

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL**



**NUEVAS FUENTES SISMOGÉNICAS PARA LA
EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO Y
GENERACIÓN DE ESPECTROS DE PELIGRO
UNIFORME EN EL PERU**

TESIS

Para optar el Título Profesional de:

INGENIERO CIVIL

CARLOS ALBERTO GAMARRA RIVERA

LIMA - PERU

2009

DEDICATORIA:

A mis padres Víctor y Sara por el invaluable esfuerzo que realizan y sus valores.

A mis hermanos Omar y Shalls por el apoyo y comprensión.

A mi tía Elena por su gran lucha y sus buenos deseos.

A Evelyn por el apoyo y aliento brindado.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, nuestro creador, por acompañarme y ayudarme en todo momento.

A toda mi amada familia, en especial a mis padres Víctor y Sara por el amor y el apoyo incondicional en toda mi vida. A mis hermanos que me acompañan siempre y me alegran con sus ocurrencias. A mi tía Elena, por el afecto y su gran ayuda. A Evelyn por su comprensión y aliento de seguir adelante.

A mi asesor el Dr. Ing. Zenón Aguilar Bardales, por su desinteresado y constante apoyo, su orientación y valiosas enseñanzas que hicieron posible la realización de este trabajo.

Al Ing. Jorge A. Chávez Obregón, por su amistad, su ayuda y colaboración en el desarrollo de este trabajo.

Al Ing. Ramiro Piedra, por su amistad y hospitalidad brindada.

Al Ing. Hebert Sotelo Aedo y David Vásquez López, por la comprensión, el apoyo, las sugerencias y las facilidades en el trabajo.

A la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería, por la formación profesional y la disposición de colaboración brindada.

A todos aquellos profesores de la FIC - UNI que transmitiendo sus conocimientos, trabajan incondicionalmente en beneficio del desarrollo de la educación en el Perú.

A mis amigos Armando, José, Jhon, Jorge, Sheyla, Waldo, David, Josué, Manuel, Frank, César, Christian, por la valiosa amistad y el gran apoyo que siempre me han sabido dar.

A todas las personas que de alguna manera contribuyeron en el desarrollo de la presente Tesis.

ÍNDICE

RESUMEN.....	8
LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABLAS.....	14
LISTA DE SÍMBOLOS	15
INTRODUCCIÓN.....	17
CAPÍTULO I: GENERALIDADES	19
1.1 ANTECEDENTES	19
1.2 CONCEPTOS BÁSICOS DE SISMICIDAD	20
1.2.1 Generación de Sismos	21
1.2.1.1 Teoría del Rebote Elástico.....	22
1.2.1.2 Teoría de Expansión de los Fondos Oceánicos.....	22
1.2.1.2.1 Estudios en la Cordillera Medio Oceánicas.....	22
1.2.1.2.2 Estudios en la Zona de Subducción.....	23
1.2.1.3 Nueva Tectónica Global	24
1.2.1.3.1 Tipos de Sismos	25
1.2.2 Las Ondas Sísmicas y la Estructura Interna de la Tierra	26
1.2.2.1 Ondas Sísmicas	27
1.2.2.1.1 Ondas de Cuerpo	27
1.2.2.1.2 Ondas Superficiales.....	28
1.2.2.2 Estructura Interna de la Tierra	28
1.2.3 Notación Geométrica para la localización de sismos	30
1.2.4 Localización de eventos sísmicos	30
1.2.5 Medida del tamaño de los eventos sísmicos	31
1.2.5.1 Magnitud del sismo.....	31
1.2.5.1.1 Escalas de Magnitud	32
1.2.5.2 Intensidad del sismo	35
1.2.5.2.1 Escalas de Intensidad.....	36
1.2.5.3 Energía de un sismo.....	36
1.3 CONTENIDO DE LOS CAPÍTULOS	37
1.3.1 Capítulo II.....	37

3.3.1	Consistencia del catálogo sísmico compilado.....	75
3.3.2	Homogenización del catálogo sísmico compilado	76
3.3.2.1	Correlación entre las escalas de magnitud m_b y M_s	77
3.3.2.2	Correlación entre las escalas de magnitud M_s y M_w	77
3.4	DELIMITACIÓN DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS.....	78
3.5	DEPURACIÓN DEL CATÁLOGO SÍSMICO	79
3.6	DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS SISMOLÓGICOS DE CADA FUENTE.....	80
3.6.1	Evaluación de la recurrencia sísmica	80
CAPÍTULO IV: EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO EN EL PERÚ.....		96
4.1	FUNDAMENTOS DEL ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO	96
4.2	LEYES DE ATENUACIÓN UTILIZADAS PARA EL ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO.....	97
4.2.1	Ley de atenuación para aceleraciones espectrales propuestas por Youngs, Chiou, Silva y Humphrey (1997).....	98
4.2.2	Ley de atenuación para aceleraciones espectrales propuestas por Sadigh, Chang, Egan, Makdisi y Youngs (1997)	99
4.3	EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO Y GENERACIÓN DE LAS CURVAS ACELERACIÓN VS FRECUENCIA ANUAL DE EXCEDENCIA PARA LA MÁXIMA ACELERACIÓN DEL SUELO (PGA) DE LAS PRINCIPALES CIUDADES DEL PERÚ	100
4.3.1	Evaluación del Peligro Sísmico Probabilístico	100
4.3.2	Generación de las curvas aceleración vs frecuencia anual de excedencia para la máxima aceleración del suelo (PGA) de las principales ciudades del Perú.....	100
4.4	MAPA DE ISOACELERACIONES EN EL PERÚ CORRESPONDIENTE A LA MÁXIMA ACELERACIÓN DEL SUELO (PGA)	102

CAPÍTULO V: EVALUACIÓN DE LA DEMANDA SÍSMICA CON ESPECTROS DE PELIGRO UNIFORME EN EL PERÚ	114
5.1 FUNDAMENTOS DEL ESPECTRO DE PELIGRO UNIFORME	114
5.2 GENERACIÓN DE ESPECTROS DE PELIGRO UNIFORME PARA LAS PRINCIPALES CIUDADES DEL PERÚ	115
5.3 EVALUACIÓN DE LA PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA Y EL PERÍODO DE EXPOSICIÓN PARA ESTUDIOS DE PELIGRO SÍSMICO EN EL PERÚ FRENTE AL PROCEDIMIENTO DE DISEÑO DEL IBC 2006	117
5.4 MAPAS DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES CORRESPONDIENTES A PERÍODOS ESTRUCTURALES DE 0.2 Y 1.0 SEGUNDO PARA DEFINIR EL ESPECTRO DE RESPUESTA CON PELIGRO UNIFORME EN EL PERÚ	119
CONCLUSIONES.....	132
RECOMENDACIONES.....	136
BIBLIOGRAFÍA.....	137
ANEXOS.....	145
ANEXO A: SECCIONES TRANSVERSALES PERPENDICULARES A LA FOSA PERÚ CHILE.....	146
ANEXO B: CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS SISMOLÓGICOS DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS.....	151

RESUMEN

En el presente estudio se definen nuevas fuentes sismogénicas, caracterizadas por sus respectivos parámetros sismológicos, para la evaluación del peligro sísmico en el Perú en base a las principales características neotectónicas y la distribución espacial de la sismicidad, tomando en consideración los mecanismos focales y la profundidad de la actividad sísmica en el Perú. La base de datos de los eventos sísmicos generados por el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, ha permitido definir la geometría de la placa de Nazca, y por lo tanto, definir la geometría de las fuentes sismogénicas para sismos de subducción de interfase e intraplaca. Además, las fuentes sismogénicas continentales, que consideran eventos sísmicos con origen en la deformación superficial de la placa continental, fueron definidas también. Se elaboró un nuevo mapa de 20 fuentes sismogénicas para el Perú, de las cuales 14 corresponden a fuentes de subducción y 6 a fuentes continentales. A su vez, de las 14 fuentes de subducción, 5 corresponden a fuentes de subducción de interfase y 9 a fuentes de subducción de intraplaca.

Para la compilación de la data sísmica se utilizaron los catálogos del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y de la National Earthquake Information Center (NEIC) para el período de mayor homogeneidad y con menor magnitud umbral de detección, es decir, datos posteriores a 1963 y magnitudes $M_s \geq 2.0$. Las magnitudes de los eventos sísmicos fueron homogenizados a Magnitud Momento (M_w), usando expresiones dadas por la International Seismological Center (ISC) y el Proyecto PILOTO en los Andes del Norte lanzado bajo el nombre de GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program), del cual también se incorporó el algoritmo para la depuración de eventos dependientes del catálogo sísmico.

El peligro sísmico probabilístico en el Perú fue evaluado utilizando la nueva configuración de fuentes y las leyes de atenuación propuestas por Youngs et al. (1997) y Sadigh et al. (1997) para sismos de subducción y continentales respectivamente, obteniéndose valores máximos de aceleraciones de 0.54g y 0.58g en el borde occidental costero de Lima e Ica respectivamente que disminuyen en dirección al continente. Así mismo, se generaron espectros de peligro uniforme y mapas de isoaceleraciones espectrales para la aceleración máxima del suelo (PGA) y para períodos de 0.2 y 1.0 segundo.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Placas tectónicas en las que está dividida la superficie terrestre.	39
Figura 1.2: Teoría de la Deriva Continental de Wegener.	39
Figura 1.3: Teoría del Rebote Elástico.	40
Figura 1.4: Expansión de los Fondos Oceánicos (Kuroiwa, 2002).	40
Figura 1.5: Zona de Subducción y Tipos de Sismos (Kuroiwa, 2002).	41
Figura 1.6: Corriente de Convección en el Manto.	41
Figura 1.7: Principales Ondas Sísmicas con propósitos de ingeniería (Kuroiwa, 2002).	42
Figura 1.8: Deformaciones producidas por las Ondas de Cuerpo: a) Ondas P; b) Ondas S. (Earthquakes. Bolt, 1988).	42
Figura 1.9: Deformaciones producidas por las Ondas Superficiales: a) Ondas Rayleigh; b) Ondas Love (Earthquakes. Bolt, 1988).	43
Figura 1.10: Estructura Interna de la Tierra.....	43
Figura 1.11: Variación estimada de la temperatura debajo de la superficie de la Tierra (Kramer, 1996).	44
Figura 1.12: Variación de la velocidad de las Ondas P y S, y la densidad dentro de la Tierra (Kramer, 1996).....	44
Figura 1.13: Trayectorias de las Ondas Sísmicas a través de las diferentes capas de la Tierra desde el foco de un sismo (Sumner, 1969).	45
Figura 1.14: Notación para la descripción de la ubicación de un evento sísmico.	45
Figura 1.15: 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 A, B y C (Kramer, 1996).	46
Figura 1.16: 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).....	46

Figura 1.17: Comparación de las áreas relativas de ruptura de fallas (áreas sombreadas) y magnitudes para el terremoto de San Francisco en 1906 y Chile en 1960 (The motion of the ground during earthquakes, Scientific American, Vol. 237, N° 6).	47
Figura 1.18: Mapa de Isosistas del sismo del 31 de Mayo de 1970 en el Perú (Alva, 2005).	47
Figura 1.19: Comparación de los valores de intensidad de las escalas Mercali Modificada (MMI), Rossi-Forel (RF), Japanese Meteorological Agency (JMA) y Medvedev-Spoonheuer-Karnik (MSK).	48
Figura 2.1: Proceso de Subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana frente a la costa peruana.	64
Figura 2.2: Vista tridimensional de las estructuras tectónicas de la Placa de Nazca.	64
Figura 2.3: Configuración Geométrica de la Placa de Nazca (estructuras lineales o rasgos tectónicos). Subducción generalizada de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana.	65
Figura 2.4: Configuración estructural de la Placa Sudamericana en el Perú.	66
Figura 2.5: Límites asísmicos de la Zona Sismogénica del Perú (Shimamoto et al., 1993).	67
Figura 2.6: Distribución de Sismos de Subducción: Interfase e Intraplaca.	67
Figura 2.7: Distribución de Sismos de Corteza Superficial: Continentales.	68
Figura 2.8: Mapa de distribución de secciones transversales a la Fosa.	68
Figura 3.1: Principales terremotos ocurridos en el Perú (Silgado, 1978).	86
Figura 3.2: La Red Sísmica Nacional (IGP).	86
Figura 3.3: La Red Sismográfica Global (Global Sismograph Network).	87
Figura 3.4: Distribución en el tiempo de los eventos sísmicos registrados en el catálogo sísmico compilado para el período 1901 – 2008.	87
Figura 3.5: Distribución en el tiempo de los eventos sísmicos registrados en el catálogo sísmico compilado para el período 1963 – 2008.	88

Figura 3.6: Histograma de profundidades de los eventos sísmicos registrados en el catálogo sísmico para el período 1963 – 2008.....	88
Figura 3.7: Histograma de Profundidades de los eventos sísmicos registrados luego de haber depurado los de 33 km de profundidad.....	89
Figura 3.8: Histograma de magnitudes Mw de los eventos sísmicos registrados en el catálogo sísmico compilado para el período 1963 – 2008.....	89
Figura 3.9: Resolución Sísmica de los sismos de subducción.....	90
Figura 3.10: Resolución sísmica de los sismos continentales.....	90
Figura 3.11: Mapa de mecanismos focales de eventos sísmicos ocurridos en el Perú y generados a partir del catálogo telesísmico del CMT (Universidad de Harvard).....	91
Figura 3.12: Mecanismos focales computados para 22 sismos y registrados por una red sismográfica local durante el período 1996 - 2001. Los cuadrantes negros y blancos corresponden a compresiones y dilataciones respectivamente (Tavera, Vilca y Marín, 2006).....	92
Figura 3.13: Fuentes sismogénicas de subducción superpuestas en el mapa de resolución para eventos de interfase e intraplaca.....	93
Figura 3.14: Fuentes sismogénicas continentales superpuestas en el mapa de resolución para eventos de corteza superficial.....	93
Figura 3.15: Fuentes Sismogénicas de subducción de Interfase e Intraplaca... ..	94
Figura 3.16: Fuentes Sismogénicas de corteza superficial o continentales.....	95
Figura 4.1: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Piura.....	105
Figura 4.2: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Trujillo.....	106
Figura 4.3: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Lima.....	107
Figura 4.4: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Ica.....	108
Figura 4.5: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Arequipa.....	109
Figura 4.6: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Tacna.....	110
Figura 4.7: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Huancayo.....	111
Figura 4.8: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Iquitos.....	112

Figura 4.9: Mapa de isoaceleraciones máximas en suelo firme (PGA) para un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años de vida útil.....	113
Figura 5.1: Espectro de Peligro Uniforme.....	121
Figura 5.2: Generación del espectro de peligro uniforme (Curva de peligro sísmico para la aceleración máxima en suelo firme PGA).....	121
Figura 5.3: Generación del espectro de peligro uniforme (Curva de peligro sísmico para la aceleración espectral de 0.2 s).....	122
Figura 5.4: Espectro de peligro uniforme generado.....	122
Figura 5.5: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Piura.....	123
Figura 5.6: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Trujillo.....	123
Figura 5.7: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Lima.....	124
Figura 5.8: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Ica.....	124
Figura 5.9: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Arequipa.....	125
Figura 5.10: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Tacna.....	125
Figura 5.11: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Huancayo.....	126
Figura 5.12: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Iquitos.....	126
Figura 5.13: Comparación de los factores de amplificación dinámica de los espectros de peligro uniforme generados para las ciudades de Piura, Lima, Huancayo e Iquitos con los propuestos por el Código Sísmico Peruano.....	127
Figura 5.14: Comparación de los espectros de peligro uniforme generados para las ciudades de Piura y Lima con los espectros propuestos por el Código Sísmico Peruano para la Zona Sísmica 3 ($Z_{2003/1997} = 0.4$).....	127
Figura 5.15: Comparación del espectro de peligro uniforme generado para la ciudad de Huancayo con los espectros propuestos por el Código Sísmico Peruano para la Zona Sísmica 2 ($Z_{2003/1997} = 0.3$).....	128
Figura 5.16: Comparación del espectro de peligro uniforme generado para la ciudad de Iquitos con los espectros propuestos por el Código Sísmico Peruano para la Zona Sísmica 1 ($Z_{2003/1997} = 0.15$).....	128

Figura 5.17: Superposición de las curvas de peligro sísmico (0.2 s aceleración
espectral) de las principales ciudades del Perú. 129

Figura 5.18: Mapa de isoaceleraciones espectrales para un período estructural
de 0.2 s y 10% de probabilidad de excedencia en 50 años de vida
útil..... 130

Figura 5.19: Mapa de Isoaceleraciones espectrales para un período estructural
de 1.0 s y 10% de probabilidad de excedencia en 50 años de vida
útil..... 131

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1: Principales terremotos ocurridos en el Perú entre los años 1513 y 1959 (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990).	71
Tabla 3.2: Parámetros sismológicos de las fuentes sismogénicas.	82
Tabla 3.3: Coordenadas y profundidades de las Fuentes de Subducción de Interfase	82
Tabla 3.4: Coordenadas y profundidades de las Fuentes de Subducción de Intraplaca.	83
Tabla 3.5: Coordenadas y profundidades de las Fuentes Continentales.	85
Tabla 4.1: Máximas aceleraciones esperadas en suelo firme Stiff Soil - Tipo D (NEHRP 2003, IBC 2006).	101
Tabla 5.1: Aceleraciones espectrales de respuesta para la interacción suelo firme Tipo D – estructura.	116
Tabla 5.2: Comparación de aceleraciones espectrales a 0.2 s para las principales ciudades del Perú según el código IBC 2006.	118

LISTA DE SÍMBOLOS

Δt_{p-s}	:	Diferencia del tiempo de llegada de la primera onda P y S.
v_p	:	Velocidad de propagación de la onda P.
v_s	:	Velocidad de propagación de la onda S.
A_0	:	Máximo desplazamiento del suelo en micrómetros.
Δ	:	Distancia epicentral del sismómetro medido en grados.
A_1	:	Amplitud de onda P en micrómetros.
T_P	:	Período de la onda P.
M_0	:	Momento sísmico en dinas-cm.
μ	:	Módulo de rigidez al corte (t/m^2 , dinas/cm ²).
A	:	Área de ruptura.
\bar{D}	:	Deslizamiento promedio.
M_L	:	Magnitud Local Richter.
m_b	:	Magnitud de ondas de cuerpo.
M_S	:	Magnitud de ondas superficiales.
M_w	:	Magnitud Momento.
E	:	Energía liberada expresada en ergs.
L	:	Distancia epicentral respecto al evento sísmico principal.
t	:	Tiempo en días respecto a la ocurrencia del evento sísmico principal.
M_m	:	Magnitud de un evento sísmico principal.
M_a	:	Magnitud de una réplica de un evento sísmico principal.
N	:	Número de sismos con magnitud mayor o igual a un determinado valor.
a	:	Constante que describe la actividad o productividad sísmica.
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.
Γ_0	:	Número de sismos por unidad de tiempo con $M > 0$.
β	:	Constante definida como el producto de b y el logaritmo natural de 10.
M_0	:	Magnitud mínima de homogeneidad.
M_{max}	:	Magnitud máxima probable que puede ser liberada como energía sísmica.

λ_0	:	Tasa media anual de ocurrencia de eventos sísmicos mayores o iguales que la magnitud mínima de homogeneidad.
E_i	:	Eventos sísmicos mutuamente excluyentes y colectivamente exhaustivos.
$P(A/E_i)$:	Probabilidad condicional de que un evento sísmico ocurra dado que E_i ocurra.
I	:	Intensidad generalizada de un sismo en un lugar fijado.
S	:	Tamaño del sismo en la evaluación del peligro sísmico.
R	:	Localización del sismo en la evaluación del peligro sísmico.
$f_s(s)$:	Función de densidad de probabilidad de S .
$f_R(r)$:	Función de densidad de probabilidad de R .
M	:	Magnitud de un sismo en Magnitud Momento (M_w).
C_i	:	Coefficientes de las leyes de atenuación.
r_{rup}	:	Distancia más cercana al área de rotura (km).
H	:	Profundidad estimada para la ley de atenuación (km).
Z_T	:	Constante que indica el tipo de fuente en la ley de atenuación, 0 para interfase, 1 para intraplaca.
y	:	Aceleración espectral en % g.
T	:	Período estructural.
λ_y	:	Frecuencia anual de excedencia.
T_r	:	Período de retorno.
PGA	:	Aceleración máxima del suelo.

INTRODUCCIÓN

El Perú se encuentra situado sobre el Cinturón de Fuego del Pacífico, catalogado como una de las zonas de mayor actividad sísmica en el mundo, lo cual definitivamente implica una amenaza latente para las vidas de los peruanos y para todo tipo de construcciones civiles que se desarrollen en el país. El alto grado de sismicidad en el Perú es principalmente originado por el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, cuya interacción es capaz de generar eventos sísmicos de gran magnitud ocasionados por desplazamientos repentinos que ocurren al liberarse la energía acumulada de largos períodos de deformación y acumulación de esfuerzos. En tal sentido, es importante y necesario contar con procedimientos cada vez más confiables que permitan conocer el comportamiento más probable de un evento sísmico en una determinada región y de este modo estimar la demanda sísmica a la que podría estar sometida una estructura durante su vida útil para efectos de diseño.

El presente trabajo contempla el análisis regional de la sismicidad en el Perú con el objetivo de evaluar probabilísticamente el peligro sísmico y generar espectros de peligro uniforme a partir de una nueva definición de fuentes sismogénicas. Para alcanzar el objetivo planteado se recopiló para el área de estudio, que comprende todo el territorio nacional, la información sísmica necesaria, fundamentalmente de los registros instrumentales reportados en los catálogos sísmicos del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y la National Earthquake Information Center (NEIC). Con la información disponible se procedió a compilar los datos en un solo catálogo sísmico, evitando la duplicidad de estos y homogenizando las magnitudes reportadas a Magnitud Momento (M_w) mediante las expresiones establecidas en el Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) y el International Seismological Center (ISC).

La definición de las fuentes sismogénicas se realizó en base a la distribución espacial de la actividad sísmica, las características neotectónicas y los datos de mecanismos focales para algunos eventos sísmicos en el Perú. En tal sentido, cada fuente sismogénica definida, asocia un comportamiento sísmico espacial y temporalmente homogéneo. En total se han definido 20 fuentes sismogénicas y han sido clasificadas de acuerdo a los siguientes tipos: Fuentes de Subducción de Interfase, Fuentes de Subducción de Intraplaca y Fuentes Continentales. Las Fuentes de Subducción de Interfase e Intraplaca modelan la interacción de la

placa Sudamericana y la placa de Nazca, simulando el ángulo de subducción de esta última, es decir, no se considera una profundidad promedio constante para toda una fuente, sino que varía en función a la forma en que subduce la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana.

Definidas las fuentes sismogénicas, se efectuó la depuración del catálogo sísmico compilado a fin de eliminar las réplicas y premonitores de los eventos principales, utilizando para ello el algoritmo propuesto en el GSHAP para eventos dependientes, que considera la magnitud, la distancia y el tiempo respecto a un evento principal. Los eventos del catálogo depurado fueron ploteados y asociados espacialmente a cada fuente sismogénica para determinar los parámetros sismológicos de cada una de ellas, empleando la relación de recurrencia de Gutenberg y Richter.

Para estimar la aceleración máxima del suelo (PGA) y la respuesta estructural que un sismo de una determinada magnitud y distancia podría inducir, se utilizaron dos modelos de atenuación para ordenadas espectrales en función a períodos estructurales de vibración específicos para un grado de libertad. Los modelos de atenuación utilizados corresponden a los propuestos por Youngs et al. (1997) para sismos de subducción de interfase e intraplaca y a Sadigh et al. (1997) para sismos corticales o de corteza superficial.

Con los parámetros sismológicos y las leyes de atenuación asignadas a cada fuente, se evaluó probabilísticamente el peligro sísmico siguiendo la metodología desarrollada por Cornell et al. (1968) y se generaron espectros de peligro uniforme para las principales ciudades del Perú, utilizando el programa de cómputo CRISIS 2007 desarrollado y actualizado por Ordaz et al. (2007) en el cálculo de peligro sísmico. Los factores de amplificación dinámica y los espectros con peligro uniforme generados son comparados con los propuestos por el Código Sísmico Peruano (Norma Sísmica E-030 – 1997 y 2003). Como resultado final, se obtuvieron mapas de isoaceleraciones espectrales para la máxima aceleración del suelo (PGA) y períodos espectrales de 0.2 y 1.0 segundo que definen el espectro de respuesta de diseño.

El desarrollo del presente trabajo supone de un cierto grado de conocimiento en el análisis de peligro sísmico y comprende de cinco capítulos secuencialmente establecidos para un adecuado entendimiento por parte del lector.

CAPÍTULO I

1 GENERALIDADES

1.1 ANTECEDENTES

En el Perú, la evaluación del peligro sísmico por el método probabilístico se viene realizando en base a las fuentes sismogénicas definidas por Castillo y Alva (1993) en la Tesis de pre-grado "Peligro Sísmico en el Perú". En dicho trabajo, la definición de las fuentes ubicadas en la zona Norte (frontera con el Ecuador) y en el Sur (frontera con Chile) considera las fuentes propuestas por Bonilla y Ruiz (1992) y Aiquel (1990) respectivamente. En total fueron 20 las fuentes sismogénicas definidas por Castillo, las cuales fueron agrupadas en: Fuentes de Subducción y Fuentes Continentales. Las Fuentes de Subducción a su vez fueron divididas en: Fuentes de Subducción Superficiales (0-70 km), Fuentes de Subducción Intermedias (71-300 km) y en Fuentes de Subducción Profundas (500-700 km).

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 correlacionándolas estadísticamente mediante una expresión para homogenizar la data sísmica y definieron la magnitud M como $\max\{mb, Ms\}$ para evitar el problema de saturación.

Los modelos de atenuación utilizados por Castillo y Alva (1993) fueron el de Casaverde y Vargas (1980) asociada a mecanismos de subducción y el modelo propuesto por McGuire (1974) asociada 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.

Posteriormente, en el año 2003, Alva y Escalaya, presentaron en el XIX Simposio Internacional del CISMID “Últimos Avances en la Ingeniería Sísmica y Gestión del Riesgo de los Desastres”, un trabajo denominado “Actualización de los Parámetros Sismológicos en la Evaluación del Peligro Sísmico en el Perú”. Dicho trabajo incluye los datos sísmicos hasta el año 2003, considerando las mismas fuentes sismogénicas propuestas por Castillo y Alva (1993) pero incluyendo la escala de Magnitud Momento (M_w) para el cálculo de los parámetros sismológicos. Para este fin, utilizaron las expresiones propuestas por Monroy y Bolaños (2004) que correlaciona las escalas de magnitud m_b y M_s utilizando el método de mínimos cuadrados en una muestra de eventos registrados en Perú y Chile que reportaron tanto M_s como M_w . Las leyes de atenuación seleccionadas por Alva y Escalaya (2003) fueron las de Youngs et al. (1997) para sismos de subducción de interfase e intraplaca y la relación de atenuación de Sadigh et al. (1997) para sismos de corteza superficial.

En el año 2004, Monroy y Bolaños presentaron el tema de Tesis “Espectros de Peligro Sísmico Uniforme – Programa MRiesgo” para optar el grado de Magister en Ingeniería Civil – PUCP. En dicho trabajo se presentaron espectros de peligro uniforme para tres ciudades representativas de las regiones del Perú, se actualizaron las fuentes sismogénicas F3, F4 y F8 de las propuestas por Castillo y Alva (1993) y propusieron ecuaciones para correlacionar las escalas de magnitud M_s y M_w . Utilizaron el modelo de atenuación propuestos por Youngs et al. (1997) para sismos de subducción de interfase e intraplaca y el modelo de atenuación de Sadigh et al. (1997) para sismos de corteza superficial.

Los resultados de este trabajo mostraron que las aceleraciones obtenidas presentan valores inferiores a los obtenidos 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%.

1.2 CONCEPTOS BÁSICOS DE SISMICIDAD

A través del tiempo, la superficie terrestre ha estado siempre sometida a un constante proceso de transformación debido principalmente a procesos geológicos y tectónicos. Actualmente, se sabe que se encuentra dividida en placas que no permanecen estáticas en el tiempo, sino que por el contrario, se separan,

se deslizan una al costado de la otra o chocan frontalmente. La Figura 1.1 muestra las placas tectónicas en que está dividida la superficie terrestre.

El choque frontal entre placas es el caso de la costa del Perú, en donde la placa oceánica (Nazca) subduce bajo la placa continental (Sudamericana). En tal sentido, el Perú se encuentra situado en una de las zonas con mayor actividad sísmica en el mundo y es debido al proceso de subducción que se genera una constante y gran acumulación de energía, que al liberarse súbitamente, produce sismos de magnitudes capaces de originar serios daños en la superficie terrestre.

1.2.1 Generación de Sismos

La Generación de eventos sísmicos tiene su explicación a partir de la teoría de la Deriva Continental, que fue propuesta por el meteorólogo alemán Alfredo Wegener en el año 1912. Esta teoría sostiene que aproximadamente hace 200 millones de años, los continentes en sus inicios, formaban una gran masa unificada a la que Wegener denominó Pangea (Figura 1.2). Esta a través del tiempo y tras procesos tectónicos, se fraccionaría para finalmente formar lo que actualmente son los continentes. Wegener basó su teoría principalmente en la continuidad biológica del pasado, puesto que encontró gran similitud entre la vida animal y vegetal de aquellas épocas tras analizar restos fósiles en continentes muy alejados y con climas marcadamente diferentes en la actualidad. Así también, Wegener observó que existía una semejanza notable entre el contorno de la costa occidental del África y la costa oriental de Sudamérica, lo cual se vio reforzado por posteriores estudios que revelaron que existe continuidad geológica entre África y Sudamérica.

Por otro lado, esta teoría sostenía también que la naturaleza de los fondos marinos era totalmente diferente a la naturaleza de los continentes. No es hasta la década de los 60, tras un levantamiento de los fondos oceánicos por parte de la Armada norteamericana, que lo dicho por Wegener, en efecto, fue confirmado. Asimismo, se encontró que los océanos se encuentran surcados por cadenas montañosas interrumpidas, por alrededor de 80 000 km de longitud, a las que se denominó Dorsales Oceánicas.

Sin embargo, la teoría de la Deriva Continental fue cuestionada por no poder explicar el cómo los continentes y los fondos marinos constituidos por rocas

podrían desplazarse a través de los mares sin hundirse. Esta interrogante fue resuelta en el año 1963, luego de progresivas investigaciones e inventos y a partir de numerosas pruebas científicas, con la teoría de la Expansión de los Fondos Oceánicos, que sostiene que los fondos marinos se mueven arrastrando consigo los continentes. Así, la teoría de la Deriva Continental explicaba satisfactoriamente el origen de los continentes y los océanos de la actualidad.

1.2.1.1 Teoría del Rebote Elástico

La teoría del Rebote Elástico fue propuesta por Reid en el año de 1910 tras el terremoto de San Francisco (California, EUA). Esta teoría sostiene que al desplazarse continuamente una parte de la superficie terrestre respecto a otra adyacente, se distorsionan las masas rocosas acumulando energía y al llegar al estado límite de su resistencia desencadena en una ruptura. Finalmente la parte distorsionada recupera su posición inicial, marcándose entre una y otra zona un desfase permanente que se observa a través de líneas viales en carreteras, líneas de arboles y cercos. Esta teoría explica entonces, la generación de sismos a causa de desplazamientos de fallas, tal y como fue el caso del sismo de Guatemala de 1976, en el que el eje de una carretera quedó notablemente desfasado por el desplazamiento de la falla de Motagua (Figura 1.3).

1.2.1.2 Teoría de Expansión de los Fondos Oceánicos

La teoría de Expansión de los Fondos Oceánicos que sostiene el movimiento de los fondos marinos, no sólo significó un complemento espléndido para la teoría de Wegener, sino que constituyó el inicio de una nueva concepción en el estudio de los mecanismos de generación de sismos, dando origen a la Nueva Tectónica Global. La explicación del movimiento de los fondos marinos fue sustentada con los siguientes estudios:

1.2.1.2.1 Estudios en la Cordillera Medio Oceánicas

Investigaciones paleomagnéticas realizadas en el tramo donde se ubica Islandia, zona próxima a la cordillera Medio-Atlántica, revelaron que existe una disposición simétrica de las anomalías magnéticas en forma de bandas paralelas a ambos lados de dicha cordillera. Estas indican a su vez que inversiones en la polaridad del campo magnético de la Tierra se han producido cada cierto tiempo.

Por otra parte, se determinó que las rocas volcánicas son más antiguas mientras más se alejen de las dorsales oceánicas y que los sedimentos marinos son escasos, de poco espesor y muy jóvenes en las cercanías de las dorsales, creciendo en espesor y antigüedad conforme se incrementa la distancia a dichas cordilleras (Figura 1.4).

Adicionalmente, en las zonas denominadas fosas tectónicas, las cuales tienen entre 20 a 50 km de ancho, el flujo de calor desde el interior de la Tierra es hasta ocho veces mayor que el promedio mundial y la velocidad de las ondas sísmicas "P" es marcadamente lenta. Esto constituye claros indicadores de que material caliente y blando se encuentra ascendiendo.

Finalmente se puede decir, que el magma está ascendiendo por debajo de los ejes de las dorsales, a ambos lados y al mismo tiempo, formando los fondos marinos que se han ido alejando de dichas dorsales a la misma velocidad.

1.2.1.2.2 Estudios en la Zona de Subducción

En vista de la generación constante de nueva corteza terrestre y dado a que no existe un aumento de la superficie, la corteza inevitablemente debería consumirse en alguna parte de la Tierra. Además, conociéndose que la relación de áreas entre los continentes y las ocupadas por los océanos ha variado poco a través de los tiempos geológicos, se deduce que la corteza generada va a formar los fondos oceánicos para finalmente consumirse. Por otro lado, se conocía que sólo en determinadas zonas de la Tierra se producían los sismos profundos de hasta 700 km y que dichas zonas se caracterizaban por la presencia de una fosa marina profunda, paralela a un arco insular o al borde de un continente conformado por cordilleras de reciente plegamiento. En tal sentido, se asoció estas zonas con los posibles lugares en donde podría consumirse la corteza, lo cual fue confirmado tras estudios precisos de la ubicación de los focos de los sismos profundos en las islas Tonga (15° al noroeste de Nueva Zelanda), determinándose que éstos ocurrían en una zona de 50 km de espesor que se profundizaba hacia el Oeste y siendo esta zona inclinada, la placa oceánica rígida penetrando oblicuamente en un material más blando.

De esta manera, se detectó dónde y cómo se consumían las placas oceánicas, denominándose a estos lugares Zonas de Subducción o de Compresión; en donde se generan las principales fuerzas orogénicas (fuerzas que forman las

montañas); se originan, a causa de la penetración, fracturas en la corteza terrestre que permiten el ascenso del magma, formando de este modo, a lo largo de las cordilleras de plegamientos recientes y en los arcos insulares, los volcanes; y donde los sismos se producen en una zona inclinada, en la que los más superficiales ocurren en las cercanías de la fosa y los más profundos hacia el arco insular o hacia el continente.

La Zona de Subducción o de Compresión ubicada en la costa oeste de Sudamérica, exactamente en las costas de Perú y Chile, presenta una zona inclinada que fue estudiada por Benioff y como reconocimiento a sus investigaciones, este tipo de estructura geológica es llamada Superficie de Benioff. Ésta no es sino la placa oceánica Nazca que subduce bajo la placa continental Sudamericana, proceso que ha dado origen a la Cordillera de los Andes y a una gran actividad sísmica con eventos de magnitud considerablemente grande.

1.2.1.3 Nueva Tectónica Global

La Nueva Tectónica Global presenta un enfoque objetivo del movimiento de placas y la generación de sismos en la Tierra. Tal es así, que físicamente se comprende las causas y la forma en que la energía se acumula en zonas muy restringidas de la tierra y de qué manera ocurren los diferentes tipos de sismos.

La explicación más ampliamente aceptada del origen del movimiento de las placas recae en el requerimiento de un equilibrio termo-mecánico de los materiales de la Tierra. La parte superior del Manto está en contacto con la Corteza, que se encuentra a menor temperatura, mientras la parte inferior está en contacto con el Núcleo Externo, que se encuentra a mayor temperatura. Obviamente, un gradiente de temperatura debe existir dentro del Manto. La variación de la densidad del Manto con la temperatura produce la situación inestable de tener un material más denso (más frío) apoyándose sobre la cima de un material menos denso (más caliente). Eventualmente, el material más denso empieza a sumergirse bajo la acción de la gravedad y el material menos denso empieza a ascender. El material descendido gradualmente se calienta y se vuelve menos denso; eventualmente, se moverá lateralmente y empezará a ascender otra vez. Secuencialmente, el material enfriado empezará a sumergirse. Este proceso es conocido como **convección**.

La corriente de convección en la roca semifundida del Manto, ilustrada en la Figura 1.6, impone esfuerzos de corte en el fondo de las placas, desplazándolas lentamente en varias direcciones a través de la superficie de la Tierra.

La comprobación de que las placas oceánicas se generan en las dorsales y se consumen en las zonas de subducción, y la ubicación precisa de los sismos, ha llevado a concluir que la superficie terrestre está formada por grandes placas y otras de menores dimensiones, las cuales fueron mostradas anteriormente en la Figura 1.1.

1.2.1.3.1 Tipos de Sismos

Los bordes de las placas constituyen zonas de estudio de gran interés desde el punto de vista sismo tectónico, puesto que en éstas ocurren fenómenos bien diferenciados que originan movimientos sísmicos de diferentes tipos. Más del 80% de los sismos en el mundo ocurren en el Cinturón de Fuego Circumpacífico, en el que se ubican las costas occidentales de Sudamérica y por consiguiente la costa peruana. En tal sentido el Perú se encuentra situado en una zona de alta actividad sísmica.

a) Sismos Superficiales

Ocurren en el borde donde se generan las placas y en las zonas cercanas a éste. Se dividen en dos:

- I. Sismos Tipo Dorsal Oceánica:** Estos sismos se originan por el tipo de Falla Normal, causado por la tensión de separación de las placas en direcciones opuestas. Se caracterizan por la secuencia de sismos de pequeña magnitud, acompañadas de actividad volcánica.

- II. Sismos Tipo Transformación:** Estos sismos se originan por el corrimiento en las fracturas transversales y ocurren a lo largo de éstas, produciendo movimiento relativo horizontal en ambos lados de la fractura. Se caracterizan por presentar en su mayoría magnitudes intermedias (alrededor de 7° en la escala de Richter), siendo muy destructivos por ser tan superficiales y llegando en algunas oportunidades a producir corrimientos visibles de la falla.

b) Sismos en Zona de Subducción

Se producen en los extremos donde se consumen las placas. Éstas acumulan gran cantidad de energía durante décadas o siglos al introducirse debajo de otras, avanzando en sentido contrario, comprimiéndose y provocando finalmente la ruptura de grandes volúmenes de roca (liberación de energía), lo que se traduce en terremotos de gran magnitud (más de 8° en la escala de Richter). Este es el caso de la Placa de Nazca, la cual subduce bajo la Placa Sudamericana frente al Perú a razón de 9 cm/año. En esta zona de subducción, los sismos que se generan en la llamada superficie de Benioff, alcanzan profundidades de hasta 700 km.

- I. **Sismos de Interfase:** Ocurren en la superficie de contacto entre la placa oceánica de subducción y la placa continental.
- II. **Sismos de Intraplaca:** Ocurren dentro de la placa oceánica que subduce bajo la placa continental.

c) Sismos de Corteza Superficial

Se producen por deformaciones corticales que ocurren dentro de la placa continental en lugares donde la concentración de fuerzas generadas por los límites de las placas tectónicas da lugar a movimientos de reacomodo en el interior y superficie de la tierra. Son originados por la rotura violenta de masas rocosas o a lo largo de fallas o superficies de fracturas.

La Figura 1.5 muestra un esquema de los tipos de sismos anteriormente descritos.

1.2.2 Las Ondas Sísmicas y la Estructura Interna de la Tierra

La Tierra es aproximadamente esférica, con un diámetro ecuatorial de 12 740 km y un diámetro polar de 12 700 km, el más grande diámetro ecuatorial siendo causado por las mayores velocidades ecuatoriales debido a la rotación de la Tierra. La Tierra pesa algo más de 5.4×10^{21} toneladas, lo cual indica una gravedad específica promedio alrededor de 5.5. Ya que es conocido que la gravedad específica de las rocas superficiales está en el orden de 2.7 a 3, se entiende que las mayores gravedades específicas se encuentran a más grandes profundidades.

Uno de los primeros logros importantes en sismología fue la determinación de la estructura interna de la Tierra. Grandes terremotos producen suficiente energía para causar movimientos medibles en diferentes puntos de alrededor de todo el mundo. Como los diferentes tipos de ondas sísmicas viajan a través de la tierra, éstas son refractadas y reflejadas en las fronteras entre diferentes capas, llegando a diferentes puntos sobre la superficie de la tierra por diferentes trayectorias. Estudios de estas primeras refracciones y reflexiones en el siglo pasado revelaron las capas que conforman la estructura de la Tierra y permitieron la comprensión de las características de cada capa.

1.2.2.1 Ondas Sísmicas

Cuando un sismo ocurre, diferentes tipos de ondas sísmicas son producidas. Éstas pueden ser: Ondas de Cuerpo y Ondas Superficiales (Figura 1.7).

1.2.2.1.1 Ondas de Cuerpo

Las Ondas de Cuerpo tienen su origen en el proceso de ruptura y viajan a través del interior de la tierra. Son de dos tipos: Las Ondas "P" y las Ondas "S" (Figura 1.8).

a) Ondas Primarias (P): Son las más veloces y por ende, las primeras en llegar al punto de observación. Se caracterizan por ser longitudinales, volumétricas y compresionales, es decir, con este tipo de ondas, las partículas vibran en dirección a la irradiación de energía.

b) Ondas Secundarias (S): Se denominan también ondas de corte y son más lentas que las ondas P, llegando después de éstas al punto de observación. Se caracterizan por portar la mayor cantidad de energía que se irradia, por ser transversales, distorsionales y cortantes, es decir, con este tipo de ondas, las partículas vibran perpendicularmente a la irradiación de energía.

La velocidad a la cual viajan las Ondas de Cuerpo varía con la rigidez de los materiales a través de los que éstas viajan. Ya que los materiales geológicos son los más rígidos en compresión, las Ondas P viajan más rápido que otras ondas sísmicas y son por lo tanto las primeras en llegar a un sitio en particular. Los fluidos, los cuales no tienen rigidez de cizallamiento, no pueden sostener las ondas S.

1.2.2.1.2 Ondas Superficiales

Son más lentas que las Ondas de Cuerpo (P y S) y resultan de la interacción entre las Ondas de Cuerpo, las capas superficiales y la superficie de la tierra. Es decir, las Ondas Superficiales tienen lugar cuando las capas superficiales de la corteza son sacudidas por las ondas sísmicas P y S que se vuelven a irradiar por la superficie terrestre con amplitudes que decrecen exponencialmente con la profundidad. Debido a la naturaleza de la interacción requerida para producirlas, las Ondas Superficiales son más notables a distancias más alejadas del origen del sismo. A distancias más grandes que alrededor de dos veces el espesor de la corteza terrestre, las Ondas Superficiales, en mayor medida que las Ondas de Cuerpo, producirán movimientos picos del suelo.

Las más importantes Ondas Superficiales, para los propósitos de ingeniería, son las Ondas Love y las Ondas Rayleigh (Figura 1.9).

a) Love (L): Si las partículas vibran en una trayectoria elíptica en un plano horizontal.

b) Rayleigh (R): Si las partículas vibran en una trayectoria elíptica en un plano vertical.

1.2.2.2 Estructura Interna de la Tierra

La corteza, en la cual los seres humanos viven, es la capa más externa de la Tierra (Figura 1.10). El espesor de la corteza oscila de un rango de 25 a 40 km por debajo de los continentes (aún cuando podría ser tan grueso como de 60 a 70 km debajo de algunas extensiones de montañas jóvenes) a ser tan delgada como 5 km o estar muy por debajo de los océanos (sólo una fracción muy pequeña del diámetro de la Tierra). La estructura interna de la corteza es compleja pero puede ser representada por una capa basáltica que está recubierta por una capa granítica en sitios continentales. Ya que está expuesta a los océanos o la atmósfera, la corteza presenta menores temperaturas que los materiales que se encuentran debajo de ésta (Figura 1.11). Adicionalmente, al ser más delgada, la corteza oceánica es generalmente más uniforme y más densa que la corteza continental.

Un cambio distinto en la velocidad de propagación de la onda indica la frontera entre la Corteza y el Manto que se encuentra debajo de ésta. Esta frontera es

conocida como la *Discontinuidad de Mohorovičić* o el *Moho*, llamada así en nombre del sismólogo que la descubrió en 1909. Aún cuando la naturaleza específica del mismo *Moho* no está bien comprendida, su rol como un reflector o refractor de ondas sísmicas está bien establecida.

El espesor del *Manto* está alrededor de los 2850 km y puede ser dividido en *Manto Superior* (con profundidades menores a los 650 km) y en *Manto Inferior*. Ningún sismo ha sido registrado en el *Manto Inferior*, el cual muestra una estructura de velocidad uniforme y parece ser químicamente homogéneo, excepto cerca a su frontera o límite inferior. El *Manto* se encuentra a menor temperatura cerca a la *Corteza* que a grandes profundidades pero aún así tiene una temperatura promedio de alrededor de los 4 000°F. Como resultado, los materiales que conforman el *Manto* se encuentran en un estado viscoso o semifundido. Estos se comportan como un sólido cuando son sometidos rápidamente a la aplicación de un esfuerzo, como por ejemplo aquellos esfuerzos asociados con las ondas sísmicas, pero pueden fluir lentamente como un fluido en respuesta a un esfuerzo aplicado en un largo período. El material del *Manto* tiene una gravedad específica que oscila entre los valores de 4 a 5.

El *Núcleo Externo* o *Núcleo Líquido*, tiene un espesor aproximado de 2260 km. Como líquido, no puede transmitir las ondas S. Tal y como se muestra en la Figura 1.12, la velocidad de la onda S desciende a cero en la frontera entre el *Manto* y el *Núcleo* (*Discontinuidad de Gutenberg*). Además, se puede notar una caída precipitada de la velocidad de la onda P. El *Núcleo Exterior* está constituido principalmente de hierro fundido (lo cual ayuda a explicar su alta gravedad específica de 9 a 12).

El *Núcleo Interno*, o *Núcleo Sólido*, es muy denso (gravedad específica mayor a 15) y está constituido por hierro y níquel sólido comprimidos a enormes presiones. Se estima que la temperatura del *Núcleo Interno* es relativamente uniforme y se encuentra por los 5000°F.

La Figura 1.13 muestra la influencia de la estructura de la Tierra en la distribución de las ondas sísmicas durante un sismo. Ya que la velocidad de propagación generalmente se incrementa con la profundidad, las trayectorias de las ondas son usualmente refractadas hacia la superficie de la Tierra, con excepción en la frontera entre el *Manto* y el *Núcleo*, donde la velocidad en el *Núcleo Externo* es menor que la velocidad en el *Manto*.

1.2.3 Notación Geométrica para la localización de sismos

Para describir la localización de un sismo, es necesario usar terminologías descriptivas aceptadas. Los sismos resultan de una ruptura de la roca a lo largo de una falla, y aún cuando la ruptura podría envolver miles de kilómetros cuadrados de una superficie plana de falla, debe iniciarse en algún lugar. El punto en el cual se inicia el proceso de ruptura y se originan las primeras ondas sísmicas es llamado el **foco** o **hipocentro** del sismo (Figura 1.14). Del foco, la ruptura se extiende a través de la falla a velocidades de 2 a 3 km/s (Bolt, 1989). Aún cuando la ruptura de falla puede extenderse a la superficie del suelo, el foco es localizado a una **profundidad focal** o **profundidad hipocentral** debajo de la superficie de la tierra. El punto que resulta de la proyección vertical del foco sobre la superficie de la Tierra es llamado **epicentro**. La distancia en la superficie del suelo entre un observador o un lugar y el epicentro es conocido como **distancia epicentral**, y la distancia entre el observador y el foco es llamado **distancia focal** o **distancia hipocentral**.

1.2.4 Localización de eventos sísmicos

A menudo, la localización de un sismo es inicialmente especificado en términos de la ubicación de su epicentro. La localización epicentral preliminar es un simple problema fácil de comprender, pero el refinamiento de la localización final puede ser considerablemente más complejo. La localización preliminar está basada en el tiempo relativo de llegada de las ondas P y S a un conjunto de al menos tres sismógrafos.

Ya que las ondas P viajan más rápido que las ondas S, éstas llegarán primero a un determinado sismógrafo. La diferencia en los tiempos de llegada dependerá de la diferencia entre las velocidades de las ondas P y S, y de la distancia entre el sismógrafo y el foco del sismo, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$d = \frac{\Delta t_{p-s}}{1/v_s - 1/v_p} \quad (1.1)$$

Donde:

Δt_{p-s} : es la diferencia del tiempo de llegada de la primera onda P y S.

v_p : es la velocidad de propagación de la onda P.

v_s : es la velocidad de propagación de la onda S.

En lechos de roca, las velocidades de las ondas P son generalmente de 3 a 8 km/s y las velocidades de las ondas S fluctúan de 2 a 5 km/s. Individualmente, con cualquier sismógrafo es posible determinar la distancia epicentral pero no la dirección del epicentro del sismo. Este limitado conocimiento es expresado gráficamente dibujando un círculo de radio igual a la distancia epicentral. Cuando la distancia epicentral de un segundo sismógrafo es dibujado como un círculo alrededor de su localización, la posible ubicación del epicentro es limitado a los dos puntos de intersección de los círculos. Obviamente, es necesario un tercer sismógrafo para identificar la ubicación más probable del epicentro (Figura 1.15). Estimaciones más refinadas de la ubicación epicentral o hipocentral, son realizadas utilizando múltiples sismógrafos, un modelo tridimensional de velocidad sísmica de la Tierra y técnicas de optimización numérica. La precisión de estas técnicas depende del número, la calidad y la distribución geográfica de los sismógrafos y de la precisión del modelo de velocidad sísmica (Dewey, 1979).

1.2.5 Medida del tamaño de los eventos sísmicos

La medida del tamaño de un sismo es obviamente un parámetro muy importante y ha estado descrito en diferentes formas a través del tiempo. Previo al desarrollo de la instrumentación moderna, los métodos para caracterizar el tamaño del sismo estuvieron basados en aproximadas y cualitativas descripciones de los efectos del sismo. Recientemente, modernos sismógrafos han permitido el desarrollo de un número de medidas cuantitativas del tamaño del sismo. Ya que varias de estas medidas son comúnmente usadas en sismología e ingeniería sísmica, las características distintivas de cada uno deberían ser entendidas (Kramer, 1996). Actualmente el tamaño de los eventos sísmicos se mide a través de su magnitud o su intensidad.

1.2.5.1 Magnitud del sismo

La Magnitud se define como una medida indirecta de la cantidad de energía liberada, a través de las ondas sísmicas y puede estimarse de las amplitudes de las ondas sísmicas registradas en un sismógrafo. Así también, se puede determinar el epicentro y la profundidad focal con registros o sismogramas de varias estaciones.

1.2.5.1.1 Escalas de Magnitud

Las diferentes formas de medir las magnitudes utilizan las amplitudes de algunas ondas sísmicas, tales como las superficiales (s) y las de cuerpo (b), que han sido registrados por equipos calibrados. Entre las escalas de magnitud más usadas y conocidas tenemos:

a) Magnitud Local Richter: La escala de magnitud local Richter es la más conocida y usada, pero no siempre es la más apropiada para describir el tamaño de un sismo. Está expresada en números arábigos con aproximación a las décimas. Dado que la relación entre la escala de magnitud y la energía es expresado exponencialmente ($10^{1.5} = 31.5$), un grado de diferencia entre dos sismos significa que uno es 31.5 veces más grande que el otro. En 1935, Charles Richter usando un sismómetro Wood-Anderson, definió esta escala para sismos superficiales o poco profundos y para sismos locales (distancias epicentrales menores que 600 km) en el sur de California (Richter, 1935). Richter definió esta escala de magnitud como el logaritmo (en base 10) de la máxima amplitud trazada (en micrómetros) registrada en un sismómetro Wood-Anderson localizado a 100 km del epicentro del sismo.

