmicos de subducción de interfase se encuentran en el borde occidental del Perú, principalmente entre los límites del contacto más superficial de las placas tectónicas y el litoral costero. La tasa de ocurrencia de estos eventos sísmicos es alta, siendo en esta zona donde se producen con relativa frecuencia eventos sísmicos de gran magnitud.

La sismicidad con foco a profundidad intermedia ($60 \text{ km} < h \leq 350 \text{ km}$) se distribuye de manera irregular, para lo cual se define 5 secciones para su mejor visualización (Figura 2.6). La sección A-A' se localiza próxima a la zona norte del Perú y se caracteriza por la frecuente presencia de terremotos de magnitud elevada. La sección B-B' muestra un grupo de sismos localizados en el interior en la zona norte y centro, cruzando Áncash, Huánuco y los límites entre a lo largo de la Cordillera Oriental y zona Subandina, tal y como en la primera sección, la 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 sección C-C' se aprecia un pequeño incremento en la densidad de sismos en la zona central de la sección, aunque aún muy dispersos. Es en las secciones D-D' y E-E', localizadas en la región sur de Perú, que la densidad sísmica aumenta significativamente a comparación de la región norte y centro del país, además, la pendiente de subducción es mayor así como que los sismos presentan mayores magnitudes.

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 alcanza los 300 km.

La actividad sísmica más profunda ($h > 350 \text{ km}$) se localiza en la región Centro y Sur del Llano Amazónico; esta actividad, es mayor en la región central ($6^\circ - 11^\circ \text{ S}$) 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).

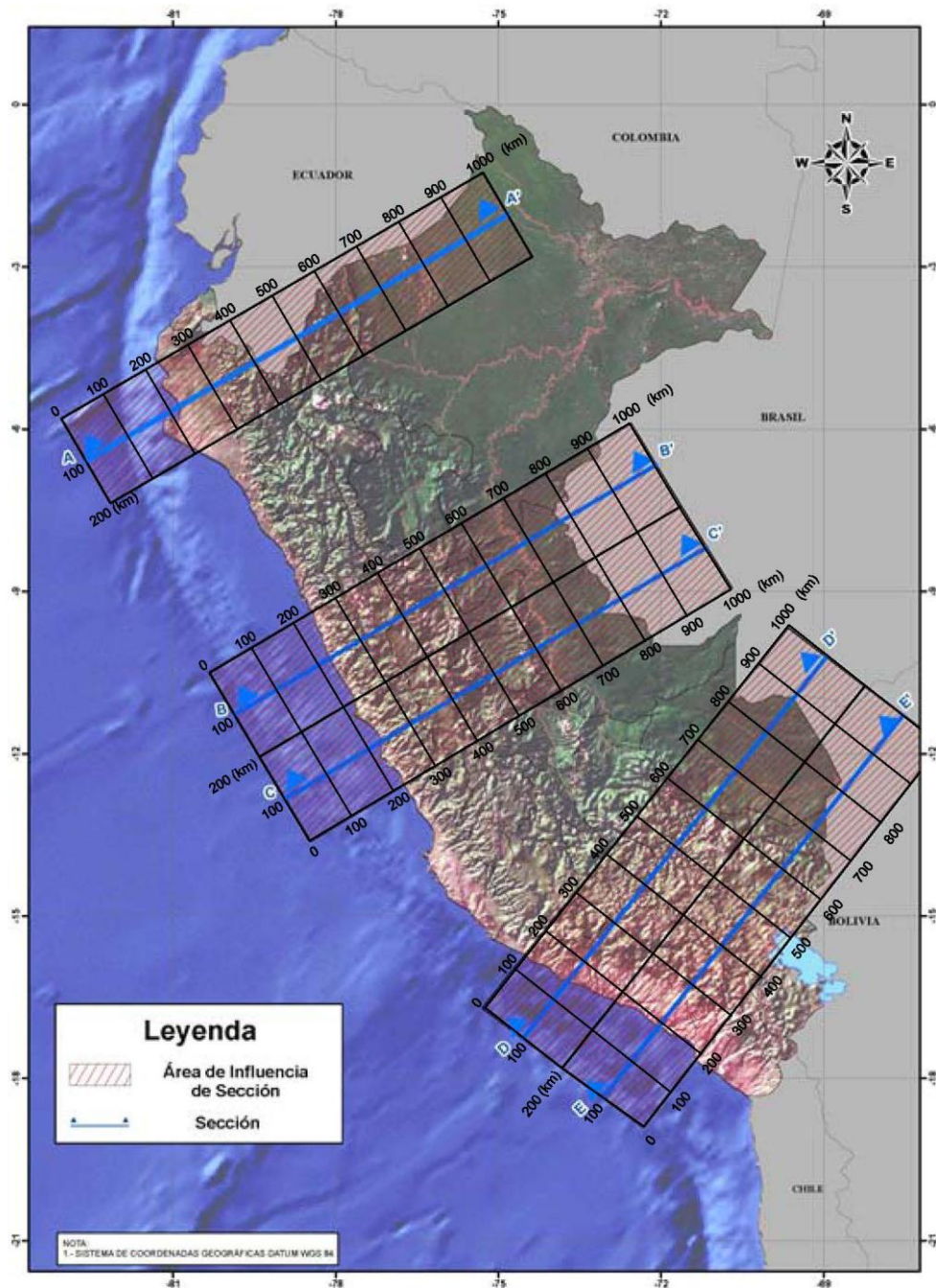


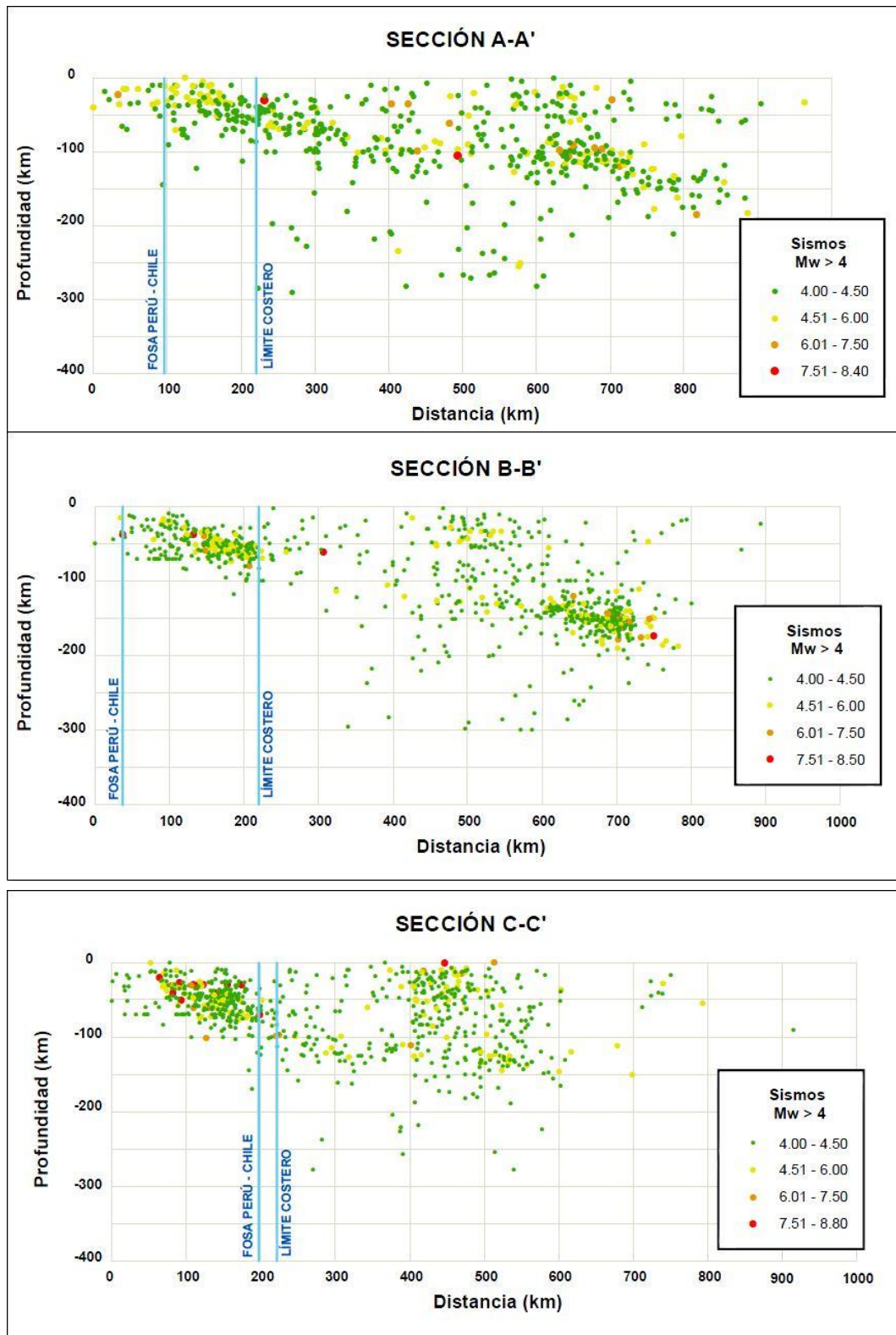
Figura 2.6 Vista en planta de secciones transversales típicas

En la Figura 2.7 se muestra cinco perfiles transversales de distribución de sismos a lo largo de las proyecciones en planta de las líneas indicadas en la Figura 2.6. 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 zona oceánica aumentando la profundidad hasta 150 km en el interior del continente. Entre 200 km 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 C-C' 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 km 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 km 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.



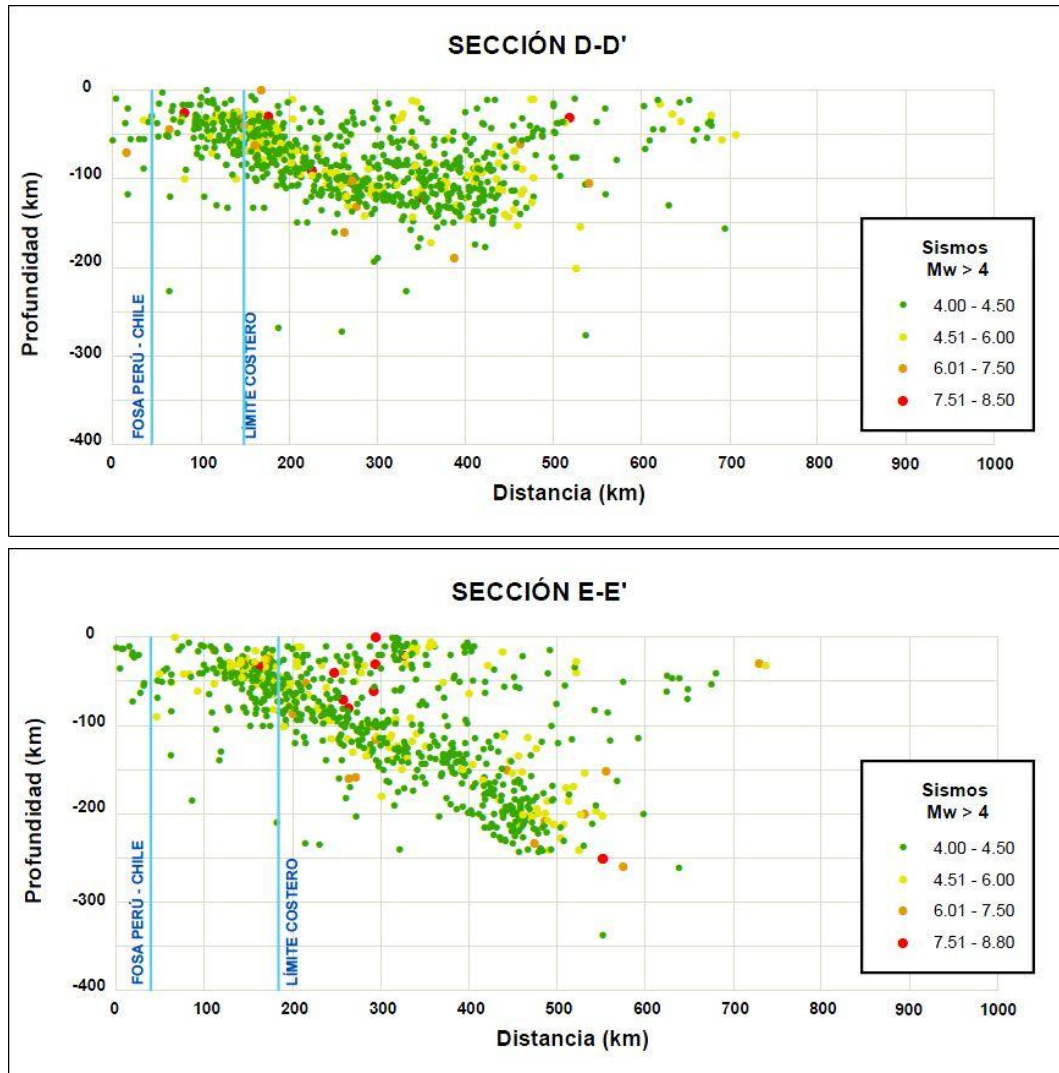


Figura 2.7 Perfiles verticales de sismicidad para el período 1555–2016 ($M_w > 4$) según las secciones A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E'

CAPÍTULO III: EVALUACIÓN DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS Y ESTIMACIÓN DE SUS PARÁMETROS SISMOLÓGICOS

3.1 GEOMETRÍA 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 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 Buforn, 1998).

Se ha establecido fuentes sismogénicas de subducción y continentales para el Perú sobre la base de los trabajos elaborados anteriormente, el análisis de distribución de hipocentros así como el análisis de la distribución geográfica de los principales rasgos sismotectónicos que influyen sobre en el territorio nacional y países vecinos.

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). Ambas geometrías de estas fuentes son concordantes con el modelo de subducción propuesto por Cahill e Isacks (1992).

Las geometrías de subducción de intraplaca han sido diferenciadas mediante dos modelos de subducción, con el fin de aminorar incertidumbres epistémicas referentes a la profundidad focal y a la distancia más cercana al área de ruptura (R_{RUP}), los cuales, son variables de gran importancia en el cálculo de peligro sísmico probabilístico.

Un esquema gráfico general de las dos geometrías de las fuentes sismogénicas se presenta en la Figura 3.1. En este esquema se visualiza que la *Geometría 2* de las fuentes de intraplaca refleja un escenario más conservador que aquel representado por la *Geometría 1* debido a su mayor proximidad a la superficie terrestre.

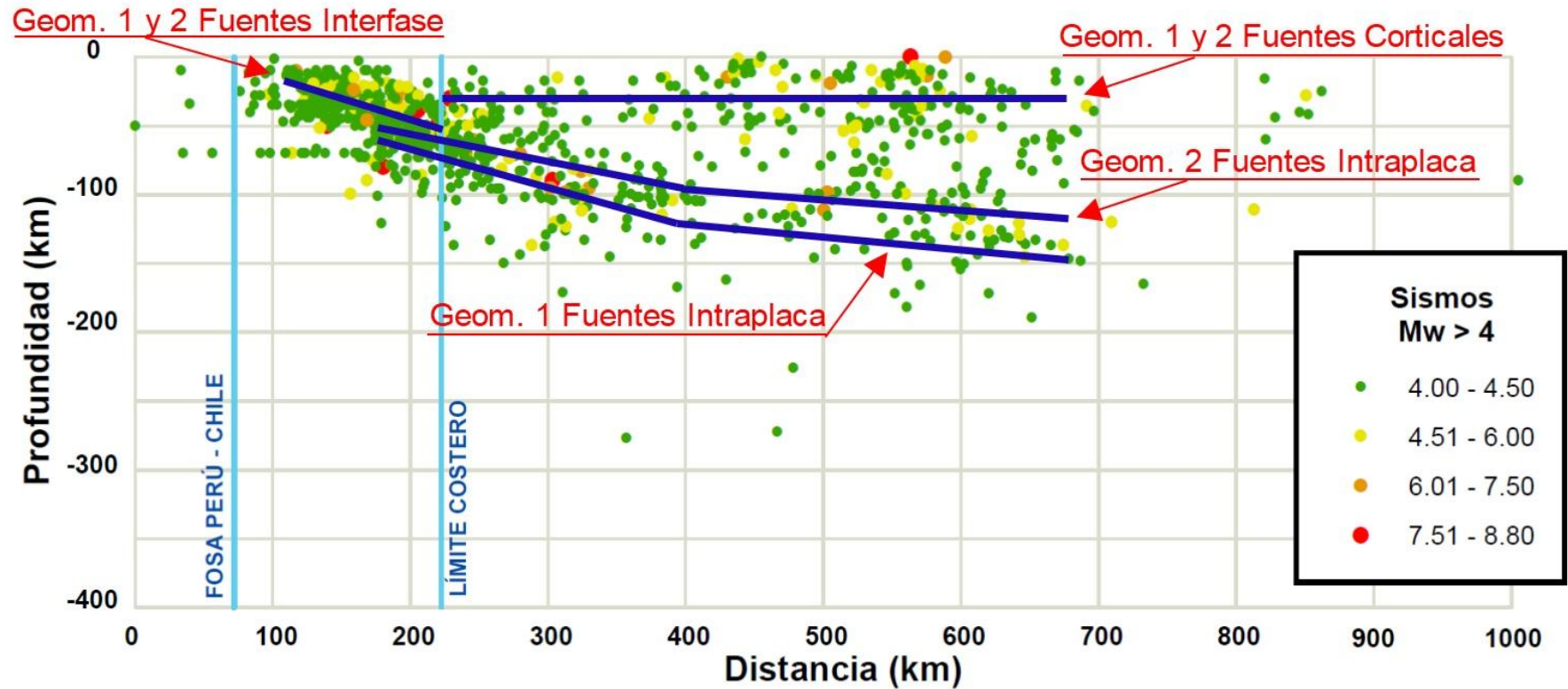


Figura 3.1 Esquema de las geometrías de subducción considerados

Las coordenadas geográficas de las fuentes sismogénicas empleadas se detallan en las Tablas 3.1, 3.2 y 3.3; y en las Figuras 3.2, 3.3 y 3.4.

Tabla 3.1 Coordenadas geográficas de las Fuentes de Interface

Fuente	Coordenadas Geográficas		Geometría 1	Geometría 2
	Longitud	Latitud	Profundidad (km)	Profundidad (km)
	(°W)	(°S)		
F1	-79.928	-1.314	50	50
F1	-79.697	-2.447	50	50
F1	-81.742	-2.217	25	25
F1	-81.670	-1.163	25	25
F1	-80.380	2.110	25	25
F1	-78.778	1.666	50	50
F2	-81.851	-3.458	25	25
F2	-82.054	-5.322	25	25
F2	-80.991	-8.528	25	25
F2	-79.267	-7.740	50	50
F2	-80.368	-5.595	50	50
F2	-79.699	-2.439	50	50
F2	-81.236	-2.274	25	25
F3	-80.991	-8.528	25	25
F3	-80.022	-10.322	25	25
F3	-77.184	-14.412	25	25
F3	-75.856	-13.563	60	60
F3	-77.824	-10.464	60	60
F3	-79.267	-7.740	60	60
F4	-75.800	-15.800	25	25
F4	-74.360	-16.880	25	25
F4	-73.430	-16.039	65	65
F4	-75.834	-13.548	65	65
F4	-77.155	-14.392	25	25
F5	-73.430	-16.039	70	70
F5	-74.360	-16.880	30	30
F5	-72.727	-18.100	30	30
F5	-71.602	-19.101	30	30
F5	-70.517	-18.082	75	75
F6	-71.602	-19.101	30	30
F6	-71.334	-19.475	30	30
F6	-71.377	-22.999	50	50
F6	-69.266	-22.999	85	85
F6	-69.623	-20.786	75	75
F6	-69.900	-18.564	70	70
F6	-70.517	-18.082	70	70

Tabla 3.2 Coordenadas geográficas de las Fuentes de Intraplaca

Fuente	Coordenadas Geográficas		Geometría 1	Geometría 2
	Longitud	Latitud	Profundidad (km)	Profundidad (km)
	(°W)	(°S)		
F7	-79.033	-2.129	125	100
F7	-76.989	0.998	125	100
F7	-79.222	1.809	50	50
F7	-80.031	0.162	50	50
F7	-80.600	-1.400	50	50
F8	-81.334	-3.969	50	50
F8	-80.840	-5.926	50	50
F8	-79.881	-8.015	50	50
F8	-77.474	-6.920	120	105
F8	-78.667	-4.725	120	100
F8	-77.716	-2.798	200	170
F8	-80.017	-1.630	90	70
F9	-78.423	-7.352	100	100
F9	-79.881	-8.015	60	56
F9	-78.003	-11.728	60	57
F9	-76.381	-13.899	60	57
F9	-74.775	-12.871	120	100
F9	-76.441	-10.831	130	115
F10	-73.778	-16.347	70	65
F10	-71.584	-14.405	140	110
F10	-73.127	-13.631	125	110
F10	-74.555	-12.725	120	108
F10	-76.381	-13.899	60	55
F10	-75.782	-14.883	60	55
F10	-74.709	-15.750	60	57
F11	-71.660	-17.328	70	65
F11	-70.558	-18.134	70	65
F11	-69.800	-17.400	140	110
F11	-71.584	-14.405	140	120
F11	-73.778	-16.347	65	63
F12	-70.480	-22.999	70	65
F12	-69.275	-22.999	100	90
F12	-67.872	-22.999	150	125
F12	-67.911	-21.766	150	125
F12	-68.560	-19.610	155	125
F12	-69.020	-18.550	150	115
F12	-69.800	-17.400	140	110
F12	-70.558	-18.143	100	90
F13	-77.716	-2.798	200	170
F13	-78.667	-4.725	120	100
F13	-76.472	-8.763	130	120

Fuente	Coordenadas Geográficas		Geometría 1	Geometría 2
	Longitud	Latitud	Profundidad (km)	Profundidad (km)
	(°W)	(°S)		
F13	-75.489	-8.120	140	125
F13	-74.558	-6.771	150	125
F13	-76.164	-4.332	130	110
F13	-75.255	-2.911	150	130
F14	-76.441	-10.831	130	115
F14	-74.775	-12.871	120	100
F14	-73.794	-12.219	130	112
F14	-76.472	-8.763	130	120
F14	-77.474	-6.920	120	105
F14	-78.423	-7.352	120	100
F15	-75.116	-10.513	145	115
F15	-73.794	-12.219	130	112
F15	-72.577	-11.410	135	115
F15	-73.319	-10.572	150	120
F15	-74.417	-9.331	150	122
F15	-75.489	-8.120	140	125
F15	-76.472	-8.763	130	120
F16	-73.119	-13.635	120	110
F16	-71.584	-14.405	150	110
F16	-70.646	-13.766	135	115
F16	-72.575	-11.405	135	115
F16	-74.584	-12.770	125	110
F17	-77.716	-2.798	200	170
F17	-76.245	-2.865	170	140
F17	-75.638	-1.914	170	140
F17	-77.119	-0.922	200	170
F17	-78.400	-1.161	125	100
F17	-79.033	-2.129	125	100
F18	-75.489	-8.120	140	125
F18	-74.417	-9.331	150	122
F18	-73.051	-8.124	185	160
F18	-74.558	-6.771	180	155
F19	-70.592	-16.070	150	120
F19	-69.800	-17.400	140	110
F19	-69.020	-18.550	150	115
F19	-68.246	-18.155	200	150
F19	-67.398	-17.724	250	180
F19	-70.646	-13.766	250	200
F19	-71.584	-14.405	175	130
F20	-65.943	-22.999	270	240
F20	-66.254	-19.522	270	240
F20	-66.745	-17.388	285	250

Fuente	Coordenadas Geográficas		Geometría 1	Geometría 2
	Longitud	Latitud	Profundidad (km)	Profundidad (km)
	(°W)	(°S)		
F20	-69.020	-18.550	150	115
F20	-68.560	-19.610	155	125
F20	-67.911	-21.766	150	125
F20	-67.873	-22.999	150	125

Tabla 3.3 Coordenadas geográficas de las Fuentes Continentales

Fuente	Coordenadas Geográficas		Geometría 1	Geometría 2
	Longitud	Latitud	Profundidad (km)	Profundidad (km)
	(°W)	(°S)		
F21	-79.173	-7.916	30	30
F21	-77.365	-7.009	30	30
F21	-78.581	-4.449	30	30
F21	-80.368	-5.595	30	30
F22	-79.173	-7.916	30	30
F22	-77.824	-10.464	30	30
F22	-76.318	-12.881	30	30
F22	-75.677	-13.764	30	30
F22	-74.411	-12.807	30	30
F22	-75.315	-12.019	30	30
F22	-76.798	-8.551	30	30
F22	-77.365	-7.009	30	30
F23	-75.677	-13.764	30	30
F23	-73.090	-16.383	30	30
F23	-72.106	-14.949	30	30
F23	-73.789	-13.349	30	30
F23	-74.411	-12.807	30	30
F24	-73.090	-16.383	30	30
F24	-70.517	-18.096	30	30
F24	-69.900	-18.564	30	30
F24	-69.174	-17.909	30	30
F24	-70.484	-15.743	30	30
F24	-72.106	-14.949	30	30
F25	-79.367	-0.036	30	30
F25	-79.083	-2.408	30	30
F25	-77.139	-1.595	30	30
F25	-76.797	1.211	30	30
F25	-77.897	1.730	30	30
F26	-79.083	-2.408	30	30
F26	-78.581	-4.449	30	30
F26	-78.152	-5.348	30	30
F26	-76.293	-4.598	30	30
F26	-76.661	-3.088	30	30

Fuente	Coordenadas Geográficas		Geometría 1	Geometría 2
	Longitud	Latitud	Profundidad (km)	Profundidad (km)
	(°W)	(°S)		
F26	-77.139	-1.595	30	30
F27	-78.152	-5.348	30	30
F27	-77.365	-7.009	30	30
F27	-76.798	-8.551	30	30
F27	-75.145	-7.359	30	30
F27	-75.430	-6.292	30	30
F27	-76.304	-4.610	30	30
F28	-76.798	-8.551	30	30
F28	-75.315	-12.019	30	30
F28	-73.789	-13.349	30	30
F28	-72.276	-11.656	30	30
F28	-73.668	-10.523	30	30
F28	-74.957	-8.744	30	30
F28	-75.145	-7.359	30	30
F29	-73.789	-13.349	30	30
F29	-72.106	-14.949	30	30
F29	-70.484	-15.743	30	30
F29	-69.414	-12.956	30	30
F29	-72.276	-11.656	30	30

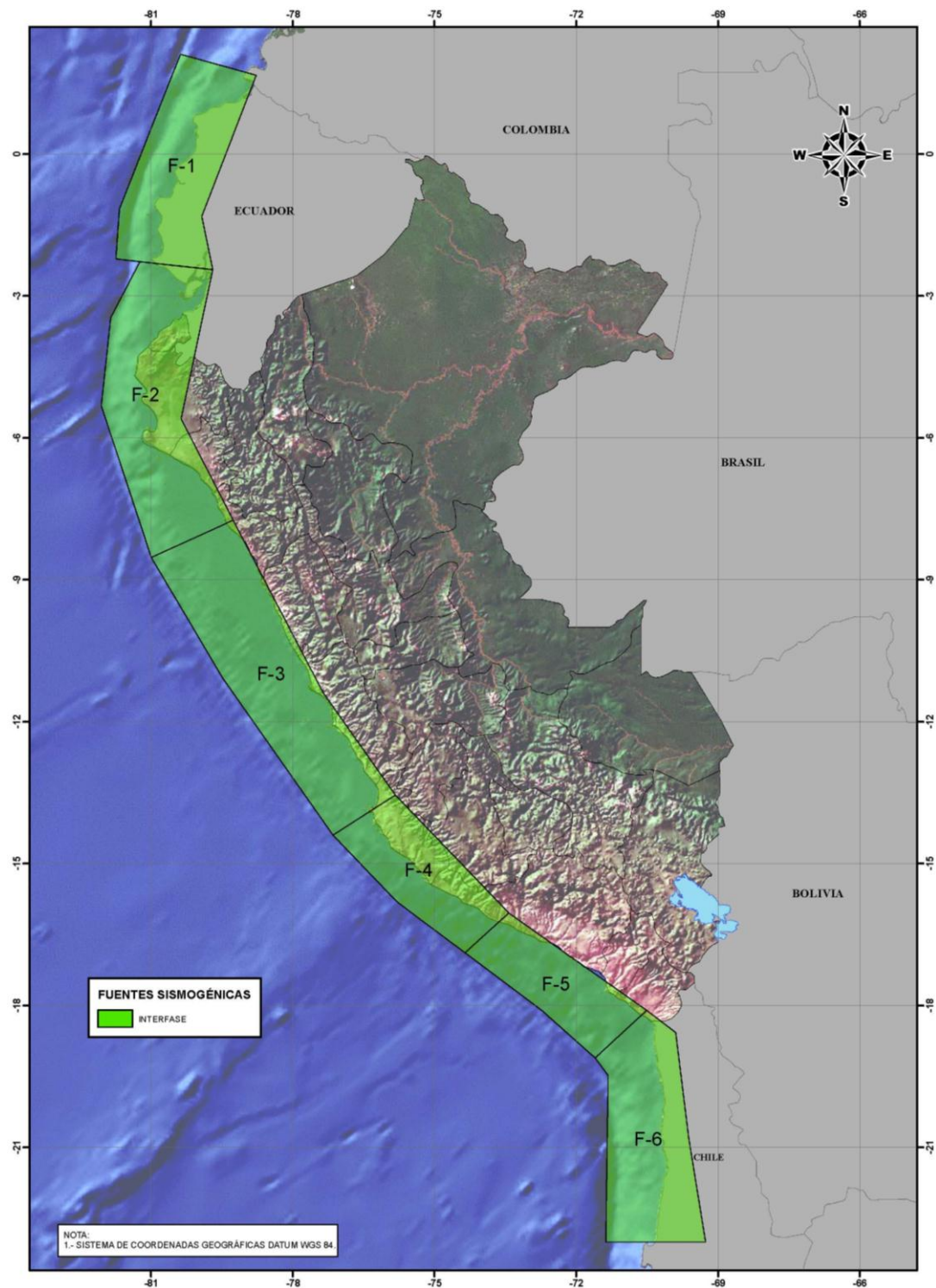


Figura 3.2 Fuentes sismogénicas de subducción de interfase e intraplaca

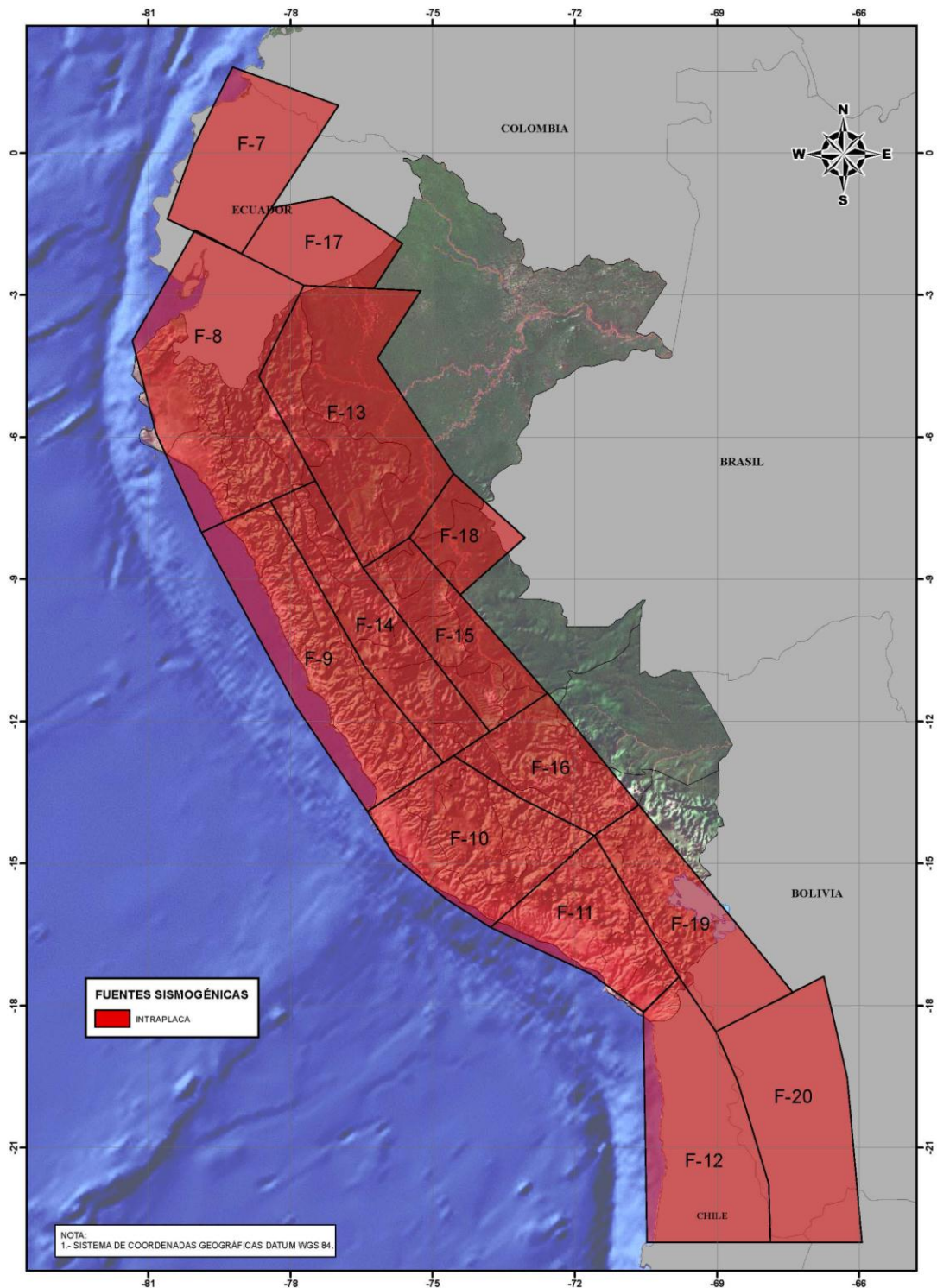


Figura 3.3 Fuentes sismogénicas de subducción de intraplaca

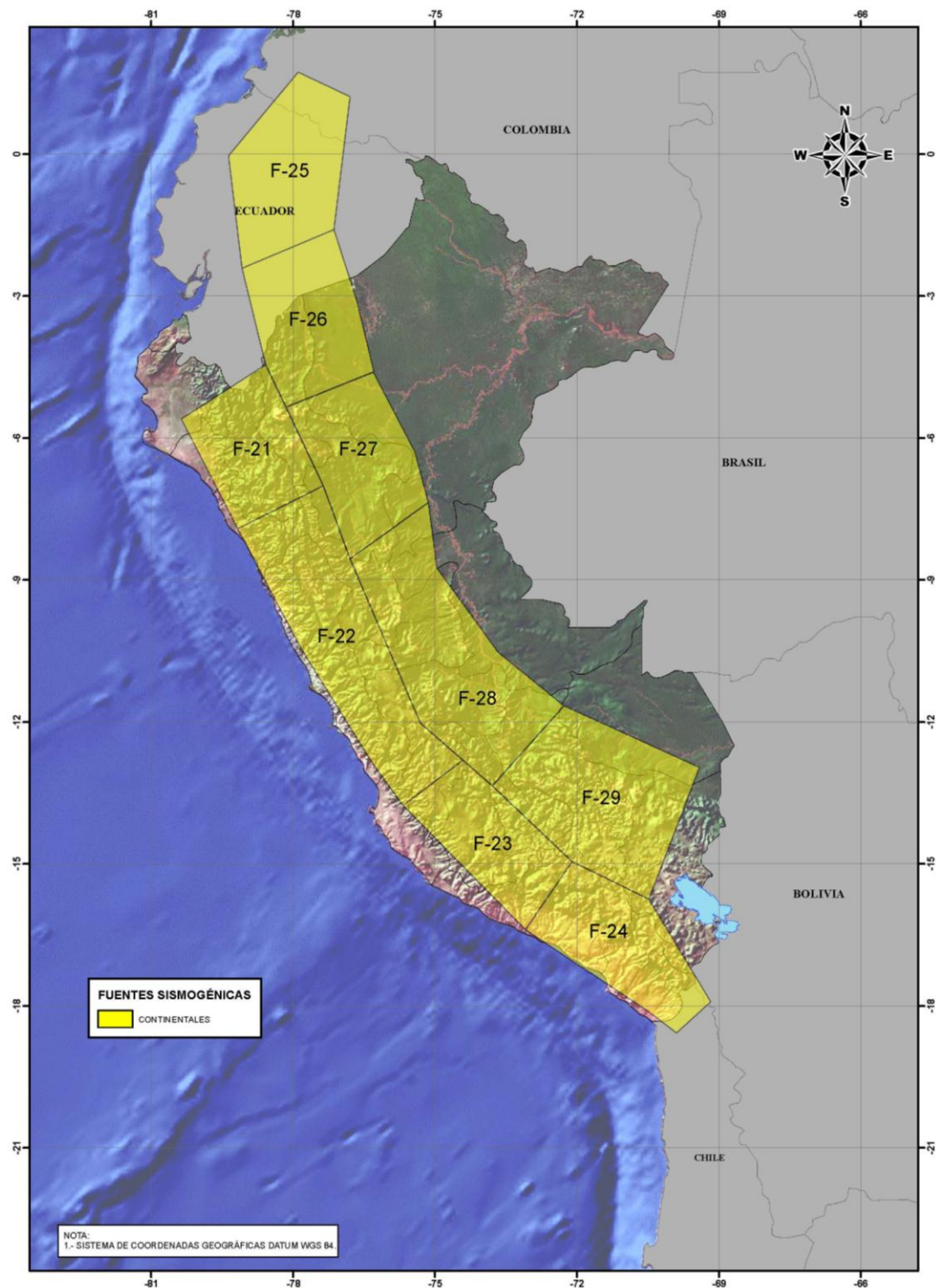


Figura 3.4 Fuentes sismogénicas de corteza superficial o continentales

3.2 ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS SISMOLÓGICOS DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS

Para evaluar la variación en el tamaño de los eventos sísmicos, que cada fuente sísmica pueda generar, es necesario conocer la recurrencia sísmica de la fuente. La recurrencia sísmica representa el número de eventos mayores o iguales a alguna magnitud dentro de la fuente y está descrita por la pendiente de la relación de recurrencia de Gutenberg y Richter (b), la razón media anual de actividad sísmica o tasa (N), la magnitud mínima (M_{\min}) y la magnitud máxima (M_{\max}).

Estos parámetros sismológicos son de importancia en el empleo de la relación de recurrencia de Gutenberg y Richter mostrada a continuación:

$$\text{Log } N = a - b \cdot M$$

Donde N es el número de sismos con magnitud mayor o igual a M , y a y b son constantes.

3.2.1 Determinación de Magnitud Máxima y Mínima

Magnitud Máxima:

La magnitud máxima (M_{\max}) es definida como el evento más grande que pueda ocurrir en la fuente sísmica (McGuire, 1976). El criterio para determinar esta magnitud se basa en que si en una zona sísmica ocurrió un evento extremo, este evento puede ocurrir nuevamente en el futuro. Dado que el presente estudio considera los eventos sísmicos históricos y aquellos sismos registrados instrumentalmente, la magnitud máxima estaría definida inicialmente por el valor encontrado en el volumen de influencia de cada fuente sismogénica ($M_{\max i}$).

Con el fin de considerar la incertidumbre epistémica relacionada al valor de la magnitud máxima $M_{\max F_i}$ de una fuente en particular F_i , el valor de la magnitud máxima se encontraría definido por un rango de valores con una desviación de 0.1 Mw, es decir:

$$M_{\max F_i} = M_{\max i} \pm 0.1 \text{ Mw}$$

Magnitud Mínima:

La magnitud mínima de la fuente sísmica se define en función de la completitud del catálogo sísmico y corresponde al punto de inflexión de la curva de recurrencia sísmica, siendo obtenido como el punto de máxima curvatura (Wiemer and Katsumata, 1999; Wiemer and Wyss, 2000).

3.2.2 Determinación del Valor b y Tasa

El valor b puede ser determinado por dos métodos: el método de mínimos cuadrados o el método de máxima verosimilitud. El método de mínimos cuadrados ajusta los valores de la muestra de sismos a una recta en función de la cantidad de datos, por lo que si existen escasos datos con valores grandes la influencia de éstos en la suma de los cuadrados será desproporcionada.

El método de los mínimos cuadrados debe ser evitado en los casos en que uno desee ajustar datos de una distribución acumulativa, como en el caso de la relación de Gutenberg-Ritcher, debido a que lleva a estimaciones inestables de los valores de la muestra (Vere-Jones, Yosihiko 2003).

El método de máxima verosimilitud ajusta la recta al valor medio más probable de la muestra en función a valores y pesos asignados de magnitud mínima y magnitud máxima. Además, debido a que su formulación se basa en una función de densidad de probabilidades, su uso representa mejor la muestra que el método de mínimos cuadrados. En base a lo expuesto, este método ha sido el elegido para determinar el parámetro b en el presente estudio.

La Tasa (N) representa la razón media anual de actividad sísmica para eventos mayores o iguales que la magnitud mínima (M_{\min}).

Para el cálculo de la Tasa se ha determinado los periodos de completitud del catálogo sísmico por rangos de magnitudes. De este modo se ha encontrado que el catálogo sísmico es completo para los sismos dependiendo de sus magnitudes tal como se aprecia en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4 Integridad del catálogo sísmico

Rango [Mw]	Catálogo completo desde
≤ 5.0	1964
5.1 - 6.0	1960
6.1 - 7.0	1954
7.1 - 8.0	1906
≥ 8.1	1555

El Valor b y Tasa (N), han sido obtenidos con el método de análisis propuesto por Weichert (1980). Esta metodología se basa en la estimación de la máxima probabilidad de los parámetros N_0 y β , de la relación $\text{Log}(N) = N_0 \exp(-\beta m)$, esta relación es extendida al caso de un grupo de eventos de magnitud con diferentes periodos de observación.

Los periodos de observación son determinados independientemente ya sea empleando el método de Stepp (1972) o considerando las capacidades y limitaciones sismográficas históricas (Basham *et al.* 1979; Milne *et al.* 1978).

Con la elección arbitraria de una densidad de recurrencia truncada, la probabilidad de ocurrencia de un sismo con una magnitud entre m y $m+dm$ es:

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

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

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:

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

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 β se halla por métodos iterativos, siendo este valor igual a 2.3025 veces el valor b . Es decir: $\beta = b \cdot \ln(10)$

La siguiente ecuación determina la Tasa, la cual se determina por métodos iterativos en función del valor β y los diversos periodos de observación t :

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

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

La Tabla 3.5 muestra los parámetros sismológicos de recurrencia de las fuentes sismogénicas.

Tabla 3.5 Parámetros sismológicos de las fuentes sismogénicas.

Fuente	Parámetros Sismológicos			
	M_{\min}	M_{\max}	β	Tasa
F1	4.3	8.1	1.286	3.100
F2	4.5	8.0	1.302	4.200
F3	4.8	8.6	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	7.3	2.040	6.470
F10	4.5	7.0	1.805	6.570
F11	4.8	7.8	2.251	4.850
F12	4.8	7.6	2.580	19.000
F13	4.3	7.4	1.491	3.710
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	7.0	1.259	1.420

CAPÍTULO IV: ANÁLISIS SÍSMICO PROBABILÍSTICO EN EL PERÚ

4.1 GENERALIDADES

El análisis de peligro sísmico probabilístico (de sus siglas en inglés PSHA) es desarrollado mediante la adecuada interpretación de la actividad sísmica en una zona de interés analizando incertidumbres tales como magnitud o tamaño del sismo, ubicación del sismo y nivel de vibración resultante en un lugar específico proveniente de la combinación de estos parámetros modelados a través de ecuaciones de predicción del movimiento (GMPE: Ground Motion Prediction Equation).

La evaluación del peligro sísmico por el método probabilístico ha sido desarrollado en base a la metodología propuesta por Cornell (1968), en este método se define el peligro sísmico como la probabilidad de excedencia de que ocurra un movimiento fuerte del terreno de cierta intensidad en un sitio dado dentro de un periodo de tiempo determinado T (tiempo de exposición sísmica o vida útil de la estructura). El periodo de retorno T_r , que equivale al inverso de la probabilidad anual de excedencia se expresa como:

$$T_r = -T/\ln(1 - P(Z > z))$$

Donde;

z: Movimiento del terreno

$P(Z > z)$: Probabilidad de excedencia deseada durante el tiempo de exposición T

En la Figura 4.1 se esquematiza las cuatro etapas de una evaluación de peligro sísmico utilizando el método probabilista según los siguientes pasos:

Paso 1: Identificación y caracterización de las fuentes sismogénicas.

Paso 2: Caracterización de la sismicidad o distribución temporal de los sismos – Análisis de recurrencia.

Paso 3: Selección de GMPE concordante con la sismicidad de las fuentes sismogénicas.

Paso 4: Estimación de curvas de peligro sísmico – Presentación de resultados.

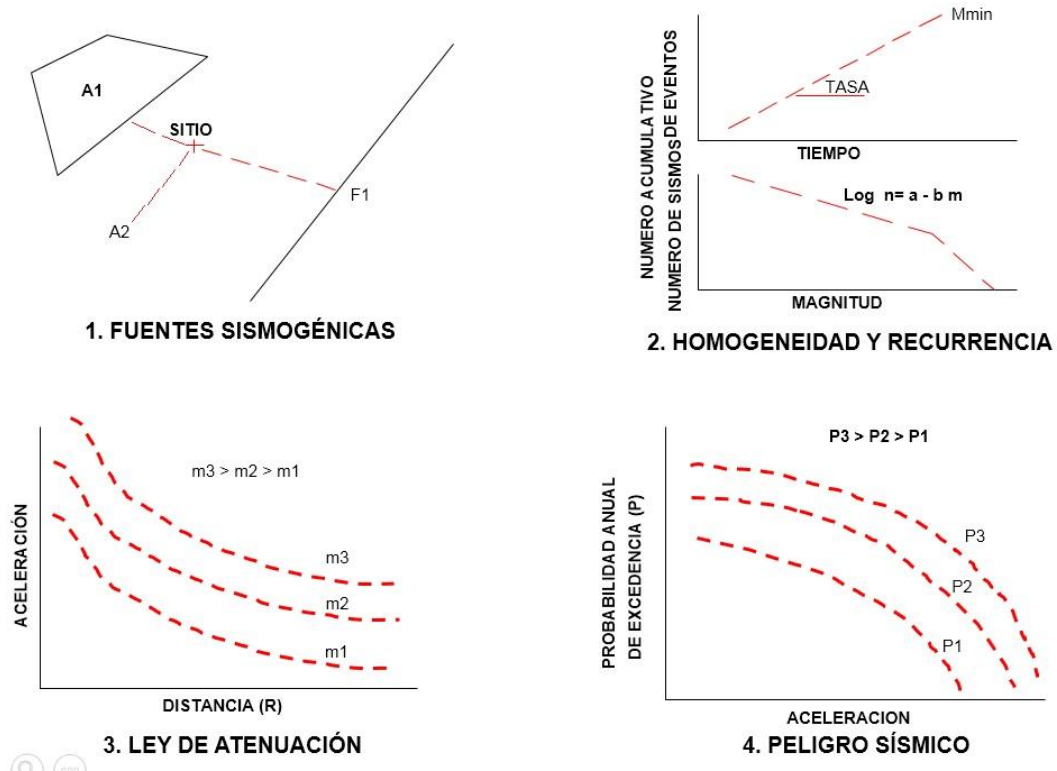


Figura 4.1 Esquema de evaluación de peligro sísmico probabilístico

4.2 DESARROLLO DE LA INTEGRAL DE PELIGRO SÍSMICO

El peligro sísmico es una medida de la probabilidad que el sismo más fuerte que pueda ocurrir en una zona, en un cierto número de años, exceda (o no exceda) un determinado nivel de intensidad sísmica (intensidad, aceleración, velocidad, etc.). Esta evaluación puede realizarse empleando la teoría desarrollada por Cornell (1968).

