



**Pontificia Universidad Católica del Perú**

**Escuela de Graduados**

**ESPECTROS DE PELIGRO SISMICO  
UNIFORME**

**Tesis Para Optar el Grado de  
MAGÍSTER EN INGENIERÍA CIVIL**

**Presentada por:**

**Ing. ANA MALENA BOLAÑOS LUNA  
Ing. OMAR MANUEL MONROY CONCHA**

Lima – Perú

2004

## ESPECTROS DE PELIGRO SISMICO UNIFORME

### TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE MAGÍSTER EN INGENIERÍA CIVIL

*Ing. Ana Malena Bolaños Luna*

*Ing. Omar Manuel Monroy Concha*

#### RESUMEN

Los espectros de diseño basados en formas que se escalan con la aceleración pico del suelo conducen a una distribución no uniforme del peligro a lo largo del espectro y por tanto a un nivel de riesgo diferente entre edificaciones de distinta altura.

En este trabajo se presenta una metodología para estimar la aceleración y las ordenadas espectrales asociados a un nivel de excedencia uniforme a lo largo del espectro. Se analizó la sismicidad del Perú, se actualizaron las fuentes sísmicas propuestas en trabajo anteriores, se empleó la magnitud momento ( $M_w$ ) y se usó por primera vez para todo el País una ley de atenuación que distinga sismos de subducción de interfase e intraplaca.

Como resultado, se obtuvieron mapas de distribución de aceleraciones y ordenadas espectrales para todo el País correspondientes a un periodo de retorno de 475 años. Los cálculos se hicieron con un programa de cómputo desarrollado como parte de este trabajo.

Las aceleraciones obtenidas en roca presentan valores inferiores a los obtenidos en 1993 por Castillo y Alva hasta en 10%, salvo en la zona de Piura y Tumbes donde los valores son menores hasta en 30%.

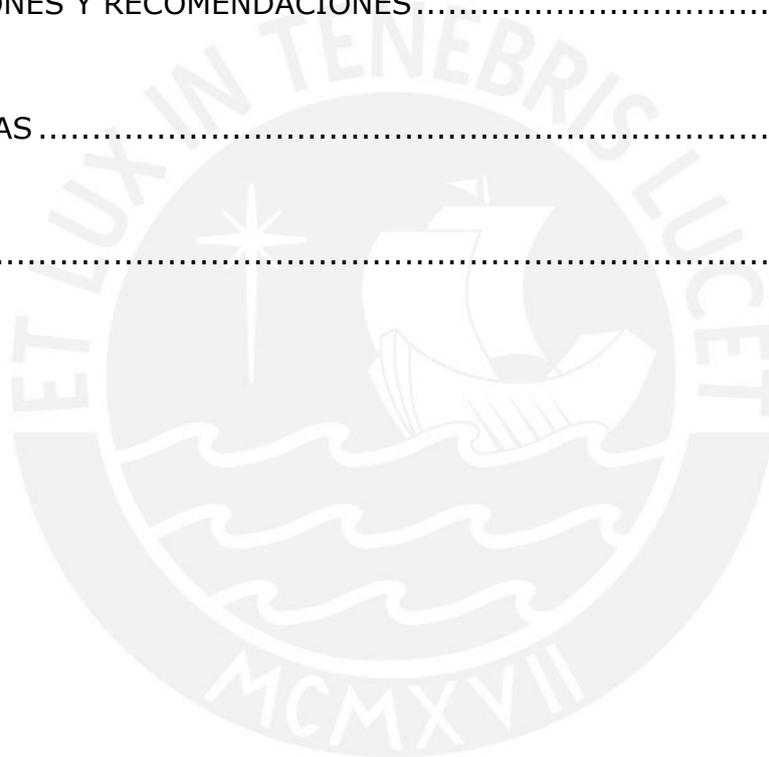
Se encontró que los valores del factor de amplificación espectral para 0,2seg tienen diferencias pequeñas (3%) a lo largo del territorio, mientras que para 1,0seg los valores aumentan de oeste a este de manera significativa (35% en Iquitos). Esto muestra la necesidad de desarrollar espectros de peligro uniforme propios de cada zona sísmica del País.

## INDICE

|   |    |
|---|----|
| INTRODUCCION .....  | 4  |
| <br>  |    |
| CAPITULO I .....  | 6  |
| CONCEPTOS DE SISMOLOGÍA Y TECTONICA DE PLACAS .....           | 6  |
| 1.1 Introducción.....   | 6  |
| 1.2 Estructura interna de la Tierra .....                     | 7  |
| 1.3 Deriva continental y tectónica de placas .....            | 9  |
| 1.3.1 Placas tectónicas .....                                 | 9  |
| 1.3.2 Tipos de límites en las placas .....                    | 10 |
| 1.4 Fallas .....  | 12 |
| 1.4.1 Geometría de fallas .....                               | 13 |
| 1.4.2 Tipos de fallas.....                                    | 14 |
| 1.5 Ondas sísmicas.....                                       | 15 |
| 1.5.1 Ondas de cuerpo .....                                   | 16 |
| 1.5.2 Ondas superficiales.....                                | 17 |
| 1.6 Medida de los sismos.....                                 | 18 |
| 1.6.1 Intensidad sísmica.....                                 | 19 |
| 1.6.2 Magnitud sísmica.....                                   | 19 |
| 1.6.3 Energía sísmica.....                                    | 22 |
| 1.7 Otras fuentes de actividad sísmica.....                   | 23 |
| 1.7.1 Actividad volcánica .....                               | 23 |
| 1.7.2 Sismos artificiales .....                               | 23 |
| 1.7.3 Ruido sísmico .....                                     | 23 |
| <br>  |    |
| CAPITULO II .....   | 24 |
| PELIGRO SISMICO .....   | 24 |
| 2.1 Introducción.....   | 24 |
| 2.2 Análisis Determinístico del Peligro Sísmico. ....         | 25 |
| 2.3 Análisis Probabilístico del Peligro Sísmico.....          | 26 |
| 2.3.1 Fuentes sísmicas .....                                  | 26 |
| Incertidumbre espacial .....                                  | 27 |
| Incertidumbre en el tamaño del evento .....                   | 31 |
| Incertidumbres temporales .....                               | 35 |
| 2.3.2 Relación de atenuación del movimiento del suelo .....   | 37 |
| 2.3.3 Relaciones de atenuación de ordenadas espectrales ..... | 40 |

|   |     |
|---|-----|
| 2.3.4 Cálculo de Aceleraciones y ordenadas espectrales .....        | 42  |
| Aceleraciones para probabilidades de excedencia .....               | 43  |
| Ordenadas espectrales para probabilidades de excedencia.....        | 45  |
| <br>  |     |
| CAPITULO III .....  | 46  |
| SISMOTECTONICA DEL PERU .....                                       | 46  |
| 3.1 Introducción.....   | 46  |
| 3.2 Principales aspectos tectónicos.....                            | 46  |
| 3.3 Sismicidad Histórica .....                                      | 52  |
| 3.4 Sismicidad Instrumental.....                                    | 58  |
| 3.4.1 Fuentes de datos.....   | 58  |
| 3.4.2 Análisis de la Sismicidad Instrumental.....                   | 60  |
| Correlación entre $m_b$ , $M_s$ y $M_w$ .....                       | 60  |
| Distribución espacial de la sismicidad instrumental .....           | 62  |
| <br>  |     |
| CAPITULO IV .....   | 69  |
| FUENTES SISMICAS Y LEYES DE ATENUACIÓN PARA EL PERU.....            | 69  |
| 4.1 Introducción.....   | 69  |
| 4.2 Fuentes sismogénicas .....                                      | 70  |
| 4.3 Evaluación del tamaño de los eventos sísmicos.....              | 77  |
| 4.3.1 Determinación del valor de $b$ .....                          | 78  |
| 4.3.2 Determinación de la magnitud mínima y razón media anual ..... | 79  |
| 4.3.3 Determinación de la magnitud máxima.....                      | 82  |
| 4.4 Profundidades representativas de las fuentes sismogénicas.....  | 83  |
| 4.5 Leyes de atenuación del movimiento del suelo .....              | 84  |
| 4.6 Leyes de atenuación para ordenadas espectrales.....             | 91  |
| <br>  |     |
| CAPITULO V.....   | 96  |
| DISTRIBUCION PROBABILISTICA DE ACELERACIONES EN EL PERU .....       | 96  |
| 5.1 Introducción.....   | 96  |
| 5.2 Trabajos anteriores .....                                       | 97  |
| 5.3 Distribución de aceleraciones en el Perú .....                  | 98  |
| 5.4 Programa de cómputo para el cálculo de aceleraciones.....       | 103 |

|  |     |
|--|-----|
| CAPITULO VI .....  | 106 |
| ESPECTROS DE PELIGRO SISMICO UNIFORME EN EL PERU .....                                   | 106 |
| 6.1 Introducción.....  | 106 |
| 6.2 Representación tradicional de las demandas sísmicas por espectros de respuesta ..... | 107 |
| 6.3 Espectros de peligro sísmico uniforme.....   | 109 |
| 6.4 Generación de espectros para 3 ciudades en el Perú .....                             | 111 |
| 6.5 Mapas .....  | 116 |
| <br>   |     |
| CAPITULO VII .....   | 124 |
| CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....  | 124 |
| <br>   |     |
| REFERENCIAS .....  | 127 |
| <br>   |     |
| ANEXOS.....  | 133 |



## INTRODUCCION

Los espectros que se emplean en las normas de diseño sísmico en el mundo generalmente están basados en espectros con formas constantes que se escalan por un valor de aceleración pico del suelo. Esto conduce a una distribución no uniforme del peligro a lo largo del espectro. Actualmente, es posible desarrollar espectros con la misma probabilidad de excedencia. Estos espectros de peligro uniforme, están siendo incluidos en códigos sísmicos recientes como el IBC2000 de los EUA y el NBCC de Canadá.

Los objetivos de este trabajo son la revisión de los procedimientos para estimar probabilísticamente ordenadas espectrales y obtener espectros de peligro uniforme en el territorio Peruano.

El trabajo se organiza en 7 capítulos y 3 anexos. El *Capítulo 1* presenta los conceptos más usados en el campo de la sismología. El *Capítulo 2* muestra los enfoques de ingeniería para cuantificar el peligro sísmico. Se describe brevemente el enfoque determinístico y se desarrolla el fundamento teórico y los procedimientos para un análisis probabilístico del peligro. La revisión de la información sismotectónica del País y las ecuaciones propuestas para relacionar la magnitud  $M_s$  y  $M_w$  se encuentran en el *Capítulo 3*.

En el *Capítulo 4* se presentan los métodos para determinar los parámetros relevantes en un análisis de peligro sísmico. Se calculan los parámetros para una fuente sísmica y se describen los modelos de atenuación elegidos para representar el movimiento del suelo y la respuesta estructural. Se presentan comparaciones entre los valores obtenidos con las leyes de atenuación y mediciones en el suelo de Lima.

El *Capítulo 5* se inicia con una breve referencia a los trabajos de peligro sísmico desarrollados en el País y se calcula la distribución de aceleraciones en el Perú para periodos de retorno de 475 y 950 años, también se describe el programa de cómputo desarrollado.

El *Capítulo 6* presenta los procedimientos para obtener espectros de peligro uniforme. Se presenta la distribución de ordenadas espectrales obtenidas en el Perú para periodos estructurales de 0.2 y 1.0seg correspondientes a un periodo de retorno de 475 años. También se calculan espectros de peligro uniforme para las ciudades de Lima, Arequipa e Iquitos.

El *Capítulo 7* corresponde a las conclusiones y recomendaciones de este trabajo.

El *Anexo I* incluye 10 cortes transversales al mapa sísmico del Perú e histogramas de profundidades para las 20 fuentes sísmicas utilizadas en este trabajo. En el *Anexo II* se incluye un manual de uso del programa MRiesgo. El *Anexo III* presenta el contenido del CD adjunto a este trabajo.



## CAPITULO I

# CONCEPTOS DE SISMOLOGÍA Y TECTONICA DE PLACAS

---

### 1.1 Introducción

La sismología es una ciencia que estudia las causas y mecanismos que producen los terremotos para tratar de entender el comportamiento y la estructura interna de la tierra. Aunque los terremotos son fenómenos complejos, los avances en la sismología están permitiendo un buen entendimiento de la mecánica y las proporciones de ocurrencia de sismos en el mundo.

Quizá entre sus valiosos descubrimientos sismológicos este la Tectónica de Placas que estudia el movimiento de las placas de la tierra producido por fuerzas que se originan en su interior. Este capítulo presenta los conceptos esenciales de sismología y tectónica de placas para facilitar el entendimiento de los sismos y los procesos que generan la actividad sísmica en el Perú y el mundo.

## 1.2 Estructura interna de la Tierra

La Tierra tiene una forma aproximadamente esférica (ligeramente achatada por los polos), con un diámetro ecuatorial de 12740 km y un diámetro polar de 12700 km. Su masa es de  $5973 \times 10^{24}$  kg. Su superficie es de  $5,1 \times 10^8$  km<sup>2</sup> y el 71% del total de su superficie está cubierta por agua.

La Tierra es heterogénea y está formada por tres capas concéntricas: el núcleo, el manto y la corteza. Cada una de estas capas tiene características físicas y químicas diferentes (Gutenberg B. 1959).

El núcleo, la capa más interna de la tierra, está conformado por metales como el hierro y el níquel y está dividida en dos regiones: el núcleo interno y el núcleo externo. El núcleo interno es una esfera sólida de 2400 km de diámetro y es 16 veces más denso que el agua. El núcleo externo en cambio es líquido, capaz de fluir y genera el campo magnético de la tierra (Song X. 1997).