La Magnitud Local Richter no distingue entre los diferentes tipos de ondas, sin embargo han sido desarrolladas otras escalas de magnitud que basan su estimación en una amplitud de onda en particular.

b) Magnitud de Ondas Superficiales, M_s : La escala de magnitud de Ondas Superficiales (Gutenberg y Richter, 1936) está basada en la amplitud de las ondas Rayleigh con períodos de 20 segundos, dado que usualmente, a grandes distancias epicentrales, las ondas de cuerpo son lo suficientemente atenuadas y dispersadas como para que el movimiento resultante sea dominado por las ondas superficiales. Es una escala de extensión mundial y la magnitud es estimada mediante la siguiente expresión:

$$M_s = \log A_0 + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (1.2)$$

Donde:

A_0 : es el máximo desplazamiento del suelo en micrómetros.

Δ : es la distancia epicentral del sismómetro medido en grados.

La escala de magnitud de ondas superficiales es comúnmente utilizada para determinar el tamaño de sismos de poca profundidad (profundidades focales menores que 70 km), distantes (más alejados que alrededor de 1 000 km) y eventos entre moderados y grandes.

- c) **Magnitud de Ondas de Cuerpo, m_b** : Para sismos de foco profundo, frecuentemente las ondas superficiales son muy pequeñas como para permitir una evaluación confiable de la magnitud. En tal sentido, la escala de magnitud de ondas de cuerpo m_b (Gutenberg, 1945) está basada en la amplitud de los primeros pocos ciclos de las ondas P, las cuales no son fuertemente influenciadas por la profundidad focal (Bolt, 1989). Es expresada como:

$$m_b = \log A_1 - \log T_P + 0.01\Delta + 5.9 \quad (1.3)$$

Donde:

A_1 : es la amplitud de onda P en micrómetros.

T_P : es el período de la onda P.

- d) **Magnitud Local, M_L** : Es la magnitud local y se estima a través de una función estadística que correlaciona la duración total del sismo en una estación local de período corto con la magnitud m_b .

- e) **Magnitud Momento, M_w** : Es importante notar que las escalas de magnitud descritas anteriormente son cantidades empíricas basadas en varias mediciones instrumentales de las características de sacudimiento del suelo. Cuando la cantidad total de energía liberada durante un sismo se incrementa, las características de sacudimiento del suelo no necesariamente se incrementan en las mismas proporciones. Para sismos fuertes, las características medidas del sacudimiento del suelo se vuelven menos susceptibles al tamaño de los sismos que para sismos más pequeños. Este fenómeno es definido como **saturación** . Las escalas de magnitud local Richter y de magnitud de ondas de cuerpo se saturan a magnitudes de 6 a 7 y la escala de magnitud de ondas superficiales se satura alrededor de $M_s = 8$. La Magnitud Momento (Kanamori, 1977; Hanks & Kanamori, 1979) es la única escala de magnitud que no está sujeta a éste fenómeno, puesto que no depende del nivel de sacudimiento del suelo y está basada en el momento sísmico M_0 , el cual es una medida directa de los factores que producen la ruptura a lo largo de la falla. La Magnitud Momento está dada por:

$$M_w = \frac{\log M_0}{1.5} - 10.7 \quad (1.4)$$

Donde:

M_0 : es el momento sísmico en dinas-cm y está dado por:

$$M_0 = \mu AD \quad (1.5)$$

Donde:

μ : es el módulo de rigidez al corte (t/m^2 , dinas/cm²).

A: es el área de ruptura.

D : es el deslizamiento promedio.

La relación entre las diversas escalas de magnitud es mostrada gráficamente en la Figura 1.16. La saturación de las escalas instrumentales es indicada por la tendencia prolongada (horizontal) a un valor de magnitud relativamente mayor. Como un ejemplo de los efectos de la saturación de magnitud, podemos mencionar que tanto el sismo de 1906 en San Francisco (EE.UU) y el de 1960 en Chile produjeron un gran sacudimiento del suelo que conllevó a magnitudes de ondas superficiales de 8.3 (M_s), aún cuando los tamaños de sus superficies de ruptura fueron sumamente diferentes (Figura 1.17). Sin embargo, la gran diferencia en energía liberada fue reflejada en las magnitudes momento de los sismos, siendo de 7.9 M_w para San Francisco y 9.5 M_w para Chile.

Bolt (1989) sugiere que M_L o m_b sean usados para sismos superficiales o poco profundos con magnitud de 3 a 7, M_s para magnitudes de 5 a 7.5, y M_w para magnitudes más grandes que 7.5. Como quiera que sea, la homogenización del catálogo sísmico (uniformizar los eventos sísmicos a una determinada escala de magnitud) es un paso importante en estudios de Peligro Sísmico. En tal sentido, existe una tendencia cada vez más amplia al reporte de sismos en escala de magnitud momento, aún cuando su estimación es inevitablemente dificultosa y existen expresiones en base a la estadística que relacionan las magnitudes entre algunas escalas.

En resumen, se puede mencionar que la escala de magnitud M_s no representa en todos los casos la dimensión real del sismo, ya sea porque éste no siempre desarrolla adecuadamente las ondas superficiales o porque se produce (en el caso de sismos superficiales de gran energía) la total saturación de la corteza terrestre con energía elástica, impidiendo la generación de ondas superficiales de mayor amplitud. Por otro lado, variaciones en las ondas de cuerpo m_b están única y estrechamente relacionadas a los materiales por los que la onda se

propaga. Dado que la escala M_w está en función a los desplazamientos de los bloques de falla y al tamaño de rotura, y no a las vibraciones, constituye la expresión física más próxima a la verdadera dimensión del sismo. Lamentablemente, esta expresión es difícil de calcular, principalmente en sismos pequeños o profundos, sin embargo, existen expresiones semiempíricas de las equivalencias entre magnitudes.

1.2.5.2 Intensidad del sismo

Es la medida más antigua del tamaño del sismo y se define como la valoración empírica del sacudimiento del suelo que se produce durante un sismo considerando los siguientes factores:

- Como es percibido por el hombre.
- Cuáles son los daños que causa sobre las construcciones (éstos dependen de la magnitud del sismo, las condiciones locales del suelo, las formas de construir y el tiempo que tiene la construcción).
- Cuáles son sus efectos en la naturaleza.

Dado que las descripciones cualitativas de los efectos de los sismos están disponibles en toda la historia registrada, el concepto de intensidad puede ser aplicado a relatos históricos para estimar las localizaciones y tamaños de los sismos que ocurrieron previos al desarrollo de la instrumentación sísmica moderna. Esta aplicación ha sido muy usada en caracterizar las tasas de recurrencia de sismos de diferentes tamaños en varias localidades, un paso fundamental en la evaluación de la probabilidad de peligro sísmico. Las intensidades además pueden ser usadas para estimar niveles de fuertes movimientos del suelo, para la comparación de los efectos sísmicos en diferentes regiones geográficas, y para la estimación de daños sísmicos.

La ubicación gráfica de intensidades reportadas en diferentes ubicaciones sobre un mapa, permite identificar contornos o líneas de igual intensidad, las cuales se conocen como *isosistas*. Generalmente, la intensidad más grande se encuentra en la vecindad del epicentro del sismo. Los mapas de isosistas muestran como la intensidad decrece, o se atenúa, con el incremento de la distancia epicentral (Figura 1.18).

1.2.5.2.1 Escalas de Intensidad

Existen diferentes escalas de intensidad en el mundo, las más usadas y conocidas son: la escala de Intensidad Mercalli Modificada (MMI), originalmente desarrollada por el sismólogo italiano Mercalli y modificado en 1931 para una mejor representación de las condiciones en California; y la Medvedev, Spoonheuer y Karnik o MSK (usada en Europa, 1964). A continuación se muestran algunas otras escalas de intensidad:

- 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).

La Figura 1.19 muestra una comparación entre las escalas MMI, MSK, JMA y RF.

1.2.5.3 Energía de un sismo

La energía sísmica total liberada durante un sismo es frecuentemente estimada de la siguiente relación (Gutenberg y Richter, 1956):

$$\log E = 11.8 + 1.5 M_s \quad (1.6)$$

Donde:

E: es la energía liberada expresada en ergs.

Esta relación fue posteriormente mostrada (Kanamori, 1983) para también ser aplicada en magnitud momento. Ello implica que un cambio de una unidad en magnitud corresponde a un incremento de 101.5 o 32 veces en la energía sísmica liberada. Un sismo de magnitud 5 por lo tanto liberaría sólo alrededor de 0.001 veces la energía de uno de magnitud 7, lo cual evidentemente muestra la ineffectividad de los sismos pequeños frente al incremento paulatino de la gran energía que liberan los sismos muy grandes.

La cantidad de energía liberada por los sismos es frecuentemente difícil de comprender; aún cuando un solo erg es pequeño ($1\text{erg} = 7.5 \times 10^{-8} \text{ ft-lb}$), la energía liberada en una bomba atómica del tamaño usado en Hiroshima (equivalente a 20 000-ton TT) correspondería a un sismo de magnitud 6.0. Sobre este fundamento, el sismo de Chile en 1960 ($M_w = 9.5$) liberó tanta energía como 178 000 bombas atómicas.

1.3 CONTENIDO DE LOS CAPÍTULOS

1.3.1 Capítulo II

Este capítulo se enfoca a la descripción de las principales características de la sismicidad en el Perú en base a la Tectónica, la Sismotectónica y un análisis de la distribución espacial de los focos de los eventos sísmicos registrados instrumentalmente.

1.3.2 Capítulo III

Se desarrolla la metodología empleada para la definición de las fuentes sismogénicas así como para la determinación de sus respectivos parámetros sismológicos.

1.3.3 Capítulo IV

La evaluación del peligro sísmico en el Perú por el método probabilístico es desarrollado en el presente capítulo generando curvas aceleración vs frecuencia anual de excedencia para la máxima aceleración del suelo (PGA) de las principales ciudades del país y un mapa de isoaceleraciones máximas en suelo firme para todo el Perú con un período de retorno de 475 años basado en un 10% de probabilidad de excedencia y un período de exposición o vida útil de 50 años.

1.3.4 Capítulo V

Este capítulo introduce el concepto de espectros de peligro uniforme para la evaluación de la demanda sísmica en el Perú, obteniéndose como resultados espectros para las principales ciudades del país y mapas de isoaceleraciones espectrales correspondientes a períodos estructurales de 0.2 y 1.0 segundo que

definen el espectro de respuesta con peligro uniforme en suelo firme, considerando la misma probabilidad de excedencia y el mismo período de exposición que el capítulo anterior.

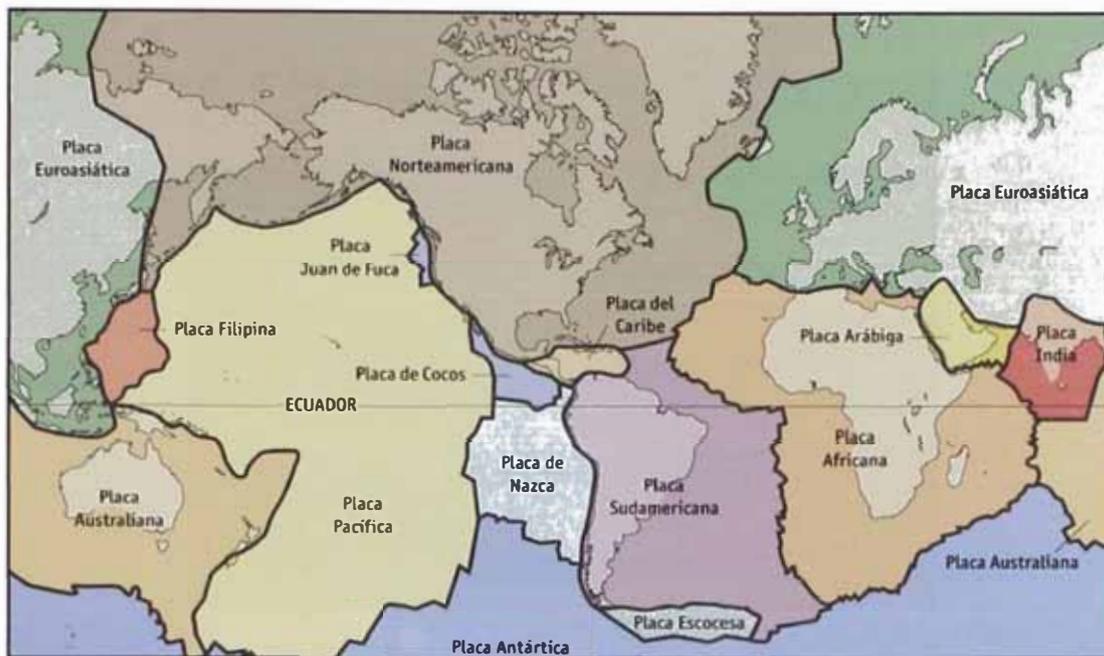


Figura 1.1: Placas tectónicas en las que está dividida la superficie terrestre.

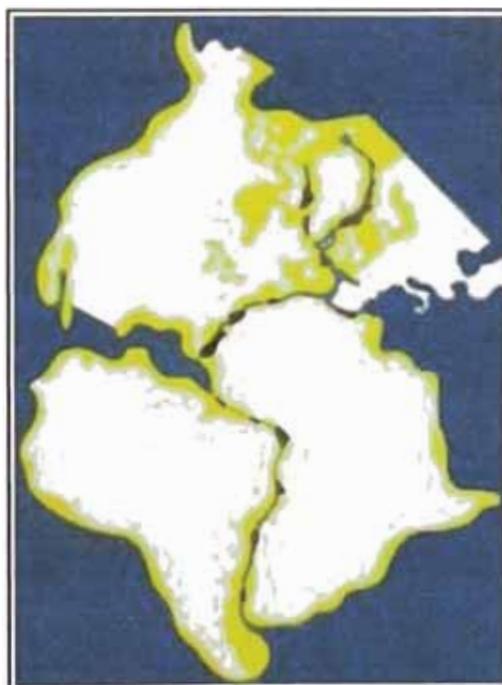


Figura 1.2: Teoría de la Deriva Continental de Wegener.

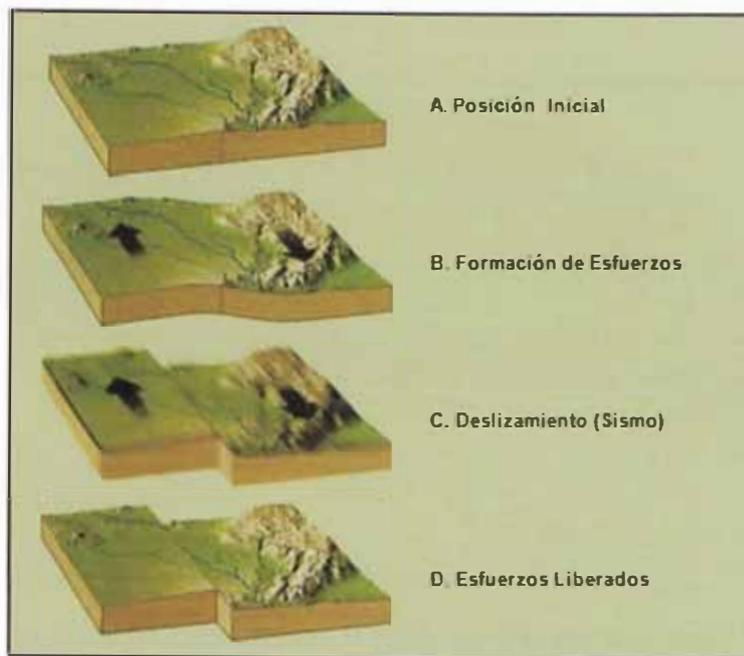


Figura 1.3: Teoría del Rebote Elástico. En (A) el terreno inicialmente no presenta signos de deformación (muchos años atrás). En (B) eventualmente las rocas del terreno en las inmediaciones de la frontera entre placas sufren deformaciones lentas que se traducen en acumulación de energía por formación de esfuerzos. Si la resistencia de la roca es excedida, se producirá la ruptura y el deslizamiento de la falla (C), liberando energía en forma de vibraciones (sismo). Después del sismo, la roca es desplazada de su posición inicial y los esfuerzos se encuentran liberados.



Figura 1.4: Expansión de los Fondos Oceánicos (Kuroiwa, 2002).

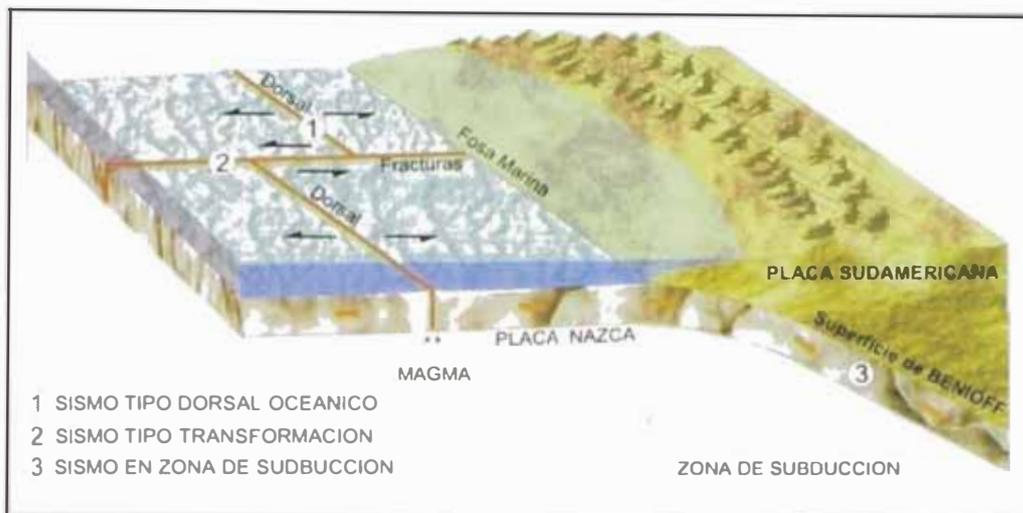


Figura 1.5: Zona de Subducción y Tipos de Sismos (Kuroiwa, 2002).

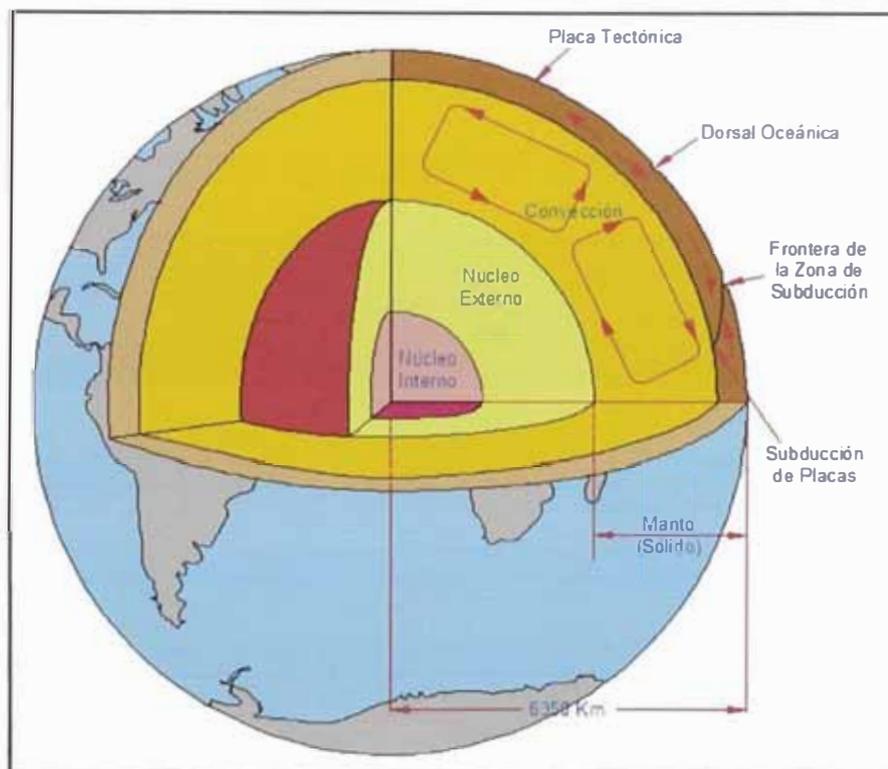


Figura 1.6: Corriente de Convección en el Manto. En la parte inferior de la Corteza, la componente horizontal de las corrientes de convección impone esfuerzos de corte, causando movimientos de placas en la superficie de la Tierra. El movimiento causa que las placas se separen en algunos lugares (dorsales) y converjan en otros. (Kramer, 1996)

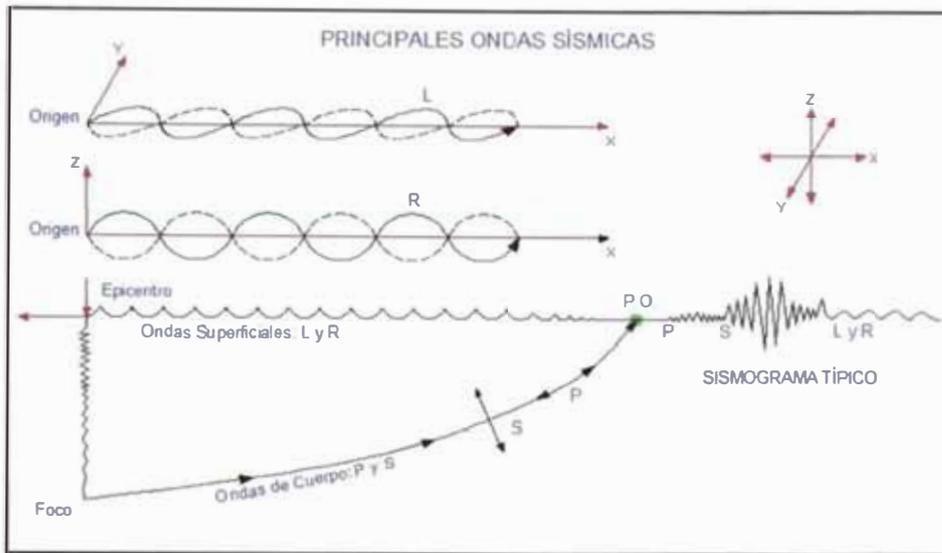


Figura 1.7: Principales Ondas Sísmicas con propósitos de ingeniería (Kuroiwa, 2002).

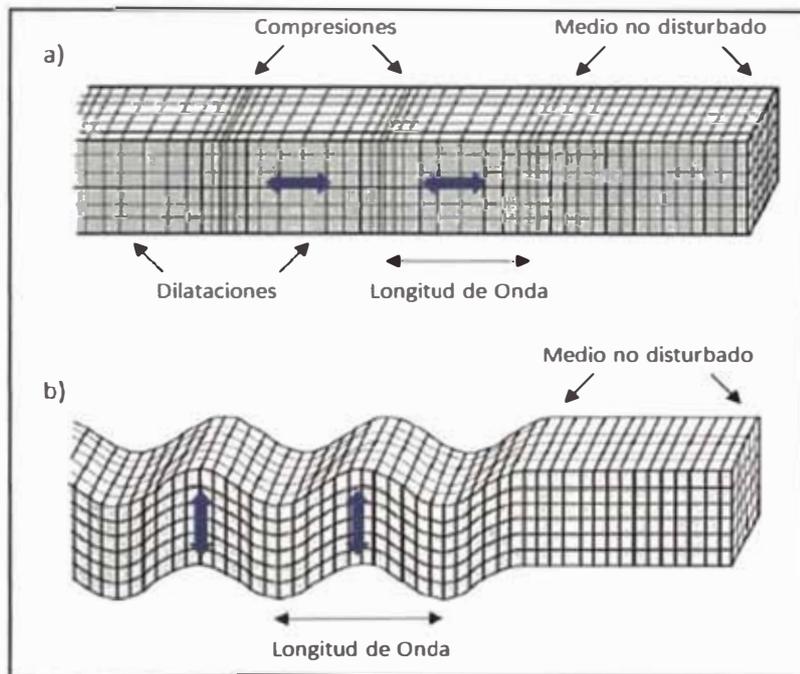


Figura 1.8: Deformaciones producidas por las Ondas de Cuerpo: a) Ondas P; b) Ondas S. (Earthquakes. Bolt, 1988).

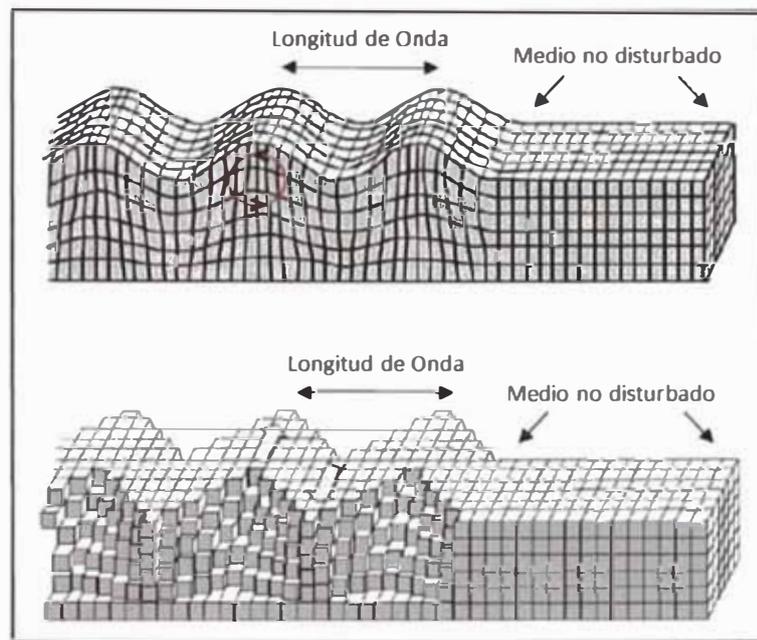


Figura 1.9: Deformaciones producidas por las Ondas Superficiales: a) Ondas Rayleigh; b) Ondas Love (Earthquakes. Bolt, 1988).

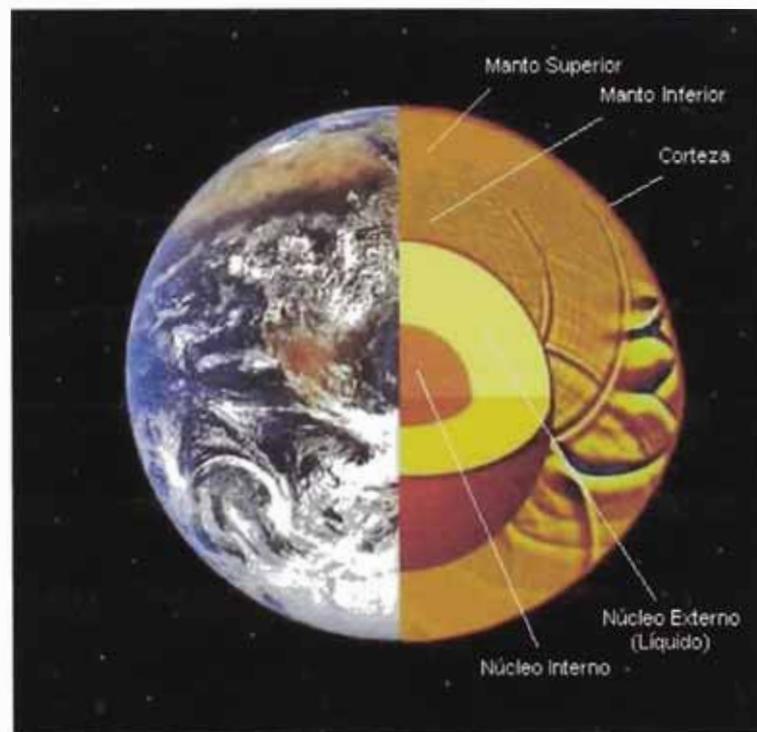


Figura 1.10: Estructura Interna de la Tierra.

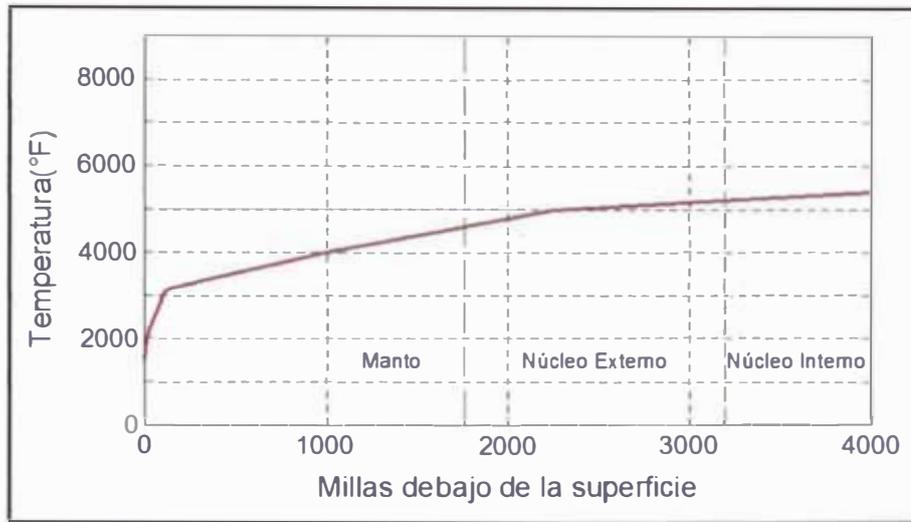


Figura 1.11: Variación estimada de la temperatura debajo de la superficie de la Tierra (Kramer, 1996).

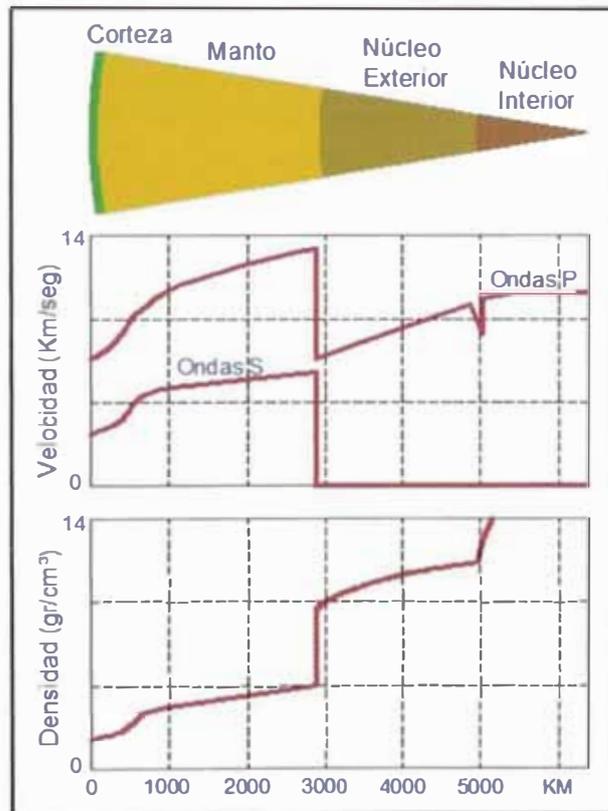


Figura 1.12: Variación de la velocidad de las Ondas P y S, y la densidad dentro de la Tierra (Kramer, 1996).

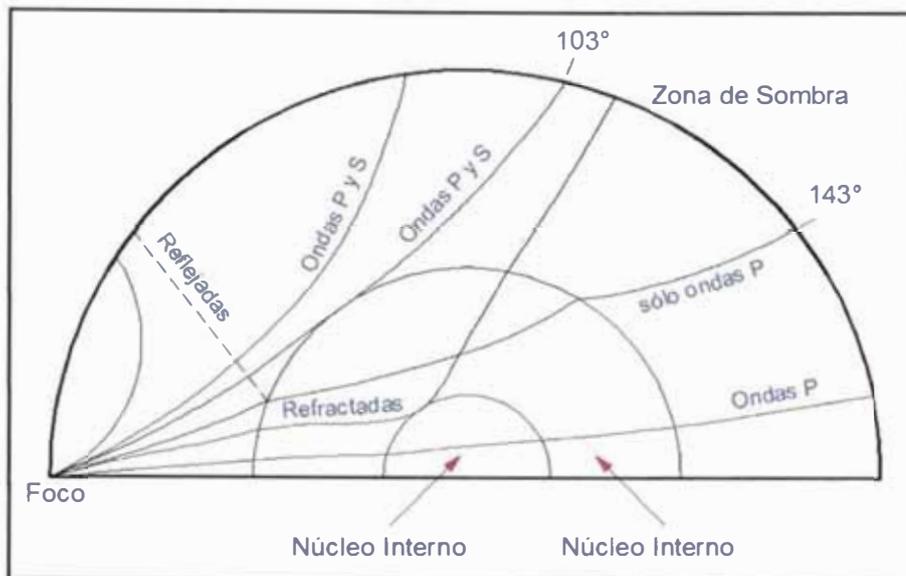


Figura 1.13: Trayectorias de las Ondas Sísmicas a través de las diferentes capas de la Tierra desde el foco de un sismo (Sumner, 1969). Se nota que las Ondas P y S pueden atravesar la superficie de la Tierra entre 0 y 103°, pero la naturaleza líquida del Núcleo Externo permite sólo a las Ondas P atravesar la superficie entre 143° y 180°. En la Zona de Sombra entre 103° y 143°, sólo las trayectorias reflejadas del Núcleo Interno pueden atravesar la superficie de la Tierra.

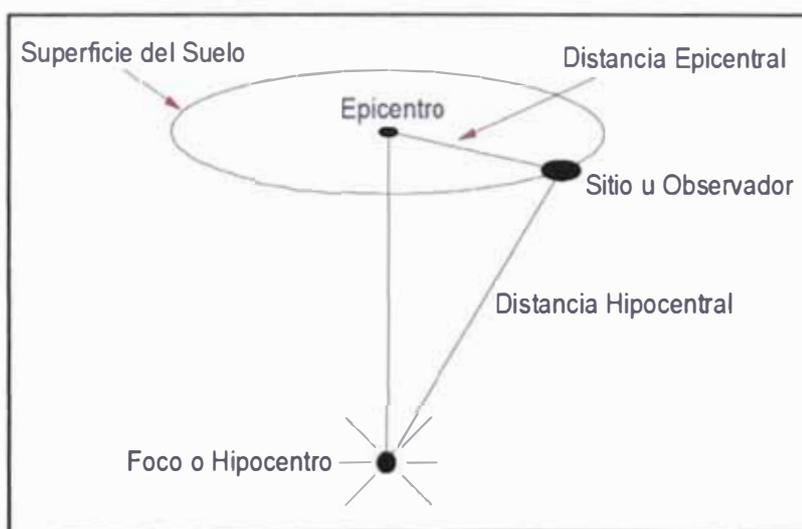


Figura 1.14: Notación para la descripción de la ubicación de un evento sísmico.



Figura 1.15: 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 A, B y C (Kramer, 1996). La localización epicentral más probable se encuentra en la intersección de los tres círculos.

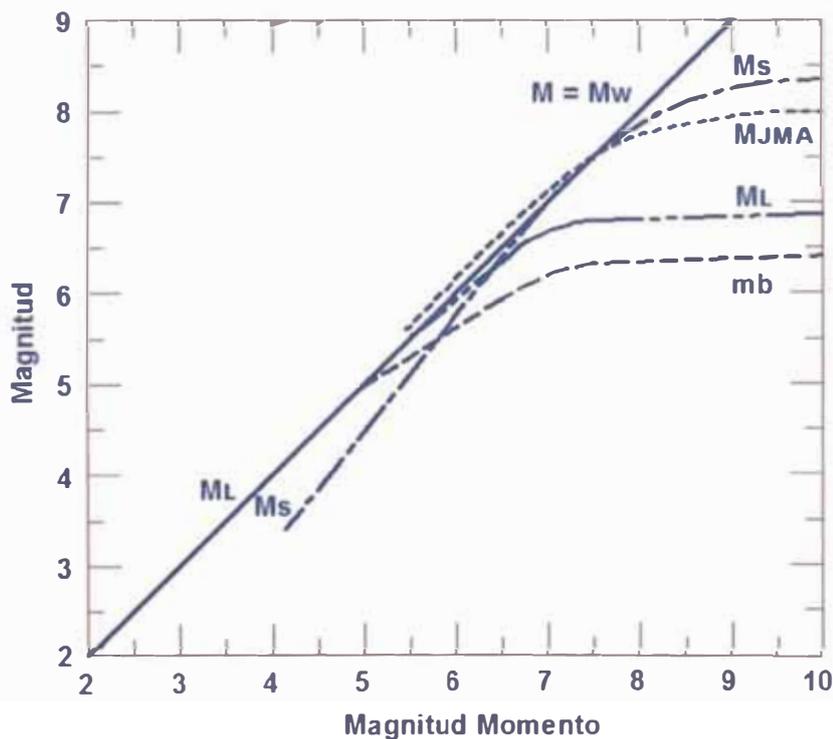


Figura 1.16: Saturación de las escalas de magnitud: M_w (Magnitud Momento), M_L (Magnitud Local Richter), M_s (Magnitud de Ondas Superficiales), m_b (Magnitud de Ondas de Cuerpo de Período Corto) y MJMA (Magnitud de la Agencia Meteorológica Japonesa (Kramer, 1996).

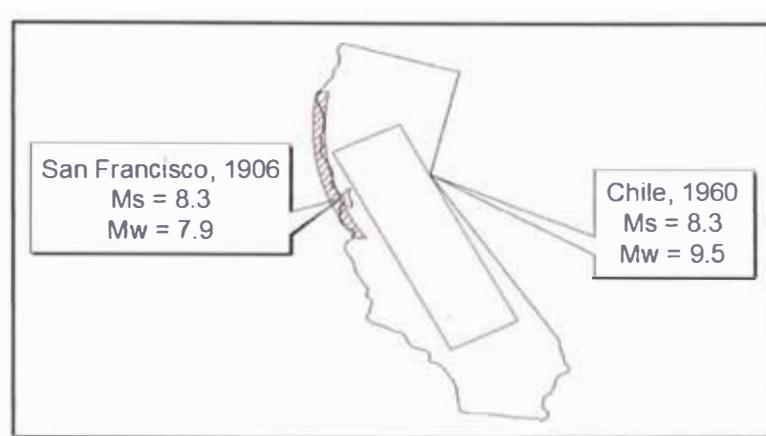


Figura 1.17: Comparación de las áreas relativas de ruptura de fallas (áreas sombreadas) y magnitudes para el terremoto de San Francisco en 1906 y Chile en 1960 (The motion of the ground during earthquakes, Scientific American, Vol. 237, N° 6). Aún cuando el movimiento de ambos sismos originó magnitudes de ondas de superficie de 8.3, las cantidades de energía liberadas fueron muy diferentes, tal y como se reflejaron en sus magnitudes momento.

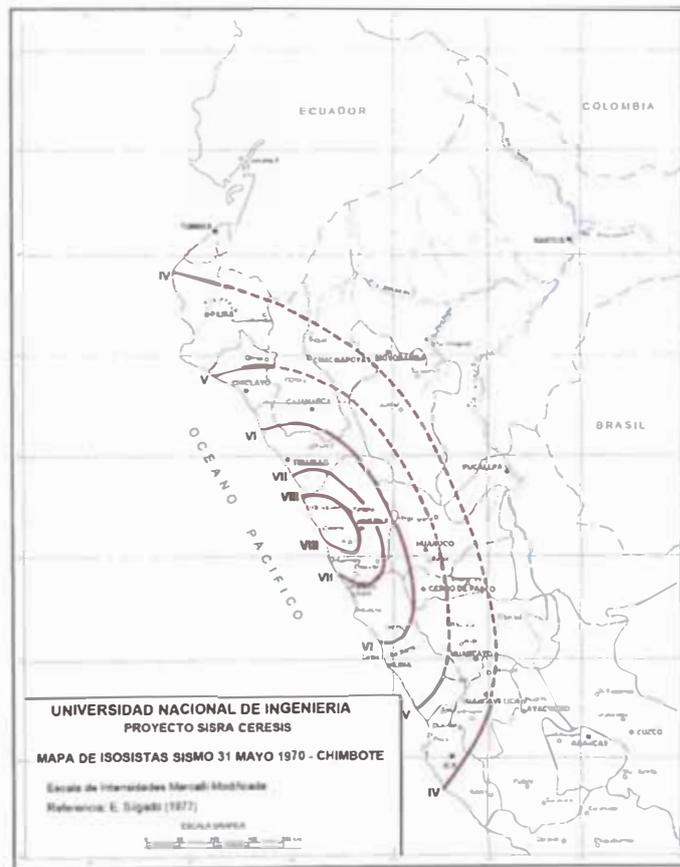


Figura 1.18: Mapa de Isosistas del sismo del 31 de Mayo de 1970 en el Perú (Alva, 2005).

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 1.19: Comparación de los valores de intensidad de las escalas Mercalli Modificada (MMI), Rossi-Forel (RF), Japanese Meteorological Agency (JMA) y Medvedev-Spoonheuer-Karnik (MSK). (Kramer, 1996)

CAPÍTULO II

2 CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ

La costa occidental de Sudamérica se encuentra ubicada en el Cinturón de Fuego Circumpacífico, zona altamente sísmica y considerada como la de mayor potencial sísmico del mundo. Esta región tiene asociada su actividad sísmica al proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana que origina sismos a diferentes profundidades y de magnitudes capaces de producir grandes catástrofes en la superficie. Sin embargo, existe un segundo tipo de actividad sísmica en el Perú, el cual es producido por las deformaciones corticales que se originan a lo largo de la Cordillera Andina generando sismos de magnitud y frecuencia menores.

Por otro lado, la distribución espacial de la sismicidad en el Perú en función de sus focos, ha permitido determinar la geometría del proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana frente a las costas del país. Los factores y características más importantes de la geometría de este proceso se describen a continuación.

2.1 LA ZONA DE SUBDUCCIÓN FRENTE A LA COSTA PERUANA

El proceso de subducción frente a la costa peruana, originado por la colisión y fricción de la placa de Nazca y la Sudamericana, se caracteriza principalmente por cambiar de forma a la altura de la latitud 14°S, al pasar de una subducción de tipo horizontal en el sector norte y centro del Perú, a una subducción de tipo normal en el sur del País. Este cambio en la forma de subducción, condujo erróneamente a Barazangi e Isacks (1976) a postular una hipótesis que sostenía que la Placa de Nazca o Litósfera Oceánica se rompía en esta zona. Sin embargo, posteriores estudios demostraron que en realidad la Placa de Nazca soporta un fenómeno de contorsión.

La Placa de Nazca subduce bajo la Placa Sudamericana frente al Perú a razón de 9 cm/año. En esta zona de subducción, se generan sismos a diferentes profundidades y alcanzan un valor máximo de hasta 700 km. La Figura 2.1 muestra la interacción de las placas Nazca y Sudamericana en la Zona de Subducción de la costa oeste del Perú.

2.1.1 La Placa de Nazca

Según estudios realizados por diversos autores, la Placa de Nazca presenta una geometría muy heterogénea, caracterizada principalmente por presentar diferentes modos de subducción bajo el continente (horizontal y normal). Según Quispe, Tavera y Bernal (2003), en la subducción de tipo horizontal (Sur de Ecuador, Norte y Centro del Perú), la Placa de Nazca subduciría con ángulos entre 15° y 25° hasta profundidades de 120 km para luego ser casi horizontal hasta distancias de 750 km como máximo; mientras que en la subducción de tipo normal (Sur del Perú y Norte de Chile), la Placa de Nazca subduciría con un ángulo promedio de 30° constante hasta profundidades de 280 km como máximo. Además, la contorsión que soporta la Placa de Nazca involucraría áreas de distintas dimensiones, así la Placa de Nazca alcanzaría longitudes de hasta 800 km bajo el continente en las áreas de subducción horizontal, sugiriendo que la placa aún se mantendría fría y no podría ser absorbida por el manto; por el contrario, la Placa de Nazca sería absorbida rápidamente a profundidades de 280 km en las zonas de subducción normal.

La Placa de Nazca frente al Perú, presenta en su configuración geométrica, una serie de estructuras lineales que cortan o atraviezan la línea de convergencia entre Placas y que son producto de un desarrollo próximo a una zona de expansión oceánica. Por otro lado, la subducción de estas estructuras pueden modificar el comportamiento de la sismicidad local, en tal sentido, es importante tomarlas en cuenta en estudios de sismicidad. La Figura 2.2 muestra una vista tridimensional de las estructuras tectónicas de la Placa de Nazca y la Figura 2.3 muestra su configuración geométrica en un mapa de ubicación.

a) La Dorsal de Nazca

Es una cordillera montañosa que se encuentra sumergida y se ubica entre los 15°S y 24°S . Tiene una orientación NE-SW y su eje incide casi perpendicularmente a la línea de la Fosa frente a la ciudad de Nazca. Esta Dorsal posee un ancho promedio de 200 km que disminuye hacia el SW y tiene una longitud aproximada de 1100 km con una altura promedio de 2000 m sobre la superficie oceánica. Debido a procesos geodinámicos a los que se encuentra sometida, la Dorsal de Nazca es asimétrica y está compuesta de rocas volcánicas con una edad aproximada de 5 a 10 Ma.

b) La Dorsal de Sarmiento y la Dorsal de Alvarado

Estas dorsales volcánicas se localizan frente a las costas de Piura, al norte del Perú y presentan una orientación NE. Tienen una longitud aproximada de 400 km con ejes paralelos entre sí y poseen una altura comprendida de 1 a 2 km. Se encuentran referenciados a 150 km y 250 km respectivamente al SE de la Fractura de Grijalva. El material de lava está formado de Basalto toleítico a alcalino y según nuevas evidencias, podrían ser el resultado de una erupción fisural durante el proceso de ruptura de la Placa Farallón hace aproximadamente 24 Ma (Castillo & Lonsdale, 2004).

c) La Fractura de Mendaña

Es una de las características más importantes de la Placa de Nazca en la costa occidental peruana. Se localiza en el extremo oeste de la región central del Perú entre 11°S y 15°S de latitud. Presenta una dirección NW, perpendicular a la Fosa, con una longitud que se extiende hasta 1100 km aproximadamente y con una altura promedio de 1000 m sobre la corteza oceánica. Posee un ancho de 150 km aproximadamente. La Fractura de Mendaña se caracteriza por ser una zona anómala, de acuerdo a estudios gravimétricos y magnéticos (Yamano & Uyeda, 1990) que determinaron la edad de la Placa de Nazca. Esta fractura podría ser una antigua zona de divergencia de placas.

d) La Fractura de Nazca

Se encuentra ubicada frente al departamento de Arequipa en el Perú. Después de la Dorsal de Nazca, constituye la característica batimétrica más notable junto a la Fractura de Mendaña. Posee un lineamiento paralelo a ésta última con una dirección NW que incide perpendicularmente en la Fosa. Esta fractura alcanza aproximadamente 700 m sobre el nivel de la corteza oceánica con profundidades de hasta 300 m (Robinson et al., 2006), se encuentra a 250 km de la Dorsal de Nazca en su punto más cercano a la línea de Fosa y a 25 km en su punto más lejano.

e) La Fractura Virú

Se encuentra ubicado paralelamente a la Fractura de Mendaña a 110 km al norte de ésta. Constituye un rasgo geomorfológico importante en la estructura de la Placa de Nazca y es una falla de tipo inversa con una orientación de N15°E

(Krabbenhoft et al., 2004). Está unida a la Fosa peruana a través de la Depresión Submarina de Trujillo (Huchon & Burgois, 1999).

f) La Depresión Submarina 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.

2.1.2 La Zona de Transición: Placa Oceánica - Placa Continental

Se desarrolla en la Fosa Perú-Chile, la cual marca el inicio del proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana sobre una longitud de más de 5 000 km que abarca desde Colombia hasta la Tierra del Fuego en Chile. La Fosa Perú-Chile se ubica paralela a la línea costera occidental de Sudamérica y alcanza profundidades de hasta 6 km (Heras, 2002). La Fosa se orienta en dirección NE-SW en Ecuador y Colombia, NNW-SSE en el Norte y Centro del Perú, NW-SE en la zona Sur del Perú y N-S en Chile (Figura 2.3).

La Fosa Perú-Chile tiene profundidades variables, que van desde 4 km en el Golfo de Guayaquil, donde los principales ríos de la Cuenca del Pacífico favorecen el suministro de sedimentos disminuyendo de este modo su profundidad, hasta 6 km en la zona Norte y Sur del Perú (Heras, 2002). En la zona central del Perú, alcanza una profundidad promedio de 4.9 km frente a la Dorsal de Nazca a la altura de 15°S de latitud. La distancia de la Fosa con respecto al borde occidental de la costa peruana oscila alrededor de 80 km en la región Norte, de 60 km a 150 km en la región central y de 120 km en la región Sur del Perú.

2.1.3 La Placa Sudamericana

El proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana modifica constantemente la superficie terrestre a través del tiempo y ha originado un progresivo engrosamiento de la corteza terrestre y plegamiento de los sedimentos. La evolución tectónica del Perú está estrechamente vinculado a un proceso de deformación que ha generado importantes sistemas de fallas en la superficie de la Tierra. Las principales características geológicas y tectónicas de la corteza peruana se debe exclusivamente al proceso de subducción de placas.

Como un claro ejemplo en el Perú, podemos citar a la Cordillera de los Andes que debe su origen a este proceso y se extiende desde Venezuela hasta el sur de Chile. La Cordillera de los Andes en el Perú tiene aproximadamente un ancho que oscila de 250 km en la región central a 500 km en la región sur. A continuación se describe la configuración estructural de la Placa Sudamericana en el Perú, la cual se muestra en la Figura 2.4.

a) Talud Inferior y Medio

Es una zona sumergida que presenta un menor contenido de sedimentación continental y posee profundidades que superan los 2 km bajo el nivel del mar. De acuerdo a la pendiente y el grosor, el Talud se divide en tres característicos sectores (Macharé et al., 1986):

- Sector Norte: Está comprendido entre la Península de Illescas y el Golfo de Guayaquil. Presenta una pronunciada pendiente y una menor extensión lateral, alrededor de 70 km de ancho. Aquí se ubica un cañón submarino continuo a la desembocadura del río Chira en Piura. Se encuentra limitado por el Umbral del Talud Superior hacia el este.
- Sector Central: Presenta pendientes moderadas y una extensión lateral máxima de 150 km de ancho aproximadamente.
- Sector Sur: Está comprendido entre Tacna y la Península de Paracas. Presenta una gran pendiente y un ancho promedio de 100 km, en el que también se encuentra un cañón submarino de 700 km de profundidad.

b) Talud Superior

Al igual que la zona anterior, ésta también se encuentra sumergida pero presenta un relieve más regular. Está localizada a profundidades que oscilan entre los 200 m y 2000m bajo el nivel del mar.

c) Plataforma Continental

Esta zona está comprendida desde la línea costera hasta los 200 m de profundidad o en su defecto, hasta donde ocurra un cambio abrupto de su pendiente. Tiene un ancho que varía a lo largo del borde occidental del Perú, siendo relativamente angosta (de 10 a 40 km) entre Tumbes y Bayóvar por el Norte, con 100 km en Chiclayo (Pimentel), 110 km en Chimbote, 40 km

aproximadamente en el centro del Perú (altura de Lima y Callao), 19 km frente a la Península de Paracas por el Sur y de 5 a 28 km entre Nazca y Tacna.

En la Plataforma Continental se encuentran algunas cuencas internas tales como Moquegua, Pisco Este y Salaverry. Por el este, se encuentra limitada por la Zona Costanera.

d) La Zona Costanera

La Zona Costanera está formada por una estrecha banda territorial que se encuentra limitada por el Oeste con el Océano Pacífico y por el Este con una estructura maciza de roca ígnea, denominada Batolito Costanero. Esta zona tiene aproximadamente un ancho que disminuye de 150 km en la región Norte a 40 km en la región Sur. Posee una altura máxima de 300 m sobre el nivel del mar y de 100 m bajo éste mismo nivel.

e) Pie de Monte Pacífico

Ocupa el lugar correspondiente a la Plataforma Continental desde los 16°S de latitud hacia el Sur. Tiene un ancho que oscila alrededor de los 70 km y presenta una dirección paralela al borde occidental de la costa del Perú. Posee una topografía cortada por cañones de gran profundidad y con cambios regularmente fuertes.

f) Cordillera Occidental

Se constituye como la zona de mayor volumen y se encuentra formada en su mayor parte por un Batolito granítico cuyas crestas alcanzan aproximadamente una altura de 5 km en el Norte y Centro del Perú, disminuyendo paulatinamente hacia el Sur. Comprende el Batolito Costero y parte de la zona altiplánica, aumentando de ancho a medida que se extiende hacia el Sur. El volcanismo se presenta al sur de los 13°S de latitud por varias decenas de kilómetros.

g) El Altiplano

Es una cuenca plana, cerrada y muy alta. Se encuentra localizada entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental y tiene su origen en la región central del Perú a una latitud de 9°S aproximadamente, para luego extenderse hacia la región Sur hasta Bolivia. Precisamente esta región (cerca al Lago Titicaca), posee espesores que van desde los 140 km hasta los 200 km y presentan

elevaciones que alcanzan los 3 000 m de altura. En la parte central del Perú, el Altiplano tiene aproximadamente un ancho de 10 a 50 km y en la parte Sur de 120 km al nivel del lago Titicaca. Está formada por una serie de cuencas intramontañosas así como por altas mesetas que se prolongan hacia el Altiplano boliviano. El Altiplano desaparece prácticamente al norte de los 9°S de latitud.

h) Cordillera Oriental

Se extiende de Norte a Sur paralelamente a la Cordillera Occidental, presenta una dirección NW-SE y está sometida a un fuerte arqueamiento en dirección E-W en la latitud 14°S (Deflexión de Abancay). Se localiza entre el Altiplano y la Zona Subandina y está formada por una zona extensa de plegamientos en la cual el buzamiento de las estructuras se encuentran en sentido contrario de la dirección de formación de los plegamientos. Alcanza en promedio una altura entre 3700 y 4000 m.

i) La Zona Subandina

Esta zona corresponde al Pie de Monte Amazónico de los Andes cuya formación se debe a la acumulación de los restos de la Cordillera Andina. Limita con la Cordillera Oriental por el Oeste y con el Escudo Brasileño por el Este. Tiene una anchura variable, siendo en esta zona donde se amortiguan las estructuras andinas formando una gruesa capa continental y plegamientos de grandes longitudes de onda. Los principales sistemas de fallas inversas orientadas en la dirección NW-SE se localizan también aquí.

j) Llanura Amazónica

Se ubica situada sobre el Escudo Brasileño formando extensas cuencas con suaves relieves entre los 80 y 400 m de altura y limita con la Zona Subandina por el Oeste. Se caracteriza por la presencia de grandes ríos, numerosos lagos y lagunas. Debido a que está sujeta a numerosas precipitaciones, se origina el desborde de los ríos y no muestra grandes afloramientos rocosos por ser un área cubierta de abundante vegetación.