En un análisis probabilístico del peligro sísmico, la ocurrencia temporal de sismos es comúnmente descrita por el modelo de Poisson el cual provee una manera sencilla de evaluar las probabilidades de eventos durante un intervalo de tiempo determinado; para el empleo de este modelo se deberá considerar que la ocurrencia de los eventos sísmicos responden a una distribución de Poisson, lo que implica suponer lo siguiente:

- Los eventos sísmicos analizados son independientes en el tiempo, es decir, que el número de ocurrencias de eventos sísmicos en un intervalo de tiempo es independiente del número de eventos que ocurre en cualquier otro intervalo de tiempo.

- La probabilidad de ocurrencia durante un intervalo de tiempo muy corto es proporcional a la longitud del intervalo de tiempo.
- La probabilidad de que ocurra más de un evento sísmico durante un intervalo de tiempo muy corto es nula.

Estas suposiciones correspondientes a la distribución de Poisson 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. En consecuencia, el modelo de distribución de Poisson es apropiado 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.

λt es el número esperado de eventos ocurridos

Luego, la forma funcional de la integral de peligro sísmico debido a la generación de eventos sísmicos en un conjunto de N fuentes sísmicas es la siguiente:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \iiint P_i [y > Y | m, r, \varepsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\varepsilon_i}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon$$

(Ecuación 4.1)

Donde la triple integral tiene como límites las magnitudes y distancias máximas-mínimas de la fuente y los valores en los que se trunca la GMPE (proporcional al número de desviaciones estándar de la GMPE).

En la ecuación 4.1, $\lambda(y > Y)$ representa la tasa anual de excedencia del nivel de movimiento Y debido a la ocurrencia de sismos en las N fuentes, que es suma de las tasas anuales de excedencia $\lambda_i(y > Y)$ en cada una de las fuentes (las cuales representan una tasa anual de ocurrencia de sismos v_i).

El término $P_i [y > Y | m, r, \varepsilon]$ brinda la probabilidad de excedencia de Y condicionada a las variables m, r, ε . Por último, las funciones $f_{M_i}(m)$, $f_{R_i}(r)$ y $f_{\varepsilon_i}(\varepsilon)$ son las funciones de densidad de probabilidad (o PDF's) de magnitud, distancia y épsilon, respectivamente.

Si se considera que la probabilidad de excedencia Y es función de las variables m, r y ε únicamente, entonces $P_i [y > Y | m, r, \varepsilon]$ solo puede tomar valores de uno o cero (Abrahamson, 2000). Cuando se produce excedencia del movimiento, es decir, los valores de las variables m, r y ε usados para evaluar el movimiento y son tales que $y > Y$, la probabilidad de excedencia vale uno. En el caso de que no se produzca excedencia, luego la probabilidad condicionada $P_i [y > Y | m, r, \varepsilon]$, adquiere el valor de cero. Matemáticamente, esta duplicidad de valores que puede adquirir $P_i [y > Y | m, r, \varepsilon]$ se expresa mediante la función $H(\ln y - \ln Y)$, donde $H(\cdot)$ es la función de Heaviside o función escalón. En resumen, esta función adquiere el valor de la unidad cuando $\ln y > \ln Y$, y cero en caso contrario. Así Pues, la ecuación anterior se puede expresar de la siguiente forma:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \iiint H(\ln y - \ln Y) f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\varepsilon_i}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon$$

(Ecuación 4.2)

Seguidamente se muestra cómo se calcula cada término contenido en la integral de peligro sísmico (Ecuación 4.2).

4.2.1 Función de densidad de probabilidad en magnitud, $F_M(m)$

La función de densidad de probabilidad en magnitudes para la fuente i , $f_{M_i}(m)$, se calcula directamente a partir de la ley de recurrencia en magnitudes. Para el caso de la ley de G-R truncada, la expresión $f_{M_i}(m)$ tiene la siguiente forma:

$$f_{M_i}(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-M_{0i})}}{1 - e^{-\beta(M_{Mi}-M_{0i})}} \text{ con } M_0 \leq m \leq M_{Mi}$$

Donde M_{0i} y M_{Mi} son las magnitudes mínimas y máximas asignadas a la fuente i . De la fórmula de la distribución de probabilidad se deriva directamente la expresión para la tasa anual de ocurrencia de sismos a magnitud mínima M_{0i} en la fuente i :

$$v_i = e^{\alpha_i - \beta_i M_{0i}} \quad \text{(Ecuación 4.3)}$$

4.2.2 Función de densidad de probabilidad en distancia, $F_R(r)$

La amplitud del movimiento del suelo en el emplazamiento depende de la distancia desde la fuente donde se origina el sismo hasta el propio emplazamiento. En general, se desconoce el lugar concreto dentro de la zona sismogénica en el que va a ocurrir un sismo en el futuro. Por tanto, la estimación de la distancia fuente-emplazamiento debe realizarse recurriendo a planteamientos probabilistas. Esto se realiza a través de la función de densidad en distancias $f_R(r)$ o $PDF(r)$. La manera de diseñar esta función es la siguiente: para cada distancia r se determina la fracción de área fuente Δr que se encuentra a esa distancia del emplazamiento con respecto al área fuente total. Se obtiene así un conjunto de pares $(r, \Delta r)$ que conforman la función de densidad de probabilidad de distancias $f_R(r)$. Asociada a la función $f_R(r)$ se puede obtener la función acumulativa de probabilidad en distancias $F(r)$, o $CDF(r)$.

Por lo general la función de densidad de probabilidad en distancias $f_R(r)$, no tiene una expresión analítica y debe ser calculada numéricamente dependiendo de la propia distancia de la fuente (y geometría de la fuente) hacia el punto de interés.

4.2.3 Probabilidad de excedencia condicionada $P_i [y > Y | m, r, \varepsilon]$ y función de densidad de probabilidad estándar de épsilon, $f_\varepsilon(\varepsilon)$

En el cálculo de la amenaza, se considera que el término de probabilidad de excedencia ($P [y > Y | m, r, \varepsilon]$) del movimiento del suelo Y condicionado a m , r y ε , sigue una distribución normal de media $\overline{\ln y}$ y desviación típica $\sigma_{\ln y}$ (Budnitz *et al.* 1997) (véase Figura 4.2)

$$P[y > Y | m, r, \varepsilon] = \frac{1}{\sigma_{\ln y} \sqrt{2\pi}} \int_{\ln Y}^{+\infty} \exp\left(-\frac{(\ln y - \overline{\ln y})^2}{2\sigma_{\ln y}^2}\right) d(\ln y)$$

En la práctica, en vez de extender la integración hasta $+\infty$, ésta se trunca cuando la diferencia $(\ln y - \overline{\ln y})$ es múltiplo de $\sigma_{\ln y}$, siendo ε la constante de proporcionalidad.

Matemáticamente, esto se expresa como:

$$(\ln y - \overline{\ln y}) = \varepsilon \sigma_{\ln y}$$

En esta ecuación, el valor de $\ln y$ viene directamente dado por el modelo de predicción de movimiento del suelo GMPE la cual puede formularse como $\ln y = \psi(r, m, \dots) + \varepsilon \sigma_{\ln y}$, donde:

- $\ln y$ es el logaritmo neperiano del parámetro del movimiento en el emplazamiento. A su vez la variable Y suele representar la aceleración o velocidad espectral.
- $\psi(r, m, \dots)$ es una función de la magnitud, distancia y eventualmente otras variables que dependen de cómo el autor de la GMPE a emplearse en el modelo, ha sido generada. Por definición, para $\varepsilon = 0$ se obtiene la media de la distribución normal, es decir: $\psi(r, m, \dots) = \overline{\ln y}$
- $\varepsilon\sigma_{\ln y}$ refiere al término de error del modelo de la GMPE y adquiere gran importancia en los estudios de peligro sísmico donde el parámetro ε es un número real que indica el número de desviaciones estándar $\sigma_{\ln y}$ utilizadas para evaluar el movimiento $\ln y$. Por ejemplo, si $\varepsilon = 1$, estaríamos prediciendo el movimiento como el valor medio (para determinados valores de m y r) más una desviación, $\ln y = \overline{\ln y} + \sigma_{\ln y}$

Es por lo tanto, que el parámetro ε refiere a una medida de la tolerancia admitida a la hora de usar una GMPE. Luego, si se denota mediante ε_{trunc} al valor de truncamiento de épsilon, se obtiene que:

$$\ln y = 0 \quad \forall \quad \varepsilon > \varepsilon_{trunc}$$

Y la tolerancia máxima permitida (desviación con respecto a $\overline{\ln y}$) es: $\varepsilon_{trunc} \cdot \sigma_{\ln y}$ lo cual significa que no se consideran posibles valores de $\ln y$ predichos con un número de desviaciones $\sigma_{\ln y}$ y superiores en número a ε_{trunc} , es decir:

$\ln y = \psi(r, m, \dots) + \varepsilon_{trunc} \cdot \sigma_{\ln y}$ es el límite superior del movimiento predicho en la GMPE

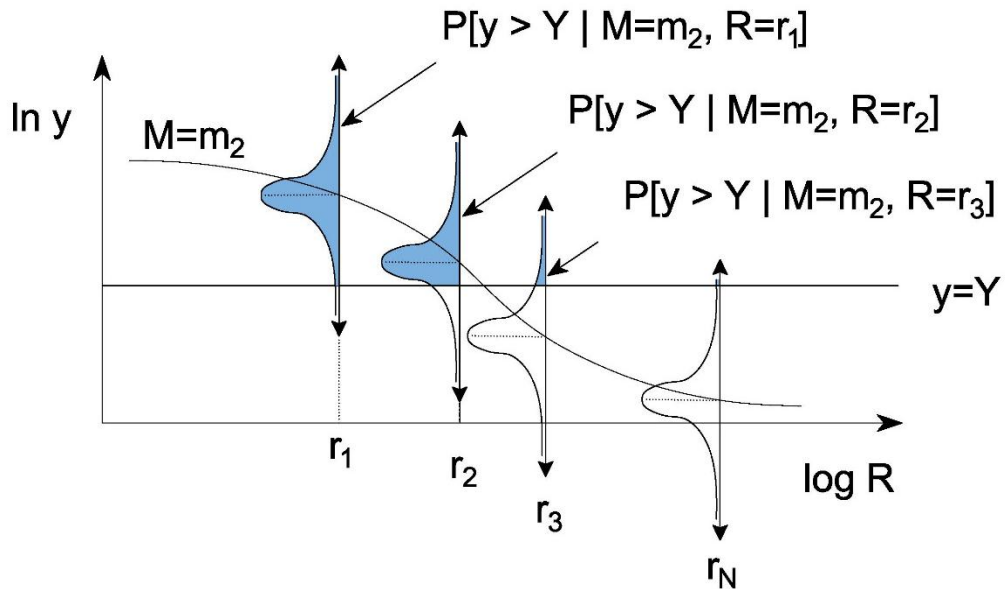


Figura 4.2 Curva de atenuación del movimiento ($\ln y$) para un valor de magnitud $M = m_2$ a diferentes distancias R .

En esta curva de atenuación de movimiento se aprecia que para varias distancias (r_1, r_2, r_3, r_N) se indica también la distribución de probabilidad de excedencia del movimiento Y (representado por la línea horizontal $Y = y$ condicionada a $M = m_2$ y $R = r_i$, es decir, $P[y > Y | m = m_2, r = r_i]$). Las áreas azules representan la probabilidad de excedencia (con $\varepsilon_{trunc} \rightarrow \infty$) de Y para cada una de las distancias consideradas.

Actualmente se ha tomado conciencia de la importancia de truncamiento de épsilon en los resultados de las predicciones de peligrosidad sísmica (p.ej., Bazzurro y Cornell, 1999; Harmsen, 2001). Esto es especialmente apreciable a periodos de retorno muy largos, en los que los altos valores de épsilon posibilitan contribuciones significativas a la amenaza que en ocasiones resultan en aceleraciones esperadas muy poco realistas (p. ej., Bommer *et al.* 2004).

4.2.4 Resolución numérica de la integral de amenaza sísmica

La integral de amenaza sísmica se resuelve finalmente introduciendo las funciones de densidad $f(x)$, o bien las correspondientes funciones de distribución $F(x)$ en la Ecuación 4.2, siendo x cada una de las variables m, r, ε . Generalmente, esta triple integral se resuelve numéricamente considerando intervalos discretos de las variables denominados genéricamente celdas $\Delta r - \Delta m - \Delta \varepsilon$. La diferencia de las funciones de distribución de cada variable en los extremos de la correspondiente celda da el valor de la contribución de la misma a la amenaza.

$$F_i(m|\text{sector } m_{u,u+1}) = \frac{e^{-\beta(m_u-M_0)} - e^{-\beta(m_{u+1}-M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_M-M_0)}}$$

$$F_i(r|\text{sector } r_{v,v+1}) = F(r_{v+1}) - F(r_v) = (r_{v+1} - r_v) \cdot \left(\frac{\Delta A_{v,v+1}}{A}\right)$$

Los valores de $F_i(\varepsilon_w)$ se toman de tablas con lo cual no es necesario recurrir a ninguna técnica numérica de resolución de la integral indefinida. Sustituyendo en la Ecuación 4.2, la tasa de excedencia del movimiento resulta ser:

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) =$$

$$= \sum_{i=1}^N v_i \sum_{u=M_{\min}}^{M_{\max}} \sum_{v=R_{\min}}^{R_{\max}} \sum_{w=\varepsilon_{\min}}^{\varepsilon_{\max}} \left(\frac{e^{-\beta(m_u-M_0)} - e^{-\beta(m_{u+1}-M_0)}}{1 - e^{-\beta(M_M-M_0)}} \right) \cdot (r_{v+1} - r_v) \cdot \left(\frac{\Delta A_{v,v+1}}{A}\right) \cdot [F_i(\varepsilon_{w+1}) - F_i(\varepsilon_w)]$$

Esta es la ecuación que da la peligrosidad en el emplazamiento a causa de la acción de N fuentes como suma de las contribuciones de celdas $\Delta r - \Delta m - \Delta \varepsilon$.

4.3 TIPO DE SUELO CONSIDERADO

4.3.1 Clasificación del Sitio (ASCE/SEI 7-10)

El presente análisis fue desarrollado considerando un suelo tipo B (roca), definido en base a los estándares de la ASCE 7-10 (2010) y del International Building Code (2012). Esta clasificación se basa en la velocidad de ondas de corte promedio de un estrato de 30 m de profundidad (V_{s30}).

Tabla 4.1 Clasificación del Sitio (ASCE/SEI 7-10)

Tipo de Suelo	Nombre de Suelo	PROPIEDADES PROMEDIO EN LOS 30 PRIMEROS METROS (ASCE/SEI 7, 2010)		
		Velocidad de onda de corte, V_{S30} (m/s)	Resistencia a la penetración estándar, \dot{N}	Resistencia al corte no drenada, \dot{S}_u (psf)
A	Roca muy dura	$V_{S30} > 1,500$	N/A	N/A
B	Roca	$760 < V_{S30} \leq 1,500$	N/A	N/A

Tipo de Suelo	Nombre de Suelo	PROPIEDADES PROMEDIO EN LOS 30 PRIMEROS METROS (ASCE/SEI 7, 2010)		
		Velocidad de onda de corte, V_{S30} (m/s)	Resistencia a la penetración estándar, \dot{N}	Resistencia al corte no drenada, $\dot{S}u$ (psf)
C	Suelo muy denso o roca blanda	$360 < V_{S30} \leq 760$	$\dot{N} > 50$	$\dot{S}u \geq 2000$
D	Suelo firme o rígido	$180 \leq V_{S30} \leq 360$	$15 \leq \dot{N} \leq 50$	$1,000 \leq \dot{S}u \leq 2000$
E	Suelo blando	$V_{S30} < 180$	$\dot{N} < 15$	$\dot{S}u < 1000$
E	-	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 $\dot{S}u < 500$ 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 V_{S30} de acuerdo a la ASCE/SEI 7-10, 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)

En este caso, un suelo tipo B presenta valores V_{S30} entre los 760 m/s y 1500 m/s el cual es concordante y equivalente con un suelo tipo S1 de acuerdo a la norma sísmica peruana E-030, 2016 el cual se describe a continuación:

4.3.2 Perfil Tipo S1: Roca o Suelos Muy Rígidos (E.030, 2016)

A este tipo corresponden las rocas con diferentes grados de fracturación, de macizos homogéneos y los suelos muy rígidos con velocidades de propagación de onda de corte $500 \text{ m/s} < V_{S30} \leq 1500 \text{ m/s}$, incluyéndose los casos en los que se cimienta sobre:

- Roca fracturada, con una resistencia a la compresión no confinada $q_u \geq 500 \text{ kPa}$ (5 kg/cm^2).
- Arena muy densa o grava arenosa densa, con $N_{60} > 50$.
- Arcilla muy compacta (de espesor menor que 20 m), con una resistencia al corte en condiciones no drenadas $\bar{s}_u > 100 \text{ kPa}$ (1 kg/cm^2) y con un incremento gradual de las propiedades mecánicas con la profundidad.

4.4 ATENUACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS

La evaluación de los movimientos del suelo actualmente son obtenidos mediante una función de distribución de probabilidades de un parámetro en particular tales como la aceleración máxima del suelo (PGA: Peak Ground Acceleration) o espectros de respuesta los cuales son definidos mediante parámetros estadísticos (ejemplo: media, desviación estándar, etc.). Estas ecuaciones de predicción de movimiento comúnmente son basadas en el análisis de magnitudes sísmicas, mecanismo focal, distancias del evento a un punto de análisis y otros parámetros sismológicos.

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 qué intensidad se presentará en el lugar de interés, si en la i -ésima fuente ocurriera un sismo con magnitud dada.

Las ecuaciones de predicción de movimiento del suelo (de sus siglas en inglés GMPE) o también conocidas como leyes de atenuación pueden adoptar 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) y BC Hydro (Abrahamson *et al.* 2016) 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), Chiou & Youngs (2014), Campbell & Bozorgnia (2014) y Abrahamson *et al.* (2014-2015) para sismos continentales.

A continuación se presenta una descripción de las ecuaciones de predicción de movimientos empleados.

4.4.1 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 es apropiada 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) emplearon 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.

Tabla 4.2 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:

$$\ln(Sa) = 0.2418 + 1.414*M + C_1 + C_2*(10-M)^3 + C_3*\ln*(r_{rup} + 17818*e^{0.554*M}) + 0.00607*H + 0.3846*Zt$$

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

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.
- Zt = 0 para sismos de interfase, 1 para sismos de intraplaca.

La Tabla 4.3 presenta los coeficientes del modelo de atenuación de aceleración espectral en roca propuesta por Youngs *et al.* (1997).

Tabla 4.3 Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca

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

Periodo (s)	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅
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

Coefficientes propuestos por Youngs *et al.* (1997)

4.4.2 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 año 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.

Tabla 4.4 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 ≤ 600	C + D
SC III	Suelo medio	200 < V ₃₀ ≤ 300	D
SC IV	Suelo suelto	V ₃₀ ≤ 200	E + F

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

$$\log_e(y_{i,j}) = aM_{wi} + bx_{i,j} - \log_e(r_{i,j}) + e(h - h_c) \delta_h + F_R + S_i - S_s + S_{SL} \log_e(x_{i,j}) + C_k + \xi_{i,j} + \eta_i \quad \dots(1)$$

$$r_{i,j} = x_{i,j} + c \exp(dM_{wi}) \quad \dots(2)$$

Donde:

- y = Es el valor del PGA (en gals) considerando el 5 % de amortiguamiento de aceleración en el espectro de respuesta para un periodo espectral T .
- M_w = 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 *et al.* (2006) fue empleada considerando un suelo tipo B (roca SC I, 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 0 (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 la Tabla 4.5.

Tabla 4.5 Coeficientes de la ley de atenuación de aceleración espectral a nivel de roca propuesto por Zhao *et al.* (2006)

T (s)	A	B	C	D	E	F _R	S _I	S _S	S _{SL}	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

Coeficientes propuestos por Zhao *et al.* (2006)

4.4.3 Ecuación de Atenuación BC Hydro (Abrahamson 2016)

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 (Macías-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 GMPE. 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 el V_{S30} de la estación.

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

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

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

Donde:

- Sa = aceleración espectral en unidades de g
- M = Magnitud de momento
- Z_h = Profundidad hipocentral (km)
- $F_{\text{event}} = 0$ para eventos de interface, 1 para eventos de intraplaca
- $F_{\text{FABA}} = 0$ para ante-arco o sitios desconocido, 1 para tras-arco

El modelo para el escalado de magnitud está dado por:

- $f_{\text{mag}}(M) = \theta_4(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M)^2$ for $M \leq C_1 + \Delta C_1$
- $f_{\text{mag}}(M) = \theta_5(M - (C_1 + \Delta C_1)) + \theta_{13}(10 - M)^2$ for $M > C_1 + \Delta C_1$

- Donde $C_1 = 7.8$
- El modelo para el escalado de profundidad está dado por:
- $f_{\text{depth}}(Z_h) = \theta_{11}(\min(Z_h, 120) - 60)F_{\text{event}}$
- El modelo para el escalado ante-arco/tras-arco está dado por:
- $f_{\text{FABA}}(R) = \theta_7 + \theta_8 \text{Ln}((\max(R_{\text{hypo}}, 85))/40)F_{\text{FABA}}$ for $F_{\text{event}} = 1$
- $f_{\text{FABA}}(R) = \theta_{15} + \theta_{16} \text{Ln}((\max(R_{\text{rup}}, 100))/40)F_{\text{FABA}}$ for $F_{\text{event}} = 0$
- El modelo para escalado de respuesta de sitio está dado por:
- for $V_{S30} < V_{\text{lin}}$
- $f_{\text{site}}(\text{PGA}_{1000}, V_{S30}) = \theta_{12} \text{Ln}(V_s^*/V_{\text{lin}}) - b \text{Ln}(\text{PGA}_{1000} + c) - b \text{Ln}(\text{PGA}_{1000} + c(V_s^*/V_{\text{lin}})^n)$
- for $V_{S30} \geq V_{\text{lin}}$
- $f_{\text{site}}(\text{PGA}_{1000}, V_{S30}) = \theta_{12} \text{Ln}(V_s^*/V_{\text{lin}}) + bn \text{Ln}(V_s^*/V_{\text{lin}})$

Donde

- PGA_{1000} = Valor medio PGA para $V_{S30} = 1,000$ m/sec
- Y
- $V_s^* = 1000$ para $V_{S30} > 1000$
- $V_s^* = V_{S30}$ para $V_{S30} \leq 1000$

A continuación en la Tabla 4.6 se presenta los coeficientes de subducción (en g) del GMPE de BC Hydro.

Tabla 4.6 Coeficientes de regresión para la subducción mediana (unidades en g).

T (s)	Vlin	b	θ_1	θ_2	θ_6	θ_7	θ_8	θ_{10}	θ_{11}	θ_{12}	θ_{13}	θ_{14}	θ_{15}	θ_{16}	ϕ	τ	σ
0.000	865.1	-1.186	4.2203	-1.35	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.0130	0.980	-0.0135	-0.40	0.9996	-1.00	0.6	0.43	0.74
0.020	865.1	-1.186	4.2203	-1.35	-0.0012	1.0988	-1.42	3.12	0.0130	0.980	-0.0135	-0.40	0.9996	-1.00	0.6	0.43	0.74
0.050	1053.5	-1.346	4.5371	-1.40	-0.0012	1.2536	-1.65	3.37	0.0130	1.288	-0.0138	-0.40	1.1030	-1.18	0.6	0.43	0.74
0.075	1085.7	-1.471	5.0733	-1.45	-0.0012	1.4175	-1.80	3.37	0.0130	1.483	-0.0142	-0.40	1.2732	-1.36	0.6	0.43	0.74
0.100	1032.5	-1.624	5.2892	-1.45	-0.0012	1.3997	-1.80	3.33	0.0130	1.613	-0.0145	-0.40	1.3042	-1.36	0.6	0.43	0.74
0.150	877.6	-1.931	5.4563	-1.45	-0.0014	1.3582	-1.69	3.25	0.0130	1.882	-0.0153	-0.40	1.2600	-1.30	0.6	0.43	0.74
0.200	748.2	-2.188	5.2684	-1.40	-0.0018	1.1648	-1.49	3.03	0.0129	2.076	-0.0162	-0.35	1.2230	-1.25	0.6	0.43	0.74
0.250	654.3	-2.381	5.0594	-1.35	-0.0023	0.9940	-1.30	2.80	0.0129	2.248	-0.0172	-0.31	1.1600	-1.17	0.6	0.43	0.74
0.300	587.1	-2.518	4.7945	-1.28	-0.0027	0.8821	-1.18	2.59	0.0128	2.348	-0.0183	-0.28	1.0500	-1.06	0.6	0.43	0.74
0.400	503.0	-2.657	4.4644	-1.18	-0.0035	0.7046	-0.98	2.20	0.0127	2.427	-0.0206	-0.23	0.8000	-0.78	0.6	0.43	0.74
0.500	456.6	-2.669	4.0181	-1.08	-0.0044	0.5799	-0.82	1.92	0.0125	2.399	-0.0231	-0.19	0.6620	-0.62	0.6	0.43	0.74
0.600	430.3	-2.599	3.6055	-0.99	-0.0050	0.5021	-0.70	1.70	0.0124	2.273	-0.0256	-0.16	0.5800	-0.50	0.6	0.43	0.74
0.750	410.5	-2.401	3.2174	-0.91	-0.0058	0.3687	-0.54	1.42	0.0120	1.993	-0.0296	-0.12	0.4800	-0.34	0.6	0.43	0.74
1.000	400.0	-1.955	2.7981	-0.85	-0.0062	0.1746	-0.34	1.10	0.0114	1.470	-0.0363	-0.07	0.3300	-0.14	0.6	0.43	0.74
1.500	400.0	-1.025	2.0123	-0.77	-0.0064	-0.0820	-0.05	0.70	0.0100	0.408	-0.0493	0.00	0.3100	0.00	0.6	0.43	0.74
2.000	400.0	-0.299	1.4128	-0.71	-0.0064	-0.2821	0.12	0.70	0.0085	-0.401	-0.0610	0.00	0.3000	0.00	0.6	0.43	0.74
2.500	400.0	0.000	0.9976	-0.67	-0.0064	-0.4108	0.25	0.70	0.0069	-0.723	-0.0711	0.00	0.3000	0.00	0.6	0.43	0.74
3.000	400.0	0.000	0.6443	-0.64	-0.0064	-0.4466	0.30	0.70	0.0054	-0.673	-0.0798	0.00	0.3000	0.00	0.6	0.43	0.74
4.000	400.0	0.000	0.0657	-0.58	-0.0064	-0.4344	0.30	0.70	0.0027	-0.627	-0.0935	0.00	0.3000	0.00	0.6	0.43	0.74
5.000	400.0	0.000	-0.4624	-0.54	-0.0064	-0.4368	0.30	0.70	0.0005	-0.596	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.6	0.43	0.74
6.000	400.0	0.000	-0.9809	-0.50	-0.0064	-0.4586	0.30	0.70	-0.0013	-0.566	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.6	0.43	0.74
7.500	400.0	0.000	-1.6017	-0.46	-0.0064	-0.4433	0.30	0.70	-0.0033	-0.528	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.6	0.43	0.74
10.000	400.0	0.000	-2.2937	-0.40	-0.0064	-0.4828	0.30	0.70	-0.0060	-0.504	-0.0980	0.00	0.3000	0.00	0.6	0.43	0.74

4.4.4 Ecuación de Atenuación de Chiou & Youngs (2014)

Chiou y Youngs han desarrollado una actualización de su modelo realizado el 2008 para la máxima aceleración del suelo (PGA) y aceleraciones espectrales de respuesta horizontal (5 % de amortiguamiento) causados por sismos continentales. La evaluación preliminar de la data de NGA-West2 indica la necesidad de incluir la regionalización para el reporte de diferencias regionales en la atenuación por distancia y respuesta del suelo de la fuente distante. La base de datos para la actualización del modelo fue restringida principalmente para movimientos de campos libres de sismos corticales en California. La data de 18 buenos registros de sismos $M \geq 6$ que ocurrieron fuera de California se añadió para complementar la data de California.

Anteriormente, desarrollaron el compilado de las ecuaciones usando la data para distancias de 70 km o menos. Esta restricción de la data pretendía eludir las consecuencias no deseadas del muestreo en la amplitud del movimiento causado por el truncamiento de datos a amplitudes bajas y grandes distancias. En esta actualización, en vez de aplicar un truncamiento uniforme de distancia para todos los sismos, se usó la distancia máxima empleable ($R_{\text{máx}}$) para cada sismo para tomar ventaja de la data empleable a distancias mayores a 70 km.

Las ecuaciones de atenuación del 2008 no modelan explícitamente los efectos de directividad. En cambio, fueron aplicados como un factor posterior. Incorporando el efecto de directividad como parte de la actualización fue el objetivo principal de estas nuevas ecuaciones. Entre las cinco parametrizaciones de directividad discutido en Spudich *et al.* (2013), encogieron el parámetro de punto directo (DPP) como el vaticinador del efecto de directividad.

La formulación revisada de la ecuación de predicción de movimiento está dada por las ecuaciones:

$$\begin{aligned}
 \ln(y_{refij}) = & c_1 + \left\{ c_{1a} + \frac{c_{1c}}{\cosh(2 \times \text{máx}(M_i - 4.5, 0))} \right\} F_{RVI} \\
 & + \left\{ c_{1b} + \frac{c_{1d}}{\cosh(2 \times \text{máx}(M_i - 4.5, 0))} \right\} F_{NMI} \\
 & + \left\{ c_7 + \frac{c_{7b}}{\cosh(2 \times \text{máx}(M_i - 4.5, 0))} \right\} \Delta Z_{TORi} \\
 & + \left\{ c_{11} + \frac{c_{11b}}{\cosh(2 \times \text{máx}(M_i - 4.5, 0))} \right\} (\cos\delta_i)^2 + c_2(M_i - 6) \\
 & + \frac{c_2 - c_3}{c_n} \ln(1 + e^{c_n(c_M - M_i)}) \\
 & + c_4 \ln(R_{RUPij} + c_5 \cosh(c_6 \times \text{máx}(M_i - c_{HM}, 0))) \\
 & + (c_{4a} - c_4) \ln\left(\sqrt{R_{RUPij}^2 + c_{RB}^2}\right) \\
 & + \left\{ c_{\gamma 1} + \frac{c_{\gamma 2}}{\cosh(\text{máx}(M_i - c_{\gamma 3}, 0))} \right\} R_{RUPij} \\
 & + c_8 \text{máx}\left(1 - \frac{\text{máx}(R_{RUPij} - 40.0)}{30}, 0\right) \\
 & \times \text{mín}\left(\frac{\text{máx}(M_i - 5.5, 0)}{0.8}, 1\right) e^{-c_{8a}(M_i - c_{8b})^2} \Delta DPP_{ij} \\
 & + c_9 F_{HWij} \cos\delta_i \left\{ c_{9a} + (1 - c_{9a}) \tanh\left(\frac{R_{Xij}}{c_{9b}}\right) \right\} \left\{ 1 - \frac{\sqrt{R_{JBij}^2 + Z_{TORi}^2}}{R_{RUPij} + 1} \right\}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \ln(y_{ij}) = & \ln(y_{refij}) + \eta_i + \phi_1 \times \text{mín}\left(\ln\left(\frac{V_{S30j}}{1130}\right)\right) \\
 & + \phi_2 \left(e^{\phi_3(\text{mín}(V_{S30j}, 1130) - 360)} - e^{\phi_3(1130 - 360)} \right) \ln\left(\frac{y_{refij} e^{\eta_i} + \phi_4}{\phi_4}\right) \\
 & + \phi_5 (1 - e^{-\Delta Z_{1.0j}/\phi_6}) + \varepsilon_{ij}
 \end{aligned}$$

Las variables de predicción de las ecuaciones presentadas son:

- M = Magnitud momento
- R_{RUP} = Distancia más cercana (km) al plano de ruptura
- R_{JB} = Distancia más cercana (km) a la proyección de la superficie del plano de ruptura

- R_X = Coordenada de sitio (km) medida perpendicularmente al origen del evento desde la línea de falla
- F_{HW} = Muro colgante: 1 para $R_X \geq 0$ y 0 para $R_X < 0$
- δ = Ángulo de inclinación de la falla
- Z_{TOR} = Profundidad (km) a la parte superior del plano de ruptura
- ΔZ_{TOR} = Z_{TOR} centrado en el promedio de Z_{TOR} dependientes de M
- F_{RV} = Fallamiento inverso: 1 para $30^\circ \leq \lambda \leq 150^\circ$ (combinación de inverso e inverso oblicuo), 0 para el resto; λ es el ángulo de ataque
- F_{NM} = Fallamiento normal: 1 para $-120^\circ \leq \lambda \leq -60^\circ$ (excluyendo normal oblicuo), 0 para el resto
- V_{S30} = Tiempo de viaje promedio para las velocidades de ondas de corte (m/s) de los primeros 30 m de suelo.
- $Z_{1.0}$ = Profundidad (m) hasta la velocidad de onda de corte de 1.0 km/s
- $\Delta Z_{1.0}$ = $Z_{1.0}$ centrado en el promedio de $Z_{1.0}$ dependientes de V_{S30}
- DPP = Parámetro de punto directo para el efecto de directividad
- ΔDPP = DPP centrado en el promedio DPP del sitio y sismo específico

Tabla 4.7 Coeficientes del modelo $\ln(y_{ref})$ dependientes del periodo

Periodo	C_1	C_{1a}	C_{1b}	C_{1c}	C_{1d}	C_n	C_M	C_3
PGA	-1.5065	0.1650	-0.2550	0.1650	0.2550	16.0875	4.9993	1.9636
0.020	-1.4798	0.1650	-0.2550	0.1650	0.2550	15.7118	4.9993	1.9636
0.030	-1.2972	0.1650	-0.2550	0.1650	0.2550	15.8819	4.9993	1.9636
0.040	-1.1007	0.1650	-0.2550	0.1650	0.2550	16.4556	4.9993	1.9636
0.050	-0.9292	0.1650	-0.2550	0.1650	0.2550	17.6453	4.9993	1.9636
0.075	-0.6580	0.1650	-0.2540	0.1650	0.2540	20.1772	5.0031	1.9636
0.100	-0.5613	0.1650	-0.2530	0.1650	0.2530	19.9992	5.0172	1.9636

Periodo	C ₁	C _{1a}	C _{1b}	C _{1c}	C _{1d}	C _n	C _M	C ₃
0.120	-0.5342	0.1650	-0.2520	0.1650	0.2520	18.7106	5.0315	1.9795
0.150	-0.5462	0.1650	-0.2500	0.1650	0.2500	16.6246	5.0547	2.0362
0.170	-0.5858	0.1650	-0.2480	0.1650	0.2480	15.3709	5.0704	2.0823
0.200	-0.6798	0.1650	-0.2449	0.1650	0.2449	13.7012	5.0939	2.1521
0.250	-0.8663	0.1650	-0.2382	0.1650	0.2382	11.2667	5.1315	2.2574
0.300	-1.0514	0.1650	-0.2313	0.1650	0.2313	9.1908	5.1670	2.3440
0.400	-1.3794	0.1650	-0.2146	0.1650	0.2146	6.5459	5.2317	2.4709
0.500	-1.6508	0.1650	-0.1972	0.1650	0.1972	5.2305	5.2893	2.5567
0.750	-2.1511	0.1650	-0.1620	0.1650	0.1620	3.7896	5.4109	2.6812
1.000	-2.5365	0.1650	-0.1400	0.1650	0.1400	3.3024	5.5106	2.7474
1.500	-3.0686	0.1650	-0.1184	0.1650	0.1184	2.8498	5.6705	2.8161
2.000	-3.4148	0.1645	-0.1100	0.1645	0.1100	2.5417	5.7981	2.8514
3.000	-3.9013	0.1168	-0.1040	0.1168	0.1040	2.1488	5.9983	2.8875
4.000	-4.2466	0.0732	-0.1020	0.0732	0.1020	1.8957	6.1552	2.9058
5.000	-4.5143	0.0484	-0.1010	0.0484	0.1010	1.7228	6.2856	2.9169
7.500	-5.0009	0.0220	-0.1010	0.0220	0.1010	1.5737	6.5428	2.9320
10.000	-5.3461	0.0124	-0.1000	0.0124	0.1000	1.5265	6.7415	2.9396

Tabla 4.8 Coeficientes del modelo $\ln(y_{ref})$ dependientes del periodo

Periodo	C ₅	C _{HM}	C ₆	C ₇	C _{7b}	C ₈	C _{8b}
PGA	6.4551	3.0956	0.4908	0.0352	0.0462	0.0000	0.4833
0.020	6.4551	3.0963	0.4925	0.0352	0.0472	0.0000	1.2144
0.030	6.4551	3.0974	0.4992	0.0352	0.0533	0.0000	1.6421
0.040	6.4551	3.0988	0.5037	0.0352	0.0596	0.0000	1.9456

Periodo	C ₅	C _{HM}	C ₆	C ₇	C _{7b}	C ₈	C _{8b}
0.050	6.4551	3.1011	0.5048	0.0352	0.0639	0.0000	2.1810
0.075	6.4551	3.1094	0.5048	0.0352	0.0630	0.0000	2.6087
0.100	6.8305	3.2381	0.5048	0.0352	0.0532	0.0000	2.9122
0.120	7.1333	3.3407	0.5048	0.0352	0.0452	0.0000	3.1045
0.150	7.3621	3.4300	0.5045	0.0352	0.0345	0.0000	3.3399
0.170	7.4365	3.4688	0.5036	0.0352	0.0283	0.0000	3.4719
0.200	7.4972	3.5146	0.5016	0.0352	0.0202	0.0000	3.6434
0.250	7.5416	3.5746	0.4971	0.0352	0.0090	0.0000	3.8787
0.300	7.5600	3.6232	0.4919	0.0352	-0.0004	0.0000	4.0711
0.400	7.5735	3.6945	0.4807	0.0352	-0.0155	0.0000	4.3745
0.500	7.5778	3.7401	0.4707	0.0352	-0.0278	0.0991	4.6099
0.750	7.5808	3.7941	0.4575	0.0352	-0.0477	0.1982	5.0376
1.000	7.5814	3.8144	0.4522	0.0352	-0.0559	0.2154	5.3411
1.500	7.5817	3.8284	0.4501	0.0352	-0.0630	0.2154	5.7688
2.000	7.5818	3.8330	0.4500	0.0352	-0.0665	0.2154	6.0723
3.000	7.5818	3.8361	0.4500	0.0160	-0.0516	0.2154	6.5000
4.000	7.5818	3.8369	0.4500	0.0062	-0.0448	0.2154	6.8035
5.000	7.5818	3.8376	0.4500	0.0029	-0.0424	0.2154	7.0389
7.500	7.5818	3.8380	0.4500	0.0007	-0.0348	0.2154	7.4666
10.000	7.5818	3.8380	0.4500	0.0003	-0.0253	0.2154	7.7700

Tabla 4.9 Coeficientes del modelo $\ln(y_{ref})$ dependientes del periodo

Periodo	C ₉	C _{9a}	C _{9b}	C _{11b}	C _{g1}	C _{g2}	C _{g3}
PGA	0.9228	0.1202	6.8607	-0.4536	-0.0071	-0.0068	4.2542

Periodo	C _g	C _{9a}	C _{9b}	C _{11b}	C _{g1}	C _{g2}	C _{g3}
0.020	0.9296	0.1217	6.8697	-0.4536	-0.0072	-0.0068	4.2386
0.030	0.9396	0.1194	6.9113	-0.4536	-0.0079	-0.0068	4.2519
0.040	0.9661	0.1166	7.0271	-0.4536	-0.0083	-0.0068	4.2960
0.050	0.9794	0.1176	7.0959	-0.4536	-0.0087	-0.0068	4.3578
0.075	1.0260	0.1171	7.3298	-0.4536	-0.0095	-0.0062	4.5455
0.100	1.0177	0.1146	7.2588	-0.4536	-0.0098	-0.0053	4.7603
0.120	1.0008	0.1128	7.2372	-0.4536	-0.0099	-0.0047	4.8963
0.150	0.9801	0.1106	7.2109	-0.4536	-0.0099	-0.0038	5.0644
0.170	0.9652	0.1150	7.2491	-0.4536	-0.0098	-0.0033	5.1371
0.200	0.9459	0.1208	7.2988	-0.4440	-0.0095	-0.0027	5.1880
0.250	0.9196	0.1208	7.3691	-0.3539	-0.0089	-0.0021	5.2164
0.300	0.8829	0.1175	6.8789	-0.2688	-0.0083	-0.0018	5.1954
0.400	0.8302	0.1060	6.5334	-0.1793	-0.0073	-0.0013	5.0899
0.500	0.7884	0.1061	6.5260	-0.1428	-0.0065	-0.0011	4.7854
0.750	0.6754	0.1000	6.5000	-0.1138	-0.0051	-0.0011	4.3304
1.000	0.6196	0.1000	6.5000	-0.1062	-0.0043	-0.0012	4.1667
1.500	0.5101	0.1000	6.5000	-0.1020	-0.0030	-0.0017	4.0029
2.000	0.3917	0.1000	6.5000	-0.1009	-0.0023	-0.0023	3.8949
3.000	0.1244	0.1000	6.5000	-0.1003	-0.0013	-0.0033	3.7928
4.000	0.0086	0.1000	6.5000	-0.1001	-0.0011	-0.0036	3.7443
5.000	0.0000	0.1000	6.5000	-0.1001	-0.0010	-0.0036	3.7090
7.500	0.0000	0.1000	6.5000	-0.1000	-0.0010	-0.0037	3.6632
10.000	0.0000	0.1000	6.5000	-0.1000	-0.0010	-0.0037	3.6230

Tabla 4.10 Coeficientes del modelo de respuesta de sitio para $\ln(y)$

Periodo	ϕ_1	ϕ_2	ϕ_3	ϕ_4	ϕ_5	ϕ_6
PGA	-0.5210	-0.1417	-0.007010	0.102151	0.0000	300
0.020	-0.5055	-0.1364	-0.007279	0.108360	0.0000	300
0.030	-0.4368	-0.1403	-0.007354	0.119888	0.0000	300
0.040	-0.3752	-0.1591	-0.006977	0.133641	0.0000	300
0.050	-0.3469	-0.1862	-0.006467	0.148927	0.0000	300
0.075	-0.3747	-0.2538	-0.005734	0.190596	0.0000	300
0.100	-0.4440	-0.2943	-0.005604	0.230662	0.0000	300
0.120	-0.4895	-0.3077	-0.005696	0.253169	0.0000	300
0.150	-0.5477	-0.3113	-0.005845	0.266468	0.0000	300
0.170	-0.5922	-0.3062	-0.005959	0.265060	0.0000	300
0.200	-0.6693	-0.2927	-0.006141	0.255253	0.0000	300
0.250	-0.7766	-0.2662	-0.006439	0.231541	0.0000	300
0.300	-0.8501	-0.2405	-0.006704	0.207277	0.0010	300
0.400	-0.9431	-0.1975	-0.007125	0.165464	0.0040	300
0.500	-1.0044	-0.1633	-0.007435	0.133828	0.0100	300
0.750	-1.0602	-0.1028	-0.008120	0.085153	0.0340	300
1.000	-1.0941	-0.0699	-0.008444	0.058595	0.0670	300
1.500	-1.1142	-0.0425	-0.007707	0.031787	0.1430	300
2.000	-1.1154	-0.0302	-0.004792	0.019716	0.2030	300
3.000	-1.1081	-0.0129	-0.001828	0.009643	0.2770	300
4.000	-1.0603	-0.0016	-0.001523	0.005379	0.3090	300
5.000	-0.9872	0.0000	-0.001440	0.003223	0.3210	300

Periodo	ϕ_1	ϕ_2	ϕ_3	ϕ_4	ϕ_5	ϕ_6
7.500	-0.8274	0.0000	-0.001369	0.001134	0.3290	300
10.000	-0.7053	0.0000	-0.001361	0.000515	0.3300	300

4.4.5 Ecuación de Atenuación de Abrahamson *et al.* (2014-2015)

Los modelos empíricos de predicción de movimiento para la componente horizontal promedio de sismos corticales en regiones tectónicas activas son derivadas usando la base de datos PEER NGA-West2. Este modelo es aplicable a magnitudes momento entre 3.0 a 8.5 Mw, distancias entre 0 a 300 km, y periodos espectrales de 0 a 10 s. Los parámetros de ingreso del modelo son los mismos usados por Abrahamson y Silva (2008), con las siguientes excepciones: el nivel de ingreso de datos para efectos no lineales está basado en la aceleración espectral en el periodo de interés en vez del PGA; y el escalamiento de la distancia para el efecto de Hanging Wall (HW – bloque de roca que descansa sobre una falla inclinada) de los extremos de la ruptura incluye una dependencia en el azimut de la fuente de sitio. Las diferencias regionales en la atenuación de distancia y longitud y escalamiento V_{S30} entre California, Japón, China y Taiwán son incluidos. El escalamiento para el efecto HW es mejorado usando restricciones de simulaciones numéricas. La desviación estándar es dependiente de la magnitud, con magnitudes más pequeñas que conducen a desviaciones estándar más largas en periodos cortos, pero desviaciones estándar más pequeñas a largos periodos. Los efectos de directividad no son incluidos mediante parámetros explícitos, pero son capturados por la variabilidad de los datos empíricos.

La data final consiste en 15,750 registros de 326 sismos, de los cuales 221 son eventos de desgarre, 79 de los cuales son eventos inversos (ambos cubriendo el rango entero de magnitudes) y 29 son eventos normales, mayormente entre $4.6 < Mw < 6.0$.

Existen cuatro diferencias fundamentales en la forma de funcionamiento de las ecuaciones comparando con los realizado el 2008: (1) el modelo está extendido para magnitudes pequeñas; (2) el escalado del HW está mejor sintetizado por las simulaciones; (3) se ha incluido las diferencias regionales en la atenuación de largas distancias; y (4) las diferencias regionales en el escalado de V_{S30} han sido incluidas.