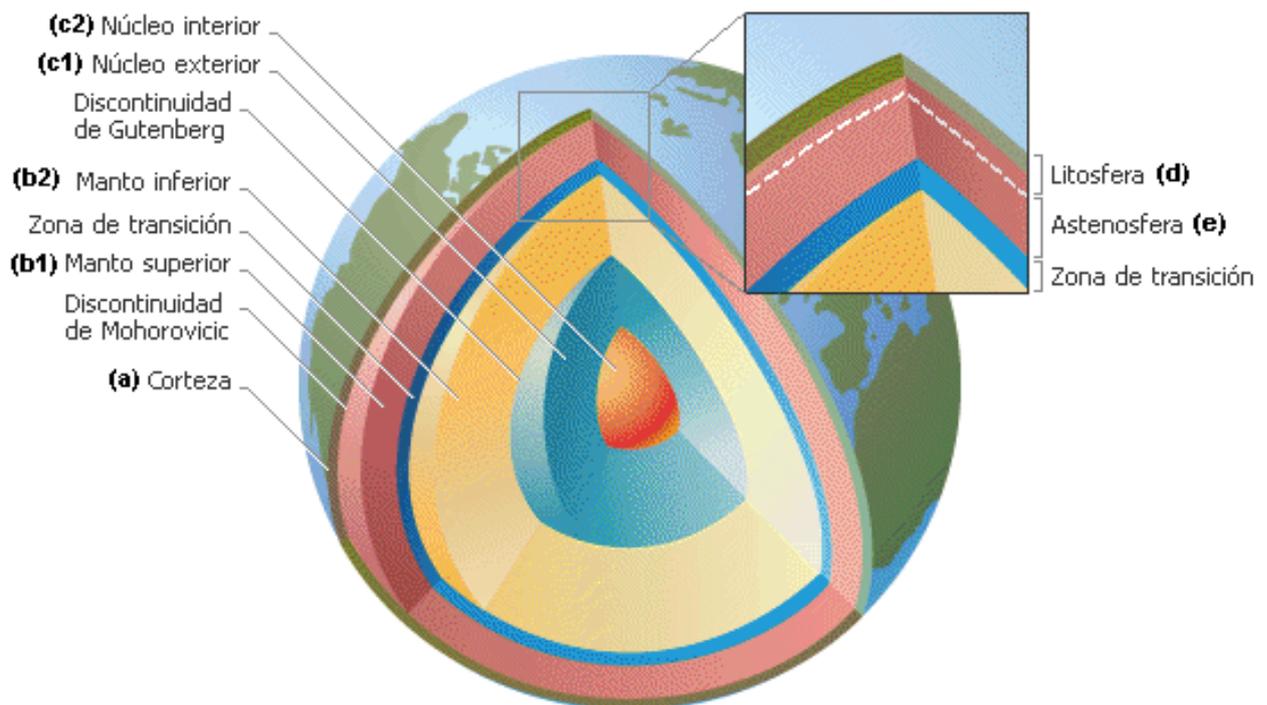
La capa que rodea el núcleo externo recibe el nombre de manto y ocupa aproximadamente un 80% del volumen de la tierra. En el manto se genera gran parte del calor que mantiene en actividad al planeta. El manto está dividido en dos regiones: el manto inferior que tiene 1920 km de espesor y el manto superior con 980 km de espesor aproximadamente.

La corteza es la última y más delgada de todas las capas. Esta dividida en la corteza oceánica y la corteza continental. La corteza oceánica se encuentra debajo los océanos y tiene un espesor de 9 a 10 km. La corteza continental tiene un espesor que varía entre 30 y 70 km y es la más joven y densa de las capas (Christensen y Money 1995).

La zona constituida por la corteza y parte del manto superior es conocida como litósfera. La litósfera se divide en litósfera continental, conformada por los continentes, con espesores de hasta 150 km y la litósfera oceánica que presenta espesores más delgados.

La Litósfera esta fragmentada en grandes porciones llamadas placas tectónicas que se desplazan unas respecto a otras, chocando o separándose con movimientos muy lentos entre 3 cm/año y 17 cm/año (DeMets et al. 1994). Estos movimientos son responsables de la formación de grandes cadenas montañosas, del vulcanismo, de los terremotos y de muchos otros fenómenos geológicos.

Por debajo de la litósfera se encuentra la astenósfera, que es una capa plástica que comprende parte del manto superior, hasta unos 300 km de profundidad. En la astenósfera se producen movimientos convectivos, similares al movimiento del agua al hervir, que generan la fuerza que produce el movimiento de las placas tectónicas. La figura 1.1 muestra las tres capas concéntricas que forman la Tierra y un detalle de la corteza.



*Figura 1.1.- Estructura Interna de la Tierra (Encarta 2003).*

### 1.3 Deriva continental y tectónica de placas

En 1915 el geólogo alemán Alfred Wegener en su trabajo titulado *Die Entstehung der Continente und Ozeane* dio a conocer su "Teoría de la Deriva de los Continentes". Wegener sostuvo que los continentes están en constante movimiento y que hace 200 millones de años existía un solo continente que denominó Pangea. Este continente posteriormente se dividió en los continentes que hoy conocemos debido a la deriva o desplazamiento entre estos (Wegener A. 1929).

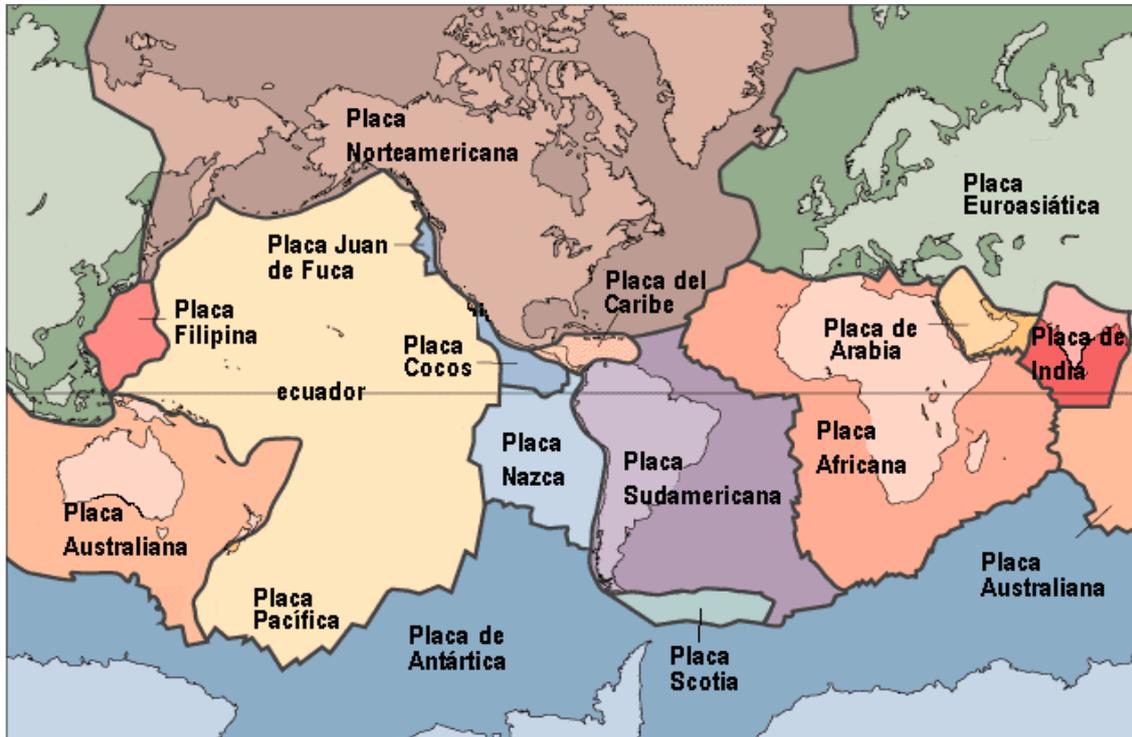
La teoría de Wegener produjo una gran controversia y no fue aceptada debido a la idea estática que se tenía de la Tierra. La principal objeción fue que las fuerzas que producían el movimiento no pudieron ser explicadas. En 1929 Arthur Holmes de Inglaterra, partidario de la teoría de la deriva continental, sugirió que el movimiento convectivo del magma en el manto podría proporcionar la fuerza motriz necesaria para desplazar los continentes. Sin embargo, Holmes representaba solo una minoría (Holmes and Holmes 1978).

No fue sino hasta las investigaciones paleomagnéticas (Runcorn 1962), realizadas después de la 2da guerra mundial, que la teoría de deriva continental tomó nuevamente importancia. Al mismo tiempo geólogos marinos y geofísicos realizaron importantes descubrimientos en el suelo marino que produjeron nuevas ideas como la hipótesis de la extensión del suelo marino (Dietz 1961, Vine and Matthews 1963) y la verificación del movimiento convectivo en el manto (Ewing y Heezen 1956).

#### 1.3.1 Placas tectónicas

La litósfera está dividida en seis placas continentales (Americana, Africana, Antártica, India-Australiana, Euroasiática y Pacífica) y alrededor de 14 placas subcontinentales (Nazca, Sudamericana, Cocos, etc.). Cada placa se desplaza horizontalmente con respecto a las placas adyacentes. La deformación relativa entre las placas ocurre únicamente en zonas cercanas a los bordes y puede ser lenta y continua (deformación asísmica) o puede ser esporádica en forma de sismos (deformación sísmica). La ubicación y

límites de las principales placas tectónicas de la Tierra se muestran en la figura 1.2



*Figura 1.2.- Principales placas tectónicas de la Tierra (USGS 1999).*

### 1.3.2 Tipos de límites en las placas

Existen tres tipos de límites de placa: divergente, convergente y de transformación. La comprensión del movimiento asociado con cada una ayudará en el entendimiento de la tectónica de placas.

#### *Límites divergentes*

También llamados bordes constructivos o márgenes de extensión, se caracterizan por el desplazamiento de las placas en direcciones opuestas unas con respecto a otras. Los bordes divergentes se localizan en los fondos oceánicos y en la superficie de los continentes y dan lugar a unas estructuras muy características llamadas dorsales oceánicas (como la Cordillera Centro-Atlántica) y fosas tectónicas.

La divergencia se debe a que la roca derretida del manto llega a la superficie, donde se enfría y se convierte en parte de la placa oceánica empujando las placas existentes en direcciones opuestas. La tasa de

crecimiento de estas placas es de 3 a 17 cm/año (DeMets et al. 1994). La tasa más alta se encuentra en el Océano Pacífico.

### *Límites Convergentes*

Debido a que el tamaño de la tierra permanece constante, la formación de nuevas placas en las cordilleras oceánicas debe ser equilibrada por el consumo de placas en otras ubicaciones. Esta destrucción de la placa ocurre en los bordes conocidos como márgenes de subducción, donde dos placas colisionan y una subduce debajo de la otra.

Las márgenes de subducción se encuentran generalmente cercanas a los límites de los continentes en los que la placa oceánica, generalmente fría y densa, se hunde debajo de la placa continental. Cuando la tasa de convergencia entre las placas es alta, en el borde entre éstas se forma una fosa en donde se produce gran cantidad de sismos.

A medida que la placa se hunde cada vez más, ésta se calienta haciéndose más dúctil e incapaz de producir sismos. En las zonas más profundas parte de la placa se derrite y produce magma que puede llegar a la superficie y formar líneas de volcanes casi paralelos a la zona de subducción.

Se puede distinguir tres tipos de convergencia de placas:

- Continental - Continental (Placa de la India y Euroasia),
- Oceánica - Continental (Placa de Nazca y Sudamérica)
- Oceánica - Oceánica (Placa de Nueva Guinea).

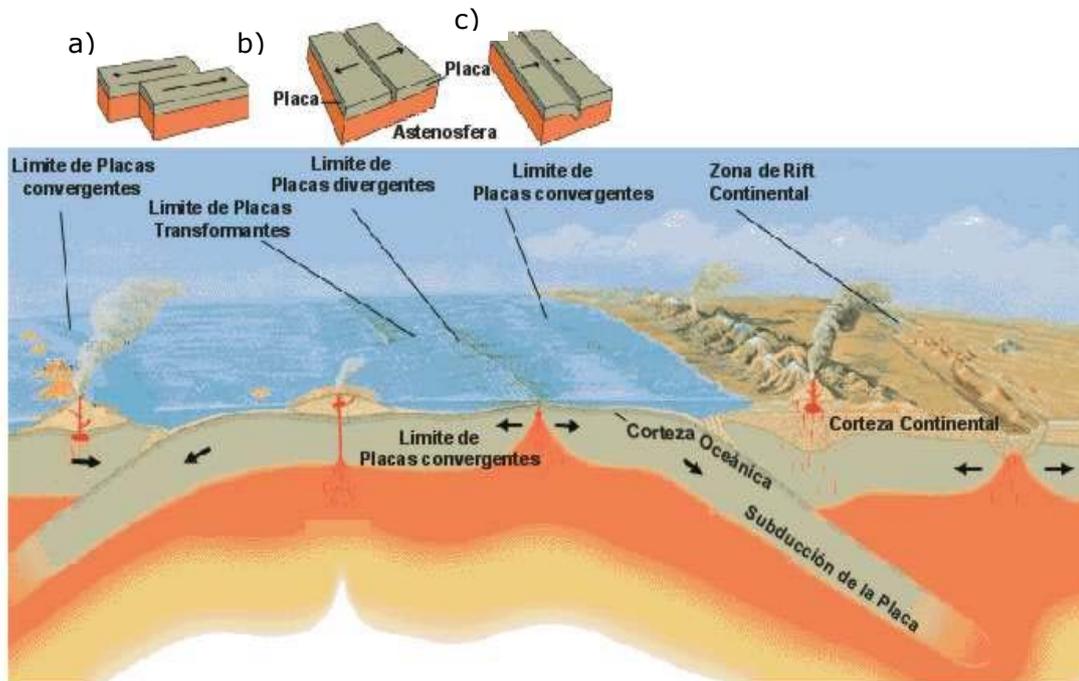
### *Límites de transformación*

Los límites de transformación son conocidos también como deslizamientos horizontales y se caracterizan por el movimiento de las placas en direcciones opuestas lateralmente entre sí, sin crear ni destruir fondo oceánico.

Los límites de transformación son identificados por diferencias en las mediciones magnéticas o por fallas visuales en la corteza terrestre. La Falla

de San Andrés en California, Estados Unidos, es el ejemplo más famoso de este tipo de borde.