2.2 LA ZONA SISMOGÉNICA

En el Perú, los sismos más violentos que han ocurrido deben su origen a la fricción constante entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. Dicha

fricción se desarrolla en toda la superficie de contacto entre estas placas (aproximadamente sobre una longitud de 7000 km), sin embargo, los deslizamientos que dan origen a la actividad sísmica sólo involucran segmentos menores que permiten considerar áreas pequeñas de ruptura. Estas áreas se denominan “zonas sismogénicas” y se encuentran bajo el nivel del mar entre los 10 y 40 km de profundidad (Hyndman et al., 1997).

La Zona Sismogénica puede ser dividida en tres áreas principales que se muestran en la Figura 2.5 (Shimamoto et al., 1993):

2.2.1 Límite Asísmico Superior

Se encuentra definido por eventos de baja magnitud y por réplicas de sismos de gran magnitud. Tiene una fricción baja o nula dado que acarrea sedimentos de procesos erosivos del prisma de acreción, lo que permite un deslizamiento estable entre placas originando una región asísmica. Es decir, las zonas de subducción se vuelven sísmicas cuando alcanzan áreas con ausencia de sedimentos que es donde se inicia el contacto directo entre la Placa Oceánica y la Continental. (Pacheco et al., 1993)

2.2.2 Zona Sismogénica propiamente dicha o superficie de fricción

En esta zona tiene lugar el contacto directo entre placas y es donde se producen deslizamientos que originan la mayor actividad sísmica en el Perú, produciendo sismos de gran intensidad capaces de causar serios daños en superficie.

2.2.3 Límite Asísmico profundo

Se encuentra asociado a la zona de antearco del manto, es decir, está definido para zonas de subducción de arco de isla debajo de la corteza continental. Estas zonas del manto superior son generalmente asísmicas debido a la presencia de dúctiles y deslizantes serpentinas que alteran las propiedades del proceso de subducción en esta zona.

2.3 LA SISMOTECTÓNICA

En el Perú, la actividad sísmica es básicamente el resultado de la interacción de placas tectónicas y de los reajustes producidos como consecuencia de ésta,

conjuntamente con la morfología alcanzada por el Aparato Andino, en la corteza terrestre.

Las características tectónicas del Perú y sus principales elementos tectónicos, pueden ser definidas de acuerdo a una Zonificación Morfológica y Tectónica.

2.3.1 Zonificación Morfológica

La Zonificación Morfológica permite identificar en el Perú, cinco zonas en función a su estructura y las características de su relieve terrestre. Dado que estas zonas fueron descritas en el numeral 2.1 (Tavera & Buforn, 1998), a continuación sólo se menciona cada una de ellas.

- a) Zona Costanera
- b) La Cordillera Occidental
- c) El Altiplano
- d) La Cordillera Oriental
- e) La Zona Subandina

2.3.2 Zonificación Tectónica

La Zonificación Tectónica permite distinguir en el Perú, los diferentes relieves formados por efecto de la tectónica de placas (colisión de las placas Nazca y Sudamericana) en el proceso de subducción. A continuación se mencionan los principales elementos tectónicos y se describe sólo los dos últimos dado que los demás fueron descritos en el numeral 2.1.

- a) La Fosa Marina
- b) La Dorsal de Nazca
- c) La Cordillera Andina
- d) Los Sistemas de Fallas
- e) La Cadena Volcánica

Sistemas de Fallas

En el continente se distribuyen diversos **sistemas de fallas**, los cuales se han formado como un efecto secundario de la colisión de placas que ha generado la

presencia de plegamientos y fracturas en la corteza terrestre. Así, la intensa deformación cortical en la corteza del Perú, se traduce en la formación y activación de fallas que muestran al Perú con una tectónica activa.

Tectónica activa: Se define como movimientos tectónicos que se espera que ocurran en un intervalo de tiempo que afecten a la sociedad. Es decir, una estructura o un proceso se consideran activos cuando han actuado dentro del período histórico y se espera que actúen en el futuro sin que exista dato alguno que indique su futuro cese.

Falla activa: Se define como aquella falla que ha presentado movimientos dentro del período Cuaternario ejerciendo un control en la evolución reciente del relieve, en la disposición y estructura de los depósitos cuaternarios y/o en la génesis de la sismicidad histórica e instrumental (Macharé & Benavente, 2008).

Los sistemas de fallas se localizan en el Altiplano, la Región Subandina de Norte a Sur, en los pies de las cordilleras o nevados (Cordillera de Huaytapallana, Blanca y Vilcabamba) y entre los límites de la Cordillera Occidental y la Zona Costanera.

Debido a los desplazamientos de bloques que se generan sobre un plano de falla o línea de contacto, la corteza terrestre sufre movimientos de ruptura inesperados capaces de originar eventos sísmicos con foco superficial en el interior del territorio peruano. La distribución heterogénea de esfuerzos tensionales y compresionales en el interior del continente ha originado los diferentes sistemas de fallas que existen en el Perú. La Tabla 2.1 detalla cada una de las cincuenta y cuatro (54) fallas activas y cuatro (04) pliegues cuaternarios distribuidos en el territorio peruano y publicados por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) del Perú en el Mapa Neotectónico 2007.

Tabla 2.1. Fallas y Pliegues cuaternarios del Perú. FUENTE: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET).

Código	Tipo de Estructura	Nombre de la estructura	Sentido del movimiento	Edad del último movimiento
PE-01	Falla	Zona de Falla Amotape	Inversa	< 1.6 Ma
PE-02	Falla	Zona de Falla Bayóvar	Normal	< 1.6 Ma

Código	Tipo de Estructura	Nombre de la estructura	Sentido del movimiento	Edad del último movimiento
PE-03	Falla	Falla de Shitari	Inversa	Histórico (1990 y 1991)
PE-04	Falla	Falla Chalquibamba	Normal	Histórico (1937)
PE-05	Falla	Falla Shonita	Normal	Histórico (1937)
PE-06	Falla	Falla Tapiche	Inversa	< 15 Ma
PE-07	Falla	Sistema de Fallas de la Cordillera Blanca	Normal	Histórico?
PE-08	Falla	Falla Quiches	Normal	Histórico (1946)
PE-09	Falla	Falla Límite Este	Normal	< 15 Ma
PE-10	Falla	Falla de Uco	Normal	< 15 Ma
PE-11	Falla	Falla de Cayesh	Normal	< 1.6 Ma
PE-12	Falla	Falla Huaytapallana	Inversa-Sinestral	Histórico (1969)
PE-13	Falla	Zona de Falla Cusco	Normal	Histórico (1965 y 1986)
PE-14	Falla	Zona de Falla Ocongate	Normal	< 15 Ma
PE-15	Falla	Zona de Falla Vilcanota	Normal	< 1.6 Ma
PE-16	Falla	Fallas Montejato	Normal	< 1.6 Ma
PE-17	Falla	Falla Arquillo	Normal	Histórico (2006)
PE-18	Falla	Falla Palpa	Normal	< 1.6 Ma
PE-19	Falla	Falla Marcona	Normal	< 1.6 Ma
PE-20	Falla	Falla Chala Viejo	Normal	< 1.6 Ma
PE-21	Falla	Falla de Atalaya	Normal	< 1.6 Ma
PE-22	Falla	Falla de La Quinua	Normal	< 1.6 Ma
PE-23	Falla	Falla de Razuwilca	Normal	< 1.6 Ma
PE-24	Falla	Falla Laguna Pacucha	Normal	< 1.6 Ma
PE-25	Falla	Falla Trigal	Normal	Histórico (1991 y 1998)
PE-26	Falla	Falla Solarpampa	Normal	Histórico (1991 y 1998)
PE-27	Falla	Falla Chico Machado	Normal	< 1.6 Ma
PE-28	Falla	Falla Pampacolca	Normal	< 1.6 Ma
PE-29	Falla	Falla Lluclla	Normal	< 1.6 Ma
PE-30	Falla	Falla Viscachani	Normal	< 1.6 Ma
PE-31	Falla	Falla Mataro	Normal	< 1.6 Ma
PE-32	Falla	Falla Umayo	Normal	< 1.6 Ma
PE-33	Falla	Falla Tuncuchi	Normal	< 1.6 Ma
PE-34	Falla	Falla Pampa Huanocollo	Normal	< 1.6 Ma

Código	Tipo de Estructura	Nombre de la estructura	Sentido del movimiento	Edad del último movimiento
PE-35	Falla	Falla Cerro Cordilleras	Normal	< 1.6 Ma
PE-36	Falla	Falla Oeste del Río Moquegua	Normal	< 1.6 Ma
PE-37	Falla	Falla Cerro Loreto	Normal	< 1.6 Ma
PE-38	Falla	Falla Chaspaya	Normal	< 15 Ma
PE-39	Falla	Falla Cerro Chascoso	Normal	< 1.6 Ma
PE-40	Falla	Falla Alto los Chilenos	Normal	< 1.6 Ma
PE-41	Falla	Falla Pampa Trapiche	Normal	< 1.6 Ma
PE-42	Falla	Falla Chololo	Inversa-Sinistral	< 15 Ma
PE-43	Falla	Falla Toquepala	Normal	< 15 Ma
PE-44	Falla	Falla Micalaco	Normal	< 1.6 Ma
PE-45	Falla	Falla Purgatorio	Dextral	< 15 Ma
PE-46	Falla	Falla Villacollo	Normal	< 1.6 Ma
PE-47	Falla	Falla Cerro Rocoso	Normal	< 1.6 Ma
PE-48	Falla	Falla Cerro Caquilluco	Normal	< 1.6 Ma
PE-49	Falla	Falla Cerro Morrito	Normal	< 1.6 Ma
PE-50	Falla	Falla Chulibaya	Normal	< 1.6 Ma
PE-51	Falla	Sistema de Fallas Sama-Calientes	Inversa	Histórico (2006)
PE-52	Falla	Falla Mesacalane	Normal	< 1.6 Ma
PE-53	Falla	Falla San Francisco	Normal	< 1.6 Ma
PE-54	Pliegue	Pliegues de Huancayo		< 1.6 Ma
PE-55	Pliegue	Sinclinal de Salvación		< 1.6 Ma
PE-56	Pliegue	Pliegue Mazuko		< 1.6 Ma
PE-57	Pliegue	Flexura Pisco		< 1.6 Ma
PE-58	Falla	Fosa Perú-Chile (Zona de Subducción de Nazca)	Inversa	Histórico (2001 y 2007)

Cadena Volcánica

La cadena volcánica en el Perú se localiza al Sur de la Cordillera Occidental con diferentes conos volcánicos activos tales como los de Ampato, Coropuna, Paucarani, Misti, Ubinas, Sarasara, etc.

La formación de las cadenas volcánicas se debe a la colisión entre los márgenes de la Placa de Nazca (margen continental) y la Placa Sudamericana (margen

oceánica). De este modo, los volcanes de la región Sur del Perú deben su origen al tipo de subducción característico de esta región, es decir, una subducción de tipo normal con mayor pendiente mediante el cual el material del manto participa en los diferentes procesos que producen el ascenso del magma; mientras que en la región Norte y Centro del Perú se presenta un ausentismo de volcanes debido a que el proceso de subducción es de tipo horizontal (Udias & Mezcuca, 1997).

2.4 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ

La distribución espacial de la sismicidad en el Perú está básicamente asociada al proceso de subducción entre placas y a las estructuras tectónicas que modifican el comportamiento sísmico de una determinada zona. Así pues, estas estructuras influyen en los cambios de sismicidad que se presentan entre uno y otro sector del territorio peruano. En tal sentido, la delimitación de sectores con características similares de sismicidad debe contemplar la localización de las principales estructuras tectónicas de un país.

Las características de la distribución espacial de la sismicidad en el Perú se han analizado ploteando en un mapa cada uno de los eventos sísmicos, examinando su distribución en profundidad y dividiéndolos en dos grupos: Los sismos de subducción (Interfase e Intraplaca) y los sismos continentales o de corteza superficial. Las Figuras 2.6 y 2.7 presentan la distribución de los eventos sísmicos para magnitudes mayores o iguales a M_s 2.

Los eventos sísmicos de subducción de interfase se distribuyen sobre el borde occidental costero del Perú, siguiendo una dirección paralela a la línea de la costa, siendo en esta zona donde se producen con relativa frecuencia eventos sísmicos de gran magnitud. Esto era de esperarse, dado que los eventos sísmicos de esta zona están estrechamente relacionados al fraccionamiento producido a causa del contacto entre placas en el proceso de subducción. Por otro lado, un segundo grupo de eventos sísmicos con foco superficial se distribuyen en el interior del continente y a diferencia de los sismos de subducción de interfase, son de menor magnitud y de menor frecuencia, presentándose notablemente entre la Cordillera Occidental y la Zona Subandina, entre casi toda la Costa Sur y el Altiplano, y en escasa proporción en la Costa Norte y Central del Perú, desapareciendo prácticamente al llegar a la zona asísmica conocida como el Llano Amazónico.

La distribución espacial de la sismicidad con foco superficial en el interior del continente permite configurar las fuentes sismogénicas asociadas a las áreas de mayor deformación. En general, estas áreas se encuentran ubicadas próximas a la costa en la Zona Andina y Subandina, siempre siguiendo la orientación de la Cordillera Andina. Los agrupamientos de sismos están presentes sobre las trazas de fallas visibles en superficie: falla de Quiches en la Cordillera Blanca (Ancash), Huaytapallana (Huancayo) y Tambomachay (Cuzco); sobre las fallas inferidas a partir de fotos satelitales, falla de Ichupampa (Moquegua y Tacna) y por la ocurrencia de grandes sismos, fallas de Moyobamba (San Martín) y Satipo (Junín) (Bernal, Tavera & Antayhua, 2002).

Los eventos sísmicos de subducción de Intraplaca se distribuyen principalmente en tres sectores marcadamente diferentes. El primer sector se extiende paralelamente a la línea de la Costa por debajo de los 8° de latitud Sur, el segundo sector se ubica en el Norte y Centro del Perú, sobre la Zona Subandina, siguiendo una orientación NW-SE y presentando una sismicidad medianamente densa con magnitudes moderadas y que eventualmente alcanzan grandes tamaños. El último y más importante sector, se distribuye sobre toda la región sur, presentando una actividad sísmica diferente, de mayor densidad y por lo general con mayores magnitudes.

Los eventos sísmicos de focos profundos (> 300 km) se distribuyen casi en su totalidad formando un pequeño grupo al Este de la frontera entre Perú y Brasil, entre los 6° y 11° de Latitud Sur, siguiendo prácticamente una orientación N-S a diferencia de los eventos restantes que se encuentran puntualmente dispersos en diferentes zonas de la región. Los eventos sísmicos profundos se caracterizan por presentar magnitudes moderadas e intensas, pero debido a su gran profundidad, estos son atenuados y prácticamente no son sentidos en superficie. En tal sentido y puesto que la naturaleza de su origen aún sigue siendo tema de investigación, los eventos sísmicos profundos no han sido considerados en el análisis del presente estudio.

La distribución de los sismos en profundidad, según las secciones mostradas en el Anexo A y señaladas en la Figura 2.8, confirman que la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana de dos modos diferentes, uno subhorizontal y otro normal. La subducción subhorizontal se presenta en las regiones del Norte y Centro del Perú (Secciones del 5 al 10), iniciándose con un

ángulo del orden de 25° a 30° hasta una profundidad promedio de 125 km a partir del cual, la placa de Nazca se desplaza de manera horizontal hasta una distancia respecto a la línea de la fosa, de 750 km en la región Norte (Secciones del 4 al 7) y 550 km en la región Centro (Secciones 8, 9 y 10). En la sección 8 y a una distancia de 550 km desde la fosa, se observa que la distribución de los sismos cambia su tendencia llegando a alcanzar profundidades de 175 km; según Bernal (2002), la placa de Nazca estaría soportando un hundimiento que puede ser asociado a una posible y futura ruptura de la placa oceánica. En las secciones 11 y 12 de la región Sur, la parte horizontal de la placa de Nazca disminuye alcanzando una distancia respecto de la línea de la fosa de 450 km y la distribución de sismos alcanzan profundidades de 125 km (Sección 11) y 150 km (Sección 12).

El segundo modo de subducción se presenta en la región Sur del Perú a partir de las secciones 13 y 14, en donde la placa de Nazca subduciría con un ángulo de 30° en forma continua hasta una profundidad de 250 km y hasta una distancia de 450 km respecto de la línea de la fosa. De este modo la contorsión de la placa de Nazca se presentaría en el límite de las secciones 12 y 13 (Arequipa), a la altura de la Fractura de Nazca y en dirección perpendicular a la fosa.

En general, la actividad sísmica varía de Norte a Sur, aumentando específicamente en la costa a la altura de la Fractura Virú e incrementándose en mayor medida a partir de la Dorsal de Nazca, la Fractura de Nazca y la deflexión de Abancay, por lo que la región Sur del Perú ha sido siempre una zona altamente sísmica.



Figura 2.1: Proceso de Subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana frente a la costa peruana.

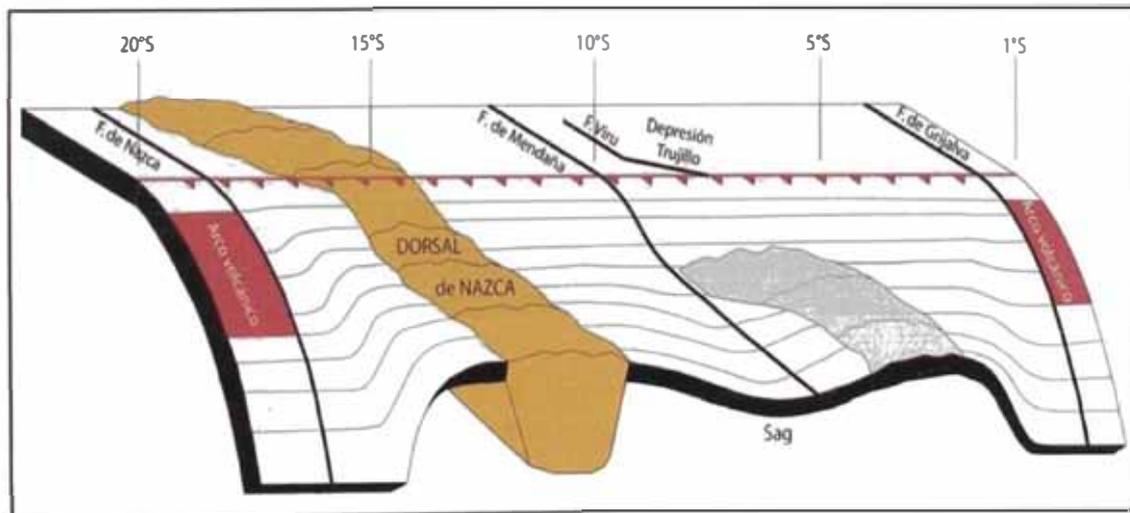


Figura 2.2: Vista tridimensional de las estructuras tectónicas de la Placa de Nazca.

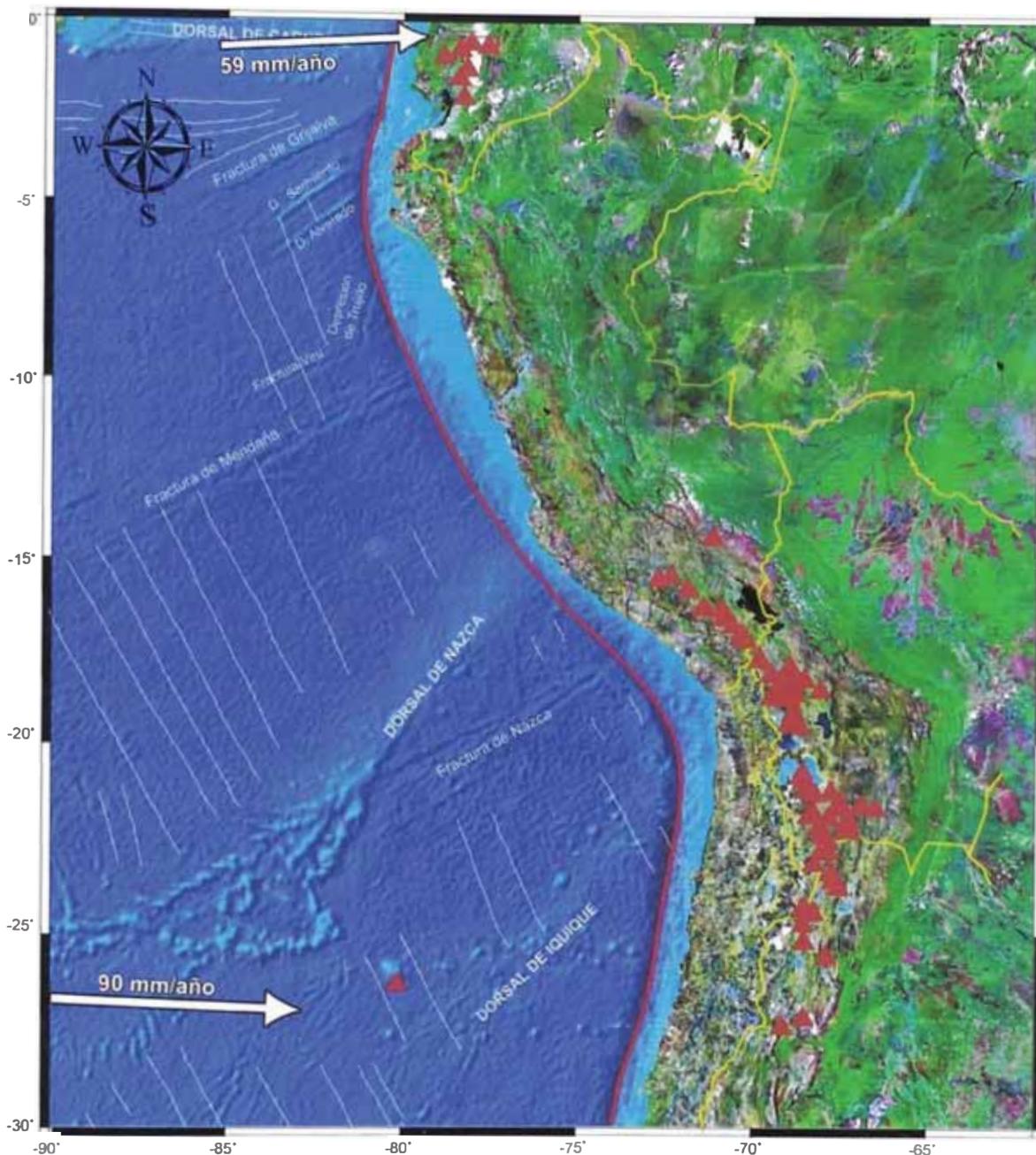


Figura 2.3: Configuración Geométrica de la Placa de Nazca (estructuras lineales o rasgos tectónicos). Subducción generalizada de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. La línea roja representa la Fosa Perú - Chile. Las flechas blancas indican el movimiento relativo de las placas. Las zonas de vulcanismo activo en los últimos 10 000 años están indicadas por los triángulos rojos.

- 1 Talud Inferior.
- 2 Talud Superior.
- 3 Plataforma Continental.
- 4 Zona Costanera.
- 5 Pie de Monte Pacífico.
- 6 Cordillera Occidental.
- 7 Cordillera Oriental.
- 8 Altiplano.
- 9 Zona Subandina.
- 10 Llanura Amazónica.

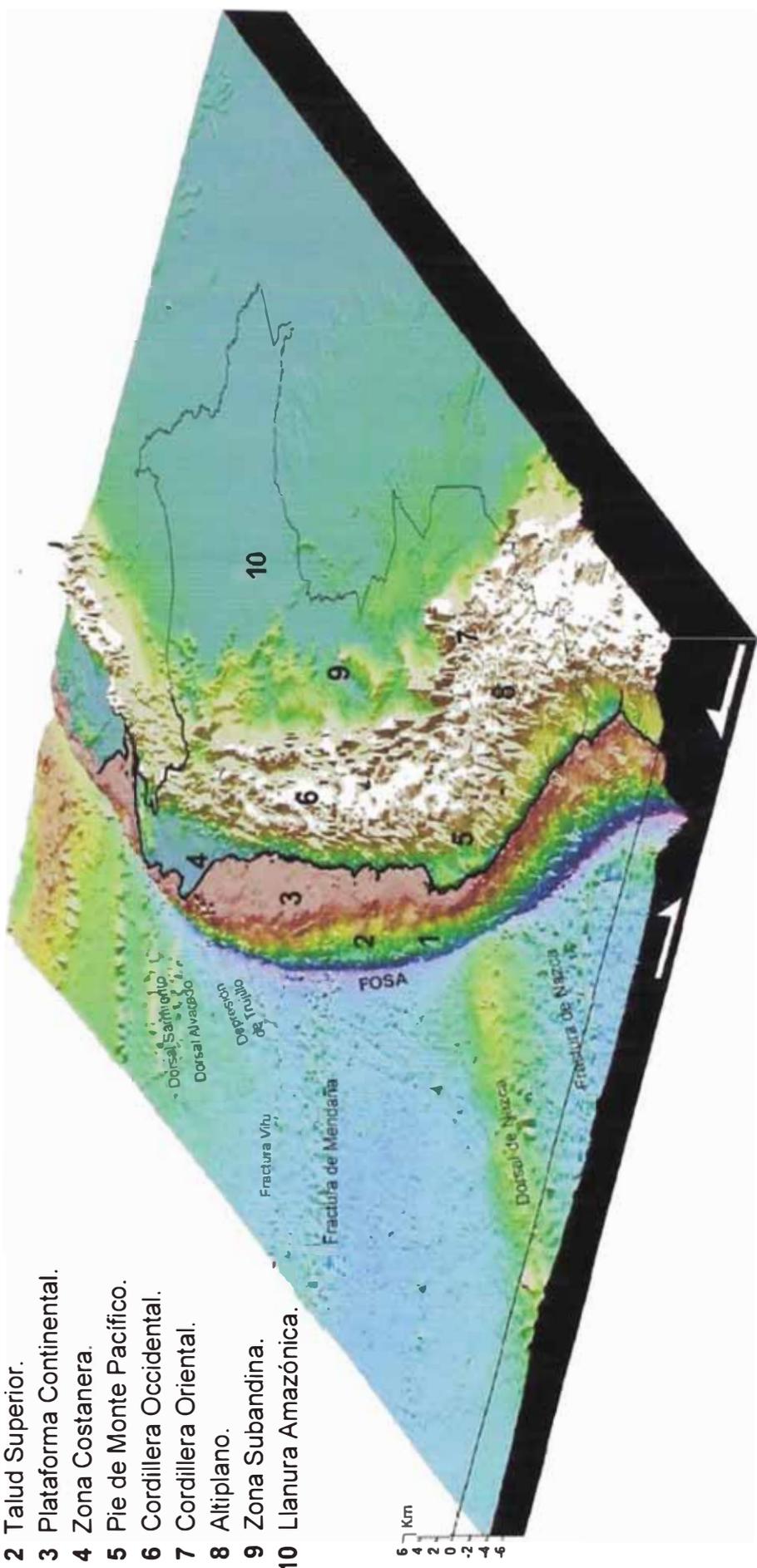


Figura 2.4: Configuración estructural de la Placa Sudamericana en el Perú. Los datos de batimetría y topografía fueron obtenidos de Smith & Sandwell (1997), y fueron computados en el software GMT – Generic Mapping Tools (Wessel & Smith, 1998).

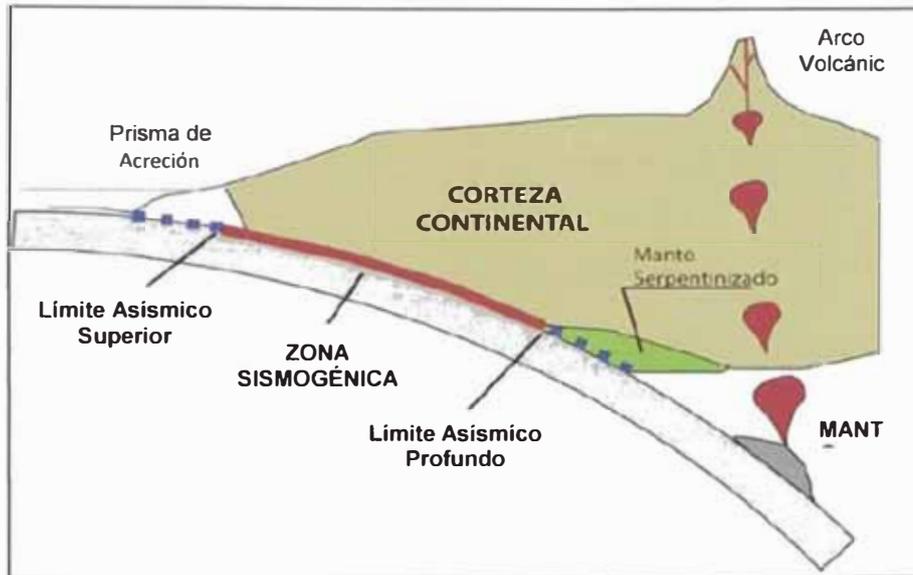


Figura 2.5: Límites asísmicos de la Zona Sismogénica del Perú (Shimamoto et al., 1993).

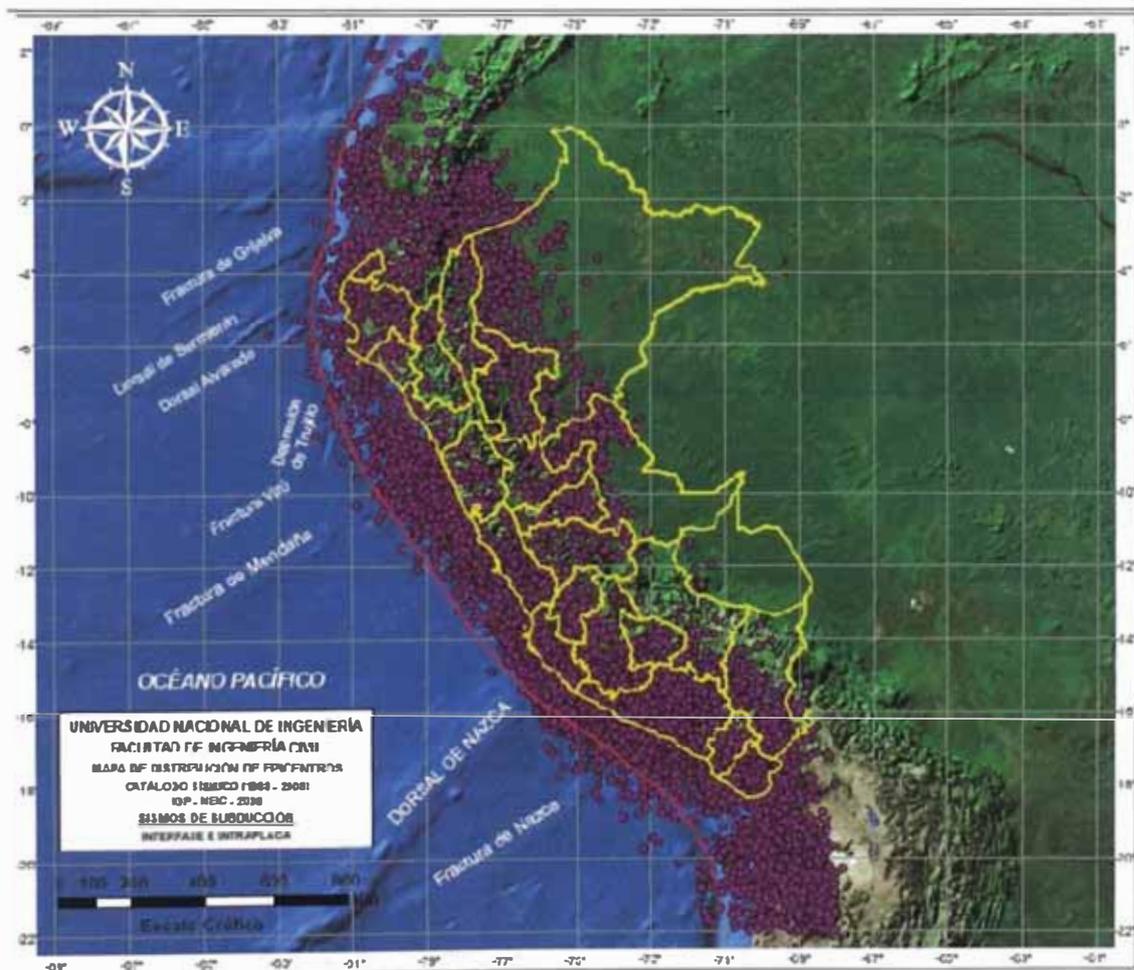


Figura 2.6: Distribución de Sismos de Subducción: Interfase e Intraplaca.

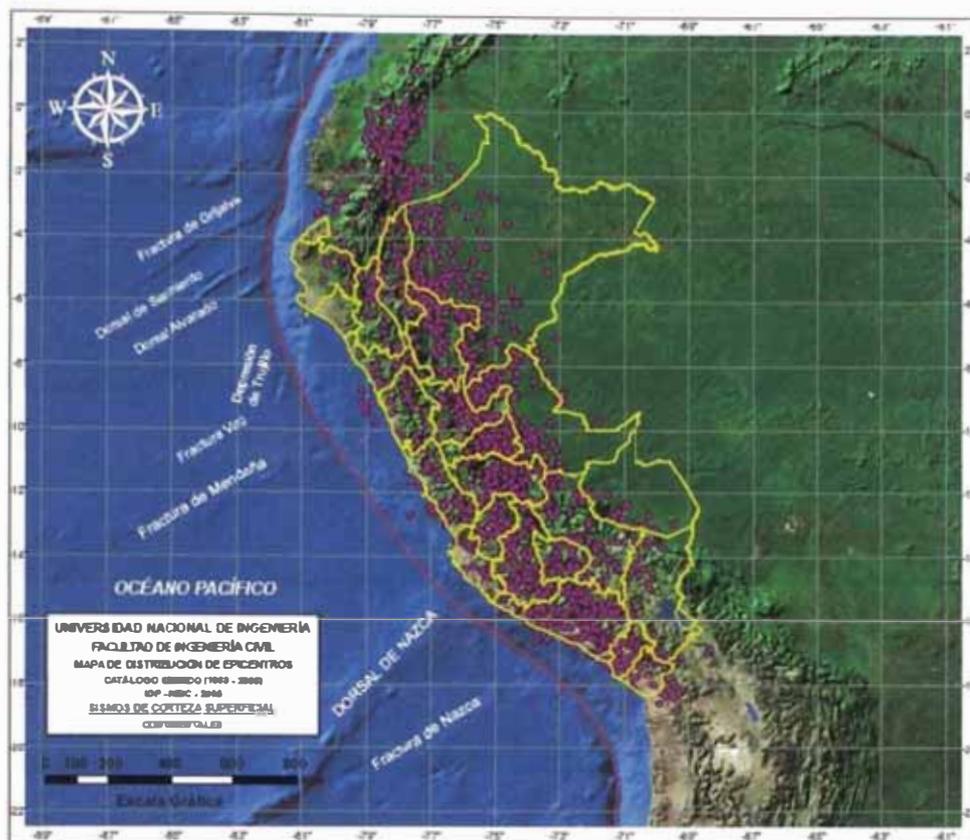


Figura 2.7: Distribución de Sismos de Corteza Superficial: Continentales.



Figura 2.8: Mapa de distribución de secciones transversales a la Fosa.

CAPÍTULO III

3 DEFINICIÓN DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS Y EVALUACIÓN DE SUS PARÁMETROS SISMOLOGÍCOS

3.1 AREA DE ESTUDIO

El área del estudio del presente trabajo comprende las coordenadas latitud -22°S a 2°N y longitud -83°W a -67°W . De este modo, se realiza un estudio regional de la actividad sísmica del Perú para evaluar el peligro sísmico en todo el territorio nacional.

3.2 RECOPIACIÓN DE LOS REGISTROS SÍSMICOS

3.2.1 Sismicidad Histórica

Los registros de sismicidad histórica o pre-instrumental pueden ayudar a identificar características sísmicas de un determinado lugar. La información sobre la sismicidad histórica del Perú se remonta a los años 1513 - 1532 y la calidad de los datos está principalmente en función a la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por eventos sísmicos. Por otro lado, los registros históricos de los efectos de los movimientos sísmicos pueden confirmar la ocurrencia de eventos sísmicos pasados y estimar la distribución geográfica de sus intensidades.

La recopilación de suficiente información en los registros de sismicidad histórica puede permitir la determinación de intensidades máximas en la zona, estimar el epicentro y la magnitud del sismo. Además, dado que los registros históricos poseen información de la fecha en que ocurrió un sismo, pueden ser utilizados para evaluar la tasa de recurrencia sísmica y la sismicidad de una determinada area.

La recopilación más completa de la sismicidad histórica ha sido realizada por Silgado (1978 y 1992) y Dorbath et al. (1990b), encontrándose recopilada y catalogada desde el siglo XVI hasta el siglo XIX, período durante el cual los cronistas y gobernantes de la época catalogaron los datos en crónicas, narraciones e informes con una descripción visual de los eventos y sus consecuentes daños. Obviamente, estas descripciones no cubren los eventos

producidos en ciudades remotas de la Zona Subandina y de los Altos Andes, y carecen de los parámetros sísmicos más importantes. En la Figura 3.1 y en la Tabla 3.1 se muestra los terremotos más importantes ocurridos en el Perú según Silgado (1978). Así mismo, se observa en esta figura como los terremotos se distribuyen principalmente a lo largo del borde occidental costero (Centro y Sur del Perú), probablemente debido a que estas regiones concentraban la mayor población y albergaban las más importantes ciudades después del siglo XVI. La mayoría de estos terremotos causaron maremotos de diferentes intensidades, algunos produciendo daños a lo largo de la costa occidental sudamericana (desde los 9°S hasta 37°S de latitud) y otros en diversos lugares alrededor del Pacífico (Montessus de Ballore, 1911). De la sismicidad histórica registrada, en el interior del Perú han ocurrido sólo cuatro terremotos: en 1650 (Cuzco, I = X MM), 1946 (Quiches, Siguas, I = IX MM), en 1947 (Satipo, I = VIII MM) y en 1950 (Cuzco, I = VII MM). Con el objetivo de poder comparar los sismos históricos más importantes con los recientes, Silgado (1978) obtuvo valores de magnitud ("Magnitud Silgado") a partir del área de intensidad máxima. Posteriormente, Dorbath et al. (1990) realizaron una revisión de estas intensidades y una evaluación de los más notables maremotos con el fin de recalcular los valores de magnitud. La profundidad de la mayor parte de estos terremotos no ha podido ser determinada.

Según Silgado (1978) y Dorbath et al. (1990) los terremotos registrados más grandes en la Costa Central del Perú son: el de 1586 (primer gran terremoto con documentación histórica), el de 1687 y el de 1746 que destruyeron completamente la ciudad de Lima y generaron maremotos con olas que alcanzaron de 15 a 20 m de altura. Durante el período de 1513 a 1959, la ciudad de Lima fue destruida sucesivamente por un total de 15 terremotos (Silgado, 1978). Los terremotos más notables en la región Sur son los ocurridos en los años 1604, 1784 y 1868, siendo este último el mejor documentado y descrito a detalle por Montessus de Ballore (1911) y Vargas (1922). Dichos eventos destruyeron las principales ciudades del Sur del Perú (Arequipa, Moquegua, Tacna y Puno) y al Norte de Chile (Arica e Iquique). Por otro lado, el terremoto de 1868 (I = X MM) fue sentido desde Guayaquil en Ecuador hasta Concepción en Chile, generando un maremoto que alcanzó una altura de hasta 14 m (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990). En la región andina, el único terremoto histórico documentado es el del año 1650, que azotó y destruyó la ciudad del

Cuzco y fue sentido en Lima, Arequipa y La Paz. Finalmente, en la zona central, el terremoto ocurrido en 1947 llegó a afectar un área máxima de 4 000 km² y fue sentido en casi todo el territorio peruano.

Tabla 3.1: Principales terremotos ocurridos en el Perú entre los años 1513 y 1959 (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990).

Fecha (dd-mm-aa)	Latitud	Longitud	I (MM)	M (Silgado)
22-01-1582	-16.3	-73.3	X*	7.9
09-07-1586	-12.2	-77.7	IX*	8.1
24-11-1604	-18.0	-71.5	IX*	8.4
14-02-1619	-8.0	-79.2	IX	7.8
31-03-1650	-13.8	-72.0	X	7.2
13-11-1655	-12.0	-77.4	IX	7.4
12-05-1664	-14.0	-76.0	X*	7.8
17-06-1678	-12.3	-77.8	IX*	-
20-10-1687	-13.0	-77.5	IX*	8.2
28-10-1746	-11.6	-77.5	X*	8.4
13-05-1784	-16.5	-72.0	X*	8.0
07-12-1806	-12.0	-78.0	VIII	7.5
10-07-1821	-16.0	-73.0	VIII	7.9
18-09-1833	-18.2	-71.0	VIII	-
13-08-1868	-18.5	-71.2	X*	8.6
09-05-1877	-19.5	-71.0	VIII	7.5
28-07-1913	-17.0	-73.0	IX	7.0
06-08-1913	-17.0	-74.0	X	7.7
24-05-1940	-10.5	-77.6	VIII*	8.2
24-08-1942	-15.0	-76.0	IX*	8.4
10-11-1946	-8.3	-77.8	X	7.2
01-11-1947	-11.0	75.0	IX	7.5
21-05-1950	-14.4	-72.1	VII	6.0
12-12-1953	-3.6	-80.5	VIII	7.7

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

3.2.2 Sismicidad Instrumental

Los registros instrumentales representan la mejor información disponible para la identificación y evaluación de las fuentes sismogénicas. Estos registros han sido obtenidos desde los inicios del siglo XX, es decir desde aproximadamente el año 1900. Sin embargo, muchos de los que fueron registrados antes del año 1960 se encuentran incompletos o no presentan una buena calidad. Por el contrario, a partir del año 1963, la calidad de la información sísmica instrumental ha mejorado en el Perú con la instalación de la red sismográfica mundial. En tal sentido, la ubicación de hipocentros ha mejorado recientemente por lo que puede considerarse los siguientes períodos en la obtención de los datos sismológicos.

- a) Antes de 1900: Se posee datos históricos descriptivos de sísmicos destructores.
- b) Entre 1900 y 1963: Se posee datos instrumentales aproximados.
- c) Entre 1963 y 2008: Se posee datos instrumentales más precisos.

La limitación más significativa de la sismicidad instrumental es el corto período de tiempo de observación y recopilación de los registros de eventos sísmicos en comparación con los largos períodos de recurrencia de grandes sismos. Por otro lado, la localización instrumental del alineamiento de los epicentros o hipocentros indica la existencia de fuentes sismogénicas y además el análisis de las réplicas de sismos puede ayudar significativamente en la delimitación de las fuentes.

La información sismológica instrumental en el Perú se encuentra recopilada en el catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (Red Sísmica Nacional), en el catálogo telesísmico del National Earthquake Information Center - NEIC, (Red Sismográfica Global) y en la base de datos sísmica del proyecto SISRA (Sismicidad de la Región Andina, 1985) que tiene eventos registrados a partir del año 1900. Este último fue actualizado en primera instancia hasta el año 1990, con datos verificados por el International Seismological Center (ISC) y

posteriormente fue nuevamente actualizado hasta el año 1997 a través del proyecto CONCYTEC.

3.2.2.1 La Red Sísmica Nacional

La Red Sísmica Nacional consta de 31 estaciones distribuidas en casi todo el territorio peruano (Figura 3.2), de las cuales 20 estaciones se encuentran equipadas con sismómetros de período corto de tres y una componente y las otras poseen sismómetros de banda ancha del tipo Reftek. Adicionalmente, una estación de período largo de tres componentes instalada en Ñaña (Lima) y 7 estaciones acelerográficas instaladas en el Complejo Hidrológico del Mantaro, en la sede central del IGP, en la Universidad Nacional de Trujillo y en la Universidad Católica en Lima, también forman parte de la Red Sísmica Nacional. Las señales sísmicas captadas por los sismómetros de período corto (SP) son tratadas analógicamente y transmitidas por radio en tiempo real a la sede central del Instituto Geofísico del Perú (IGP), donde son registradas en formato digital haciendo uso de un convertidor analógico/digital (Bernal, 2002).

Las señales de las estaciones de tipo Reftek son almacenadas en campo y otras son transferidas a la sede central vía línea telefónica. Los sismómetros de período corto (PC) permiten registrar frecuencias altas, característico en sismos locales. Los sismómetros de Banda Ancha poseen rangos de frecuencia de 0.03 a 50 y 100 Hz. Los sismómetros de período largo registran frecuencias bajas entre 0.033 y 0.066 Hz y son generalmente utilizados para la detección y registro de ondas de superficie. Los acelerómetros (SM) registran frecuencias altas originadas por sismos de magnitud considerable en función al rango de profundidad; la sensibilidad de estos equipos ha sido ajustada a 0.25 y 0.5g.

La transmisión de los datos registrados por la Red Sísmica Nacional se realiza de dos formas:

Por telemetría, permite tener los datos en tiempo real. Este tipo de información es utilizada para un procesamiento rápido de los sismos sensibles.

Por acceso remoto, se realiza mediante interrogación vía línea telefónica y es utilizado únicamente cuando el evento sísmico ha registrado al menos una intensidad de III en la escala de Mercalli Modificada (MM).

Los errores más frecuentes en los parámetros sísmicos del catálogo de la Red Sísmica Nacional son originados por problemas en el modo de su determinación o en la compilación de información, entre los que se encuentran:

- a) Cambios en el reporte de los parámetros de algún evento sísmico.
- b) Instalación o Remoción de estaciones sismográficas.
- c) Adición o eliminación de información proveniente de redes sísmicas locales.

3.2.2.2 La Red Sísmica Global

La Red Sismográfica Global (Global Sismograph Network) fue instalada en el año 1965 y es mantenida en cooperación mutua de las Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS), el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y la National Science Foundation (NSF). Dada la gran importancia de los eventos sísmicos que se registran en el mundo, actualmente las estaciones sísmicas han sido renovadas para operar indefinidamente.

La Red Sísmica Global ha sido diseñada para obtener información de alta calidad de manera digital. Cuenta en total con 128 estaciones ubicadas en más de 80 países en todos los continentes (Figura 3.3). Su manejo y mantenimiento recae principalmente en el Laboratorio Sismológico de la USGS en Albuquerque (New Mexico, USA) y la Universidad de California (San Diego – USA). Muchas de estas estaciones también son utilizadas para monitorear Tsunamis, erupciones volcánicas y explosiones nucleares en todo el mundo. Los datos de la Red Sísmica Global son utilizados por investigadores para analizar y construir modelos en tres dimensiones del interior de la tierra con la finalidad de localizar con alta precisión los parámetros sísmicos de grandes terremotos (mayores que 6.5 Mw).

3.2.3 Data Sísmica Utilizada

La Data Sísmica utilizada en el presente estudio ha sido obtenida de la compilación de dos catálogos sísmicos: El catálogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el catálogo de la National Earthquake Information Center (NEIC). A continuación se presenta una breve descripción de cada uno de estos catálogos.

3.2.3.1 Catálogo local permanente: Instituto Geofísico del Perú (IGP)

Los datos registrados en el Catálogo local permanente IGP han sido recopilados mediante la transmisión de la información sísmica en dos modos: Por telemetría, lo cual permite obtener los datos en tiempo real y procesar rápidamente los sismos sensibles. Por transmisión de datos a través de acceso remoto, la cual consiste en una interrogación por línea telefónica y se aplica sólo en el caso que el sismo haya sido sentido al menos con una intensidad III MM (Mercali Modificada). La data utilizada comprende el período 1901 a 2008 y posee una mayor cantidad de eventos sísmicos registrados.

3.2.3.2 Catálogo Telesísmico: National Earthquake Information Center (NEIC)

Los datos registrados en el Catálogo Telesísmico NEIC han sido obtenidos teleméricamente mediante las 3000 estaciones sísmicas instaladas en todo el mundo. En comparación con el Catálogo Local IGP, el rango de error en la determinación de los parámetros sísmicos es mayor para eventos de baja magnitud (< 4 Mw), debido a que para estos datos la calidad de la señal disminuye a medida que la información se perturba y se mezcla con ruidos en su largo recorrido hasta los receptores sismográficos. La data utilizada comprende el período 1976 a 2008, es decir a partir del año de inicio de recopilación de eventos sísmicos hasta la actualidad.

El catálogo resultante contiene 13042 eventos sísmicos registrados entre los años 1963 y 2008 con magnitudes que oscilan entre 3.2 a 8.4 Mw (Magnitud Momento).

3.3 CONSISTENCIA Y HOMOGENIZACIÓN DE LA BASE DE DATOS

3.3.1 Consistencia del catálogo sísmico compilado

Para estudiar la consistencia del reporte sísmico en el Perú, se analizó la data compilada utilizando el software para el análisis de sismicidad ZMAP V.6.0 (Wiemer, 2001). El catálogo sísmico fue analizado gráfica y estadísticamente considerando el tiempo, la profundidad y la magnitud de los eventos sísmicos registrados en el área de estudio.

La Figura 3.4 muestra la distribución de los eventos sísmicos en función del tiempo y en ella se observa que a partir del año 1940 se inicia un incremento en la capacidad de detección de la sismicidad en el Perú, la cual se ve reforzada en el año 1963 con la instalación de la red sismográfica mundial. Por consiguiente, es a partir de ese año que mejora la calidad de la información sísmica instrumental en el Perú, por lo que la ubicación de hipocentros presenta una mayor precisión en tiempos recientes. En tal sentido y dado al mayor número de eventos que aparecen en el catálogo con un reporte más homogéneo y continuo de los datos, el análisis de la sismicidad en la región de estudio se ha realizado para el período comprendido entre los años 1963-2008. La distribución de los sismos en función del tiempo para este período se muestra en la Figura 3.5.

Por otro lado, la Figura 3.6 muestra un histograma de profundidades para todo el Catálogo Sísmico a partir del año 1963, cuyo propósito es la identificación de eventos con una ubicación hipocentral distorsionada o asignada arbitrariamente a causa de errores o limitaciones de detección y que puedan influir significativamente en los resultados que se persigue. En tal sentido, se ha optado por depurar del catálogo aquellos eventos ubicados a una profundidad de 33 km a excepción de los que presentan una gran magnitud, en vista de la gran desviación que presentan con respecto a las demás. La Figura 3.7 muestra el histograma de profundidades después de haber depurado los eventos de 33 km de profundidad.

Finalmente, la Figura 3.8 muestra un histograma de magnitudes con una distribución coherente y acorde a las características sísmicas del País, en la que se observa que la gran mayoría de eventos sísmicos presentan magnitudes comprendidas entre 4 y 5 M_w , un menor pero considerable grupo de eventos registran magnitudes de 5 a 6 M_w y finalmente se identifica un grupo menor de eventos con magnitudes que llegan hasta los 8.4 M_w que han ocasionado grandes tragedias en la historia sísmica del Perú.