El modelo de la ecuación de predicción de movimiento está dado por:

$$\begin{aligned} \ln Sa(g) = & f_1(M, R_{RUP}) + F_{RV}f_7(M) + F_Nf_8(M) + F_{AS}f_{11}(CR_{JB}) + f_5(\widehat{S}a_{1180}, V_{S30}) \\ & + F_{HW}f_4(R_{JB}, R_{RUP}, R_x, R_{y0}, W, dip, Z_{TOR}, M) + f_6(Z_{TOR}) \\ & + f_1(M, R_{RUP}) + f_{10}(Z_1, V_{S30}) + Regional(V_{S30}, R_{RUP}) \end{aligned}$$

Las definiciones de los parámetros usados en el análisis de regresión son:

- M Magnitud momento
- CR_{JB} Centroide R_{JB}
- Z_{TOR} Profundidad hasta la parte superior de la ruptura (km)
- F_{RV} Indicador para sismos de falla inversa
- F_N Indicador para sismos de falla normal
- F_{AS} Indicador para réplicas
- R_{RUP} Distancia de la ruptura (km)
- V_{S30} Velocidad de ondas de corte para los superiores 30 m (m/s)
- Z_1 Profundidad hasta la $V_s = 1.0$ km/s en el sitio (m)
- $\widehat{S}a_{1180}$ Mediana del pico de aceleración espectral (g) para $V_{S30} = 1180$ m/s
- F_{HW} Indicador para sitios de 'hanging wall'
- R_{JB} Distancia Joyner-Boore (km)
- R_x Distancia horizontal (km) desde el límite superior de ruptura
- R_{y0} Distancia horizontal hasta el final de la ruptura medida en forma paralela a la fuente
- Dip Inclinación de la falla en grados
- W Ancho de la ruptura de buzamiento (km)

La forma básica de la dependencia de magnitud y distancia para sismos corticales se presenta:

$$f_1 = \begin{cases} a_1 + a_5(M - M_1) + a_8(8.5 - M)^2 + [a_2 + a_3(M - M_1)] \ln(R) + a_{17}R_{RUP} & \text{para } M > M_1 \\ a_1 + a_4(M - M_1) + a_8(8.5 - M)^2 + [a_2 + a_3(M - M_1)] \ln(R) + a_{17}R_{RUP} & \text{para } M_2 \leq M < M_1 \\ a_1 + a_4(M - M_1) + a_8(8.5 - M_2)^2 + a_6(M - M_2) \\ + a_7(M - M_2)^2 + [a_2 + a_3(M - M_1)] \ln(R) + a_{17}R_{RUP} & \text{para } M < M_2 \end{cases}$$

Donde:

$$R = \sqrt{R_{RUP}^2 + c_{4M}^2}$$

El término que ha sido añadido a R_{RUP} dentro de la raíz cuadrada se refiere típicamente como “profundidad ficticia”, debido a la forma en que afecta al término distancia.

$$c_{4M}(M) = \begin{cases} c_4 & \text{para } M > 5 \\ c_4 - (c_4 - 1)(5 - M) & \text{para } 4 < M \leq 5 \\ 1 & \text{para } M \leq 4 \end{cases}$$

Gracias al modelo de estilo de fallamiento (SOF) se encontró que el factor de la diferencia entre movimiento del suelo para diferentes estilos de fallas no fue visto para largos grupos de magnitudes pequeñas de la data de California.

$$f_7(M) = \begin{cases} a_{11} & \text{para } M > 5.0 \\ a_{11}(M - 4) & \text{para } 4 < M \leq 5 \\ 0 & \text{para } M \leq 4.0 \end{cases}$$

$$f_8(M) = \begin{cases} a_{12} & \text{para } M > 5.0 \\ a_{12}(M - 4) & \text{para } 4 < M \leq 5 \\ 0 & \text{para } M \leq 4.0 \end{cases}$$

El modelo para la dependencia de V_{S30} de la amplificación de sitio es similar a los realizado en el 2008, pero ahora se usa la aceleración espectral media en roca dura ($\widehat{S}a_{1180}$) en vez de PGA para definir la fuerza de la sacudida.

$$f_5(\widehat{S}a_{1180}, V_{S30}) = \begin{cases} (a_{10} + bn) \ln\left(\frac{V_{S30}^*}{V_{Lin}}\right) & \text{para } V_{S30} \geq V_{Lin} \\ (a_{10}) \ln\left(\frac{V_{S30}^*}{V_{Lin}}\right) - b \ln(\widehat{S}a_{1180} + c) + b \ln\left(\widehat{S}a_{1180} + c \left(\frac{V_{S30}^*}{V_{Lin}}\right)^n\right) & \text{para } V_{S30} < V_{Lin} \end{cases}$$

$$V_{S30}^* = \begin{cases} V_{S30} & \text{para } V_{S30} < V_1 \\ V_1 & \text{para } V_{S30} \geq V_1 \end{cases}$$

$$V_1 = \begin{cases} 1500 & \text{para } T \leq 0.5 \text{ s} \\ \exp\left(-0.35 \ln\left(\frac{T}{0.5}\right) + \ln(1500)\right) & \text{para } 0.5 \text{ s} < T < 3 \text{ s} \\ 800 & \text{para } T \geq 3 \text{ s} \end{cases}$$

Tabla 4.11 Coeficientes de respuesta media

Periodo	C_4	M_1	M_2	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5
PGA	4.50	6.75	5.00	0.587	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.02	4.50	6.75	5.00	0.598	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.03	4.50	6.75	5.00	0.602	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.05	4.50	6.75	5.00	0.707	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.08	4.50	6.75	5.00	0.973	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.10	4.50	6.75	5.00	1.169	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.15	4.50	6.75	5.00	1.442	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.20	4.50	6.75	5.00	1.637	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.25	4.50	6.75	5.00	1.701	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.30	4.50	6.75	5.00	1.712	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.40	4.50	6.75	5.00	1.662	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.50	4.50	6.75	5.00	1.571	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
0.75	4.50	6.75	5.00	1.299	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
1.00	4.50	6.75	5.00	1.043	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
1.50	4.50	6.75	5.00	0.665	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
2.00	4.50	6.75	5.00	0.329	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
3.00	4.50	6.82	5.00	-0.060	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
4.00	4.50	6.92	5.00	-0.299	-0.790	0.275	-0.1	-0.41
5.00	4.50	7.00	5.00	-0.562	-0.765	0.275	-0.1	-0.41
6.00	4.50	7.06	5.00	-0.875	-0.711	0.275	-0.1	-0.41
7.50	4.50	7.15	5.00	-1.303	-0.634	0.275	-0.1	-0.41
10.00	4.50	7.25	5.00	-1.928	-0.529	0.275	-0.1	-0.41

Tabla 4.12 Coeficientes de respuesta media

Periodo	a_6	a_8	a_{11}	a_{12}	a_{13}	a_{14}	a_{15}	a_{17}
PGA	2.154	-0.015	0.00	-0.1	0.60	-0.30	1.10	-0.0072
0.02	2.146	-0.015	0.00	-0.1	0.60	-0.30	1.10	-0.0073
0.03	2.157	-0.015	0.00	-0.1	0.60	-0.30	1.10	-0.0075
0.05	2.085	-0.015	0.00	-0.1	0.60	-0.30	1.10	-0.0080
0.08	2.029	-0.015	0.00	-0.1	0.60	-0.30	1.10	-0.0089
0.10	2.041	-0.015	0.00	-0.1	0.60	-0.30	1.10	-0.0095
0.15	2.121	-0.022	0.00	-0.1	0.60	-0.30	1.10	-0.0095
0.20	2.224	-0.030	0.00	-0.1	0.60	-0.30	1.10	-0.0086
0.25	2.312	-0.038	0.00	-0.1	0.60	-0.24	1.10	-0.0074
0.30	2.338	-0.045	0.00	-0.1	0.60	-0.19	1.03	-0.0064
0.40	2.469	-0.055	0.00	-0.1	0.58	-0.11	0.92	-0.0043
0.50	2.559	-0.065	0.00	-0.1	0.56	-0.04	0.84	-0.0032
0.75	2.682	-0.095	0.00	-0.1	0.53	0.07	0.68	-0.0025
1.00	2.763	-0.110	0.00	-0.1	0.50	0.15	0.57	-0.0025
1.50	2.836	-0.124	0.00	-0.1	0.42	0.27	0.42	-0.0022
2.00	2.897	-0.138	0.00	-0.1	0.35	0.35	0.31	-0.0019
3.00	2.906	-0.172	0.00	-0.1	0.20	0.46	0.16	-0.0015
4.00	2.889	-0.197	0.00	-0.1	0.00	0.54	0.05	-0.0010
5.00	2.898	-0.218	0.00	-0.1	0.00	0.61	-0.04	-0.0010
6.00	2.896	-0.235	0.00	-0.1	0.00	0.65	-0.11	-0.0010
7.50	2.870	-0.255	0.00	-0.1	0.00	0.72	-0.19	-0.0010
10.00	2.843	-0.285	0.00	-0.1	0.00	0.80	-0.30	-0.0010

Tabla 4.13 Coeficientes de respuesta de suelo linear y no linear

Periodo	a_{10}	V_{Lin}	b	n	c	a_{43}	a_{44}	a_{45}	a_{46}
PGA	1.735	660	-1.47	1.50	2.40	0.10	0.05	0.00	-0.05
0.02	1.718	680	-1.46	1.50	2.40	0.10	0.05	0.00	-0.05
0.03	1.615	770	-1.39	1.50	2.40	0.10	0.05	0.00	-0.05
0.05	1.358	915	-1.22	1.50	2.40	0.10	0.05	0.00	-0.05
0.08	1.258	960	-1.15	1.50	2.40	0.10	0.05	0.00	-0.05
0.10	1.310	910	-1.23	1.50	2.40	0.10	0.05	0.00	-0.05
0.15	1.660	740	-1.59	1.50	2.40	0.10	0.05	0.00	-0.05
0.20	2.220	590	-2.01	1.50	2.40	0.10	0.05	0.00	-0.03
0.25	2.770	495	-2.41	1.50	2.40	0.10	0.05	0.00	0.00
0.30	3.250	430	-2.76	1.50	2.40	0.10	0.05	0.03	0.03
0.40	3.990	360	-3.28	1.50	2.40	0.10	0.07	0.06	0.06
0.50	4.450	340	-3.60	1.50	2.40	0.10	0.10	0.10	0.09
0.75	4.750	330	-3.80	1.50	2.40	0.14	0.14	0.14	0.13
1.00	4.300	330	-3.50	1.50	2.40	0.17	0.17	0.17	0.14
1.50	2.600	330	-2.40	1.50	2.40	0.22	0.21	0.20	0.16
2.00	0.550	330	-1.00	1.50	2.40	0.26	0.25	0.22	0.16
3.00	-0.950	330	0.00	1.50	2.40	0.34	0.30	0.23	0.16
4.00	-0.950	330	0.00	1.50	2.40	0.41	0.32	0.23	0.14
5.00	-0.930	330	0.00	1.50	2.40	0.51	0.32	0.22	0.13
6.00	-0.910	330	0.00	1.50	2.40	0.55	0.32	0.20	0.10
7.50	-0.870	330	0.00	1.50	2.40	0.49	0.28	0.17	0.09
10.00	-0.800	330	0.00	1.50	2.40	0.42	0.22	0.14	0.08

4.4.6 Ecuación de Atenuación de Campbell y Bozorgnia (2014)

El desarrollo de este modelo empírico de movimiento NGA-West2 Bozorgnia-Campbell analizado para la componente vertical del PGA, PGV, y amortiguamiento elástico de 5 % de respuesta de aceleración espectral (PSA) en rangos de periodos verticales de 0.01 a 10 segundos. En el desarrollo se usó la extensa base de datos mundial PEER NGA-West2. Para el nuevo GMM vertical se consideró válido para sismos corticales en regiones tectónicas activas para rangos de magnitud de 3.3 a 8.5 Mw, dependiendo del tipo de falla, y distancias tan lejanas como 300 km de la falla.

La data entera de NGA-West2 incluye más de 21,000 registros de tres componentes de sismos continentales en regiones tectónicas activas con magnitudes de rangos de 3.0 a 7.9 Mw. Además la base de datos incluye registros de distancias más allá de 100 km, el límite práctico que se usó para este estudio fue de 500 km en términos de distancia más cercana al plano de la falla de ruptura (R_{RUP})

La forma general de funcionamiento para el GMM vertical está dado por la expresión:

$$\ln Y_V = \begin{cases} \ln PGA & PSA < PGA \\ f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed} + f_{hyp} + f_{dip} + f_{atn}; & otherwise \end{cases}$$

Donde $\ln Y_V$ es el logaritmo natural de la predicción media de la GMIM vertical de interés, definido como $PGA(g)$, $PGV(cm/s)$, y $PSA(g)$, y los términos ' f ' representa el escalamiento de los GMIM con la magnitud del sismo, atenuación geométrica, tipo de fallamiento, geometría del 'hanging wall', respuesta de sitio, respuesta de área, profundidad hipocentral, inclinación de falla y atenuación inelástica, respectivamente:

Magnitud

$$f_{mag} = \begin{cases} c_0 + c_1 M & M \leq 4.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 4.5) & 4.5 < M \leq 5.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 4.5) + c_3 (M - 5.5) & 5.5 < M \leq 6.5 \\ c_0 + c_1 M + c_2 (M - 4.5) + c_3 (M - 5.5) + c_4 (M - 6.5) & M > 6.5 \end{cases}$$

Atenuación Geométrica

$$f_{dis} = (c_5 + c_6 M) \ln \left(\sqrt{R_{RUP}^2 + c_7^2} \right)$$

Tipo de Fallamiento

$$f_{flt} = f_{flt,F} f_{flt,M}$$

$$f_{flt,F} = c_8 F_{RV} + c_9 F_{NM}$$

$$f_{flt,M} = \begin{cases} 0; & M \leq 4.5 \\ M - 4.5; & 4.5 < M \leq 5.5 \\ 1; & M > 5.5 \end{cases}$$

Hanging-Wall

$$f_{hng} = c_{10} f_{hng,R_X} f_{hng,R_{RUP}} f_{hng,M} f_{hng,Z} f_{hng,\delta}$$

$$f_{hng,R_X} = \begin{cases} 0; & R_X < 0 \\ f_1(R_X); & 0 \leq R_X < R_1 \\ \text{máx}[f_2(R_X), 0]; & R_X \geq R_1 \end{cases}$$

$$f_1(R_X) = h_1 + h_2(R_X/R_1) + h_3(R_X/R_1)^2$$

$$f_2(R_X) = h_4 + h_5 \left(\frac{R_X - R_1}{R_2 - R_1} \right) + h_6 \left(\frac{R_X - R_1}{R_2 - R_1} \right)^2$$

$$R_1 = W \cos(\delta)$$

$$R_2 = 62M - 350$$

$$f_{hng,R_{RUP}} = \begin{cases} 1; & R_{RUP} = 0 \\ (R_{RUP} - R_{JB})/R_{RUP}; & R_{RUP} > 0 \end{cases}$$

$$f_{hng,Z} = \begin{cases} 1 - 0.06Z_{TOR}; & Z_{TOR} \leq 16.66 \\ 0; & Z_{TOR} > 16.66 \end{cases}$$

$$f_{hng,\delta} = (90 - \delta)/45$$

Respuesta de sitio superficial

$$f_{site} = f_{site,G} + S_J f_{site,J}$$

$$f_{site,G} = \begin{cases} c_{11} \ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right) + k_2 \left\{ \ln \left[A_{1100} + c \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right)^n \right] - \ln[A_{1100} + c] \right\}; & V_{S30} \leq k_1 \\ (c_{11} + k_2 n) \ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right); & V_{S30} > k_1 \end{cases}$$

$$f_{site,J} = \begin{cases} (c_{12} + k_2n) \left[\ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right) - \ln \left(\frac{200}{k_1} \right) \right]; & V_{S30} \leq 200 \\ (c_{13} + k_2n) \ln \left(\frac{V_{S30}}{k_1} \right); & \text{Todos } V_{S30} \end{cases}$$

Respuesta de área

$$f_{sed} = \begin{cases} (c_{14} + c_{15}S_J)(Z_{2.5} - 1); & Z_{2.5} \leq 1 \\ 0; & 1 < Z_{2.5} \leq 3 \\ c_{16}k_3e^{-0.75} [1 - \exp(-0.25(Z_{2.5} - 3))]; & Z_{2.5} > 3 \end{cases}$$

Profundidad hipocentral

$$f_{hyp} = f_{hyp,H} f_{hyp,M}$$

$$f_{hyp,H} = \begin{cases} 0; & Z_{HYP} \leq 7 \\ Z_{HYP} - 7; & 7 < Z_{HYP} \leq 20 \\ 13; & Z_{HYP} > 20 \end{cases}$$

$$f_{hyp,M} = \begin{cases} c_{17}; & M \leq 5.5 \\ [c_{17} + (c_{18} - c_{17})(M - 5.5)]; & 5.5 < M \leq 6.5 \\ c_{18}; & M > 6.5 \end{cases}$$

Inclinación de falla

$$f_{dip} = \begin{cases} c_{19}\delta; & M \leq 4.5 \\ c_{19}(5.5 - M)\delta; & 4.5 < M \leq 5.5 \\ 0; & M > 5.5 \end{cases}$$

Atenuación Inelástica

$$f_{atn} = \begin{cases} (c_{20} + \Delta c_{20})(R_{RUP} - 80); & R_{RUP} > 80 \\ 0; & R_{RUP} \leq 80 \end{cases}$$

Las definiciones de las variables de predicción aparecen en las ecuaciones dadas en las secciones anteriores como sigue:

- M Magnitud momento
- R_{RUP} Distancia (km) más cercana al plano de la falla de ruptura cosísmica
- R_{JB} Distancia (km) más cercana a la proyección de la superficie del plano de la falla de ruptura cosísmica

- R_X Distancia (km) más cercana a la proyección de la superficie vertical al límite superior la falla de ruptura cósmica medida perpendicularmente a su promedio de fuente
- W Ancho (km) de la inclinación inferior al plano de ruptura de la falla.
- λ Ángulo ($^\circ$) de ataque definido por el promedio de ángulos de medida de deslizamiento en el plano de ruptura entre la dirección de golpe al vector de deslizamiento.
- F_{RV} Indicador variable que representa la falla inversa e inversa oblicua, donde $F_{RV} = 1$ para $30^\circ < \lambda < 150^\circ$ y $F_{RV} = 0$ para el resto
- F_{NM} Indicador variable que representa la falla normal y normal oblicua, donde $F_{NM} = 1$ para $-150^\circ < \lambda < -30^\circ$ y $F_{NM} = 0$ para el resto
- Z_{TOR} Profundidad (km) a la parte superior del plano de ruptura de la falla
- δ Ángulo ($^\circ$) promedio de inclinación del plano de ruptura de la falla medido desde un plano horizontal
- V_{S30} Tiempo promedio de la velocidad (m/s) de ondas de corte en los primeros 30 m del sitio
- A_{1100} Es el PGA (g) vertical estimado medio en roca con $V_{S30} = 1100$ m/s
- S_J Indicador variable de los efectos de sitio regional representativo, donde $S_J = 1$ para sitios localizados en Japón y $S_J = 0$ para el resto
- $Z_{2.5}$ Profundidad (km) a los 2.5 km/s de velocidad de ondas de corte debajo del sitio
- Z_{HYP} Profundidad (km) hipocentral del sismo medido desde el nivel del mar

Tabla 4.14 Coeficientes de la mediana del modelo de movimiento vertical del suelo

Periodo	C ₀	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	C ₇
PGA	-4.729	0.984	0.537	-1.499	-0.443	-2.666	0.214	7.166
0.010	-4.674	0.977	0.533	-1.485	-0.445	-2.665	0.214	7.136
0.020	-4.548	0.976	0.549	-1.488	-0.453	-2.699	0.215	6.936

Periodo	C ₀	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	C ₇
0.030	-4.050	0.931	0.628	-1.494	-0.464	-2.772	0.216	7.235
0.050	-3.435	0.887	0.674	-1.388	-0.552	-2.760	0.202	8.334
0.075	-3.435	0.902	0.726	-1.469	-0.543	-2.575	0.177	8.761
0.100	-3.930	0.993	0.698	-1.572	-0.470	-2.461	0.166	9.049
0.150	-5.505	1.267	0.510	-1.669	-0.452	-2.349	0.164	8.633
0.200	-6.280	1.366	0.447	-1.750	-0.435	-2.335	0.175	8.742
0.250	-6.789	1.458	0.274	-1.711	-0.410	-2.332	0.183	8.400
0.300	-7.400	1.528	0.193	-1.770	-0.305	-2.297	0.190	7.643
0.400	-8.750	1.739	-0.020	-1.594	-0.446	-2.219	0.185	7.059
0.500	-9.740	1.872	-0.121	-1.577	-0.489	-2.205	0.191	6.375
0.750	-11.050	2.021	-0.042	-1.757	-0.530	-2.143	0.188	5.166
1.000	-12.184	2.180	-0.069	-1.707	-0.624	-2.092	0.176	5.642
1.500	-13.451	2.270	0.047	-1.621	-0.686	-1.913	0.144	5.963
2.000	-13.700	2.271	0.149	-1.512	-0.840	-1.882	0.126	7.584
3.000	-13.900	2.150	0.368	-1.315	-0.890	-1.789	0.105	8.645
4.000	-14.594	2.132	0.726	-1.506	-0.885	-1.781	0.100	10.204
5.000	-15.634	2.116	1.027	-1.721	-0.878	-1.690	0.098	8.386
7.500	-17.129	2.223	0.169	-0.756	-1.077	-1.721	0.125	5.779
10.000	-17.657	2.132	0.367	-0.800	-1.282	-1.948	0.163	4.135

Tabla 4.15 Coeficientes de la mediana del modelo de movimiento vertical del suelo

Periodo	C ₈	C ₉	C ₁₀	C ₁₁	C ₁₂	C ₁₃	C ₁₄	C ₁₅
PGA	0.000	-0.230	0.759	-0.356	1.019	0.373	-0.117	-0.097
0.010	0.000	-0.229	0.759	-0.354	1.015	0.372	-0.119	-0.094
0.020	0.000	-0.270	0.768	-0.344	0.950	0.400	-0.145	-0.081
0.030	0.000	-0.315	0.766	-0.297	1.056	0.394	-0.196	-0.091
0.050	0.000	-0.329	0.764	-0.363	1.316	0.422	-0.187	-0.290
0.075	0.000	-0.290	0.795	-0.427	1.758	0.336	-0.095	-0.261
0.100	0.000	-0.203	0.842	-0.429	1.411	0.314	-0.100	-0.091
0.150	0.000	-0.203	0.736	-0.421	1.227	0.289	0.002	-0.092
0.200	0.000	-0.203	0.801	-0.429	0.987	0.290	0.040	-0.081
0.250	0.000	-0.203	0.715	-0.438	0.577	0.303	0.047	0.011
0.300	0.000	-0.203	0.708	-0.421	0.279	0.336	0.026	0.092
0.400	0.000	-0.203	0.683	-0.401	0.358	0.358	0.061	0.122
0.500	0.000	-0.203	0.704	-0.417	0.229	0.432	0.090	0.287
0.750	0.016	-0.203	0.602	-0.490	0.574	0.459	0.178	0.292
1.000	0.032	-0.115	0.394	-0.539	0.980	0.442	0.239	0.316
1.500	0.128	-0.005	0.328	-0.611	0.819	0.520	0.276	0.450
2.000	0.255	0.120	0.112	-0.630	0.044	0.566	0.305	0.424
3.000	0.284	0.170	0.011	-0.562	-0.396	0.562	0.348	0.300
4.000	0.261	0.170	0.000	-0.537	0.001	0.515	0.353	0.257
5.000	0.282	0.177	0.000	-0.442	-0.592	0.511	0.304	0.170
7.500	0.387	0.383	0.000	-0.343	-1.138	0.575	0.168	0.219
10.000	0.322	0.334	0.000	-0.199	-0.325	0.324	0.169	0.127

Tabla 4.16 Coeficientes de la mediana del modelo de movimiento vertical del suelo

Periodo	C ₁₆	C ₁₇	C ₁₈	C ₁₉	C ₂₀	ΔC ₂₀ (JI)	ΔC ₂₀ (CH)	k ₁
PGA	0	0.1020	0.0442	0.00784	-0.0053	-0.0018	0.0039	865
0.010	0	0.1026	0.0452	0.00784	-0.0053	-0.0018	0.0039	865
0.020	0	0.1059	0.0427	0.00786	-0.0052	-0.0018	0.0036	865
0.030	0	0.1175	0.0410	0.00815	-0.0052	-0.0020	0.0033	908
0.050	0	0.1238	0.0408	0.00783	-0.0062	-0.0026	0.0039	1054
0.075	0	0.1088	0.0516	0.00726	-0.0072	-0.0021	0.0048	1086
0.100	0	0.0918	0.0559	0.00644	-0.0072	-0.0018	0.0050	1032
0.150	0	0.0720	0.0447	0.00745	-0.0066	-0.0018	0.0048	878
0.200	0	0.0602	0.0485	0.00789	-0.0056	-0.0022	0.0041	748
0.250	0	0.0500	0.0416	0.00629	-0.0049	-0.0025	0.0034	654
0.300	0	0.0382	0.0438	0.00524	-0.0046	-0.0027	0.0031	587
0.400	0	0.0264	0.0307	0.00522	-0.0037	-0.0024	0.0024	503
0.500	0	0.0163	0.0287	0.00539	-0.0031	-0.0025	0.0021	457
0.750	0	-0.0016	0.0277	0.00501	-0.0021	-0.0025	0.0020	410
1.000	0	-0.0072	0.0277	0.00506	-0.0012	-0.0023	0.0012	400
1.500	0	-0.0262	0.0293	0.00353	-0.0004	-0.0013	0.0004	400
2.000	0	-0.0408	0.0221	0.00220	0.0000	-0.0004	0.0000	400
3.000	0	-0.0512	0.0321	-0.00137	0.0000	0.0000	0.0000	400
4.000	0	-0.0567	0.0225	0.00053	0.0000	0.0000	0.0000	400
5.000	0	-0.0429	0.0237	0.00233	0.0000	0.0000	0.0000	400
7.500	0	-0.0308	0.0171	-0.00298	0.0000	0.0000	0.0000	400
10.000	0	0.0067	-0.0017	0.00092	0.0000	0.0000	0.0000	400

Tabla 4.17 Coeficientes de la mediana del modelo de movimiento vertical del suelo

Periodo	k_1	k_1	a_2	h_1	h_2	h_3	h_5	h_6
PGA	0	0	0.167	0.241	1.474	-0.715	-0.337	-0.270
0.010	0	0	0.168	0.242	1.471	-0.714	-0.336	-0.270
0.020	0	0	0.166	0.244	1.467	-0.711	-0.339	-0.263
0.030	0	0	0.167	0.246	1.467	-0.713	-0.338	-0.259
0.050	0	0	0.173	0.251	1.449	-0.701	-0.338	-0.263
0.075	0	0	0.198	0.260	1.435	-0.695	-0.347	-0.219
0.100	0	0	0.174	0.259	1.449	-0.708	-0.391	-0.201
0.150	0	0	0.198	0.254	1.461	-0.715	-0.449	-0.099
0.200	0	0	0.204	0.237	1.484	-0.721	-0.393	-0.198
0.250	0	0	0.185	0.206	1.581	-0.787	-0.339	-0.210
0.300	0	0	0.164	0.210	1.586	-0.795	-0.447	-0.121
0.400	0	0	0.160	0.226	1.544	-0.770	-0.525	-0.086
0.500	0	0	0.184	0.217	1.554	-0.770	-0.407	-0.281
0.750	0	0	0.216	0.154	1.626	-0.780	-0.371	-0.285
1.000	0	0	0.596	0.117	1.616	-0.733	-0.128	-0.756
1.500	0	0	0.596	0.117	1.616	-0.733	-0.128	-0.756
2.000	0	0	0.596	0.117	1.616	-0.733	-0.128	-0.756
3.000	0	0	0.596	0.117	1.616	-0.733	-0.128	-0.756
4.000	0	0	0.596	0.117	1.616	-0.733	-0.128	-0.756
5.000	0	0	0.596	0.117	1.616	-0.733	-0.128	-0.756
7.500	0	0	0.596	0.117	1.616	-0.733	-0.128	-0.756
10.000	0	0	0.596	0.117	1.616	-0.733	-0.128	-0.756

4.4.7 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. 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 ecuación de predicción de movimiento que a continuación se presenta 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) indican 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) usan 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 $V_{s30} \geq 750$ 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 proceso 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:

$$\ln(\text{PGA}) = C_1 + C_2 * M + C_3 * \ln r_{rup} + C_4 e^{C_5 M} + C_6 * Z_T$$

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 $M \approx 6.5$ 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:

$$\ln(SA/PGA) = C_7 + C_8*(8.5 - M)^{2.5} + C_9*\ln(r_{rup} + C_4e^{C_5M})$$

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

$$\ln(y) = C_1 + C_2 M + C_3 (8.5 - M)^{2.5} + C_4 \ln(r_{rup} + e^{(C_5M+C_6M)}) + C_7 \ln(r_{rup} + 2)$$

Donde:

- y = Aceleración espectral en g
- M = Magnitud momento (M_w)
- r_{rup} = Distancia más cercana al área de ruptura (km)

Los coeficientes del GMPE de Sadigh *et al.* (1997), que se presenta en la Tabla 4.18, 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.

Tabla 4.18 Coeficientes de atenuación de aceleraciones espectrales en roca

T (s)	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	C ₇
M_w ≤ 6.5							
0.000	-0.624	1.0	0.000	-2.100	1.29649	0.25	0.000
0.030	-0.624	1.0	0.000	-2.100	1.29649	0.25	0.000
0.070	0.110	1.0	0.006	-2.128	1.29649	0.25	-0.082
0.100	0.275	1.0	0.006	-2.148	1.29649	0.25	-0.041
0.200	0.153	1.0	-0.004	-2.080	1.29649	0.25	0.000
0.300	-0.057	1.0	-0.017	-2.028	1.29649	0.25	0.000
0.400	-0.298	1.0	-0.028	-1.990	1.29649	0.25	0.000

T (s)	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	C ₇
0.500	-0.588	1.0	-0.040	-1.945	1.29649	0.25	0.000
0.750	-1.208	1.0	-0.050	-1.865	1.29649	0.25	0.000
1.000	-1.705	1.0	-0.055	-1.800	1.29649	0.25	0.000
1.500	-2.407	1.0	-0.065	-1.725	1.29649	0.25	0.000
2.000	-2.945	1.0	-0.070	-1.670	1.29649	0.25	0.000
3.000	-3.700	1.0	-0.080	-1.610	1.29649	0.25	0.000
4.000	-4.230	1.0	-0.100	-1.570	1.29649	0.25	0.000
Mw > 6.5							
0.000	-1.237	1.1	0.000	-2.100	-0.48451	0.524	0.000
0.030	-1.237	1.1	0.000	-2.100	-0.48451	0.524	0.000
0.070	-0.540	1.1	0.006	-2.128	-0.48451	0.524	-0.082
0.100	-0.375	1.1	0.006	-2.148	-0.48451	0.524	-0.041
0.200	-0.497	1.1	-0.004	-2.080	-0.48451	0.524	0.000
0.300	-0.707	1.1	-0.017	-2.028	-0.48451	0.524	0.000
0.400	-0.948	1.1	-0.028	-1.990	-0.48451	0.524	0.000
0.500	-1.238	1.1	-0.040	-1.945	-0.48451	0.524	0.000
0.750	-1.858	1.1	-0.050	-1.865	-0.48451	0.524	0.000
1.000	-2.355	1.1	-0.055	-1.800	-0.48451	0.524	0.000
1.500	-3.057	1.1	-0.065	-1.725	-0.48451	0.524	0.000
2.000	-3.595	1.1	-0.070	-1.670	-0.48451	0.524	0.000
3.000	-4.350	1.1	-0.080	-1.610	-0.48451	0.524	0.000
4.000	-4.880	1.1	-0.100	-1.570	-0.48451	0.524	0.000

Coeficientes propuestos por Sadigh *et al.* (1997).

4.5 ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES

En el apartado anterior se presentaron los fundamentos del estudio de amenaza considerando tan sólo un conjunto de opciones de cálculo y de valores de los parámetros de entrada. Sin embargo, la falta de conocimiento profundo de los procesos físicos involucrados en la generación, propagación y atenuación de la energía, la naturaleza aleatoria de las variables y de los fenómenos considerados y la imprecisión de los modelos físico-matemáticos empleados para describir todos ellos, son factores que introducen gran incertidumbre en los resultados del análisis probabilista de la amenaza (p.ej., Schenk, 1989; Budnitz *et al.* 1997). Ante la

imposibilidad de eliminar por completo estas incertidumbres, se han desarrollado técnicas de reconocimiento, cuantificación y en la medida de lo posible, deducción de las mismas. En la actualidad, el análisis de incertidumbres más o menos exhaustivo es práctica generalizada en las estimaciones de amenaza, y su cuantificación es parte importante de la línea metodológica PSHA. Además, y debido a que nuestro conocimiento sobre el fenómeno sísmico es incompleto, es muy importante llegar a un consenso científico sobre cuál es la mejor información en la que basarse para una estimación fiable de la amenaza sísmica.

A continuación, se expondrán las técnicas empleadas para la cuantificación de la incertidumbre, los métodos de representación de ésta y los análisis de sensibilidad.

Existen diversos modos de clasificar las incertidumbres en Peligrosidad Sísmica, no habiendo un claro consenso sobre definiciones y denominaciones relativas al tema. Quizás la clasificación más utilizada es la que distingue entre incertidumbre epistémica e incertidumbre aleatoria, definidas como:

- Epistémicas: inherentes a los modelos asumidos de sismicidad, zonificación, predicción del movimiento (GMPE), etc., que únicamente podría estimarse en caso se conociese el modelo real.
- Aleatoria: asociadas a errores en la estimación de parámetros de un determinado modelo. Estas incertidumbres pueden reducirse aumentando la cantidad y la calidad de la data existente con el fin de estimar con mayor precisión dichos parámetros.

Ambos tipos de incertidumbres se presentan en las diferentes fases de cálculo de la amenaza: definición de fuentes sismogénicas y relaciones de recurrencia, ecuaciones de predicción de movimiento (GMPE) y efecto de las condiciones locales del emplazamiento. Para cuantificar y calibrar dichas incertidumbres se ha propuesto la metodología de árbol lógico (Cramer, 2001a; Wahlström y Gruntal, 2001) que se empleará en esta tesis y se describirá a continuación.

4.6 ÁRBOL LÓGICO DE DECISIONES

Un gran refinamiento en las evaluaciones probabilísticas del peligro sísmico se obtiene mediante el uso de la técnica de árbol de decisiones (Yeats *et al.* 1997). La misma pretende tomar en cuenta las incertidumbres epistémicas asociadas con la zonación sísmica y las relaciones de atenuación (Bommer *et al.* 2005). En esta metodología se sistematizan y formalizan las ideas y pensamientos, cuando han de tomarse varias decisiones secuenciales, permitiendo el tratamiento explícito de

las incertidumbres del modelo de amenaza (Kramer, 1996). En este análisis, a cada decisión se le asigna una probabilidad estimada de ser correcta. El árbol de decisiones se utiliza en conjunto con el juicio de expertos, donde las probabilidades se asignan formalmente mediante un consenso de grupo.

El procedimiento del árbol de decisiones se utiliza para modelar los parámetros de entrada con diferentes probabilidades. Se pueden desarrollar árboles de decisiones que incluyan las incertidumbres en las geometrías de las fuentes sismogénicas, en los modelos de recurrencia, en las ecuaciones de predicción de movimiento, y en cualquier otro parámetro que desee incluirse.

El razonamiento que da lugar a plantear el árbol lógico como herramienta de cuantificación de incertidumbres es el siguiente: si el conocimiento sobre un determinado factor que influye en el estudio de amenaza sísmica es incompleto, entonces debe considerarse todas las opciones plausibles para explicar el comportamiento de dicho factor, y pondérense dichas opciones atribuyendo mayor peso a las más realistas. De esta forma, el resultado obtenido será el más completo y el más acorde con el estado del arte.

El diseño típico del árbol lógico consta de diversos nodos y ramas. Los nodos representan los elementos del análisis de amenaza cuya incertidumbre se quiere cuantificar, por ejemplo la elección de un GMPE, de una zonificación sísmica, etc. Las ramas indican las diferentes opciones consideradas para cada nodo. De todos los nodos sale al menos una rama. Todas las ramas, excepto la del extremo final, desembocan en un nodo. A cada rama que parte de un mismo nodo se le atribuye un peso o probabilidad de ocurrencia del suceso condicionada a esa variable. Así, si un determinado nodo representa la elección de zonificación, y se incluyen diversas posibles zonificaciones como ramas de ese nodo, a cada una se le asignará un peso, que representará la probabilidad de esa elección de zonificación, es decir, la probabilidad de que esa rama represente el valor correcto.

En la evaluación de peligro sísmico probabilístico, se asume generalmente que todos los valores que puede tomar la variable definida en cada nodo son mutuamente exclusivos y colectivamente exhaustivos, por lo cual, la suma de todos los pesos de las ramas de un mismo nodo debe ser la unidad. Es muy importante realizar un diseño de árbol lógico acorde con estas hipótesis, a fin de evitar incongruencias matemáticas. Las ramas del árbol lógico deben representar opciones alternativas creíbles (ramas o-o, es decir, o una opción u otra opción, según Abrahamson (2000) y no opciones que suceden en unas ocasiones y no en otras.

Un suceso cualquiera del árbol lógico, o dicho de otro modo, la adopción de un conjunto de opciones de entrada para el cálculo de la amenaza, vendrá definida por una sucesión de ramas pertenecientes a los sucesivos nodos. La probabilidad de que ocurra el suceso representado por esta sucesión de ramas en cuestión, es el producto de los pesos (o probabilidades) de cada una de las ramas.

En el caso general, un árbol lógico de n nodos con r_1, r_2, \dots, r_n ramas respectivamente, dará a un total de $T = r_1, r_2, \dots, r_n$ resultados individuales, como tasas anuales de excedencia, es decir, a un conjunto de T valores de $\lambda_i (i = 1, 2, \dots, T)$. Cada uno de estos valores será ponderado mediante el producto de los pesos de cada rama considerada. Así para el ejemplo anterior, el valor de λ_i obtenido será multiplicado por el producto de pesos $w_i = w_{12}w_{22}w_{31}$.

Frecuentemente se combinan las soluciones de las diferentes ramas a fin de dar un único resultado del análisis de amenaza. Así, para un periodo de retorno especificado, se calcula a continuación el valor del movimiento esperado para todas y cada una de las sucesiones de ramas del árbol lógico, con los correspondientes pesos. Para ello, se lleva a cabo un tratamiento estadístico de los resultados parciales relativos a las múltiples opciones de entrada del árbol lógico, ajustándolos a una distribución normal de la tasa anual de excedencia del movimiento en el punto o en la grilla de análisis, cuya media es ponderada según los pesos o probabilidades asignadas a las diferentes ramas del árbol. Llamando $\lambda_i (i = 1, 2, \dots, n)$ a la tasa anual de excedencia de la rama i -ésima del árbol lógico y w_i al correspondiente peso, que como se vio anteriormente, es producto de los pesos individuales de las ramas consideradas, entonces el valor medio $\bar{\lambda}_w$ y la desviación típica estándar σ_w de la distribución de la amenaza total –resultante del árbol lógico ponderado por los pesos w_i – vienen dados por las siguientes expresiones:

$$\bar{\lambda}_w = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} w_i \cdot \lambda_i}{n} \quad \sigma_w = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} w_i \cdot (\lambda_i - \bar{\lambda}_w)^2}{\frac{n-1}{n'}}$$

Donde n' indica el número de nodos cuyos pesos son distintos de cero.

La desviación estándar da una medida de la incertidumbre total del movimiento del suelo esperado en el emplazamiento para el periodo de retorno especificado. Es importante resaltar que la incertidumbre total depende de la amplitud del movimiento del suelo para el que se evalúa la amenaza (Cramer *et al.* 1996).

En general, como resultado del análisis de amenaza se presentan varias curvas que representan, en ordenadas, la tasa o probabilidad anual de excedencia para

la media y diversos niveles de confianza (percentiles) determinados y, en abscisas, el valor del parámetro del movimiento. La cuantificación de la incertidumbre lleva a establecer así el intervalo en el cuál se encontrará el valor del parámetro de medida de la amenaza, con una cierta probabilidad, que es fijada en función del nivel de riesgo que se requiere asumir, dependiendo de la aplicación a la que vaya dirigida la estimación.

Un inconveniente de su uso es que los requisitos computacionales se incrementan a medida que aumentan el número de nodos y ramas. Parámetros que se caracterizan mejor mediante el uso de distribuciones continuas como, por ejemplo, la Magnitud Máxima, son difíciles de tratar con la metodología del árbol de decisiones sin hacer uso de un gran número de ramas. La información concerniente a las incertidumbres y sensibilidad de las ecuaciones de atenuación, sólo se obtiene cuando se realiza la desagregación de la amenaza (Scherbaum *et al.* 2005). En la presente evaluación de amenaza sísmica sobre el territorio nacional, a fin de aminorar estas incertidumbres epistémicas relacionadas al valor de magnitud máxima es que se ha considerado optar por el valor de la magnitud máxima de cada fuente sismogénica $M_{\max} \pm 0.1 M_w$ a modo de que el valor de la magnitud máxima no sea un valor estático sino una variable tipo rango.

Sabetta *et al.* (2005) determinó que el resultado final de una evaluación de amenaza sísmica depende principalmente de la relación de atenuación de la aceleración del terreno, más que del número de nodos y ramas del árbol de decisiones, el cual no influye tan críticamente. Aun así, Bommer y Scherbaum, han alertado sobre el uso de árboles de decisiones con exceso de nodos y ramas.

Scherbaum *et al.* (2005) y Bommer *et al.* (2005), propusieron una forma de realizar árboles de decisiones con fines de evaluación del peligro sísmico intentando ordenar un poco la confusión existente. Por otra parte, un método alternativo que no utiliza un árbol de decisiones para realizar evaluaciones de peligro sísmico probabilístico ha sido propuesto por Albarello (2007), el cual está basado en la validación empírica del resultado producto de los diversos modelos de cálculo.

En el presente análisis a modo de aminorar las incertidumbres epistémicas al análisis de recurrencia sísmica es que se ha optado por el modelo de ajuste de máxima verosimilitud en vez del modelo de mínimos cuadrados, adicional a ello se ha considerado el valor de la magnitud máxima $M_{\max} \pm 0.1 M_w$ de este modo este parámetro correspondería a un rango y no a un valor estático. Por otra parte, en el árbol lógico de decisiones empleado se ha considerado el modelo geométrico de las fuentes sismogénicas representados por la media (Geometría 1) y a su vez se ha considerado un escenario más conservador (Geometría 2) definiéndose fuentes sismogénicas de intraplaca más superficiales. Finalmente, dentro de este

árbol lógico también se incluye la ponderación de los GMPE aplicables para fuentes de subducción y corticales tal como se aprecia en la Figura 4.3.

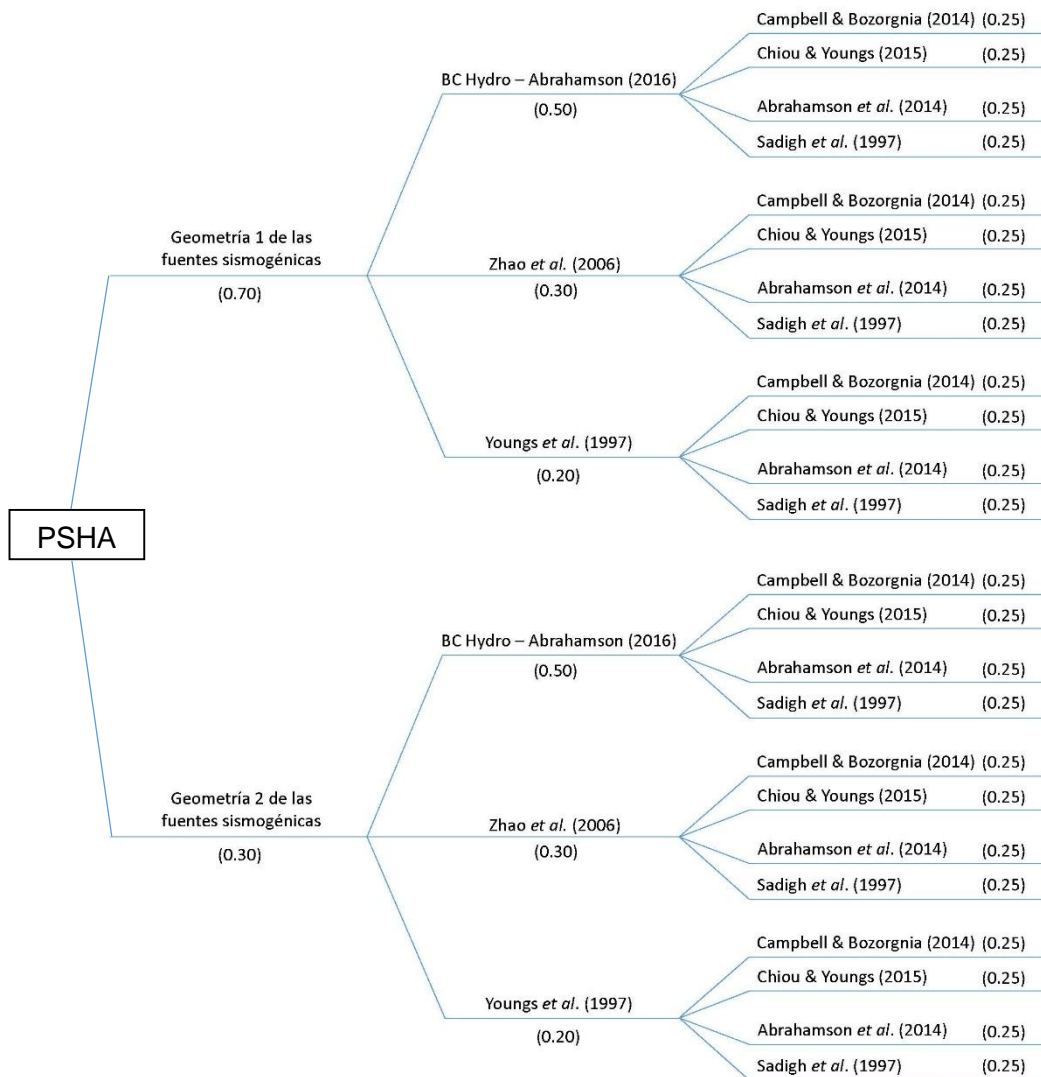


Figura 4.3 Árbol lógico de decisiones empleado

4.7 REPRESENTACIÓN DE LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

Los resultados obtenidos de la evaluación del peligro sísmico probabilístico habitualmente pueden ser expresados como:

4.7.1 Probabilidad de Ocurrencia

Los sismos que definen el catálogo sísmico del territorio nacional empleados en la presente tesis son consecuentes con la distribución de Poisson, la cual se basa en que no existe dependencia entre eventos respecto al tiempo. El periodo de

retorno para eventos que obedecen un proceso de Poisson es: $T = 1/N$, donde N es la cantidad promedio de sucesos de ciertas características que ocurren por unidad de tiempo.

La *probabilidad de excedencia o de ocurrencia* es la probabilidad de que al menos un sismo de ciertas características tendrá lugar en un periodo de tiempo (de exposición) dado.

Considerándose que los tiempos de vida útil de estructuras o industriales fluctúan entre 50 y 100 años existirían dos escenarios con distintas probabilidades de excedencia de interés. Una asociada a la ocurrencia de sismos de magnitud moderada pero con probabilidades de ocurrencia relativamente altas, llamados sismos base de operación (OBE de sus siglas en inglés) en la cual la estructura no puede sufrir daños importantes que la pongan fuera de uso. La reparación de daños debe tener un costo razonable.

La otra estaría asociada a eventos de gran magnitud pero de ocurrencia esporádica, es decir, el sismo más fuerte que se espera que se presente una sola vez durante la vida de una estructura denominado sismo raro o también conocido como sismo máximo considerado (MCE de sus siglas en inglés). Habitualmente se cuenta con justificación económica de aceptar que un sismo de estas características produzca daños estructurales importantes siempre y cuando se evite el colapso de la estructura, la pérdida de vidas humanas y de bienes materiales.