La figura 1.3 muestra los tres tipos de límites de las placas tectónicas.



**Figura 1.3.-** Tipos de Límites entre placas a) Límite de Transformación, b) Límite divergente, c) Límite convergente (USGS 1999).

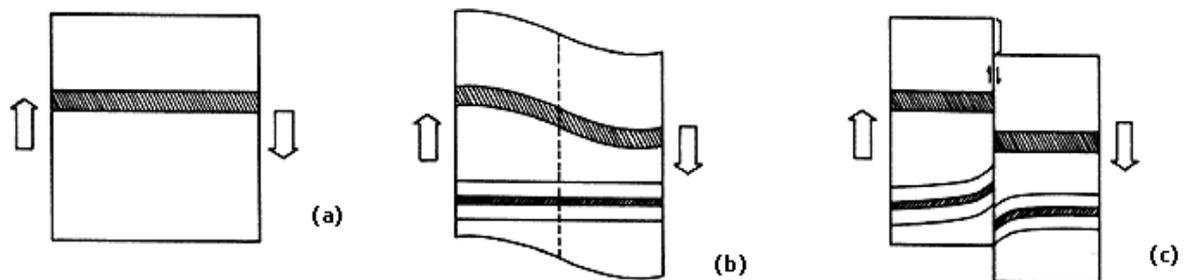
#### 1.4 Fallas

Las fallas son fracturas o dislocaciones que ocurren en las rocas de la corteza terrestre y producen desplazamiento de los bloques resultantes de la fracturación. Este movimiento puede producirse en cualquier dirección: vertical, horizontal, o una combinación de ambas.

Las fallas se producen cuando el esfuerzo ejercido debido al constante movimiento de las placas tectónicas supera la resistencia del material. Cuando se produce una falla se libera la energía de deformación acumulada en forma de calor y en forma de ondas sísmicas.

Los pedazos de roca resultantes de la falla tienden a regresar a su estado inicial, produciendo un "rebote" repentino hasta alcanzar una posición de

equilibrio. Este concepto fue introducido por Reid en 1911 en su teoría del rebote elástico (Reid 1911).



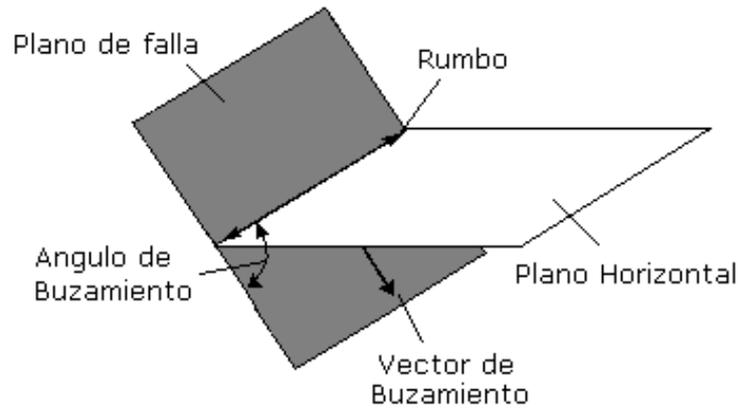
**Figura 1.4.- Teoría del Rebote Elástico.** a) Concentración de esfuerzos en límites de las placas, b) Incremento de la deformación elástica, c) Falla de la roca (USGS, 1999).

Este proceso parece intuitivamente obvio pero en realidad no lo es. Antes se creía que los movimientos sísmicos eran los que producían el fallamiento en las placas. No fue sino hasta 1906, en que se logró deducir el mecanismo de los terremotos al observar los efectos del sismo de San Francisco. Donde una zona de contacto entre las placas de la falla de San Andrés, afloró a la superficie lográndose observar que era el fallamiento quien producía los sismos y no al revés.

#### 1.4.1 Geometría de fallas

Para poder describir la orientación de una falla en el espacio se utiliza la nomenclatura geológica estándar. La geometría de una falla es generalmente irregular; sin embargo, su forma puede ser aproximada como un plano, por lo menos en distancias pequeñas.

La orientación de un plano de falla está descrita por su rumbo y por su buzamiento. El rumbo de una falla es la línea horizontal producida por la intersección del plano de falla y el plano horizontal, como se muestra en la figura 1.5. La pendiente inclinada del plano de falla es descrita por el ángulo de buzamiento, que es el ángulo entre el plano de falla y el plano horizontal, medido perpendicularmente al rumbo.

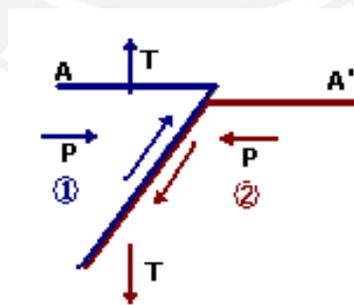


**Figura 1.5.-** Notación para la descripción de la orientación de una falla (Adaptado de Kramer 1996).

#### 1.4.2 Tipos de fallas

El desplazamiento de las fallas se puede clasificar por su orientación e inclinación. Los principales tipos de fallas son:

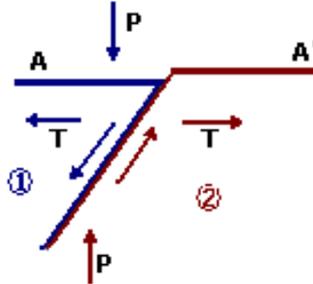
**Falla Inversa.-** Este tipo de falla se caracteriza por el movimiento del bloque superior (1) hacia arriba con respecto al bloque inferior (2) y con un ángulo de buzamiento generalmente menor a  $45^\circ$ . Las fallas inversas están asociadas a esfuerzos de compresión que producen un acortamiento en la corteza. La figura 1.6 muestra el sentido del movimiento de una falla inversa.



**Figura 1.6.-** Falla inversa.

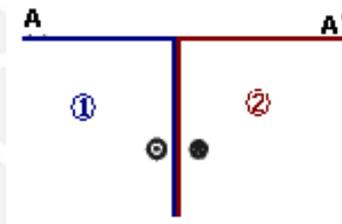
**Falla Normal.-** Este tipo de falla es producida por el movimiento del bloque superior (1) hacia abajo con respecto al bloque inferior (2) y suelen tener buzamientos de moderados a altos, con valores promedio de  $60^\circ$ . Las fallas normales están generalmente asociadas a esfuerzos de tensión que generan

un estiramiento de la corteza. La figura 1.7 muestra el sentido del movimiento de una falla normal.



*Figura 1.7.- Falla normal.*

*Falla Transcurrente.*- Es aquella que se acomoda al movimiento horizontal de dos bloques adyacentes, dependiendo del movimiento relativo de un bloque con respecto al otro. Este tipo de falla presenta un buzamiento de 90°. La figura 1.8 muestra la sección transversal de dos bloques adyacentes.



*Figura 1.8.- Falla Transcurrente.*

### 1.5 Ondas sísmicas

La energía liberada en forma de ondas sísmicas durante el fallamiento se propaga a través del medio sólido de la tierra causando vibración y muchas veces destrucción en la superficie. Las ondas sísmicas aumentan y cambian notablemente sus velocidades y direcciones al atravesar la tierra, variando de acuerdo al medio por donde avanzan. La densidad y la elasticidad del medio son las propiedades físicas que determinan las características del movimiento de las ondas.

La llegada y el movimiento producido por las ondas sísmicas son registrados en los sismógrafos en función del tiempo y tipo de movimiento. Los registros de los sismógrafos se utilizan para conocer con mayor precisión los parámetros sismológicos que definen un evento sísmico.

A través de los registros obtenidos de un evento sísmico se puede determinar parámetros como:

- La ubicación del foco (punto donde se originan las primeras ondas sísmicas).
- La ubicación del epicentro (proyección del foco en la superficie).
- La distancia hipocentral (distancia que existe entre el foco y el sismógrafo).
- La distancia epicentral (distancia entre el epicentro y el sismógrafo).
- La magnitud.

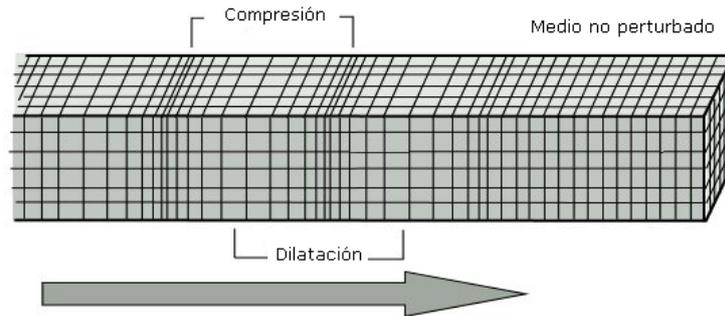
Existen dos tipos de ondas que se producen en un sismo: las ondas de cuerpo y las ondas superficiales.

### 1.5.1 Ondas de cuerpo

Las ondas de cuerpo son capaces de propagarse en medios sólidos, líquidos o gaseosos. Las ondas de cuerpo que están involucradas con la actividad sísmica son las ondas P y las ondas S.

*Ondas P.*- Son también conocidas como ondas primarias o compresionales. Las ondas P se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio (Figura 1.9).

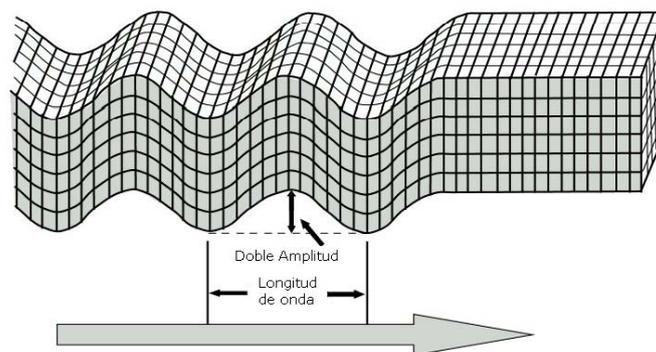
Las ondas P son las más veloces de todas las ondas sísmicas. Avanzan a más de 5 km/s en las rocas graníticas cercanas a la superficie, y alcanzan 11 km/s en el interior de la Tierra. Por lo tanto, son las primeras ondas en llegar, en ser sentidas y en ser registradas en los sismogramas.



**Figura 1.9.- Ondas P (Bolt B. 1999).**

**Ondas S.-** Son conocidas como ondas de corte o secundarias. Las ondas S se transmiten cuando las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación. Las ondas S son más lentas que las ondas P, con velocidades en roca aproximadamente iguales al 70% de las velocidades de las ondas P (Figura 1.10).

Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos. Usualmente las ondas S tienen mayor amplitud y son más destructivas que las ondas P. La componente vertical de las ondas S se denota a menudo por SV, mientras que la componente horizontal se denota por SH.

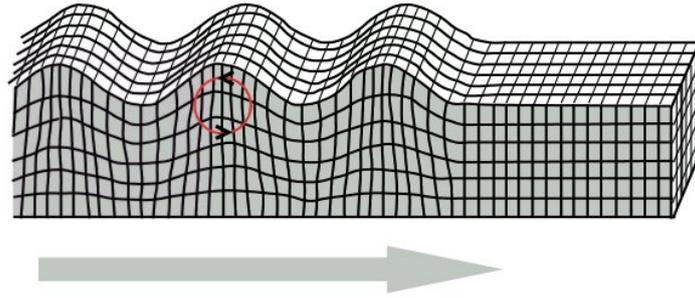


**Figura 1.10.- Ondas S (Bolt B. 1999).**

### 1.5.2 Ondas superficiales

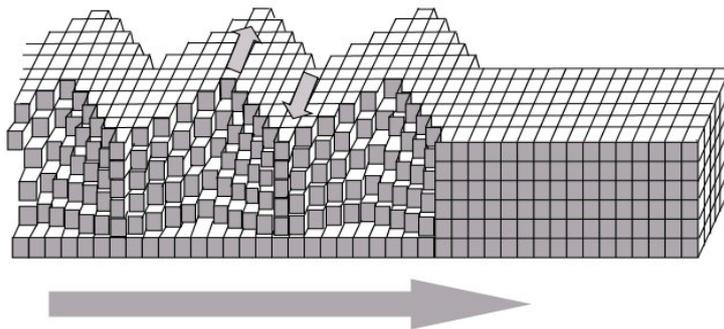
Estas ondas son formadas por la interacción de las ondas de cuerpo que viajan en diferentes direcciones. Su amplitud es máxima en la superficie y nula a grandes profundidades. Las ondas superficiales pueden ser de dos tipos: las ondas Rayleigh y las ondas Love.

*Ondas Rayleigh.*- Son denotadas usualmente por R y se deben a la interacción entre las ondas P y las SV. Las ondas de Rayleigh causan un movimiento rodante parecido a las ondas del mar y sus partículas se mueven en forma elipsoidal en el plano vertical que pasa por la dirección de propagación (Figura 1.11).



*Figura 1.11.- Ondas Rayleigh (Bolt B. 1999).*

*Ondas Love.*- Son ondas con movimientos similares a las ondas S que no tiene desplazamiento vertical. Las ondas Love hacen que la superficie se mueva de lado a lado en un plano horizontal pero con ángulos rectos a la dirección de propagación. Estas ondas son dañinas a las cimentaciones de las estructuras (Figura 1.12).



*Figura 1.12.- Ondas Love (Bolt B. 1999).*

## 1.6 Medida de los sismos

Los terremotos pueden ser medidos cuantitativamente en función de la cantidad de energía liberada y cualitativamente según el grado de destrucción que ellos causan.

### 1.6.1 Intensidad sísmica

La intensidad sísmica es la violencia con que se siente un sismo en la zona afectada. La medición de la intensidad es cualitativa y se realiza observando los efectos o daños producidos por el sismo en las construcciones, objetos, terreno, y el impacto que provoca en las personas. Para medir la intensidad se emplea la Escala de Intensidades Modificada de Mercalli que es una escala descriptiva de 12 grados. Existe también la escala MSK, elaborada por los sismólogos europeos Medvedev, Sponhever y Karnik. Esta escala precisa mejor los efectos de un sismo en las construcciones.