3.3.2 Homogenización del catálogo sísmico compilado

Los eventos sísmicos compilados de los catálogos del IGP y del NEIC han sido originalmente reportados, en su gran mayoría, con magnitudes m_b y M_s . Sólo los eventos de magnitudes importantes han sido reportados en M_w a fin de evitar el fenómeno de saturación y por lo dificultoso que implica su estimación. Sin

embargo, para la determinación de los parámetros sismológicos, es necesario contar con eventos sísmicos en una misma escala de magnitud. Por otro lado, la tendencia actual para el reporte de sismos en M_w es cada vez más amplia y los modelos o leyes de atenuación para ordenadas espectrales más recientes se basan en esta escala de magnitud. Visto esto, se decidió homogenizar el catálogo sísmico a Magnitud Momento (M_w) utilizando expresiones que correlacionan las escalas de magnitud m_b , M_s y M_w . A continuación se hace referencia a las expresiones utilizadas en el presente trabajo para homogenizar el catálogo sísmico:

3.3.2.1 Correlación entre las escalas de magnitud m_b y M_s

Para convertir los eventos reportados de magnitudes m_b a M_s se utilizó las expresiones determinadas en el proyecto PILOTO “Seismic Hazard Assessment in the Northern Andes” (GSHAP), patrocinado por la Unión Europea (Ct.94-0103) para producir un análisis de peligro sísmico unificado para la Región Andina. Este proyecto, propuesto bajo la iniciativa del Centro Regional de Sismología para América Latina (CERESIS), fue implementado en 3 años (1995-1997) y en él cooperaron cinco países andinos (Bolivia, Ecuador, Colombia, Venezuela y Perú) y cuatro países europeos (Italia, España, Holanda y Alemania). Las expresiones del GSHAP utilizadas en este estudio para los fines que se persiguen son las siguientes:

$$M_s = 1.644 m_b - 3.753 \quad m_b < 5.9 \quad \dots\dots\dots (3.3)$$

$$M_s = 2.763 m_b - 10.301 \quad m_b \geq 5.9 \quad \dots\dots\dots (3.4)$$

3.3.2.2 Correlación entre las escalas de magnitud M_s y M_w

Para convertir los eventos reportados de magnitudes M_s a M_w , se utilizó las expresiones determinadas por Scordilis (2006) y referidas por el International Seismological Center (ISC) en el artículo denominado “Seismicity parameters for Engineering Applications Help”. Las relaciones empleadas se presentan a continuación:

$$M_w = 0.67 (\pm 0.005) M_s + 2.07 (\pm 0.03) \quad 3.0 \leq M_s \leq 6.1 \quad \dots\dots\dots (3.5)$$

$$M_w = 0.99 (\pm 0.02) M_s + 0.08 (\pm 0.13) \quad 6.2 \leq M_s \leq 8.2 \quad \dots\dots\dots (3.6)$$

3.4 DELIMITACIÓN DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS

Para fines de un estudio de Peligro Sísmico se define como fuente sismogénica a aquella línea, zona o volumen geográfico que tenga similitudes geológicas, geofísicas y sísmicas tales que se pueda considerar que posee un potencial sísmico homogéneo en toda la fuente, es decir, en las que el proceso de generación y recurrencia de sismos es espacial y temporalmente homogéneo. Las fuentes sismogénicas cumplen un papel fundamental en la evaluación del peligro sísmico de una región determinada, de modo que los resultados finales evidentemente dependen de una adecuada delimitación.

Para la identificación de las fuentes sismogénicas se han analizado en el Capítulo II las características de la sismicidad en el Perú asociadas al proceso de subducción y a la deformación continental. Es decir, en base a la Neotectónica y la distribución espacial de los sismos se han identificado zonas en las que se modifica el comportamiento de la sismicidad entre una y otra región. Las Figuras 3.9 y 3.10 muestran un mapa de resolución sísmica generado en el software para el análisis de sismicidad ZMAP V.6.0 (Wiemer, 2001), en base a la distribución espacial de los sismos de subducción y continentales, utilizando una malla nodal con divisiones de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ para toda el área de estudio y calculando el radio necesario para tomar los 100 eventos sísmicos más cercanos en cada punto nodal. Los radios varían inversamente proporcional con la concentración de sismos registrados en una determinada área y son visualmente diferenciados por una escala de colores.

Para la definición de las fuentes sismogénicas de subducción de Interfase e Intraplaca, se consideró el cambio de sismicidad que ocurre a la altura de la Fractura Virú y la Depresión de Trujillo, la influencia de la Dorsal de Nazca y las contorsiones que sufre la placa de Nazca al Norte (Ecuador) y Sur del Perú (altura de la Fractura de Nazca - Arequipa) de acuerdo a las secciones mostradas en el Anexo A y según las tendencias medias de sismicidad presentadas por Quispe, Tavera & Bernal (2003).

La definición de las fuentes sismogénicas continentales está asociada a deformaciones corticales, agrupaciones de sismos presentes en diversos sistemas de fallas (Bernal, Tavera & Antayhua, 2002) y en general a la actividad sísmica superficial producto del reacomodo interno de la corteza por

concentraciones de esfuerzos generados de la interacción de los límites de la placas de Nazca y Sudamericana en el proceso de subducción.

Además, en la definición de las fuentes de ambos tipos (subducción y continentales) se utilizaron datos disponibles de mecanismos focales obtenidos del catálogo telesísmico del CMT - Universidad de Harvard (Figura 3.11) y los datos publicados en el trabajo "Inferences on the Geometry of the Nazca Plate in Northwestern Perú Based on Data Collected by a Local Seismograph Network" (Figura 3.12) desarrollado por Tavera, Vilca y Marín (2006).

En total se definieron 20 fuentes sismogénicas. Las fuentes 1, 2, 3, 4 y 5 representan la sismicidad de subducción de interfase. Las fuentes 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 y 14 representan la sismicidad de subducción de intraplaca. Las fuentes 15, 16, 17, 18, 19 y 20 representan la sismicidad de corteza superficial en el interior de la placa Sudamericana. Las fuentes de subducción de interfase y las fuentes continentales fueron definidas considerando las fuentes propuestas por Castillo y Alva (1993). Las Figuras Nº 3.13 y 3.14 muestran el mapa de resolución sísmica con las fuentes de subducción y continentales superpuestas. Las Figuras 3.15 y 3.16 muestran la ubicación de las fuentes sismogénicas de subducción y continentales en un mapa departamental del Perú. Las coordenadas de las fuentes se presentan en las Tablas 3.3, 3.4 y 3.5 del numeral 3.7 desarrollado más adelante en el presente capítulo.

3.5 DEPURACIÓN DEL CATÁLOGO SÍSMICO

Para cumplir los requerimientos de una distribución de Poisson, asumida como representativa de la distribución del tiempo de ocurrencia de sismos, se realizó la depuración de los eventos sísmicos dependientes. Dado que la mayoría de los eventos dependientes son réplicas, se utilizó el algoritmo desarrollado en el proyecto PILOTO "Seismic hazard assessment in the Northern Andes" (GSHAP) basado en la relación de Maeda (1996). Las relaciones de este algoritmo que establecen el criterio espacial y temporal para eliminar réplicas del catálogo sísmico original son:

- En cuanto a la distancia: $L \leq 10^{(0.5Mm - 1.8)}$ (3.7)
- En cuanto al tiempo: $t \leq 10^{(0.17 + 0.85(Mm - 4.0))/1.3} - 0.3$ (3.8)
- En cuanto a la magnitud: $Ma < Mm - 1.0$ (3.9)

Donde L , t , Mm y Ma 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.

3.6 DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS SISMOLÓGICOS DE CADA FUENTE

En el análisis de peligro sísmico, los parámetros sismológicos caracterizan las fuentes sismogénicas en base a la actividad sísmica que presentan en el tiempo, es decir, la determinación de los parámetros sismológicos de una fuente determinada contempla la evaluación de la recurrencia sísmica de ésta.

3.6.1 Evaluación de la recurrencia sísmica

Para evaluar la variabilidad de las magnitudes de los eventos sísmicos que cada fuente pueda generar es indispensable evaluar 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 definida por la pendiente de la relación de recurrencia de Gutenberg y Richter (b), la tasa media anual de actividad sísmica (λ_0), la magnitud mínima (M_0) y la magnitud máxima (M_{max}).

La expresión que define la relación de recurrencia de la actividad sísmica de un determinado lugar es:

$$\text{Log } N = a - bM \quad \dots\dots\dots (3.10)$$

Donde N es el número de sismos con magnitud mayor o igual a M , y a y b son constantes. El valor a describe la actividad o productividad sísmica (log del número de eventos con $M=0$). El valor b , el cual es típicamente cercano a 1 (Zúñiga y Wyss, 2001), es un parámetro tectónico que describe la abundancia relativa de grandes a pequeños eventos. Esta expresión fue reconocida primero en Japón por Ishimoto e Iida (1939) y posteriormente en California por Gutenberg y Richter (1944).

La ecuación 3.10 se puede expresar también de la siguiente forma:

$$N = \Gamma_0 e^{-\beta M} \quad \dots\dots\dots (3.11)$$

Donde: $\Gamma_0 = 10^a$; es el número de sismos por unidad de tiempo con $M > 0$
 $\beta = b \times \text{Ln}10$ (3.12)

Zúñiga y Wyss (2001) proponen que el valor absoluto de b depende también de la escala de magnitud usada, ya que hay una clara evidencia de que las escalas de magnitud cambian cuando se introduce una nueva instrumentación y/o nuevos procedimientos de análisis en la misma forma en que se modifica con el tiempo, y esto afecta las distribuciones de frecuencia-magnitud.

Para el análisis estadístico de los parámetros de recurrencia se utilizó el método de mínimos cuadrados que ajusta los valores a una recta en función a la densidad de datos que se tiene. Los datos empleados para el cálculo de los parámetros a y b se encuentran dentro del rango de valores de la magnitud mínima y máxima.

La tasa λ_0 es la tasa media anual de ocurrencia de eventos mayores o iguales que la magnitud mínima de homogeneidad. La magnitud mínima de homogeneidad (M_0) de un conjunto de eventos se determina mediante la gráfica de número acumulativo de eventos versus magnitud y se define como el nivel para el cual los datos caen linealmente por debajo de ésta. Estos datos son ajustados a una línea recta que define los valores de a y b .

Para determinar M_{\max} , magnitud máxima probable que puede ser liberada como energía sísmica (McGuire, 1974), fueron adoptados varios criterios:

- Cuando un gran sismo histórico (magnitud ≥ 8.0) fue registrado en el catálogo, esta magnitud fue elegida.
- Cuando no fue registrado un gran sismo, el máximo sismo histórico aumentado en 0.5 unidades en magnitud fue seleccionado como el sismo de magnitud máxima.
- Cuando aparecieron dudas respecto a las magnitudes históricas y algún tipo de indicación o evidencia geológica o neotectónica estuvo presente, criterios de expertos fueron privilegiados.

Para determinar las profundidades representativas de los hipocentros de las fuentes sismogénicas se utilizaron las secciones transversales a la Fosa Perú-Chile más próximas a los vértices de las fuentes, de tal manera que se modele la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana.

Las Tablas 3.2, 3.3, 3.4 y 3.5 muestran los parámetros sismológicos de recurrencia, las profundidades y coordenadas de las fuentes de subducción de interfase e intraplaca y de las fuentes continentales respectivamente, utilizados en la evaluación del peligro sísmico. En el Anexo B se presentan los cálculos realizados en cada una de las fuentes para determinar los parámetros sismológicos.

Tabla 3.2: Parámetros sismológicos de las fuentes sismogénicas.

Fuente	Mw			
	M _{min}	M _{máx}	β	Tasa
F 1	4.2	8.3	1.492	3.014
F 2	4.5	8.2	2.128	4.750
F 3	4.6	8.4	1.292	8.683
F 4	4.5	8.4	1.672	7.132
F 5	4.5	8.4	1.973	8.320
F 6	4.4	6.5	2.001	1.104
F 7	4.3	7.1	2.220	2.722
F 8	4.3	7.1	1.879	3.754
F 9	4.5	7.8	2.070	3.591
F 10	4.9	7.8	2.022	11.211
F 11	4.5	7.5	1.271	4.421
F 12	4.1	7.1	1.962	3.099
F 13	4.6	7.5	2.079	2.145
F 14	4.8	7.3	1.810	4.650
F 15	4.4	6.3	2.385	0.782
F 16	4.8	6.9	2.977	1.890
F 17	4.6	7.5	1.842	1.966
F 18	4.6	7.4	1.881	2.220
F 19	4.8	7.2	2.450	2.589
F 20	4.3	6.9	2.010	1.409

Tabla 3.3: Coordenadas y profundidades de las Fuentes de Subducción de Interfase.

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (km)
	Longitud	Latitud	
F1	-80.323	2.000	25
F1	-78.408	2.000	60
F1	-80.044	-2.448	60
F1	-81.284	-2.448	25
F1	-81.284	-0.595	25

Fuente	Coordenadas Geográficas		Profundidad (km)
	Longitud	Latitud	
F2	-80.821	-2.448	25
F2	-79.310	-2.448	50
F2	-80.214	-3.622	50
F2	-80.670	-5.420	50
F2	-79.156	-7.834	60
F2	-81.050	-8.931	25
F2	-81.693	-7.632	25
F2	-82.088	-6.198	25
F2	-82.000	-3.760	25
F3	-81.050	-8.931	30
F3	-79.156	-7.834	75
F3	-75.998	-13.999	75
F3	-77.028	-14.811	30
F4	-77.028	-14.811	30
F4	-75.998	-13.999	75
F4	-72.914	-16.397	75
F4	-74.063	-17.768	30
F4	-75.684	-16.501	30
F5	-74.063	-17.768	30
F5	-72.914	-16.397	60
F5	-71.427	-17.553	60
F5	-69.641	-18.721	70
F5	-69.627	-22.000	70
F5	-71.586	-22.000	30
F5	-71.617	-19.680	30

Tabla 3.4: Coordenadas y profundidades de las Fuentes de Subducción de Intraplaca.

Fuente	Cordenadas Geográficas		Profundidad (km)
	Longitud	Latitud	
F6	-78.408	2.000	60
F6	-76.644	2.000	135
F6	-78.593	-2.448	150
F6	-80.044	-2.448	60
F7	-79.310	-2.448	50
F7	-78.593	-2.448	100
F7	-78.449	-5.045	125
F7	-77.429	-6.720	125
F7	-79.156	-7.834	60

Fuente	Cordenadas Geográficas		Profundidad (km)
	Longitud	Latitud	
F7	-80.670	-5.420	50
F7	-80.214	-3.622	50
F8	-79.156	-7.834	80
F8	-78.427	-7.363	100
F8	-74.996	-13.218	115
F8	-75.998	-13.999	80
F9	-75.998	-13.999	80
F9	-74.996	-13.218	110
F9	-72.160	-15.453	130
F9	-72.914	-16.397	80
F10	-72.914	-16.397	95
F10	-70.892	-13.863	245
F10	-69.055	-15.365	275
F10	-68.013	-19.959	200
F10	-67.868	-22.000	165
F10	-69.627	-22.000	100
F10	-69.641	-18.721	100
F10	-71.427	-17.553	110
F11	-77.923	-0.918	200
F11	-76.785	-0.918	200
F11	-75.236	-3.054	160
F11	-75.600	-5.539	145
F11	-77.429	-6.720	145
F11	-78.449	-5.045	150
F11	-78.593	-2.448	150
F12	-78.427	-7.363	100
F12	-77.177	-6.557	140
F12	-73.973	-12.421	135
F12	-74.996	-13.218	115
F13	-74.996	-13.218	110
F13	-73.577	-12.112	110
F13	-70.892	-13.863	130
F13	-72.160	-15.453	130
F14	-77.177	-6.557	145
F14	-75.600	-5.539	145
F14	-74.400	-6.567	155
F14	-73.589	-8.086	195
F14	-73.914	-9.347	170
F14	-72.963	-11.633	145
F14	-73.973	-12.421	140

Tabla 3.5: Coordenadas y profundidades de las Fuentes Continentales.

Fuente	Cordenadas Geográficas		Profundidad (km)
	Longitud	Latitud	
F15	-79.156	-7.834	25
F15	-78.084	-7.213	40
F15	-76.340	-10.670	40
F15	-74.760	-13.130	40
F15	-75.998	-13.999	25
F16	-75.998	-13.999	25
F16	-74.760	-13.130	50
F16	-70.176	-15.201	50
F16	-70.434	-15.947	50
F16	-69.134	-17.789	50
F16	-69.641	-18.721	25
F16	-71.427	-17.553	25
F17	-78.100	0.748	25
F17	-76.872	0.373	40
F17	-77.410	-0.867	60
F17	-76.826	-4.705	60
F17	-79.100	-5.200	25
F17	-79.085	-0.370	25
F18	-79.100	-5.200	35
F18	-75.100	-4.330	35
F18	-74.422	-7.976	50
F18	-77.143	-9.079	50
F19	-77.143	-9.079	35
F19	-74.422	-7.976	35
F19	-74.170	-9.330	35
F19	-72.480	-11.400	40
F19	-74.760	-13.130	40
F19	-76.340	-10.670	35
F20	-74.760	-13.130	40
F20	-72.480	-11.400	40
F20	-69.400	-12.966	40
F20	-70.176	-15.201	40

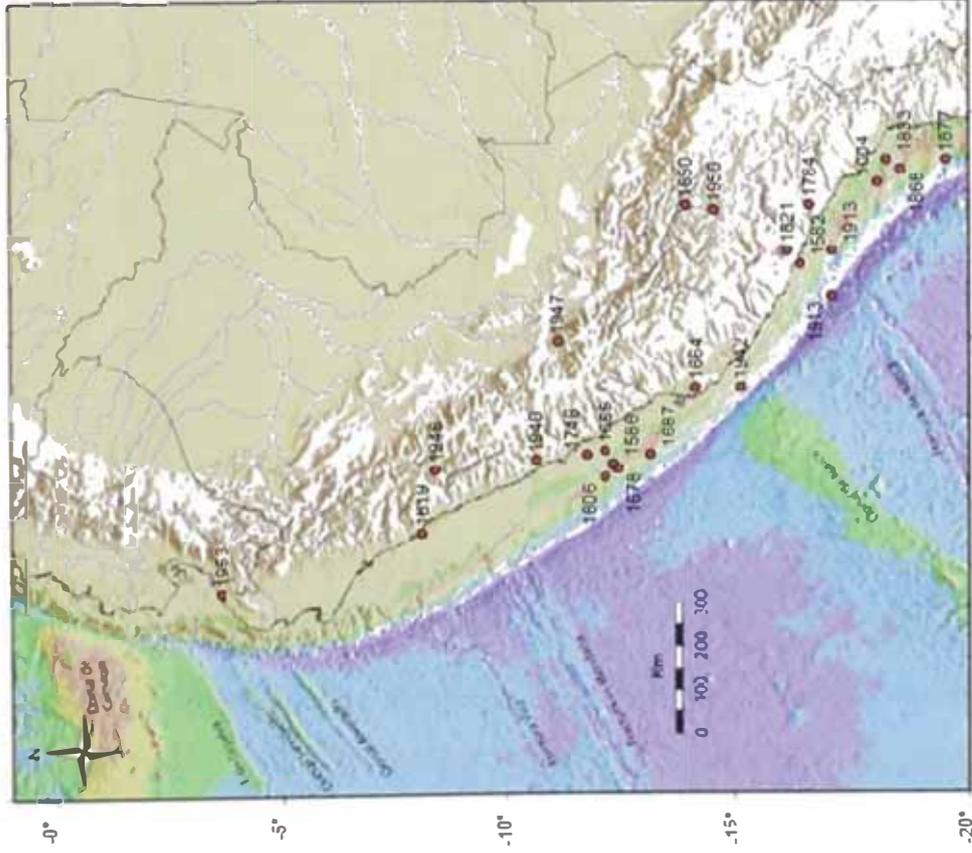


Figura 3.1: Principales terremotos ocurridos en el Perú (Silgado, 1978).

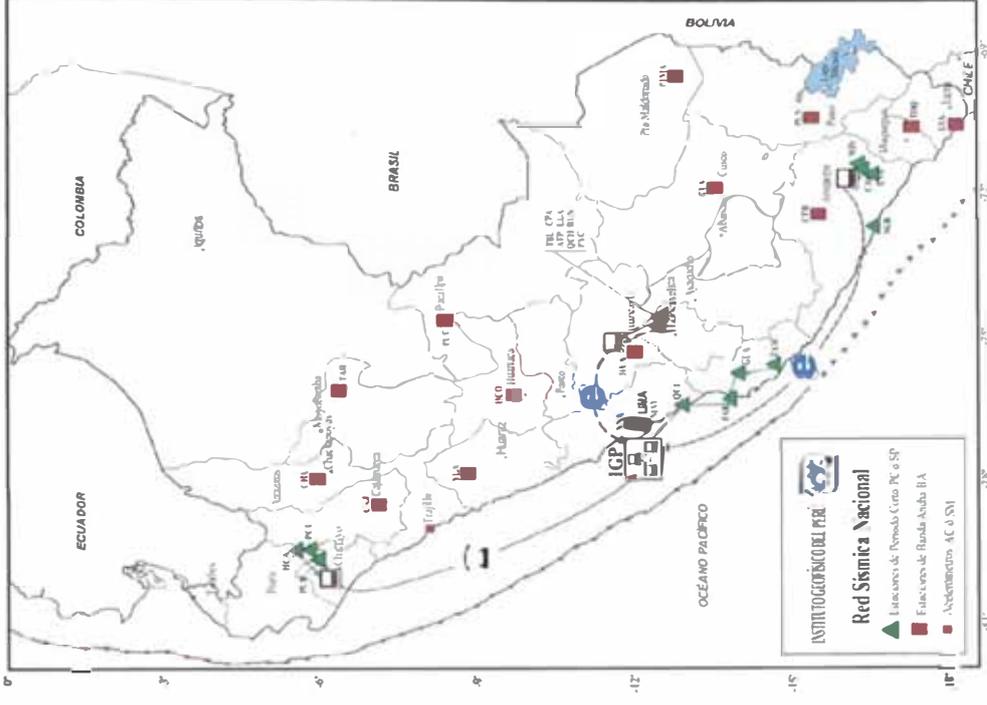


Figura 3.2: La Red Sísmica Nacional (IGP).

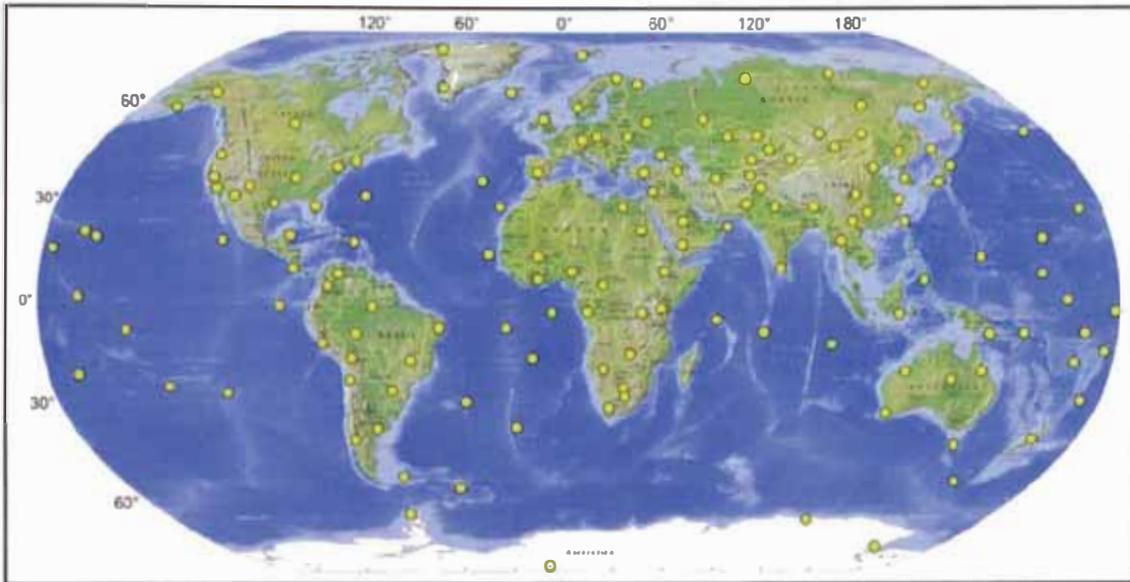


Figura 3.3: La Red Sismográfica Global (Global Sismograph Network).



Figura 3.4: Distribución en el tiempo de los eventos sísmicos registrados en el catálogo sísmico compilado para el período 1901 – 2008.

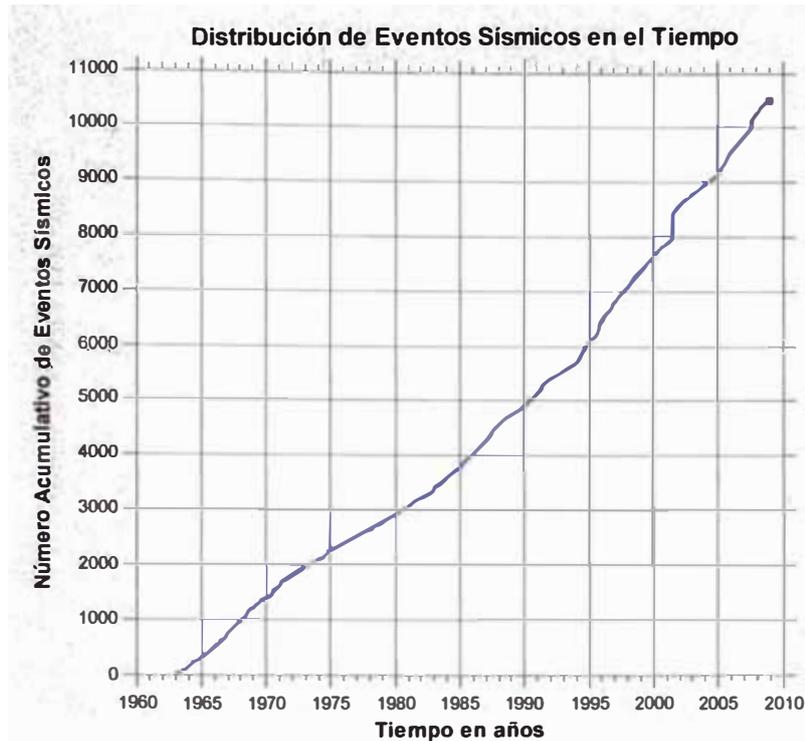


Figura 3.5: Distribución en el tiempo de los eventos sísmicos registrados en el catálogo sísmico compilado para el período 1963 – 2008.

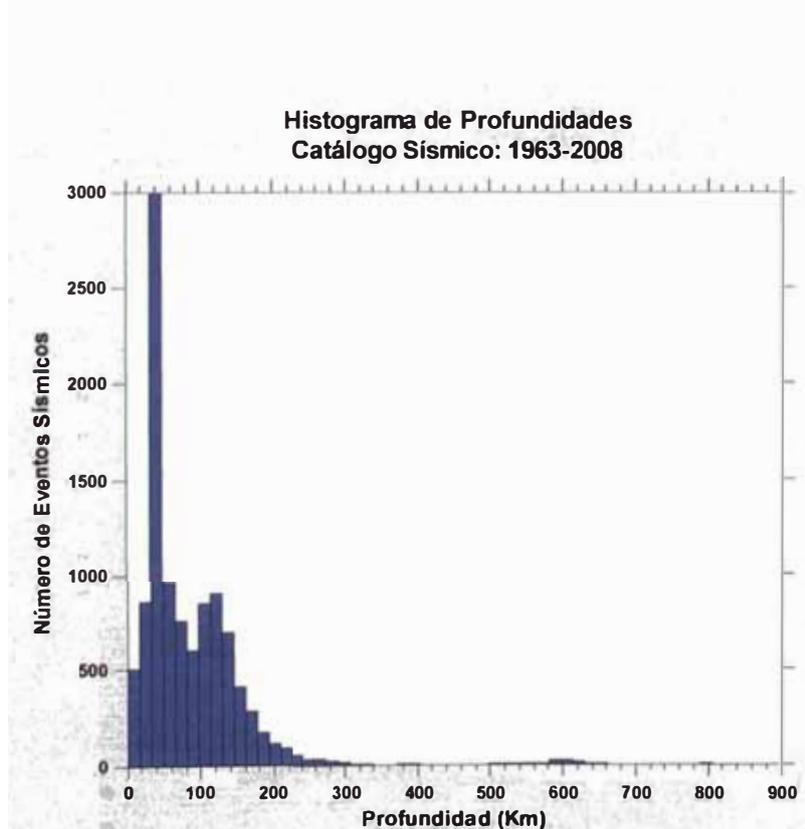


Figura 3.6: Histograma de profundidades de los eventos sísmicos registrados en el catálogo sísmico para el período 1963 – 2008.

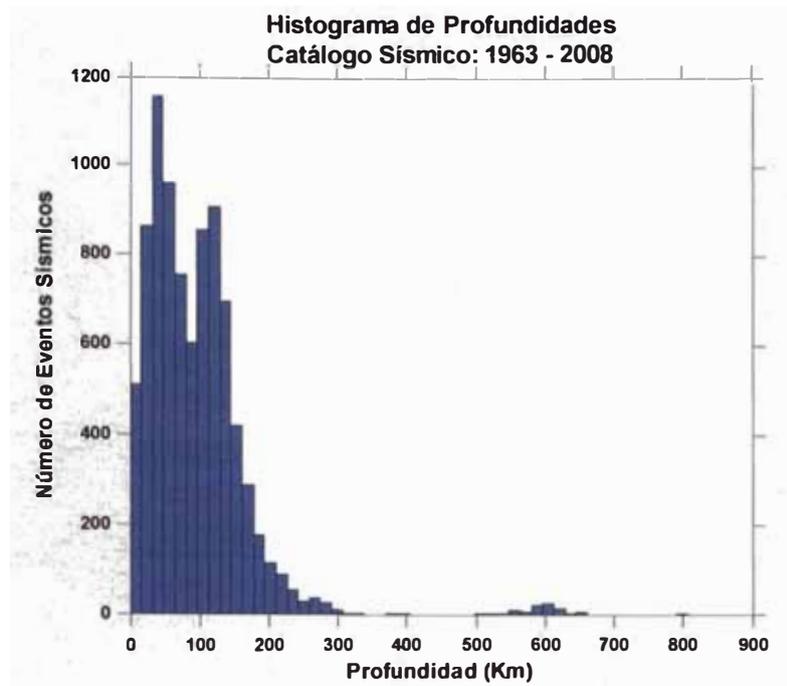


Figura 3.7: Histograma de Profundidades de los eventos sísmicos registrados luego de haber depurado los de 33 km de profundidad.

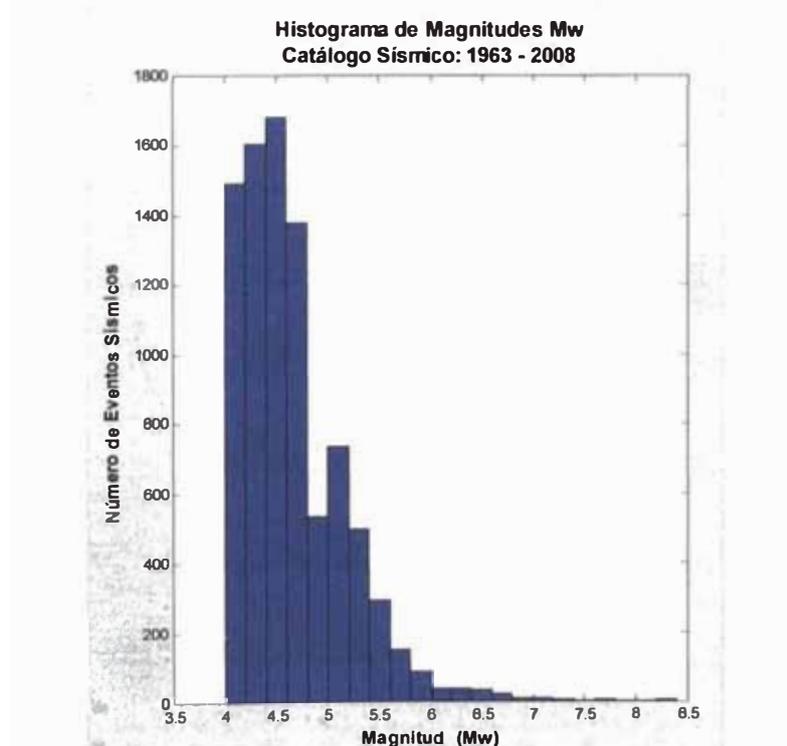


Figura 3.8: Histograma de magnitudes Mw de los eventos sísmicos registrados en el catálogo sísmico compilado para el periodo 1963 - 2008.

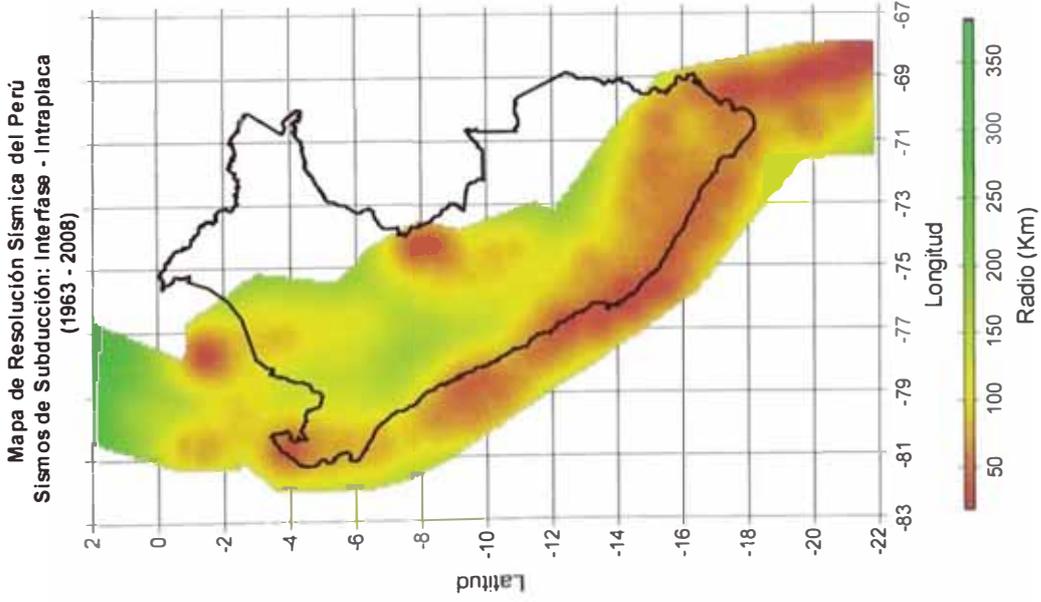


Figura 3.9: Resolución Sísmica de los sismos de subducción.

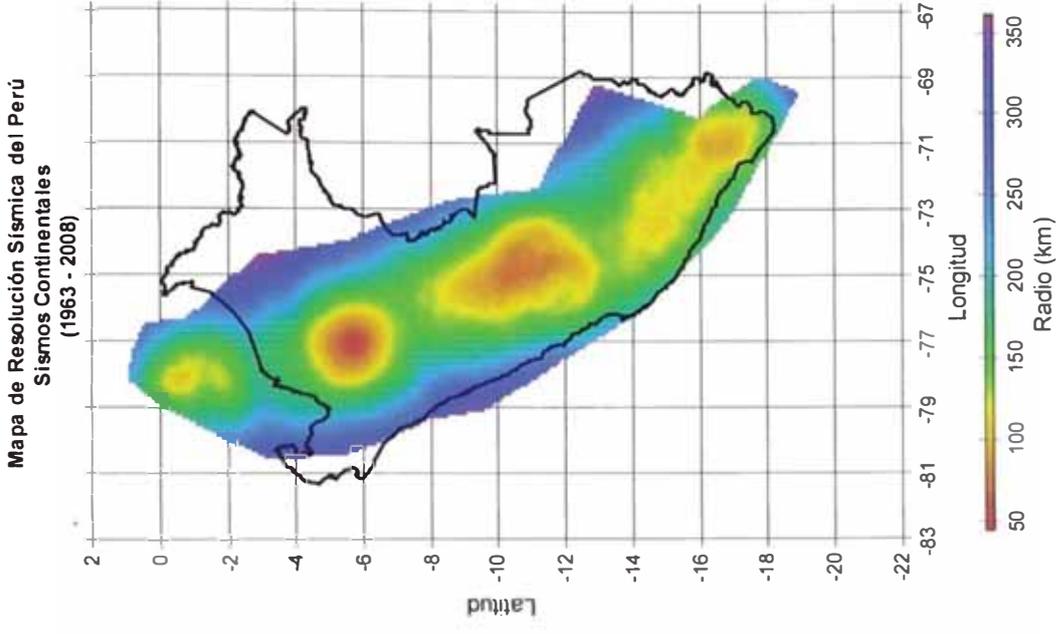


Figura 3.10: Resolución sísmica de los sismos continentales.

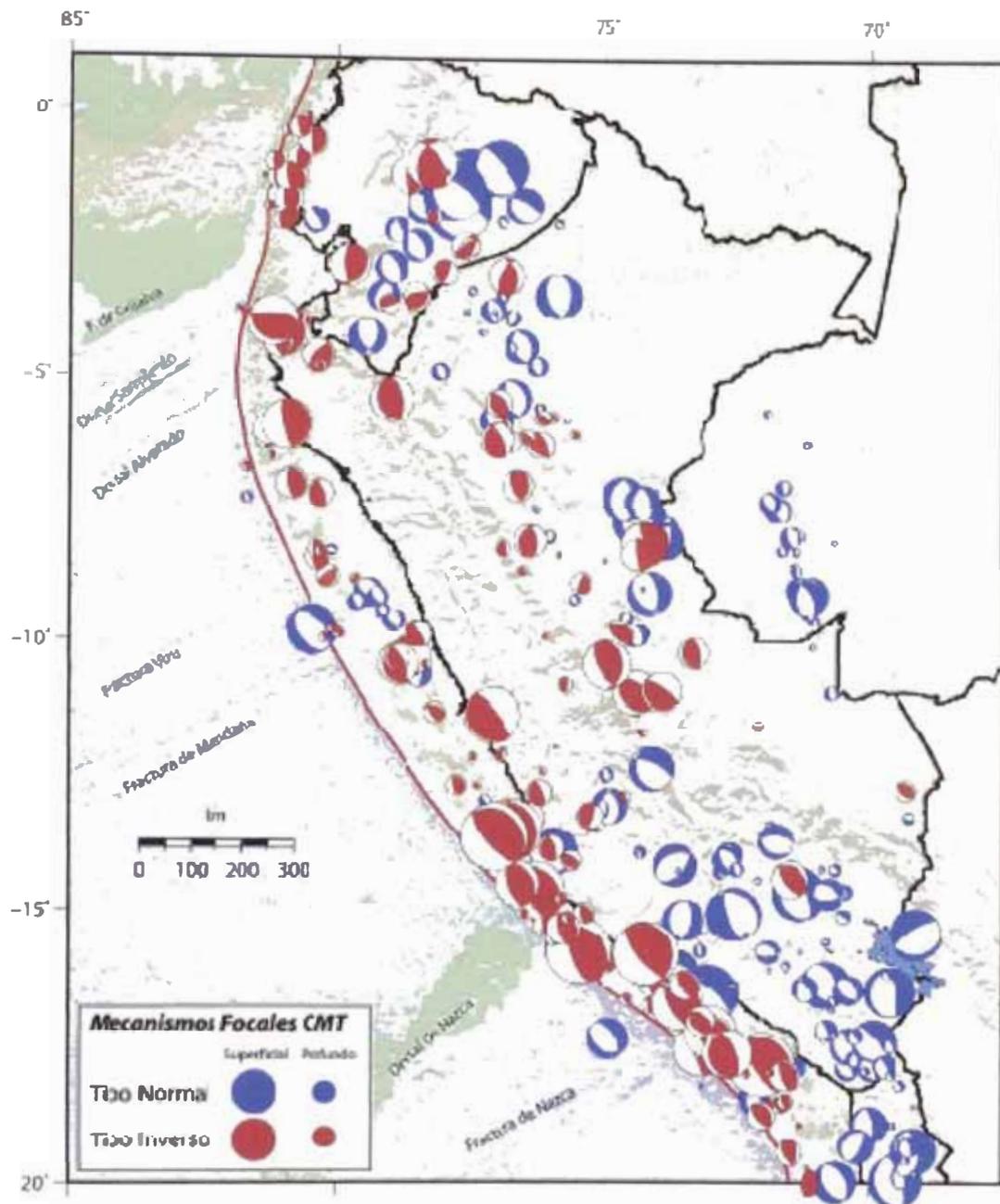


Figura 3.11: Mapa de mecanismos focales de eventos sísmicos ocurridos en el Perú y generados a partir del catálogo telesísmico del CMT (Universidad de Harvard). Los tamaños de los mecanismos focales varían de acuerdo a la profundidad del evento.

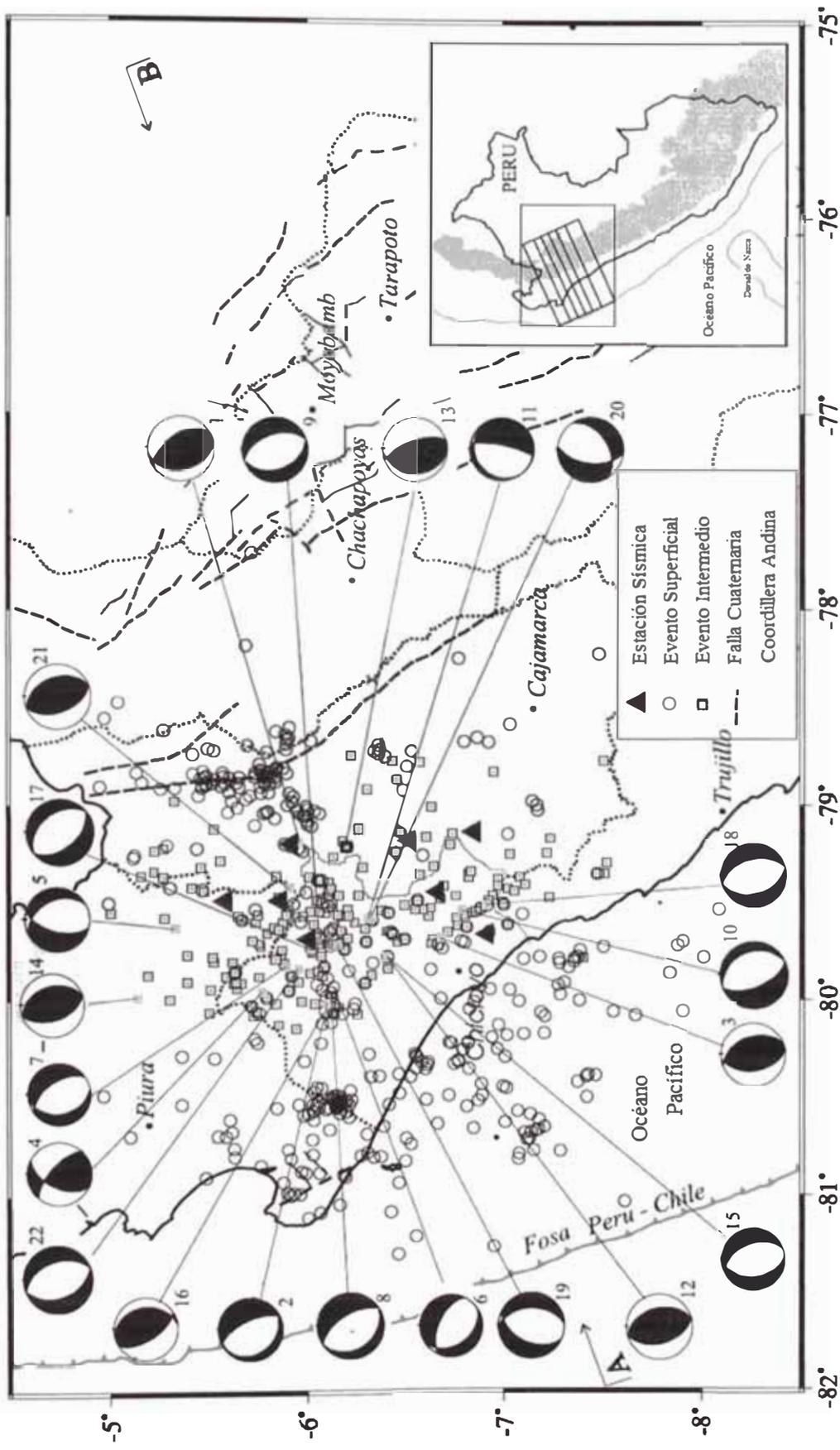


Figura 3.12: Mecanismos focales computados para 22 sismos y registrados por una red sismográfica local durante el periodo 1996 - 2001. Los cuadrantes negros y blancos corresponden a compresiones y dilataciones respectivamente (Tavera, Vilca y Marín, 2006).

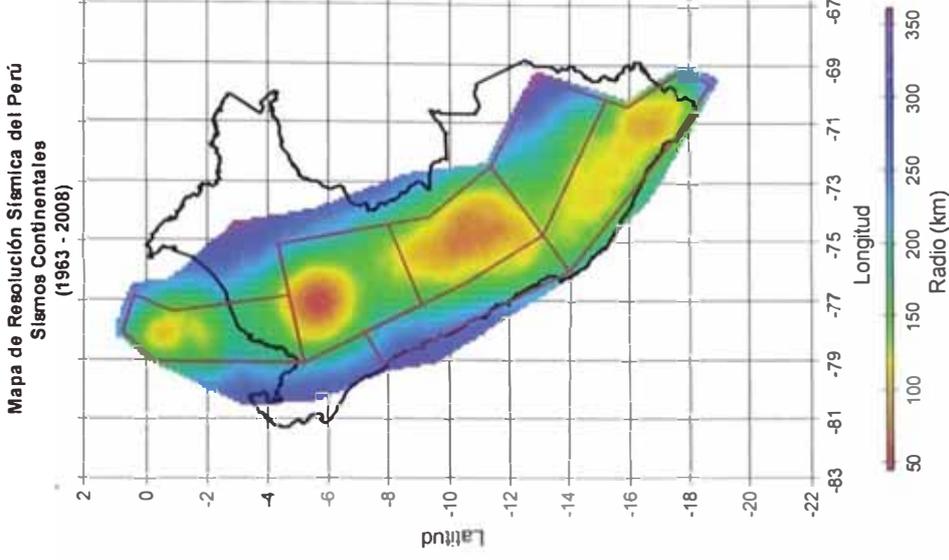
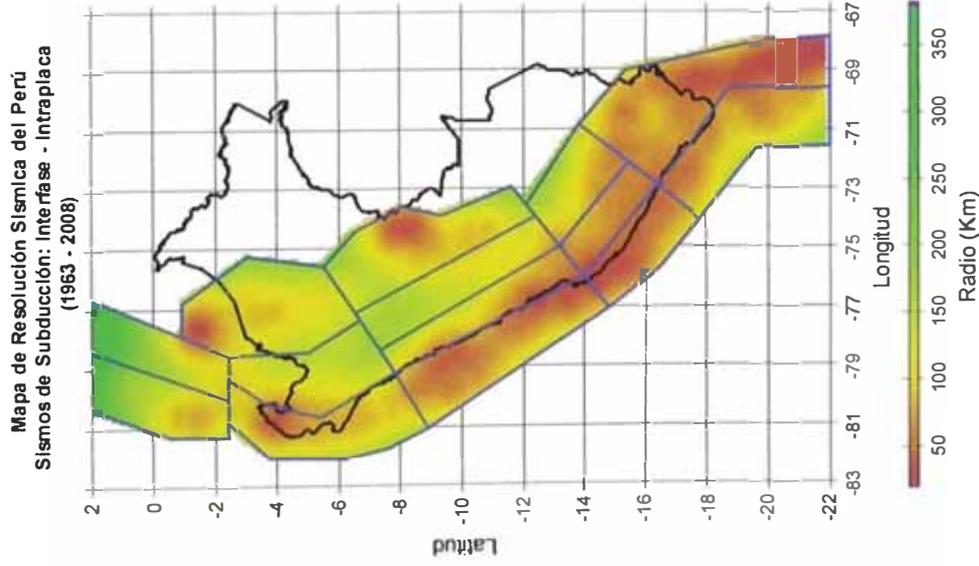


Figura 3.13: Fuentes sismogénicas de subducción superpuestas en el mapa de resolución para eventos de interfase e intraplaca. Figura 3.14: Fuentes sismogénicas continentales superpuestas en el mapa de resolución para eventos de corteza superficial.

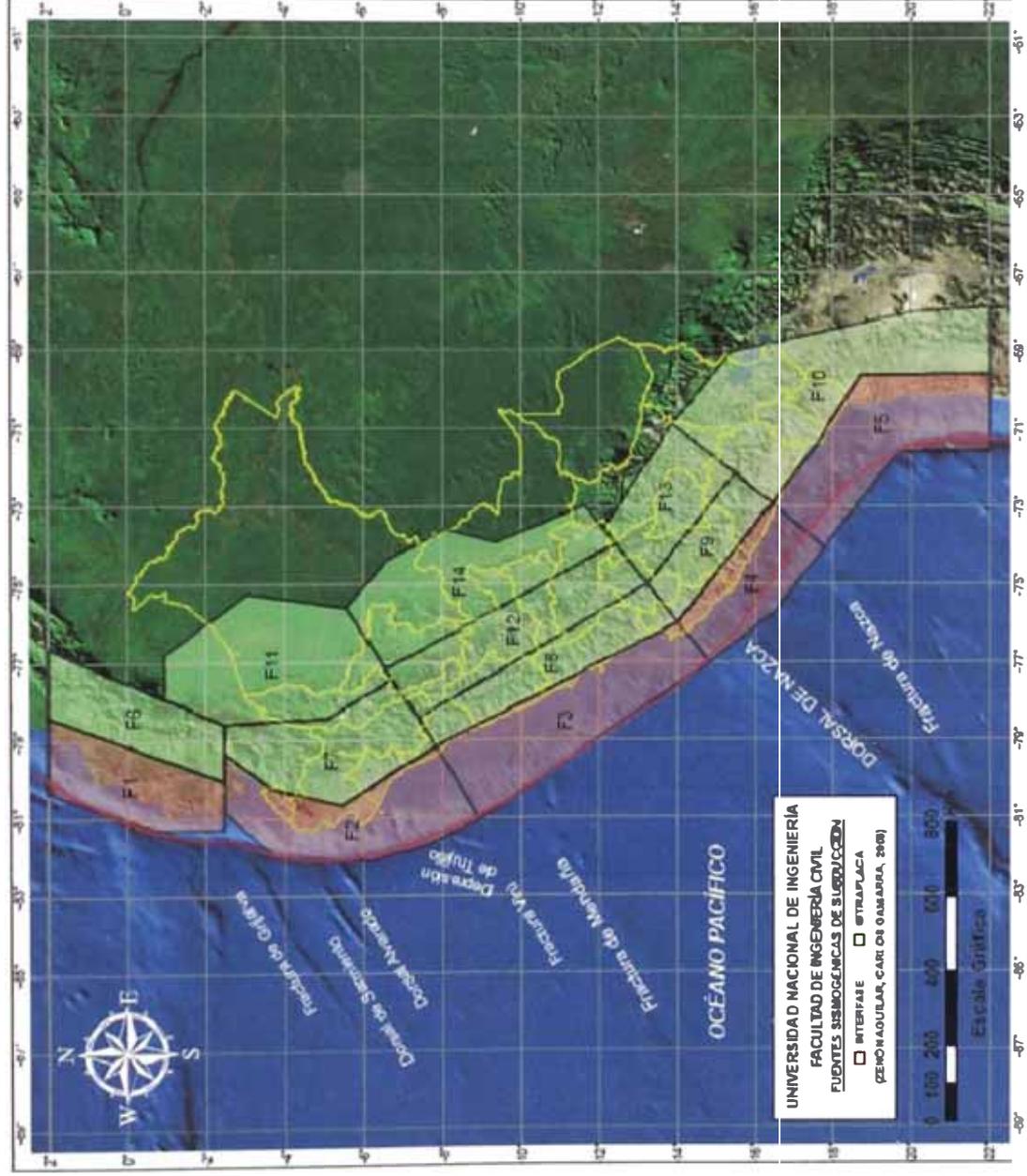


Figura 3.15: Fuentes Sismogénicas de subducción de Interfase e Intraplaca.