La selección de la probabilidad de excedencia (riesgo), vinculado a un periodo de vida útil (para el presente ejemplo $T=50$ años) y representado en diversos periodos de retorno (Tr) se representa en la siguiente ecuación de riesgo:

$$\%risk = 1 - e^{\frac{-T}{Tr}}$$

Un resumen de valores de probabilidad de excedencia y periodos de retorno típicos es presentado en la Tabla 4.19.

Tabla 4.19 Probabilidades de excedencia asociados a diversos periodos de retorno en 50 años de exposición

Probabilidad de excedencia	Periodo de retorno (años)
29.2 %	145
10.0 %	475
5.0 %	975
2.0 %	2475

Probabilidad de excedencia	Periodo de retorno (años)
1.0 %	5000

En la presente tesis se ha elaborado mapas de isoaceleraciones espectrales para los periodos de retorno de 145, 475, 1000, 2475 y 5000 años.

4.7.2 Curvas de Amenaza

También conocidas como *curvas de peligro sísmico* y representan la interrelación entre una gamma de niveles del movimiento del suelo y la probabilidad de excedencia anual (o también puede ser representada como tasas equivalentes de excedencia siempre y cuando se defina previamente un periodo de exposición).

Ejemplos de curvas de peligro sísmico para un emplazamiento son representados en la Figuras 4.4 y 4.5 donde la primera corresponde a una curva de probabilidad de excedencia anual (presentado en las ordenadas como la inversa del periodo de retorno ($1/Tr$)), y la segunda corresponde a tasas equivalentes de excedencia para 50 años de exposición sísmica (expresado en porcentaje de excedencia (%)).

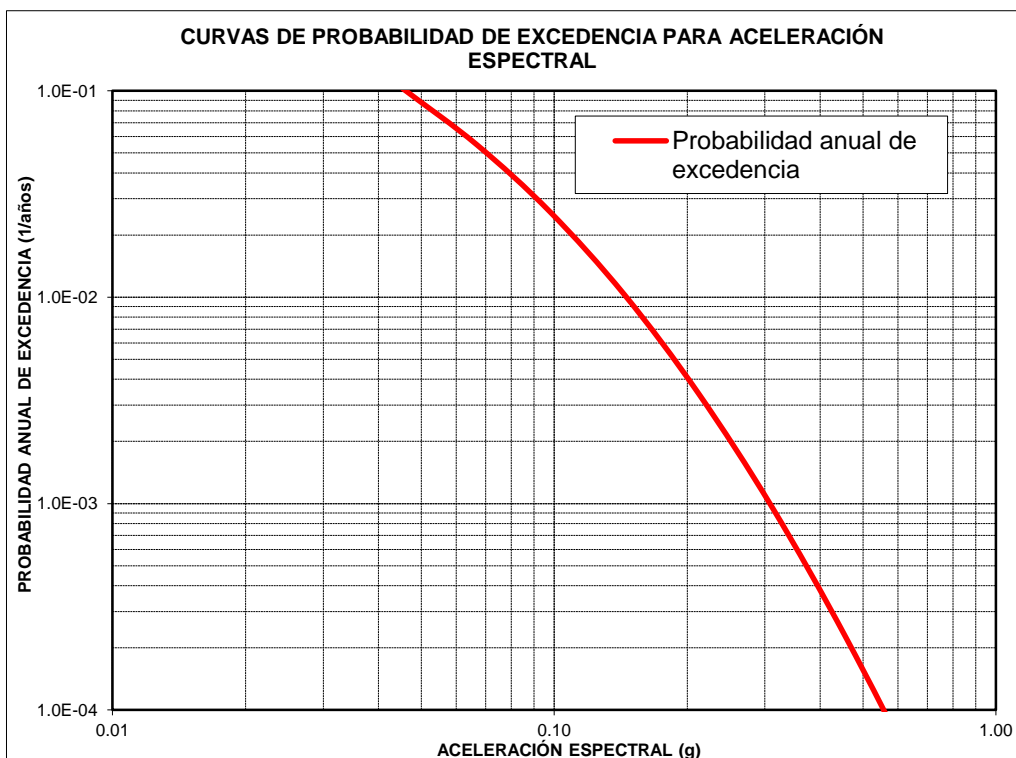


Figura 4.4 Curva de peligro sísmico expresado en Probabilidad de excedencia anual ($1/Tr$) vs. Aceleración espectral (g)

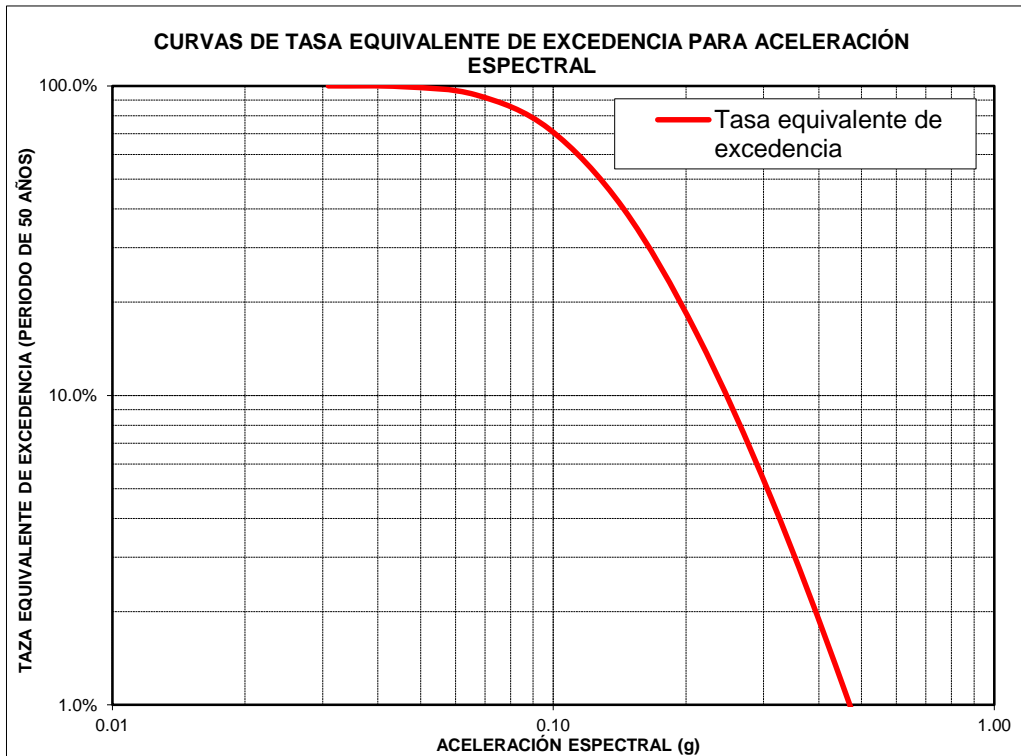


Figura 4.5 Curva de peligro sísmico expresado en Tasa equivalente de excedencia en 50 años (%) vs. Aceleración espectral (g)

4.7.3 Espectro de Peligro Uniforme

Para aquellos sitios que pueden estar sujetos a excitaciones sísmicas provenientes de más de una fuente, el desarrollo de espectros de diseño se hace muy complicado. El sitio puede estar sujeto a movimientos fuertes de alta frecuencia provenientes de pequeños sismos cercanos o a movimientos fuertes de periodo largo, causados por sismos fuertes mucho más alejados. Es aquí donde los espectros de amenaza uniforme (Trifunac y Lee, 1987) facilitan la interpretación de la amenaza sísmica así como la construcción de espectros de diseño. Cada una de las ordenadas del espectro de peligro uniforme se obtiene mediante curvas de peligro o amenaza sísmica, para cada una de las frecuencias de interés. Con este enfoque, el espectro de diseño tiene una probabilidad de excedencia igual en todos los periodos de vibración y su forma uniforme se debe a los procedimientos de promediar, inherentes a las relaciones de atenuación en las cuales están basados (Kramer, 1996).

En la Figura 4.6 se aprecia un ejemplo de la forma geométrica de un espectro de amenaza uniforme evaluado en la zona nor-central del Perú para 10 % de excedencia en 50 años, es decir, para 475 años de periodo de retorno.

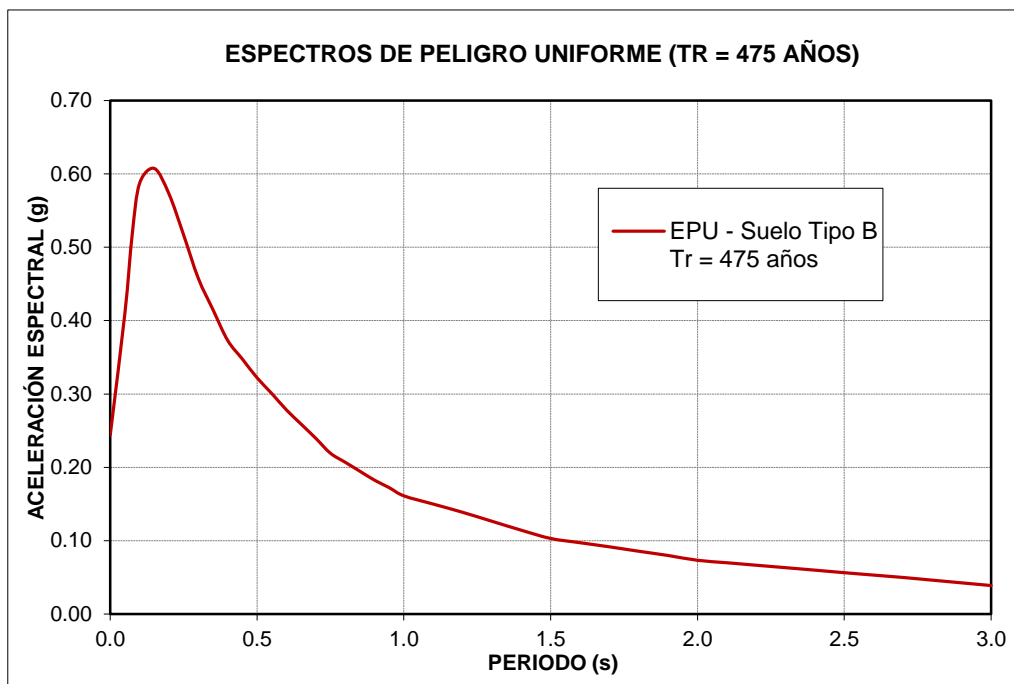


Figura 4.6 Espectro de peligro uniforme en roca con 5 % de amortiguamiento para un periodo de retorno de 475 años

Métodos para la estimación de espectros de peligro uniforme (también conocidos como espectros de respuesta probabilísticos o de amenaza uniforme) para sitios determinados han sido descritos por Klein (1988). Algermissen y Leyendecker (1992), Leyendecker y Algermissen (1992) y Algermissen *et al.* (1992).

Por otra parte, una de las grandes críticas que se le hace a la metodología clásica de evaluación del peligro sísmico probabilístico es el uso que hace de los conceptos de incertidumbres sistémicas y epistémicas (Krinitzky, 2002a; Krinitzky, 2002b), y que para valores bajos de probabilidad de excedencia (elevados periodos de retorno) los resultados de peligro sísmico sean demasiado elevados o poco realistas (Mucciarelli *et al.* 2000; Wang *et al.* 2003; Stein *et al.* 2003; Wang and Ormsbee, 2005; Wang, 2006; Bommer y Abrahamson, 2006). Algunos autores como Klugel (2007) sugiere que esto se debe a que el modelo tradicional de evaluar la amenaza sísmica probabilística, que se ha presentado anteriormente, es inexacto y produce muchos errores sistemáticos inherentes a los procesos de cálculo.

4.8 GENERACIÓN DE ESPECTROS PARA DIFERENTES FACTORES DE AMORTIGUAMIENTO

En el presente estudio y al igual que en la mayor parte de las normativas sísmicas, se presentan espectros de diseño para un factor de amortiguamiento del $\xi=5\%$,

este factor es muy adecuado para estructuras de concreto armado en las que se espera un agrietamiento considerable en los elementos estructurales ante un sismo severo. Sin embargo, cuando se diseñan estructuras acero o estructuras con dispositivos de disipación de energía o aislamiento en la base, se necesita tener espectros para otros valores de amortiguamiento.

En la nueva corriente de diseño de las estructuras de concreto armado o de acero, se incorporan a la misma, dispositivos de disipación de energía, con los cuales se obtienen un valor alto de factor de amortiguamiento ξ que puede estar alrededor de 9 % o más. Por otro lado, para estructuras de concreto armado en las que no se espera agrietamientos en los elementos estructurales, el factor de amortiguamiento es menor al 5 %.

Dada esta premisa, se proponen los factores B_0 y B_1 que multiplicarán a las formas de los espectros hallados para un 5 % de amortiguamiento a fin de obtener espectros para cualquier factor de amortiguamiento ξ (Aguiar, 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 multiplicará a los espectros propuestos en el presente informe a modo de obtener espectros con amortiguamientos menores al 5 %.

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

A continuación se presenta en la Tabla 4.20, los coeficientes B_i propuestos para diversos amortiguamientos.

Tabla 4.20 Coeficientes B_i para diversos amortiguamientos ξ

Amortiguamiento ξ	Coficiente B_i
1 %	1.586
2 %	1.362
3 %	1.207
4 %	1.091
5 %	1.000
6 %	0.930
7 %	0.874
8 %	0.829
9 %	0.790
10 %	0.758

4.9 RESULTADOS DE LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

Realizada la evaluación de amenaza sísmica en el territorio nacional sobre una malla de resolución de 0.1° geográfico en longitud y latitud, esta evaluación ha sido representada en los *anexos 1.1 y 1.2* de la presente tesis según se detalla a continuación:

- Curvas de probabilidad de excedencia anual vs. Aceleración espectral para periodos $T=0.0$ s (PGA), $T=0.2$ s, y $T=1.0$ s (véase *Anexo 2.1: Curvas de Probabilidad de Excedencia Anual*);
- Espectros de peligro uniforme para 475 y 2475 años de periodo de retorno (véase *Anexo 1.2: Espectros de Peligro Uniforme*); y

Estas curvas de peligro sísmico y espectros de peligro uniforme han sido obtenidos para algunas de las ciudades más importantes del Perú cuyos valores de aceleraciones espectrales son resumidos en la siguiente tabla:

Tabla 4.21 Aceleraciones espectrales de las principales ciudades del país

Período Estructural T (s)	Aceleraciones espectrales (% g) en suelo firme de las principales ciudades del Perú para un período de retorno de 475 años					
	Áncash	Lima	Ica	Arequipa	Puno	Tacna
0.0	0.33	0.43	0.52	0.42	0.23	0.48
0.2	0.74	0.95	1.15	0.93	0.49	1.10
0.3	0.59	0.77	0.93	0.75	0.41	0.89
0.4	0.49	0.66	0.79	0.63	0.38	0.75
0.5	0.43	0.57	0.69	0.54	0.31	0.65
1.0	0.22	0.29	0.35	0.28	0.15	0.34
1.5	0.14	0.19	0.23	0.18	0.10	0.22
2.0	0.10	0.14	0.17	0.13	0.07	0.16
3.0	0.06	0.08	0.09	0.07	0.04	0.09

4.9.1 Mapa de Isoaceleraciones Espectrales en el Perú

Como parte de la presentación de resultados de la evaluación probabilística de peligro sísmico sobre el territorio nacional, se ha generado diversos mapas de isoaceleraciones espectrales para los periodos de retorno T_r : 100, 145, 475, 1000, 2475 y 5000 años en los periodos T : 0.0 s, 0.2 s y 1.0 s. (Véase Anexo 2.0: Mapas de isoaceleraciones espectrales).

CAPÍTULO V: APLICATIVO WEB DE CÁLCULO DE PELIGRO SÍSMICO Y ESPECTROS DE DISEÑO ESPECÍFICO

5.1 GENERALIDADES

Actualmente, la norma técnica peruana NTP E.030, 2016 de diseño sismorresistente considera 4 zonas sísmicas definidas a nivel distrital sobre el territorio nacional según se aprecia en la Figura 5.1.

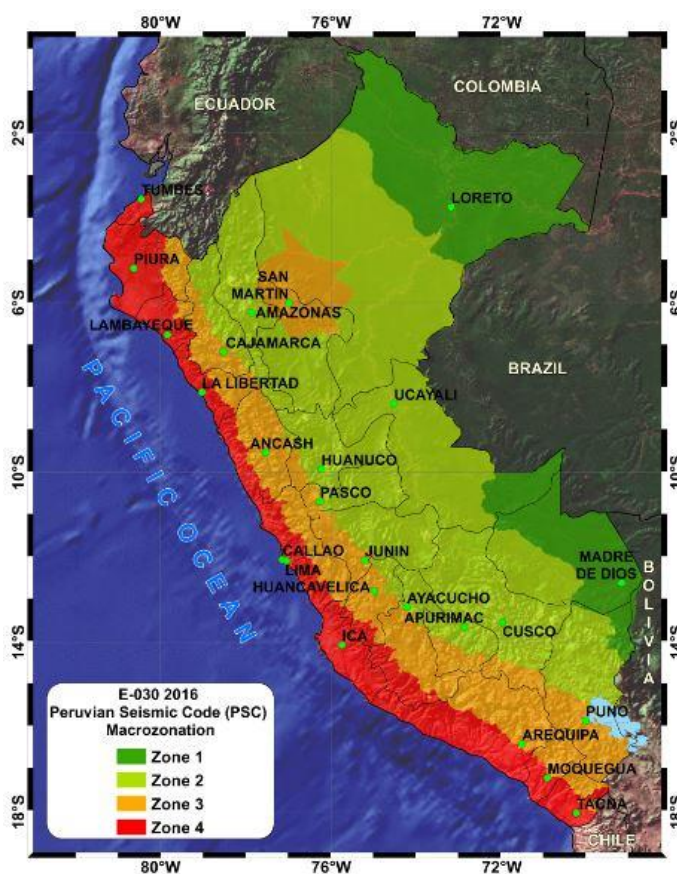


Figura 5.1 Mapa de zonificación sísmica para 10 % de excedencia en 50 años – E.030, 2016

Este mapa de macrozonificación sísmica fue generado a partir del mapa de isoaceleraciones espectrales presentado por el Instituto Geofísico del Perú por Tavera *et al.* (2014) empleando un catálogo sísmico para el periodo 1960-2012, los modelos de atenuación de Youngs *et al.* (1997) y Sadigh *et al.* (1997) así como el empleo de 33 fuentes sismogénicas con una única geometría de subducción propuesta. Los resultados obtenidos sirvieron para delimitar el territorio nacional en 4 zonas sísmicas las cuales se interpretan como la aceleración máxima horizontal en suelo rígido con una probabilidad de 10 % de ser excedida en 50

años. El factor Z se expresa como una fracción de la aceleración de la gravedad según se detalla en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1 Factor de zona Z – E.030, 2016

Zona	Factor de zona Z (% g)
Zona 1	0.10
Zona 2	0.25
Zona 3	0.35
Zona 4	0.45

Sin embargo, diversos estándares y códigos internacionales han dejado de lado el uso de mapas de macrozonas sísmicas optando por mapas de isoaceleraciones espectrales para diversos periodos de retorno y periodos estructurales. Ello ha permitido definir de una manera más precisa el aporte de aceleración asociada a una probabilidad de excedencia y tiempo de vida útil de la estructura.

Estos mapas de isoaceleraciones espectrales son actualmente empleados en normas de diseño sísmico Estadounidenses tales como: ASCE SEI 7, IBC, NEHRP y AASHTO. Sin embargo, tanto en Latinoamérica (normas técnicas de Perú, Ecuador, Colombia, Chile, etc.) y Europa (Eurocode8) y el resto del mundo existen aún mapas de macrozonificación sísmica (provenientes de un análisis de peligro sísmico regional) con los cuales aún cuentan con “factores de zona” asignados (p.ej., Italia y el resto de Europa a la fecha cuentan con caracterización de macrozonas sísmicas y no emplean mapas de isoaceleraciones u otros métodos tal como se aprecia en la Figura 5.2).

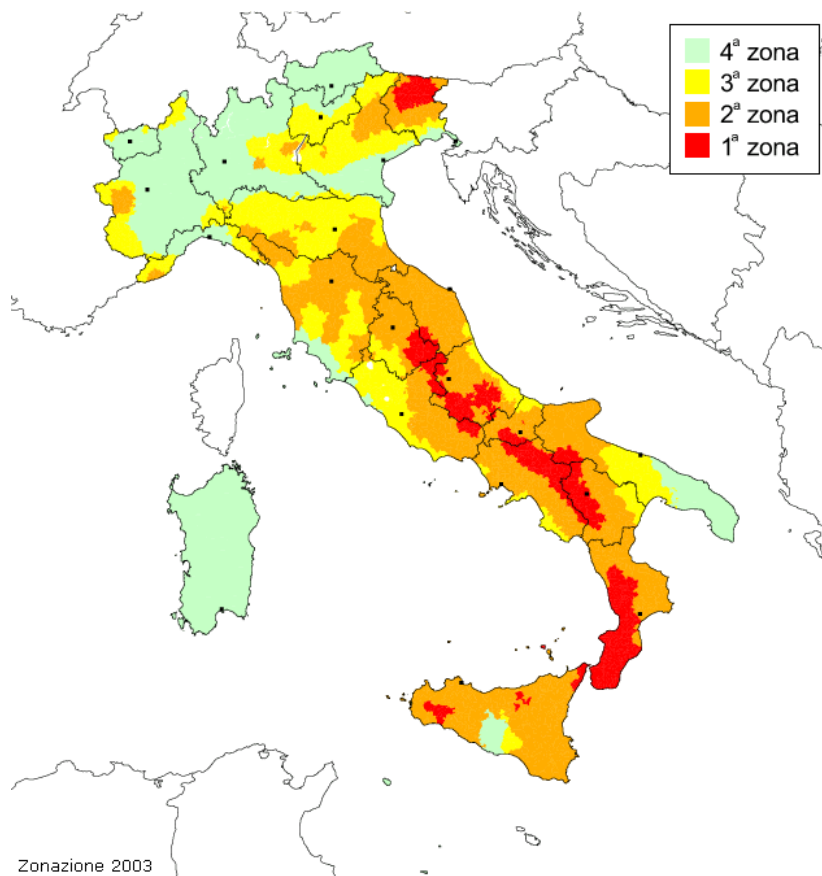


Figura 5.2 Zonificación sísmica de Italia – EuroCode8

Donde las cuatro zonas sísmicas de Italia han sido definidas acorde al valor de máxima aceleración del suelo a_g , cuya probabilidad de excedencia es de 10 % en 50 años. En la Tabla 5.2 se presenta los valores de aceleraciones del suelo asignadas al espectro de la norma técnica Italiana.

Tabla 5.2 Aceleraciones asignadas al espectro elástico para Italia

Zona Sísmica	Aceleración del suelo con probabilidad de excedencia equivalente a 10 % en 50 años (a_g)	Aceleración asignada al espectro de respuesta elástico (Norma técnica) (a_g)
1	> 0.25 g	0.35 g
2	0.15 g - 0.25 g	0.25 g
3	0.05 g - 0.15 g	0.15 g
4	< 0.05 g	0.05 g

En el 2013, en colaboración del EU-FP7 (European Commission – Research: Seventh Framework Program) se presentó el proyecto de Armonización de Peligro Sísmico en Europa (de sus siglas en inglés SHARE) en el cual se manifiesta la gran importancia de caracterizar de una manera más detallada los efectos de los sismos a modo de que estos sean aplicados al diseño sismorresistente variando

desde estructuras convencionales (edificaciones de diversos pisos) hasta infraestructura de gran importancia tales como puentes o presas. Este proyecto facilitará la actualización del European Seismic Building Code (EuroCode8) el cual tal como se mencionó anteriormente correspondería al consecuente desuso de zonas sísmicas y al nuevo empleo de mapas de isoaceleraciones espectrales o isoaceleraciones sísmicas tal como se aprecia en la Figura 5.3.

En vista de las nuevas tendencias de elaboración de espectros de diseño, el presente trabajo de investigación presenta mapas de isoaceleraciones espectrales para los periodos de retorno T_r : 100, 145, 475, 1000, 2475 y 5000 años evaluados para los periodos estructurales T : 0.0 s, 0.2 s, y 1.0 s (véase Anexo D) encontrándose dentro de este grupo de mapas las aceleraciones espectrales más habituales en la construcción de espectros de diseño de normativas Estadounidenses anteriormente descritas, sin embargo, estas normativas se encuentran ligadas a progresivas actualizaciones (cada cuatro años para edificaciones y cada dos años para puentes) dentro de las cuales, en lo concerniente a la evaluación de la amenaza sísmica, la USGS ha desarrollado un aplicativo web de libre consulta que permite la generación de *Curvas de Peligro Sísmico* (<https://earthquake.usgs.gov/hazards/interactive/>) provenientes de la evaluación regional de peligro sísmico probabilístico sobre el territorio de EE. UU.

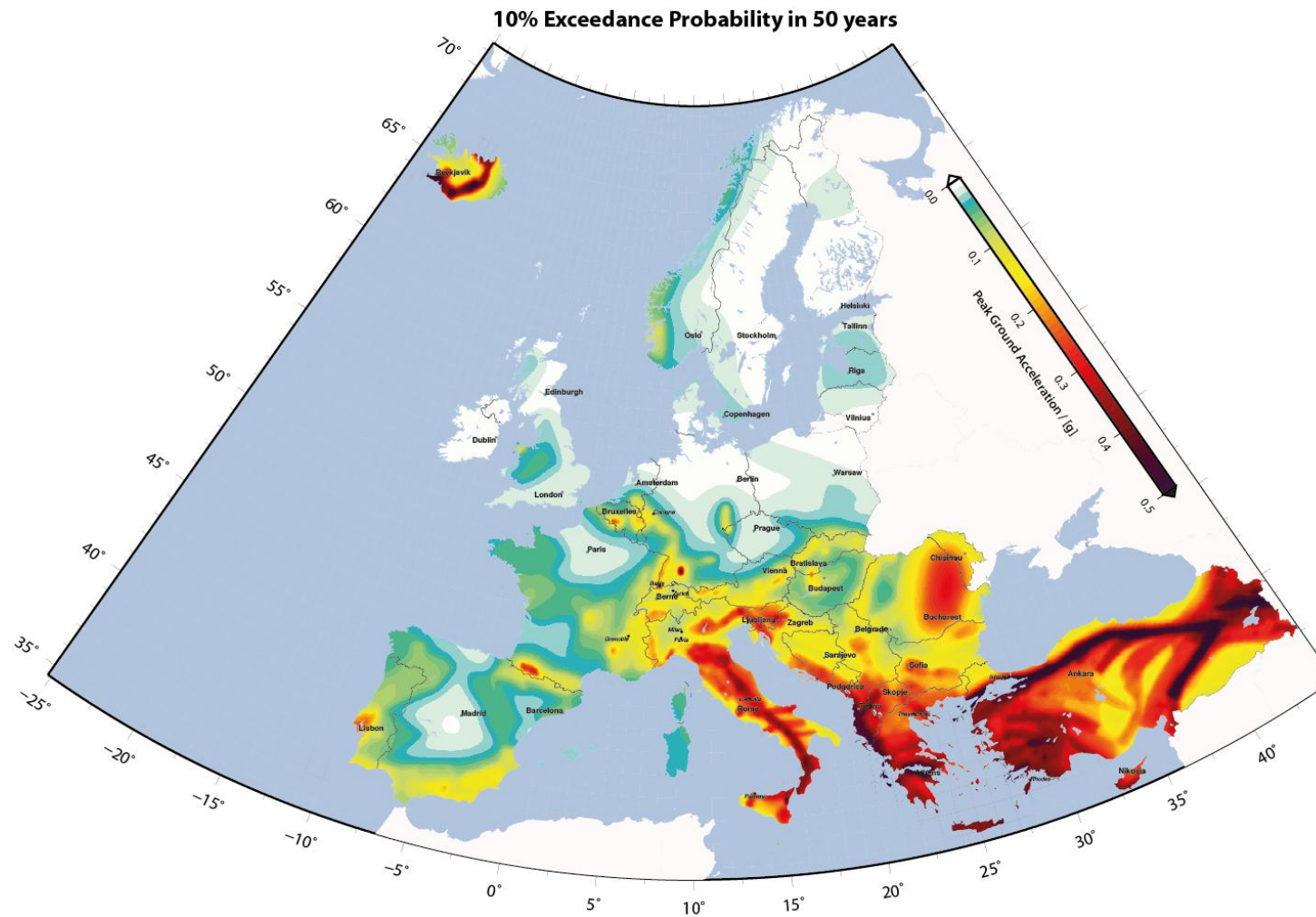


Figura 5.3 Mapa de armonización de peligro sísmico en Europa (2013)

5.2 APLICATIVO WEB DE CÁLCULO DE PELIGRO SÍSMICO

La presente tesis incluye el desarrollo de un software de ingeniería el cual ha sido transformado a una interfaz web con el propósito de brindar libremente a modo de consulta los resultados de la evaluación de peligro sísmico probabilístico en el Perú sobre una grilla que se extiende en todo el territorio nacional cada 0.1° geográfico en longitud-latitud. El aplicativo web ha sido llamado “Determinación de Peligro Sísmico en el País” el cual fue desarrollado por la empresa ZER Geosystem Perú SAC a solicitud de SENCICO mediante el proceso de adjudicación directa selectiva N° 0.26-2015-SENCICO publicado en el SE@CE en el marco del proyecto “Actualización del programa de cómputo elaborado por SENCICO orientado a la determinación del peligro sísmico en el País”. Este aplicativo web se encuentra en la página web de SENCICO y puede ser accedido desde el link: <http://www.sencico.gob.pe/investigacion/publicaciones.php?id=492>

Este aplicativo web consta de cuatro partes fundamentales:

- Mapa de geo localización – *Google Maps* ©2017, Google.
- Graficador de *Curvas de Peligro Sísmico* (Probabilidad de excedencia anual vs. Aceleración espectral).
- Graficador de *Espectros de Peligro Uniforme* para periodos de retorno entre 1 y 10,000 años; y
- Graficador de *Espectros de Diseño* obtenidos según el IBC, 2015 y la norma peruana E.030, 2016(*).

(*) Esta última considera espectros de diseño de la E.030, 2016 (presentación de los espectros $Z*S*C$) considerándose los factores de zona Z correspondientes a la zonificación sísmica de la norma así como factores de zona específicos del punto evaluado “ $Z_{\text{especifico}}$ ” asignados para periodos de retorno de 475 años provenientes de la evaluación probabilística de amenaza sísmica de la presente tesis.

5.2.1 Mapa de Geo Localización

Para el empleo del mapa de geo localización se ha utilizado la interfaz de programación de aplicaciones “API” (de sus siglas en inglés: *Application Programming Interface*) de Google Maps con el cual se puede especificar las coordenadas del punto de interés o seleccionar dinámicamente las coordenadas

mediante el control de las vistas (*zoom in – zoom out*) tal como se aprecia en la Figura 5.4.

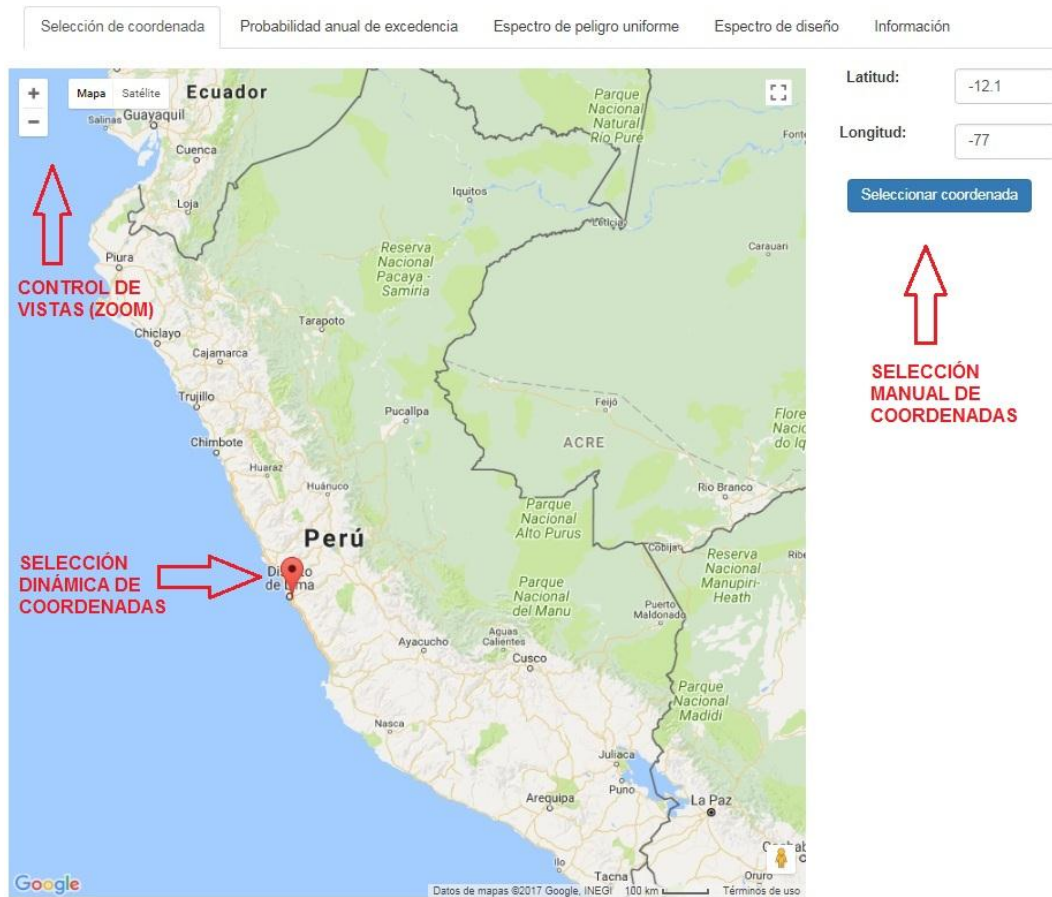


Figura 5.4 Selección de coordenadas de estudio y control de vistas

5.2.2 Graficador de Curvas de Peligro Sísmico

Las curvas de peligro sísmico (amenaza sísmica) pueden ser representadas por gráficas logarítmicas de *Probabilidad anual de excedencia vs. Aceleración espectral* el cual parte de una base de datos pre calculados mediante el software de ingeniería CRISIS 2015 (extensión de archivo: *.gra). El aplicativo web grafica de manera dinámica en las abscisas los valores de aceleración espectral (g), mientras que en las ordenadas grafica la probabilidad anual de excedencia (1/Tr).

Estas curvas de peligro sísmico grafican probabilidades anuales de excedencia desde 1 hasta 0.0001, es decir, para periodos de retorno Tr desde 1 hasta 10 000 años. Estas curvas se encuentran definidas por un máximo de 20 puntos.

El esquema de las curvas de peligro sísmico para diversos amortiguamientos es presentado en la Figura 5.5.

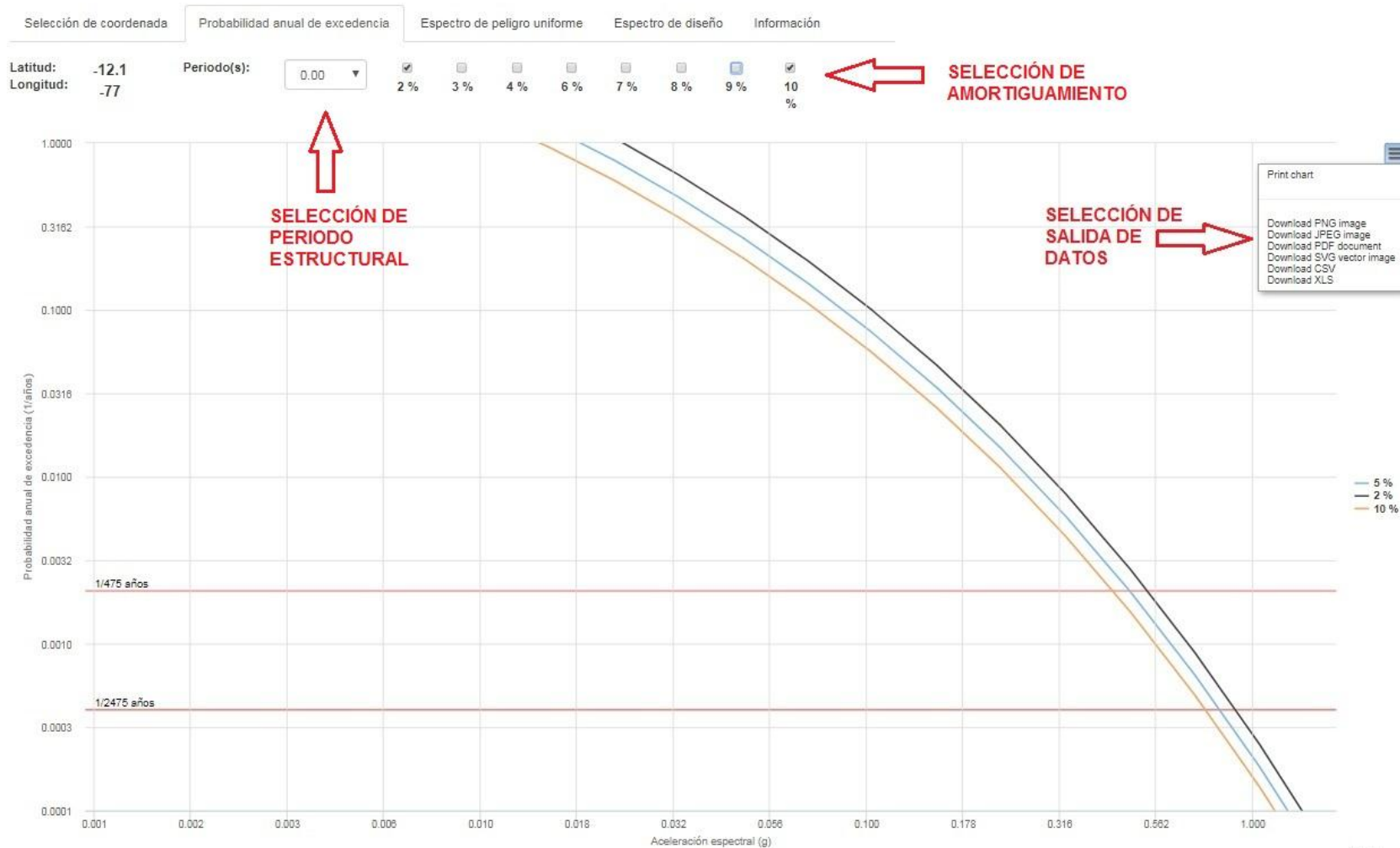


Figura 5.5 Curvas de peligro sísmico para diversos amortiguamientos – Aplicativo web

5.2.3 Graficador de Espectros de Peligro Uniforme

El aplicativo web permite graficar espectros de peligro sísmico uniforme representado por valores de aceleración espectral (g) en el eje de las ordenadas y valores de periodos estructurales (s) en el eje de las abscisas. Estas curvas están definidas por un total de 42 periodos desde 0.0 s hasta 3.0 s tal como se detalla en la Tabla 5.3.

Tabla 5.3 Periodos estructurales que definen al espectro de peligro uniforme

Abscisa	Periodos (s)	Abscisa	Periodos (s)
1	0.000	22	1.000
2	0.050	23	1.100
3	0.075	24	1.200
4	0.100	25	1.300
5	0.150	26	1.400
6	0.200	27	1.500
7	0.250	28	1.600
8	0.300	29	1.700
9	0.350	30	1.800
10	0.400	31	1.900
11	0.450	32	2.000
12	0.500	33	2.100
13	0.550	34	2.200
14	0.600	35	2.300
15	0.650	36	2.400
16	0.700	37	2.500
17	0.750	38	2.600
18	0.800	39	2.700
19	0.850	40	2.800
20	0.900	41	2.900
21	0.950	42	3.000

Estos espectros de peligro uniforme pueden ser graficados para diversos amortiguamientos así como para el rango de periodos de retorno desde 1 año hasta 10 000 años así como para facilidad del usuario, tiene preestablecido los botones de gráfica automática de espectros de peligro uniforme para 475, 1000 y 2475 años que son aquellos asignados comúnmente en las normativas y códigos para edificaciones y puentes tales como la E.030, IBC, ASCE SEI 7, AASHTO y NEHRP.

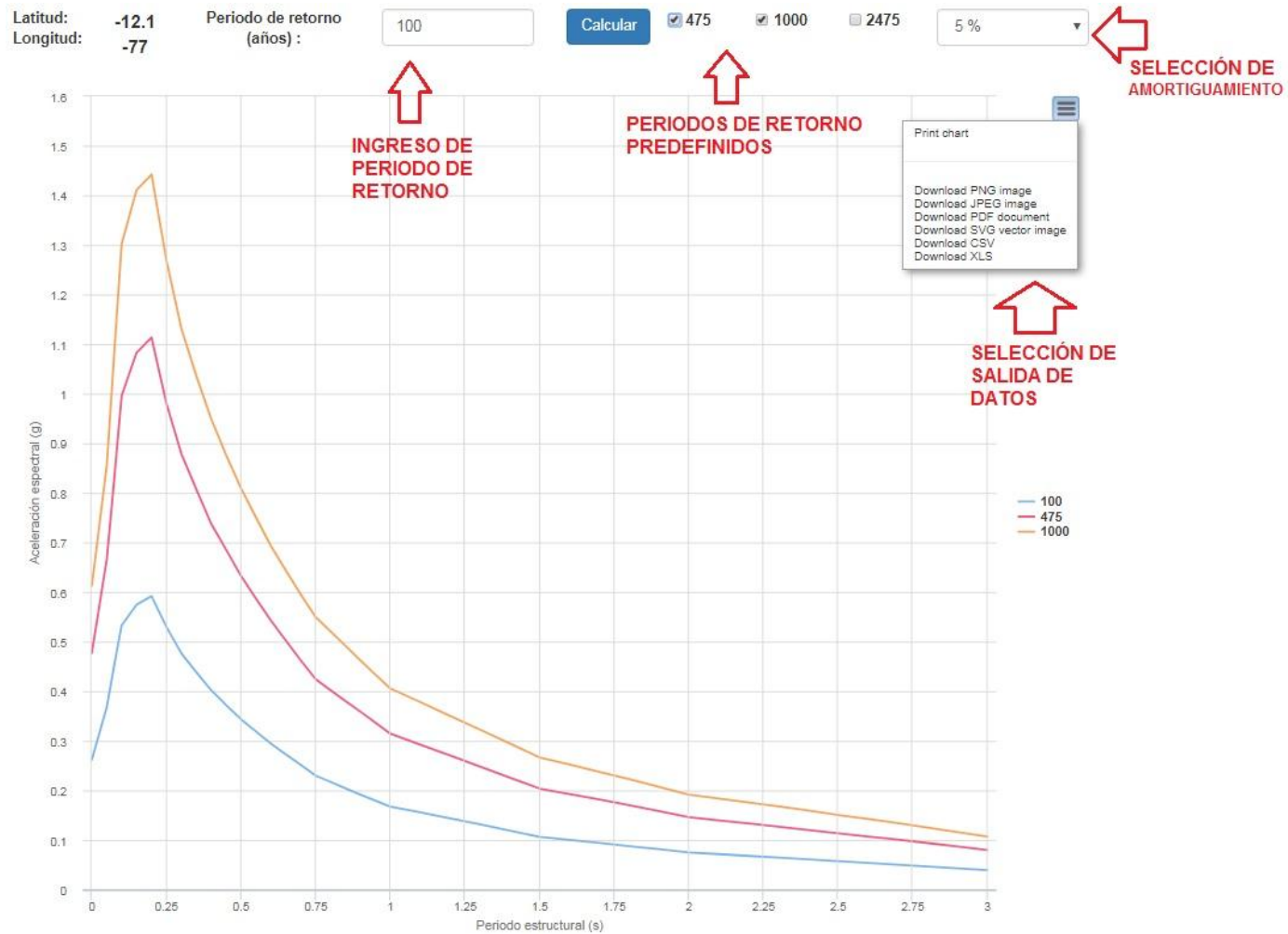


Figura 5.6 Espectros de peligro uniforme – Aplicativo web

5.2.4 Graficador de Espectros de Diseño

Los espectros de diseño que pueden graficarse mediante el uso de este aplicativo web corresponden a las normas:

- IBC, 2015: Considera valores de aceleración obtenidos del análisis de peligro sísmico para 2475 años de periodo de retorno (factorado por 2/3) y 5 tipos de suelo (véase acápite 5.3);
- E.030, 2006: Considera 3 tipos de factor de zona y 3 perfiles de suelo;
- E.030, 2016: Considera 4 tipos de factor de zona y 4 perfiles de suelo (véase acápite 5.4); y
- E.030, 2016 ($Z_{\text{específico}}$): Considera factores de zona obtenidos del análisis de peligro sísmico para 475 años de periodo de retorno y 4 perfiles de suelo (véase acápite 5.5).

Estos espectros de diseño pueden ser comparados entre ellos mismos así como con el espectro de peligro uniforme obtenido para 475 años de periodo de retorno. Además, permite graficar simultáneamente estos espectros para diversos tipos de suelo (perfil de suelos según la E.030). Un esquema de los espectros de diseño que pueden graficarse por medio del aplicativo web se presenta en la Figura 5.8.

Los *espectros de diseño* así como los *espectros de peligro uniforme* y las *curvas de peligro sísmico* pueden descargarse en diversos formatos de visualización tales como *.PGN, *.JPGE, *.PDF, *.SVG, o en formatos digital/numérico tales como *.CSV y *.XLS tal como se aprecia en la Figura 5.7.

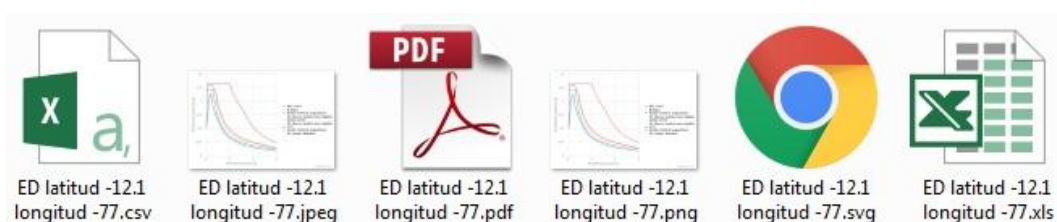


Figura 5.7 Salidas de datos del aplicativo web

Los nombres de los archivos iniciarán con los prefijos “CPAE” para identificar las Curvas de probabilidad anual de excedencia, “EPU” para identificar los espectros de peligro uniforme, y “ED” para identificar las salidas de los espectros de diseño evaluados mediante el empleo del aplicativo web.