### 1.6.2 Magnitud sísmica

La magnitud es la medición cuantitativa de la energía liberada en un sismo. Para una valoración objetiva de la magnitud de los terremotos es necesario utilizar instrumentos adecuados como los sismógrafos y acelerógrafos.

Cualquiera sea la ubicación de estos instrumentos con respecto al lugar del sismo el valor de la magnitud es aproximadamente el mismo. Sin embargo, un terremoto con una sola magnitud puede tener muchas intensidades que irán disminuyendo a medida que se alejen del epicentro sísmico.

Existen varias escalas para medir la magnitud de los sismos. Entre las principales están la magnitud local, la magnitud superficial, la magnitud de ondas de cuerpo y la magnitud momento.

#### **Magnitud Local ( $M_L$ )**

En 1935, Richter definió la magnitud local como la magnitud para medir sismos del Sur de California poco profundos y con distancias epicentrales menores a 600 km. La escala de Richter es la escala más conocida. Sin embargo, no siempre es la más apropiada para medir sismos en otras partes del mundo.

La magnitud de Richter esta definida como el logaritmo en base 10 de la máxima amplitud ( $A_{max}$ ) medida en cm con en un sismógrafo Wood-Anderson estándar, menos una corrección por la distancia ( $D$ ) entre el

epicentro y el lugar de registro, que corresponde al logaritmo de la amplitud que debe tener a esa distancia un sismo de magnitud cero ( $A_0$ ).

$$M_L = \log (A_{max}) - \log A_0 * D. \quad (1.1)$$

### **Magnitud de ondas superficiales ( $M_s$ )**

Debido a que la magnitud Richter no distingue los diferentes tipos de ondas sísmicas, su uso es muchas veces poco adecuado. Una escala de magnitud basada en la amplitud de las ondas Rayleigh es la magnitud de ondas superficiales (Gutenberg y Richter 1936). La relación utilizada frecuentemente es:

$$M_s = \log (A) + 1,66 \log (D) + 2,0 \quad (1.2)$$

donde A es la amplitud del desplazamiento del suelo en micrómetros y D es la distancia epicentral del sismómetro medida en grados ( $360^\circ$  correspondientes a la circunferencia de la Tierra). Debido a que la magnitud superficial esta basada en la amplitud máxima del desplazamiento del suelo en vez que en la amplitud del sismógrafo, su valor puede ser determinado de cualquier sismógrafo.

La formula (1.2) es válida para distancias comprendidas entre  $20^\circ < D < 90^\circ$  y para terremotos con focos localizados a profundidades menores a 70 km.

### **Magnitud de ondas de cuerpo ( $m_b$ )**

En sismos que ocurren a grandes profundidades, las ondas superficiales pueden ser pequeñas como para permitir una evaluación confiable de la magnitud de ondas de superficie. La magnitud de ondas de cuerpo (Gutenberg 1945) es una magnitud basada en la amplitud de los primeros ciclos de las ondas P. La magnitud de ondas de cuerpo puede ser expresada como:

$$m_b = \log (A) - \log(T) + 0,01D + 5,9 \quad (1.3)$$

donde  $A$  es la amplitud de las ondas P en micrómetros,  $T$  es el periodo e la onda P (usualmente un segundo) y  $D$  la distancia epicentral medida en grados.

### Magnitud momento ( $M_w$ )

Las escalas de magnitudes anteriores son escalas empíricas basadas en medidas instrumentales de las características del movimiento del suelo. El incremento de la energía liberada durante un sismo no siempre representa un incremento de las características del movimiento del suelo a la misma razón que el incremento de la energía.

En sismos fuertes, las medidas de las características del movimiento del suelo se hacen menos sensibles al tamaño del sismo, lo que hacen que estas características se saturen en ciertas magnitudes. La magnitud de Richter y la magnitud  $m_b$  se saturan a magnitudes entre 6 y 7, mientras que la magnitud de superficie se satura a una magnitud de 8.

Para describir la medida de sismos grandes, es preferible utilizar una magnitud que no dependa del nivel del movimiento del suelo (y por lo tanto, que no se sature). La única escala que no se satura es la magnitud momento (Kanamori 1977, Hanks y Kanamori 1979). La magnitud  $M_w$  está basada en el momento sísmico, que es una medida directa de los factores que producen la ruptura a lo largo de una falla y esta dada por:

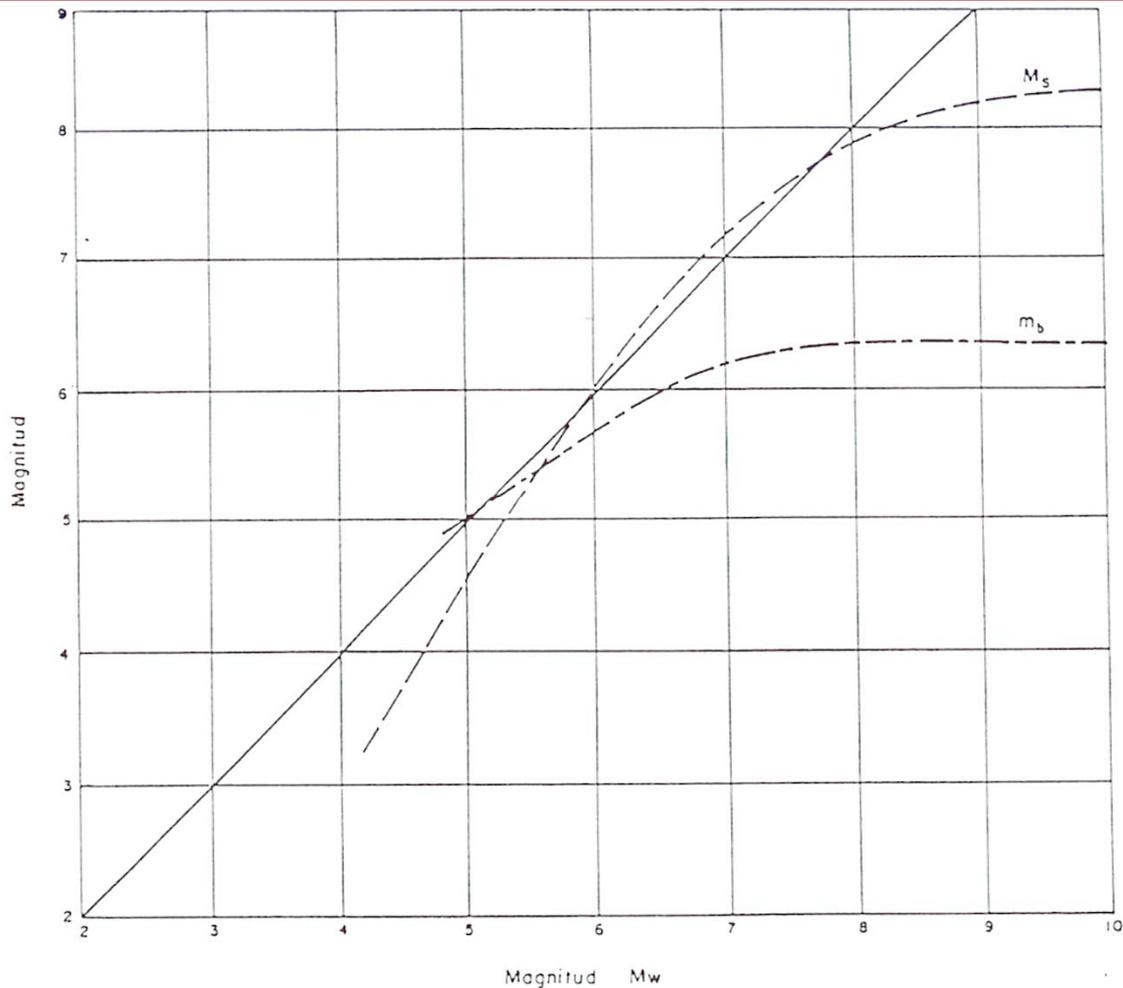
$$M_w = (2/3) \log M_0 - 10,7 \quad (1.4)$$

Donde  $M_0$  es el momento sísmico en dinas-cm y esta dado por:

$$M_0 = \mu A \check{D} \quad (1.5)$$

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

La figura 1.13 muestra una gráfica que relaciona las magnitudes  $m_b$ ,  $M_s$  y  $M_w$ .



**Figura 1.13.-** Relación entre  $M_w$  y las escalas de magnitud  $M_s$  y  $m_b$  (Idriss 1985).

### 1.6.3 Energía sísmica

La Energía total liberada por un terremoto es la suma de la energía disipada en forma térmica por la deformación en la zona de ruptura y la energía emitida como ondas sísmicas. Como la magnitud no es una variable física, los sismólogos han buscado fórmulas de relación entre esta y otras cantidades físicas, por ejemplo, con la energía liberada como ondas sísmicas. Esta relación se expresa como:

$$\log E = a + bM \tag{1.6}$$

Donde  $a$  y  $b$  dependen de la escala de magnitud utilizada. Por ejemplo si la magnitud es  $M_s$ , la energía sísmica en Joules puede ser (Bolt 1999):

$$\log E = 4.8 + 1.5 M_s \tag{1.7}$$

## 1.7 Otras fuentes de actividad sísmica

### 1.7.1 Actividad volcánica

El 7% de los sismos son debidos a la actividad volcánica y ocurren a menos de 20 km de profundidad. A diferencia de los sismos tectónicos, el área de daños producidos por los sismos volcánicos son de pocos km porque el foco es puntual y gran parte de la energía se libera en la atmósfera. Cuando las burbujas del magma alcanzan la zona rígida de la corteza y la presión es suficiente, se produce el emplazamiento del magma en regiones superiores y el escape de gases que deforman y fracturan la corteza.

La velocidad de ascenso del magma y su volumen, suelen inferirse por la magnitud de los sismos y desplazamiento temporal de los focos sísmicos.

### 1.7.2 Sismos artificiales

Los sismos artificiales son producidos por el hombre, por ejemplo con las detonaciones de bombas nucleares. Estos sismos tienen una profundidad de menos de 2 km y foco muy puntual donde gran parte de la energía se libera en la atmósfera.

### 1.7.3 Ruido sísmico

El ruido sísmico puede ser natural como el producido por mareas terrestres, olas, viento; o artificial como el producido por vehículos en movimiento.

## CAPITULO II

# PELIGRO SISMICO

---

### 2.1 Introducción

Para cuantificar los efectos de los sismos en las obras civiles es necesario tomar en cuenta la vulnerabilidad de las obras civiles y la sismicidad del lugar. La vulnerabilidad de las obras civiles se estima al conocer las características de las edificaciones y la sismicidad es obtenida mediante un análisis de peligro o amenaza sísmica.

El peligro se suele representar por medio de los valores máximos del movimiento del terreno, la intensidad del movimiento y muy recientemente por un parámetro global de la respuesta estructural.

Existen dos enfoques para representar el peligro sísmico: el enfoque determinístico y el enfoque probabilístico. El enfoque determinístico cuantifica el peligro considerando el sismo más destructivo que pueda ocurrir en el sitio, tomando en cuenta la historia sísmica local. El enfoque probabilístico en cambio cuantifica el peligro considerando todos los posibles sismos que puedan ocurrir en el sitio, asociados a un valor de probabilidad.

Cualquier obra civil se proyecta y se construye considerando un cierto periodo de vida útil. Mientras mayor sea este tiempo de vida mayor será la exposición que tengan las obras a los terremotos. Generalmente el periodo de vida útil de las obras es mucho menor al tiempo de recurrencia de los grandes terremotos.

El enfoque determinístico expresa el peligro en términos absolutos del mayor evento; por tanto no resulta apropiado para tomar decisiones en cuanto al nivel de exposición aceptable en función de la vida útil de una obra. El enfoque probabilístico en cambio considera la posibilidad de ocurrencia de los terremotos en el tiempo de vida útil y se presenta como una mejor herramienta para la toma de decisiones.

En este capítulo se presentan los enfoques determinístico y probabilístico para la representación del peligro sísmico, dando especial énfasis al enfoque probabilístico.

## 2.2 Análisis Determinístico del Peligro Sísmico.

El enfoque determinístico es el más antiguo. El peligro se evalúa en función del evento más grande que se pueda presentar en el área de estudio. El conjunto de todos los agentes generadores de terremotos se suele denominar el potencial sísmico de la zona y se acostumbra representarlo por el evento más grande que se pueda generar. Luego de identificar el sismo más grande, el peligro del sitio queda definido en términos del movimiento del suelo o de la respuesta estructural que este sismo pueda generar.

Un análisis determinístico de peligro sísmico tiene la ventaja de ser muy simple y claro, ya que se puede determinar directamente el valor de peligro en el sitio y actualizarlo a medida que se obtenga información reciente respecto al sismo máximo. Un análisis determinístico, sin embargo, no considera las incertidumbres en las magnitudes y la ubicación de los sismos, así como el nivel de movimiento de suelo que pueda ocurrir durante el tiempo de vida útil de una estructura, no resultando apropiado en muchos casos para tomar decisiones.

Una dificultad especial en la cuantificación determinística del peligro sísmico radica en lo subjetivo que puede resultar la elección del sismo más grande con el fin de representar el potencial sísmico de la zona. Al respecto se han sugerido diferentes términos para describirlo, como por ejemplo el sismo máximo creíble (SMC), el sismo base de diseño (SBD) y el sismo máximo probable (SMP). El SMC, por ejemplo, es usualmente definido como el sismo máximo que parecería capaz de ocurrir bajo la condición tectónica conocida.

El comité en riesgo sísmico del Earthquake Engineering Research Institute (EERI) determinó que los términos como el SMC y el SMP "son engañosos y su uso es desalentador" (Committee on Seismic Risk 1984).

### 2.3 Análisis Probabilístico del Peligro Sísmico

Debido a la naturaleza aleatoria de los eventos sísmicos, un análisis determinístico resulta con frecuencia poco útil en la toma de decisiones ya que no toma en cuenta la gran variabilidad observada en el movimiento del suelo y la respuesta estructural. La mejor forma de tener en cuenta las características de variabilidad y aleatoriedad de los sismos de una manera lógica y consistente en la toma de decisiones es haciendo uso de la teoría de probabilidades.