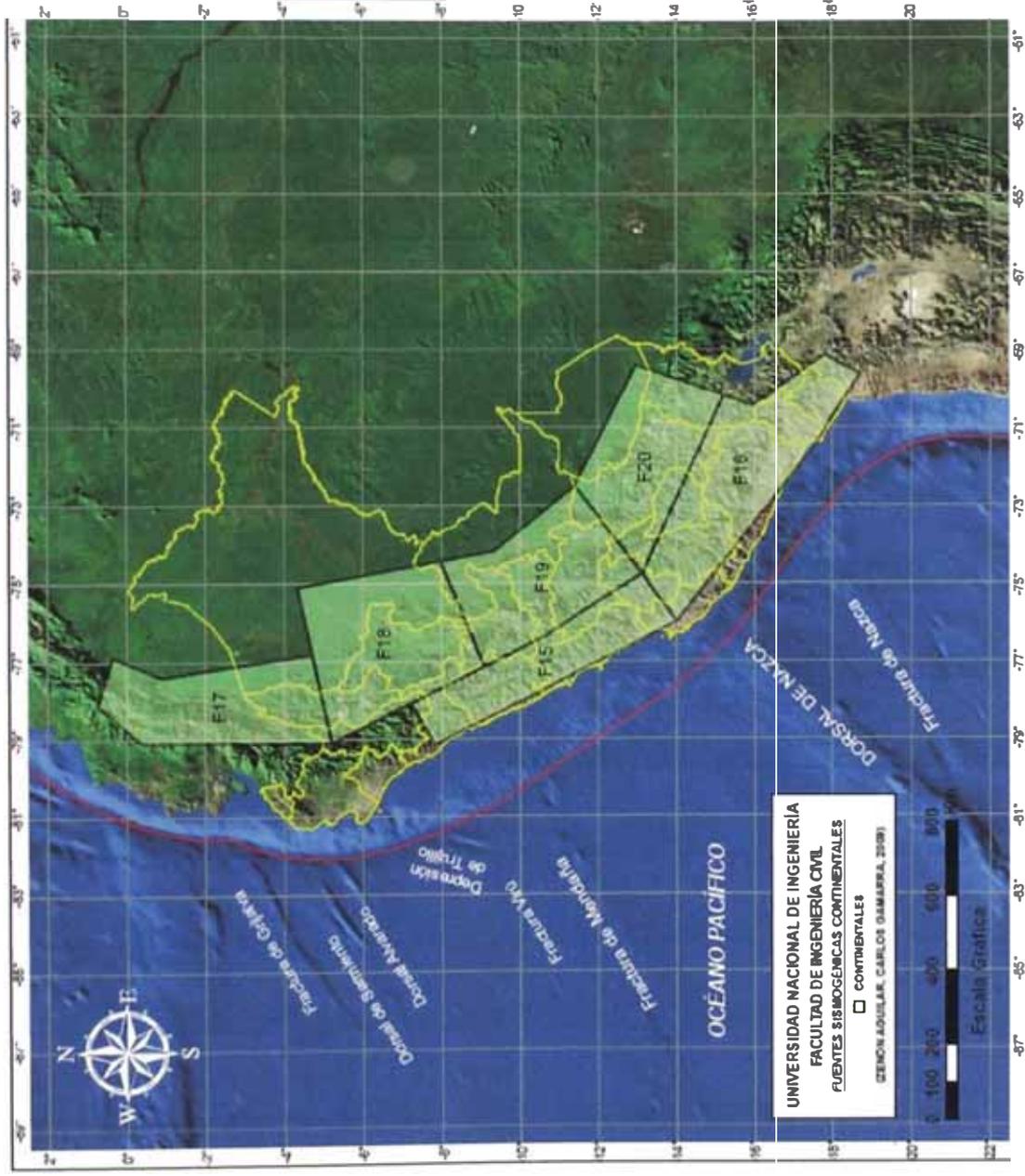


Figura 3.16: Fuentes Sismogénicas de corteza superficial o continentales.

CAPÍTULO IV

4 EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO EN EL PERÚ

La evaluación del peligro sísmico por el método probabilístico puede realizarse utilizando la teoría desarrollada por Cornell (1968). El análisis probabilístico de peligro sísmico considera la influencia de todos los eventos sísmicos de las fuentes sismogénicas en el sitio en estudio mediante los parámetros sismológicos obtenidos de la relación frecuencia – magnitud y los valores de magnitud máxima. De este modo, se considera la probabilidad de ocurrencia de los sismos y el resultado final corresponde a la aceleración máxima esperada con una probabilidad de excedencia determinada y en un período de exposición sísmica dado. Finalmente la aceleración obtenida es el resultado de la combinación de los efectos de todos los sismos de las fuentes sismogénicas y no de un evento específico.

4.1 FUNDAMENTOS DEL ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

El peligro sísmico se define por la probabilidad que en un lugar determinado ocurra un movimiento sísmico que genere una aceleración igual o mayor que un valor dado.

Por otro lado, es evidente que los sismos no son independientes mirados como una serie en el tiempo. Físicamente se requiere la acumulación de gran energía para generar un evento sísmico de gran magnitud, lo cual hace poco probable que varios de estos eventos se sucedan en cortos períodos de tiempo. La ocurrencia de réplicas es otro claro ejemplo de que los sismos no son independientes entre sí. A pesar de ello en estudios de peligro sísmico se acepta que la ocurrencia de los sismos responde a una distribución de Poisson, lo que implica suponer lo siguiente:

- El número de ocurrencias de eventos sísmicos en un intervalo de tiempo es independiente del número que ocurre en cualquier otro intervalo de tiempo, es decir, los eventos son independientes entre sí.

- 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 insignificante.

Aplicando esta teoría se puede demostrar que si la ocurrencia de un evento A depende de la ocurrencia de otros eventos: E1, E2, En, mutuamente excluyentes y colectivamente exhaustivos; entonces, de acuerdo al teorema de la "probabilidad total" se tiene para la probabilidad de ocurrencia A:

$$P(A) = \sum_i^n P\left(\frac{A}{E_i}\right) \cdot P(E_i) \dots\dots\dots(4.1)$$

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

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

$$P(I \geq i) = \iint P[I/(s, r)] f_s(s) f_R(r) ds dr \dots\dots\dots (4.2)$$

Esta es la expresión que resume la teoría desarrollada por Cornell en 1968, para analizar el peligro sísmico (Castillo y Alva, 1993)

4.2 LEYES DE ATENUACIÓN UTILIZADAS PARA EL ANÁLISIS DE PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO

Para evaluar los efectos que produciría la actividad sísmica en un determinado lugar, caracterizándola a través de los parámetros sismológicos de cada fuente, es necesario relacionar la magnitud, la distancia del sitio de interés a una fuente dada y la intensidad sísmica que se presentaría si ocurriera un sismo en dicha fuente. Las expresiones que permiten establecer este tipo de relaciones se las conoce como leyes de atenuación.

Para los sismos de subducción se han utilizado las leyes de atenuación para aceleraciones espectrales propuestas por Youngs, Chiou, Silva y Humphrey

(1997) y para los sismos continentales se han utilizado las leyes de atenuación para aceleraciones espectrales propuestas por Sadigh, Chang, Egan, Makdisi y Youngs (1997). A continuación se describen las leyes de atenuación utilizadas en este estudio.

4.2.1 Ley de atenuación para aceleraciones espectrales propuestas por Youngs, Chiou, Silva y Humphrey (1997)

Youngs 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 de interfase e intraplaca de la zona de subducción con magnitud momento mayor o igual que 5.0 y para distancias de 10 a 500 km. Las relaciones de atenuación fueron desarrolladas por un análisis de regresión usando un modelo de regresión de efectos aleatorios que aborda una crítica de análisis de regresión más temprana de movimientos sísmicos de la zona de subducción, utilizando datos de eventos sísmicos registrados en Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Perú y las Islas Salomón.

De acuerdo a esta ley, los movimientos máximos se incrementan con la profundidad y los sismos de intraplaca producen movimientos picos que son alrededor de 50% más grandes que los sismos de interfase para la misma magnitud y distancia. Las relaciones de atenuación propuestas por Youngs et al. (1997), obtenidas de un modelo de ajuste, están dadas para roca y para suelo.

– Ley de atenuación para roca:

$$\ln(y) = 0.2418 + 1.414M + C_1 + C_2 (10-M)^3 + C_3 \ln(r_{rup} + 1.7818e^{0.554M}) + 0.00607H + 0.3846Z_T \quad (4.3)$$

– Ley de atenuación para suelo:

$$\ln(y) = -0.6687 + 1.438M + C_1 + C_2 (10-M)^3 + C_3 \ln(R + 1.097e^{0.617M}) + 0.00648H + 0.3643Z_T \quad (4.4)$$

Desviación estándar = $C_4 + C_5M$ (para magnitudes mayores que $M_w = 8.0$ igualar al valor correspondiente para $M_w = 8$).

Donde:

y = aceleración espectral en g

M = magnitud momento (M_w)

r_{rup} = distancia más cercana al área de rotura (km)

H = profundidad (km)

Z_T = tipo de fuente, 0 para interfase, 1 para intraplaca

4.2.2 Ley de atenuación para aceleraciones espectrales propuestas por Sadigh, Chang, Egan, Makdisi y Youngs (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. Las relaciones de atenuación que a continuación se presentan han sido desarrolladas para roca y depósitos de suelos firmes profundos, sismos de magnitud momento mayor o igual a 4.0 y distancias de hasta 100 km.

– Ley de atenuación para roca:

$$\ln(y) = C_1 + C_2 M + C_3 (8.5 - M)^{2.5} + C_4 \ln(r_{rup} + \exp(C_5 + C_6 M)) + C_7 \ln(r_{rup} + 2) \dots\dots\dots (4.5)$$

– Ley de atenuación para depósitos de suelos firmes profundos:

$$\ln(y) = C_1 + C_2 M - C_3 \ln(r_{rup} + C_4 e^{C_5 M}) + C_6 + C_7 (8.5 - M)^{2.5} \dots\dots\dots (4.6)$$

Donde:

y = aceleración espectral en g

M = magnitud momento (M_w)

r_{rup} = distancia más cercana al área de rotura (km)

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

4.3 EVALUACIÓN DEL PELIGRO SÍSMICO PROBABILÍSTICO Y GENERACIÓN DE LAS CURVAS ACELERACIÓN VS FRECUENCIA ANUAL DE EXCEDENCIA PARA LA MÁXIMA ACELERACIÓN DEL SUELO (PGA) DE LAS PRINCIPALES CIUDADES DEL PERÚ

4.3.1 Evaluación del Peligro Sísmico Probabilístico

Conocidas la sismicidad de las fuentes y los modelos de atenuación de las ondas sísmicas generadas en cada una de éstas, el peligro sísmico se puede calcular considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sismogénicas, la distancia entre cada fuente y el sitio de interés que se requiere evaluar.

La evaluación del peligro sísmico en el presente trabajo se ha realizado utilizando el programa de cómputo CRISIS 2007 v1.1, desarrollado y actualizado por Ordaz et al. (2007), considerando las leyes de atenuación de Young et al. (1997) para sismos de subducción y la ley de atenuación de Sadigh et al. (1997) para sismos continentales.

4.3.2 Generación de las curvas aceleración vs frecuencia anual de excedencia para la máxima aceleración del suelo (PGA) de las principales ciudades del Perú

Para generar una curva de peligro sísmico se evalúa la frecuencia anual de excedencia para diferentes niveles de aceleración máxima del suelo (PGA). La curva de peligro sísmico puede ser fácilmente combinada con el modelo de Poisson para estimar probabilidades de excedencia en intervalos de tiempos finitos (Kramer, 1996). La probabilidad de excedencia de una aceleración “y” en un período de tiempo “T” está dada por:

$$P[Y_T > y] = 1 - e^{-\lambda_y T} \quad (4.7)$$

Donde λ_y es la frecuencia anual de excedencia.

En estudios de peligro sísmico es necesario calcular la aceleración correspondiente a un valor en particular de la probabilidad de excedencia en un período de tiempo dado. Frecuentemente, la evaluación del peligro sísmico se realiza para el nivel de aceleración que tenga un 10% de probabilidad de excedencia en un período de 50 años. De este modo, la frecuencia anual de

excedencia es obtenida mediante un arreglo de la ecuación (4.7) y queda expresada por:

$$\lambda_T = -\frac{\ln(1 - P[Y_T > y])}{T} \dots\dots\dots (4.8)$$

El período de retorno, para un determinado nivel de aceleración, es definido por:

$$T_r = 1/\lambda_T \dots\dots\dots (4.9)$$

Evaluando las ecuaciones (4.8) y (4.9) se obtiene una frecuencia anual de excedencia $\lambda_T = 0.0021$ y un período de retorno $T_r = 475$ años respectivamente.

Las Figuras 4.1 al 4.8 muestran las curvas aceleración vs frecuencia anual de excedencia y la Tabla 4.1 muestra las máximas aceleraciones esperadas en suelo firme "Stiff Soil", correspondiente a un suelo de clasificación Tipo D (con velocidades de ondas de corte que varían entre 182 m/s y 365 m/s) según el NEHRP 2003 y el IBC 2006, para períodos de retorno de 100, 475, 975 y 2475 años, correspondientes a las principales ciudades del Perú indicadas por sus respectivas coordenadas geográficas.

Tabla 4.1: Máximas aceleraciones esperadas en suelo firme Stiff Soil - Tipo D (NEHRP 2003, IBC 2006).

Lugar	Coordenadas Geográficas		Aceleraciones máximas en suelo firme PGA (%g) por período de retorno en años (Tr)			
	Longitud	Latitud	Tr = 100	Tr = 475	Tr= 975	Tr = 2475
Piura	-80.63°	-5.19°	0.25	0.43	0.55	0.74
Trujillo	-79.03°	-8.11°	0.31	0.49	0.61	0.77
Lima	-77.05°	-12.08°	0.33	0.53	0.66	0.82
Ica	-75.74°	-14.06°	0.33	0.53	0.66	0.83
Arequipa	-71.52°	-16.40°	0.30	0.47	0.58	0.74
Tacna	-70.25°	-18.02°	0.32	0.51	0.64	0.81
Huancayo	-75.21°	-12.08°	0.19	0.31	0.37	0.47
Iquitos	-73.19°	-3.75°	0.06	0.10	0.13	0.16

Finalmente se evaluó el peligro sísmico para las principales ciudades del Perú, considerando un período de retorno de 475 años definido por un nivel de aceleración del 10% de probabilidad de excedencia en un período de 50 años. Sin embargo, es preciso señalar que la selección del movimiento sísmico de diseño depende del tipo de obra en estudio, es decir, estructuras de gran importancia como centrales nucleares, centrales hidroeléctricas entre otras,

suponen un menor valor de probabilidad de excedencia en un mayor período de exposición o vida útil y por consiguiente períodos de retornos mayores.

4.4 MAPA DE ISOACELERACIONES EN EL PERÚ CORRESPONDIENTE A LA MÁXIMA ACELERACIÓN DEL SUELO (PGA)

Para la generación del mapa de isoaceleraciones en el Perú se calcularon los valores de las máximas aceleraciones horizontales del suelo (PGA), utilizando el programa de cómputo CRISIS 2007 v1.1 (Ordaz et al., 2007), en una malla de puntos espaciados cada 0.5° y cubriendo todo el territorio nacional. La Figura 4.9 muestra el mapa de isoaceleraciones máximas a nivel de suelo firme Tipo D (NEHRP 2003, IBC 2006) con un 10% de probabilidad de excedencia en un período de 50 años de vida útil.

Al igual que la distribución obtenida por Castillo y Alva (1993), las aceleraciones máximas más altas se distribuyen a lo largo de toda la costa y disminuyen en dirección al continente (hacia el este). Además, dado que Castillo y Alva (1993) consideraron aceleraciones máximas en roca, los resultados obtenidos de este estudio en general muestran mayores valores de aceleración a excepción de la costa de Tumbes, Piura y Lambayeque que en promedio presentan aceleraciones menores en 0.04g. Así, estas zonas del norte del país presentan valores promedios que oscilan entre 0.40g y 0.44g pero que alcanzan valores máximos de 0.48g en límite costero de Piura. Así mismo, Lima e Ica presentan aceleraciones máximas en el límite costero de 0.54g y 0.58g respectivamente, mientras que en Arequipa, los valores que bordean el límite costero van de 0.52g a 0.56g. En Moquegua y Tacna, las aceleraciones alcanzan valores máximos de 0.52g y además, se observan también altas aceleraciones máximas en las zonas de Moyobamba, con valores de 0.36g que aumentan paulatinamente hacia el norte hasta alcanzar valores máximos de 0.38g.

Por otro lado, en las zonas de Huánuco, Pasco y Junín, específicamente sobre la Cordillera Occidental, se observa una disminución en los valores de aceleración de 0.32g a 0.30g. Aquí se puede hacer referencia al trabajo desarrollado por Bollinger et al. (2004), denominado: "Stress buildup in the Himalaya", publicado en el Journal of Geophysical Research, 109-B11405, en el que se presentan observaciones sobre los Himalayas, que indican que la sismicidad se vuelve abruptamente extinta a una elevación mayor que 3500 m, de modo tal que la

sismicidad sigue la geometría sinuosa de la línea de contorno de la elevación (curva de nivel) y que esto podría reflejar la influencia de la topografía en los campos de tensión o esfuerzos. Trabajos similares desarrollaron Uribe et al. (2007), denominado: "Relationship between the topography and seismicity in the Central Perú"; y Uribe (2008), en "Relación entre la topografía y la sismicidad en los Andes peruanos"; dichos trabajos muestran que *"el peso litosférico de la alta topografía modifica el estado de los esfuerzos tectónicos generando un incremento en el esfuerzo vertical litosférico, el cual produce la compensación del esfuerzo tectónico generado por la subducción, produciendo de esta manera una disminución en la sismicidad"*. Finalmente, los resultados de Uribe, muestran que por encima de los 2000m la sismicidad disminuye siguiendo más o menos la geometría sinuosa del contorno de esta elevación y concluye, frente al trabajo desarrollado por Bollinger et al. (2004), que a pesar de poseer diferentes configuraciones tectónicas: colisión continental (Los Himalayas) vs subducción (Los Andes), ambos poseen una influencia similar en la sismicidad y la deformación elástica durante el periodo intersísmico.

Por otro lado, los menores valores de aceleración se localizan en la zona oriental del Perú: en el Llano Amazónico del departamento de Loreto, con valores que disminuyen hasta 0.02g y en el departamento de Madre de Dios, con valores de 0.08g.

Las curvas de isoaceleraciones máximas del suelo se distribuyen paralelamente a la costa, lo cual coincide con el mecanismo de subducción. En la zona Noreste del país se produce una separación y cambios en la orientación de las curvas asociadas a la alta sismicidad de esta zona, especialmente del nido sísmico de Rioja-Moyobamba (Castillo y Alva, 1993). Se observa también cambios evidentes en la inclinación y sinuosidad de las curvas a la altura de la Dorsal de Nazca y en forma más ligera en la contorsión de la placa de Nazca en Arequipa (entre las secciones 12 y 13 del Anexo A).

Finalmente, los valores de aceleraciones máximas deben ser considerados como valores medios esperados en suelo firme Tipo D (NEHRP 2003, IBC 2006), en los que las condiciones locales de sitio y la interacción suelo-estructura no son consideradas. Además, es necesario realizar una evaluación específica del peligro sísmico del área de estudio para el emplazamiento de obras de gran

importancia, dado que la envergadura y los altos costos de estas estructuras no permiten el mero uso de mapas generales de peligro sísmico.

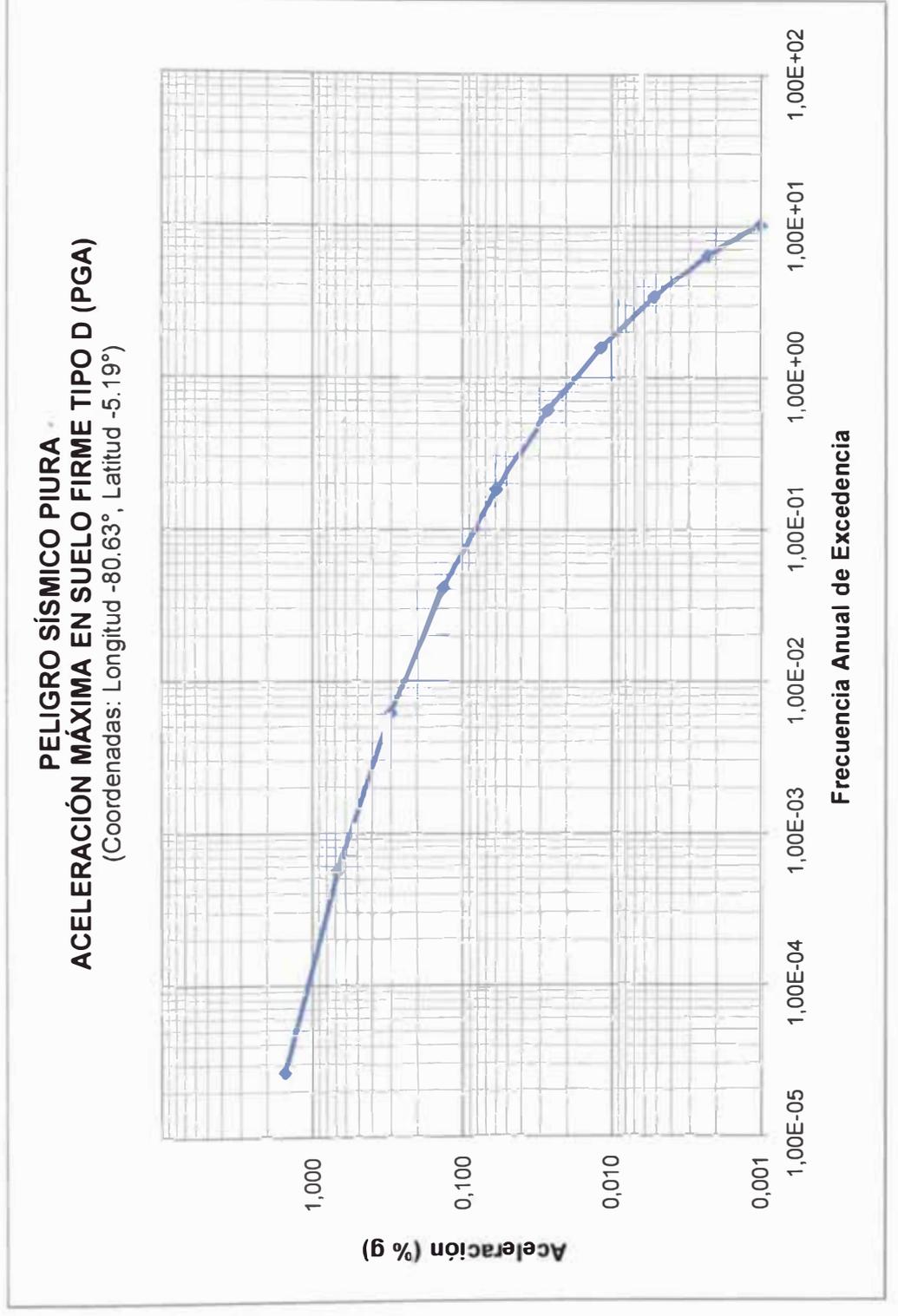


Figura 4.1: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Piura.

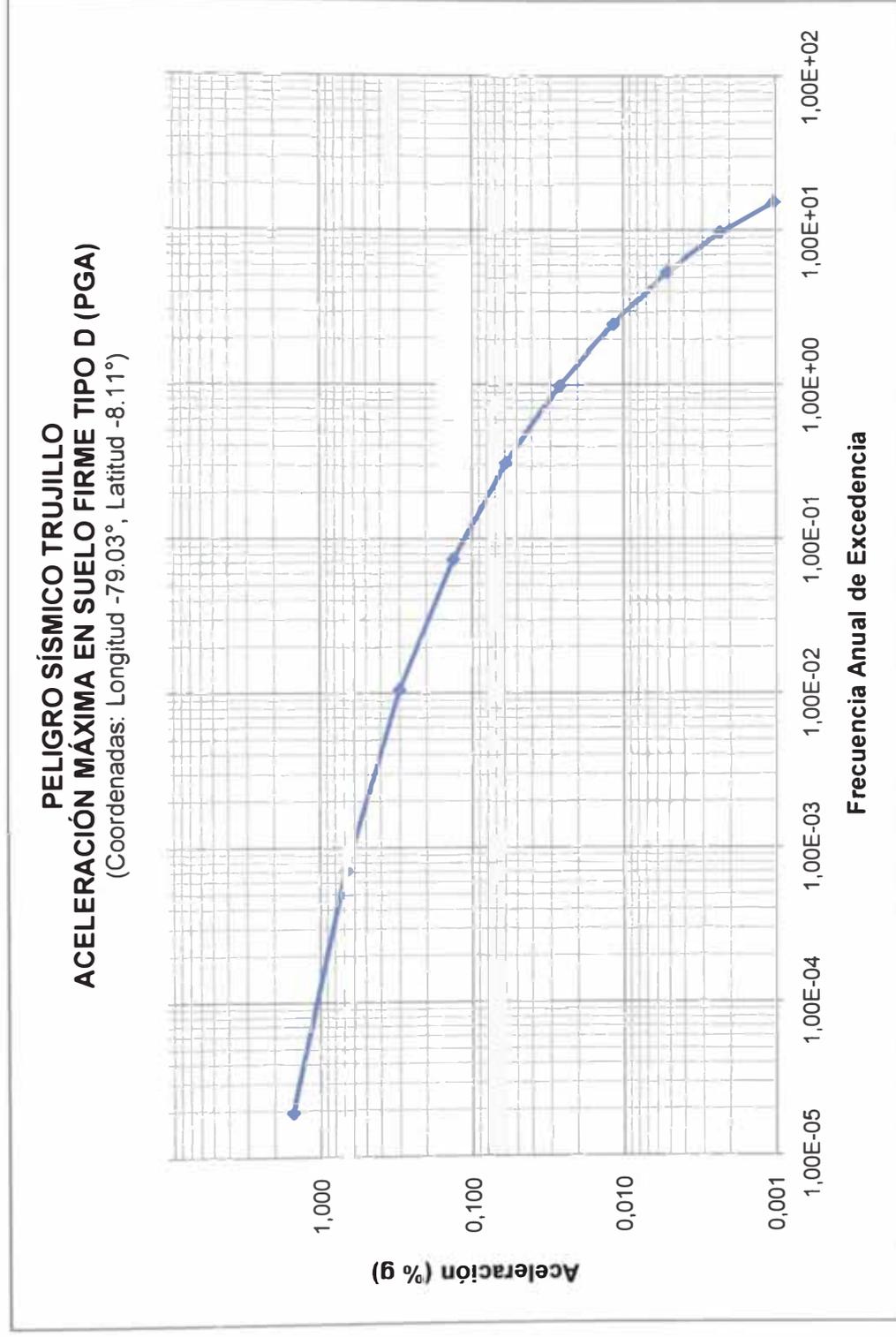


Figura 4.2: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Trujillo.

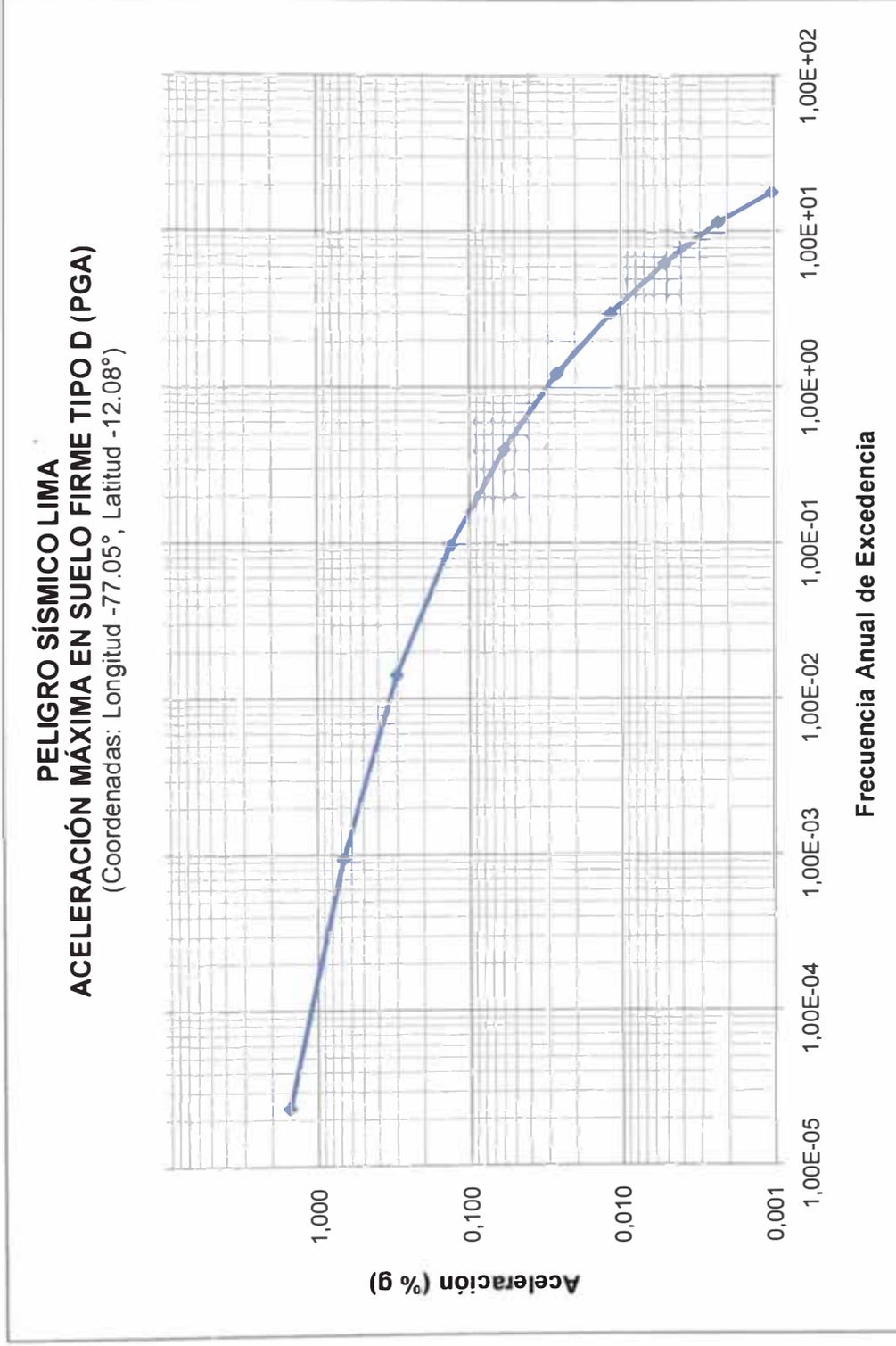


Figura 4.3: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Lima.

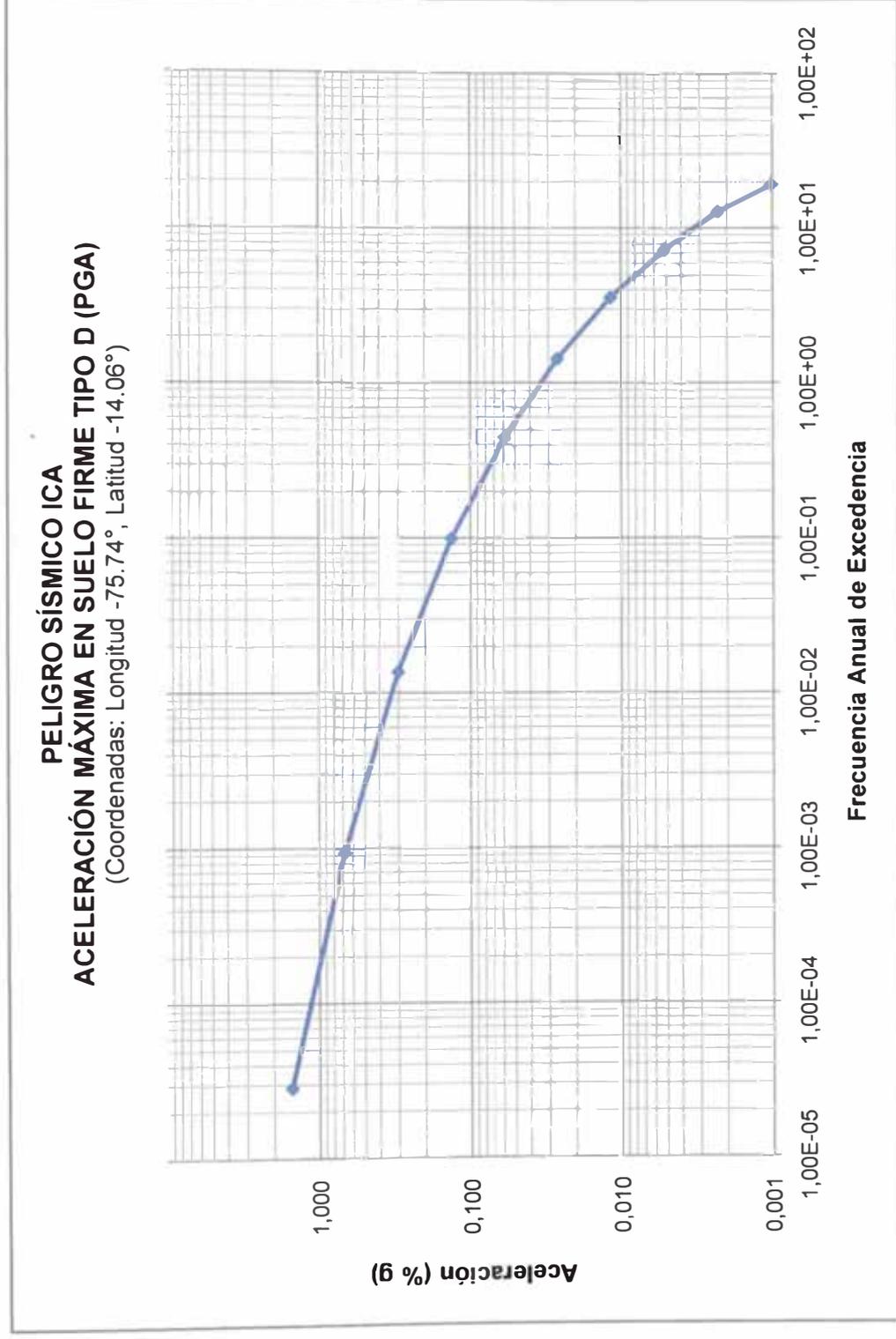


Figura 4.4: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Ica.

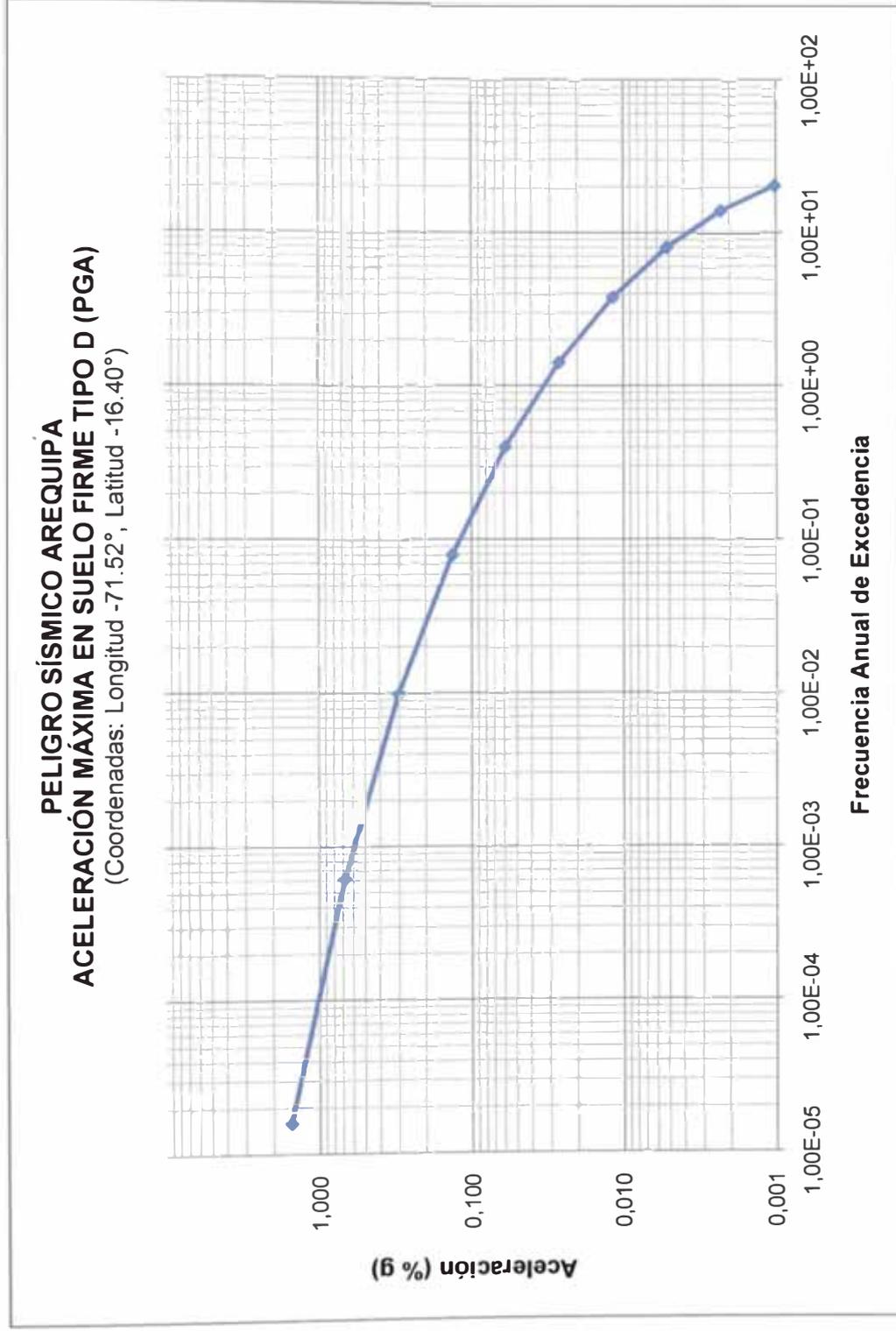


Figura 4.5: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Arequipa.

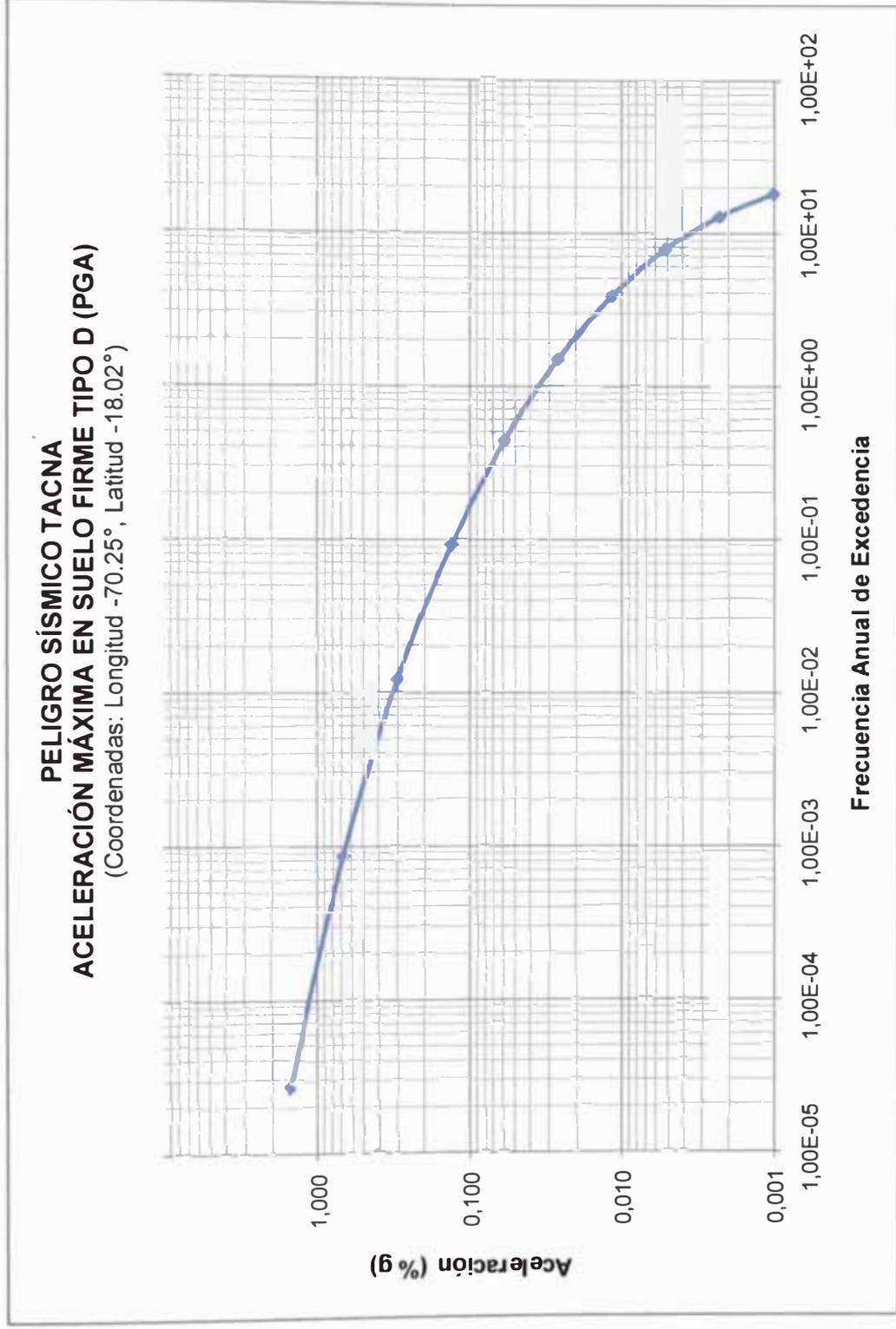


Figura 4.6: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Tacna.

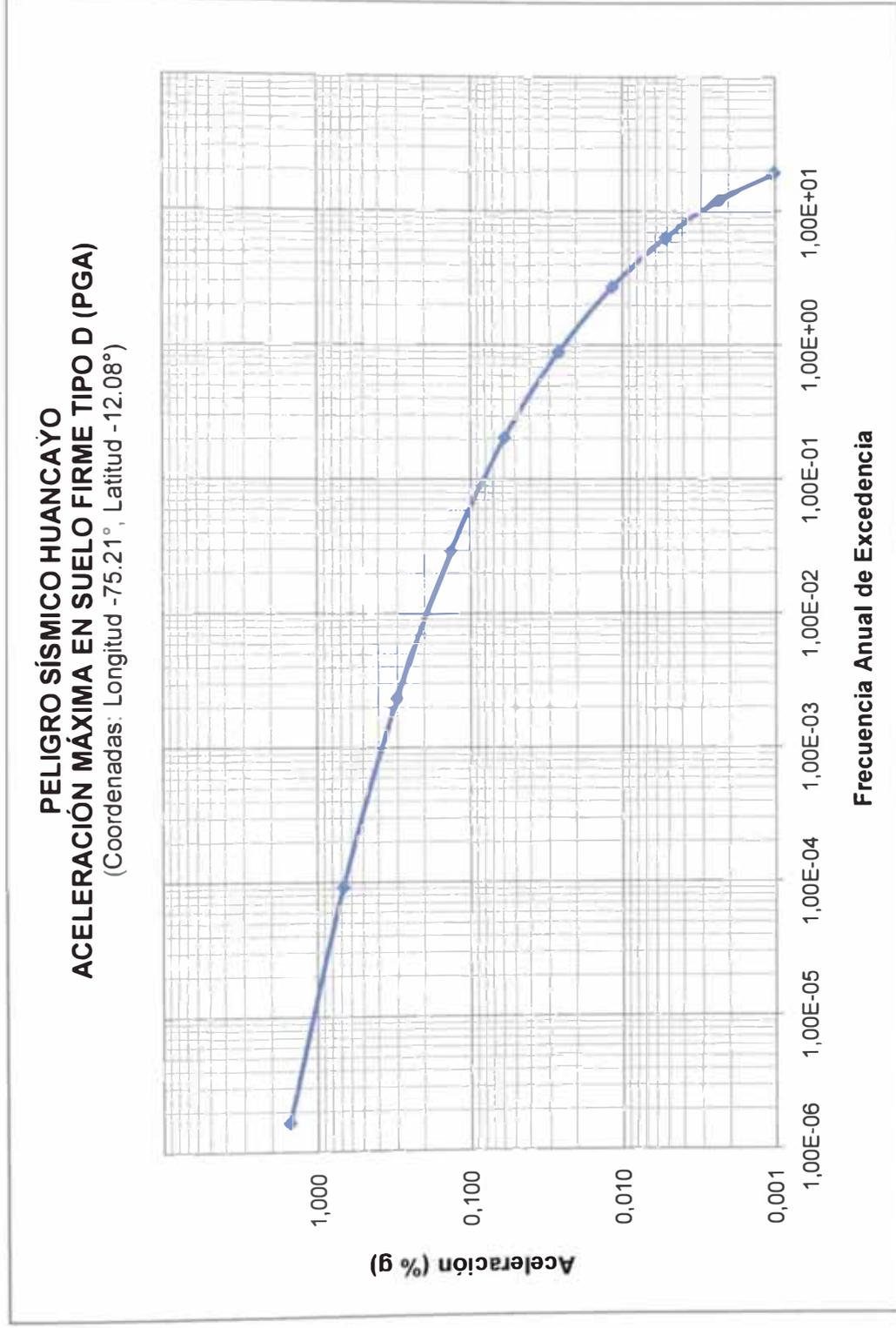


Figura 4.7: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Huancayo.

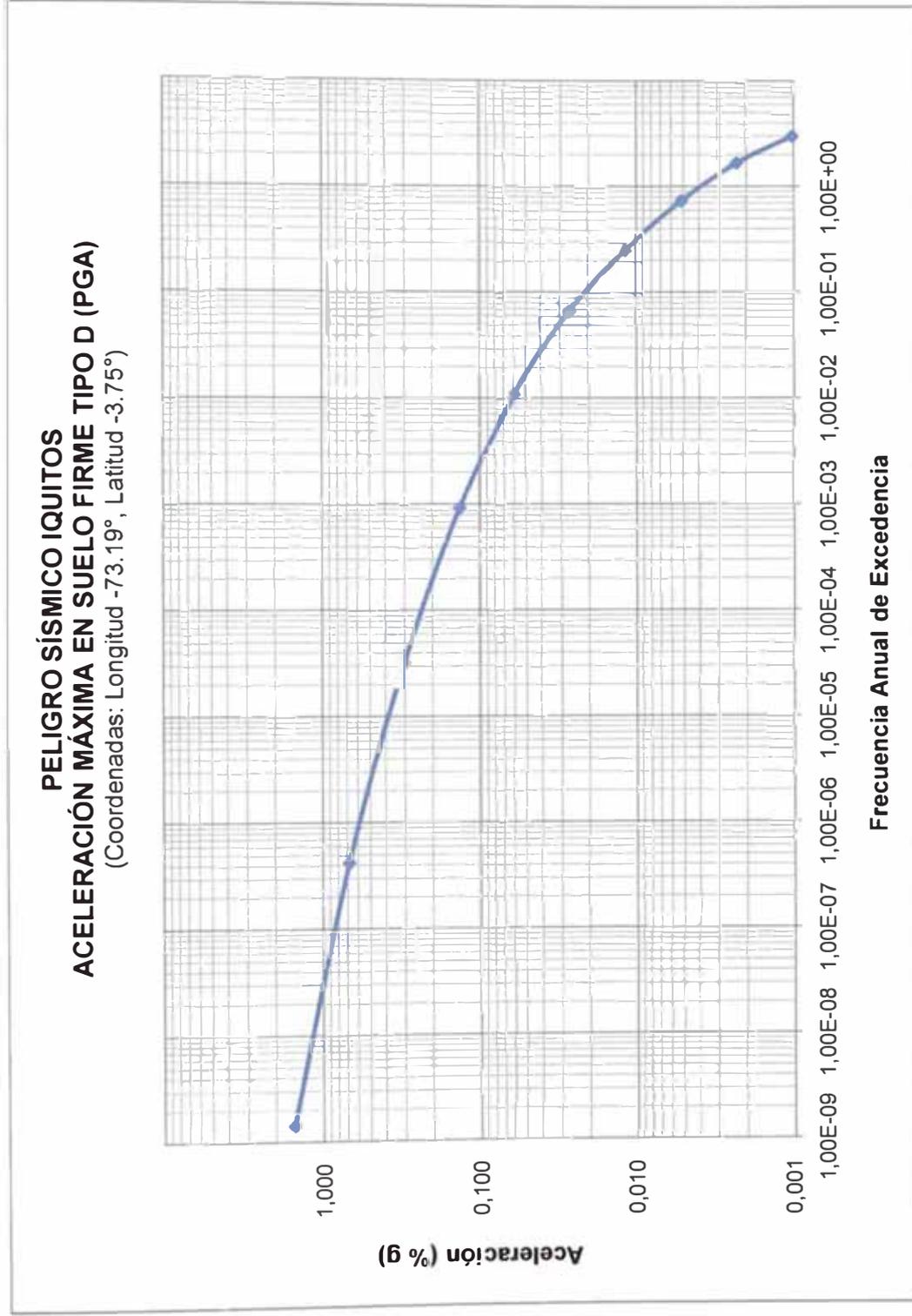


Figura 4.8: Curva de peligro sísmico para la ciudad de Iquitos.

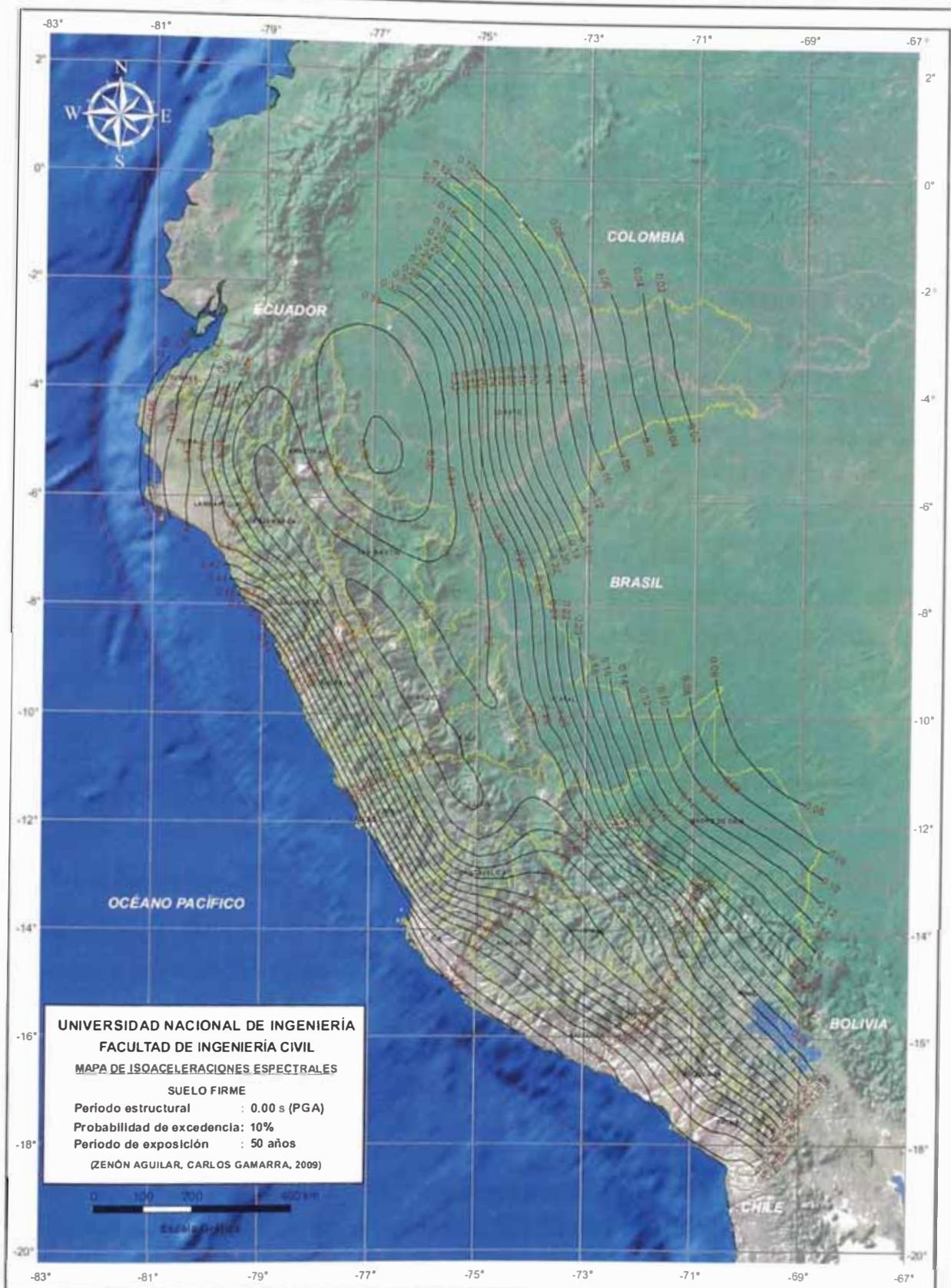


Figura 4.9: Mapa de isoaceleraciones máximas en suelo firme (PGA) para un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años de vida útil.