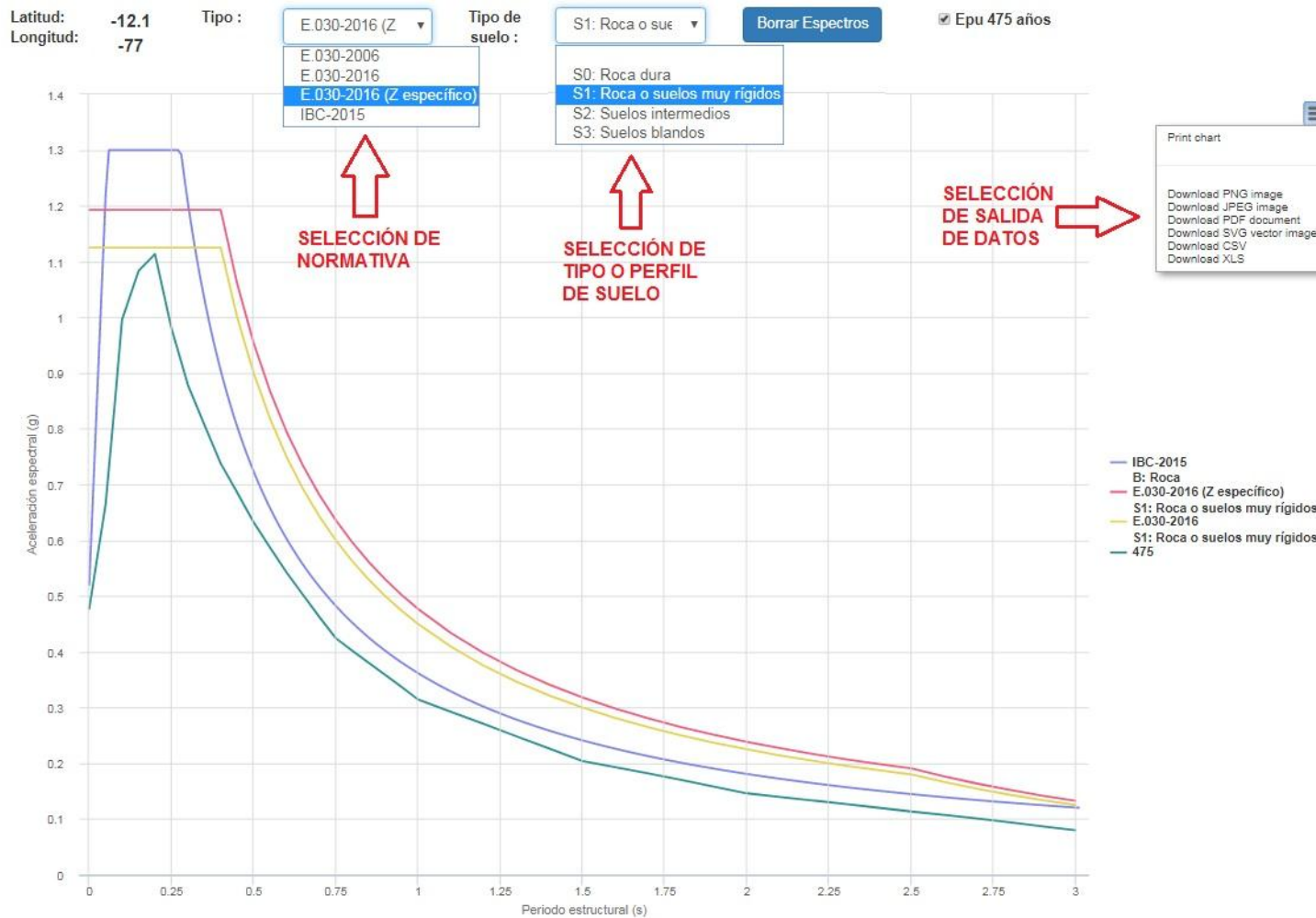


Figura 5.8 Espectros de diseño – Aplicativo web

La metodología de construcción de los diversos espectros de diseño así como un análisis comparativo entre los espectros de la norma E.030 Diseño Sismorresistente considerando los factores de zona Z y Z específico se detallan a continuación:

5.3 ESPECTROS DE DISEÑO SEGÚN IBC, 2015

De acuerdo a las consideraciones de la International Building Code (IBC, 2015) y del ASCE SEI 7-10, se ha estimado un espectro de diseño sísmico para la zona de estudio considerando el suelo tipo B (roca). Estos espectros de diseño sísmico están basados en los resultados de las ordenadas espectrales para 0.2 s y 1.0 s de los espectros de peligro uniforme determinados para 2475 años de periodo de retorno, el cual representa al Máximo Sismo Considerado (MCE) probabilístico.

El espectro de diseño sísmico se obtiene mediante la estimación de coeficientes de ajustes del MCE para periodos cortos (S_{MS}) y a 1 s de periodo (S_{M1}). Estos coeficientes de ajuste del MCE se obtienen de la siguiente manera:

$$S_{MS} = F_a S_s$$

$$S_{M1} = F_v S_1$$

Donde:

S_s , se obtiene determinando el valor de la ordenada para 0.2 s del espectro de peligro uniforme (g) en suelo tipo B (roca).

S_1 , se obtiene determinando el valor de la ordenada para 1.0 s del espectro de peligro uniforme (g) en suelo tipo B (roca).

Los coeficientes F_a y F_v se obtienen de las Tablas 5.4 y 5.5 publicadas en el Capítulo 11 del ASCE/SEI 7 del 2010.

Tabla 5.4 Coeficientes de sitio Fa

Clase de Sitio	Parámetros de periodo corto de Aceleración Espectral para el MCE				
	$S_S \leq 0.25$	$S_S = 0.50$	$S_S = 0.75$	$S_S = 1.00$	$S_S \geq 1.25$
A	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
B	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
C	1.2	1.2	1.1	1.0	1.0
D	1.6	1.4	1.2	1.1	1.0
E	2.5	1.7	1.2	0.9	0.9
F	Ver sección 11.4.7 del ASCE/SEI 7-10				

Utilice interpolación lineal para valores intermedios de S_S

Tabla 5.5 Coeficientes de sitio Fv

Clase de Sitio	Parámetros de periodo a 1 s de la Aceleración Espectral para el MCE				
	$S_1 \leq 0.10$	$S_1 = 0.20$	$S_1 = 0.30$	$S_1 = 0.40$	$S_1 \geq 0.50$
A	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
B	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
C	1.7	1.6	1.5	1.4	1.3
D	2.4	2.0	1.8	1.6	1.5
E	3.5	3.2	2.8	2.4	2.4
F	Ver sección 11.4.7 del ASCE/SEI 7-10				

Utilice interpolación lineal para valores intermedios de S_S

Luego de obtener valores S_{MS} y S_{M1} , se procede a determinar parámetros para el diseño del espectro de respuesta de aceleraciones, tales como: S_{DS} para periodos cortos, S_{D1} para 1 s de periodo, T , T_0 , T_S y T_L .

Donde:

S_{DS} , ordenada espectral del espectro de respuesta de aceleraciones para periodos cortos (g)

S_{D1} , ordenada espectral del espectro de respuesta de aceleraciones para 1 s de periodo (g)

T , periodo fundamental de la estructura (s)

T_0 , periodo de inicio de la platea de periodos cortos (s)

T_s , periodo final de la platea de periodos cortos (s)

T_L , periodo de transición de periodo largo (s)

Los parámetros indicados se estiman de la siguiente manera:

$$S_{DS} = \frac{2}{3} S_{MS}$$

$$S_{D1} = \frac{2}{3} S_{M1}$$

$$T_0 = 0.2 \frac{S_{D1}}{S_{DS}}$$

$$T_s = \frac{S_{D1}}{S_{DS}}$$

Una vez estimados los parámetros indicados, las ordenadas del espectro de respuesta de diseño (S_a) se determinan teniendo en cuenta las siguientes consideraciones:

$$S_a = S_{DS} \left(0.4 + 0.6 \frac{T}{T_0} \right) \quad \Rightarrow \quad T \leq T_0$$

$$S_a = S_{DS} \quad \Rightarrow \quad T_0 \leq T \leq T_s$$

$$S_a = \frac{S_{D1}}{T} \quad \Rightarrow \quad T_s \leq T \leq T_L$$

$$S_a = \frac{S_{D1} \cdot T_L}{T^2} \quad \Rightarrow \quad T \geq T_L$$

La Figura 5.9 muestra el espectro de respuesta de diseño desarrollado con las formulaciones previamente indicadas.

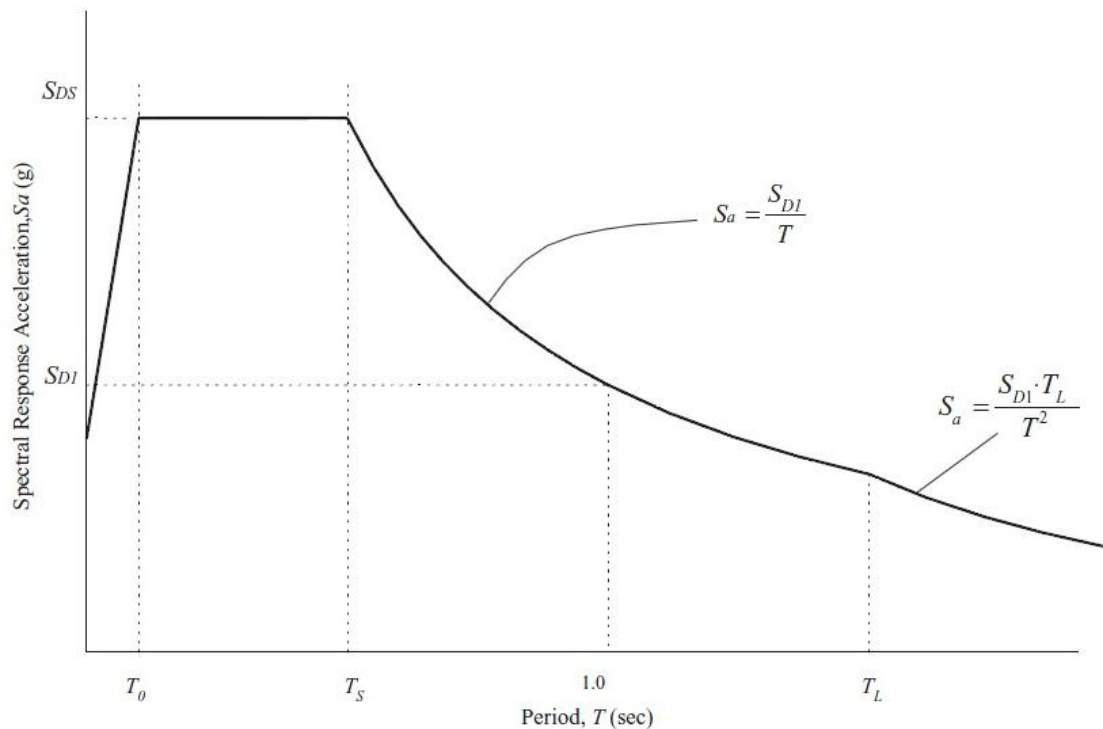


Figura 5.9 Esquema Gráfico del Espectro de Diseño Genérico según IBC, 2015

5.4 ESPECTROS DE DISEÑO SEGÚN E.030, 2016

La construcción de espectros de diseño de la norma E.030, 2016 se encuentran representados por aceleraciones espectrales (en las ordenadas) provenientes de la multiplicación de los factores Z, S y C.

5.4.1 Factor de Zona (Z)

La norma E.030, 2016 considera el factor de zona Z el cual se interpreta como la aceleración máxima horizontal en suelo rígido con una probabilidad de 10 % de ser excedida en 50 años (equivalente a 475 años de periodo de retorno). El factor Z se expresa como una fracción de la aceleración de la gravedad. Esta zonificación del territorio nacional se encuentra subdividida a nivel distrital según detalle del Anexo 1 de la norma. Los factores Z de las cuatro zonas son descritas en la Tabla 5.6.

Tabla 5.6 Factores de zona

Zona Sísmica	Aceleración máxima horizontal con probabilidad de excedencia de 10 % en 50 años (Z)
1	0.10 g
2	0.25 g
3	0.35 g
4	0.45 g

5.4.2 Perfiles de suelo, factores "S" y periodos T_P y T_L

Para los efectos de esta Norma, los perfiles de suelo se clasifican tomando en cuenta la velocidad promedio de propagación de las ondas de corte ($\overline{V_s}$), o alternativamente, para suelos granulares, el promedio ponderado de los $\overline{N_{60}}$ obtenidos mediante un ensayo de penetración estándar (SPT), o el promedio ponderado de la resistencia al corte en condición no drenada ($\overline{S_u}$) para suelos cohesivos. Estas propiedades deben determinarse para los 30 m superiores del perfil de suelo medidos desde el nivel del fondo de cimentación.

Los perfiles de suelo son cinco:

- Perfil tipo S_0 : Roca dura
- Perfil tipo S_1 : Roca o suelos muy rígidos
- Perfil tipo S_2 : Suelos intermedios
- Perfil tipo S_3 : Suelos blandos
- Perfil tipo S_4 : Condiciones excepcionales

La Tabla 5.7 muestra el resumen del criterio de clasificación de los perfiles de suelo.

Tabla 5.7 Clasificación de los perfiles de suelo E.030, 2016

Perfil	$\overline{V_s}$	$\overline{N_{60}}$	$\overline{S_u}$
S ₀	> 1500 m/s	–	–
S ₁	500 m/s a 1500 m/s	> 50	> 100 kPa
S ₂	180 m/s a 500 m/s	15 a 50	50 kPa a 100 kPa
S ₃	< 180 m/s	< 15	25 kPa a 50kPa
S ₄	Clasificación basada en el EMS		

Estos perfiles de suelos y la ubicación de los mismos en diversas zonas son materia de interés debido a que los factores de suelo “S” y los periodos “T_P” y “T_L” dependen de la conjugación de los mismos según se aprecia en las Tablas 5.8 y 5.9.

Tabla 5.8 Factores de suelo “S” – E.030, 2016

FACTOR DE SUELO “S”				
SUELO ZONA	S ₀	S ₁	S ₂	S ₃
Z ₄	0.80	1.00	1.05	1.10
Z ₃	0.80	1.00	1.15	1.20
Z ₂	0.80	1.00	1.20	1.40
Z ₁	0.80	1.00	1.60	2.00

Tabla 5.9 Periodos T_P y T_L – E.030, 2016

PERIODOS “T _P ” Y “T _L ”				
	Perfil de suelo			
	S ₀	S ₁	S ₂	S ₃
T _P (s)	0.3	0.4	0.6	1.0
T _L (s)	3.0	2.5	2.0	1.6

5.4.3 Factor de amplificación sísmica (C)

Este factor define la geometría del espectro de diseño Z*S*C para los periodos T (periodo fundamental de vibración)

$$C = 2.5 \quad ; \quad T < T_P$$

$$C = 2.5 \cdot \left(\frac{T_P}{T}\right) \quad ; \quad T_P < T < T_L$$

$$C = 2.5 \cdot \left(\frac{T_P \cdot T_L}{T^2}\right) \quad ; \quad T > T_L$$

En base a lo expuesto, los espectros que caracterizan a Lima y Arequipa para un suelo tipo S₁ y factores de zona Z=0.45 y 0.35 estarían siendo representados por la Figura 5.10.

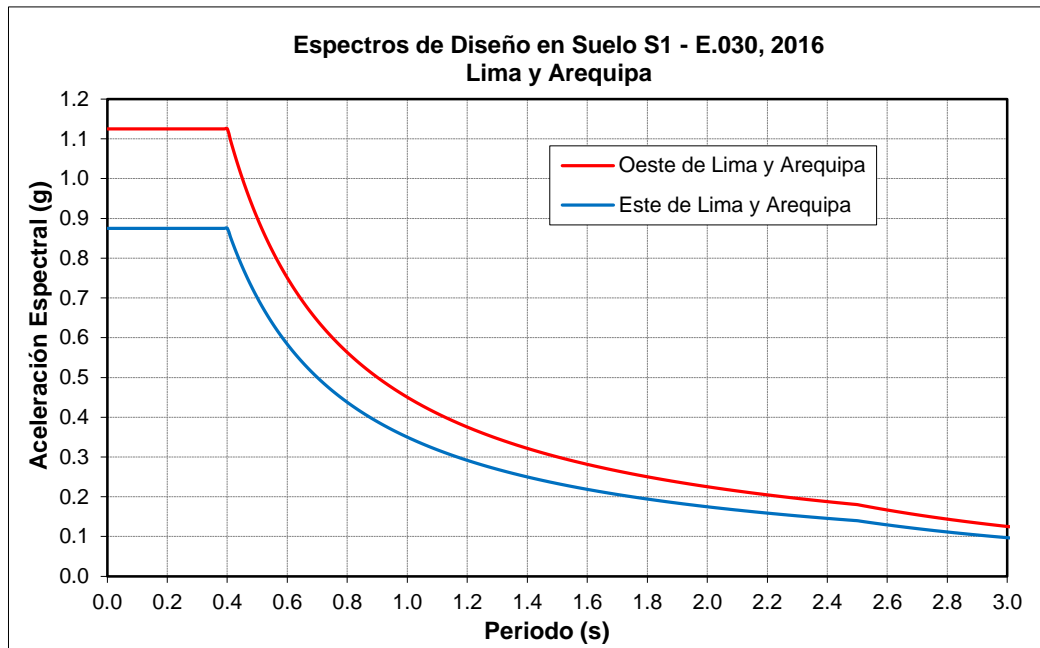


Figura 5.10 Espectro de diseño para Lima y Arequipa en suelo tipo S₁

Tal como se puede apreciar, para el caso de un mismo tipo de suelo, tanto Lima como Arequipa y demás departamentos en el territorio nacional se encontrarían definidos por dos únicos espectros de diseño (en este caso debido a que los factores de zona Z solo pueden adquirir los valores de 0.45 o 0.35).

Tal como se describió, la presente tesis incluye un aplicativo web con el cual se puede representar espectros de diseño considerando factores de zona específico “Z_{específico}” según se detalla a continuación:

5.5 ESPECTROS DE DISEÑO ESPECÍFICO (E.030, 2016 – Z_{específico})

Tal como se mencionó en el presente capítulo, una de las salidas gráficas del aplicativo web refiere a la generación de espectros de diseño según la norma E.030, 2016 pero considerando factores de zona Z_{específico} obtenidos de la

evaluación de peligro sísmico probabilístico para 10 % de excedencia en 50 años de exposición sísmica lo cual es congruente con 475 años de periodo de retorno.

A modo de ejemplo, considerándose que se generarán los espectros de diseño para un perfil de suelos tipo S_1 : *roca o suelos muy rígidos*, el aplicativo web presentaría diversos espectros de diseño debido a que los valores de aceleraciones máximas horizontales (PGA) decrecen progresivamente conforme la zona de interés se ubica más hacia el este (véase Figura 5.11 en la que se ilustra la distribución de isoaceleraciones en Arequipa).

En este ejemplo se aprecia que los 8 puntos de análisis presentan diferentes valores de aceleraciones máximas horizontales según se detalla en la Tabla 5.10

Tabla 5.10 PGA para 8 puntos de análisis en Arequipa

Punto de análisis	Aceleración máxima horizontal para 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años ($Z_{\text{específico}}$)
A	0.505 g
B	0.482 g
C	0.456 g
D	0.424 g
E	0.400 g
F	0.385 g
G	0.366 g
H	0.349 g
I	0.327 g

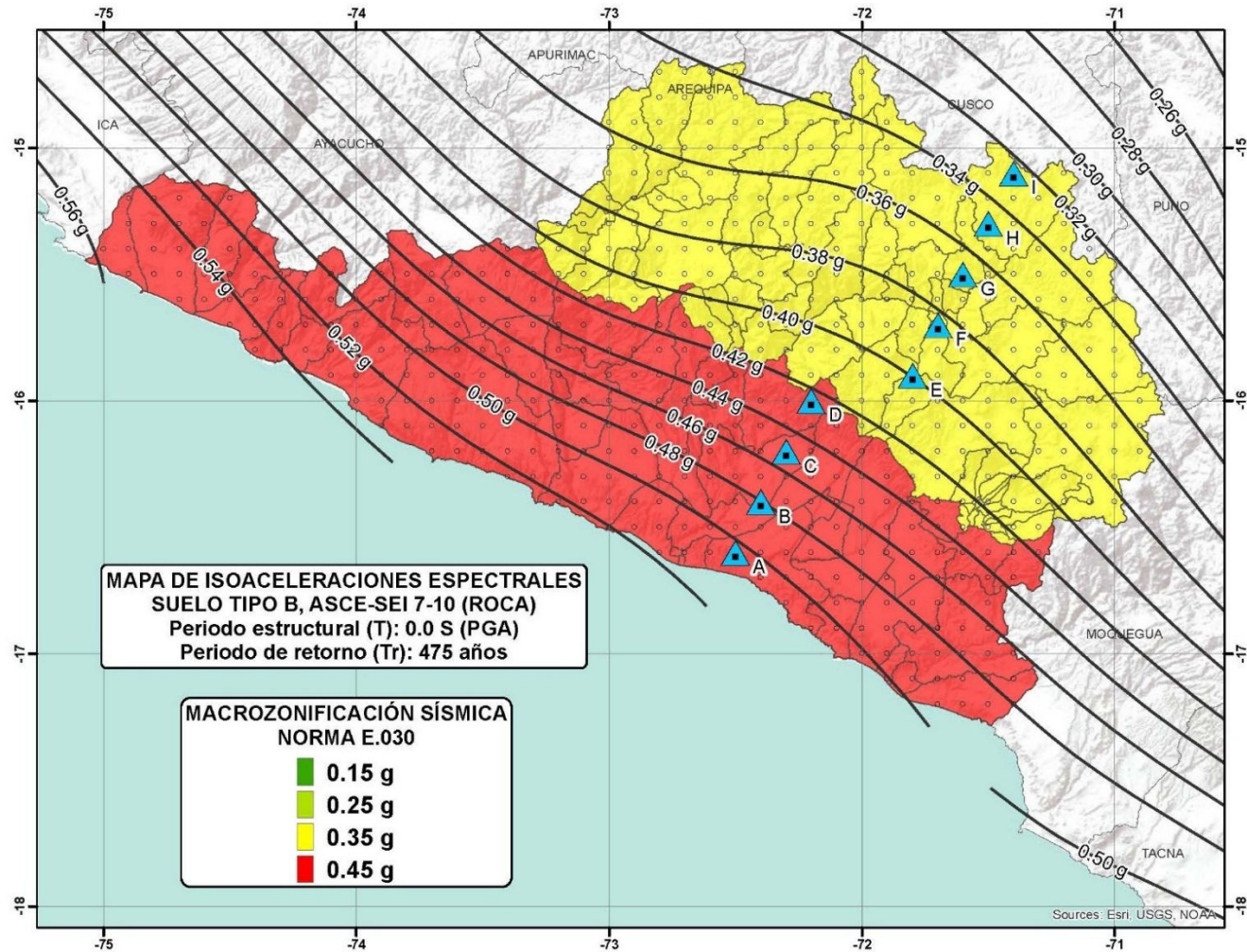


Figura 5.11 Mapa de isoaceleraciones de Arequipa para PGA y 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años

De este modo, el aplicativo web presentaría diversos espectros de diseño (Z^*S^*C) para la Zona 4 (véase Figura 5.12) y para la Zona 3 (véase Figura 5.13), cada uno de estos espectros evaluados para un perfil de suelo tipo S_1 .

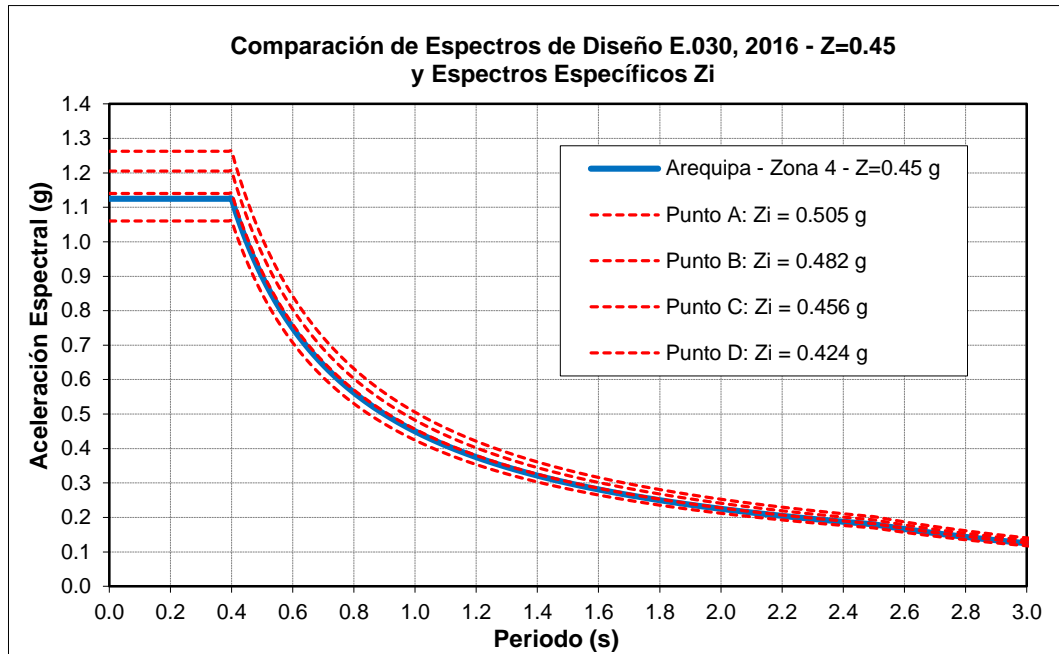


Figura 5.12 Comparación de espectros de diseño en la Zona 4 de Arequipa

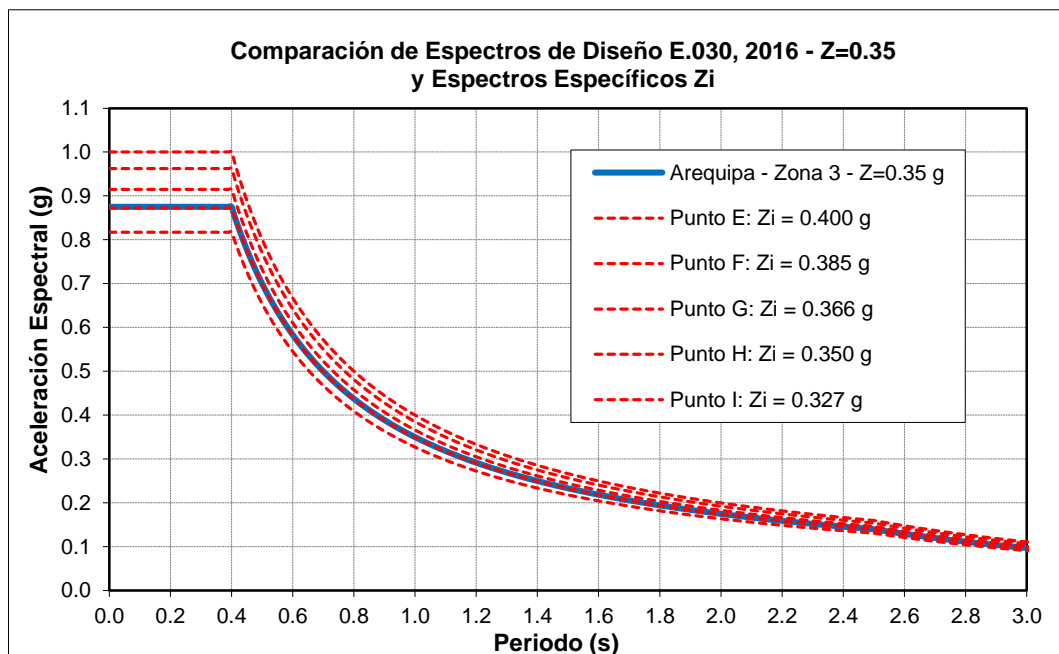


Figura 5.13 Comparación de espectros de diseño en la Zona 3 de Arequipa

De este modo, se aprecia que para diversos puntos evaluados en Arequipa ubicados en la Zona 4 (definida por un factor de zona $Z = 0.45$) presentaría valores de aceleraciones horizontales máximas para 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años (equivalentes a $Z_{\text{específico}}$) de 0.424 g hasta 0.505 g, consecuentemente, se esperaría obtener espectros de diseño con aceleraciones espectrales mayores y menores que aquellas definidas por la norma E.030, 2016, dependiendo del punto específico a evaluar.

Análogamente, al momento de evaluar diversos puntos en Arequipa ubicados en la Zona 3 (definida por un factor de zona $Z = 0.35$) se esperaría obtener espectros de diseño con aceleraciones espectrales menores y mayores debido a que los valores de aceleración horizontal máxima para 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años obtenidos del presente estudio fluctúan entre el rango de 0.327 g hasta 0.400 g.

CONCLUSIONES

La sismicidad del Perú se encuentra determinada predominantemente por el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana la cual genera eventos sísmicos de subducción de interfase e intraplaca; además, dicho proceso de subducción genera deformaciones de la corteza del continente generando así eventos sísmicos de corteza superficial o corticales.

Se ha compilado el catálogo sísmico desde el año 1555 al 2016 para su posterior homogenización de magnitud sísmica a magnitud momento M_w y depurado de eventos premonitores, réplicas y duplicados; la distribución espacial de los focos del catálogo sísmico así como la geomorfología de los rasgos tectónicos que influyen en la sismicidad del Perú han permitido definir 29 fuentes sismogénicas regionales tipo área que representan a los eventos sísmicos de interfase, intraplaca superficial, intraplaca intermedia y corticales. Además, las geometrías de subducción de intraplaca han sido diferenciadas mediante dos modelos de subducción con el fin de aminorar incertidumbres epistémicas referentes a la profundidad focal y a la distancia más cercana al área de ruptura (R_{RUP}) los cuales son variables de gran importancia en el cálculo de peligro sísmico probabilístico.

El análisis probabilístico de amenaza sísmica ha sido desarrollado empleando ecuaciones de predicciones del movimiento del suelo (GMPE) apropiadas para los mecanismos de subducción de interfase, subducción de intraplaca y corticales. La ponderación de los aportes de estas fuentes han sido analizadas mediante un árbol lógico de decisiones dada la gran sensibilidad que las incertidumbres epistémicas se presentan en los resultados, los cuales a su vez consideraron dos geometrías de subducción. Además, a modo de lidiar con las incertidumbres epistémicas de definición del parámetro magnitud máxima (M_{max}), éste parámetro ha sido considerado como un rango de valores: $M_{max} = M_{max \text{ fuente}} \pm 0.1 * M_w$. El análisis de recurrencia ha sido realizado empleando el modelo de G-R y considerando el método de ajuste de máxima verosimilitud.

La evaluación del peligro sísmico ha sido desarrollada con el programa CRISIS 2015 v.2.2 sobre una malla de puntos equiespaciados 0.1° geográficos sobre el territorio nacional. Los resultados obtenidos han sido expresados mediante curvas de peligro sísmico, espectros de peligro uniforme, mapas de isoaceleraciones espectrales y un aplicativo web de libre consulta de peligro sísmico probabilístico en el Perú. Las conclusiones y recomendaciones más destacables de los resultados obtenidos son:

- Para todos los periodos de retorno, las mayores aceleraciones horizontales PGA se presentan en el borde costero del territorio nacional encontrándose valores de aceleración de 0.49 g en Piura; 0.43 g en Lima y Áncash; 0.56 g en Ica; y 0.50 g en Arequipa, Moquegua y Tacna evaluados para 10 % de excedencia en 50 años.
- La morfología de distribución de las isolíneas en los mapas de isoaceleraciones espectrales son muy similares para los diversos periodos de retorno evaluados: 100, 145, 475, 1000, 2475 y 5000 años.
- El mapa de isoaceleraciones obtenido en la presente tesis para la aceleración máxima horizontal (PGA) y 10 % de probabilidad de excedencia en 50 años proporciona aceleraciones mayores a las obtenidas en estudios anteriores (Alva y Castillo, 1993; Monroy y Bolaños, 2006) así como gran similitud con aquel obtenido en el estudio del IGP (Tavera, 2014). La presente evaluación señala valores de aceleración ligeramente mayores que las del IGP en casi todo el territorio nacional a excepción de la zona nor-central del Perú (zona de Moyobamba) en la que el mapa del IGP muestra aceleraciones ligeramente mayores.
- La determinación del peligro sísmico en el territorio nacional presentada ha sido evaluada sin considerar fuentes locales a los puntos de la grilla de análisis, sino empleando fuentes sismogénicas regionales. Además, cabe mencionar que el análisis de amenaza sísmica está sujeto a constantes cambios de metodologías de evaluación y diversos estándares de la práctica actual, por lo que los valores obtenidos en la presente tesis estarían sujetos a nuevas actualizaciones al momento en que se presente mayor información sismotectónica o se desarrollen nuevas y avanzadas teorías científicas para el desarrollo de la amenaza sísmica probabilística.
- En base al análisis comparativo entre los espectros de diseño obtenidos considerando los factores de zona Z preestablecidos en la E.030, 2016 y los factores de zona específico $Z_{\text{especifico}}$ propuestos en la presente tesis, se concluye que los espectros obtenidos considerando los factores de zona $Z_{\text{especifico}}$ presentan aceleraciones espectrales hasta 15 % más conservadores que los fijados en la actual normativa peruana así como que se identificó que otros sectores presentan aceleraciones espectrales 7 % por debajo de los propuestos en la E.030.

- Los resultados obtenidos en el presente estudio tales como el aplicativo web de libre consulta de cálculo de peligro sísmico probabilístico (<http://www.sencico.gob.pe/investigacion/publicaciones.php?id=492>) así como los mapas de isoaceleraciones espectrales representan un apropiado análisis regional del peligro sísmico probabilístico. Estos resultados los cuales han sido expresados en curvas de peligro sísmico, espectros de peligro uniforme y espectros de diseño pueden ser empleados de manera referencial para fines de regionalización, construcciones preliminares de espectros de diseño, análisis de riesgos, análisis de pre ingeniería, entre otros. Estructuras de gran importancia tales como túneles, puentes, subestaciones eléctricas, aerogeneradores, presas, etc., requieren de una evaluación específica del cálculo de la amenaza sísmica considerándose fuentes sismogénicas locales, actualización del catálogo sísmico, análisis de desagregación sísmica, entre otros.

RECOMENDACIONES

- La evaluación y análisis de peligro sísmico probabilístico se encuentra ligada 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, consecuentemente, se recomienda actualizar los resultados de la presente tesis al momento que nueva información sismotectónica se encuentre disponible, recientes actualizaciones de normativas o estándares sean establecidos o se desarrollen nuevas y avanzadas teorías científicas para el desarrollo y análisis de peligro sísmico.
- Tal como se ha logrado apreciar en el análisis comparativo de los espectros de diseño específico versus los espectros de diseño establecidos por la actual norma E.030 de diseño sismorresistente, se aprecia la variación de los mismos conforme los puntos de análisis se encuentren más próximos al límite costero, consecuentemente, se recomienda el empleo del aplicativo web a manera de análisis preliminar del cálculo de peligro sísmico a modo de contrastarlo con aquellos predefinidos por la norma peruana.
- La práctica actual del cálculo de peligro sísmico utiliza la ponderación de ecuaciones de predicción de movimiento, la ponderación de geometrías de subducción y el establecer rangos de magnitud máxima para cada fuente sismogénica regional, todos estos parámetros han sido empleados en definir el nivel de peligro sísmico expresado en valores de aceleración espectral a nivel de roca, consecuentemente, para el caso de un análisis de peligro sísmico específico, se recomienda realizar un estudio particular en el cual se puedan involucrar fuentes sismogénicas locales así como el correspondiente efecto de sitio propio de cada zona de análisis.
- El aplicativo web desarrollado permite generar espectros de diseño específico considerando factores de zona $Z_{\text{específico}}$ los cuales muestran la variabilidad de posibles espectros a ser empleados. Se recomienda incluir mapas de isoaceleraciones espectrales o aplicativos web similares al desarrollados en la presente tesis en la norma de diseño sismorresistente E.030.

BIBLIOGRAFÍA

1. AASHTO LRFD 2014 Bridge Design Specifications 7th Edition (US) – Customary U.S. Units 2014 – Publication code: LRFDUS-7-M.
2. Abrahamson, N., Gregor, N. y Addo, K. (2015). BC Hydro ground motion prediction equations for subduction earthquakes. *Earthquake Spectra Journal of the Earthquake Engineering Research Institute*, 32(1), 23-44.
3. Abrahamson, N. A., (2000). State of the Practice of Seismic Hazard Evaluation. *Proceedings of GeoEng 2000, Melbourne, 19-24 November, Vol. 1*, pp. 659-685.
4. Aguilar, Z. (2004) “Análisis de Peligro Sísmico y Estimado del Movimiento Sísmico de Diseño”, Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID-UNI), Lima – Perú.
5. Aiquel A. (1990), *Hacia una Nueva Regionalización y Cálculo del Peligro Sísmico en Chile* (Tesis de Grado), Universidad de Chile, Santiago, Chile
6. Albarello D. (2007). Seismic Hazard Assessment: Management of Uncertainty and Validation in Societa Italiana di Statistica *Proceedings of the 2007 intermediate conference: Risk and Prediction, Univerista ca Foscari, Venezia, Italy, 6-8 June.*
7. Algermissen, S.T., E., Kausel y P.C. Thenhaus (1992). Earthquake Hazard In Chile, *Rev. Geofis.*, 37, 194-218.
8. Algermissen, S. T. y E. V. Leyendecker (1992). A Technique For Uniform Hazard Spectra Estimation In The United States, *Proceedings of Tenth World Conference on Earthquake Engineering, Madrid, España, 19 Al 25 De Julio, Vol 1*, 391-398.
9. Alva, J., y Escalaya, M. (2003) Actualización de los Parámetros Sismológicos en la Evaluación del Peligro Sísmico en el Perú. XIX Simposio Internacional del CISMID: Últimos Avances en la Ingeniería Sísmica y Gestión del Riesgo de los Desastres. Lima - Perú.
10. Alva, 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.

11. American Society of Civil Engineers - Structural Engineering Institute (2010), "Minimum Design Loads for Buildings and Other Structures"
12. Anderson J., Trifunac M. (1977), "On uniform risk functionals which describe strong earthquake ground motion: definition, numerical estimation and an application to the Fourier amplitude of acceleration", Rep. N° CE 77-02, Dept. of Civil Engineering, University of Southern California, Los Angeles, California.
13. Anderson J., Trifunac M. (1978), "Uniform risk functional for characterization of strong earthquake ground motion", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 68.
14. 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.
15. Barazangi M., Isacks B. (1976) "Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: Geology, 4: 686-692.
16. 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, Research Gate.
17. Bernal I. (2000), "Características de la Sismicidad en la Región Sur de Perú", Instituto Geofísico del Perú (IGP), Revista de Trabajos de Investigación. CNDG – Biblioteca, p. 69 - 80, Lima – Perú.
18. Bernal I. (2002), *Aproximación a un Modelo Detallado de la Sismicidad en el Perú: Características y Evaluación de la Energía Sísmica Liberada*, (Tesis de grado) UNSA, p. 170.
19. Bernal I., Tavera H., Antayhua Y. (2002) "Zonas sismogénicas en el Perú: volúmenes de deformación, gráficos polares y zonificación preliminar", Bol. Soc. Geológica del Perú, Vol. 93, p. 31-44.
20. Berrocal J., (1974). "South American Seismotectonics from SAAS data", Thesis submitted for the Degree of Doctor of Philosophy in the University of Edinburg.
21. 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.
22. Bolaños, A., y Monroy, O. (2004). *Espectros de Peligro Sísmico Uniforme* (Tesis de Maestría). Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima.
23. Bollinger L., Avouac J., Cattin R., Pandey M. (2004) “Stress buildup in the Himalaya”, Journal of Geophysical Research, 109 - B11405.
24. Bolt B. (1988). “Earthquakes”, W.H. Freeman and Company, New York, pp. 282.
25. Bolt B. (1989). “The nature of earthquake ground motion”, in F. Naeim, ed., The Seismic Design Handbook, Van Nostrand Reinhold, New York.
26. Bommer, J. J. (2002). Deterministic vs. Probabilistic Seismic Hazard Assessment: An Exaggerated and Obstructive Dichotomy. *Journal of Earthquake Engineering*, 6(1), 43-73.
27. Bommer, J. J. (2014). Challenges of Building Logic Trees for Probabilistic Seismic Hazard Analysis. *Earthquake Spectra*, 28(4), pp. 1723-1735.
28. Bommer, J. J. y Abrahamson, N. (2006). Why do Modern Probabilistic Seismic Hazard Analyses Often Lead to Increased Hazard Estimates? *Bull. Seism. Soc. Am.* 96, pp. 1967-1977.
29. Bommer, J. J., y F. Scherbaum (2007). *The Use and Misuse of Logic-Trees in PSHA. Soil Dynamics & Earthquake. Engineering.*
30. Bommer, J. J., Abrahamson, N. A., Strasser, F.O., Pecker, A., Bard, P. Y., Bungum, H., Cotton, F., Fäh, D., Sabetta, F., Scherbaum, F., Studer, J. (2004). The Challenge of Defining upper Bounds on Earthquake Ground Motions. *Seism. Res. Lett.*, 75(1), pp. 82-95.
31. Bommer, J. J., F. Scherbaum, H., Bungum, F., Cotton, F., Sabetta, y Abrahamson, N. A. (2005). On the use of logic trees for ground-motion prediction equations in seismic-hazard analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95, 377-389.
32. Bonilla, F. y Ruiz M. (1992), *Evaluación del Peligro Sísmico en el Ecuador* (Tesis de Grado), Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

33. 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*, 73(6), pp. 1865-1894.
34. Boore, D., Joyner, W. (1982). The empirical prediction of ground motion. *Seismological Society of America*, 72(6), pp. 43-60.
35. Boore, D. (1977). The motion of the ground during earthquakes. *Scientific American*, 237(6), pp. 68-78.
36. Boore, D., Joyner, W. (1982). Prediction of Earthquake Response Spectra. *U.S. Geological Survey, Open File Report*, pp. 82-977.
37. Boore, D., Joyner, W. (1993). Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An Interim Report. *U.S.G.S. Open File Report*, 93-509.
38. Brian, S. J., Chiou, R., Robert, R., Youngs. (2014). Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1117-1153.
39. Budnitz *et al.* (1997). Recommendations for PSHA: guidance on uncertainty and use of experts. NUREG/CR-6372-V1, U. S. Nuclear Regulatory Commission, Washington DC.
40. Cahill, T., Isacks, B. (1992), Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12).
41. Castillo J. (1993). *Peligro Sísmico en el Perú*. (Tesis de Grado). Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.
42. Campbell, K. W., Bozorgnia, Y. (2014) NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra. *Earthquake Spectra*: August 2014, Vol. 30, No. 3, pp. 1087-1115.
43. Casaverde L. y Vargas J. (1980). *Zonificación Sísmica del Perú*, II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-Resistente, Organización de Estados Americanos y Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima, Perú.
44. Castillo, J., Alva, J. (1993). *Peligro Sísmico en el Perú*. (Tesis de Grado). Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.

-
45. 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.
 46. Castillo, P., Lonsdale, P. (2004). Geochemistry of Alvarado and Sarmiento ridges suggests widespread Galapagos plume-upper Mantle interaction in the Mioceno Eastern Pacific. American Geophysical Union, Fall Meeting 2004, V33G-03.
 47. Chávez, J. (2006). *Leyes de Atenuación para Aceleraciones Espectrales en el Perú*. (Tesis de Grado). Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.
 48. 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.
 49. CISMID (2004), "Banco de Datos de Mapas de Isosistas en el Perú", Página web del CISMID – FIC – UNI (<http://www.cismid-uni.org/component/k2/item/68-banco-de-datos-de-isosistas-del-peru>).
 50. Cornell, A. (1968). Engineering Seismic Risk Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(5), pp. 1538-1606.
 51. Cramer, C. H. (2001). A Seismic Hazard Uncertainty Analysis for The New Madrid Seismic Zone. *Engineering Geol.*, 62, pp. 251-266.
 52. Cramer, C. H., Wheeler, R. L., Mueller, C. S. (2002). Uncertainty Analysis for Seismic Hazard in the Southern Illinois Basin. *Seism. Res. Lett.*, 73(5), pp. 792-805.
 53. Cramer, C. H., Petersen, M. D., y Reichle, M. S. (1996). A Monte Carlo approach in estimating uncertainty for a seismic hazard assessment of Los Angeles, Ventura, and Orange counties. *Bull. Seis. Soc. Am.* 86, pp. 1681-1691.
 54. Dewey, J. (1979). A consumer's guide to instrumental methods for determination of hypocenters. *Geologic Society of America Reviews in Engineering Geology*, 4, pp. 109-117.
 55. 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.

-
56. 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*, 42(6).
 57. Diseño Sismorresistente. Reglamento Nacional de Construcciones, Norma Técnica de Edificaciones E.030, 1997.
 58. Diseño Sismorresistente. Reglamento Nacional de Construcciones, Norma Técnica de Edificaciones E.030, SENCICO 2003.
 59. Dorbath, A., Cisternas, A., Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(3), 551-576.
 60. Engdahl, E.R., and A. Villaseñor (2002). Global Seismicity: 1900-1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (editors), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A*, Chapter 41, pp. 665-690, Academic Press.
 61. Esteva, L (1968), *Bases para la formulación de decisiones de diseño sísmico*, (Tesis doctoral), Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
 62. Esteva, L. (1970), "Criterios para la Construcción de Espectros de Diseño", Publicación nro. 19 del Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
 63. Federal Emergency Management Agency (FEMA), "Seismic Hazard Analysis". www.bssconline.org/FEMA451B/Topic%205/Topic%205A/Topic05a-SeismicHazardAnalysisHandouts.pdf, 2007
 64. Gamarra, C. A. (2009). *Nuevas Fuentes Sismogénicas para la Evaluación del Peligro Sísmico y Generación de Espectros de Peligro Uniforme en el Perú*. (Tesis de Grado). Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.
 65. Giardini, D., Woessner, J., Danciu, L., Cotton, F., Crowley, H., Grünthal, G., Pinho, R., Valensise, G., Akkar, S., Arvidsson, R. Basili, R., Cameelbeck, T., Campos-Costa, A., Douglas, J., Demircioglu, M., Erdik, M., Fonseca, J., Glavatovic, B., Lindholm, C., Makropoulos, K., Meletti, C., Musson, R., Ptilakis, K., Rovida, A., Sesetyan, K., Stromeyer, D., Stucchi, M. "Seismic Hazard Harmonization in Europe (SHARE)": Online Data Resource, doi:10.12686/SED-00000001-SHARE, 2013.

-
66. Giovanni, M. K., Beck, S. L. y Wagner, L. (2002). The June 23, 2001 Peru Earthquake and the Southern Peru Subduction Zone. *Geophysical Research Letters*, 29(21), pp. 14-11.
67. Global CMT (2013), "Global CMT catalog search" CMT Harvard:
<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
68. Grange, F. et al. (1984). Tectonics implications of the microearthquake seismicity and fault plane Solutions in the Southern Peru. *Journal of Geophysical Research*, 89, pp. 6139-6152.
69. Gutenberg, B. (1945). Magnitude determination for deep-focus earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35, 117-130.
70. Gutenberg, B., Richter, C. (1956). Earthquake magnitude: intensity, energy, and acceleration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 46, 104-145.
71. Gutenberg, B., Richter C. (1936). On Seismic Waves (third paper), *Gerlands Beitrage zur Geophysik*, 47, 73-131.
72. Gutenberg, R., Richter, C. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34, 185-188.
73. 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.
74. Hanks, T., Kanamori, H. (1979), A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, pp. 2348-2350.
75. Hanks, T., McGuire, R. (1981). The character of high frequency strong ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 2071-2095.
76. Heras, H. (2002). *Análisis de la distribución del valor "b" en la zona de subducción de Perú*. (Tesis de grado) Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, 115 p., 2002.
77. Huchon, P., Burgois, J. (1999). Subduction-induced fragmentation of the Nazca Plate of Peru: Mendaña Fracture Zone and Trujillo Trough revisited. *Journal of Geophysical Research*, 95(6), 8914-8436.
78. 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.