En los últimos 20 a 30 años los conceptos de probabilidades han permitido que las incertidumbres en la magnitud, ubicación, variación del movimiento del suelo y respuesta estructural puedan ser explícitamente consideradas en la evaluación del peligro sísmico.

Un análisis probabilístico de peligro sísmico se desarrolla mediante la representación adecuada de la actividad sísmica de la zona en estudio y la elección de alguna relación entre la amplitud del movimiento del suelo o de la respuesta estructural, alguna medida del sismo (magnitud o intensidad) y la distancia entre el foco y la distancia de interés.

La relación entre la amplitud del movimiento, el tamaño del sismo y la distancia se maneja mediante regresiones estadísticas, y las incertidumbres en la ocurrencia, ubicación y el nivel de respuesta sísmica esperada (movimiento del suelo o respuesta estructural) son consideradas mediante funciones de densidad de probabilidades.

#### 2.3.1 Fuentes sísmicas

La sismicidad de una región se describe a partir de la distribución de los eventos sísmicos en cuanto a su ubicación en el espacio, su tamaño y su tiempo de ocurrencia. Las fuentes sísmicas se utilizan para representar esta sismicidad, agrupando eventos con características espaciales similares que ocurren en distintas zonas de la corteza.

Cada fuente sísmica debe considerar las incertidumbres en la distribución espacial de sismos, la distribución en el tamaño de los sismos y la

distribución de los sismos en el tiempo. La figura 2.1 muestra la distribución en tamaño, tiempo y espacio de los sismos registrados en el Perú para el periodo comprendido entre 1900 y el 2000. La medida del tamaño corresponde a la magnitud momento  $M_w$  y el tamaño para cada magnitud se encuentra representado por círculos de diferentes diámetros.

### *Incertidumbre espacial*

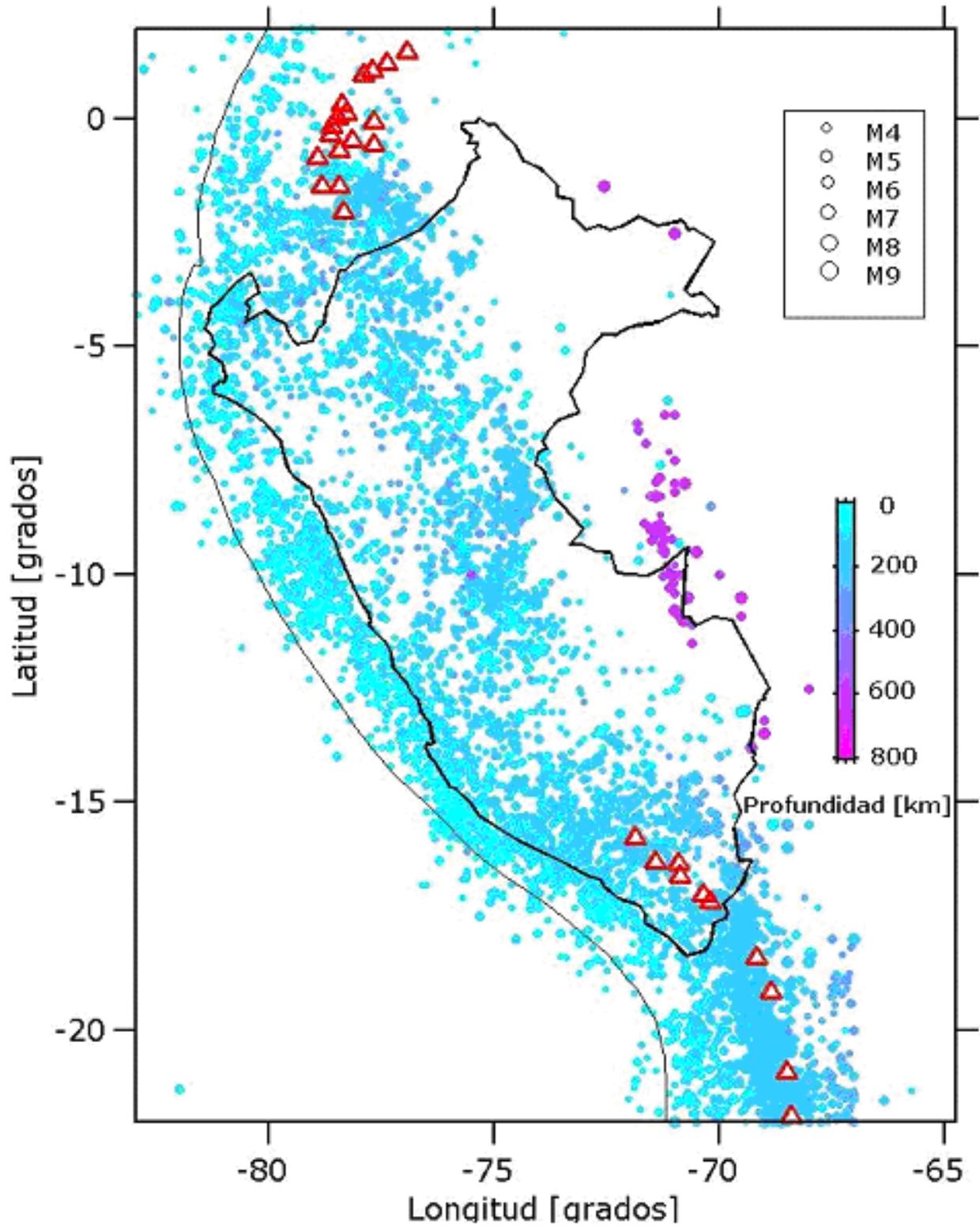
De acuerdo a las características tectónicas de la región y a la distribución espacial de los sismos la geometría de las fuentes sísmicas puede ser puntual, lineal o volumétrica.

Los sismos concentrados espacialmente con respecto a la distancia al sitio de análisis pueden representarse adecuadamente por una fuente puntual. Un ejemplo de esto sería los sismos asociados con la actividad volcánica, que generalmente se originan en zonas cercanas a los volcanes.

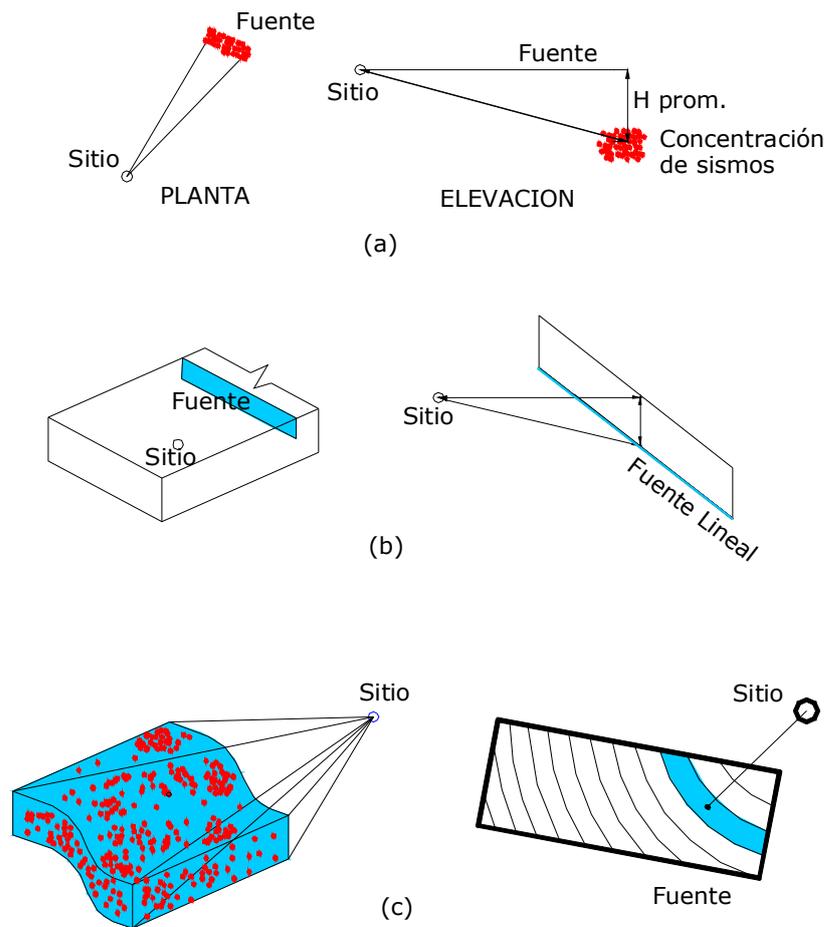
Fallas planas bien definidas y poco profundas, en las que los eventos sísmicos pueden ocurrir en distintas ubicaciones pueden considerarse como fuentes en dos dimensiones y representarse como fuentes lineales.

Las zonas donde los mecanismos del sismo son pobremente definidos, pueden ser tratadas como fuentes en tres dimensiones. Por ejemplo fallas que se desarrollan en zonas de subducción que se encuentran debajo del sitio o donde las fallas son tan extensas que es necesario evitar distinciones entre fallas individuales.

La figura 2.2 muestra las distintas geometrías que puede tener una fuente sísmica en un análisis de peligro sísmico, según la distribución espacial de los sismos.



*Figura 2.1.- Distribución en tamaño ( $M_w$ ) y ubicación de sismos en el Perú correspondientes al periodo 1900-2000. Los triángulos corresponden a la ubicación de volcanes.*



**Figura 2.2.-** Ejemplos de distintas geometrías de fuentes sísmicas. (a) Falla pequeña que puede ser modelada como una fuente puntual; (b) Falla poco profunda que puede ser representada como una fuente lineal; (c) fuente tridimensional (Adaptado de Kramer S.1996).

Los sismos usualmente se asumen distribuidos uniformemente dentro de una fuente (cada evento tiene la misma posibilidad de ocurrir en cualquier lugar); sin embargo, esta distribución uniforme no siempre significará una distribución uniforme de la distancia del sitio a la fuente. Para tener en cuenta esto, la incertidumbre en la distancia de la fuente al sitio puede ser descrita por una función de densidad de probabilidades.

Para la fuente puntual de la figura 2.3(a) por ejemplo, la variación en la distancia  $R$  tendrá un único valor que será  $r_s$ ; consecuentemente, la probabilidad de que  $R=r_s$  es asumida que será 1 y la probabilidad de que  $R \neq r_s$  es cero.

Para la fuente lineal de la figura 2.3(b), la probabilidad de que un sismo ocurra en un segmento pequeño de falla entre  $L=l$  y  $L= l+ dl$  es la misma que la probabilidad de que esta ocurra entre  $R=r$  y  $R=r+dr$ . O sea:

$$f_L(l)dl = f_R(r)dr \tag{2.1}$$

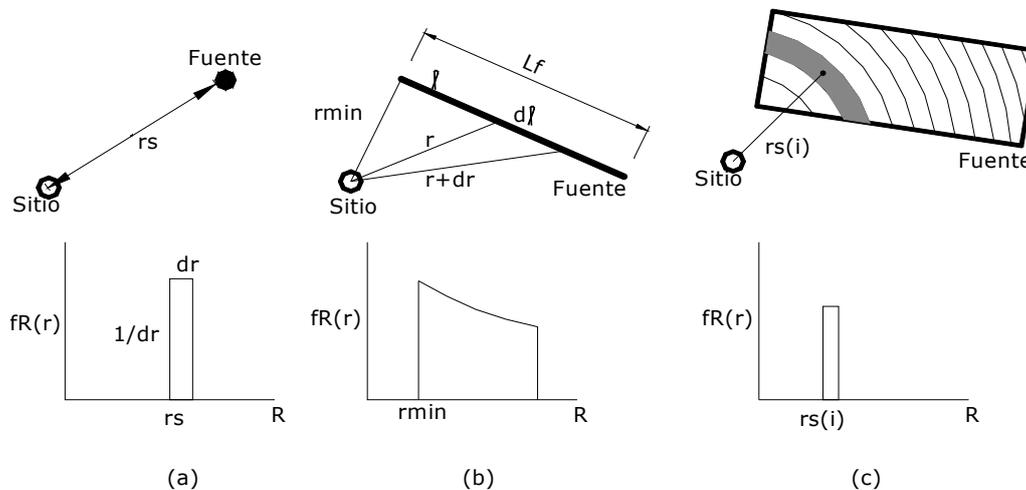
donde  $f_L(l)$  y  $f_R(r)$  son funciones de densidad de probabilidades para las variables  $L$  y  $R$  respectivamente. Consecuentemente:

$$f_R(r) = f_L(l)dl/dr \tag{2.2}$$

Si los sismos se asumen uniformemente distribuidos sobre la longitud de la falla,  $f_L(l)=l/Lf$ . Además como  $l^2=r^2-r_{min}^2$  la función de densidad de probabilidades de  $R$  estaría dada por:

$$f_R(r) = \frac{r}{Lf\sqrt{r^2 - r_{min}^2}} \tag{2.3}$$

Para fuentes con geometrías más complejas, es más fácil evaluar  $f_R(r)$  por métodos numéricos que analíticamente. Por ejemplo, dividiendo la fuente representada por el cuadrilátero de la figura 2.3(c) en varios elementos discretos de áreas anulares, la función  $f_R(r)$  puede asumirse como la misma función que se usó para las fuentes puntuales, es decir que  $f_R(r)=1$  si  $R=rs$ , donde la distancia  $rs$  irá cambiando conforme se evalúen las áreas anulares.



**Figura 2.3.-** Ejemplos de variación de las distancias de la fuente al sitio para diferentes geometrías de las fuentes sísmicas (Adaptado de Kramer S. 1996).

### *Incertidumbre en el tamaño del evento*

Una vez que las fuentes sísmicas son identificadas, la atención se deberá centrar ahora hacia la evaluación del tamaño de los eventos sísmicos que cada fuente pueda producir.

La distribución en el tamaño de los eventos sísmicos en un periodo de tiempo determinado puede ser evaluada a través de una relación de recurrencia sísmica (Gutenberg, Richter 1944) o a través del modelo característico usado para estudiar la distribución de sismos en fallas individuales (Youngs R., Coppersmith K. 1985).