CAPÍTULO V

5 EVALUACIÓN DE LA DEMANDA SÍSMICA CON ESPECTROS DE PELIGRO UNIFORME EN EL PERÚ

Actualmente, el código sísmico peruano contempla espectros de diseño con forma y valores que se basan en escalar una forma espectral estándar a la aceleración máxima del suelo cuyo valor es el único que presenta una determinada probabilidad de excedencia en un período dado. Esto significa que cualquier espectro de diseño determinado por la norma no presenta una distribución uniforme del peligro en el rango de los períodos estructurales.

La derivación de la forma espectral a partir de la aceleración máxima del suelo está basada en la metodología propuesta por Newmark y Hall (1982) que define la forma espectral aproximando curvas de respuesta para eventos sísmicos con magnitudes en el rango de 6 a 7 y una distancia a la fuente que varía entre 20 y 50 km. Sin embargo, diversos estudios han demostrado que la forma espectral depende de la magnitud y la distancia del sismo al sitio (Anderson & Trifunac, 1977; Anderson & Trifunac, 1978; Boore y Joyner, 1982; Boore y Joyner, 1993) lo que hace necesario obtener espectros que consideren sus posibles combinaciones para una misma probabilidad de excedencia en un determinado período (espectros de peligro uniforme).

5.1 FUNDAMENTOS DEL ESPECTRO DE PELIGRO UNIFORME

El espectro de peligro uniforme se define como aquel espectro que posee la misma probabilidad de ser excedida para un período dado en todo el rango de ordenadas espectrales o en cada punto de éste. El espectro de peligro uniforme toma en cuenta las posibles combinaciones entre la magnitud y la distancia del sismo al sitio de interés.

Este espectro puede entonces ser usado en un análisis espectral de respuesta estructural. La información de este análisis podría además ser usado para ayudar al desarrollo de los movimientos tiempo-historia del suelo. Para realizar esto, las amplitudes del movimiento del suelo y posiblemente el contenido de frecuencias, son escaladas de modo que el espectro del movimiento escalado se ajuste estrechamente al espectro de peligro uniforme.

Por otro lado, se debe tener presente que para efectos de diseños, debería ser posible generar un movimiento sísmico realista del suelo que se ajuste a un evento sísmico pequeño o grande. Sin embargo, la Figura 5.1 muestra que un sismo generado que se ajusta al espectro de peligro uniforme podría no ser tan realista y posiblemente muy conservador.

En resumen, el espectro de peligro uniforme presenta las siguientes características:

- Es desarrollado de un análisis de peligro sísmico probabilístico.
- Todas las ordenadas tienen igual probabilidad de excedencia para un período dado.
- Representa contribuciones de eventos sísmicos cercanos de pequeña magnitud y de eventos sísmicos lejanos de gran magnitud.
- Podría ser excesivamente conservador para el análisis de un espectro de respuesta modal.
- Podría no ser apropiado para la generación de movimientos artificiales del suelo.

5.2 GENERACIÓN DE ESPECTROS DE PELIGRO UNIFORME PARA LAS PRINCIPALES CIUDADES DEL PERÚ

La generación de espectros de peligro uniforme, contempla el desarrollo de una serie de curvas de peligro sísmico para un rango de diferentes períodos espectrales (e.g. 0.0 (PGA), 0.1, 0.2, 1.0, 2.0, etc) en la que los valores de aceleraciones deben ser determinados para una misma probabilidad de excedencia en un mismo período dado. Las Figuras 5.2, 5.3 y 5.4 ilustran la secuencia del proceso de generación de espectros de peligro uniforme para un lugar determinado.

Para la generación de espectros de peligro uniforme se ha utilizado el programa de cómputo CRISIS 2007 (Ordaz et al., 2007), que para una misma frecuencia anual de excedencia proporciona los valores de aceleraciones espectrales correspondientes a los períodos establecidos de cada modelo de atenuación (Tabla 5.1), cuya gráfica define el espectro para el sitio de interés que se requiere evaluar.

Se generó espectros de peligro uniforme para las principales ciudades del Perú considerando un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años (período de retorno de 475 años). Las Figuras 5.5 al 5.12 muestran los espectros de peligro uniforme obtenidos para cada lugar.

Tabla 5.1: Aceleraciones espectrales de respuesta para la interacción suelo firme Tipo D – estructura.

Período Estructural T (s)	Aceleraciones espectrales (% g) en suelo firme Tipo D de las principales ciudades del Perú para un período de retorno de 475 años							
	Piura	Trujillo	Lima	Ica	Arequipa	Tacna	Huancayo	Iquitos
0.0 (PGA)	0.43	0.49	0.53	0.53	0.47	0.51	0.31	0.10
0.075	0.73	0.76	0.81	0.81	0.67	0.75	0.42	0.11
0.1	0.81	0.85	0.91	0.90	0.75	0.83	0.47	0.13
0.2	0.93	1.07	1.16	1.15	0.99	1.09	0.64	0.20
0.3	0.84	1.02	1.12	1.09	0.98	1.06	0.64	0.21
0.4	0.71	0.89	0.97	0.95	0.87	0.94	0.56	0.20
0.5	0.56	0.77	0.85	0.82	0.77	0.82	0.49	0.18
0.75	0.37	0.57	0.65	0.62	0.59	0.62	0.38	0.16
1.0	0.26	0.42	0.47	0.45	0.44	0.46	0.30	0.13
1.5	0.15	0.26	0.30	0.28	0.28	0.29	0.20	0.09
2.0	0.11	0.19	0.22	0.20	0.20	0.21	0.15	0.07
3.0	0.07	0.13	0.15	0.14	0.13	0.13	0.10	0.04
4.0	0.04	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.06	0.03

La Figura 5.13 muestra la comparación de los factores de amplificación dinámica (S_a/A_{max}) de los espectros de peligro uniforme generados para las ciudades de Piura, Lima, Huancayo e Iquitos con los propuestos por el Código Sísmico Peruano (E-030) en los años 1997 y 2003 (Norma actual).

La Figura 5.14 muestra la comparación de los espectros de peligro uniforme generados para las ciudades de Piura y Lima con los espectros propuestos por

el Código Sísmico Peruano para la Zona Sísmica 3 ($Z_{2003/1997} = 0.4$). Del mismo modo, las Figuras 5.15 y 5.16 muestran la comparación para las ciudades de Huancayo e Iquitos en la Zona Sísmica 2 ($Z_{2003/1997} = 0.3$) y 1 ($Z_{2003/1997} = 0.15$) respectivamente.

En las Figuras 5.13 y 5.14 se observa que para estructuras de cualquier período ubicadas en la ciudad de Piura el factor de amplificación dinámica y las ordenadas espectrales o demandas sísmicas obtenidas en el presente trabajo son menores a los propuestos por la norma sísmica E-030 en los años 1997 y 2003. Para estructuras con períodos mayores o iguales a 0.75 s ubicadas en la ciudad de Lima el factor de amplificación dinámica obtenido en este trabajo es mayor al propuesto por la norma sísmica E-030 – 1997 pero menor que la norma E-030 – 2003. Sin embargo, las demandas sísmicas obtenidas superan el espectro de la norma sísmica E-030 – 2003.

En las Figuras 5.13 y 5.15 se observa que para estructuras con períodos mayores o iguales a 0.75 s ubicadas en la ciudad de Huancayo el factor de amplificación dinámica obtenido en este trabajo es mayor al propuesto por la norma sísmica E-030 – 1997 y tiende a ajustarse al propuesto por la norma actual E-030 – 2003. Asimismo, las demandas sísmicas obtenidas también se ajustan al espectro de la norma sísmica E-030 – 2003.

En las Figuras 5.13 y 5.16 se observa que para estructuras con períodos mayores a 0.6 s ubicadas en la ciudad de Iquitos el factor de amplificación dinámica obtenido en este trabajo supera notoriamente al propuesto por la norma sísmica E-030 – 2003. Aún así, las demandas sísmicas obtenidas para períodos mayores a 0.8 s son menores al espectro de esta norma pero mayores que la norma E-030 – 1997.

5.3 EVALUACIÓN DE LA PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA Y EL PERÍODO DE EXPOSICIÓN PARA ESTUDIOS DE PELIGRO SÍSMICO EN EL PERÚ FRENTE AL PROCEDIMIENTO DE DISEÑO DEL IBC 2006

Comparativamente podemos señalar que en Norteamérica las inclinaciones de las curvas de peligro sísmico a 0.2 segundos para las ciudades occidentales (Los Ángeles, San Francisco y Seattle) son menores a las inclinaciones de las curvas de las ciudades centrales (Salt Lake City) y orientales (New York City, Charleston y Memphis), así estas últimas tienden a intersecar a las curvas de las

ciudades occidentales en un punto cuya frecuencia anual de excedencia está próxima a un 2% en 50 años y no al 10% en 50 años. Es por esta razón que el código IBC 2006, en su procedimiento de diseño, contempla la evaluación del peligro sísmico para un 2% en 50 años escalado por un factor de 2/3 (aproximadamente para un 5% en 50 años), el cual ha sido definido en base a comparaciones de espectros con peligro uniforme. De este modo se consigue que los valores occidentales sean prácticamente los mismos a que si se evaluara directamente para un 10% en 50 años mientras que los valores centrales y orientales son significativamente incrementados.

Por el contrario, de acuerdo a los resultados obtenidos en el presente trabajo y a diferencia de los EE.UU, la Figura 5.17 y la Tabla 5.2 muestran que para el Perú la evaluación del peligro sísmico para un 10% de probabilidad de excedencia en 50 años es consistente en comparación con el procedimiento de diseño del IBC 2006. Las curvas de peligro sísmico correspondientes a las ciudades de Huancayo e Iquitos muestran un menor valor de aceleración debido a la disminución de la sismicidad en estas zonas y en general las curvas presentan una tendencia paralela a medida que disminuye la frecuencia anual de excedencia (aumenta el período de retorno). La Tabla 5.2 muestra los valores de las aceleraciones espectrales de las principales ciudades del Perú para 0.2 s con 2% en 50 años escalados por el factor 2/3, en comparación con los obtenidos directamente para un 10% en 50 años. Éstos últimos son prácticamente los mismos que los valores escalados (porcentajes de variación menores iguales al 5% a excepción de Piura que presenta un valor del 12.97% con una probabilidad de excedencia del 7.5% en 50 años aproximadamente).

Tabla 5.2: Comparación de aceleraciones espectrales a 0.2 s para las principales ciudades del Perú según el código IBC 2006.

	Piura	Trujillo	Lima	Arequipa	Huancayo	Iquitos
2% en 50 años	1.58	1.66	1.77	1.55	0.98	0.32
2/3 (2% en 50 años)	1.05	1.11	1.18	1.04	0.65	0.21
10 % en 50 años	0.93	1.07	1.16	0.99	0.64	0.20
% de variación	12.97 %	3.72 %	1.82 %	4.68 %	1.99 %	5.03 %

5.4 MAPAS DE ISOACELERACIONES ESPECTRALES CORRESPONDIENTES A PERÍODOS ESTRUCTURALES DE 0.2 Y 1.0 SEGUNDO PARA DEFINIR EL ESPECTRO DE RESPUESTA CON PELIGRO UNIFORME EN EL PERÚ

En las últimas décadas, los mapas sísmicos han sido ampliamente usados en códigos sísmicos de diferentes países de todo el mundo. Actualmente, el código sísmico de los Estados Unidos IBC (2006), incluye mapas de ordenadas espectrales para generar espectros de diseños basados en una misma probabilidad de excedencia y un mismo período. Este nuevo procedimiento propuesto en los EE.UU. para definir el espectro de respuesta se basa en dos ordenadas espectrales, correspondientes a 0.2 y 1.0 segundo, valores que son directamente leídos de los mapas y que permiten un ajuste razonable del espectro en base a ecuaciones simples. El período cero (PGA), representa el período para la máxima aceleración del suelo. Los valores de 0.2 y 1.0 segundo representan a los períodos cortos y largos respectivamente en el análisis espectral de respuesta estructural. Estos valores espectrales son luego combinados con los factores de suelo para obtener el espectro de respuesta de diseño.

En la actualidad, el Perú no cuenta con trabajos orientados al cálculo de ordenadas espectrales tan detallados como los de Estados Unidos, por lo tanto aún no es posible caracterizar las demandas sísmicas específicas de diseño con peligro uniforme para cada región del país.

Finalmente, para la generación de los mapas de isoaceleraciones en el Perú se calcularon los valores de las aceleraciones espectrales horizontales de respuesta estructural para la interacción suelo firme Tipo D - estructura, utilizando el programa de cómputo CRISIS 2007 v1.1 (Ordaz et al., 2007), en una malla de puntos espaciados cada 0.5° y cubriendo todo el territorio nacional. Las Figuras 5.18 y 5.19 muestran los mapas de isoaceleraciones espectrales para los períodos estructurales de 0.2 y 1.0 segundo con un 10% de probabilidad de excedencia en un período de 50 años de vida útil.

Los resultados obtenidos en el presente y el anterior capítulo indican que las formas espectrales para el Perú, normalizadas a la máxima aceleración del suelo (PGA) y generadas con peligro uniforme, son similares a aquellas obtenidas por Monroy y Bolaños (2004), sin embargo los valores de las ordenadas de los

espectros de peligro uniforme obtenidos en el presente trabajo son, en general, evidentemente mayores para todo el rango de períodos estructurales y específicamente para 0.2 y 1.0 segundo (Figuras 5.18 y 5.19).

ESPECTRO DE PELIGRO UNIFORME

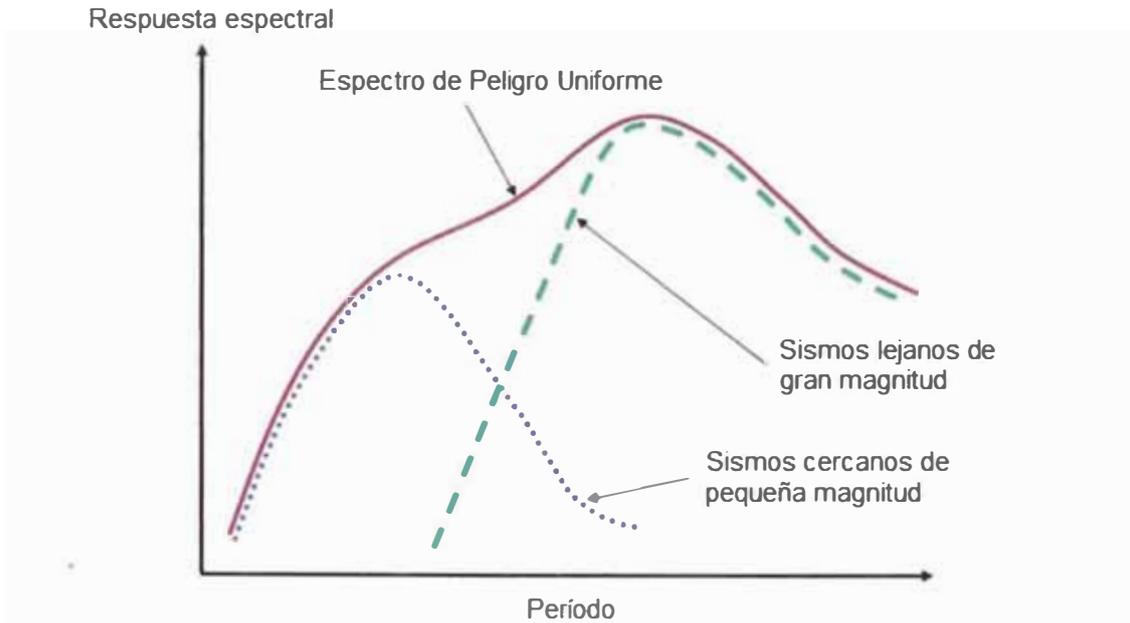


Figura 5.1: Espectro de Peligro Uniforme.

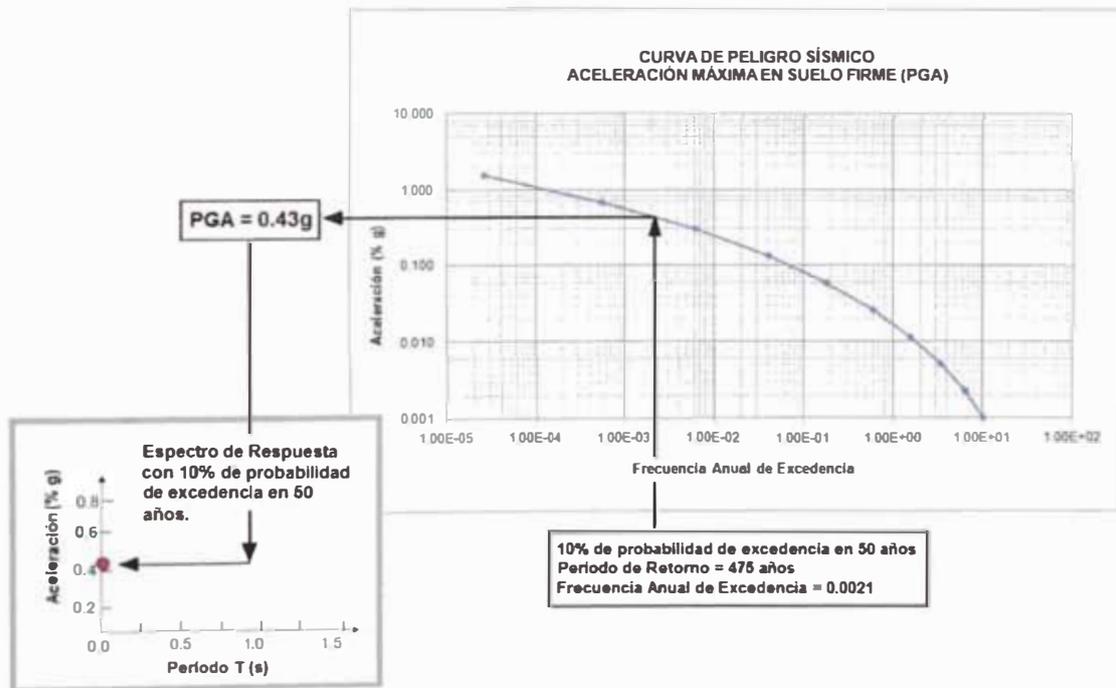


Figura 5.2: Generación del espectro de peligro uniforme (Curva de peligro sísmico para la aceleración máxima en suelo firme PGA).

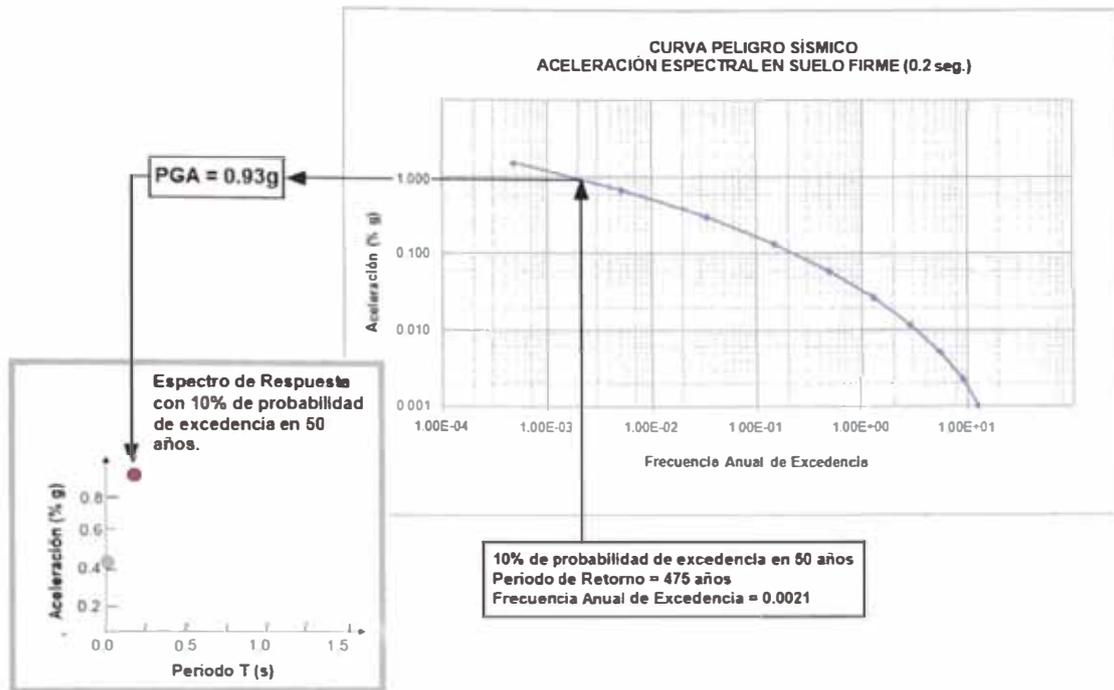


Figura 5.3: Generación del espectro de peligro uniforme (Curva de peligro sísmico para la aceleración espectral de 0.2 s).

Espectro de Respuesta con Peligro Uniforme 10% de probabilidad de excedencia en 50 años

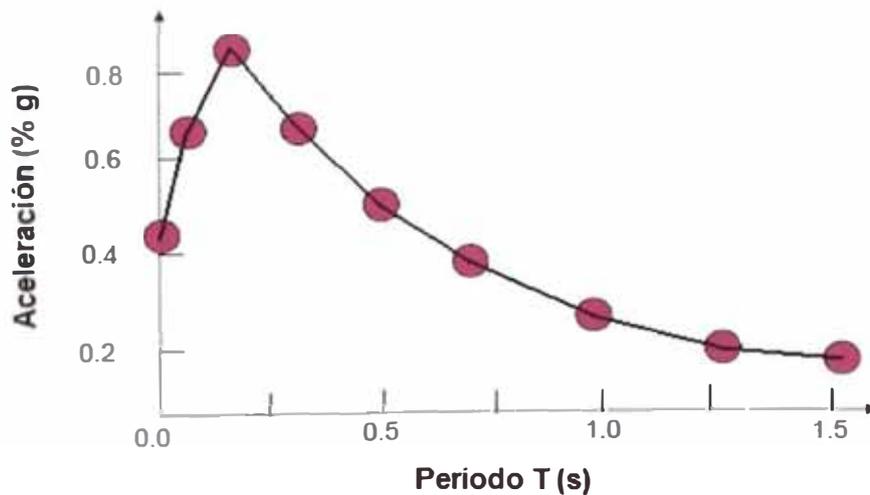


Figura 5.4: Espectro de peligro uniforme generado.

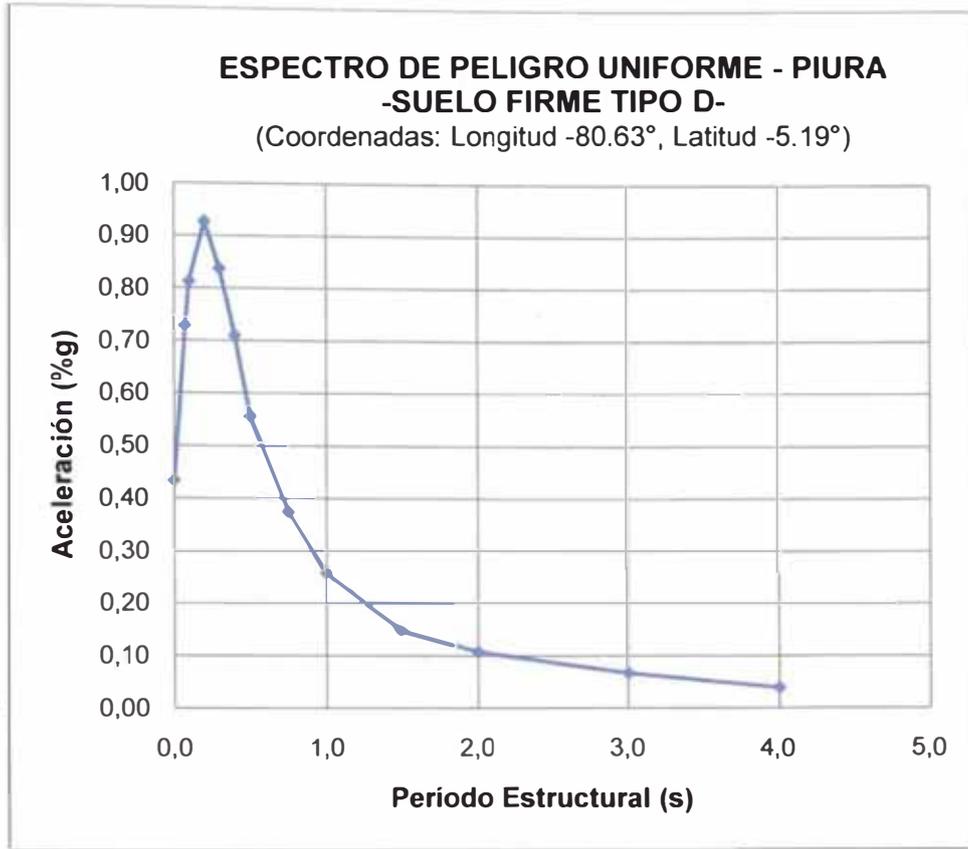


Figura 5.5: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Piura.

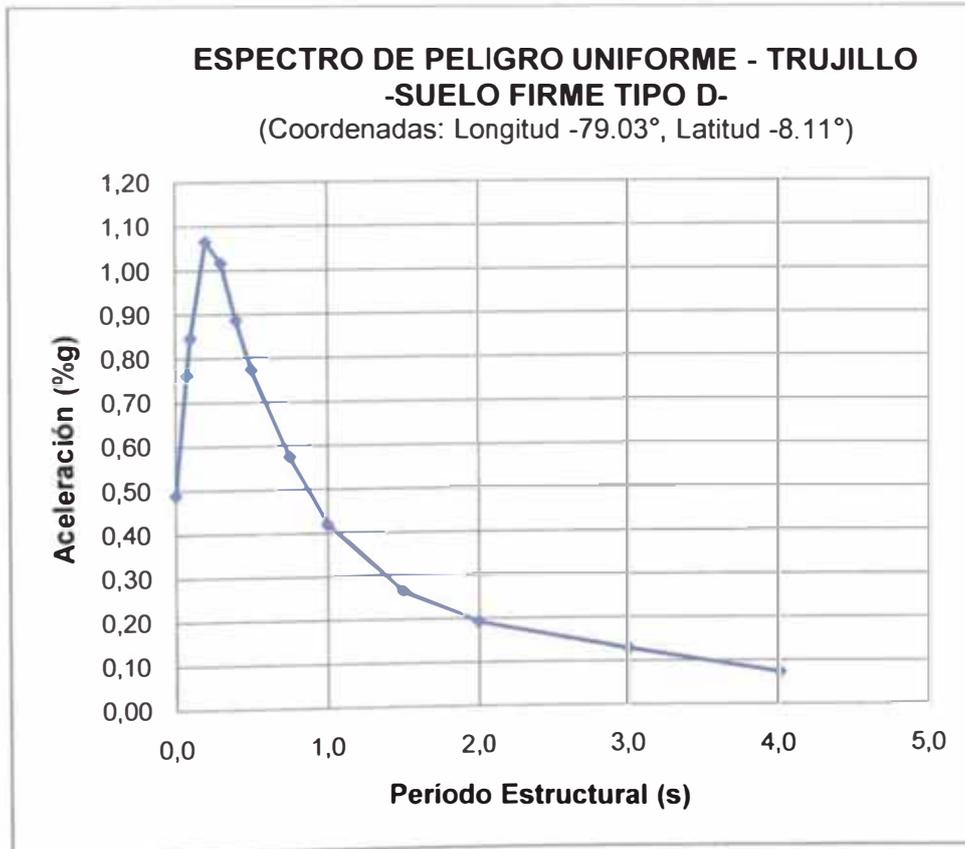


Figura 5.6: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Trujillo.

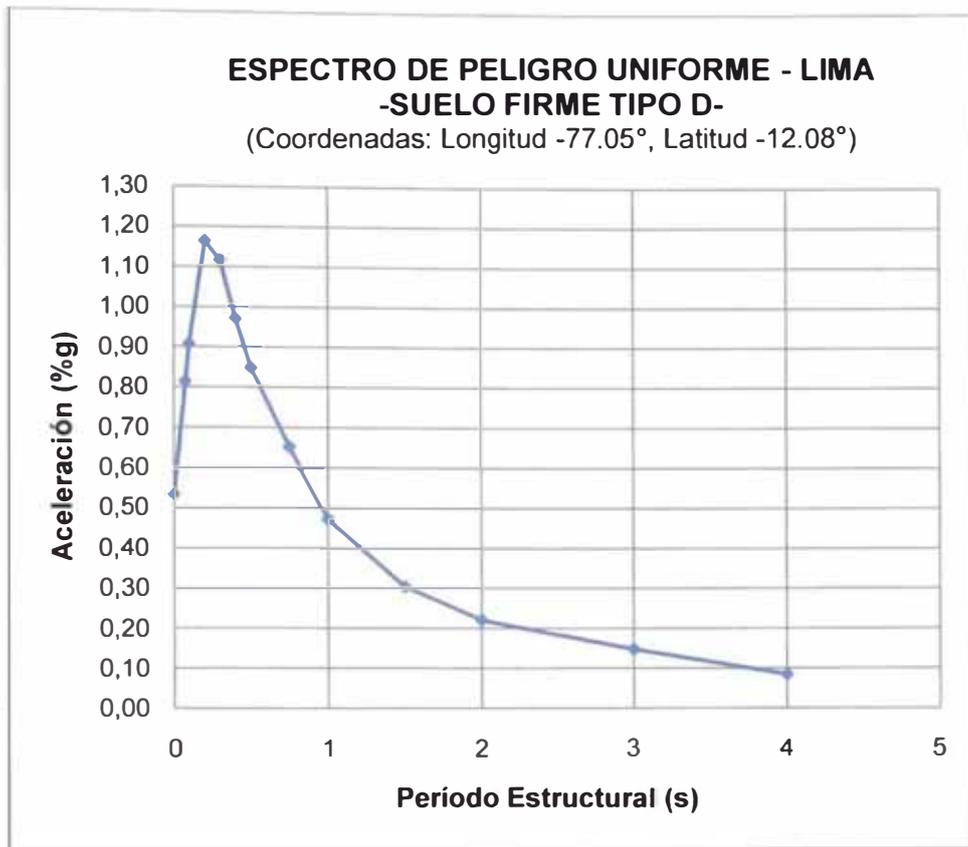


Figura 5.7: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Lima.

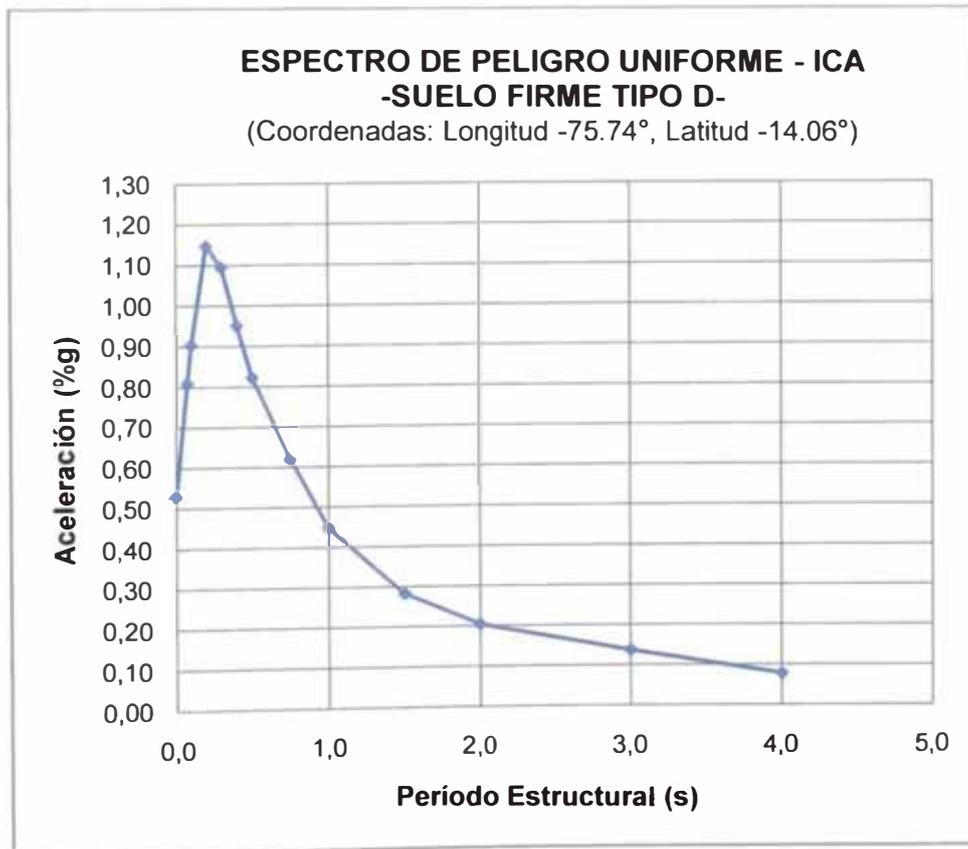


Figura 5.8: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Ica.

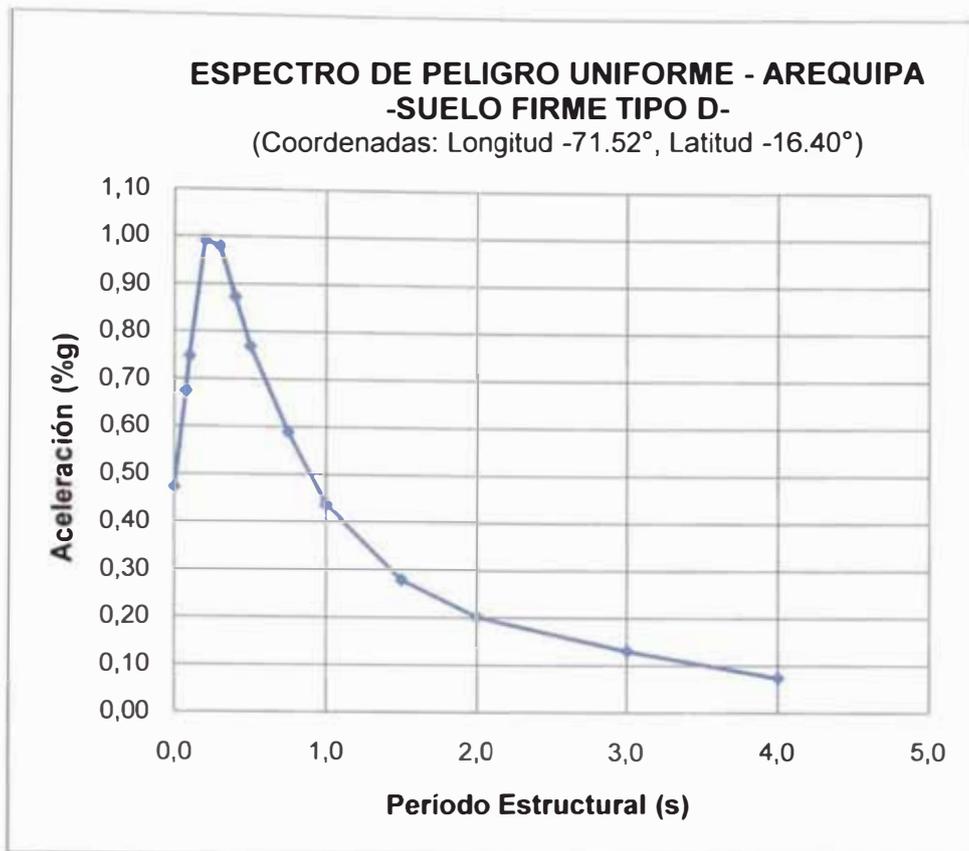


Figura 5.9: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Arequipa.

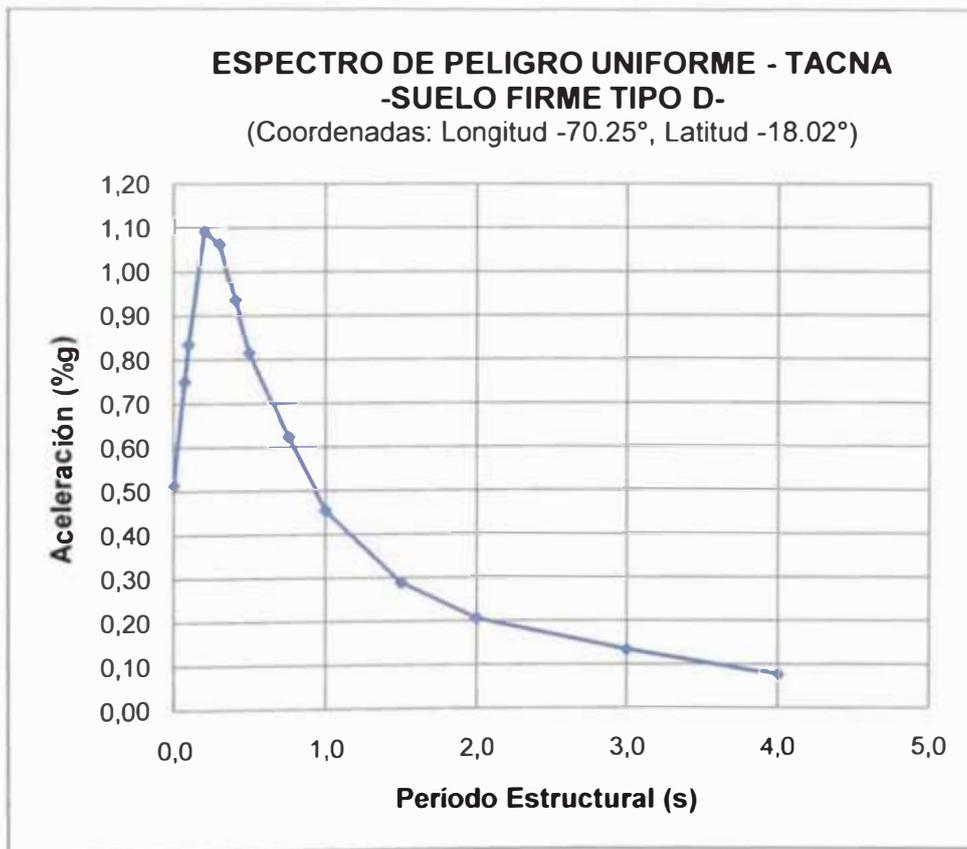


Figura 5.10: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Tacna.

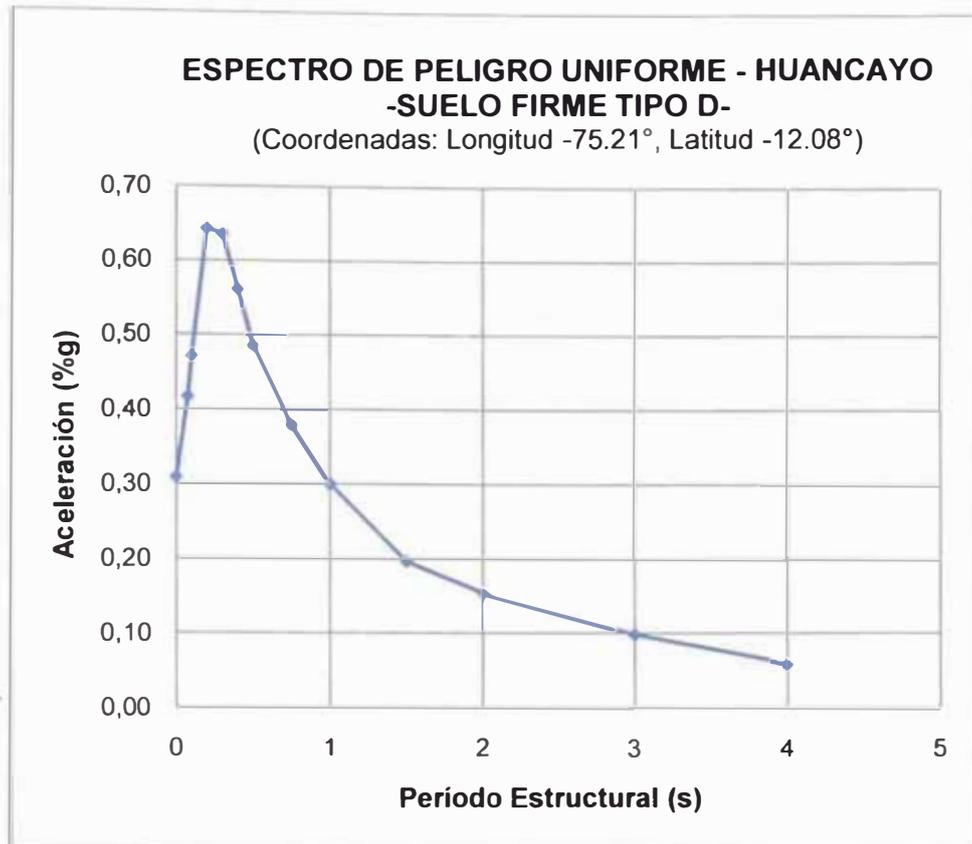


Figura 5.11: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Huancayo.

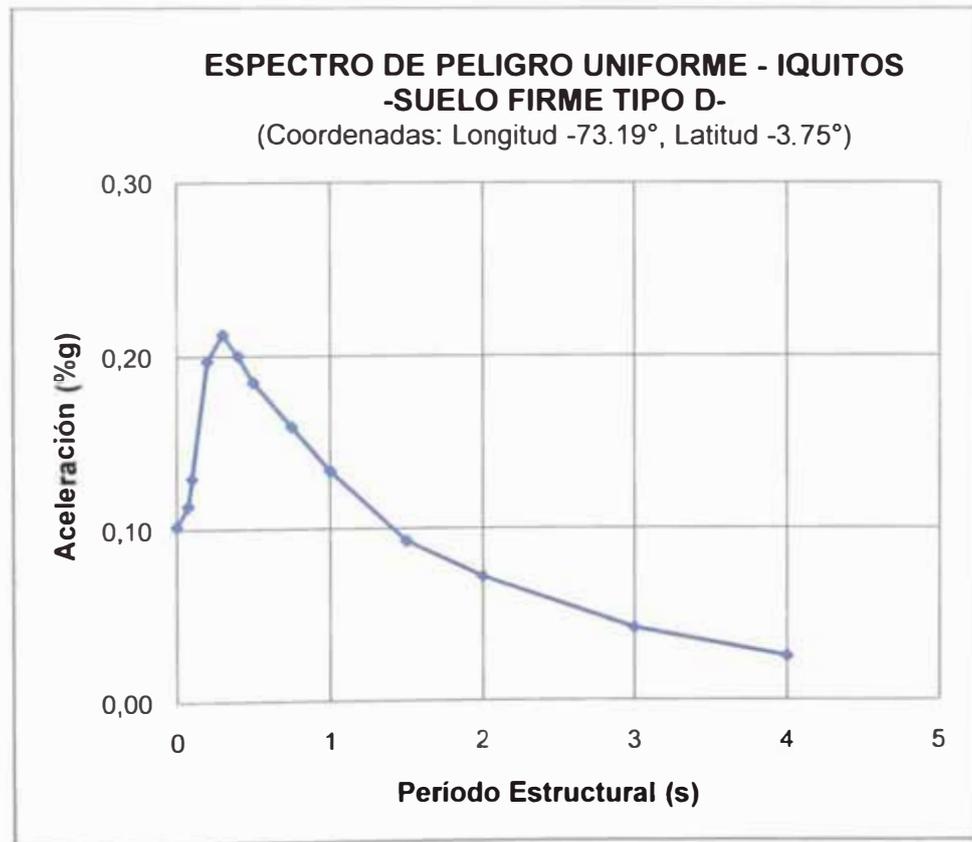


Figura 5.12: Espectro de peligro uniforme para la ciudad de Iquitos.

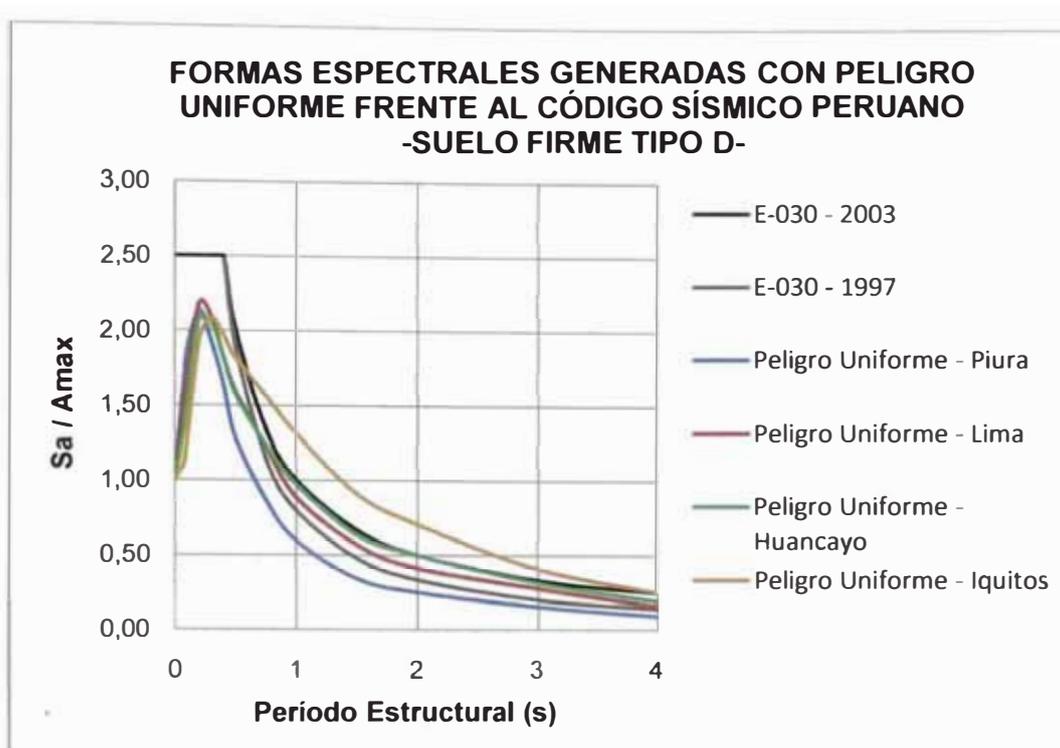


Figura 5.13: Comparación de los factores de amplificación dinámica de los espectros de peligro uniforme generados para las ciudades de Piura, Lima, Huancayo e Iquitos con los propuestos por el Código Sísmico Peruano.

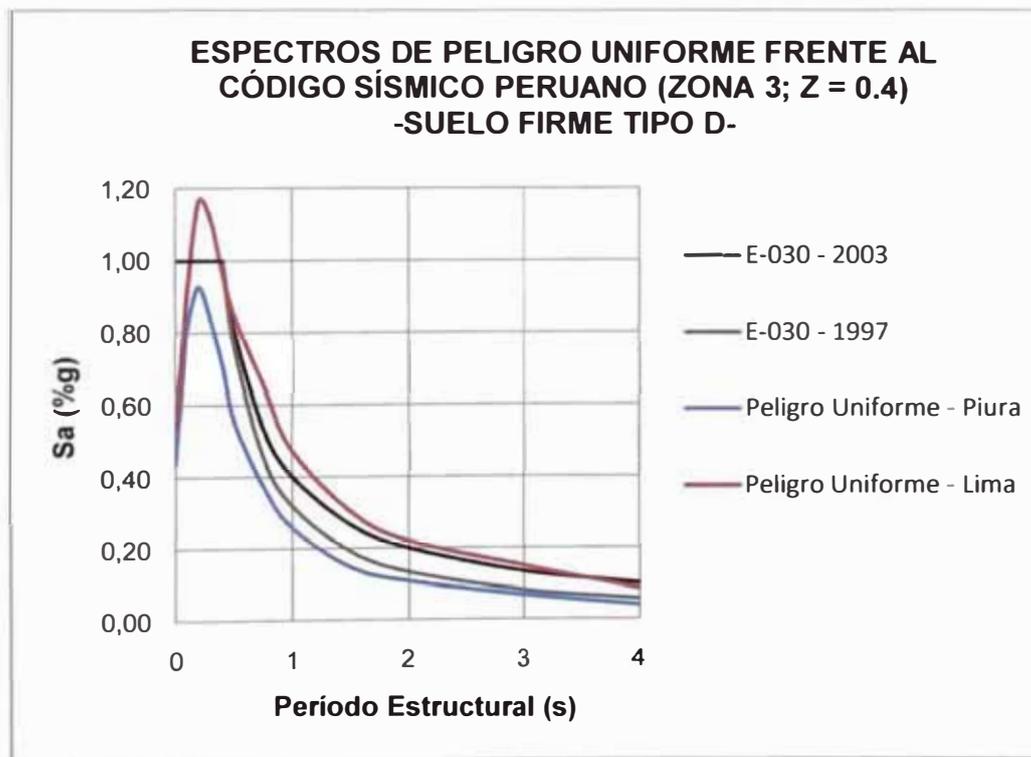


Figura 5.14: Comparación de los espectros de peligro uniforme generados para las ciudades de Piura y Lima con los espectros propuestos por el Código Sísmico Peruano para la Zona Sísmica 3 ($Z_{2003/1997} = 0.4$).

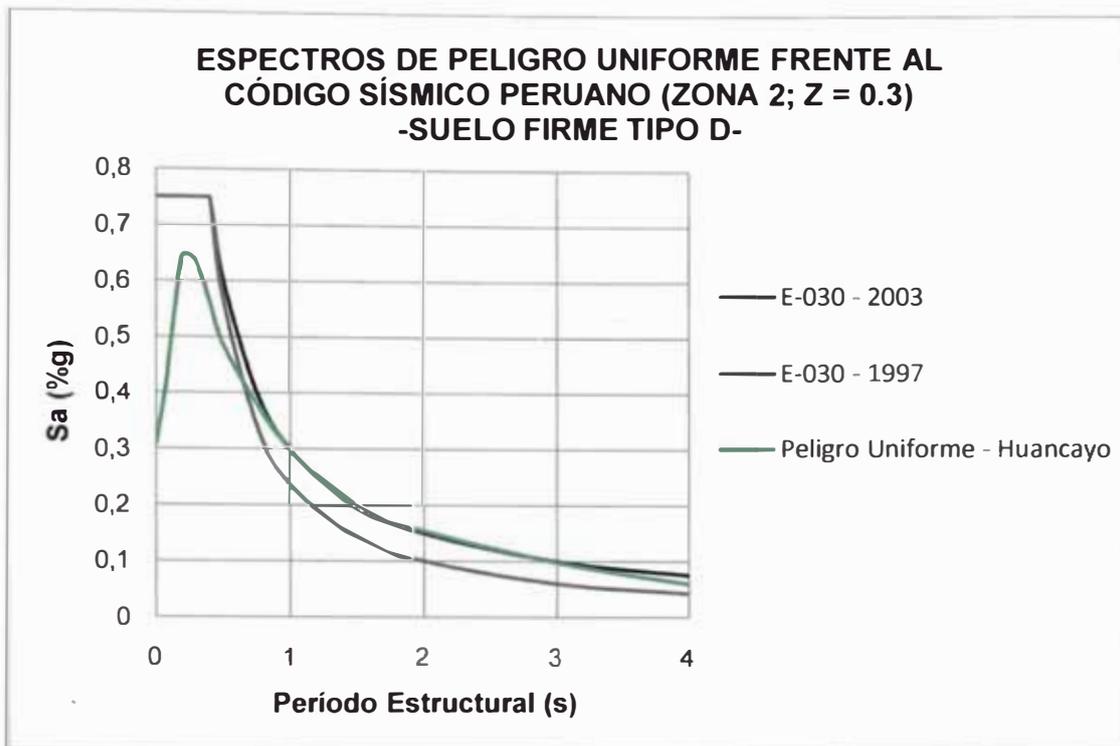


Figura 5.15: Comparación del espectro de peligro uniforme generado para la ciudad de Huancayo con los espectros propuestos por el Código Sísmico Peruano para la Zona Sísmica 2 ($Z_{2003/1997} = 0.3$).