-
79. Hyndman, R., Yamano, M., Oleskevich, D. (1997). The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults. *The Island Arc*, 6, 244-260.
 80. Instituto Geofísico del Perú. (2001), "Catálogo Sísmico del Perú 1471 – 1982: Versión Revisada y Actualizada". Lima, Peru.
 81. International Building Code (2015), "2015 International Building Code", International Code Council, INC (ICC) - USA
 82. International Seismological Centre (ISC), "Seismicity parameters for Engineering Applications Help". www.isc.ac.uk/help/engineer/mc.html, 2007
 83. Isacks, B., Oliver, J. y Sykes, L. R. (1968). Seismology and Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73(18), 5855-5899.
 84. Ishimoto, M., Iida, K. (1939). Observations sur les seismes enregistrés par le microsismographe construit dernièrement. *Bulletin Earthquake Research Institute*, 17, 443-478.
 85. 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, 43-102.
 86. Kanamori, H. (1977). The Energy Release in Great Earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82, 2981-2987.
 87. Kanamori, H. (1983), "Magnitude scale and quantification of earthquakes", *Tectonophysics*, Vol. 93, pp. 185-199.
 88. Klein, H. H. (1988). New Concepts In Seismic Input Definition For Nuclear Facilities, In *Earthquake Prognostics*, A. Vogel y K. Brandes Editores, Friedr Vieweg & Sohn Braunschweig, Alemania, 295-314.
 89. Klügel J. U. (2007). Error inflation in Probabilistic Seismic Hazard Analysis. *Eng. Geology* 90, 186-192.
 90. Krabbenhoft, A., Bialas, J., Koop, H., Kukowski, N., Hubscher, C. (2004). Crustal structure of the Peruvian continental margin from wider-angle seismic studies. *Geophysical Journal International*, doi: 10-1111/j.1365-2406x, 2004.
 91. Kramer, S. L. (1996). "Geotechnical Earthquake Engineering", Prentice Hall, New York, 1996.

-
92. Krinitzsky, E. L. (2002). How to obtain earthquake ground motions for engineering design. *Eng. Geology*, 65, 1-16.
 93. Krinitzsky E. L. (2002). Epistemic and aleatory uncertainty: A new shtick for probabilistic seismic hazard analysis. *Eng. Geology* 66, 157-159.
 94. Kuroiwa, J., Japan and Peru Center for Earthquake Engineering Research and Disaster Management (2002). "Reducción de desastres: Viviendo en armonía con la naturaleza", Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID-UNI), Lima – Perú.
 95. Leyendecker, E. V., y Algermissen S. T. (1992). Possible Use of Uniform Hazard Response Spectra in Building Codes in the United States and Chile. *Rev. Geofis* 37, 218-230.
 96. Macharé, J., Sébrier, M., Huamán, D., Mercier, J. (1986). Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 76, 45-77.
 97. Macharé, J., Benavente, C. (2009). Síntesis Descriptiva del Mapa Neotectónico 2008". *Boletín 40C del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET)*, Lima - Perú.
 98. Maeda, K. (1996). The use of foreshocks in probabilistic prediction along the Japan and Kuril Trenches. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 242-254.
 99. Marsan, D., Lengliné, O. (2008). Extending Earthquakes' Reach Through Cascading. *Science*, 319, 1076-1079.
 100. McGuire, R. (1974). Seismic Structural Response Risk Analysis incorporating Peak Response Regression on Earthquake Magnitude and Distance. MIT Report R74-51, Cambridge, Mass. USA, 1974
 101. McGuire R. (1976), "Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis", Open-File Report 76-67, U.S. Geological Survey.
 102. McVerry, G., y 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
 103. Ministerio de Energía y Minas (1995), "Guía Ambiental para el Manejo de Relaves Mineros"

-
104. Monroy, M., Bolaños, L., (2004). *Espectros de Peligro Sísmico Uniforme – Programa MRiesgo*. (Tesis de Maestría). Pontificia Universidad Católica del Perú.
 105. Montessus de Ballore, F. (1911). “Historia sísmica de los Andes Meridionales, 1era. Parte, 345 p., Santiago de Chile.
 106. Mucciarelli, M., Peruza, L., y Caroli, P. (2000). Tuning of seismic hazard estimates by means of observed site intensities. *J. Earthq. Eng.*, 4, 141-159.
 107. Newmark, N., Hall, W. (1982). *Earthquake Spectra and Design*”, EERI Monograph, Berkeley, California, 103 pp.
 108. Gregor, N., Abrahamson, N. A., Atkinson, G. M., Boore, D. M., Bozorgnia, Y., Campbell, K. W., Chiou, B., Idriss, I. M., Kamai, R., Seyhan, E., Silva, W., Stewart, J. P., y Youngs, R. (2014). Comparison of NGA-West2 GMPEs. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1179-1197.
 109. Abrahamson, N., Gregor, N., y Addo, K. (2016). BC Hydro Ground Motion Prediction Equations for Subduction Earthquakes. *Earthquake Spectra*, 32(1), pp. 23-44.
 110. Abrahamson, N. A., Silva, W. J., y Kamai, R. (2014). Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions. *Earthquake Spectra*, 30(3), pp. 1025-1055.
 111. Ordaz, M. (1992). *Estimación de movimientos fuertes ante temblores de subducción*. (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
 112. 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.
 113. Ordaz, M., Aguilar, A., Arboleda, J. (2015) “Program for Computing Seismic Hazard: CRISIS 2015 ver 2.2”, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
 114. Pacheco, J., Sykes, L., Scholz, C. (1993). Nature of seismic coupling along simple plates boundaries of the subduction types. *Journal of Geophysical Research*, 98, 14133-14159.

-
115. Patwardhan, K., Sadigh, I. M., Idriss, y 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.
 116. Petersen, M., Harmsen, S., Haller, K., Mueller, C., Luco, N., Hayes, G., Dewey, J. y 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
 117. Pomachagua, O. (2000). Características Generales de la Tectónica y Sismicidad de Perú. *Revista de Trabajos de Investigación, CNDG, IGP*, 93-104.
 118. Reasenberg, P. (1985). Second-Order Moment of Central California Seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 90(B7), 5479-5495.
 119. Richter, C. (1935). An instrumental earthquakes scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25, 1-32.
 120. Robinson, D., Das, S., Watts, A. (2006). Earthquakes Rupture Stalled by a Subducting Fracture Zone. *Science*, 312, 1203-1205.
 121. Rodríguez, S., Tavera, H. (1991). Determinación con Alta Resolución de la zona Wadati-Benioff en la Región del Perú Central. *Revista Geofísica*, 9, (2), 141-159.
 122. 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*, 68(1).
 123. Schenk, V. (1989). Achievements and Probable Trends in Seismic Hazard Assessment. *Tectonophysics*, 167, 157-169.
 124. Scordilis, E. (2006). Empirical global relations converting M_s and m_b to Moment Magnitude. *J. Seismol.*, 10, 225-236.
 125. 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.
 126. Shimamoto T., Seno T., Uyeda S. (1993). "A simple rheological framework for comparative subductology. In Akai K. & Dmowska R. eds. Relating

-
- Geophysical Structures and Process: The Jeffreys Volume”, Geophysical Monograph Series 76: 39-52, AGU, Washington DC.
127. Silgado, E., (1969). “Sismicidad de la Región Occidental de la América del Sur entre los paralelos 2° y 18° Latitud Sur”, Primer Congreso Nacional de Sismología e Ingeniería Antisísmica, págs. 33-44.
128. Silgado, E. (1973). Historia de los Sismos más Notables ocurridos en el Perú 1955- 1970. *Geofísica Panamericana*, 2, 179-243.
129. Silgado E. (1978). “Historia de los Sismos más Notables ocurridos en el Perú (1513-1974)”, Instituto de Geología y Minería, Boletín No. 3, Serie C, Geodinámica e Ingeniería Geológica, Lima - Perú, 1978.
130. Silgado, E. (1992). “Investigación de Sismicidad Histórica en la América del Sur en los Siglos XVI, XVII, XVIII y XIX”, CONCYTEC, Lima, Perú.
131. SISRA (1985), “Catálogo de Terremotos para América del Sur” Vol. 7a, 7b y 7c, Proyecto SISRA, CERESIS, Lima, Perú.
132. Slemmons D. (1982). “Magnitude of Active Faults”, U.S. Army Engineer Waterways Experimental Station, USA.
133. Smith, W., Sandwell, D. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962.
134. Stein, S., Tomasello, J., y Newman, A., (2003). Should Memphis build for California Earthquakes? *EOS*, 19(177), 184-185.
135. 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.
136. Tavera, H., Bernal, I., Quispe, R. (2003). Geometría de la placa de Nazca en el borde occidental de Sudamérica a partir de las tendencias medias de sismicidad. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 95, 93-110.
137. Tavera H., Buforn E. (1998) “Sismicidad y Tectónica de Centro y Sudamérica”, Física de la Tierra, UCM, N° 10, 187-219.

-
138. Tavera, H., Vilca, R., Marín, G. (2006). Inferences on the geometry of the Nazca plate in Northwestern Perú based on data collected by a local seismograph network. *Earth Sciences Research Journal*, 10(1), 15-24.
 139. Trifunac, M. D., y Lee, V. W. (1987). Direct Empirical Scaling of Response Spectral Amplitudes from Various Site and Earthquake Parameters. Report NUREC/CR 4903. U.S. Nuclear Regulatory Commission 1, 341 pp.
 140. Udías, A., Mezcua J. (1997). "Fundamentos de Sismología", Edición UCA, 1997.
 141. Uribe, V. (2008). "Relación entre la Topografía y la Sismicidad en los Andes Peruanos", Tesis para optar el título profesional de Ingeniero Geólogo - UNMSM, Lima - Perú, 2008.
 142. Utsu, T. (1970). "Aftershocks and earthquake statistics (2) – further investigation of aftershocks and other earthquake sequences based on a new classification of earthquake sequences", J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser., 7 (3), 197-266, in K. Maeda (1996), 1970.
 143. Vargas, G. (1922). "Monografía de Arica", Bol. Soc. Geog. Lima, Tomo XXXVI, Trim. 2-3, 1920, p. 175. Tomo XXXIV Trim. 1-2, p. 63, 1922.
 144. Wahlström, R.; Grünthal, G. (2001). Probabilistic Seismic Hazard Assessment (Horizontal PGA) for Fennoscandia Using the Logic Tree Approach for Regionalization and Nonregionalization Models. *Seism. Res. Lett.*, Vol. 72, No. 1, pp. 33-45.
 145. Wang, Z., E.W. Woolery, B. Shi, and J.D. Kiefer, (2003). Communicating with Uncertainty: A Critical Issue with Probabilistic Seismic Hazard Analysis, *Eos*, 84, 501, 506, and 508.
 146. Wang, Z. and L. Ormsbee, (2005), Comparison between probabilistic seismic hazard analysis and flood frequency analysis, *EOS, Trans., AGU*, 86, 45, 51-52.
 147. Wang, Z., (2006), Understanding Seismic Hazard and Risk Assessments: An Example in the New
 148. Weichert, D. (1980). Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4), 1337-1346.

149. Wells, D. L., y Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
150. Wen, Y. K., Ellingwood, B. R., Veneziano, D., Bracci, J. (2003). Uncertainty Modelling in Earthquake Engineering, MAE center Project FD-2 Report, 113 pp.
151. Wessel, P., Smith, W. (1998). "Improved version of the Generic Mapping Tools released", EOS Transactions (American Geophysical Union), 79-579, 1998.
152. Wiemer, S. (2000). Introducing probabilistic aftershock hazard mapping. *Geophysical Research Letters*, 27, 20.
153. Wiemer, S. (2001). A Software Package to Analyze Seismicity: Z-map. *Seismological Research Letters*, 72(2), 373-382.
154. Wiemer, S., Katsumata, K. (1999). Spatial variability of seismicity parameters in aftershocks zones. *Journal Geophysical Research*, 103(13), 135-151.
155. Wiemer, S., Wyss, M. (2000). Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Example from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4), 859-869.
156. Wiemer, S., Wyss M. (2002). "Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes", *Advances in Geophysics*, in press, 2002.
157. Wiemer, S., Woessner, J. (2005). Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, (2), 684-698.
158. Willemann, R., Storchak, D. (2001). Data Collection at the International Seismological Centre. *Seismological Research Letter*, 72(4), 440-453.
159. Yamano, M., Uyeda, S. (1990). Heat-Flow Studies in the Peru Trench Subduction Zone. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 112, 653-661.
160. Yeats, R., Sieh, K., y Allen, C. (1997). *The Geology of Earthquakes*, Oxford University Press, New York, 567 pp.

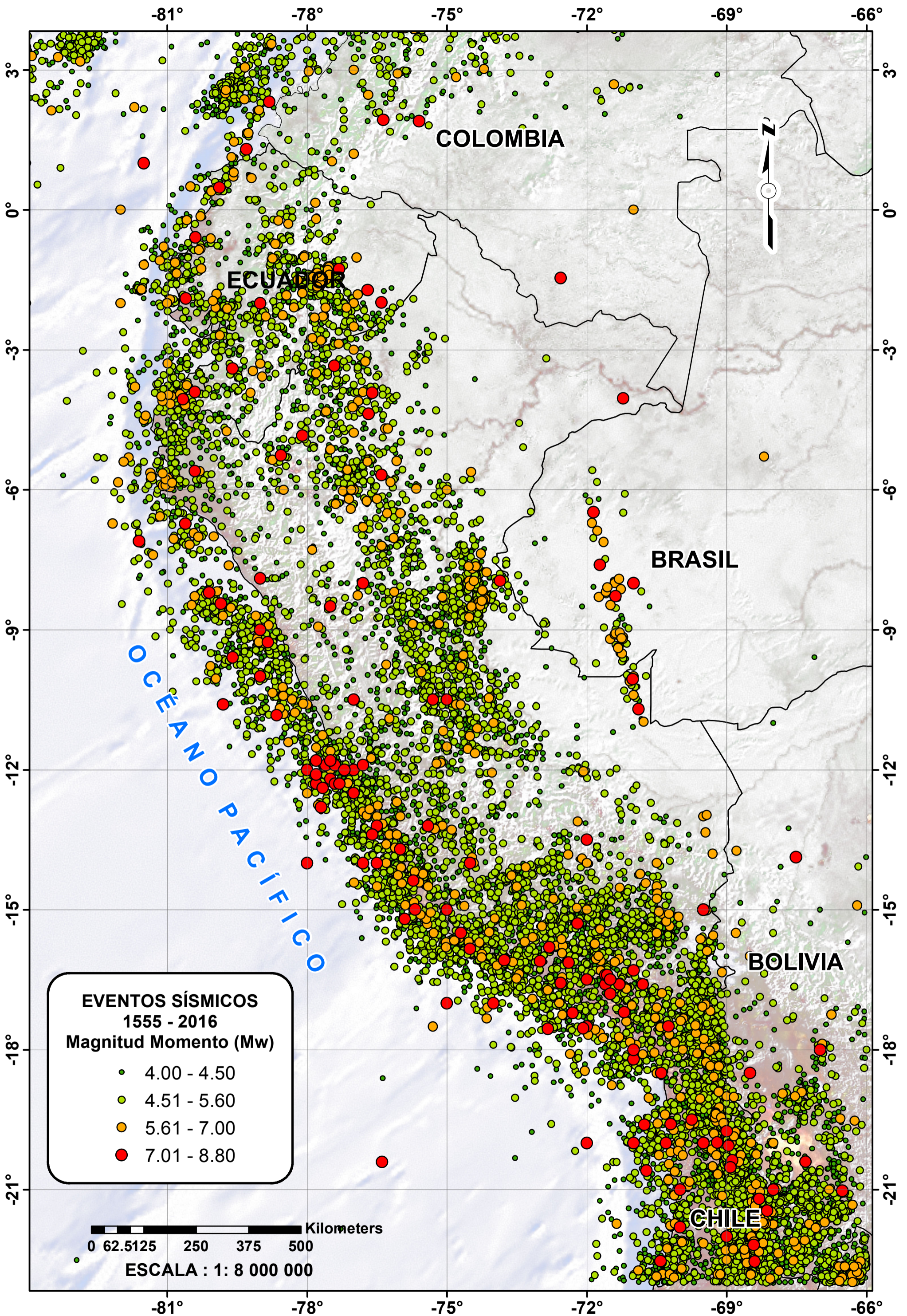
161. Youngs, R. R., Chiou S. J., Silva, W. J., Humphrey, J. R. (1997). Strong Ground Motion Attenuation Relationship for Subduction Zone Earthquakes. *Seismological Research Letters*, 68(1).
162. Zhao, J., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., *et al.* (2006). Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 898-913.
163. Zhuang, J., Ogata, Y., Vere-Jones, D. (2002). Stochastic Declustering of Space-Time Earthquake Occurrences. *Journal of the American Statistical Association*, 97(458), 369-380.

ANEXOS

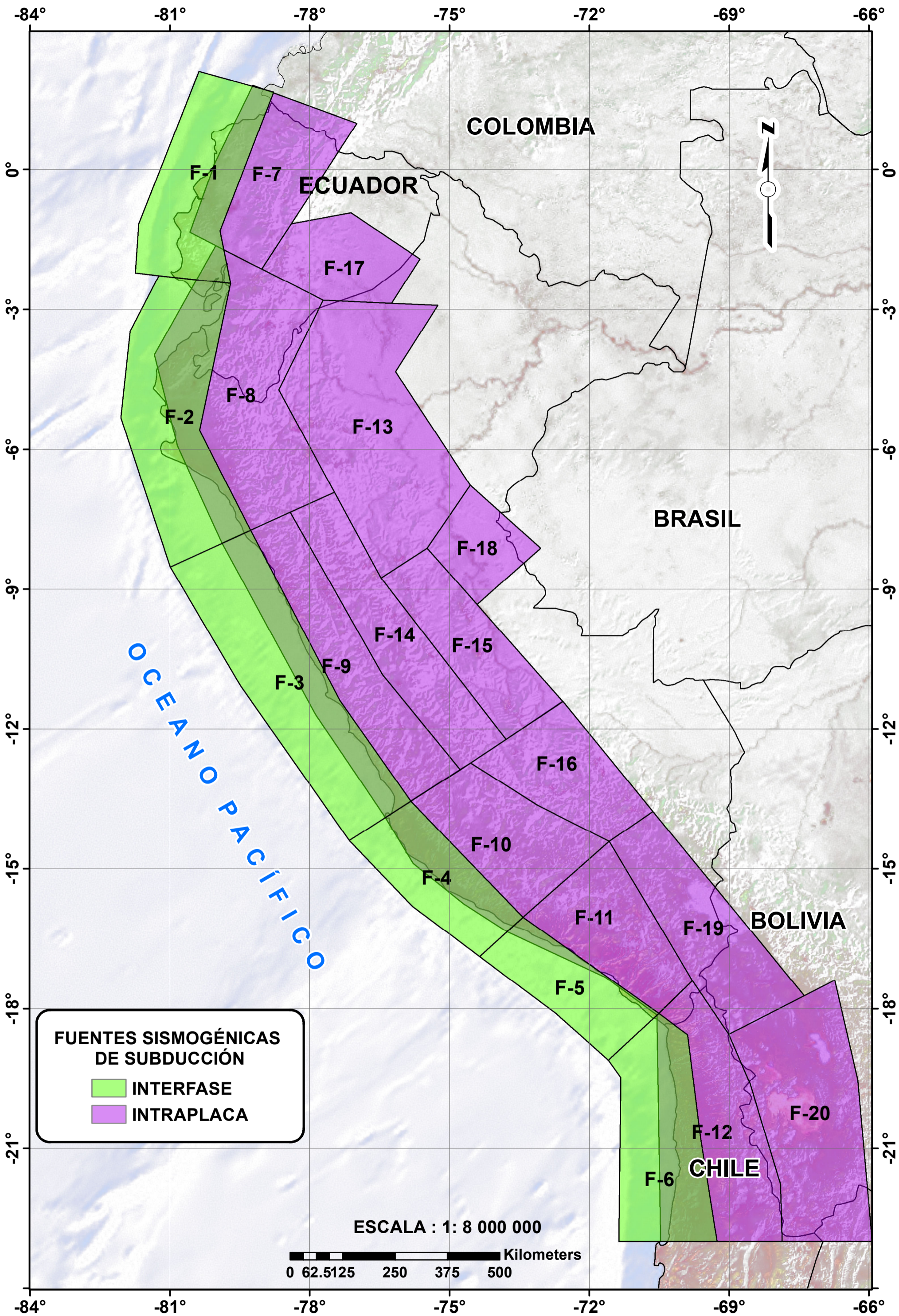
ANEXO A: EVENTOS SÍSMICOS Y FUENTES SISMOGÉNICAS.....	181
Anexo A.1: Eventos Sísmicos (Mw)	181
Anexo A.2: Fuentes Sismogénicas de Subducción	183
Anexo A.3: Fuentes Sismogénicas Continentales.....	185
ANEXO B: CURVAS DE AMENAZA SÍSMICA	187
ANEXO C: ESPECTROS DE AMENAZA SÍSMICA UNIFORME	194
ANEXO D: MAPAS DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES	201
Anexo D.1: Isoaceleraciones Espectrales – Tr = 100 años	201
Anexo D.2: Isoaceleraciones Espectrales – Tr = 145 años	205
Anexo D.3: Isoaceleraciones Espectrales – Tr = 475 años	219
Anexo D.4: Isoaceleraciones Espectrales – Tr = 1000 años	213
Anexo D.5: Isoaceleraciones Espectrales – Tr = 2475 años	217
Anexo D.6: Isoaceleraciones Espectrales – Tr = 5000 años	221

ANEXO A: EVENTOS SÍSMICOS Y FUENTES SISMOGÉNICAS

Anexo A.1: Eventos Sísmicos (Mw)



Anexo A.2: Fuentes Sismogénicas de Subducción



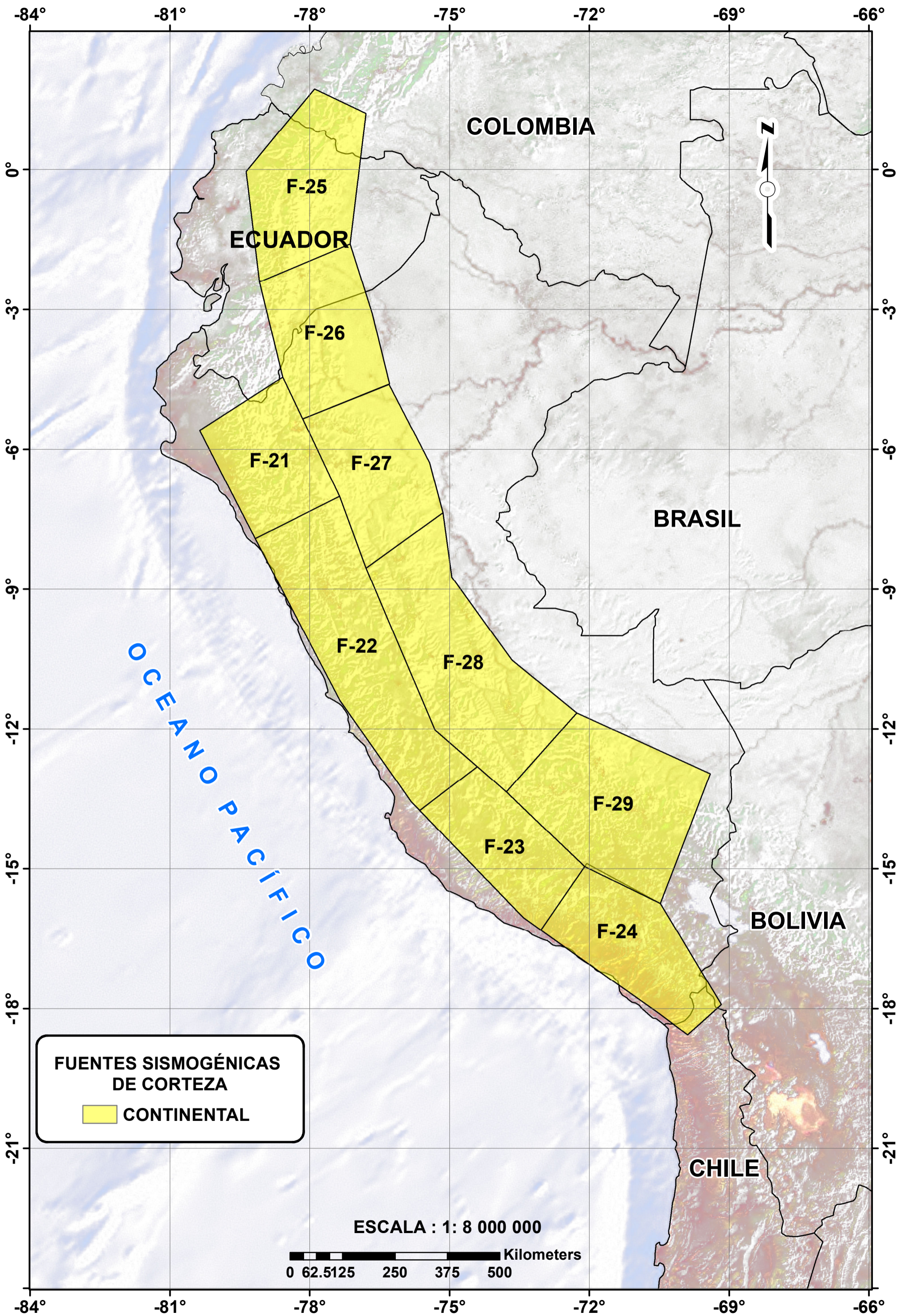
FUENTES SISMOGÉNICAS DE SUBDUCCIÓN

- INTERFASE
- INTRAPLACA

ESCALA : 1: 8 000 000

0 62.5125 250 375 500 Kilometers

Anexo A.3: Fuentes Sismogénicas Continentales



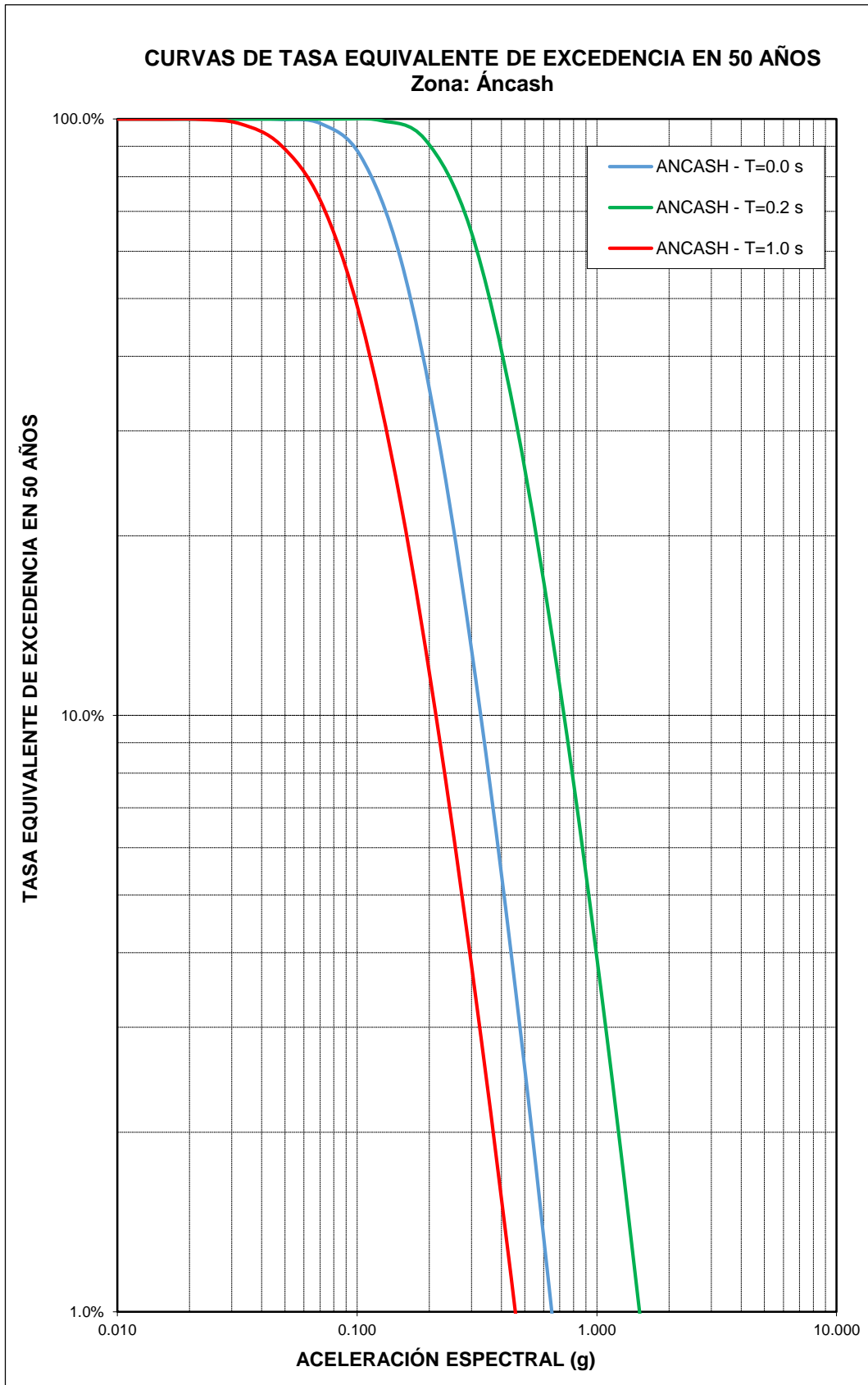
FUENTES SISMOGÉNICAS DE CORTEZA
 CONTINENTAL