Una hipótesis básica de un análisis probabilístico de peligro sísmico es que la relación de recurrencia obtenida de la sismicidad pasada es apropiada para predecir la sismicidad futura.

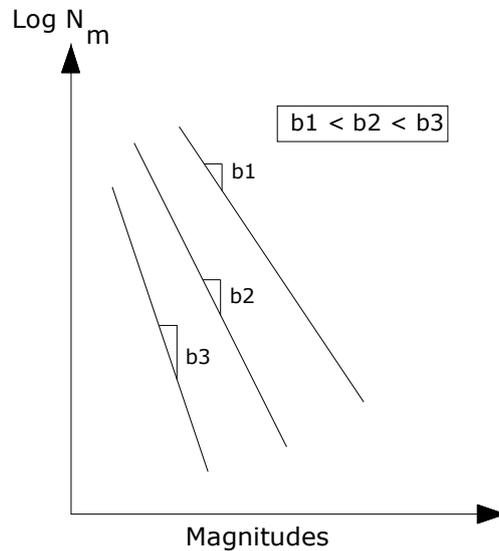
Gutenberg y Richter (1944) estudiaron datos de sismos del sur de California en un periodo de varios años y organizaron los datos de acuerdo al número de sismos que excedían diferentes magnitudes presentadas durante ese periodo de tiempo. Ellos dividieron el número de excedencias de cada magnitud por el intervalo de tiempo en estudio y definieron una tasa o razón anual de excedencia  $N_m$  de un sismo de magnitud  $m$ .

Cuando el logaritmo de la tasa o razón anual de excedencia de los sismos del sur de California fue dibujado contra la magnitud, se observó una relación lineal entre estos. Como resultado la relación de recurrencia fue expresada como:

$$\text{Log } N_m = a - b \cdot m \quad (2.4)$$

Donde  $N_m$  es el número acumulativo de sismos de magnitudes mayores a la magnitud  $m$ , y  $a$  y  $b$  son constantes propias de cada región. Los parámetros  $a$  y  $b$  se obtienen generalmente por regresión de una base de datos de la sismicidad de la fuente de interés, donde la constante  $b$  describe la ocurrencia de sismos de magnitudes grandes y pequeñas.

La relación de recurrencia de Gutenberg y Richter se ilustra en la figura 2.4, donde se observa que a medida que el valor de  $b$  aumenta, los sismos con magnitudes mayores disminuyen, y a medida que el valor de  $b$  disminuye aumenta el número de sismos con mayores magnitudes.



**Figura 2.4.-** Relación de recurrencia de Gutenberg y Richter, en la que se muestra el significado del parámetro  $b$ .

La relación de recurrencia estándar de Gutenberg-Richter, también puede ser expresada como:

$$\begin{aligned}
 N_m &= 10^{a-b \cdot m} \\
 N_m &= \exp(a \cdot \ln 10 - b \cdot m \cdot \ln 10) \\
 N_m &= \exp(\alpha - \beta \cdot m)
 \end{aligned}
 \tag{2.5}$$

Donde  $\alpha = \ln(10) \cdot a$  y  $\beta = \ln(10) \cdot b$ . Esta ecuación muestra que la relación de Gutenberg-Richter implica que las magnitudes sísmicas tienen una distribución exponencial y cubre un rango infinito de magnitudes, desde  $-\infty$  hasta  $+\infty$ .

Para propósitos de ingeniería, sin embargo, los efectos que producen los eventos de magnitudes pequeñas son de poco interés y solo se toman en cuenta magnitudes que puedan causar daños significativos. Por otro lado, los valores de magnitudes grandes deben ser limitados a valores máximos que se espera puedan ocurrir (McGuire 1976).

La ecuación (2.5) puede describirse como una función exponencial desplazada a partir de  $m_{\min}$ . Por lo que resulta:

$$\begin{aligned} N_m &= e^\alpha \cdot e^{-\beta \cdot m} \\ N_m &= e^{\alpha - \beta m_{\min}} \cdot e^{-\beta(m - m_{\min})} \\ N_m &= e^{\alpha - \beta m_{\min}} \cdot e^{-\beta(m - m_{\min})} \end{aligned} \quad (2.6)$$

Donde ahora el número de eventos sísmicos  $N_m$  mayores a una magnitud mínima ( $m_{\min}$ ) estaría dado por:

$$N_m = v \cdot e^{-\beta(m - m_{\min})} \quad \text{para } m > m_{\min} \quad (2.7)$$

Donde  $v = e^{\alpha - \beta \cdot m_{\min}}$  es la razón o tasa media anual de excedencia.

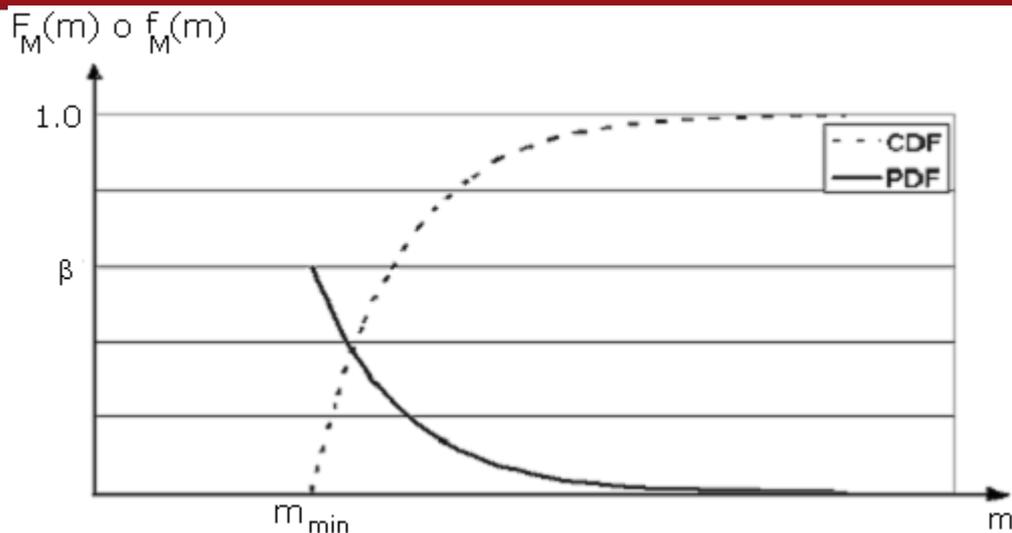
La ecuación (2.7) puede describirse para convertirse en la función de distribución acumulativa complementaria (CDF) de la función exponencial desplazada. Esto con la finalidad de determinar el número de eventos mayores a una magnitud mínima ( $m_{\min}$ ) que pueden ocurrir hasta la ocurrencia de un evento  $m$ , por lo que:

$$F_M(m) = v [1 - e^{-\beta(m - m_{\min})}] \quad (2.8)$$

Además al diferenciar la ecuación (2.8) obtenemos la función de densidad de probabilidades (PDF) para las magnitudes mayores a  $m_{\min}$ :

$$f_M(m) = \frac{dF_M(m)}{dm} = v [\beta \cdot e^{-\beta(m - m_{\min})}] \quad (2.9)$$

La figura 2.5 muestra la variación de las funciones de distribución de probabilidades acumulativas (CDF) y la función de densidad de probabilidades (PDF) para diferentes magnitudes. Se puede apreciar además que la función empieza ahora desde una magnitud mínima y que la probabilidad estará representada por el área bajo la función de densidad de probabilidades.



**Figura 2.5.-** PDF y CDF de la función de distribución exponencial desplazada para distintas magnitudes a partir de una magnitud mínima  $m_{min}$ .

En el otro extremo de la escala de magnitudes, la relación estándar de Gutenberg-Richter proporciona valores diferentes de cero para el número de sismos correspondientes a magnitudes que se extienden hasta el infinito. Cada fuente sísmica esta asociada a una magnitud máxima que no puede ser excedida (McGuire 1976), por lo que es necesario truncar la función de densidad de probabilidades (PDF) a una magnitud máxima ( $m_{max}$ ). Truncado la ecuación (2.9) se obtiene:

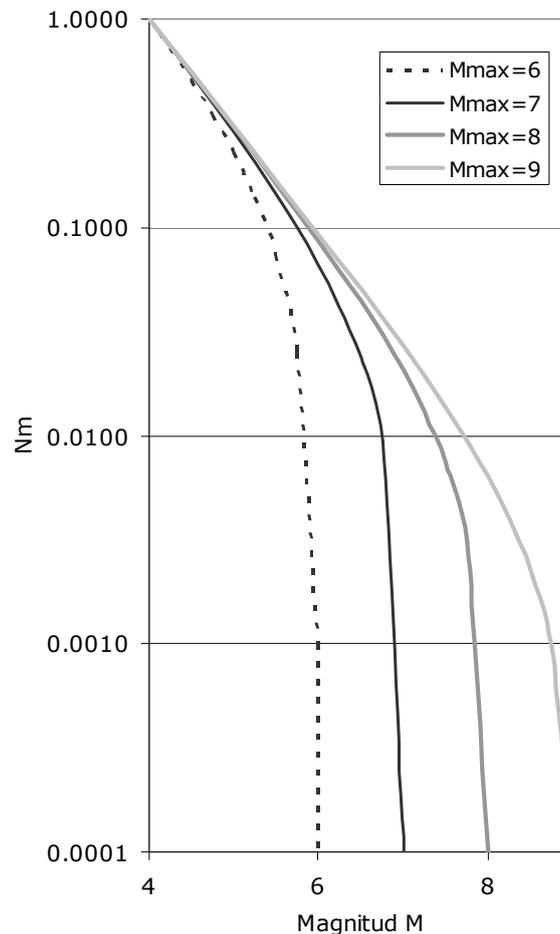
$$nm = f_M(m) = v \left[ \frac{\beta \cdot e^{-\beta(m-m_{min})}}{1 - e^{-\beta(m_{max}-m_{min})}} \right]; \quad m \leq m_{max} \quad (2.10)$$

Integrando (2.10) se obtiene la forma truncada de (2.7):

$$N_m = v \frac{\exp[-\beta(m - m_{min})] - \exp[-\beta(m_{max} - m_{min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{max} - m_{min})]}; \quad m_{min} \leq m \leq m_{max} \quad (2.11)$$

Esta ecuación representa la razón anual de excedencia obtenida de la relación de Gutenberg-Richter con límites mínimos y máximos para las magnitudes.

La figura 2.6 muestra la distribución que tendría el número acumulado de sismos al truncarse la relación de Gutenberg-Richter para diferentes magnitudes máximas. En la figura se observa que la pendiente de la relación se vuelve constante al alcanzar el valor de la magnitud máxima. Esto demuestra que el número de sismos se encuentra limitado y no puede extenderse hasta el infinito.



**Figura 2.6.-** Relación de recurrencia sísmica de Gutenberg-Richter truncada para un  $m_{min} = 4$  y  $m_{max} = 6,7,8,9$  con una tasa de sismicidad ( $\nu$ ) constante.

#### *Incertidumbres temporales*

Se ha asumido que los eventos sísmicos ocurren de manera aleatoria con el tiempo, y de hecho, el estudio de registros de sismicidad disponibles ha revelado mínimas evidencias (cuando los eventos posteriores al principal son removidos) de patrones en la recurrencia de eventos sísmicos.

La ocurrencia temporal de sismos es comúnmente descrita por el modelo de Poisson. El modelo de Poisson provee una manera sencilla para evaluar las

probabilidades de ocurrencias de eventos que siguen un *proceso de Poisson* durante un intervalo de tiempo determinado. El proceso de Poisson tiene las siguientes características:

1. El número de ocurrencias de algún evento en un intervalo de tiempo es independiente del número de ocurrencias en cualquier otro intervalo de tiempo.
2. La probabilidad de ocurrencia durante un intervalo de tiempo muy corto es proporcional a la longitud de ese intervalo de tiempo.
3. La probabilidad de que más de una ocurrencia se de durante un intervalo de tiempo muy corto es despreciable.

Estas propiedades indican que los eventos en un *proceso de Poisson* ocurren aleatoriamente, sin algún tipo de registro o "memoria" del tiempo, magnitud, o localización de un evento precedente.

La probabilidad de ocurrencia de algún evento sísmico en un tiempo  $t$  definido por una distribución de Poisson es (Benjamin, Cornell 1970):

$$P [N = n] = \frac{(\lambda t)^n e^{-\lambda t}}{n!}; n=1,2,3,\dots \quad (2.12)$$

Donde  $\lambda$  es la razón anual de ocurrencias de sismos que exceden un valor del parámetro del movimiento del suelo específico (aceleración máxima o respuesta estructural),  $t$  es el periodo de tiempo de interés y  $N$  es el número de ocurrencias de sismos que pueden presentarse en un tiempo  $t$  y que van a exceder un valor del parámetro del suelo específico.

La probabilidad de ocurrencia de por lo menos un evento en un periodo de tiempo  $t$  estaría dada por:

$$\begin{aligned} P [N \geq 1] &= P[N = 1] + P[N = 2] + P[N = 3] + \dots + P[N = \infty] \\ P [N \geq 1] &= 1 - P[N = 0] \\ P [N \geq 1] &= 1 - e^{-\lambda t} \end{aligned} \quad (2.13)$$

Por ejemplo asumiendo que la razón anual de ocurrencias de sismos que exceden una aceleración de 0,4g es de 0,0822. La probabilidad de que la aceleración de 0,4g sea excedida en 50 años será:

$$P[\text{Aceleración} > 0,4g \text{ en } 50 \text{ años}] = 1 - e^{-\lambda t} = 1 - e^{-(0,0822)(50)}$$

$$P[\text{Aceleración} > 0,4g \text{ en } 50 \text{ años}] = 0,9835 = 98,35\%$$

### 2.3.2 Relación de atenuación del movimiento del suelo

El movimiento del suelo durante un sismo depende fundamentalmente de dos factores: la magnitud del evento (M) y la distancia (R) desde el origen del sismo al sitio.

La dependencia entre la magnitud y la distancia con el movimiento del suelo se describe mediante leyes de atenuación del movimiento sísmico, que describen la disminución del movimiento del suelo con la distancia en función de la magnitud del evento.