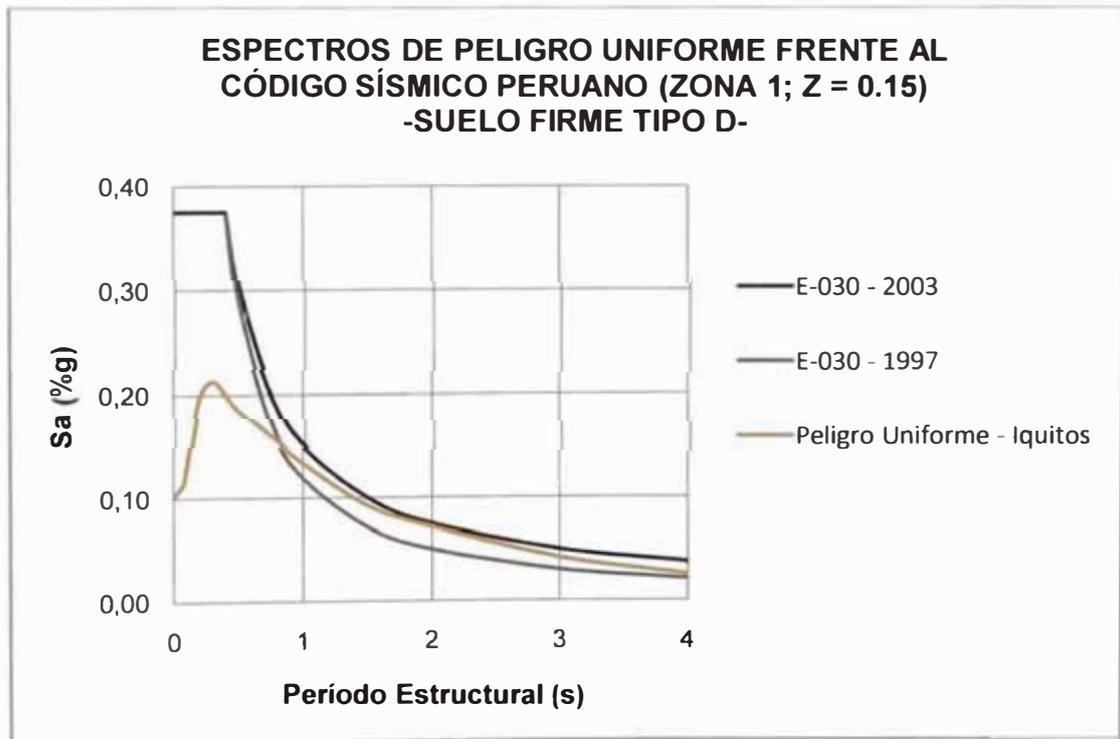


Figura 5.16: Comparación del espectro de peligro uniforme generado para la ciudad de Iquitos con los espectros propuestos por el Código Sísmico Peruano para la Zona Sísmica 1 ($Z_{2003/1997} = 0.15$).

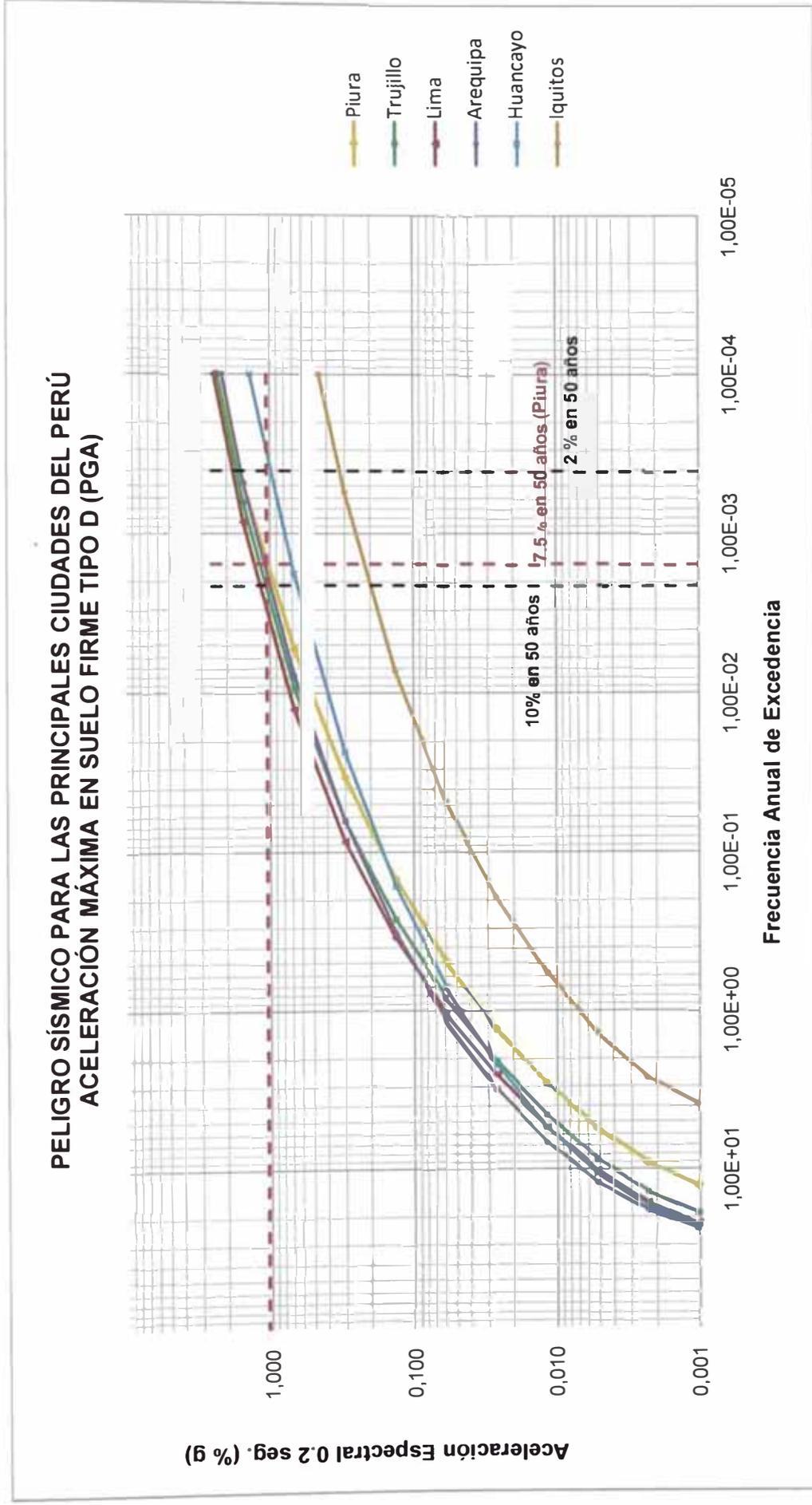


Figura 5. 17: Superposición de las curvas de peligro sísmico (0.2 s aceleración espectral) de las principales ciudades del Perú.

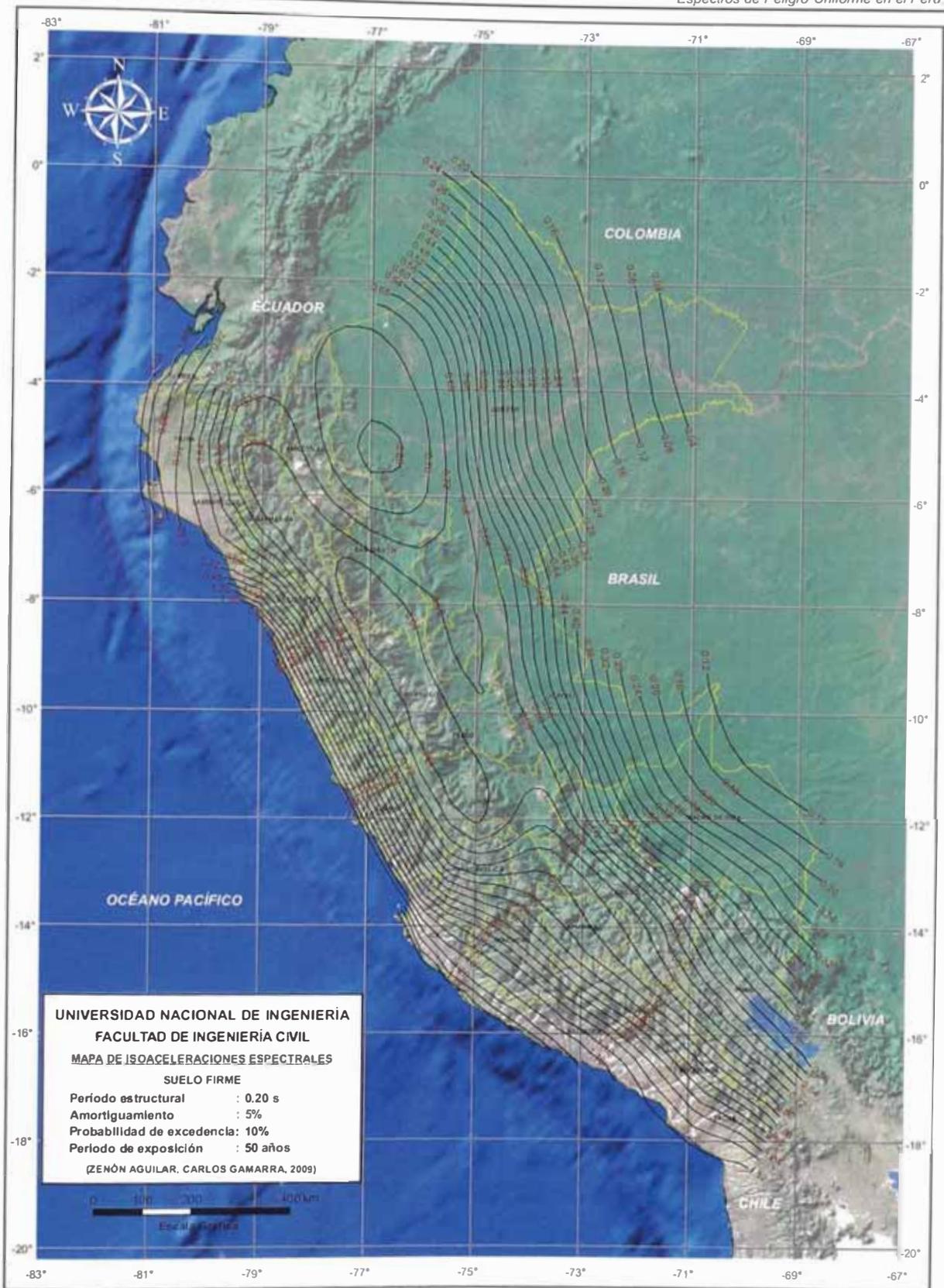


Figura 5.18: Mapa de isoaceleraciones espectrales para un período estructural de 0.2 segundos y 10% de probabilidad de excedencia en 50 años de vida útil.

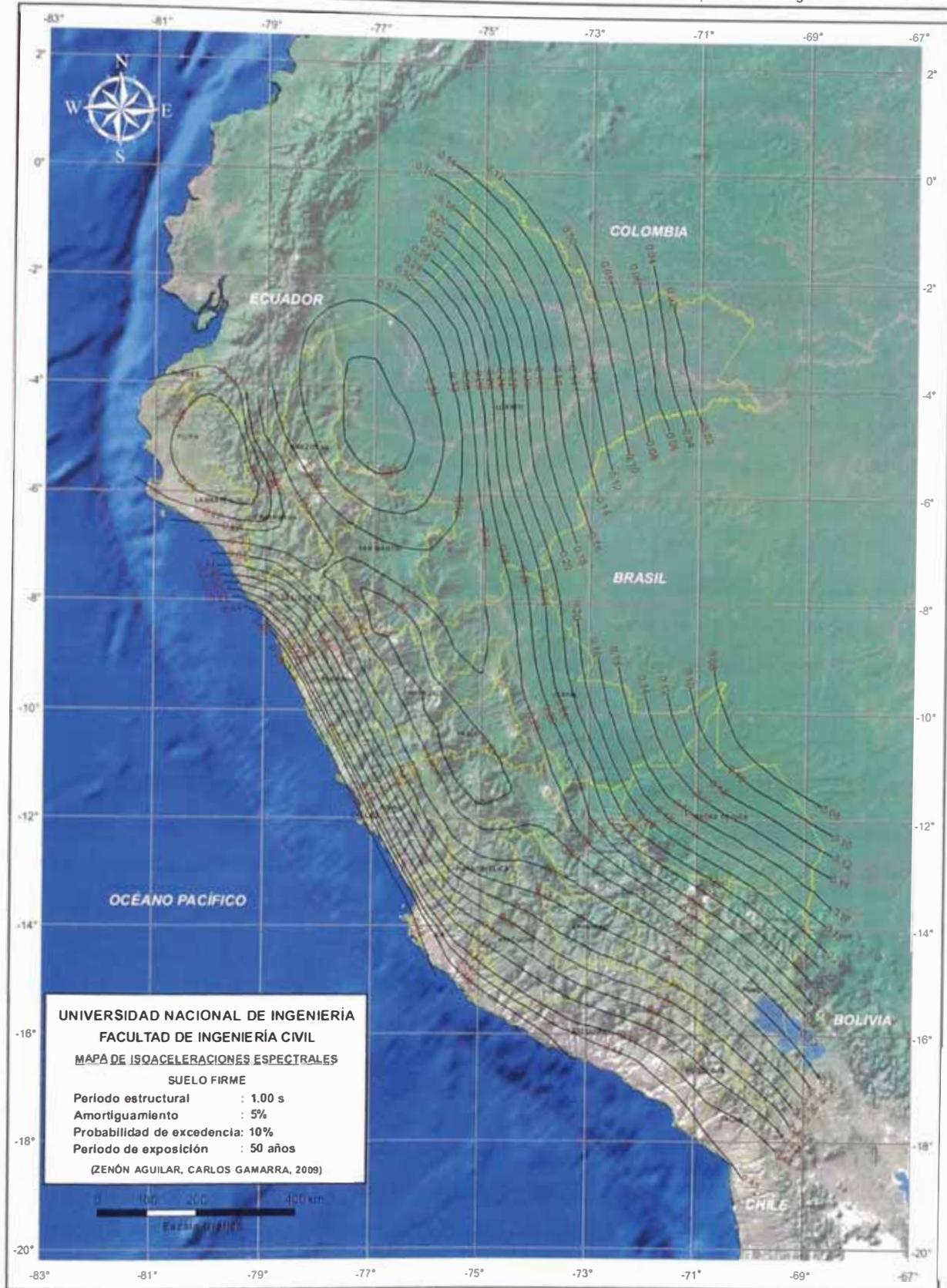


Figura 5.19: Mapa de isoaceleraciones espectrales para un período estructural de 1.0 segundo y 10% de probabilidad de excedencia en 50 años de vida útil.

CONCLUSIONES

La sismicidad del área de estudio está determinada por la ocurrencia de eventos sísmicos de subducción de interfase e intraplaca y por eventos continentales o de corteza superficial.

Se han definido en total 20 fuentes sismogénicas para el Perú; 14 corresponden a fuentes de subducción, de las cuales 5 son de subducción de interfase y 9 de intraplaca, y 6 corresponden a fuentes continentales.

La definición de las fuentes sismogénicas es vital para la evaluación del peligro sísmico y está en función a la configuración tectónica, la distribución espacial de la sismicidad y a los mecanismos focales a los que se encuentra asociada.

La nueva definición de fuentes contempla profundidades que modelan geoméricamente el ángulo de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana y han sido determinadas por cortes transversales perpendiculares a la Fosa Perú-Chile.

Los parámetros sismológicos de las fuentes fueron determinados en base a Magnitud Momento (M_w), debido a la tendencia actual de usar esta escala por ser la única que no está sujeta al fenómeno de *saturación*, y en vista de que las leyes de atenuación más recientes están desarrolladas para M_w .

En el análisis de peligro sísmico probabilístico, se utilizaron las leyes de atenuación propuestas por Youngs et al. y Sadigh et al. para sismos de subducción y corteza superficial respectivamente.

La evaluación del peligro sísmico realizada para el Perú está basada en la teoría desarrollada por Cornell (1968) y ha sido realizada para una probabilidad de excedencia de 10% en 50 años de vida útil, con el programa de cómputo CRISIS 2007 v1.1, desarrollado y actualizado por Ordaz et al. (2007).

La evaluación del peligro sísmico se realizó para la máxima aceleración del suelo y para aceleraciones espectrales de respuesta horizontal con un 5% de

amortiguamiento, generando mapas de isoaceleraciones espectrales para períodos estructurales de 0.0 (PGA), 0.2 y 1.0 segundo.

Los resultados obtenidos en el Capítulo IV muestran que realizar una evaluación del peligro sísmico en el Perú para una 10% de probabilidad de excedencia en 50 años es consistente en comparación con el procedimiento de diseño del código IBC 2006.

En la Zona Sísmica 3, para estructuras de cualquier período ubicadas en la ciudad de Piura el factor de amplificación dinámica y las demandas sísmicas obtenidas en el presente trabajo son menores a los exigidos por la norma sísmica E-030 en los años 1997 y 2003. Para estructuras con períodos mayores o iguales a 0.75 s ubicadas en la ciudad de Lima el factor de amplificación dinámica obtenido en este trabajo es mayor al exigido por la norma sísmica E-030 – 1997 pero menor que la norma E-030 – 2003. Sin embargo, las demandas sísmicas obtenidas superan el espectro de la norma sísmica E-030 – 2003.

En la Zona Sísmica 2, para estructuras con períodos mayores o iguales a 0.75 s ubicadas en la ciudad de Huancayo el factor de amplificación dinámica obtenido en este trabajo es mayor al exigido por la norma sísmica E-030 – 1997 y tiende a ajustarse al exigido por la norma actual E-030 – 2003. Asimismo, las demandas sísmicas obtenidas también se ajustan al espectro de la norma sísmica E-030 – 2003.

En la Zona Sísmica 1, para estructuras con períodos mayores a 0.6 s ubicadas en la ciudad de Iquitos el factor de amplificación dinámica obtenido en este trabajo supera notoriamente al exigido por la norma sísmica E-030-2003. Aún así, las demandas sísmicas obtenidas para períodos mayores a 0.8 s son menores al espectro de esta norma pero mayores que la norma E-030-1997.

De acuerdo a los resultados obtenidos para las ciudades de Piura, Lima, Huancayo e Iquitos, los valores del factor de amplificación dinámica aumentan de oeste a este significativamente.

La pequeña diferencia que existe entre los valores del factor de amplificación dinámica para un período de 0.2 s obtenidos en el presente trabajo, indica que

las demandas sísmicas para períodos cortos están directamente relacionadas con la máxima aceleración del suelo.

La variación del factor de amplificación dinámica espectral para períodos medios y largos muestra la necesidad de contar con formas espectrales propias de cada región. Los espectros de peligro uniforme cumplen con este requerimiento puesto que incluyen todas las posibles combinaciones de magnitud y distancia que puedan influir en la forma espectral para una determinada probabilidad de excedencia en un período dado.

Los mayores valores del factor de amplificación dinámica para períodos mayores a 0.6 s obtenidos en este trabajo en la Zona Sísmica 1, al noreste del Perú (Iquitos), se deben al predominio de ondas sísmicas de baja frecuencia generadas por sismos lejanos de gran magnitud.

En general, dado que Castillo y Alva (1993) consideraron aceleraciones máximas en roca, las aceleraciones máximas del suelo obtenidas en el presente estudio muestran mayores valores a excepción de la costa de Tumbes, Piura y Lambayeque, que en promedio presentan aceleraciones menores en 0.04g.

Los mayores valores de aceleraciones máximas del suelo se distribuyen en toda la costa del país y disminuyen con dirección al este. En los límites costeros de Piura, Lima e Ica se alcanzan valores máximos de 0.48g, 0.54g y 0.58g respectivamente, en Arequipa los valores oscilan entre 0.52g y 0.56g, mientras que en Moquegua y Tacna los valores ascienden a 0.52g. Por otro lado, se observan también altas aceleraciones en las zonas de Moyobamba, con valores de 0.36g que aumentan hacia el norte y alcanzan valores máximos de 0.38g.

Existe un decrecimiento de la sismicidad sobre la Cordillera Occidental de los Andes de 0.32g a 0.30g para la máxima aceleración del suelo.

Las curvas de isoaceleraciones máximas del suelo se distribuyen paralelamente a la costa, lo cual coincide con el mecanismo de subducción del borde occidental costero de Sudamérica.

En la zona Noreste del Perú se produce una separación y cambios en la orientación de las curvas de isoaceleraciones, asociadas a la alta sismicidad de esta zona, especialmente al nido sísmico de Rioja-Moyobamba.

Los cambios evidentes en la inclinación y sinuosidad de las curvas de isoaceleraciones en el sur del país están asociados a la Dorsal de Nazca y en menor medida a la contorsión de la Placa de Nazca en Arequipa.

Las zonas de Tumbes y Piura presentan un decrecimiento en las aceleraciones de respuesta espectral para un período estructural de 1.0 segundo. Esto podría deberse al tipo de sismicidad en estas zonas (valores de $b \approx 1.0$) que describe la abundancia relativa de eventos sísmicos. Es decir, las ordenadas espectrales en estas zonas estarían gobernadas por ondas sísmicas de alta frecuencia generadas por pequeños sismos locales.

Los resultados obtenidos en el capítulo IV y V indican que las formas espectrales para el Perú, normalizadas a la máxima aceleración del suelo (PGA) y generadas con peligro uniforme, son similares a aquellas obtenidas por Monroy y Bolaños (2004), sin embargo los valores de las ordenadas de los espectros de peligro uniforme obtenidos en el presente trabajo son, en general, evidentemente mayores para todo el rango de períodos estructurales y específicamente para 0.2 y 1.0 segundo.

RECOMENDACIONES

Se debería homogenizar el reporte de magnitudes en los catálogos sísmicos, así como revisar y actualizar constantemente la data.

A medida que transcurra el tiempo y se recopile una mayor cantidad de eventos sísmicos, se recomienda actualizar los parámetros sismológicos de cada fuente sismogénica definida en el presente estudio.

Las leyes de atenuación desempeñan un rol fundamental en el análisis de peligro sísmico debido a que cuantifican la disipación de energía de las ondas sísmicas con la distancia. Sin embargo, la determinación de una expresión que modele adecuadamente el comportamiento real de atenuación de las ondas sísmicas con la distancia no es nada sencillo pero es más confiable mientras mayor sea el número de registros sísmicos utilizados. En tal sentido, se recomienda implementar en el análisis de peligro sísmico, leyes de atenuación de nueva generación que puedan desarrollarse en el futuro bajo características sismotectónicas similares a las del Perú.

Se recomienda incluir en la Norma Peruana de Diseño Sismoresistente mapas de isoaceleraciones espectrales para 0.2 y 1.0 segundo, que definan la forma espectral mediante ecuaciones simples y que combinados con los factores de suelo permitan obtener el espectro de respuesta de diseño con peligro uniforme, propio de cada región.

Para estructuras de Ingeniería Civil de gran importancia es necesario realizar una evaluación específica del peligro sísmico. Las curvas de isoaceleraciones determinadas representan valores medios del peligro sísmico en el Perú.

BIBLIOGRAFÍA

1. Aguilar Z., "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, 2004.
2. Aiquel A., "Hacia una Nueva Regionalización y Cálculo del Peligro Sísmico en Chile", Tesis de Grado, Universidad de Chile, Santiago, Chile, 1990.
3. Alva J., "Banco de Datos de Mapas de Isosistas en el Perú", Sección de Postgrado, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima - Perú, 2005.
4. Alva J., Escalaya M., "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, 2003.
5. Anderson J., Trifunac M., "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, 1977.
6. Anderson J., Trifunac M., "Uniform risk functional for characterization of strong earthquake ground motion", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 68, pp. 205-208, 1978.
7. Ávila L., "Hacia una Regionalización del Peligro Sísmico ocasionado por réplicas, para sismos en la costa del Pacífico mexicano", Tesis para optar el grado de Magister en Ciencias (Sismología) – UNAM, México, 2007.
8. Barazangi M., Isacks B., "Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: Geology, 4: 686-692, 1976.
9. Bernal I., "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, 2000.

10. Bernal I., "Aproximación a un Modelo Detallado de la Sismicidad en el Perú: Características y Evaluación de la Energía Sísmica Liberada", Tesis de grado UNSA, 170 p., 2002.
11. Bernal I., Tavera H., Antayhua Y., "Zonas sismogénicas en el Perú: volúmenes de deformación, gráficos polares y zonificación preliminar", Bol. Soc. Geológica del Perú, Vol. 93, p. 31-44, 2002.
12. Bollinger L., Avouac J., Cattin R., Pandey M., "Stress buildup in the Himalaya", Journal of Geophysical Research, 109 - B11405, 2004.
13. Bolt B., "Earthquakes", W.H. Freeman and Company, New York, 282 pp., 1988.
14. Bolt B., "The nature of earthquake ground motion", in F. Naeim, ed., The Seismic Design Handbook, Van Nostrand Reinhold, New York, 1989.
15. Bonilla F., Ruiz M., "Evaluación del Peligro Sísmico en el Ecuador", Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, 1992.
16. Boore D., "The motion of the ground during earthquakes", Scientific American, Vol. 237, N° 6, pp. 68-78, 1977.
17. Boore D., Joyner W., "Prediction of Earthquake Response Spectra", U.S. Geological Survey, Open File Report 82-977, 1982.
18. Boore D., Joyner W., "Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An Interim Report", U.S.G.S. Open File Report 93-509, 1993.
19. Casaverde L., Vargas J., "Zonificación Sísmica del Perú", II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-Resistente, Organización de Estados Americanos y Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima - Perú, 1980.
20. Castillo J., Alva J., "Peligro Sísmico en el Perú", Tesis para optar el título profesional de Ingeniero Civil - UNI, Lima - Perú, 1993.
21. Castillo P., Lonsdale P., "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, 2004.

22. Cornell A., "Engineering Seismic Risk Analysis", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 58, N° 5, pp. 1538-1606, 1968.
23. Dewey J., "A consumer's guide to instrumental methods for determination of hypocenters", A.W. Hatheway and C.R. McClure, Jr., eds., Geology in the Siting of Nuclear Power Plants, Geologic Society of America Reviews in Engineering Geology, Vol. 4, pp. 109-117, 1979.
24. Dimaté C., Drake L., Yopez H., Ocola L., Rendon H., Grünthal G., Giardini D., "Seismic Hazard assessment in the Northern Andes (PILOTO Project)", Annali di geofisica, Vol. 42, N. 6, December 1999.
25. Diseño Sismorresistente. Reglamento Nacional de Construcciones, Norma Técnica de Edificaciones E.030, 1997.
26. Diseño Sismorresistente. Reglamento Nacional de Construcciones, Norma Técnica de Edificaciones E.030, SENCICO 2003.
27. Dorbath A., Cisternas A., Dorbath C., "Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 80, N°3, pp. 551-576, 1990.
28. Federal Emergency Management Agency (FEMA), "Seismic Hazard Analysis".
www.bssconline.org/FEMA451B/Topic%205/Topic%205A/Topic05a-SeismicHazardAnalysisHandouts.pdf, 2007
29. Gutenberg B., "Magnitude determination for deep-focus earthquakes", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 35, pp. 117-130, 1945.
30. Gutenberg B., Richter C., "On Seismic Waves (third paper)", Gerlands Bietraege zur Geophysik, Vol. 47, pp. 73-131, 1936.
31. Gutenberg R., Richter C., "Frequency of earthquakes in California", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 34, pp. 185-188, 1944.
32. Gutenberg B., Richter C., "Earthquake magnitude: intensity, energy, and acceleration", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 46, pp. 104-145, 1956.
33. Hanks T., Kanamori H., "A moment magnitude scale", Journal of Geophysical Research, Vol. 84, pp. 2348-2350, 1979.

34. Heras H., "Análisis de la distribución del valor "b" en la zona de subducción de Perú", Tesis de grado UNSA, 115p., 2002.
35. Huchon P., Burgois J., "Subduction-induced fragmentation of the Nazca Plate of Peru: Mendaña Fracture Zone and Trujillo Trough revisited", *Journal of Geophysical Research*, 95(6): 8914-8436, 1999.
36. Hyndman R., Yamano M., Oleskevich D., "The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults", *The Island Arc*, 6: 244-260, 1997.
37. IBC 2006 - International Building Code.
38. International Seismological Centre (ISC), "Seismicity parameters for Engineering Applications Help".
www.isc.ac.uk/help/engineer/mc.html, 2007
39. Ishimoto M., Iida K., "Observations sur les seismes enregistrés par le microsismographe construit dernièrement (1)", *Bulletin Earthquake Research Institute, Univ. Tokio*, 17, pp. 443-478 (in Japanese with French abstract), 1939.
40. Kanamori H., "The Energy Release in Great Earthquakes", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, pp. 2981-2987, 1977.
41. Kanamori H., "Magnitude scale and quantification of earthquakes", *Tectonophysics*, Vol. 93, pp. 185-199, 1983.
42. Krabbenhoft A., Bialas J., Koop H., Kukowski N., Hubscher C., "Crustal structure of the peruvian continental margin from wider-angle seismic studies", *Geophysical Journal International*, doi: 10-1111/j.1365-2406x, 2004.
43. Kramer S. L., "Geotechnical Earthquake Engineering", Prentice Hall, 1996.
44. Kuroiwa J., Japan and Peru Center for Earthquake Engineering Research and Disaster Management, "Reducción de desastres: Viviendo en armonía con la naturaleza", Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID-UNI), Lima - Perú, 2002.
45. McGuire R., "Seismic Structural Response Risk Analysis incorporating Peak Response Regression on Earthquake Magnitude and Distance", MIT Report R74-51, Cambridge, Mass. USA, 1974.

46. Macharé J., Sébrier M., Huamán D., Mercier J., "Tectónica cenozoica de la margen continental peruana", Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol 76: 45-77, 1986.
47. Macharé J., Benavente C., "Síntesis Descriptiva del Mapa Neotectónico 2007", Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Lima - Perú, 2008.
48. Maeda K., "The use of foreshocks in probabilistic prediction along the Japan and Kuril Trenches, Bulletin of the Seismological Society of America, 86 (1A), 242-254, 1996.
49. Mecanismos focales: CMT Harvard
<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
50. Monroy M., Bolaños L., "Espectros de Peligro Sísmico Uniforme – Programa MRiesgo", Tesis para optar el grado de Magíster en Ingeniería Civil - PUCP, Lima - Perú, 2004.
51. Montessus de Ballore F., "Historia sísmica de los Andes Meridionales, 1era. Parte, 345 p., Santiago de Chile, 1911.
52. NEHRP – National Earthquake Hazard Reductor Program (2003).
53. Newmark N., Hall W., "Earthquake Spectra and Design", EERI Monograph, Berkeley, California, 103 pp., 1982.
54. Ordaz M., Aguilar A., Arboleda J., "Program for computing seismic hazard: CRISIS 2007 V1.1", Institute of Engineering, UNAM, México, 2007.
55. Pacheco J., Sykes L., Scholz C., "Nature of seismic coupling along simple plates boundaries of the subduction types", Journal of Geophysical Research, 98: 14133-14159, 1993.
56. Quispe R., Tavera H., Bernal I., "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 v.95, p. 93-110, 2003.
57. Richter C., "An instrumental earthquakes scale", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 25, pp. 1-32, 1935.
58. Robinson D., Das S., Watts A., "Earthquakes Rupture Stalled by a Subducting Fracture Zone", Science, 312: 1203-1205, 2006.

59. Sadigh K., Chang C., Egan J., Makdisi F., Youngs R.R., "Attenuation Relationship for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data", *Seismological Research Letters*, Volume 68, Number 1, January/February 1997.
60. Scordilis E., "Empirical global relations converting M_s and m_b to Moment Magnitude", *J. Seismol.*, 10, 225-236, 2006.
61. Shimamoto T., Seno T., Uyeda S., "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, 1993.
62. Silgado E., "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.
63. Silgado E., "Investigación de la Sismicidad Histórica en América del Sur en los Siglos XVI, XVII, XVIII y XIX", *CONCYTEC*, Lima - Perú, 1992.
64. Smith W., Sandwell D., "Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings", *Science*, 277: 1956-1962, 1997.
65. Summer J., "Geophysics, Geologic Structures, and Tectonics", Wm. C. Brown, Dubuque, Iowa, 1969.
66. Tavera H., Buforn E., "Sismicidad y Tectónica de Centro y Sudamérica", *Física de la Tierra*, UCM, Nº 10, 187-219, 1998.
67. Tavera H., Vilca R., Marín G., "Inferences on the geometry of the Nazca plate in Northwestern Perú based on data collected by a local seismograph network", *Earth Sciences Research Journal*, Vol. 10, No. 1, pp. 15-24, June 2006.
68. Udías A., Mezcua J., "Fundamentos de Sismología", Edición UCA, 1997.
69. Uribe V., Audin L., Perfettini H., Tavera H., "Relation between the topography and seismicity in the Central Peru". 2nd Alexander Von Humboldt Conference. EGU, 5-9 March, Lima - Perú, 2007.
70. Uribe V., "Relación entre la Topografía y la Sismicidad en los Andes Peruanos", Tesis para optar el título profesional de Ingeniero Geólogo - UNMSM, Lima - Perú, 2008.

71. Utsu T., "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.
72. Vargas G., "Monografía de Arica", Bol. Soc. Geog. Lima, Tomo XXXVI, Trim. 2-3, 1920, p. 175. Tomo XXXIV Trim. 1-2, p. 63, 1922.
73. Wessel P., Smith W., "Improved version of the Generic Mapping Tools released", EOS Transactions (American Geophysical Union), 79-579, 1998.
74. Wiemer S., Katsumata K., "Spatial variability of seismicity parameters in aftershocks zones", Journal Geophysical Research 103, 13, 135-151; 1999.
75. Wiemer S., "Introducing probabilistic aftershock hazard mapping", Geophysical Research Letters, Vol. 27, No. 20; 2000.
76. Wiemer S., Wyss M., "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, pp. 859-869, 2000.
77. Wiemer S., "A Software Package to Analyze Seismicity: Z-map", Seismological Research Letters, Vol. 72, No. 2, pp. 373-382; 2001.
78. Wiemer S., Wyss M., "Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes", Advances in Geophysics, in press, 2002.
79. Wiemer S., Woessner J., "Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 2, pp. 684-698; 2005.
80. Yamano M., Uyeda S., "Heat-Flow Studies in the Peru Trench Subduction Zone", Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 112: 653-661, 1990.
81. Youngs R.R., Chiou S.J., Silva W.J., Humphrey J.R., "Strong Ground Motion Attenuation Relationship for Subduction Zone Earthquakes", Seismological Research Letters, Volume 68, Number 1, January/February 1997.
82. Zúñiga F. R., Reyes M., Valdés C., "A general overview of the catalog of recent seismicity compiled by the Mexican Seismological Survey", International Geophysical, Vol. 39, No. 2, pp. 161-170, 2000.

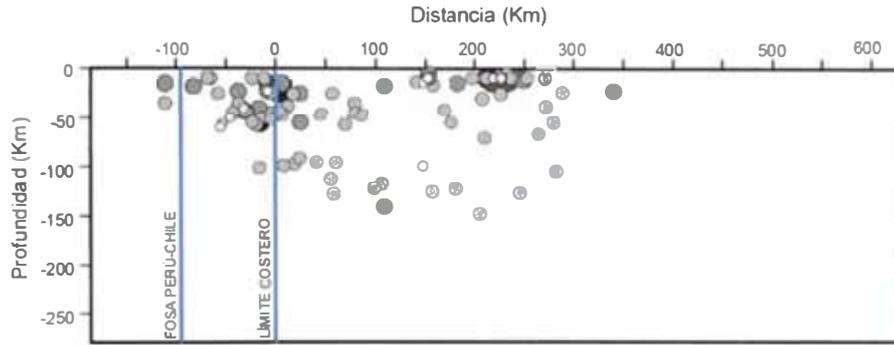
83. Zúñiga F. R., Wyss M., "Most and least likely locations of large to great earthquakes along the Pacific coast of Mexico, estimated from local recurrence times based on b-values", Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 91, N° 6, pp. 1717-1728, 2001.

ANEXOS

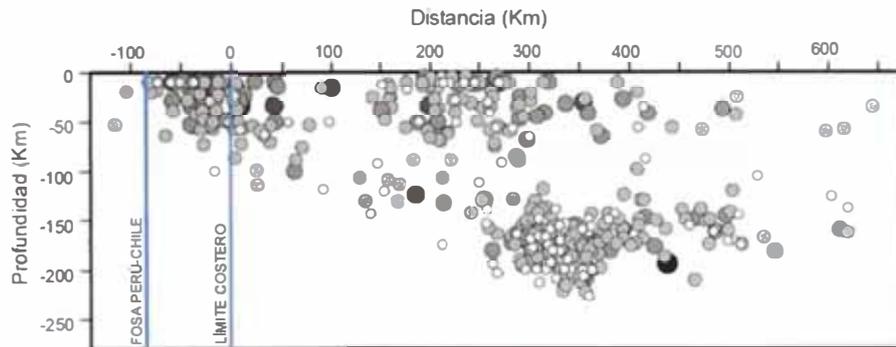
ANEXO A

ANEXO B

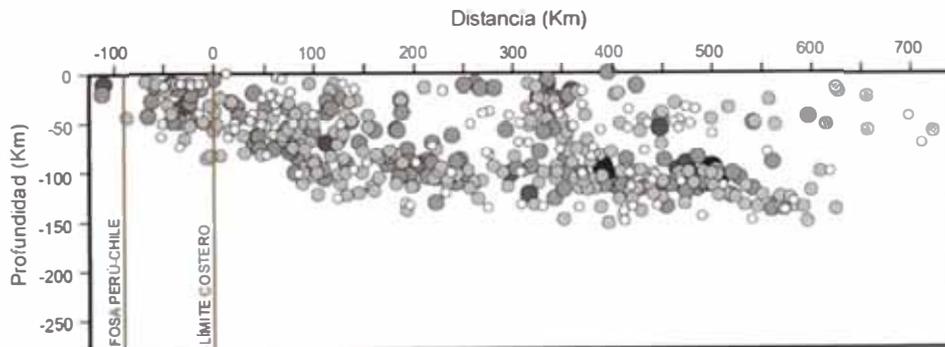
**ANEXO A: SECCIONES TRANSVERSALES PERPENDICULARES A LA FOSA
PERÚ CHILE.**



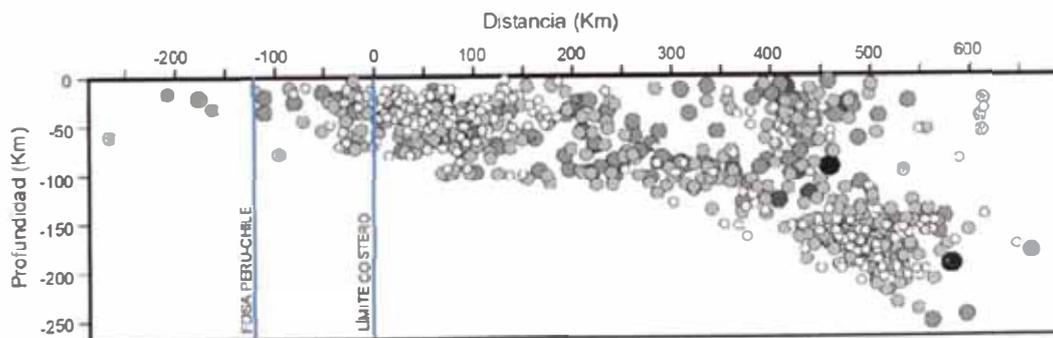
Sección 1



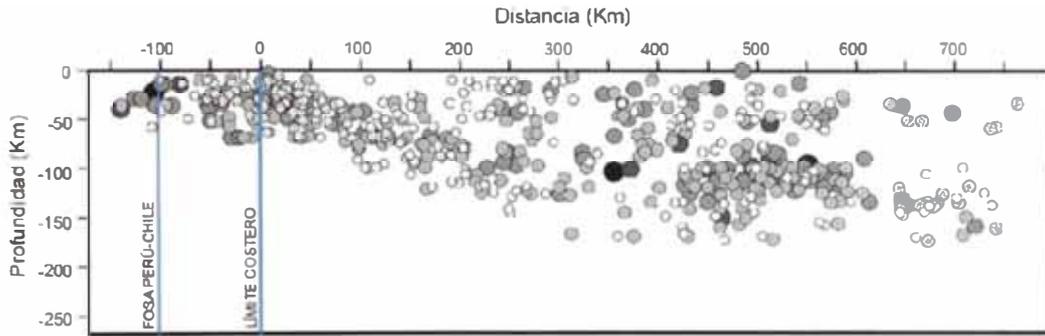
Sección 2



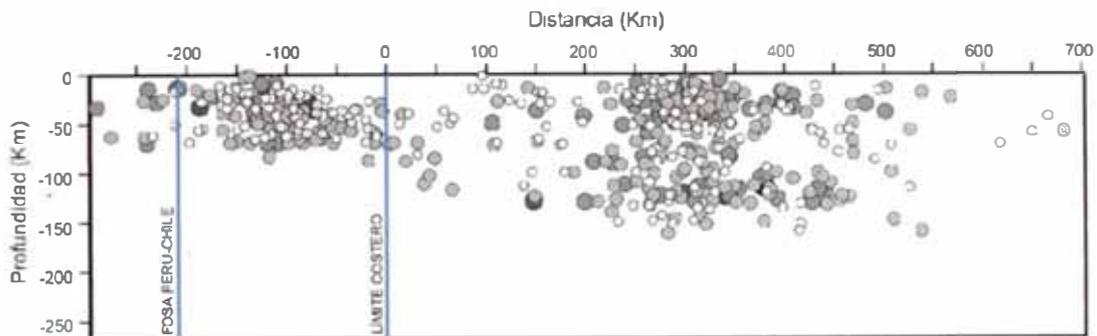
Sección 3



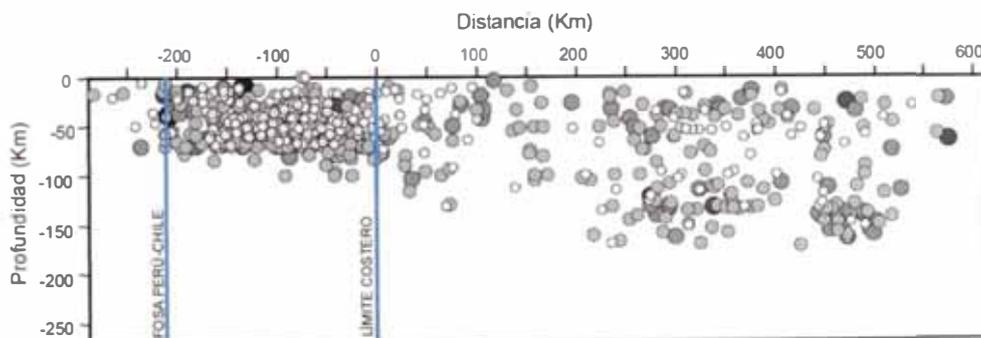
Sección 4



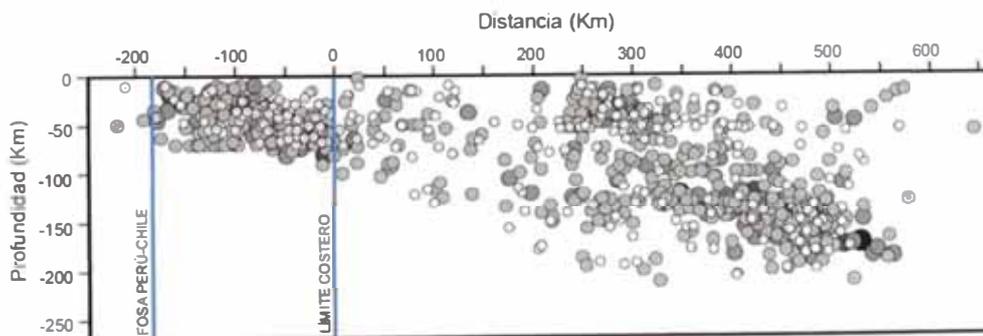
Sección 5



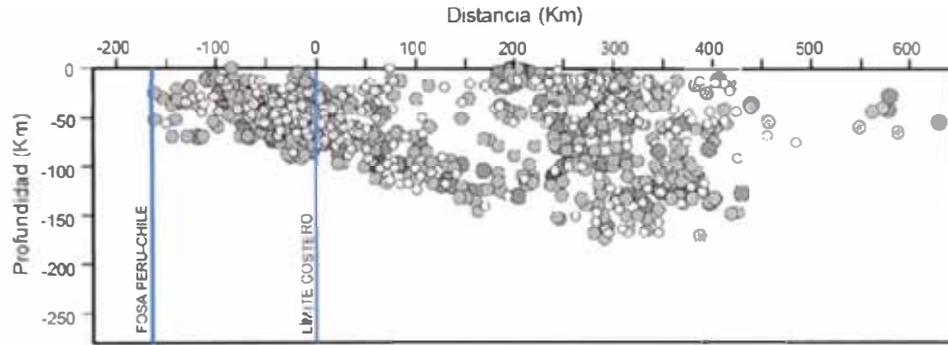
Sección 6



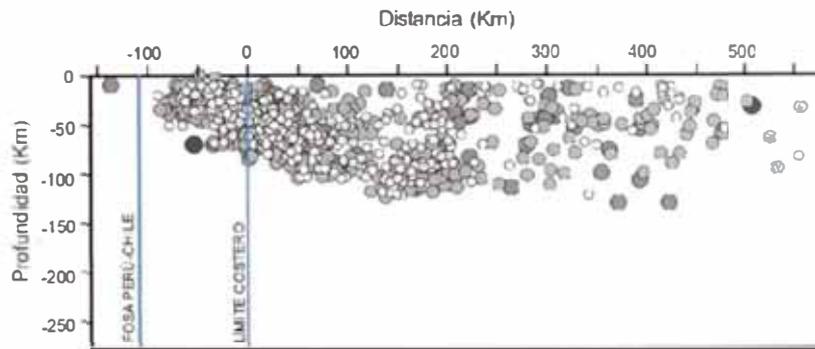
Sección 7



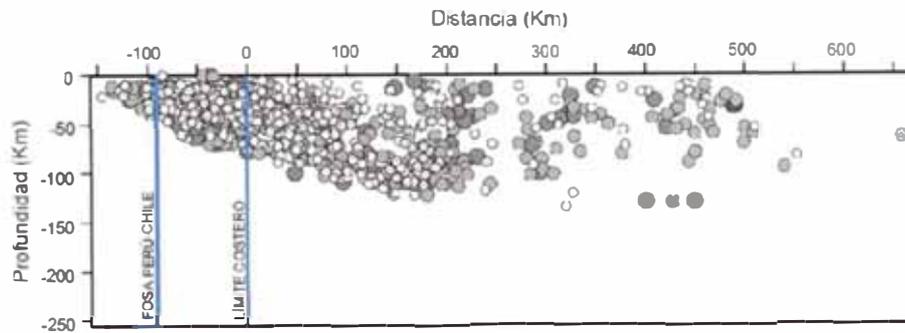
Sección 8



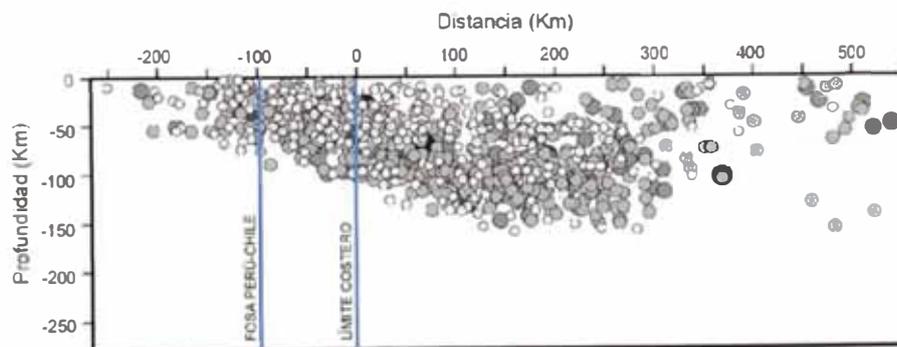
Sección 9



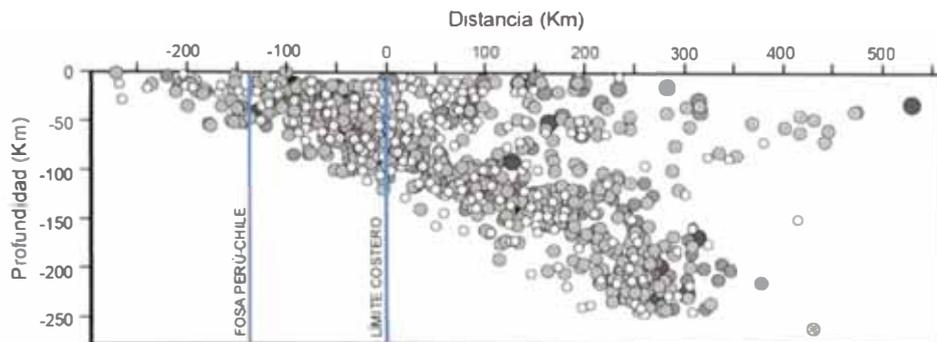
Sección 10



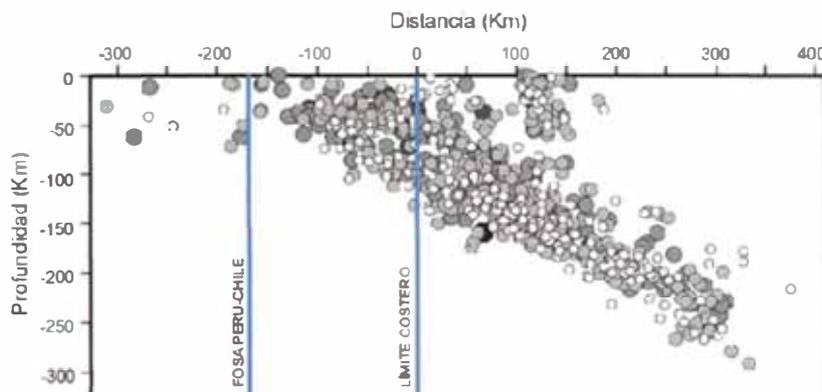
Sección 11



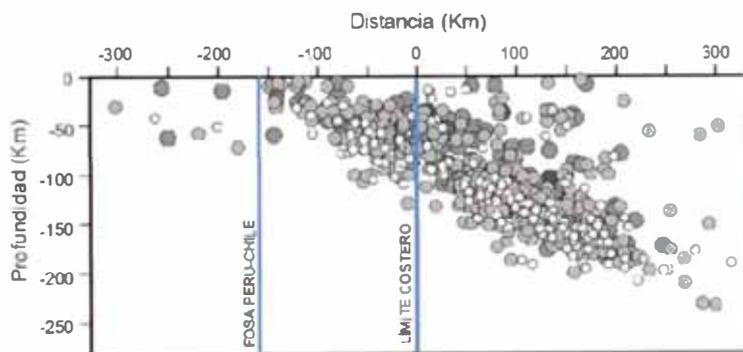
Sección 12



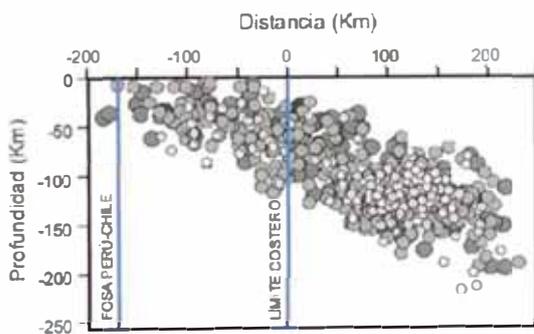
Sección 13



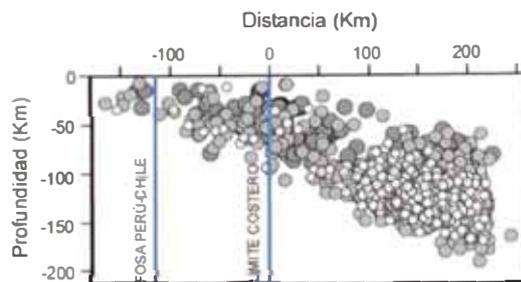
Sección 14



Sección 15



Sección 16



Sección 17

ANEXO B: CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS SISMOLÓGICOS DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS.