ESCALA : 1: 8 000 000

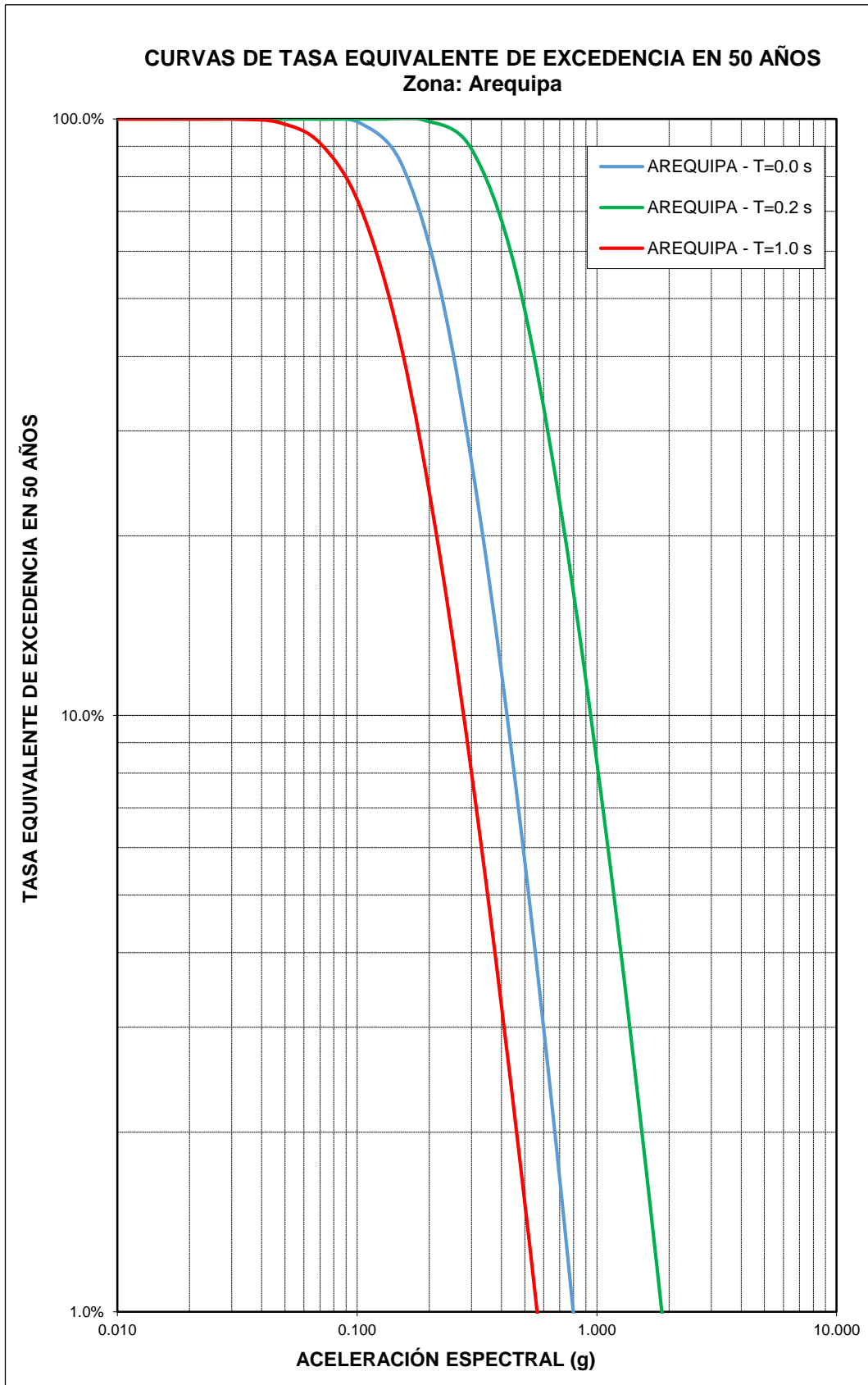
0 62.5125 250 375 500 Kilometers

ANEXO B: CURVAS DE AMENAZA SÍSMICA

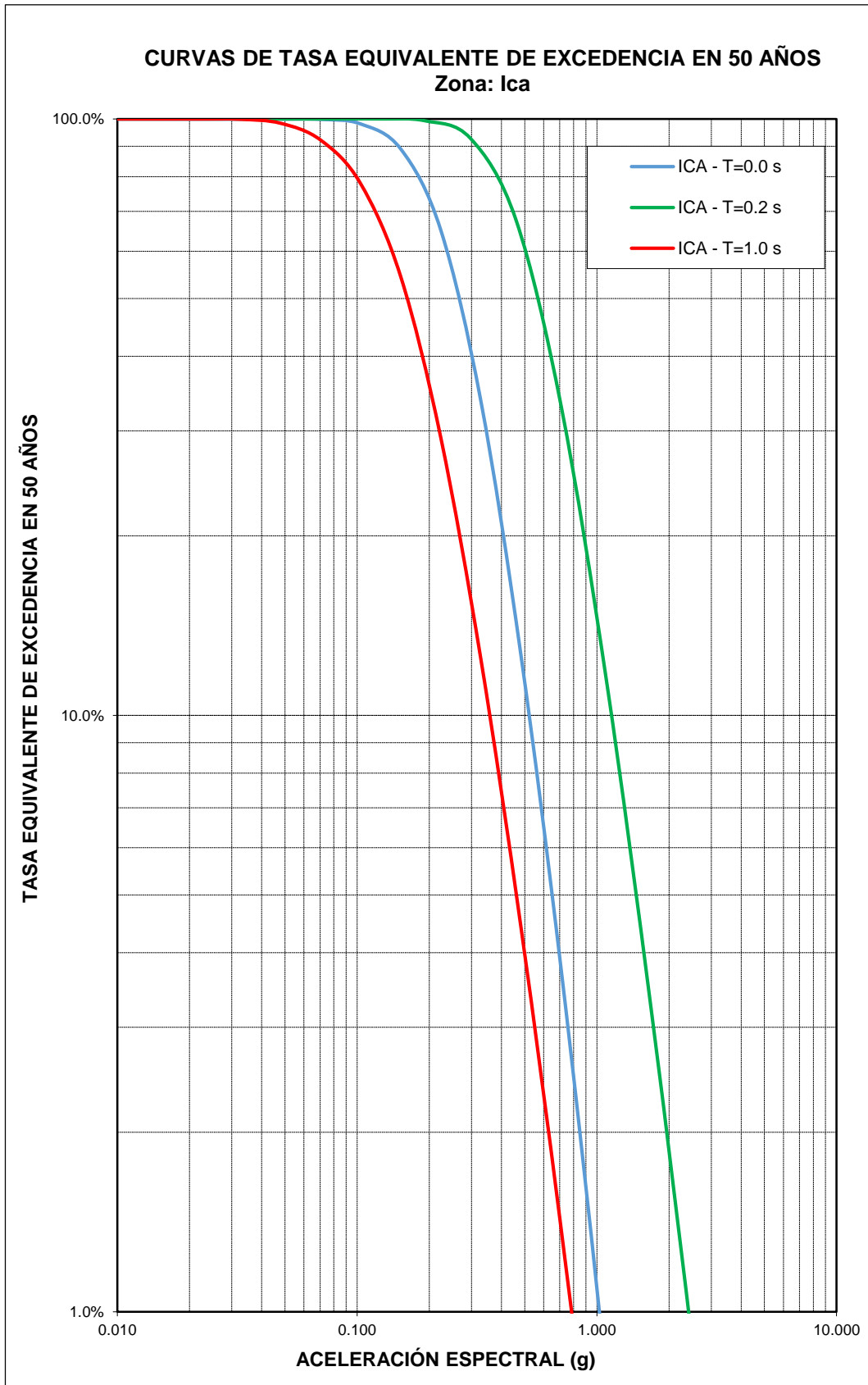
CURVA DE AMENAZA SÍSMICA – ÁNCASH



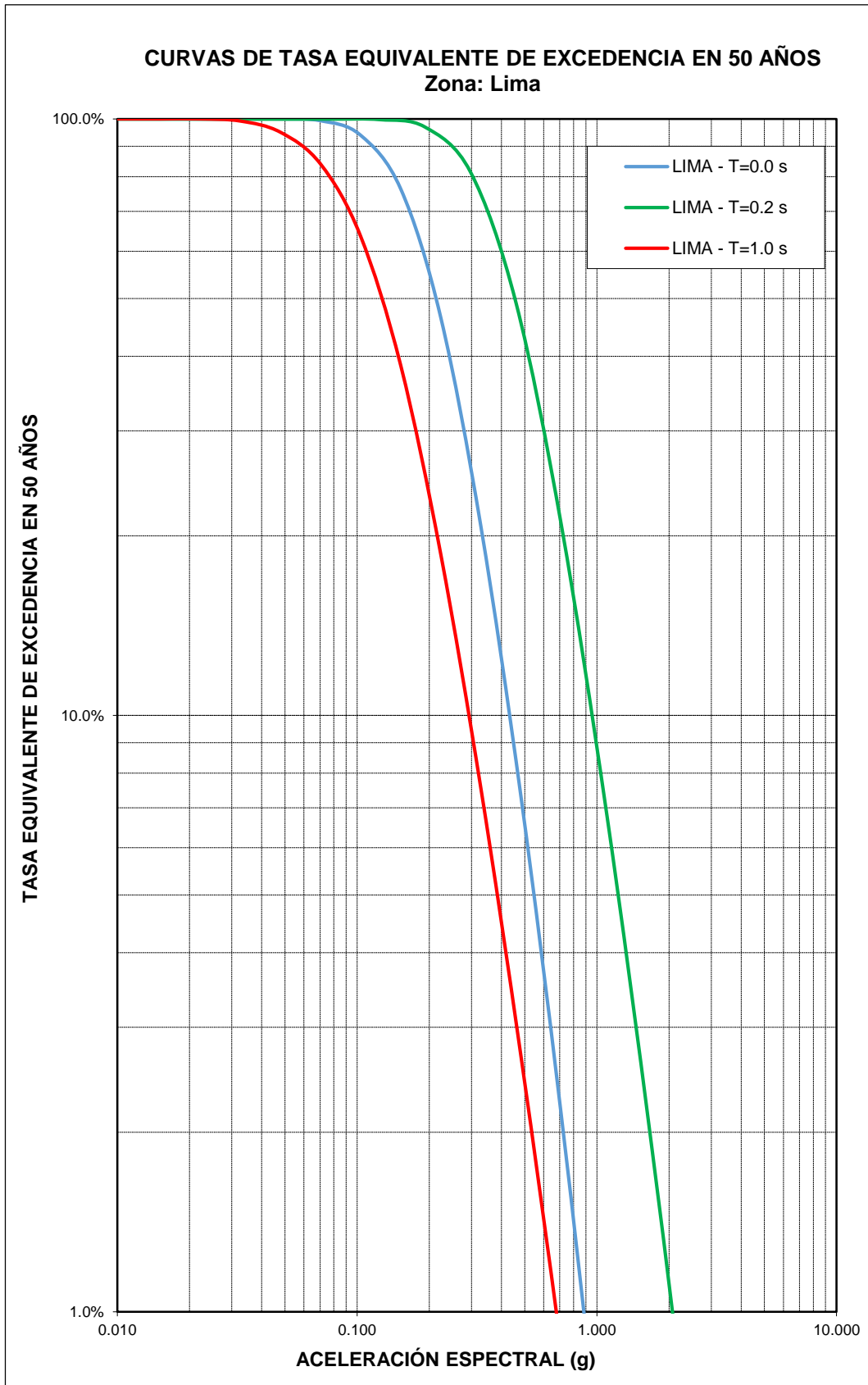
CURVA DE AMENAZA SÍSMICA – AREQUIPA



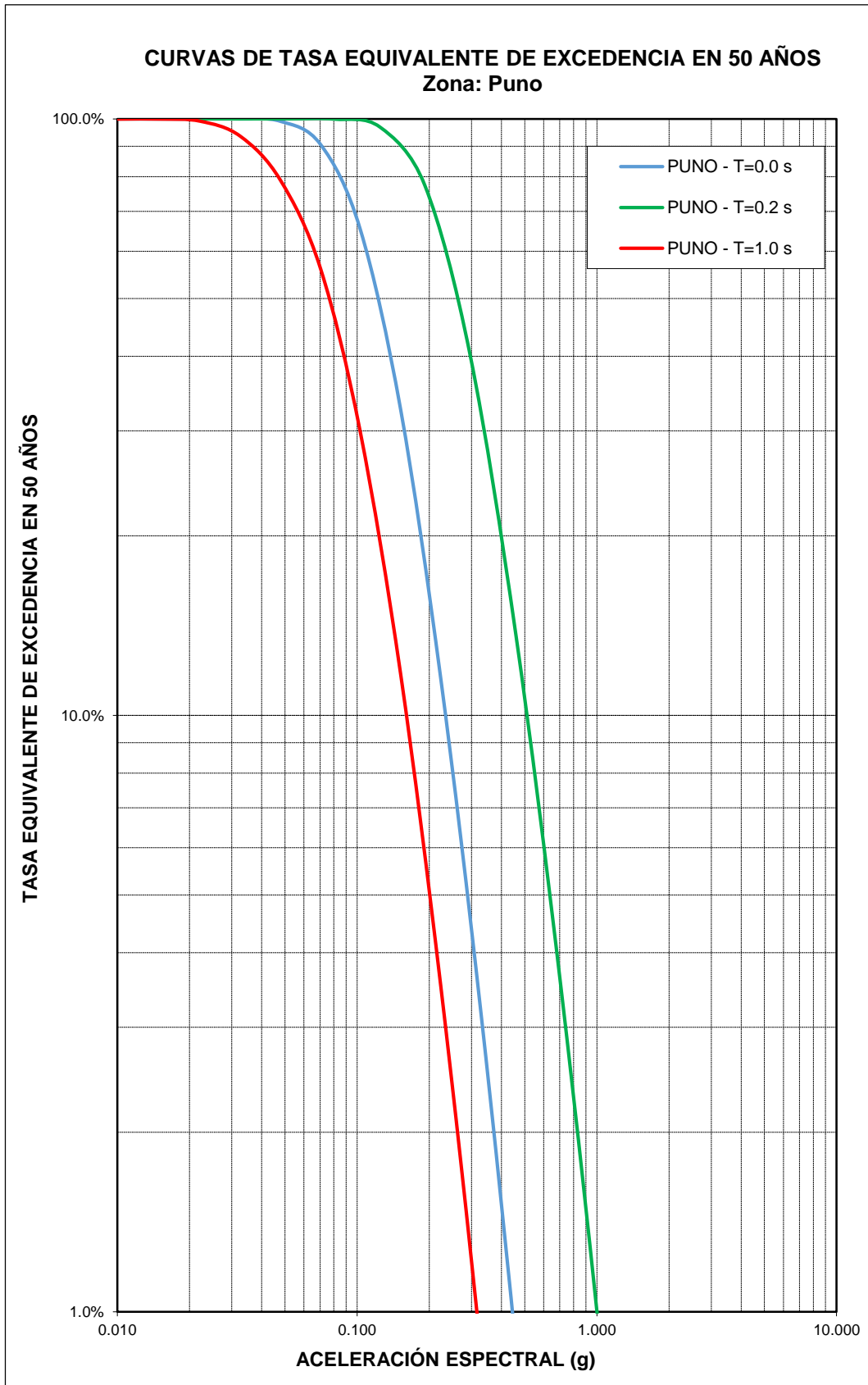
CURVA DE AMENAZA SÍSMICA – ICA



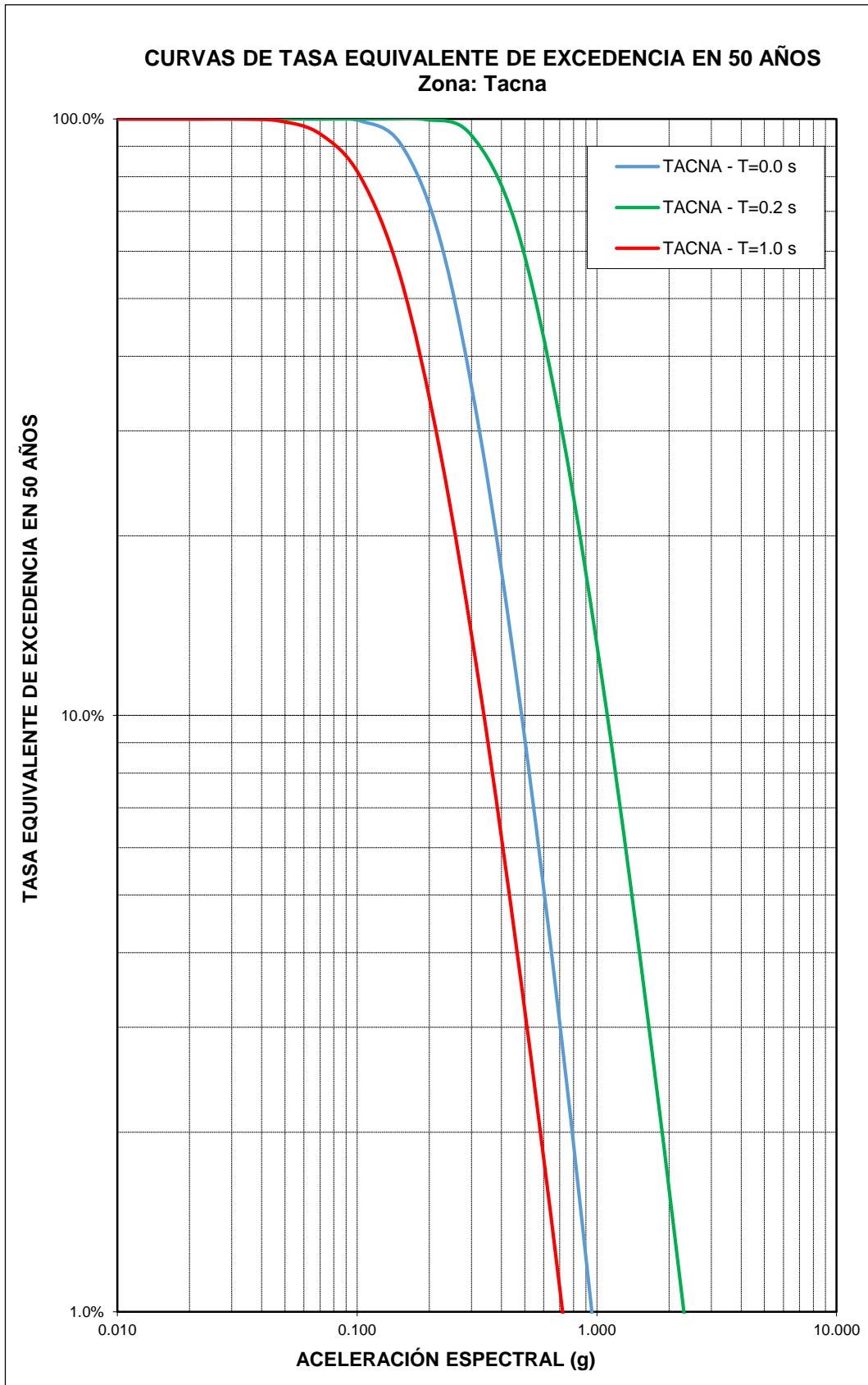
CURVA DE AMENAZA SÍSMICA – LIMA



CURVA DE AMENAZA SÍSMICA – PUNO

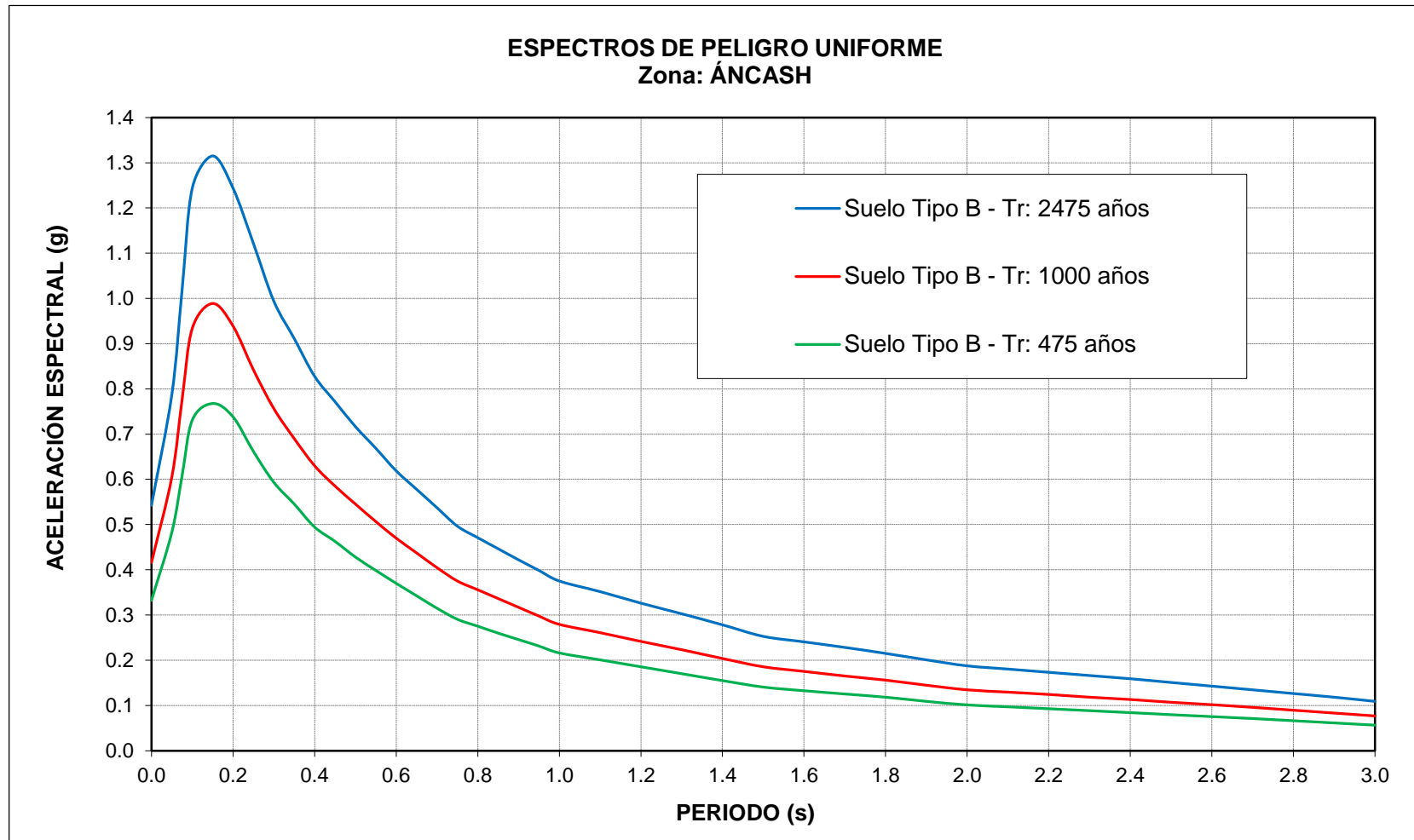


CURVA DE AMENAZA SÍSMICA – TACNA

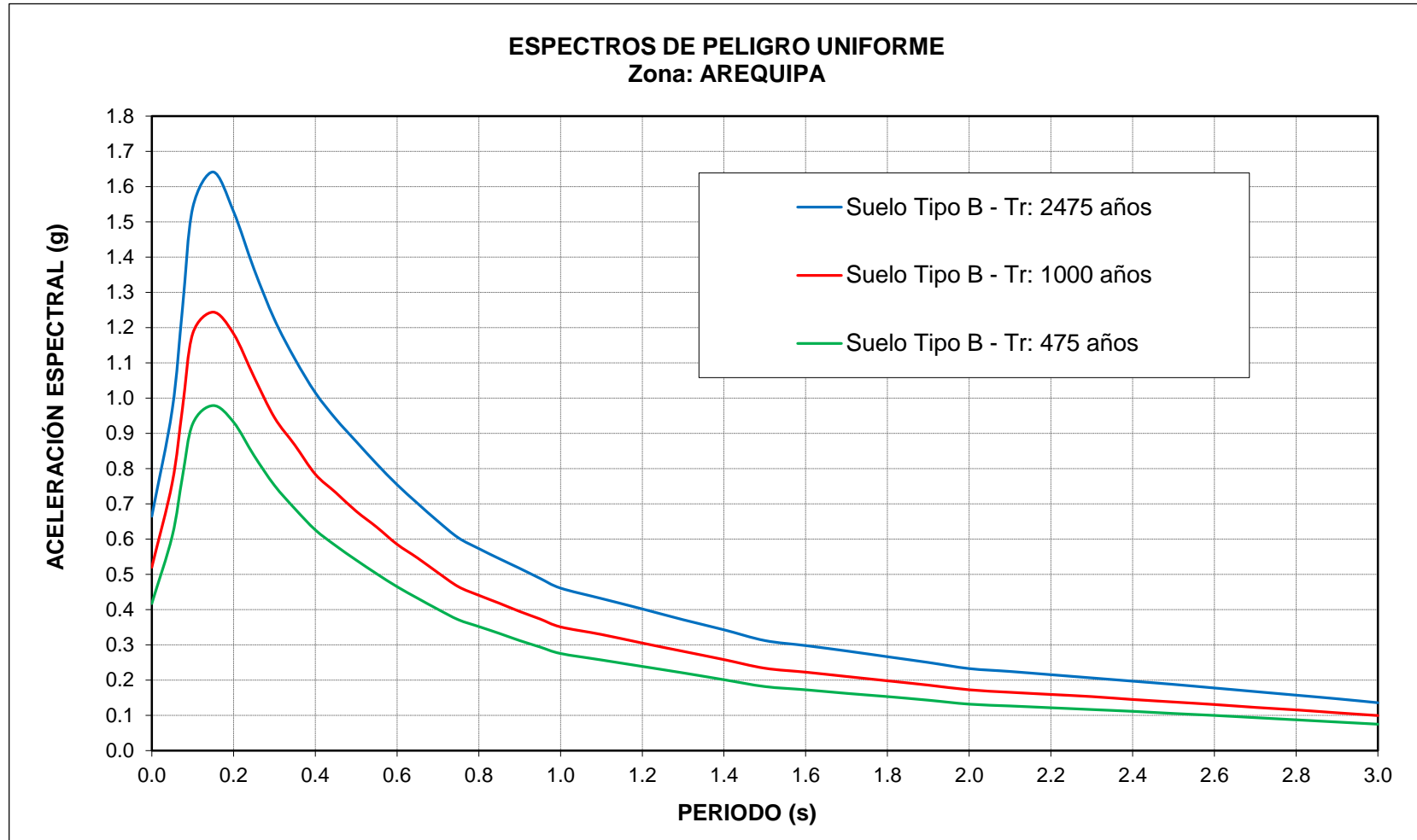


ANEXO C: ESPECTROS DE AMENAZA SÍSMICA UNIFORME

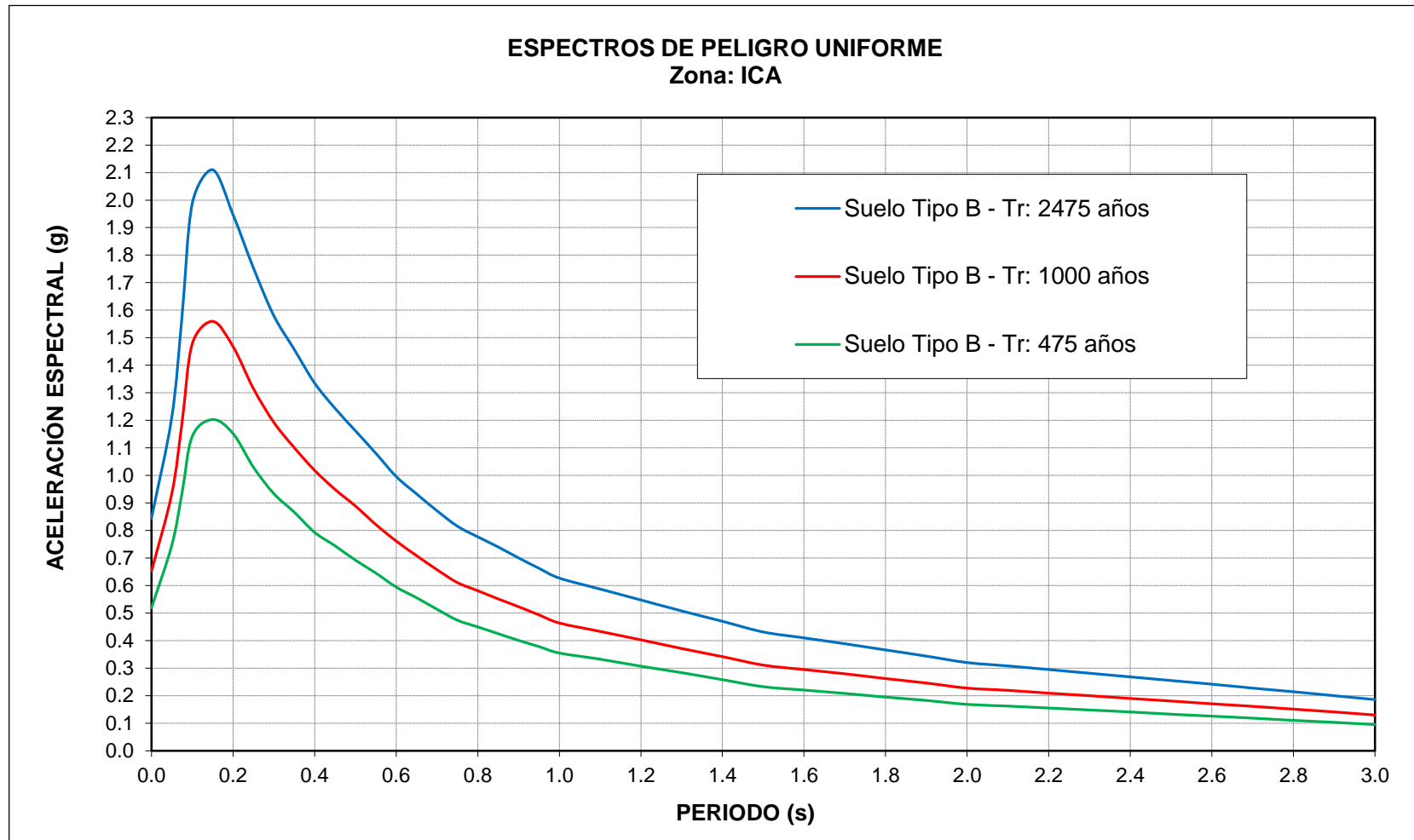
ESPECTROS DE AMENAZA SÍSMICA UNIFORME – ÁNCASH



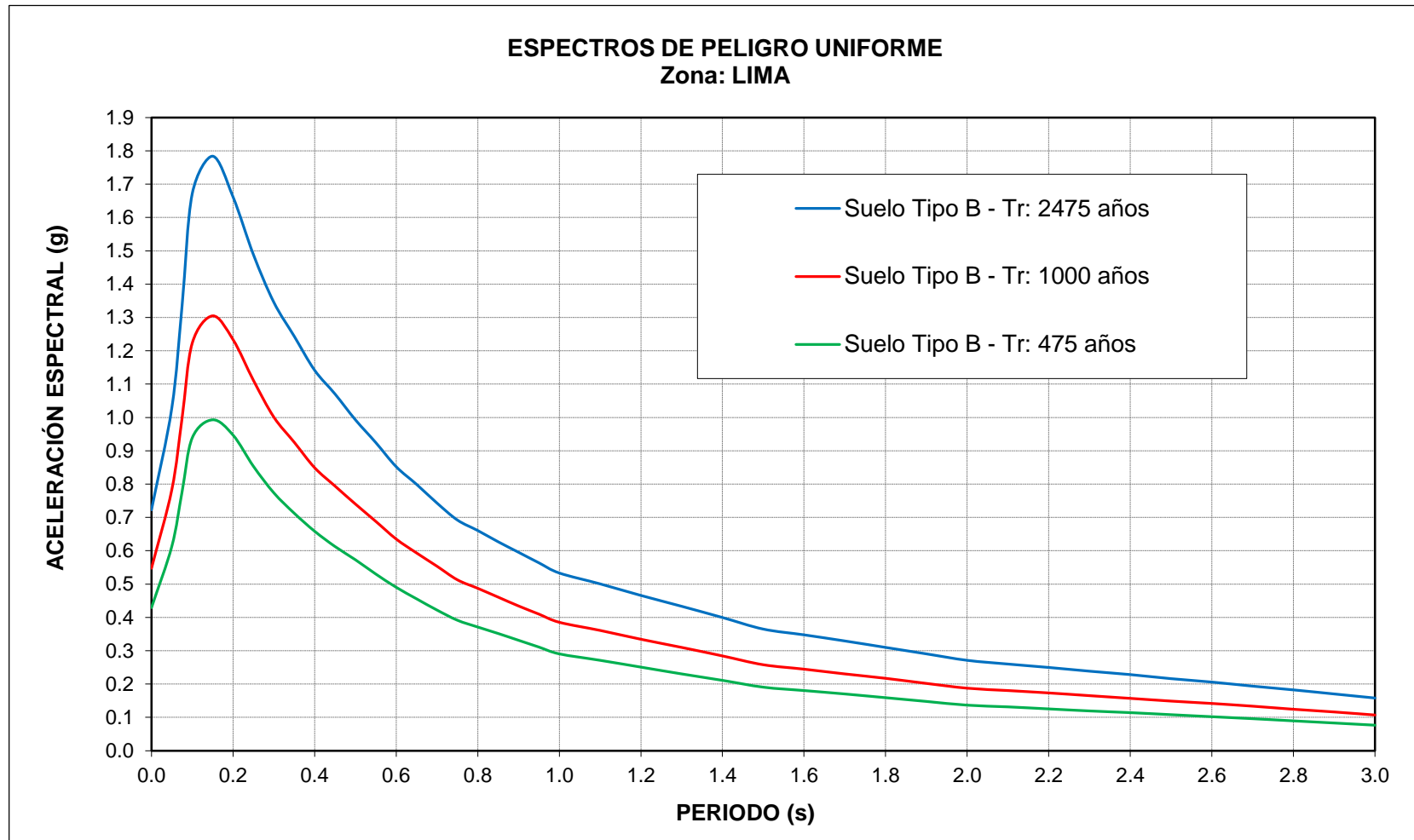
ESPECTROS DE AMENAZA SÍSMICA UNIFORME – AREQUIPA



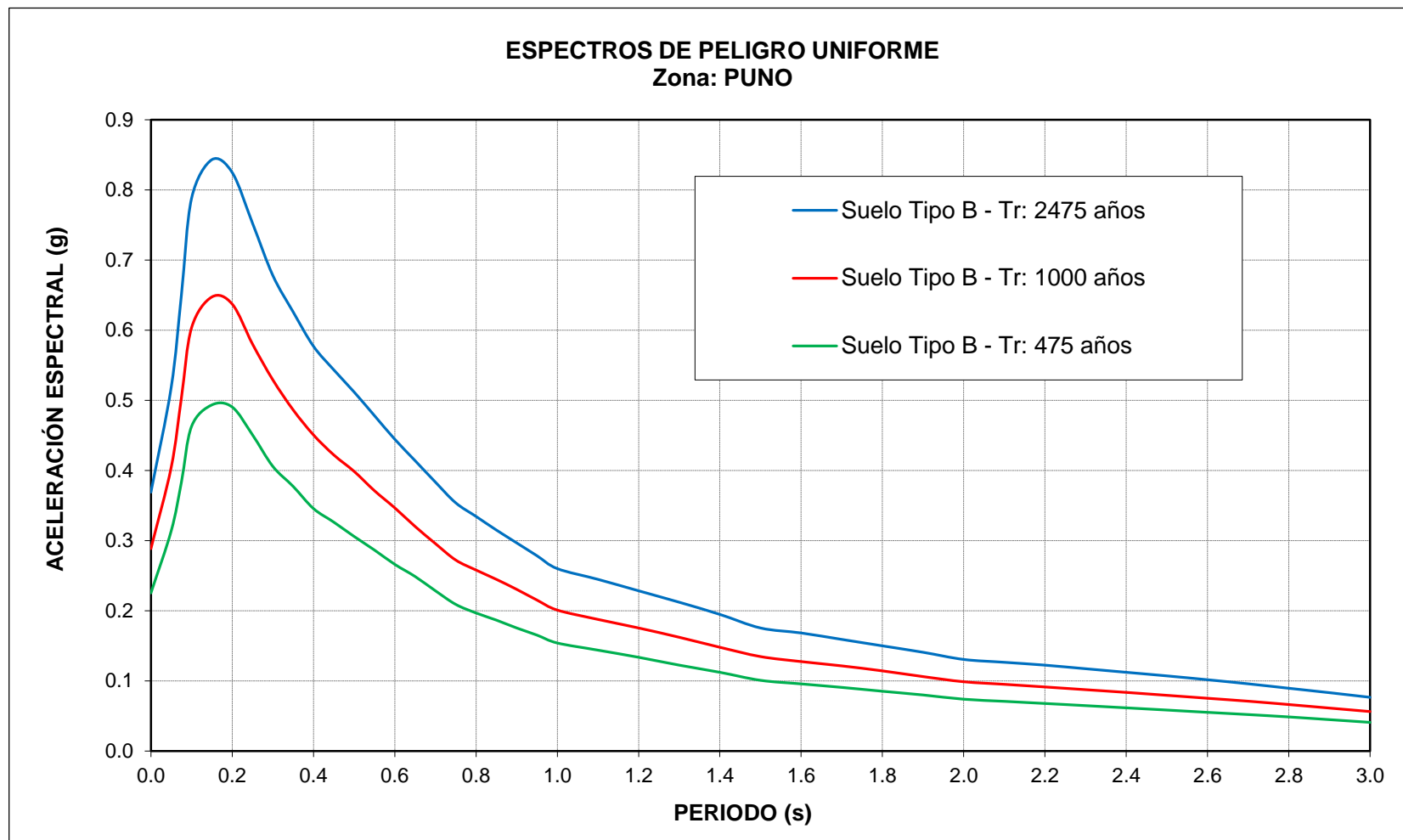
ESPECTROS DE AMENAZA SÍSMICA UNIFORME – ICA



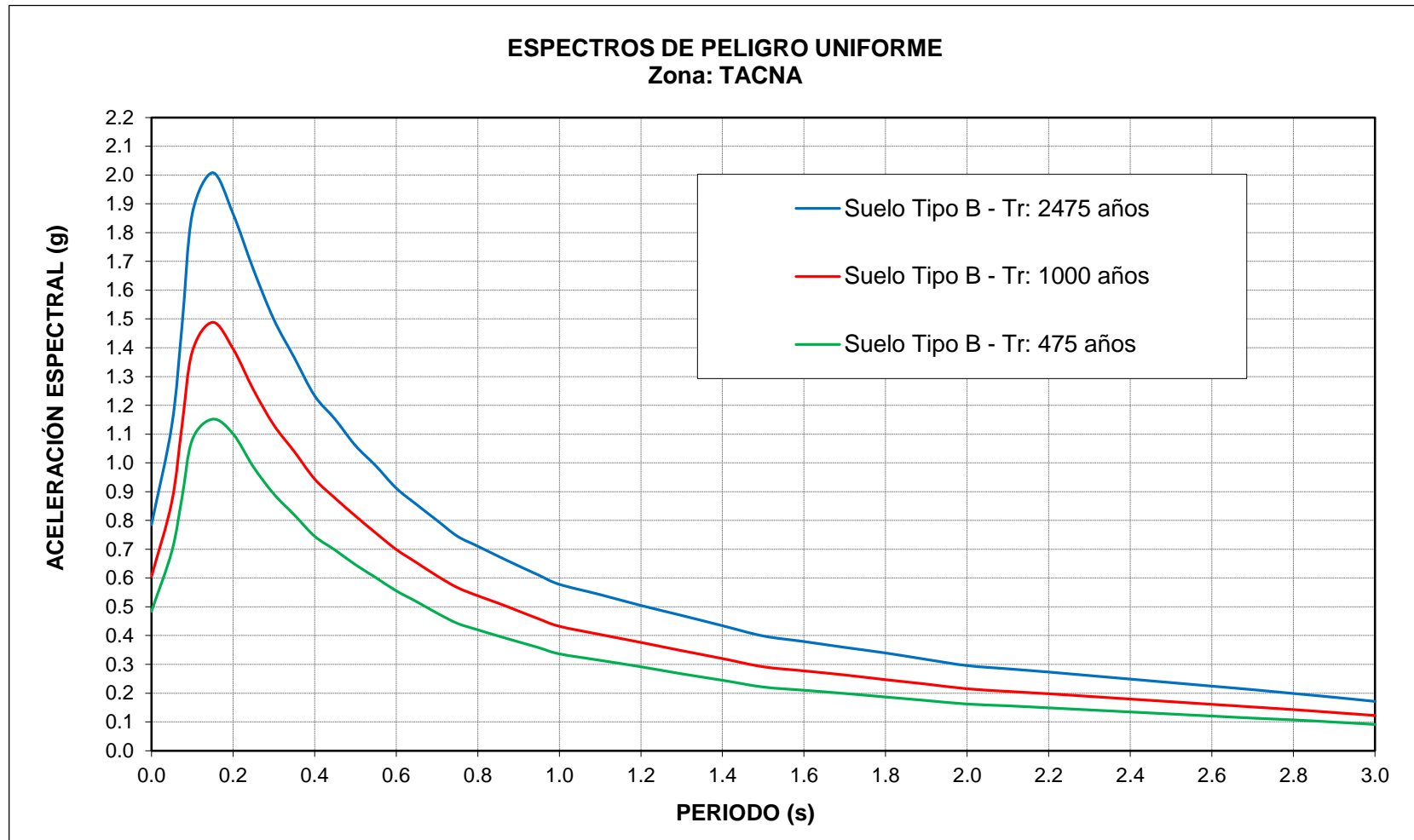
ESPECTROS DE AMENAZA SÍSMICA UNIFORME – LIMA



ESPECTROS DE AMENAZA SÍSMICA UNIFORME – PUNO

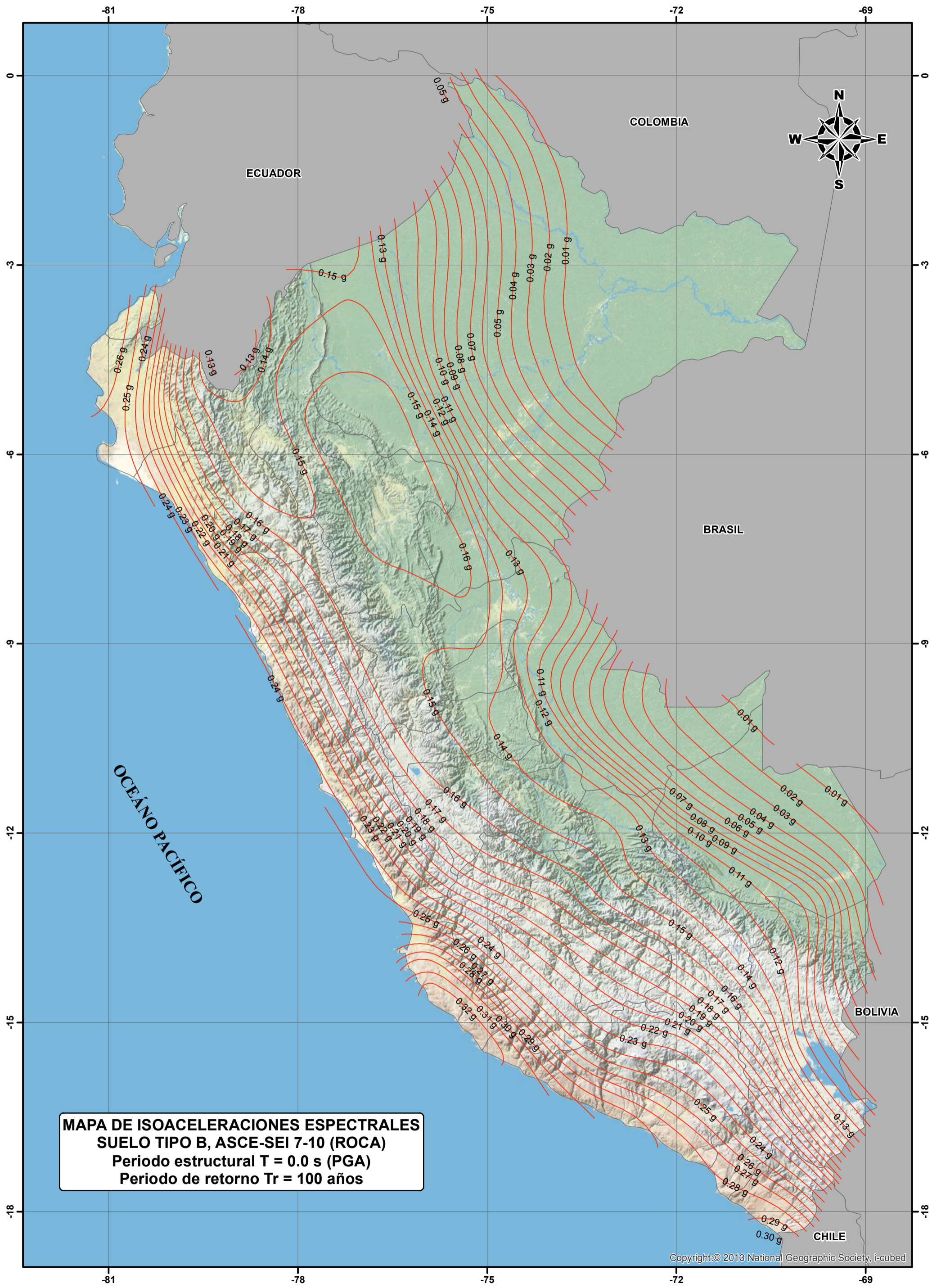


ESPECTROS DE AMENAZA SÍSMICA UNIFORME – TACNA




ANEXO D: MAPAS DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES

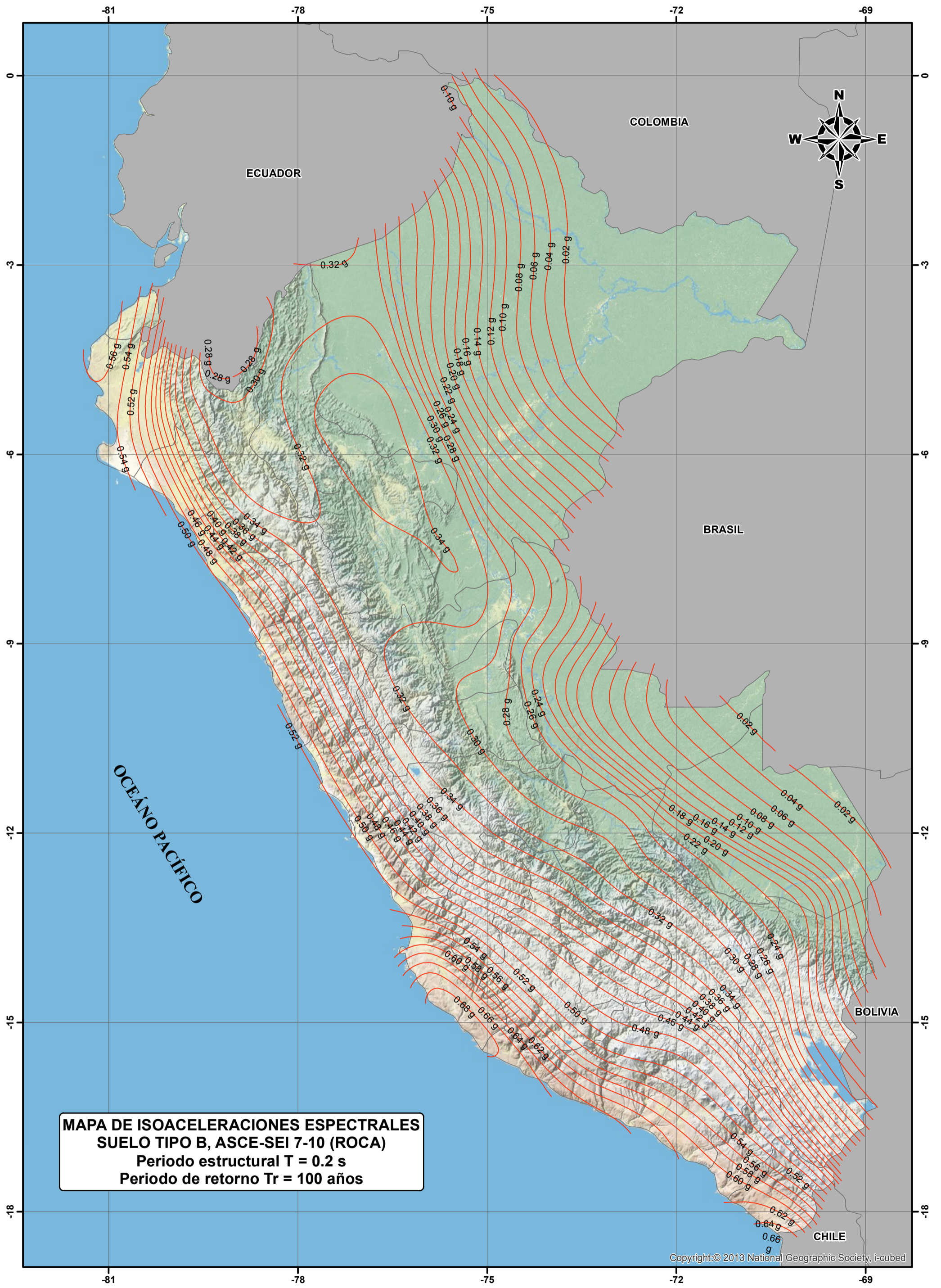
Anexo D.1: Isoaceleraciones Espectrales – $T_r = 100$ años



MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural T = 0.0 s (PGA)
Periodo de retorno Tr = 100 años

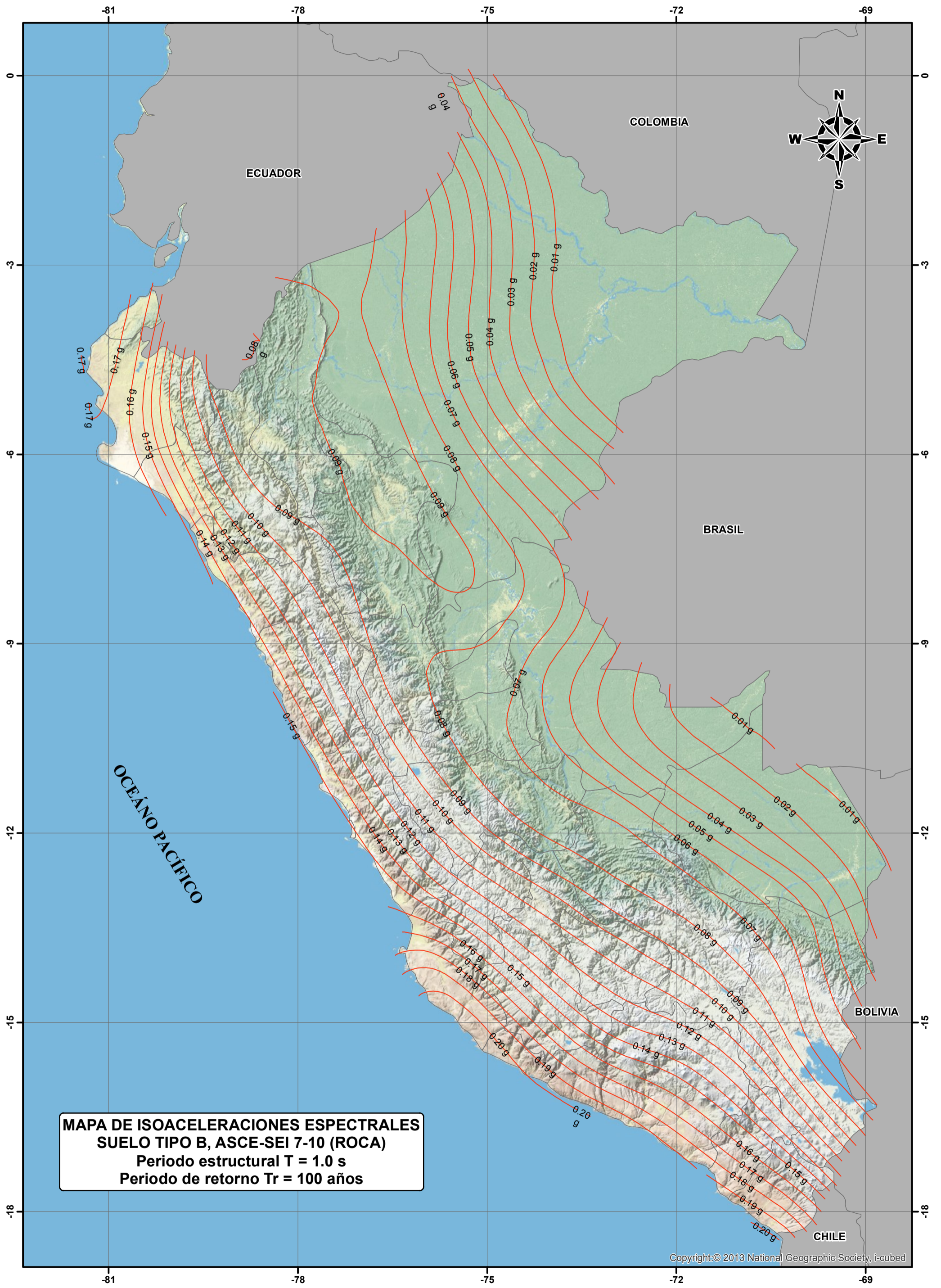
Copyright:© 2013 National Geographic Society, i-cubed

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA	ELABORADO POR: Bach. MIGUEL ÁNGEL RONCAL CASTRO	ENCARGADOS: M.R.C.	NOTA: SISTEMA DE COORDENADAS PROYECTADAS WGS 1984 UTM	TESIS: DETERMINACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO EN EL TERRITORIO NACIONAL Y ELABORACIÓN DE APLICATIVO WEB	PLANO: ISOACELERACIONES ESPECTRALES SUELO TIPO B - T = 0.0 s (PGA) PERIODO DE RETORNO Tr = 100 AÑOS	TAMAÑO: A3
	APROBADO POR: Dr. Ing. ZENÓN AGUILAR BARDALES	REVISADO POR: Z.A.B.	ESCALA: 1:6 000 000	FECHA: NOVIEMBRE -2016	CÓDIGO: L-01-A	



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 0.2$ s
Periodo de retorno $T_r = 100$ años**

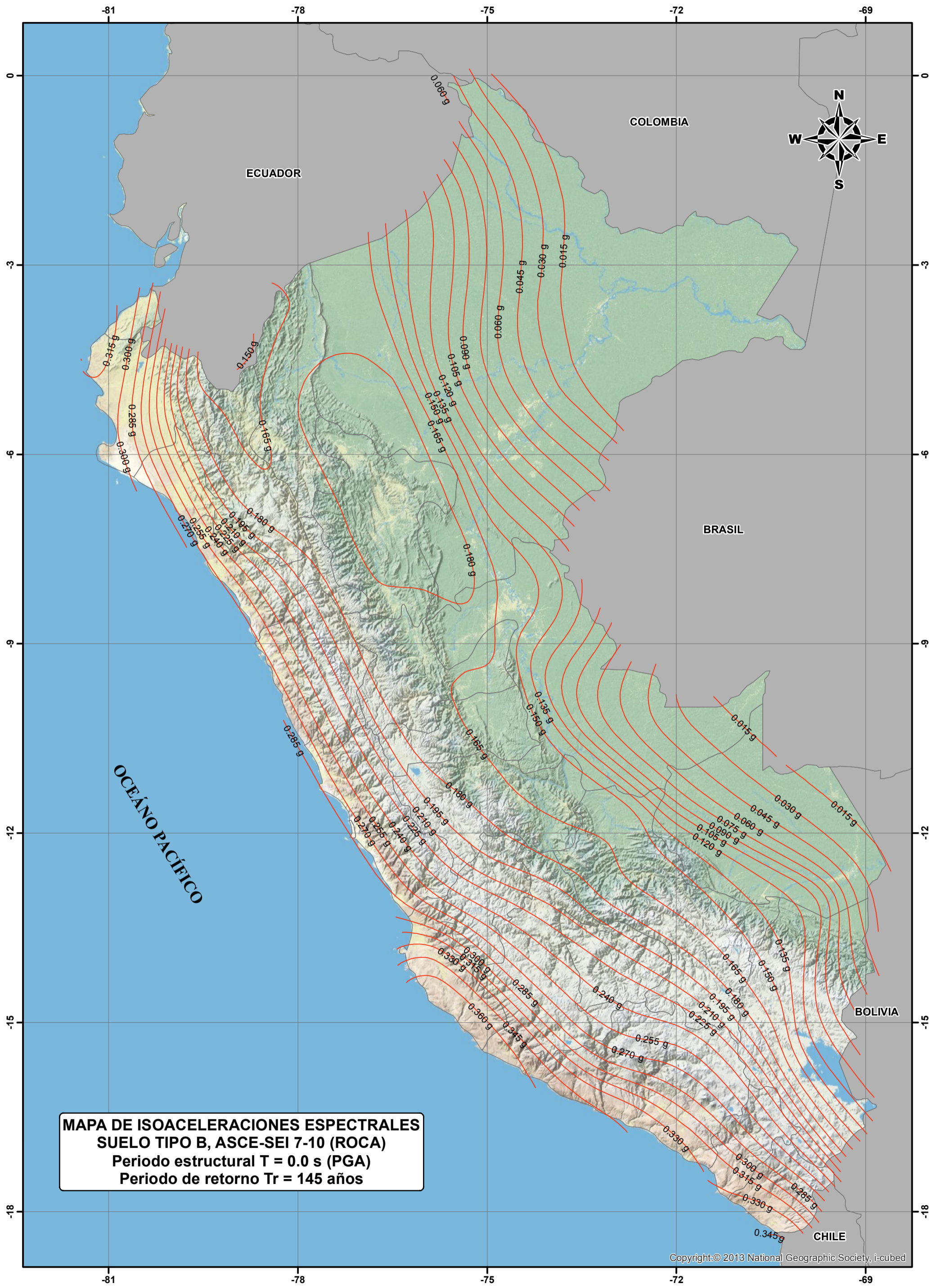
Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 1.0$ s
Periodo de retorno $T_r = 100$ años**

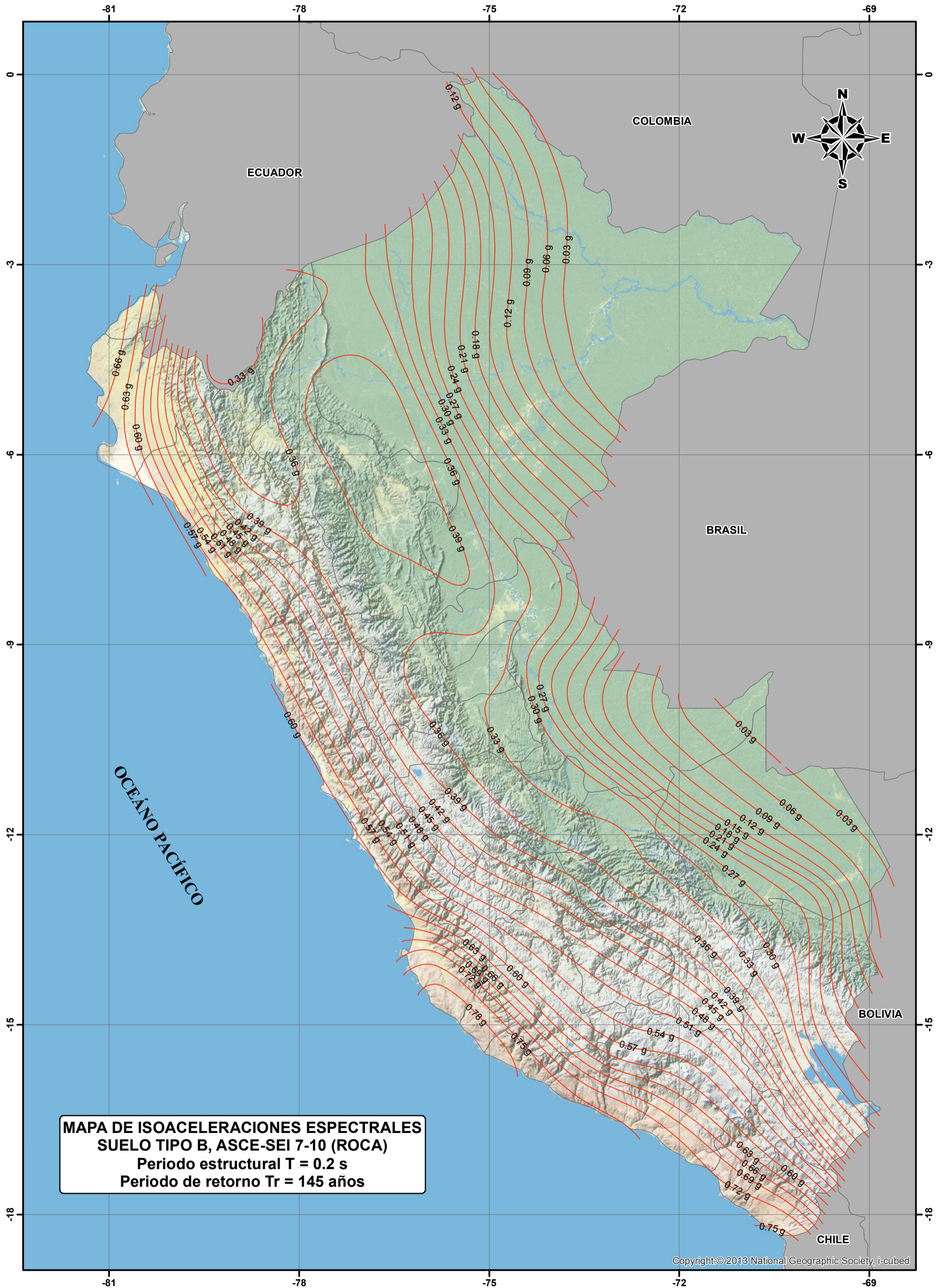
Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed

Anexo D.2: Isoaceleraciones Espectrales – $T_r = 145$ años



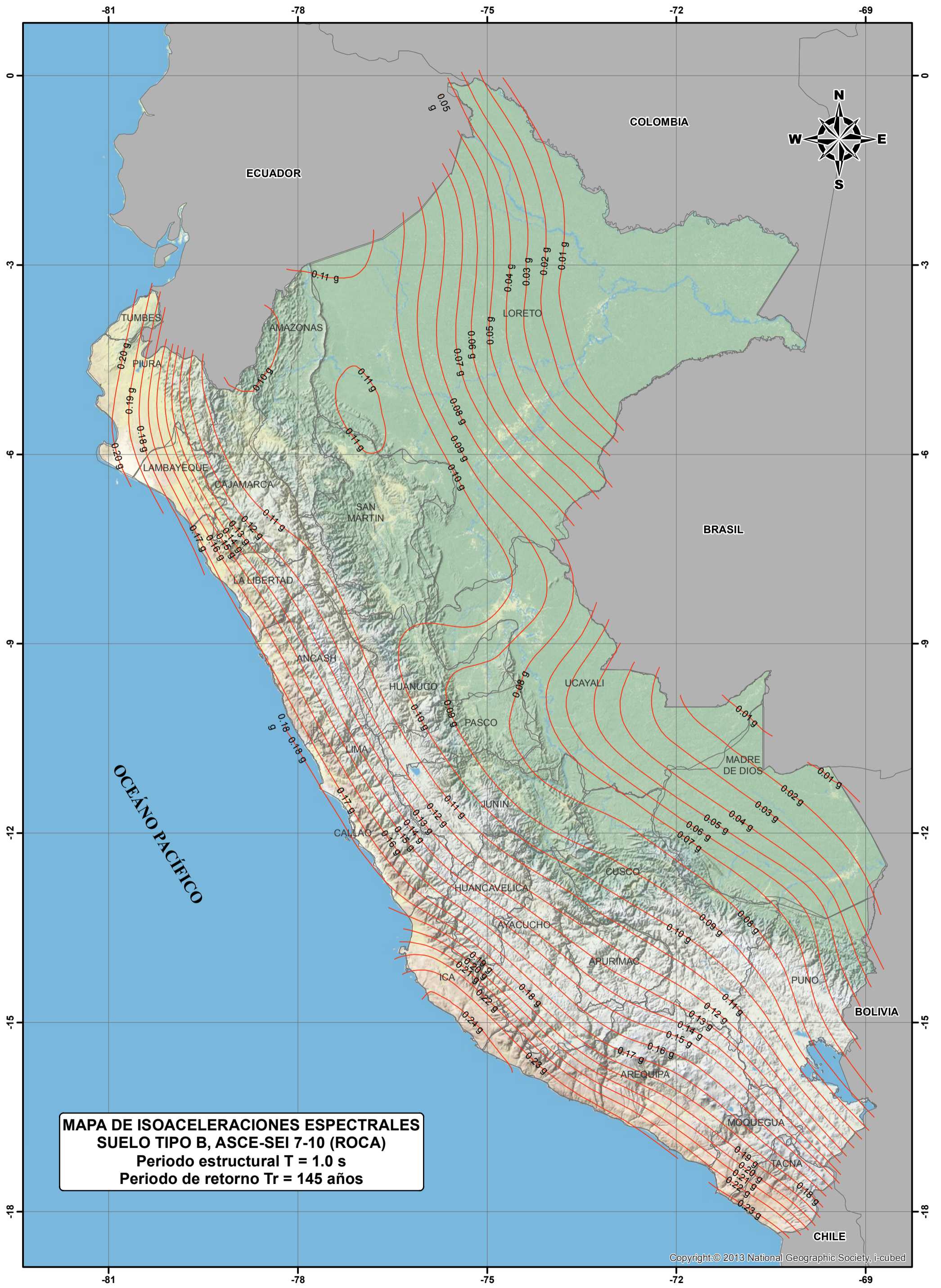
**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
 SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
 Periodo estructural $T = 0.0$ s (PGA)
 Periodo de retorno $T_r = 145$ años**

Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 0.2$ s
Periodo de retorno $T_r = 145$ años**

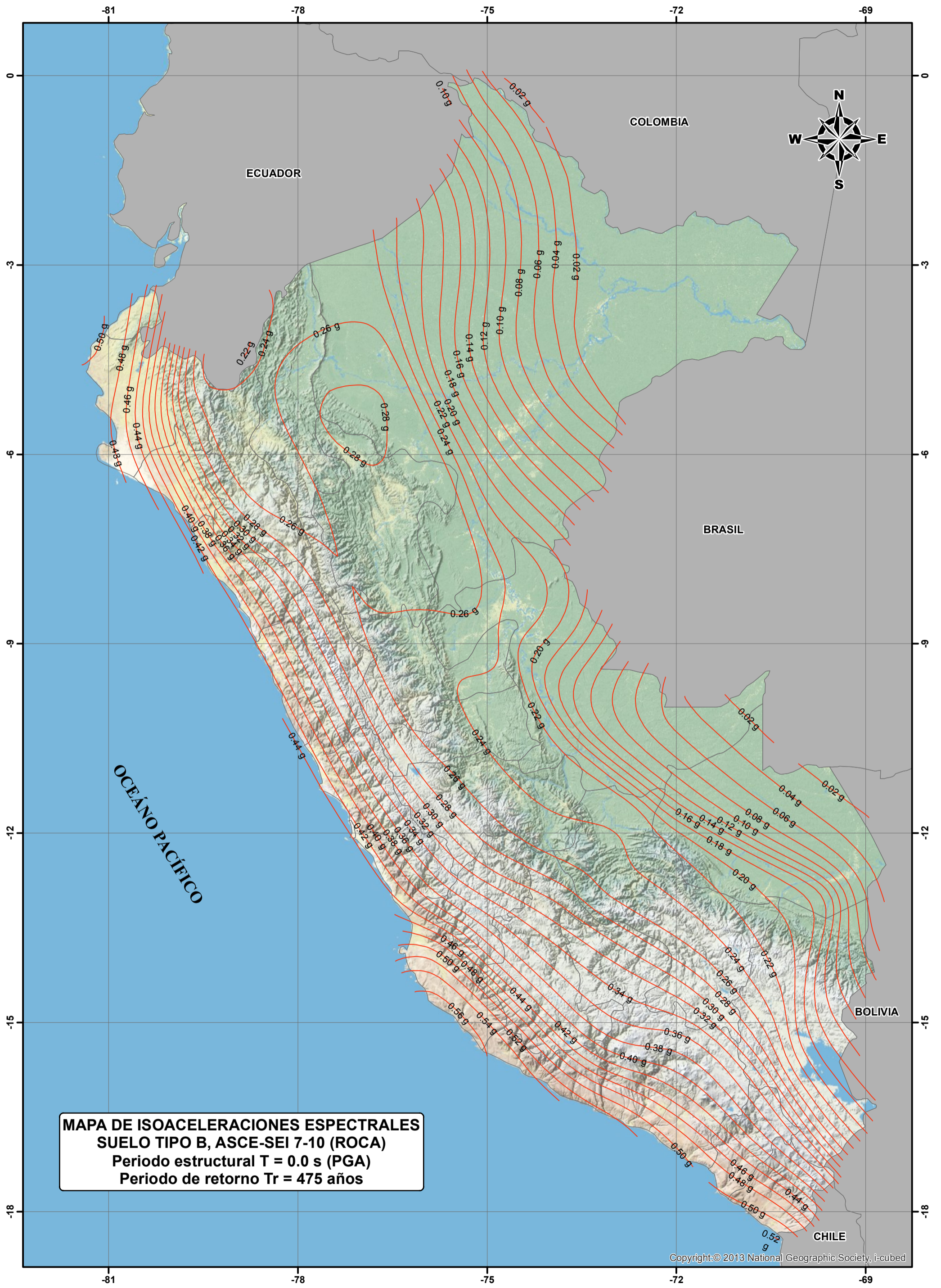
Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 1.0$ s
Periodo de retorno $T_r = 145$ años**

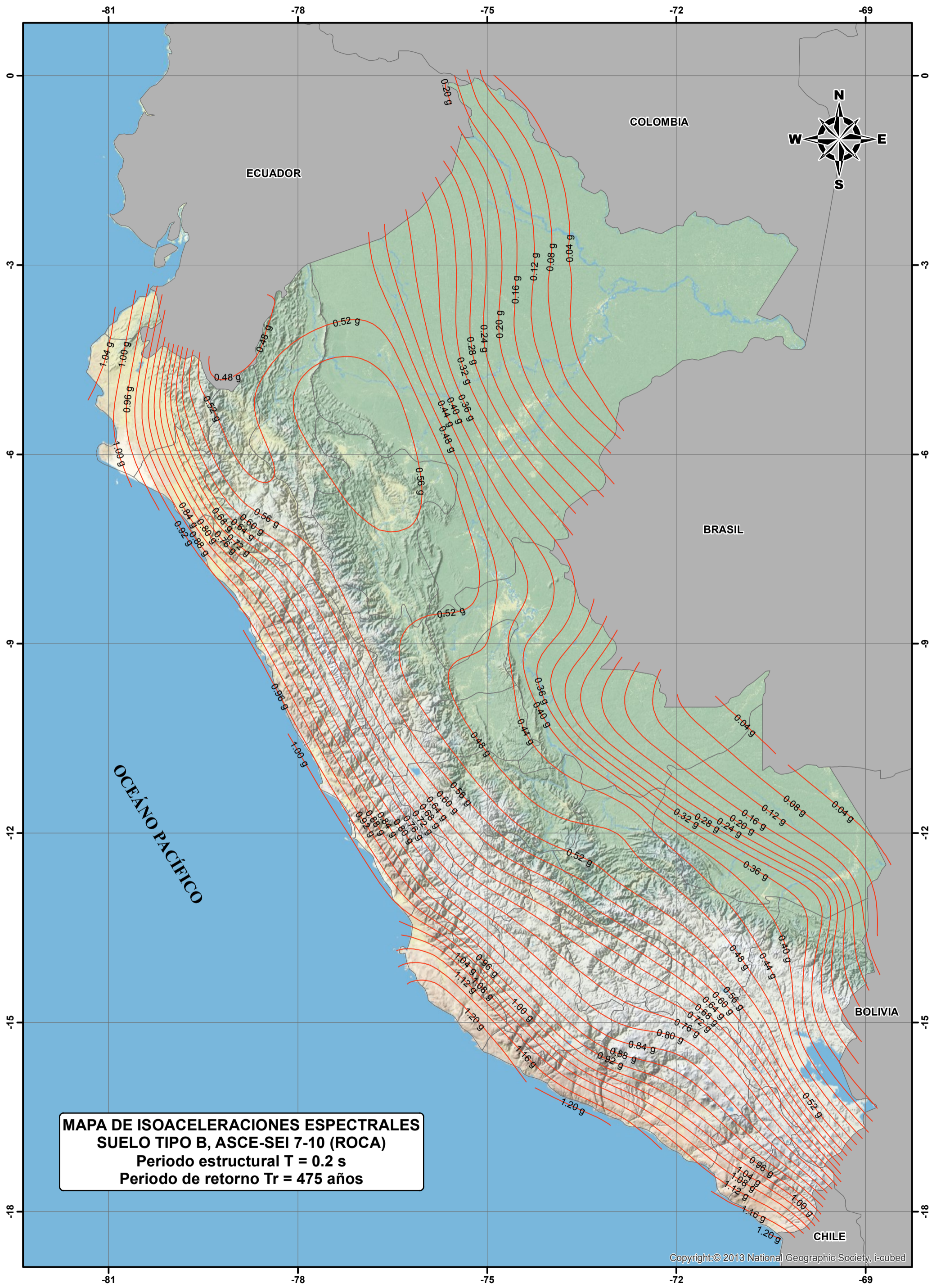
Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed

Anexo D.3: Isoaceleraciones Espectrales – $T_r = 475$ años



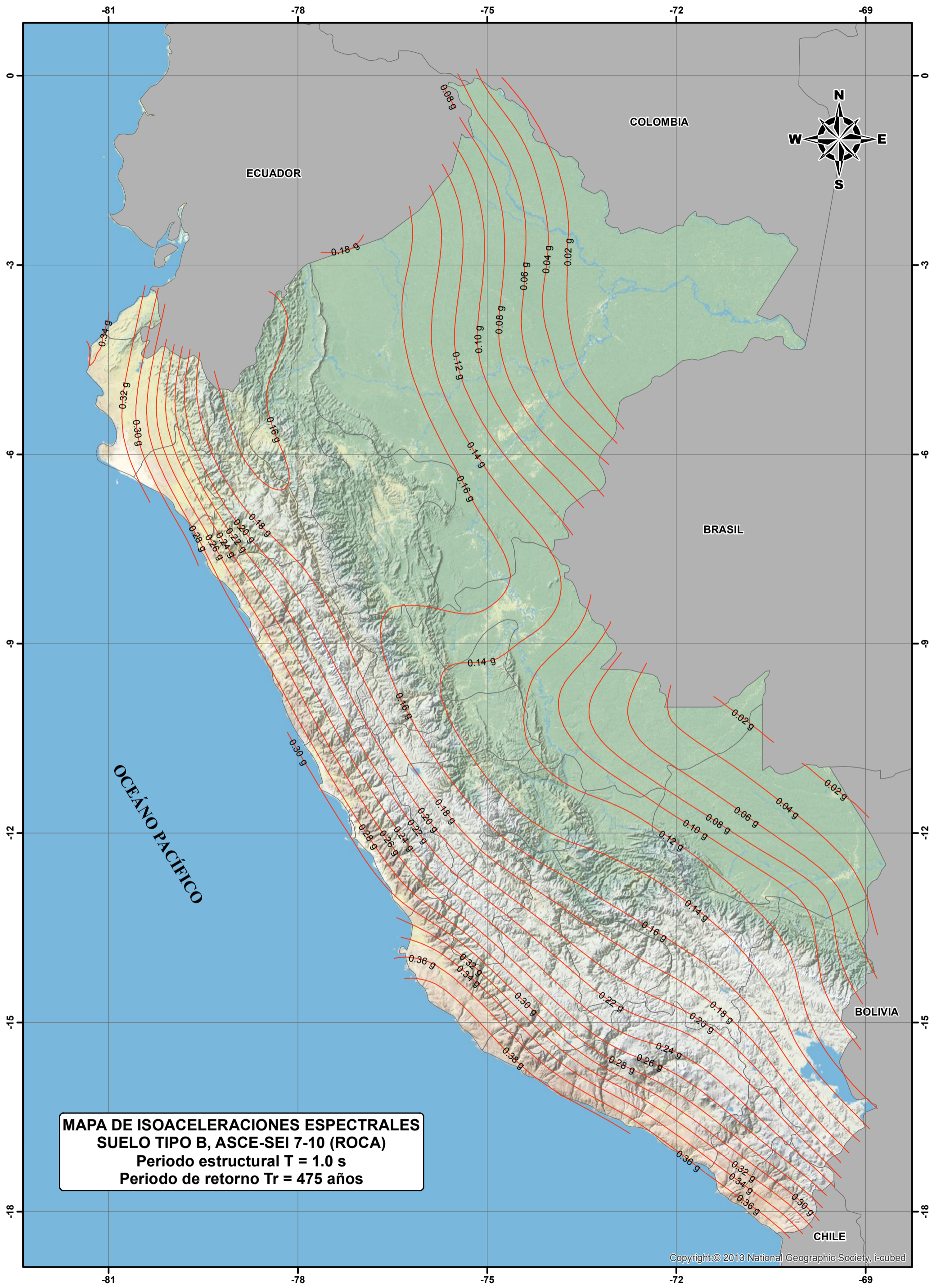
MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 0.0$ s (PGA)
Periodo de retorno $T_r = 475$ años

Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 0.2$ s
Periodo de retorno $T_r = 475$ años**

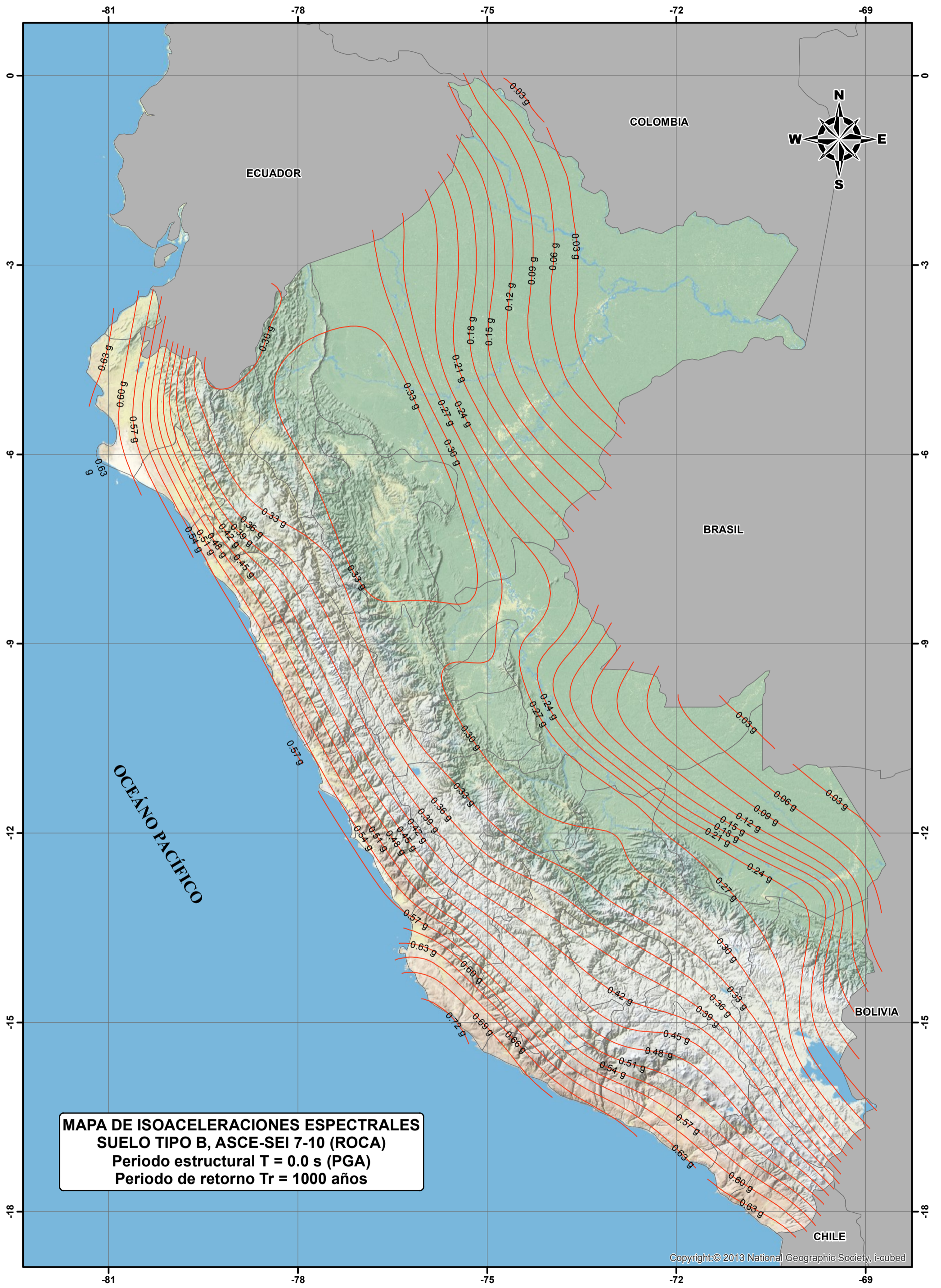
Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 1.0$ s
Periodo de retorno $T_r = 475$ años**

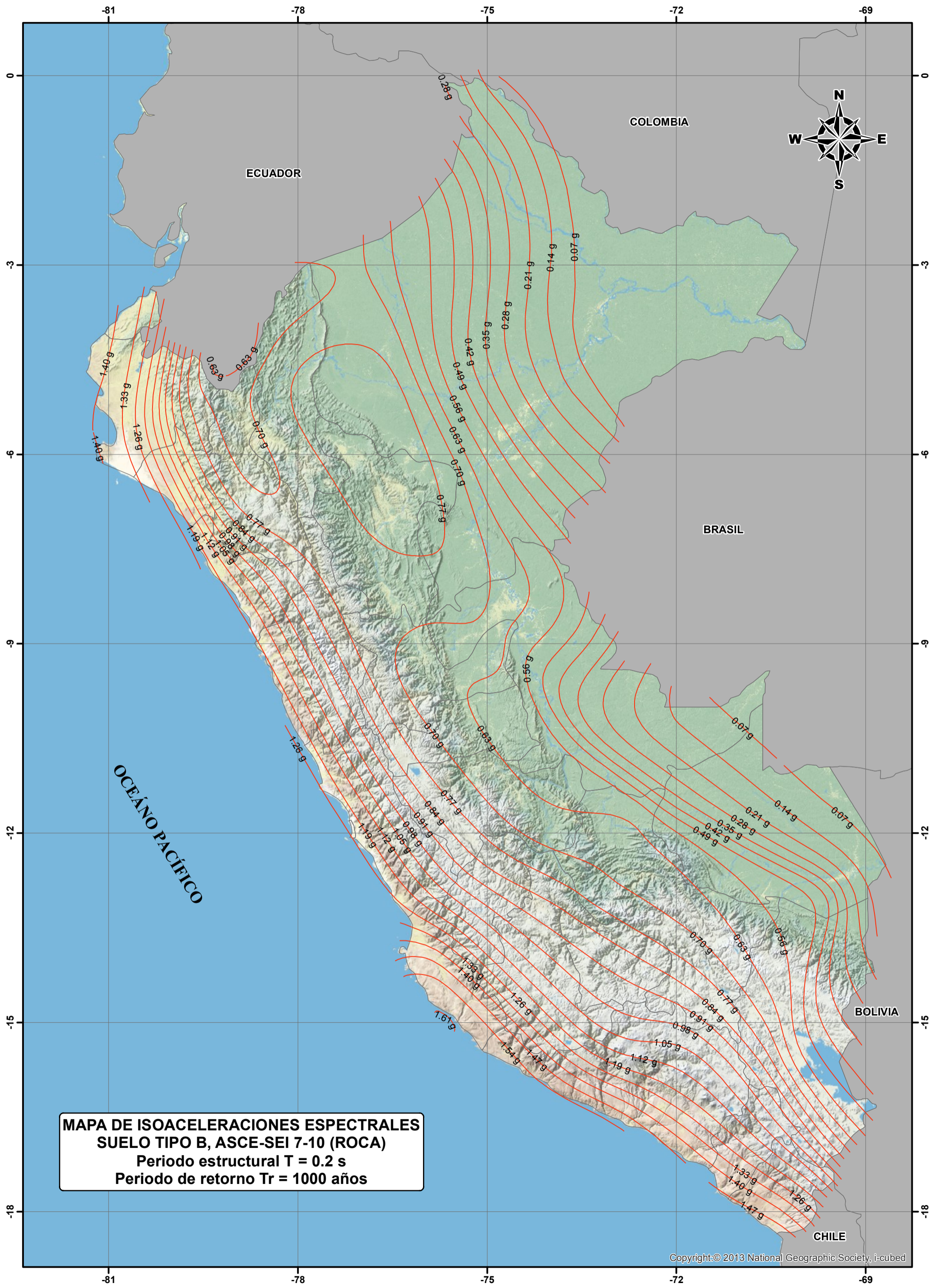
Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed

Anexo D.4: Isoaceleraciones Espectrales – $T_r = 1000$ años



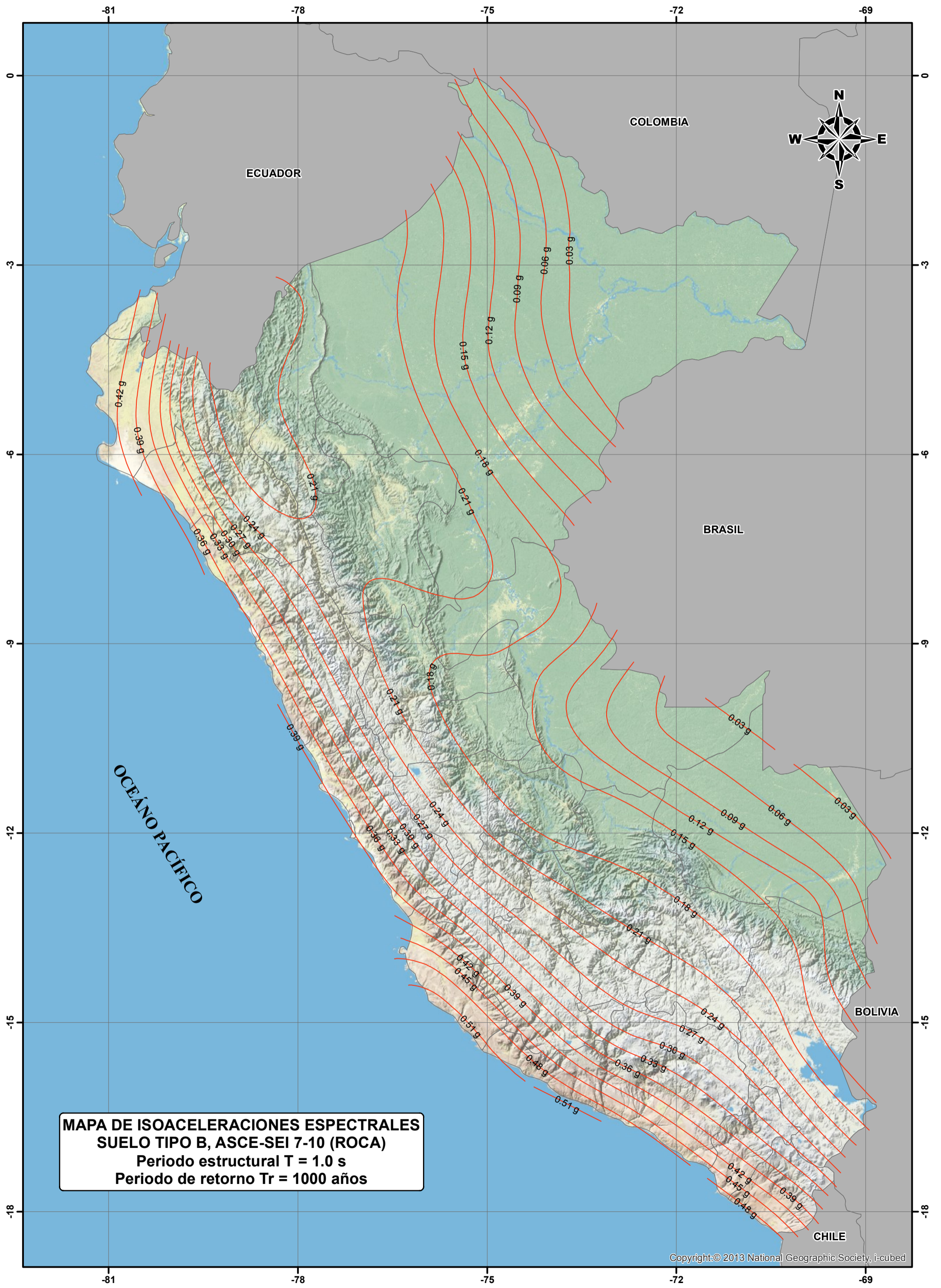
**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 0.0$ s (PGA)
Periodo de retorno $T_r = 1000$ años**

Copyright:© 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 0.2$ s
Periodo de retorno $T_r = 1000$ años**

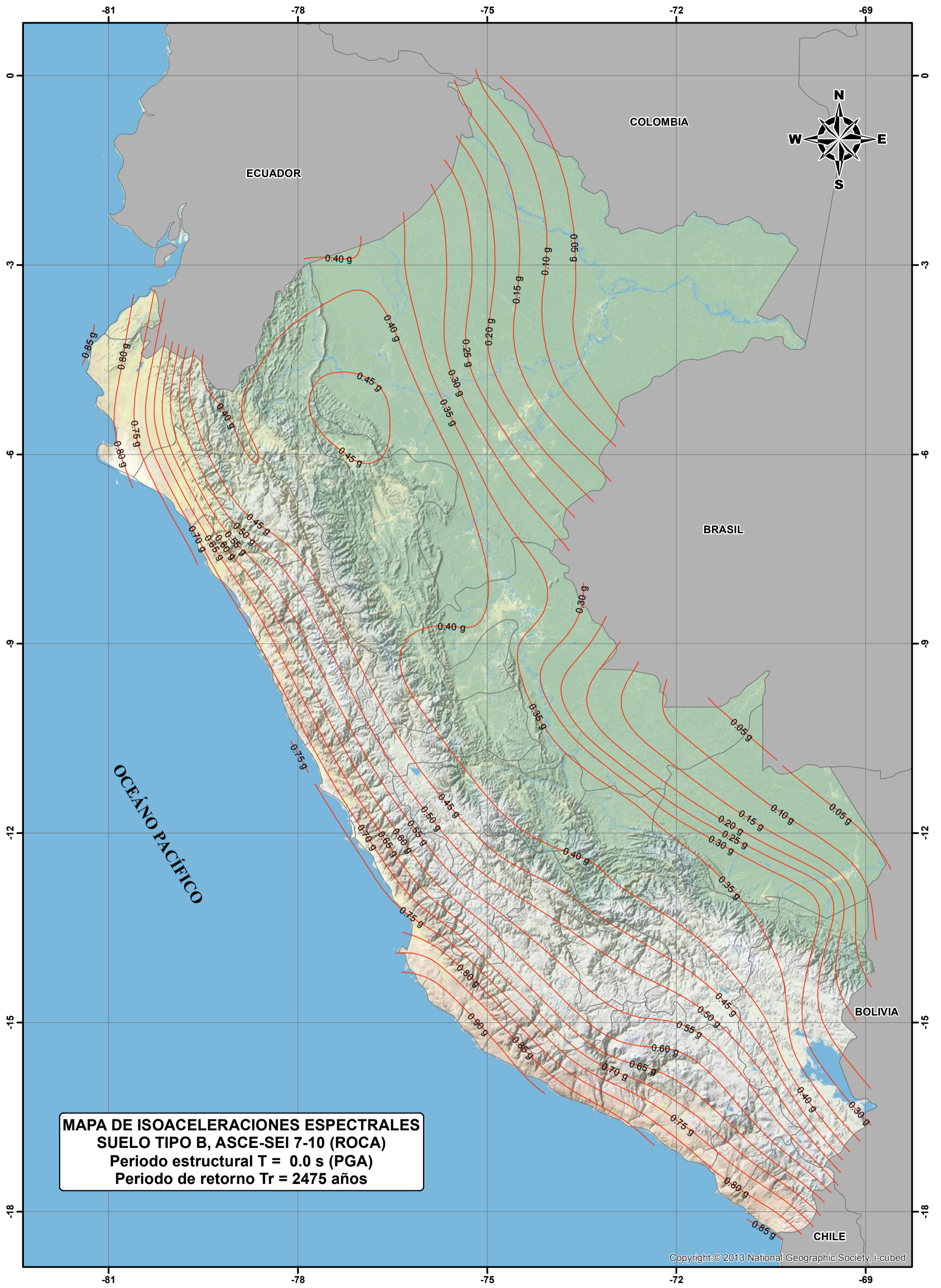
Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 1.0$ s
Periodo de retorno $T_r = 1000$ años**

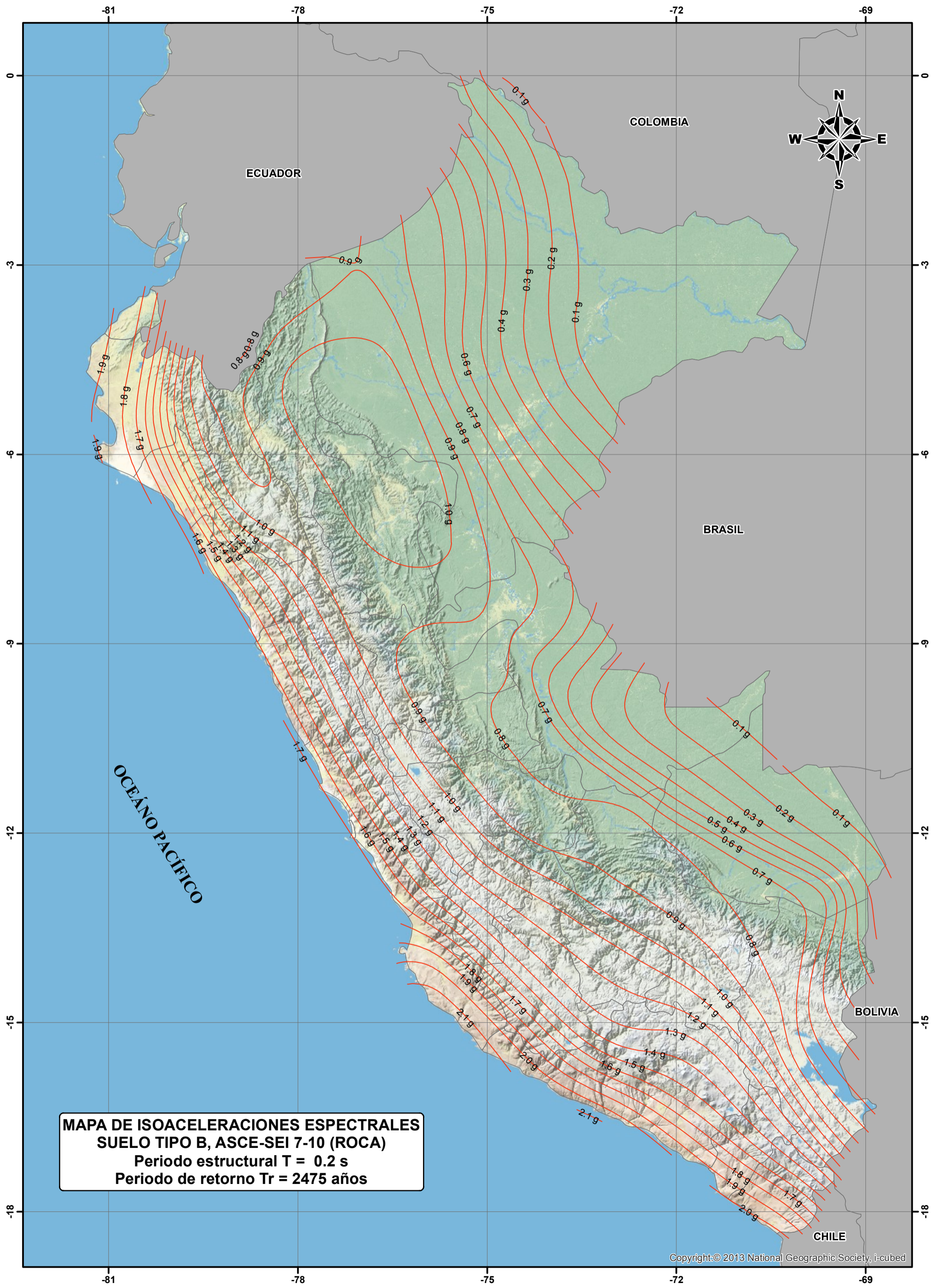
Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed

Anexo D.5: Isoaceleraciones Espectrales – $T_r = 2475$ años

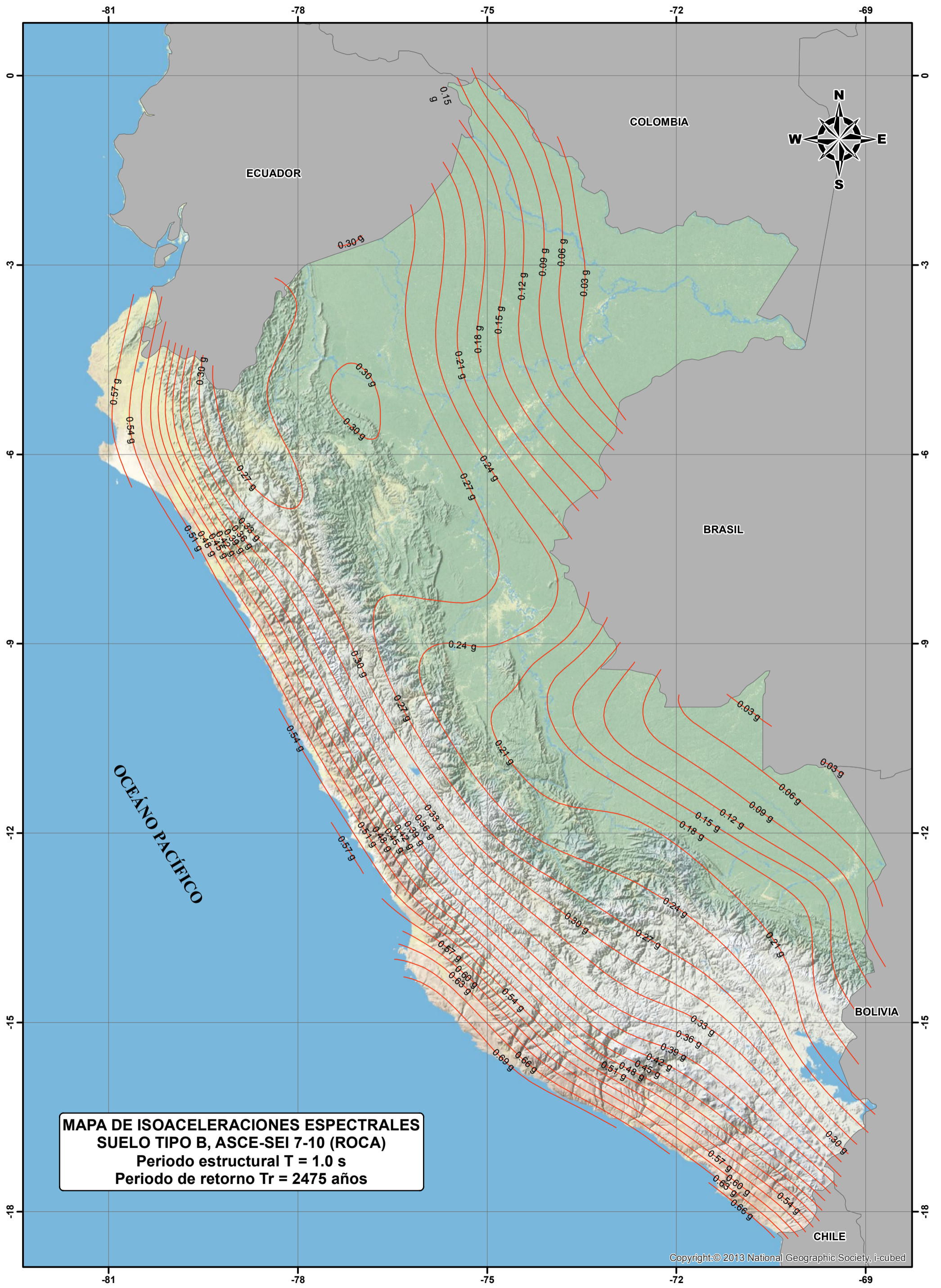


**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 0.0$ s (PGA)
Periodo de retorno $T_r = 2475$ años**

Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed



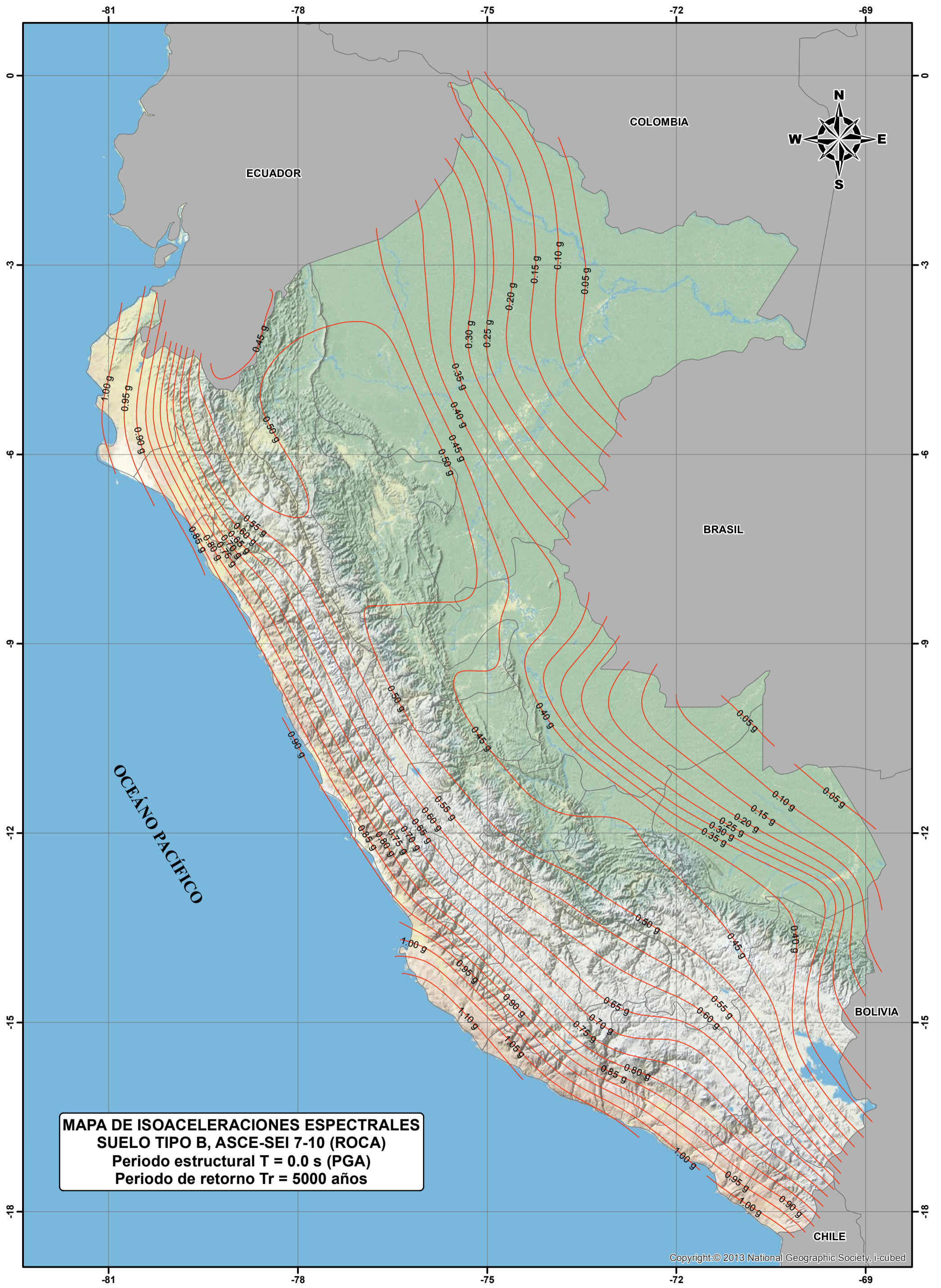
Copyright:© 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 1.0$ s
Periodo de retorno $T_r = 2475$ años**

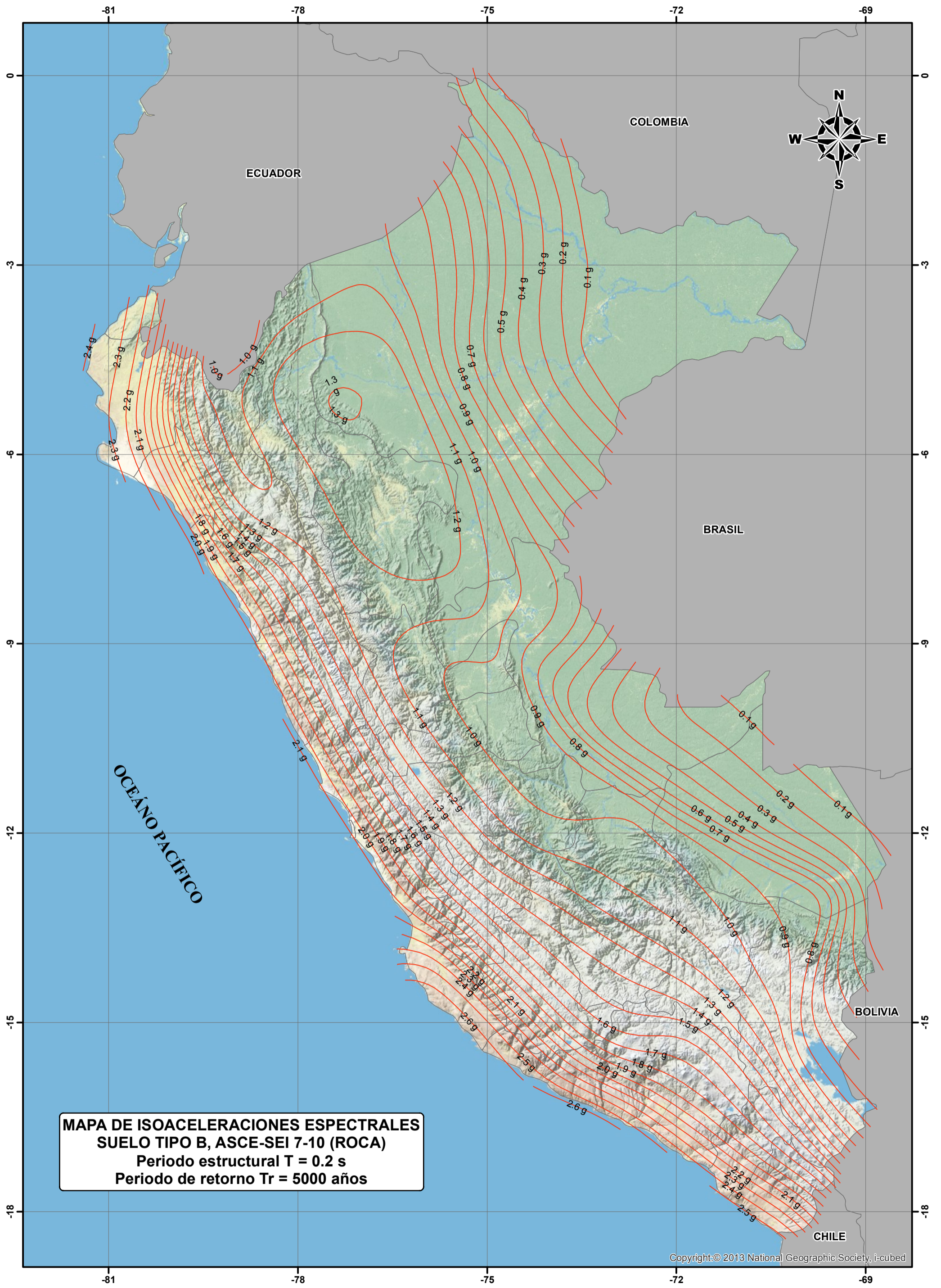
Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed

Anexo D.6: Isoaceleraciones Espectrales – $T_r = 5000$ años



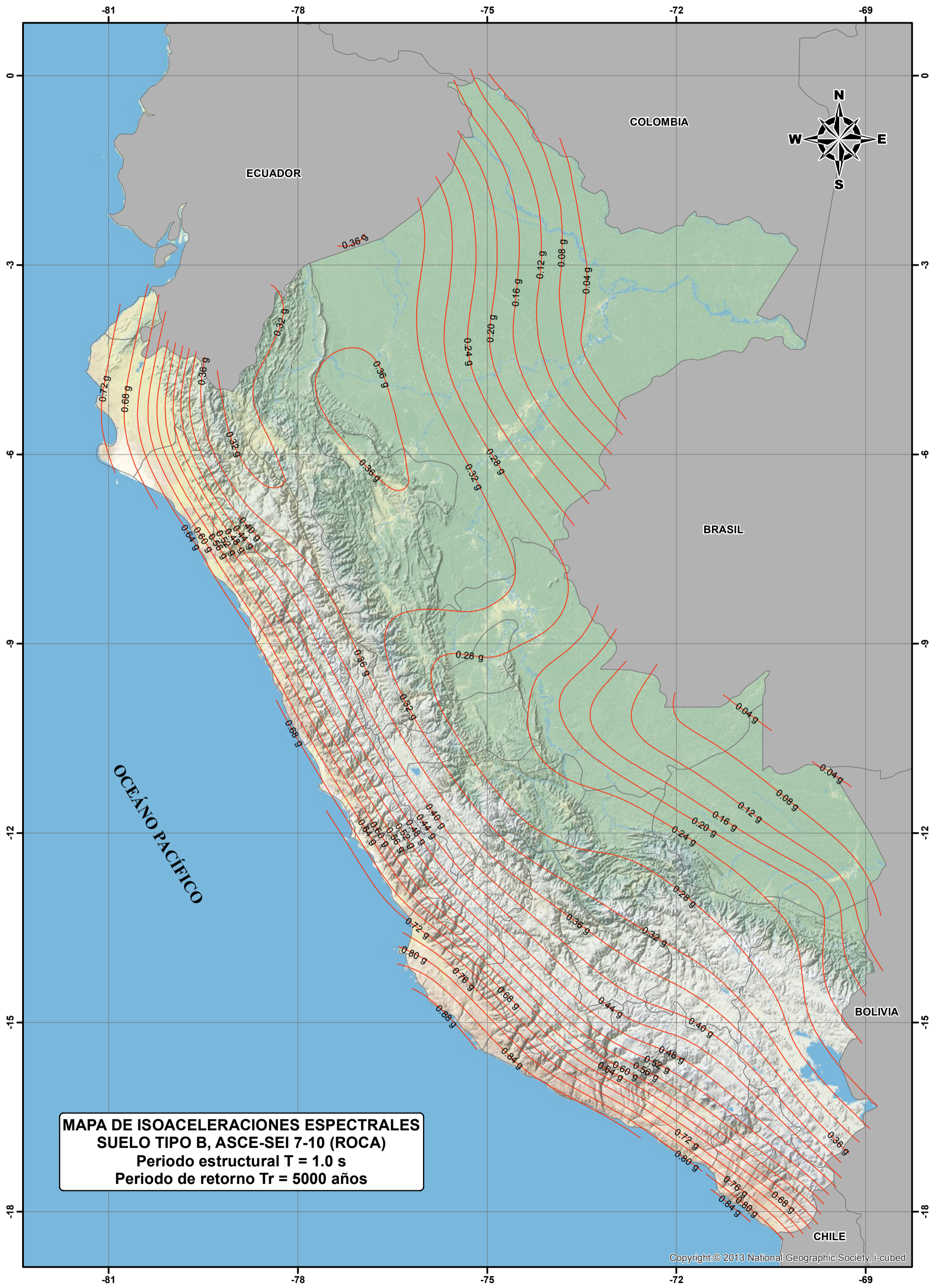
**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 0.0$ s (PGA)
Periodo de retorno $T_r = 5000$ años**

Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 0.2$ s
Periodo de retorno $T_r = 5000$ años**

Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed



**MAPA DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES
SUELO TIPO B, ASCE-SEI 7-10 (ROCA)
Periodo estructural $T = 1.0$ s
Periodo de retorno $T_r = 5000$ años**

Copyright: © 2013 National Geographic Society, i-cubed