Las relaciones de atenuación son desarrolladas mediante análisis de regresiones en bases de datos de registros sísmicos, por lo tanto, las relaciones de atenuación cambian con el tiempo a medida que la base de datos de los registros se incrementa (Kramer 1996).

En regiones muy bien instrumentadas, como los Estados Unidos de América, las relaciones de atenuación se actualizan cada 3 a 5 años o después de la ocurrencia de algún sismo importante. En el Perú, en cambio, debido a los pocos registros disponibles de los principales sismos es muchas veces difícil estimar estas relaciones periódicamente y de manera confiable.

Las relaciones de atenuación están basadas en las siguientes observaciones:

1. Los valores máximos de algún parámetro del movimiento del suelo (aceleración, velocidad, desplazamiento, representados en adelante por la variable A) tienen una función de distribución de probabilidades

- aproximadamente logarítmica normal (el logaritmo del movimiento del suelo tiene aproximadamente una distribución normal).
2. La magnitud sísmica esta típicamente definida como el logaritmo del valor máximo del movimiento del suelo. Por lo tanto, el logaritmo del movimiento del suelo ( $\ln A$ ) debe ser aproximadamente proporcional a la magnitud  $M$ .
  3. La dispersión de las ondas sísmicas, a medida que se alejan desde el origen del sismo, causa que las amplitudes de las ondas de cuerpo (ondas P y S) disminuyan con una relación inversamente proporcional a la distancia ( $1/R$ ) y las amplitudes de las ondas de superficie (principalmente las ondas Rayleigh) disminuyan de acuerdo a  $1/\sqrt{R}$ .
  4. El área sobre la cual la falla ocurre se incrementa con el incremento de la magnitud. Como resultado algunas ondas que producen el movimiento del suelo llegan desde una distancia  $R$ , y otras llegan de distancias mayores. Por lo tanto la distancia efectiva es mayor que  $R$  por una cantidad que se incrementa a medida que la magnitud aumenta.
  5. Una parte de la energía llevada por las ondas sísmicas es absorbida por el material que atraviesa (amortiguamiento del material). Este amortiguamiento del material causa que la amplitud del movimiento disminuya exponencialmente con  $R$ .
  6. El movimiento del suelo puede ser influenciado por las características del origen del sismo (fallas buzamiento deslizante, normales o inversas) o características del sitio (roca dura, suelo).

Combinando estas observaciones una ley de atenuación típica puede ser de la siguiente forma:

$$\ln A = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot M^{C_4} + C_5 \cdot \ln [R + C_6 \cdot \exp(C_7 \cdot M)] + C_8 \cdot R + f(\text{origen}) + f(\text{sitio})$$

1
2
3
4
5
6

Donde los números indican las observaciones relacionadas con cada término.

El movimiento del suelo, sin embargo, ha presentado grandes variaciones en su amplitud en varios eventos con características iguales (tamaño, distancia, profundidad, mecanismo focal). Esta variabilidad se debe al

fenómeno aleatorio inherente de un sismo. La ley de atenuación toma en cuenta esta variabilidad al establecer límites de confiabilidad (Campbell 1985) o por la desviación estándar del movimiento del suelo a una magnitud específica  $\sigma_{(\ln A)}$ .

Históricamente la mayoría de los valores de  $\sigma_{(\ln A)}$  eran constantes, sin embargo, actualmente se conoce que los valores de  $\sigma_{(\ln A)}$  varían con la magnitud (Idriss 1985, Youngs et al. 1995).

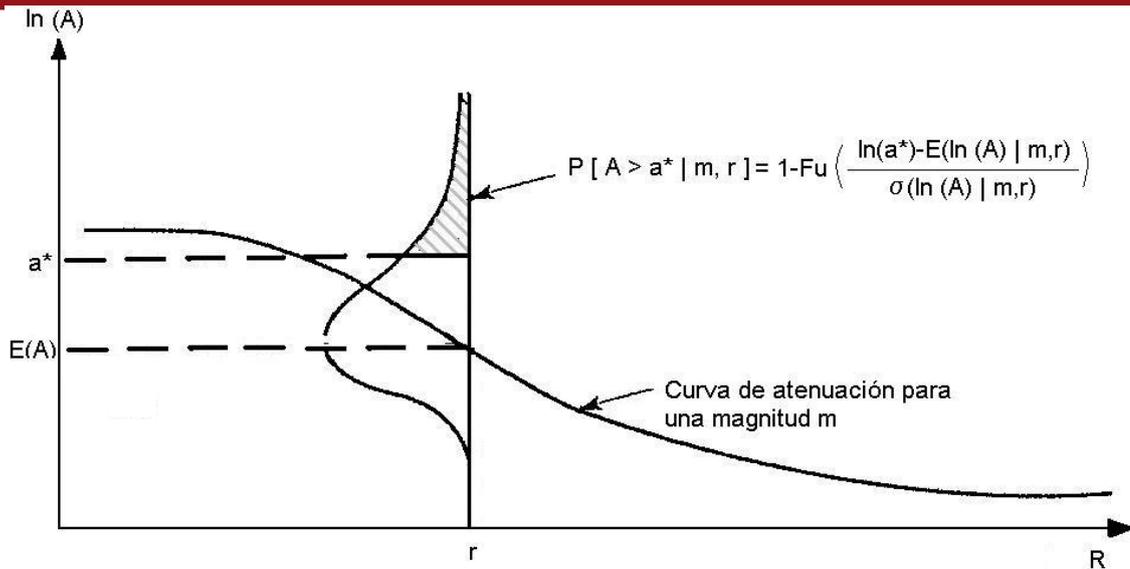
Esta desviación estándar sirve además para representar la función de distribución de probabilidades que tiene en cuenta las incertidumbres en la variación del movimiento del suelo. La función de distribución de probabilidades se utiliza para determinar la probabilidad de excedencia de algún parámetro del movimiento del suelo.

La probabilidad que algún parámetro del movimiento del suelo  $A$  estimado para un sismo de una magnitud  $m$  y una distancia  $r$ , exceda cierto valor  $a^*$ , se ilustra gráficamente en la Figura 2.7 y en términos probabilísticos está dado por:

$$P[ A > a^* | m, r ] = 1 - F_u(a^*) \quad (2.14)$$

Donde  $F_u(a^*)$  es el valor de la función de distribución acumulativa (CDF) de la aceleración del suelo para una magnitud  $m$  y una distancia  $r$ . El valor de  $F_u(a^*)$  depende de la distribución de probabilidades usada para representar la aceleración del suelo ( $A$ ). En general el movimiento del suelo se asume con una distribución logarítmica normal como se explicó anteriormente.

La función de distribución acumulativa está en función del valor medio obtenido de la relación de atenuación ( $E(\ln(A)|m,r)$ ), la desviación estándar del valor medio ( $\sigma(\ln(A)|m,r)$ ) y el valor del movimiento del suelo ( $a^*$ ) a partir del cual se calculará la probabilidad de excedencia.



**Figura 2.7.-** Ilustración de la función de probabilidades condicional de exceder un valor particular del movimiento del suelo ( $a^*$ ) para una magnitud y distancia dada.

### 2.3.3 Relaciones de atenuación de ordenadas espectrales

Con el aumento en la obtención de registros sísmicos a nivel mundial se ha podido establecer que la respuesta de las edificaciones (especialmente las de periodos largos) tiene una relación muy importante con la magnitud y la distancia del sismo. (Anderson, Trifunac M.D. 1977, 1978; Boore D., Joyner W. 1982; Algermissen & Leyendecker 1992; MacGuire 1995).

Esta característica ha llevado a los investigadores a desarrollar una relación que tenga en cuenta la dependencia de la magnitud y la distancia con la respuesta de las edificaciones. Esta relación se denomina ley de atenuación de ordenadas espectrales y describe la disminución de la respuesta estructural con la distancia, teniendo en cuenta la magnitud del evento.

Las relaciones de atenuación para ordenadas espectrales se obtienen usando los mismos métodos de análisis de regresiones que se usan con las relaciones de atenuación de la aceleración del suelo. Los métodos consisten en someter a un oscilador de un grado de libertad con un porcentaje de amortiguamiento específico los registros de aceleraciones más fuertes de una base de datos.

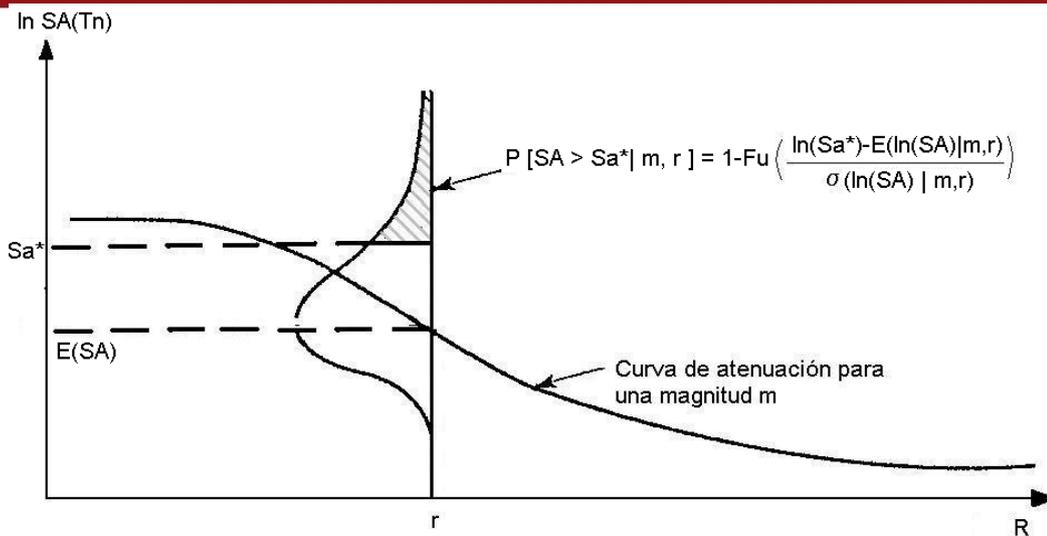
Los valores de ordenadas espectrales ( $S_a$ ) obtenidos son luego divididos entre la aceleración máxima del suelo para obtener coeficientes de amplificación de la respuesta estructural ( $S_a/A_{max}$ ) para diferentes periodos estructurales. Los coeficientes son luego suavizados de tal manera que la forma espectral que resulte de dibujar las ordenadas espectrales para cada periodo tenga también una forma suavizada.

De la misma manera que en el caso de la relación de atenuación para el movimiento del suelo, la probabilidad que alguna ordenada espectral particular  $S_A$ , para un sismo de una magnitud  $m$  y una distancia  $r$ , exceda cierto valor  $S_a^*$ , se ilustra gráficamente en la Figura 2.8 y en términos probabilísticos esta dada por:

$$P[ S_A(T_n) > S_a^*(T_n) | m, r ] = 1 - F_u(S_a^*(T_n)) \quad (2.15)$$

Donde  $F_u(S_a^*(T_n))$  es el valor de la función de distribución acumulativa (CDF) de  $S_A$  para una magnitud  $m$  y una distancia  $r$ . La distribución de probabilidades que se asume para calcular  $F_u(S_a^*(T_n))$  corresponde a una distribución logarítmica normal.

La función de distribución acumulativa esta en función del valor medio obtenido de la relación de atenuación ( $E(\ln(S_A)|m,r)$ ), la desviación estándar del valor medio ( $\sigma(\ln(S_A)|m,r)$ ) y el valor de la ordenada espectral ( $S_a^*$ ) a partir del cual se calculará la probabilidad de excedencia



**Figura 2.8.-** Ilustración de la función de probabilidades condicional de exceder un valor particular de la respuesta estructural ( $Sa^*$ ) para una magnitud y distancia dada.

### 2.3.4 Cálculo de Aceleraciones y ordenadas espectrales

Los resultados de un análisis probabilístico de peligro sísmico pueden ser expresados de muchas maneras, todas envolviendo algún nivel de cálculo probabilístico para combinar las incertidumbres en la magnitud, localización y frecuencia.

Una aproximación común es el desarrollo de curvas de peligro sísmico, que indican la probabilidad anual de excedencia de diferentes valores de parámetros seleccionados del movimiento del suelo. Las curvas de peligro sísmico pueden ser usadas entonces para representar la probabilidad de excedencia de algún parámetro del movimiento del suelo en un periodo de tiempo específico y pueden ser obtenidas para fuentes sísmicas individuales, o combinadas para expresar el peligro en un sitio particular.

El concepto básico que se requiere para el desarrollo de las curvas de peligro sísmico es relativamente simple. La probabilidad de que un parámetro del movimiento del suelo  $I (A, SA)$ , exceda un valor particular  $i^* (a^*, Sa^*)$ , es calculada para un posible sismo en una posible ubicación dentro de la fuente y luego multiplicada por la probabilidad de que esa magnitud específica pueda ocurrir en esa ubicación.

El proceso es luego repetido para todas las posibles magnitudes y localizaciones con la probabilidad de cada una sumada. Los cálculos se describen a continuación.

#### *Aceleraciones para probabilidades de excedencia*

Para una determinada ocurrencia sísmica, la probabilidad de que la aceleración del suelo  $A$  exceda un valor específico  $a^*$ , puede ser calculada usando el teorema de probabilidades totales como sigue:

$$P[A > a^*] = P[A > a^* | X]P[X] = \int P[A > a^* | X]f_X(X)dx \quad (2.16)$$

donde  $X$  es un vector de variables aleatorias que influencia  $A$ . Para este caso específico las variables que influyen a  $A$  son las magnitudes  $M$  y las distancias  $R$ . Asumiendo que  $M$  y  $R$  son independientes, la probabilidad de excedencia puede ser escrita como:

$$P[A > a^*] = \int \int P[A > a^* | m, r]f_M(m)f_R(r)dmdr \quad (2.17)$$

donde  $P[A > a^* | m, r]$  es la probabilidad de que un parámetro del movimiento del suelo  $A$ , exceda un valor particular  $a^*$ , para un posible sismo en una posible ubicación dentro de la fuente (ver acápite 2.3.2).  $f_M(m)$  y  $f_R(r)$  son las funciones de densidad de probabilidades para la magnitud y la distancia, respectivamente.