FUENTE N° 1

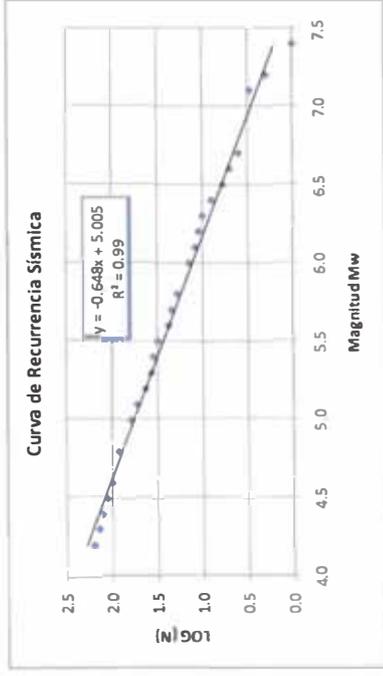
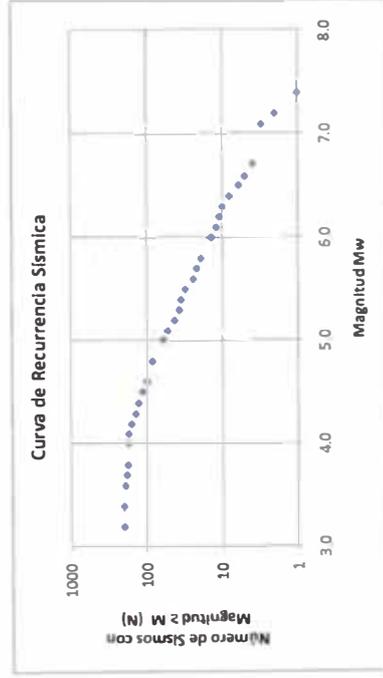
PERÍODO 1963 - 2008

NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 202

Mw	n	N	Log (N)
3.2	2	202	2.3054
3.4	10	200	2.3010
3.6	5	190	2.2788
3.7	8	185	2.2672
3.8	4	177	2.2480
4.0	1	173	2.2380
4.1	12	172	2.2355
4.2	19	160	2.2041
4.3	14	141	2.1492
4.4	14	127	2.1038
4.5	13	113	2.0531
4.6	16	100	2.0000
4.8	22	84	1.9243
5.0	9	62	1.7924
5.1	10	53	1.7243
5.2	6	43	1.6335
5.3	2	37	1.5682
5.4	4	35	1.5441
5.5	7	31	1.4914
5.6	2	24	1.3802
5.7	3	22	1.3424
5.8	5	19	1.2788
6.0	2	14	1.1461
6.1	1	12	1.0792
6.2	1	11	1.0414
6.3	2	10	1.0000
6.4	2	8	0.9031
6.5	1	6	0.7782
6.6	1	5	0.6990
6.7	1	4	0.6021
7.1	1	3	0.4771
7.2	1	2	0.3010
7.4	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 5.005
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.648
 R² 0.99
 β 1.492
 Mo 4.2
 aMo 2.283
 RATE 3.014



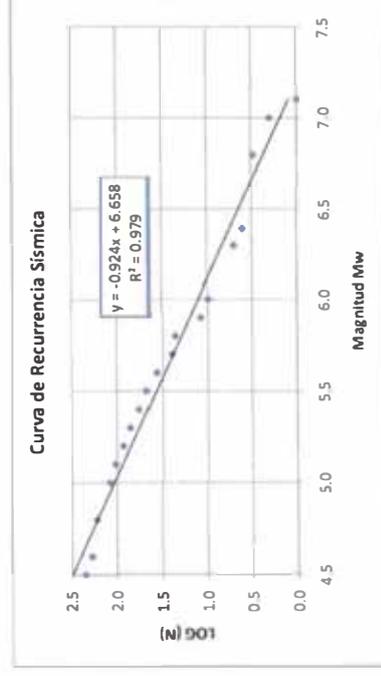
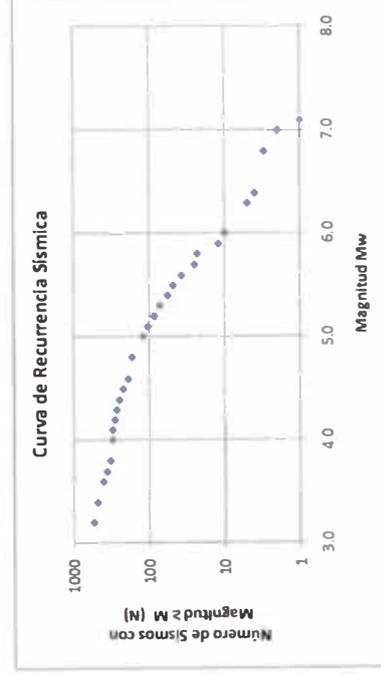
FUENTE N° 2

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 539

Mw	n	N	Log (N)
3.2	59	542	2.7340
3.4	83	483	2.6839
3.6	44	400	2.6021
3.7	27	356	2.5514
3.8	20	329	2.5172
4.0	1	309	2.4900
4.1	24	308	2.4886
4.2	15	284	2.4533
4.3	20	269	2.4298
4.4	25	249	2.3962
4.5	33	224	2.3502
4.6	22	191	2.2810
4.8	49	169	2.2279
5.0	16	120	2.0792
5.1	19	104	2.0170
5.2	13	85	1.9294
5.3	15	72	1.8573
5.4	9	57	1.7559
5.5	11	48	1.6812
5.6	12	37	1.5682
5.7	2	25	1.3979
5.8	11	23	1.3617
5.9	2	12	1.0792
6.0	5	10	1.0000
6.3	1	5	0.6990
6.4	1	4	0.6021
6.8	1	3	0.4771
7.0	1	2	0.3010
7.1	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 6.658
Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
b 0.924
R² 0.979
β 2.128
Mo 4.5
aMo 2.500
RATE 4.750



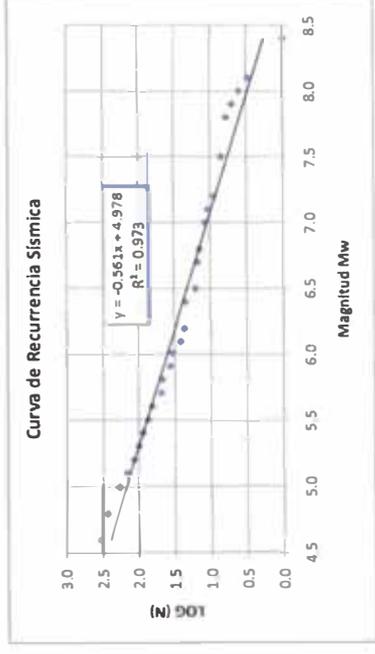
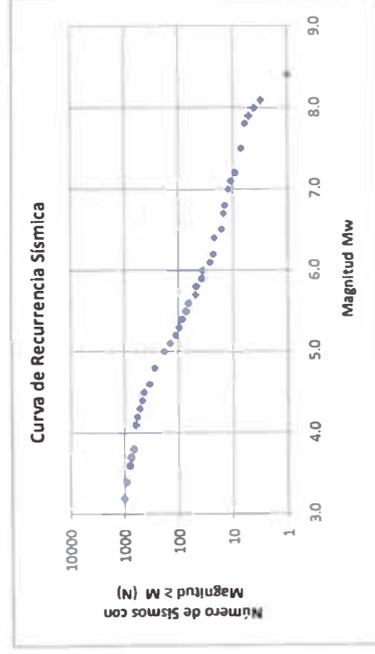
FUENTE N° 3

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 1009

Mw	n	N	Log (N)
3.2	84	1009	3.0039
3.4	135	925	2.9661
3.6	50	790	2.8976
3.7	65	740	2.8692
3.8	61	675	2.8293
4.1	38	614	2.7882
4.2	62	576	2.7604
4.3	49	514	2.7110
4.4	36	465	2.6675
4.5	91	429	2.6325
4.6	64	338	2.5289
4.8	96	274	2.4378
5.0	36	178	2.2504
5.1	28	142	2.1523
5.2	15	114	2.0569
5.3	12	99	1.9956
5.4	14	87	1.9395
5.5	8	73	1.8633
5.6	16	65	1.8129
5.7	2	49	1.6902
5.8	10	47	1.6721
5.9	2	37	1.5682
6.0	9	35	1.5441
6.1	3	26	1.4150
6.2	1	23	1.3617
6.4	6	22	1.3424
6.5	1	16	1.2041
6.7	1	15	1.1761
6.8	2	14	1.1461
7.0	1	12	1.0792
7.1	2	11	1.0414
7.2	2	9	0.9542
7.5	1	7	0.8451
7.8	1	6	0.7782
7.9	1	5	0.6990
8.0	1	4	0.6021
8.1	2	3	0.4771
8.4	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 4.978
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.561
 R² 0.973
 β 1.292
 Mo 4.6
 aMo 2.397
 RATE 8.683



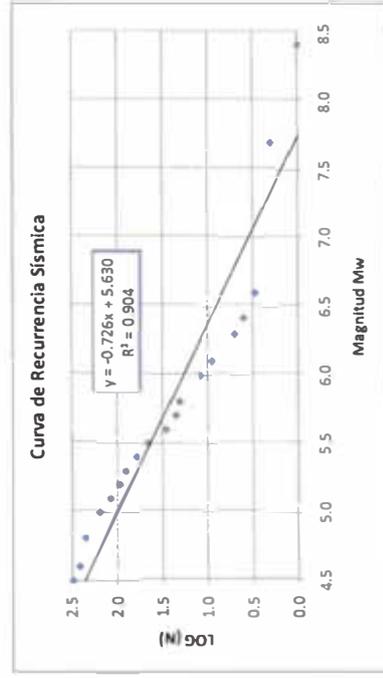
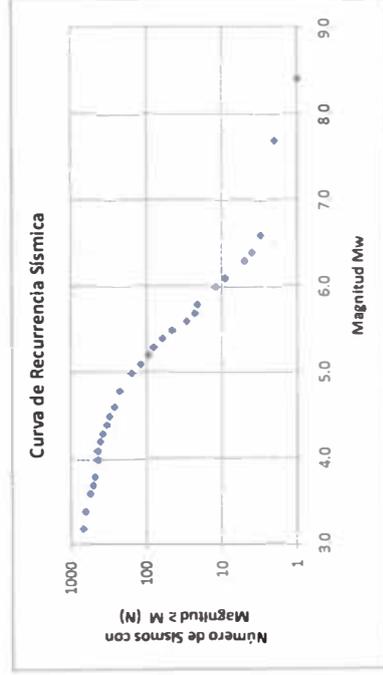
FUENTE N° 4

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 680

Mw	n	N	Log (N)
3.2	46	680	2.8325
3.4	81	634	2.8021
3.6	43	553	2.7427
3.7	33	510	2.7076
3.8	36	477	2.6785
4.0	2	441	2.6444
4.1	29	439	2.6425
4.2	33	410	2.6128
4.3	41	377	2.5763
4.4	29	336	2.5263
4.5	46	307	2.4871
4.6	36	261	2.4166
4.8	69	225	2.3522
5.0	38	156	2.1931
5.1	24	118	2.0719
5.2	14	94	1.9731
5.3	19	80	1.9031
5.4	16	61	1.7853
5.5	16	45	1.6532
5.6	6	29	1.4624
5.7	2	23	1.3617
5.8	9	21	1.3222
6.0	3	12	1.0792
6.1	4	9	0.9542
6.3	1	5	0.6990
6.4	1	4	0.6021
6.6	1	3	0.4771
7.7	1	2	0.3010
8.4	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 5.630
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.726
 R² 0.904
 β 1.672
 Mo 4.5
 aMo 2.363
 RATE 7.132



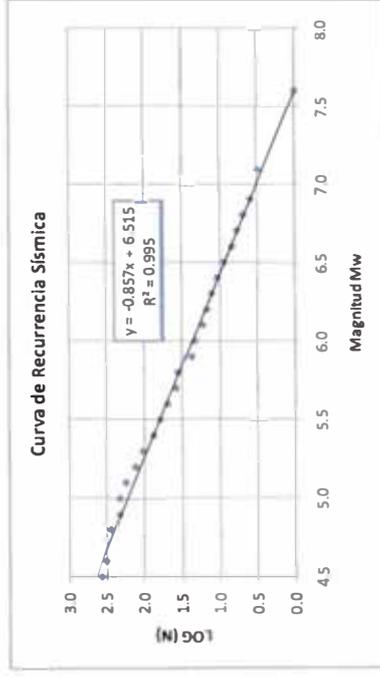
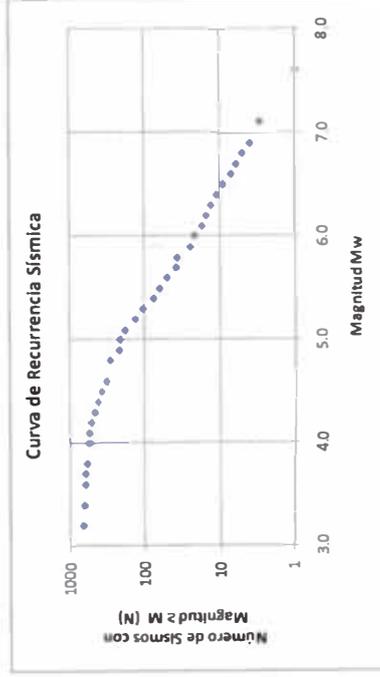
FUENTE N° 5

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 659

Mw	n	N	Log (N)
3.2	3	659	2.8189
3.4	25	656	2.8169
3.6	18	631	2.8000
3.7	24	613	2.7875
3.8	37	589	2.7701
4.0	1	552	2.7419
4.1	30	551	2.7412
4.2	51	521	2.7168
4.3	51	470	2.6721
4.4	51	419	2.6222
4.5	49	368	2.5658
4.6	40	319	2.5038
4.8	66	279	2.4456
4.9	1	213	2.3284
5.0	37	212	2.3263
5.1	44	175	2.2430
5.2	27	131	2.1173
5.3	29	104	2.0170
5.4	13	75	1.8751
5.5	13	62	1.7924
5.6	11	49	1.6902
5.7	2	38	1.5798
5.8	12	36	1.5563
5.9	2	24	1.3802
6.0	5	22	1.3424
6.1	2	17	1.2304
6.2	2	15	1.1761
6.3	2	13	1.1139
6.4	2	11	1.0414
6.5	2	9	0.9542
6.6	1	7	0.8451
6.7	1	6	0.7782
6.8	1	5	0.6990
6.9	1	4	0.6021
7.1	2	3	0.4771
7.6	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 6.515
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.857
 R² 0.995
 β 1.973
 Mo 4.5
 aMo 2.659
 RATE 8.320



FUENTE N° 6

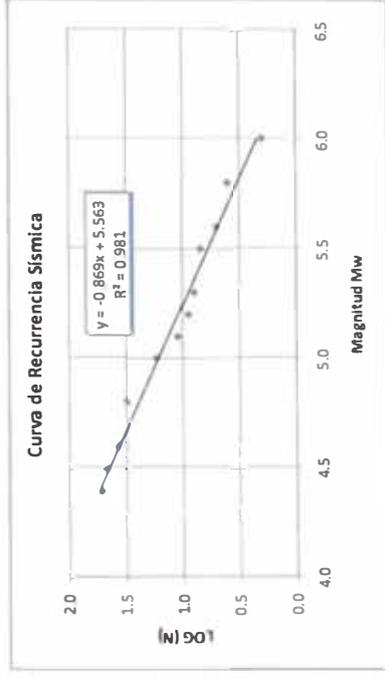
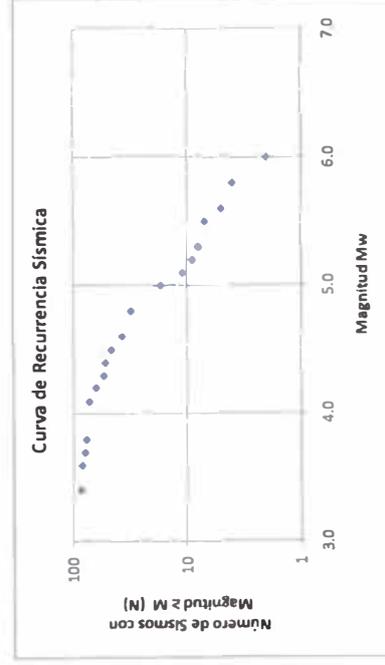
PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 86

Mw	n	N	Log (N)
3.4	3	86	1.9345
3.6	4	83	1.9191
3.7	3	79	1.8976
3.8	4	76	1.8808
4.1	9	72	1.8573
4.2	9	63	1.7993
4.3	2	54	1.7324
4.4	6	52	1.7160
4.5	9	46	1.6628
4.6	6	37	1.5682
4.8	14	31	1.4914
5.0	6	17	1.2304
5.1	2	11	1.0414
5.2	1	9	0.9542
5.3	1	8	0.9031
5.5	2	7	0.8451
5.6	1	5	0.6990
5.8	2	4	0.6021
6.0	2	2	0.3010

Salida de Regresión para Mw

Tiempo de Análisis (1963 - 2008)

a 5.563
 b 46
 R² 0.869
 β 0.981
 Mo 2.001
 aMo 4.4
 RATE 1.739
 1.104



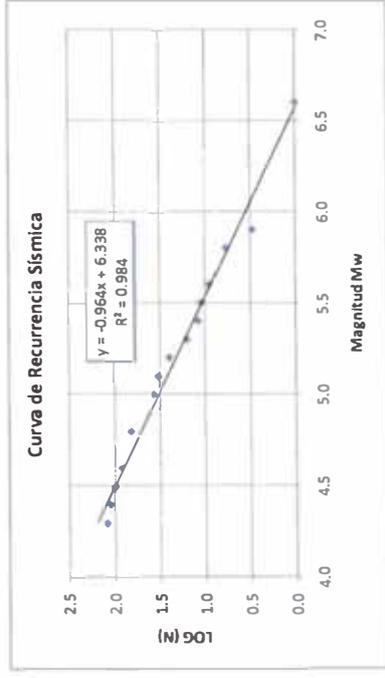
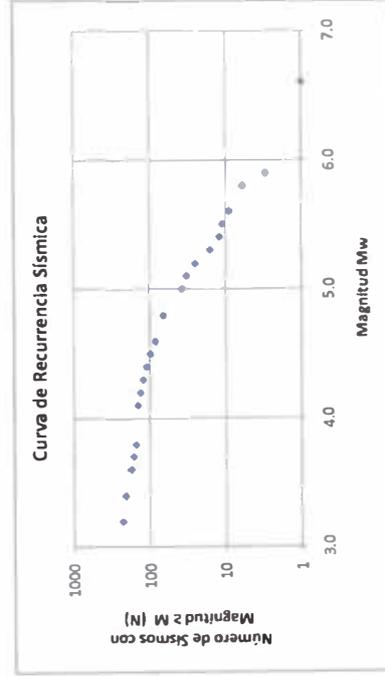
FUENTE N° 7

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 232

Mw	n	N	Log (N)
3.2	18	228	2.3579
3.4	33	210	2.3222
3.6	14	177	2.2480
3.7	11	163	2.2122
3.8	9	152	2.1818
4.1	11	143	2.1553
4.2	11	132	2.1206
4.3	11	121	2.0828
4.4	12	110	2.0414
4.5	14	98	1.9912
4.6	18	84	1.9243
4.8	29	66	1.8195
5.0	4	37	1.5682
5.1	8	33	1.5185
5.2	9	25	1.3979
5.3	4	16	1.2041
5.4	1	12	1.0792
5.5	2	11	1.0414
5.6	3	9	0.9542
5.8	3	6	0.7782
5.9	2	3	0.4771
6.6	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 6.338
Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
b 0.964
R² 0.984
β 2.220
Mo 4.3
aMo 2.193
RATE 2.722



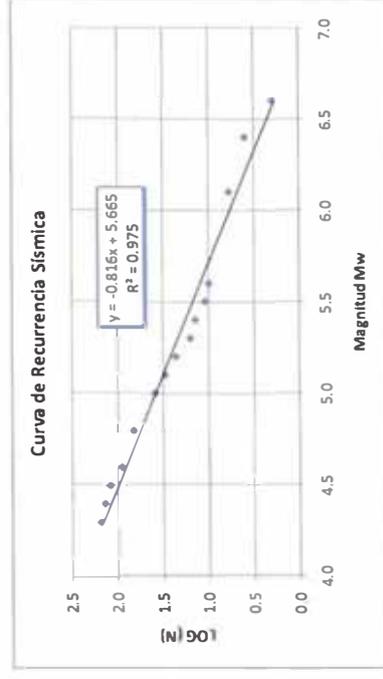
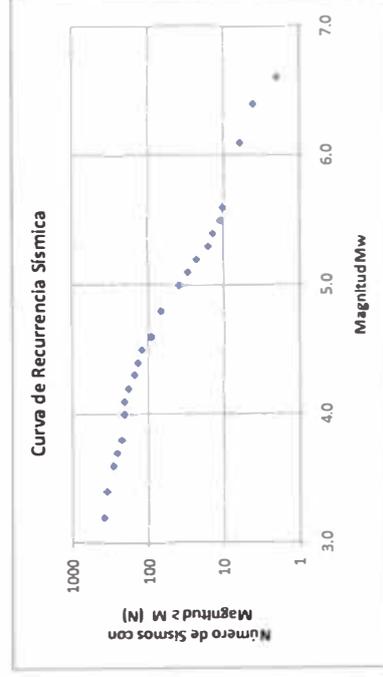
FUENTE N° 8

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 382

Mw	n	N	Log (N)
3.2	35	382	2.5821
3.4	58	347	2.5403
3.6	33	289	2.4609
3.7	32	256	2.4082
3.8	20	224	2.3502
4.0	1	204	2.3096
4.1	23	203	2.3075
4.2	28	180	2.2553
4.3	15	152	2.1818
4.4	17	137	2.1367
4.5	30	120	2.0792
4.6	23	90	1.9542
4.8	28	67	1.8261
5.0	9	39	1.5911
5.1	7	30	1.4771
5.2	7	23	1.3617
5.3	2	16	1.2041
5.4	3	14	1.1461
5.5	1	11	1.0414
5.6	4	10	1.0000
6.1	2	6	0.7782
6.4	2	4	0.6021
6.6	2	2	0.3010

Salida de Regresión para Mw

a 5.665
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.816
 R² 0.975
 β 1.879
 Mo 4.3
 aMo 2.156
 RATE 3.754



FUENTE N° 9

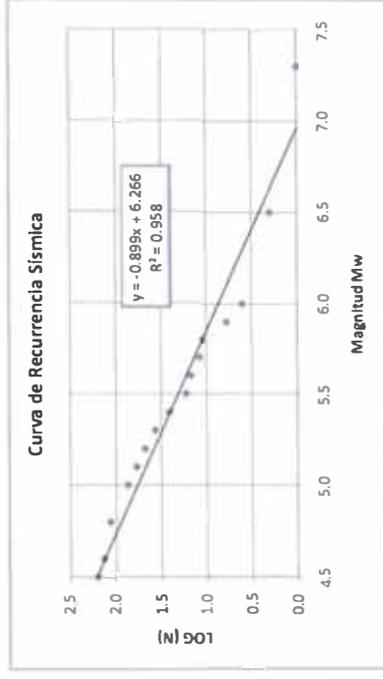
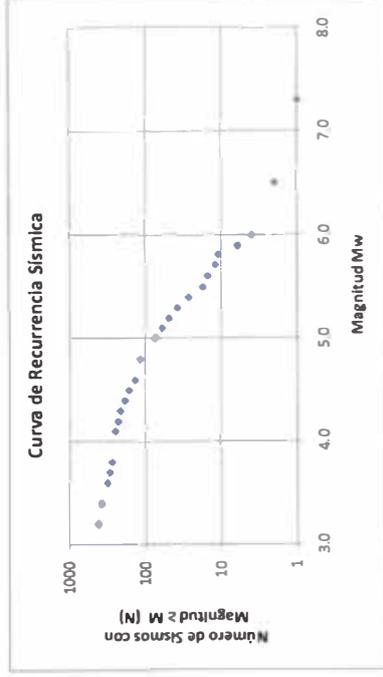
PERÍODO 1963 - 2008

NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 413

Mw	n	N	Log (N)
3.2	41	413	2.6160
3.4	59	372	2.5705
3.6	23	313	2.4955
3.7	20	290	2.4624
3.8	25	270	2.4314
4.1	18	245	2.3892
4.2	17	227	2.3560
4.3	28	210	2.3222
4.4	21	182	2.2601
4.5	26	161	2.2068
4.6	20	135	2.1303
4.8	41	115	2.0607
5.0	15	74	1.8692
5.1	11	59	1.7709
5.2	11	48	1.6812
5.3	11	37	1.5682
5.4	9	26	1.4150
5.5	2	17	1.2304
5.6	3	15	1.1761
5.7	1	12	1.0792
5.8	5	11	1.0414
5.9	2	6	0.7782
6.0	2	4	0.6021
6.5	1	2	0.3010
7.3	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 6.266
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008)
 b 46
 R² 0.899
 β 0.958
 Mo 2.070
 aMo 4.5
 RATE 2.221
 3.591



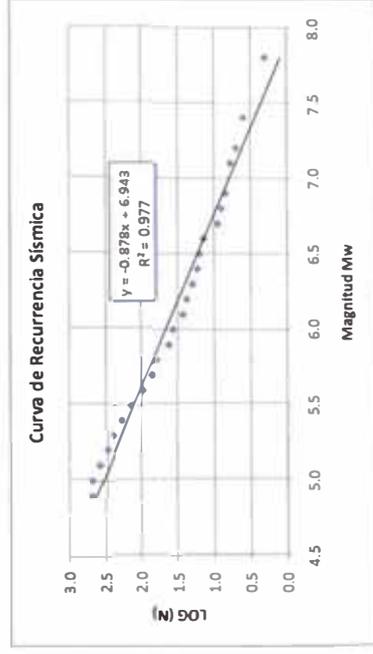
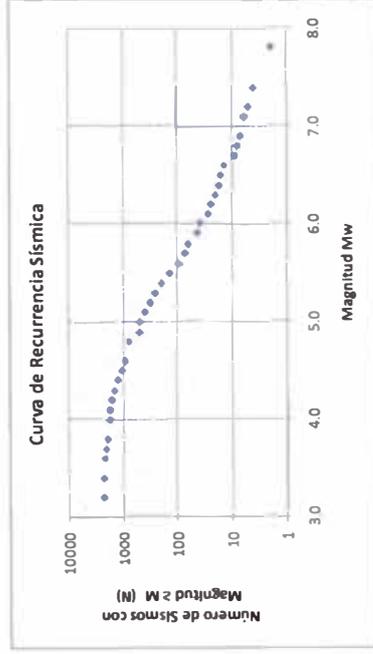
FUENTE N° 10

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 2343

Mw	n	N	Log (N)
3.2	35	2343	3.3698
3.4	103	2308	3.3632
3.6	112	2205	3.3434
3.7	128	2093	3.2208
3.8	183	1965	3.2934
4.0	2	1782	3.2509
4.1	156	1780	3.2504
4.2	171	1624	3.2106
4.3	178	1453	3.1623
4.4	198	1275	3.1055
4.5	157	1077	3.0322
4.6	147	920	2.9638
4.8	283	773	2.8882
4.9	1	490	2.6902
5.0	99	489	2.6893
5.1	77	390	2.5911
5.2	62	313	2.4955
5.3	59	251	2.3997
5.4	54	192	2.2833
5.5	43	138	2.1399
5.6	24	95	1.9777
5.7	8	71	1.8513
5.8	21	63	1.7993
5.9	5	42	1.6232
6.0	10	37	1.5682
6.1	3	27	1.4314
6.2	4	24	1.3802
6.3	3	20	1.3010
6.4	1	17	1.2304
6.5	2	16	1.2041
6.6	5	14	1.1461
6.7	1	9	0.9542
6.8	1	8	0.9031
6.9	1	7	0.8451
7.1	1	6	0.7782
7.2	1	5	0.6990
7.4	2	4	0.6021
7.8	2	2	0.3010

Salida de Regresión para Mw

a 6.943
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.878
 R² 0.977
 β 2.022
 Mo 4.9
 aMo 2.641
 RATE 11.211



FUENTE N° 11

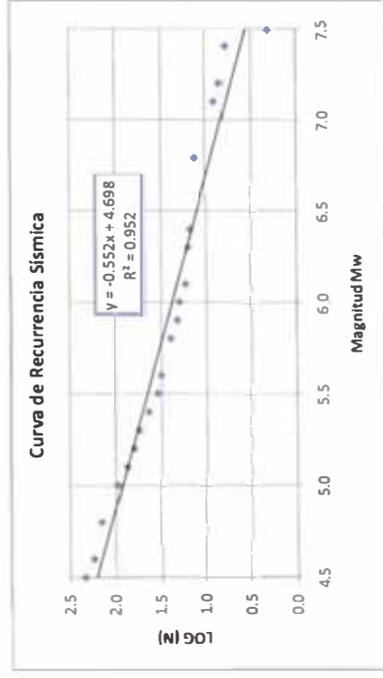
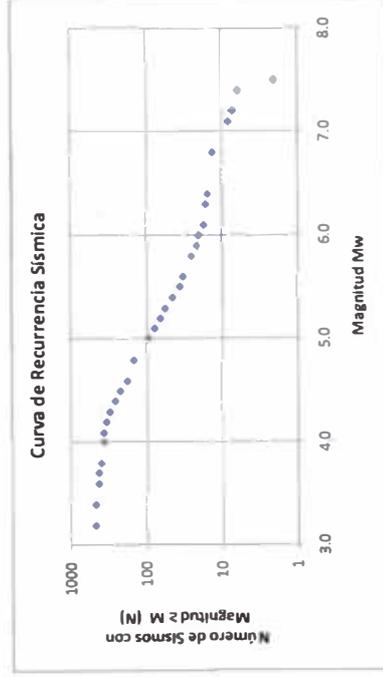
PERÍODO 1963 - 2008

NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 475

Mw	n	N	Log (N)
3.2	13	475	2.6767
3.4	37	462	2.6646
3.6	10	425	2.6284
3.7	23	415	2.6180
3.8	31	392	2.5933
4.0	1	361	2.5575
4.1	30	360	2.5563
4.2	32	330	2.5185
4.3	43	298	2.4742
4.4	38	255	2.4065
4.5	44	217	2.3365
4.6	30	173	2.2380
4.8	47	143	2.1553
5.0	20	96	1.9823
5.1	12	76	1.8808
5.2	8	64	1.8062
5.3	12	56	1.7482
5.4	9	44	1.6435
5.5	3	35	1.5441
5.6	7	32	1.5051
5.8	4	25	1.3979
5.9	1	21	1.3222
6.0	3	20	1.3010
6.1	1	17	1.2304
6.3	1	16	1.2041
6.4	2	15	1.1761
6.8	5	13	1.1139
7.1	1	8	0.9031
7.2	1	7	0.8451
7.4	4	6	0.7782
7.5	2	2	0.3010

Salida de Regresión para Mw

a 4.698
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.552
 R² 0.952
 β 1.271
 Mo 4.5
 aMo 2.214
 RATE 4.421



FUENTE N° 12

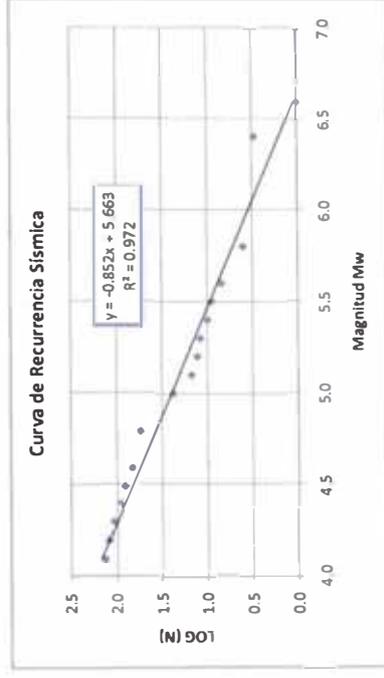
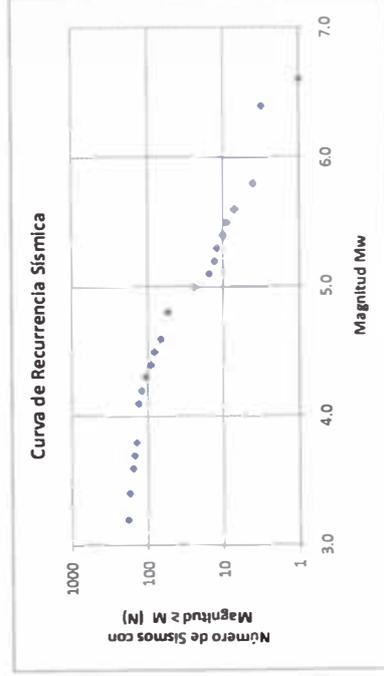
PERÍODO 1963 - 2008

NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 181

Mw	n	N	Log (N)
3.2	9	182	2.2601
3.4	18	173	2.2380
3.6	6	155	2.1903
3.7	9	149	2.1732
3.8	8	140	2.1461
4.1	12	132	2.1206
4.2	13	120	2.0792
4.3	17	107	2.0294
4.4	9	90	1.9542
4.5	14	81	1.9085
4.6	13	67	1.8261
4.8	30	54	1.7324
5.0	9	24	1.3802
5.1	2	15	1.1761
5.2	1	13	1.1139
5.3	2	12	1.0792
5.4	1	10	1.0000
5.5	2	9	0.9542
5.6	3	7	0.8451
5.8	1	4	0.6021
6.4	2	3	0.4771
6.6	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 5.663
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.852
 R² 0.972
 β 1.962
 Mo 4.1
 aMo 2.170
 RATE 3.099



FUENTE N° 13

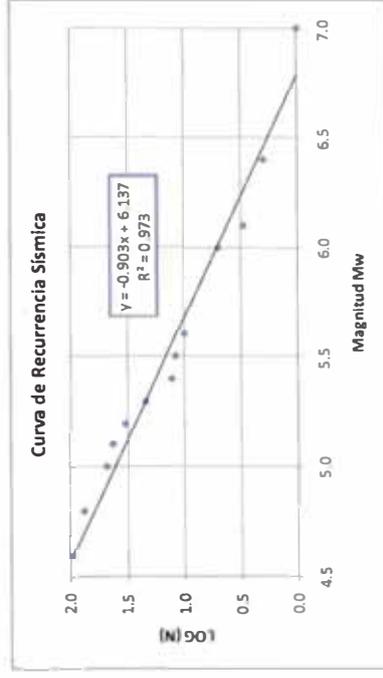
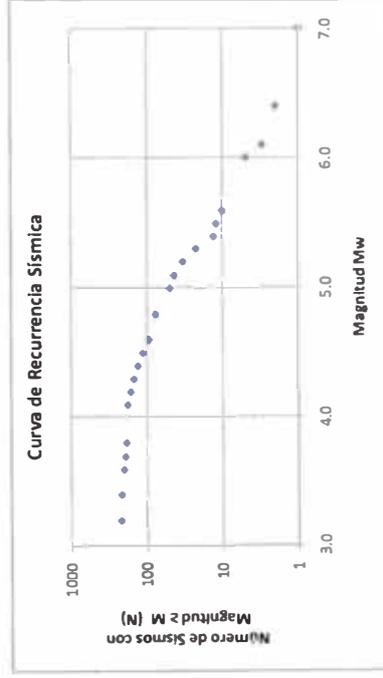
PERÍODO 1963 - 2008

NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 219

Mw	n	N	Log (N)
3.2	4	219	2.3404
3.4	15	215	2.3324
3.6	8	200	2.3010
3.7	9	192	2.2833
3.8	8	183	2.2625
4.1	13	175	2.2430
4.2	16	162	2.2095
4.3	17	146	2.1644
4.4	16	129	2.1106
4.5	20	113	2.0531
4.6	17	93	1.9685
4.8	27	76	1.8808
5.0	6	49	1.6902
5.1	10	43	1.6335
5.2	11	33	1.5185
5.3	9	22	1.3424
5.4	1	13	1.1139
5.5	2	12	1.0792
5.6	5	10	1.0000
6.0	2	5	0.6990
6.1	1	3	0.4771
6.4	1	2	0.3010
7.0	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 6.137
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.903
 R² 0.973
 β 2.079
 Mo 4.6
 aMo 1.983
 RATE 2.145



FUENTE N° 14

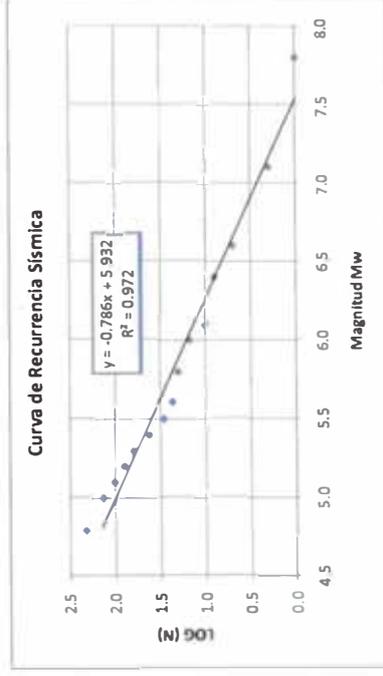
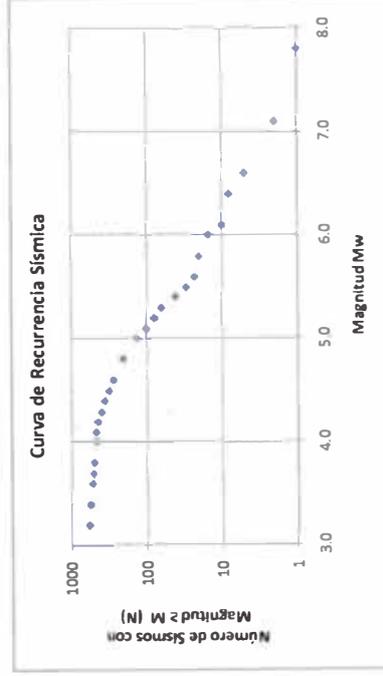
PERÍODO 1963 - 2008

NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 582

Mw	n	N	Log (N)
3.2	21	582	2.7649
3.4	34	561	2.7490
3.6	17	527	2.7218
3.7	23	510	2.7076
3.8	19	487	2.6875
4.0	2	468	2.6702
4.1	27	466	2.6684
4.2	47	439	2.6425
4.3	37	392	2.5933
4.4	41	355	2.5502
4.5	44	314	2.4969
4.6	62	270	2.4314
4.8	73	208	2.3181
5.0	34	135	2.1303
5.1	23	101	2.0043
5.2	15	78	1.8921
5.3	21	63	1.7993
5.4	13	42	1.6232
5.5	6	29	1.4624
5.6	3	23	1.3617
5.8	5	20	1.3010
6.0	5	15	1.1761
6.1	2	10	1.0000
6.4	3	8	0.9031
6.6	3	5	0.6990
7.1	1	2	0.3010
7.8	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 5.932
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 0.786
 R² 0.972
 β 1.810
 Mo 4.8
 aMo 2.159
 RATE 4.650



FUENTE N° 15

PERÍODO 1963 - 2008

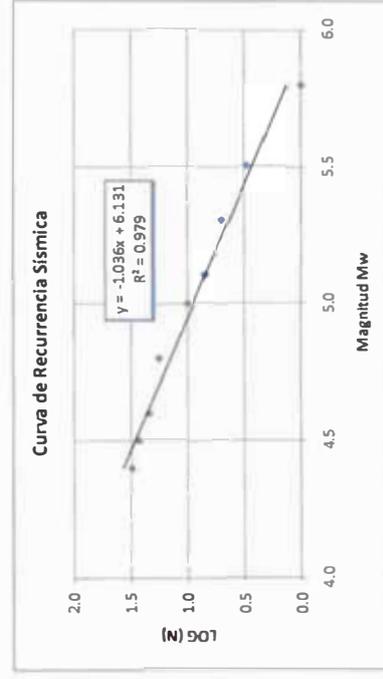
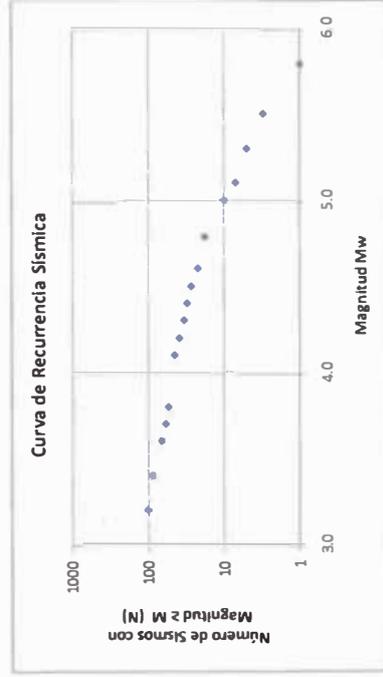
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 102

Mw	n	N	Log (N)
3.2	14	102	2.0086
3.4	21	88	1.9445
3.6	8	67	1.8261
3.7	5	59	1.7709
3.8	9	54	1.7324
4.1	6	45	1.6532
4.2	5	39	1.5911
4.3	3	34	1.5315
4.4	4	31	1.4914
4.5	5	27	1.4314
4.6	4	22	1.3424
4.8	8	18	1.2553
5.0	3	10	1.0000
5.1	2	7	0.8451
5.3	2	5	0.6990
5.5	2	3	0.4771
5.8	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

Tiempo de Análisis (1963 - 2008)

a 6.131
 b 46
 R² 1.036
 β 0.979
 Mo 2.385
 aMo 4.4
 RATE 1.573
 0.782



FUENTE N° 16

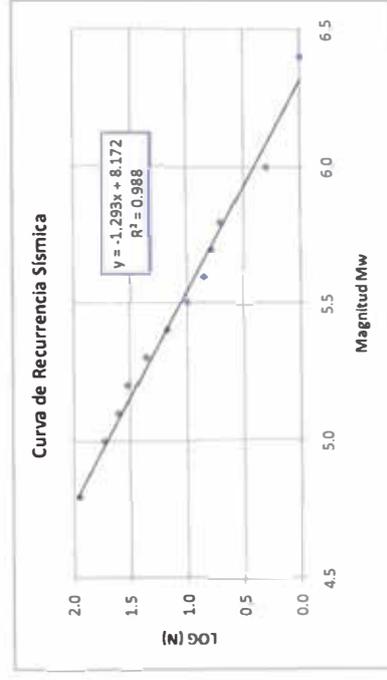
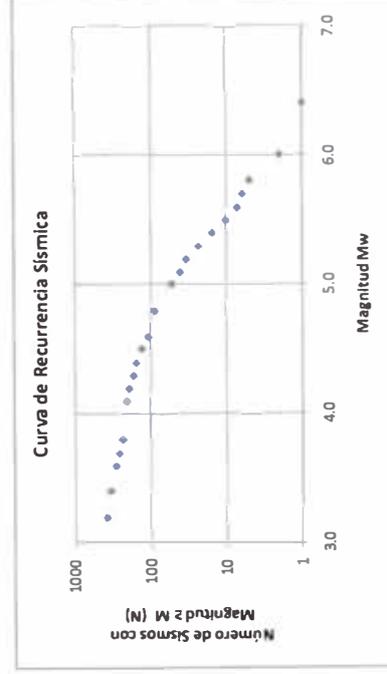
PERÍODO 1963 - 2008

NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 374

Mw	n	N	Log (N)
3.2	32	374	2.5729
3.4	61	342	2.5340
3.6	25	281	2.4487
3.7	24	256	2.4082
3.8	29	232	2.3655
4.1	13	203	2.3075
4.2	24	190	2.2788
4.3	13	166	2.2201
4.4	20	153	2.1847
4.5	27	133	2.1239
4.6	18	106	2.0253
4.8	35	88	1.9445
5.0	13	53	1.7243
5.1	7	40	1.6021
5.2	10	33	1.5185
5.3	8	23	1.3617
5.4	5	15	1.1761
5.5	3	10	1.0000
5.6	1	7	0.8451
5.7	1	6	0.7782
5.8	3	5	0.6990
6.0	1	2	0.3010
6.4	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 8.172
 Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
 b 1.293
 R² 0.988
 β 2.977
 Mo 4.8
 aMo 1.966
 RATE 1.890



FUENTE N° 17

PERÍODO 1963 - 2008

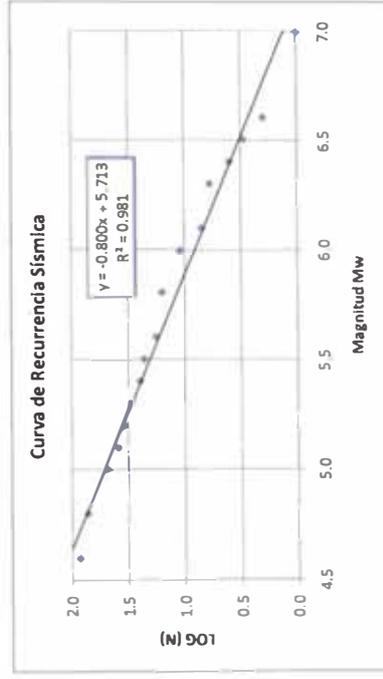
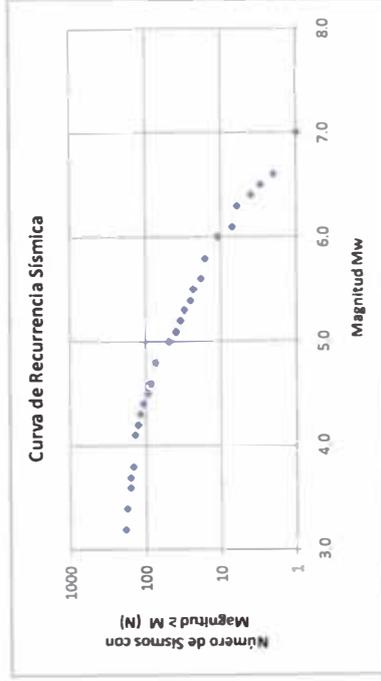
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 183

Mw	n	N	Log (N)
3.2	8	183	2.2625
3.4	14	175	2.2430
3.6	6	161	2.2068
3.7	11	155	2.1903
3.8	10	144	2.1584
4.1	8	134	2.1271
4.2	9	126	2.1004
4.3	10	117	2.0682
4.4	14	107	2.0294
4.5	8	93	1.9685
4.6	12	85	1.9294
4.8	25	73	1.8633
5.0	9	48	1.6812
5.1	5	39	1.5911
5.2	4	34	1.5315
5.3	5	30	1.4771
5.4	2	25	1.3979
5.5	5	23	1.3617
5.6	2	18	1.2553
5.8	5	16	1.2041
6.0	4	11	1.0414
6.1	1	7	0.8451
6.3	2	6	0.7782
6.4	1	4	0.6021
6.5	1	3	0.4771
6.6	1	2	0.3010
7.0	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

Tiempo de Análisis (1963 - 2008)

a 5.713
b 46
R² 0.800
β 0.981
Mo 1.842
aMo 4.6
RATE 2.033
1.966



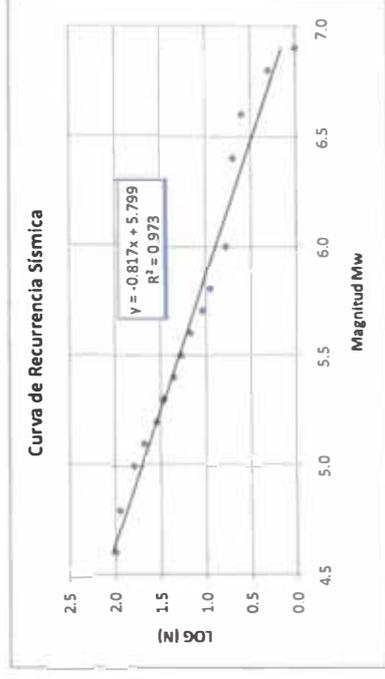
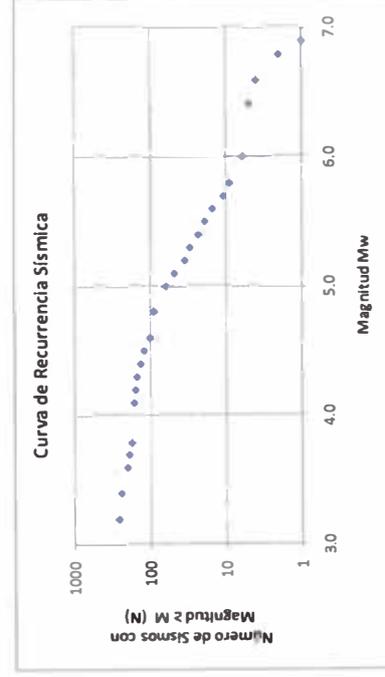
FUENTE N° 18

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 260

Mw	n	N	Log (N)
3.2	19	260	2.4150
3.4	39	241	2.3820
3.6	15	202	2.3054
3.7	10	187	2.2718
3.8	13	177	2.2480
4.1	8	164	2.2148
4.2	6	156	2.1931
4.3	15	150	2.1761
4.4	14	135	2.1303
4.5	20	121	2.0828
4.6	12	101	2.0043
4.8	27	89	1.9494
5.0	14	62	1.7924
5.1	13	48	1.6812
5.2	5	35	1.5441
5.3	7	30	1.4771
5.4	4	23	1.3617
5.5	4	19	1.2788
5.6	4	15	1.1761
5.7	2	11	1.0414
5.8	3	9	0.9542
6.0	1	6	0.7782
6.4	1	5	0.6990
6.6	2	4	0.6021
6.8	1	2	0.3010
6.9	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

a 5.799
Tiempo de Análisis (1963 - 2008) 46
b 0.817
R² 0.973
β 1.881
Mo 4.6
aMo 2.041
RATE 2.220



FUENTE N° 19

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 423

Mw	n	N	Log (N)
3.2	45	423	2.6263
3.4	49	378	2.5775
3.6	32	329	2.5172
3.7	22	297	2.4728
3.8	24	275	2.4393
4.0	1	251	2.3997
4.1	17	250	2.3979
4.2	20	233	2.3674
4.3	18	213	2.3284
4.4	19	195	2.2900
4.5	32	176	2.2455
4.6	25	144	2.1584
4.8	42	119	2.0755
5.0	18	77	1.8865
5.1	12	59	1.7709
5.2	12	47	1.6721
5.3	8	35	1.5441
5.4	8	27	1.4314
5.5	5	19	1.2788
5.6	3	14	1.1461
5.7	1	11	1.0414
5.8	4	10	1.0000
6.0	2	6	0.7782
6.1	2	4	0.6021
6.6	1	2	0.3010
6.7	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

7.170
46
1.064
0.990
2.450
4.8
2.063
2.589

a
Tiempo de Análisis (1963 - 2008)

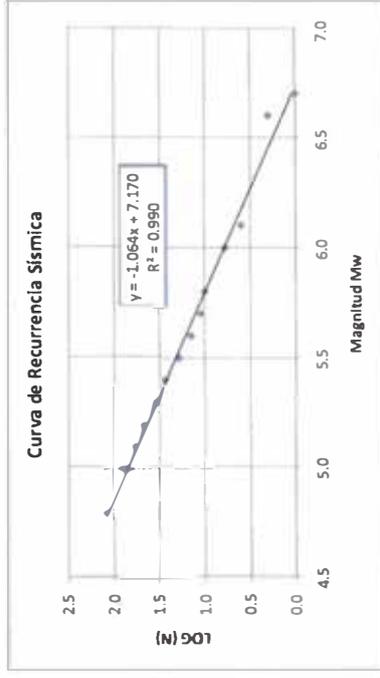
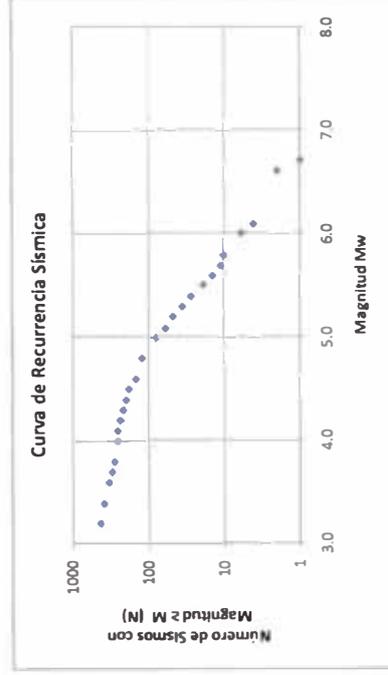
b
R²

β

Mo

aMo

RATE



FUENTE N° 20

PERÍODO 1963 - 2008
NÚMERO TOTAL DE SISMOS ANALIZADOS : 104

Mw	n	N	Log (N)
3.2	3	104	2.0170
3.4	5	101	2.0043
3.6	5	96	1.9823
3.7	3	91	1.9590
3.8	6	88	1.9445
4.0	1	82	1.9138
4.1	3	81	1.9085
4.2	2	78	1.8921
4.3	14	76	1.8808
4.4	11	62	1.7924
4.5	11	51	1.7076
4.6	12	40	1.6021
4.8	12	28	1.4472
5.0	4	16	1.2041
5.2	4	12	1.0792
5.3	2	8	0.9031
5.4	1	6	0.7782
5.6	1	5	0.6990
5.8	1	4	0.6021
6.0	1	3	0.4771
6.1	1	2	0.3010
6.4	1	1	0.0000

Salida de Regresión para Mw

Tiempo de Análisis (1963 - 2008)

a 5.613
b 46
R² 0.873
β 0.991
Mo 2.010
aMo 4.3
RATE 1.859
1.409