Si el sitio de interés es una región de  $N_s$  fuentes sísmicas, cada una de las cuales tienen una razón o tasa media anual de excedencia ( $v$ ), la razón promedio total de excedencia en la región será:

$$\lambda_i^* = \sum_{j=1}^{N_s} v_j \int \int P[A > a^* | m, r]f_{M_j}(m)f_{R_j}(r)dmdr \quad (2.18)$$

Evaluar la integral de la ecuación anterior por métodos analíticos es complicado, por lo que generalmente se acostumbra utilizar distintas técnicas de integración numérica.

Una aproximación usada en el programa **MRIESGO** (ver ANEXO II), consiste en dividir los posibles rangos de magnitud y distancias en  $NM$  y  $NR$

segmentos respectivamente, donde la razón promedio de excedencia puede ser estimada como:

$$\lambda i^* = \sum_{j=1}^{N_S} \sum_{l=1}^{N_R} \sum_{k=1}^{N_M} v_j P[A > a^* | m_k, r_l] f_{Mj}(m_k) f_{Rj}(r_l) \Delta m \Delta r \quad (2.19)$$

donde:

$$m_k = m_{\min} + (k * 0,05) - [(m_{\max} - m_{\min}) / (2 * N_M)];$$

$$r_l = r_{\min} + (l - 0,5)(r_{\max} - r_{\min}) / N_R ;$$

$$\Delta m = (m_{\max} - m_{\min}) / (2 * N_M) \text{ y } \Delta r = (r_{\max} - r_{\min}) / N_R.$$

Esto significa que cada fuente es capaz de generar solamente  $N_M$  eventos sísmicos diferentes de magnitudes,  $m_k$ , únicamente a  $N_R$  diferentes distancias de la fuente al sitio,  $r_l$ . Entonces esto sería equivalente a:

$$\lambda i^* = \sum_{j=1}^{N_S} \sum_{l=1}^{N_R} \sum_{k=1}^{N_M} v_j P[A > a^* | m_k, r_l] P[m = m_k] P[R = r_l] \quad (2.20)$$

Una vez determinada la razón promedio total de excedencia  $\lambda i^*$ , el siguiente paso es determinar la probabilidad de excedencia en un determinado periodo de tiempo. De la ecuación (2.13), la probabilidad de excedencia de  $a^*$  en un periodo de tiempo  $t$  será:

$$P [A_t \geq a^*] = 1 - e^{-\lambda i^* \cdot t} \quad (2.21)$$

Así también el valor del número de sismos para una aceleración, correspondiente a una probabilidad de excedencia será:

$$\lambda i^* = - \frac{\ln(1 - P[A_t > a^*])}{t} \quad (2.22)$$

donde  $P[A_t > a^*]$  es la probabilidad de excedencia deseada.

*Ordenadas espectrales para probabilidades de excedencia*

Para una determinada ocurrencia sísmica, la probabilidad de que el valor de una ordenada espectral  $SA$ , exceda un valor específico  $Sa^*$ , se calcula al igual que para la aceleración del suelo en base al teorema de probabilidades totales:

$$P[SA(T_n) > Sa^*(T_n)] = \iint P[SA(T_n) > Sa^*(T_n) | m, r] f_M(m) f_R(r) dm dr \quad (2.23)$$

donde  $P [SA > Sa^* | m , r]$  es obtenida de la relación de atenuación de ordenadas espectrales (ver acápite 2.3.3) y  $f_M(m)$  y  $f_R(r)$  son las funciones de densidad de probabilidades para la magnitud y la distancia, respectivamente.

Luego la razón promedio de excedencia puede ser estimada como:

$$\lambda i^* = \sum_{j=1}^{N_S} \sum_{l=1}^{N_R} \sum_{k=1}^{N_M} v_j P[SA(T_n) > Sa^*(T_n) | m_k, r_l] f_{Mj}(m_k) f_{Rj}(r_l) \Delta m \Delta r \quad (2.24)$$

donde:

$$m_k = m_o + (k * 0,05) - [(m_{max} - m_o) / (2 * N_M)];$$

$$r_l = r_{min} + (l - 0,5)(r_{max} - r_{min}) / N_R ;$$

$$\Delta m = (m_{max} - m_o) / (2 * N_M) \text{ y } \Delta r = (r_{max} - r_{min}) / N_R.$$

De la ecuación (2.13), la probabilidad de excedencia de  $Sa^*(T_n)$  en un periodo de tiempo  $t$  será:

$$P [SA(T_n)_t \geq Sa^*(T_n)] = 1 - e^{-\lambda i^* \cdot t} \quad (2.25)$$

Finalmente el valor del número de sismos anuales correspondientes a una ordenada espectral  $Sa^*(T_n)$  será:

$$\lambda i^* = - \frac{\ln(1 - P[SA(T_n)_t > Sa^*(T_n)])}{t} \quad (2.26)$$

## SISMOTECTONICA DEL PERU

---

### 3.1 Introducción

El Perú se encuentra en una de las regiones de más alta sismicidad a nivel mundial, ubicándose en uno de los mayores bordes de placas de la Tierra. El conocimiento de su sismotectónica es por lo tanto muy importante en la determinación del peligro sísmico.

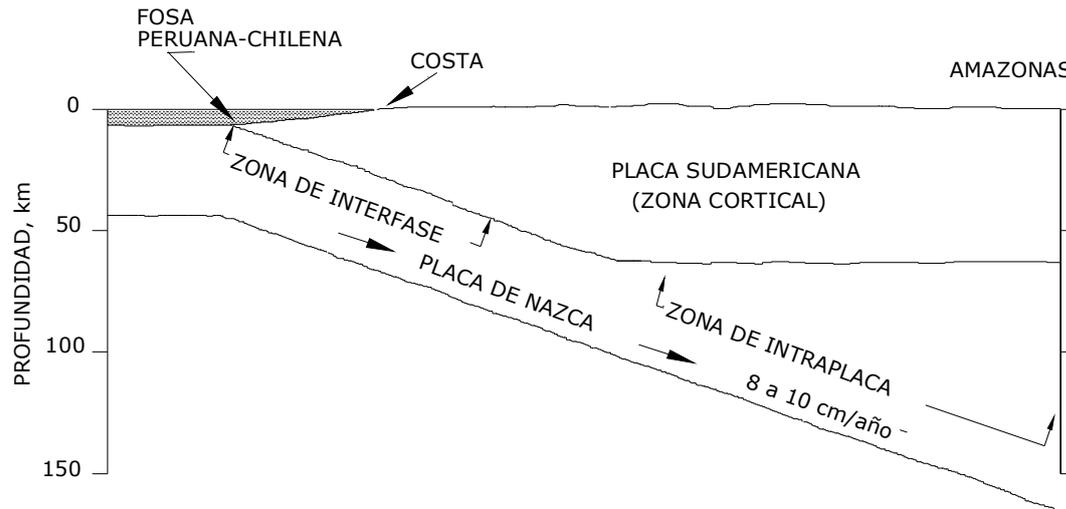
En este Capítulo se revisan los principales aspectos tectónicos del País y se analiza la sismicidad histórica e instrumental registrada en el Perú, con la finalidad de conocer la distribución espacial de los sismos.

### 3.2 Principales aspectos tectónicos

La actividad sísmica en el Perú esta gobernada por la interacción de las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana, así como de los reajustes que se producen en la corteza terrestre (Bernal y Tavera 2002). La alta convergencia entre las placas ha producido la subducción de la placa de Nazca debajo la Sudamericana a una razón de 8-10 cm/año (Jarrard 1986) hasta profundidades de por lo menos 200 km en el Perú Central (Barazangi and Isacks 1976).

El proceso de subducción de la placa de nazca presenta tres rasgos tectónicos importantes, cada uno con características distintas con respecto a los eventos sísmicos que producen y las fallas que presentan. Ver figura 3.1.

- a. La zona de subducción de interfase poca profunda.
- b. La zona de subducción de intraplaca profunda.
- c. La zona de corteza continental de la placa Sudamericana.



**Figura 3.1.-** Sección transversal del proceso tectónico en la zona de subducción (Bariola 2001).

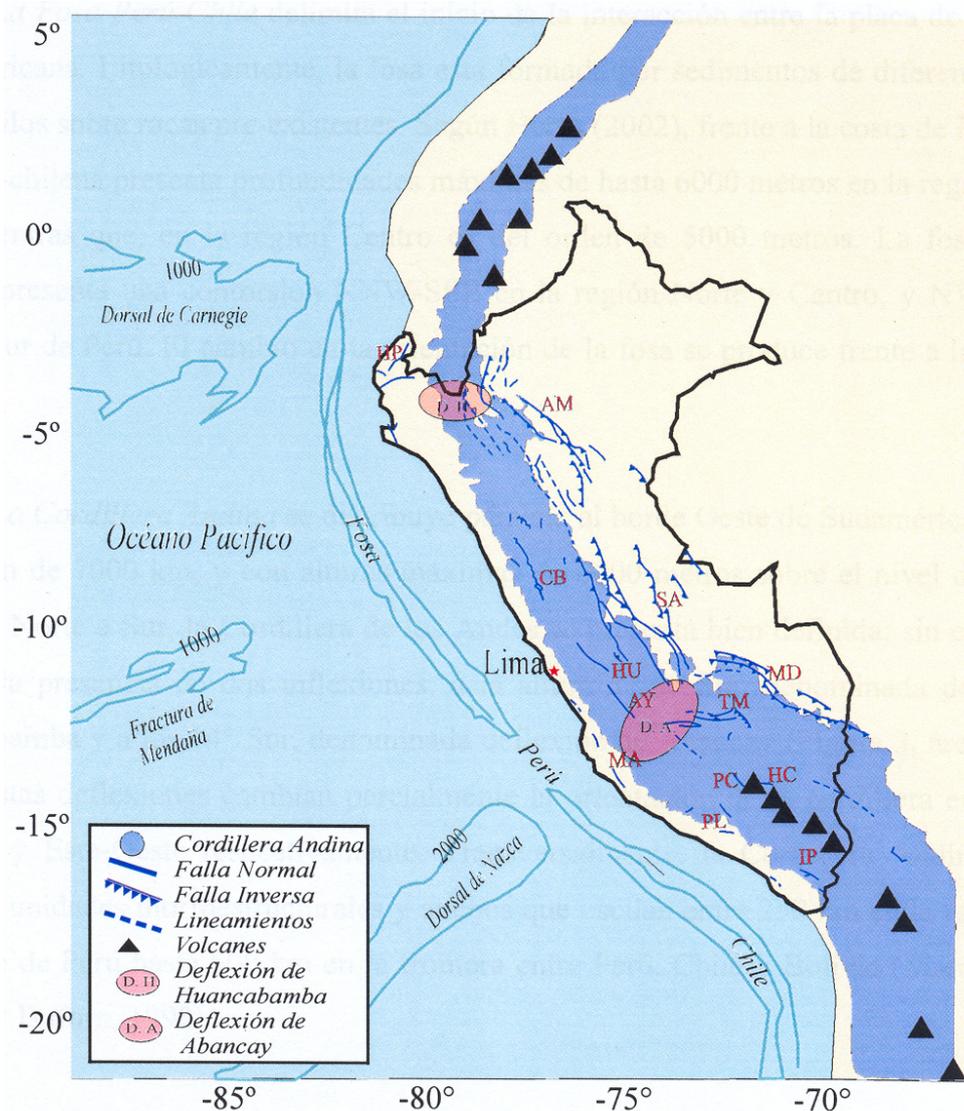
La zona de subducción de interface poco profunda está caracterizada por el acoplamiento de las placas de Nazca y Sudamericana y posee mecanismos que obedecen a procesos compresivos. La mayor parte de los sismos a nivel mundial ocurren en esta zona y se presentan entre los 40 y 50 km de profundidad aproximadamente, con magnitudes  $M_w$  inclusive de 9,0 (Heaton y Kanamori 1984).

La zona de subducción de intraplaca está caracterizada por eventos tensionales que ocurren en la zona descendente de la placa de Nazca, donde los sismos son ahora por fallas normales, con magnitudes hasta  $M_w$  8,0.

La zona de corteza continental de la placa Sudamericana está sujeta a esfuerzos tectónicos compresionales debido a su convergencia con la placa de Nazca. Esto ha dado como resultado el arrugamiento y levantamiento del margen continental durante un proceso orogénico muy complejo, cuyo resultado final fue la formación de la cordillera de los Andes. La zona de la corteza está caracterizada por eventos moderados, con fallas con ángulo de buzamiento pequeño y con magnitudes  $M_w$  entre 6,0 y 7,5; presentadas a lo largo de los márgenes occidental y oriental de la cordillera de los Andes.

El continuo interaccionar entre las placas de Nazca y Sudamericana ha dado origen a distintos rasgos tectónicos (Ver figura 3.2) como:

- La Dorsal de Nazca
- La fractura de Mendaña
- La fosa Peruano – Chilena
- La Cordillera Andina
- La cadena volcánica
- Las diferentes fallas en el continente.



**Figura 3.2.-** Principales rasgos tectónicos en el Perú (Bernal y Tavera 2002).

La Dorsal de Nazca es una antigua Cordillera o cadena montañosa, de 5 a 10 millones de años de antigüedad aproximadamente (Udias y Mezcuca 1997; Sebrier et al. 1985), que se ubica en el Océano Pacífico. Los diferentes magnetismos encontrados en la dorsal de Nazca lleva a concluir que esta dorsal fue una antigua zona de creación de corteza.

La fractura de Mendaña corresponde a una discontinuidad de la corteza oceánica localizada en el extremo NW del Perú central, frente al departamento de Ancash ( $10^{\circ}$  -  $12^{\circ}$  latitud Sur). Esta fractura esta orientada perpendicularmente a la línea de la fosa Perú - Chile, con un ancho de 80 km aproximadamente sobre la cota de 1000 m.

La fosa Perú - Chile es el limite de contacto entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana, paralelo al litoral costero. En esta zona se inicia el proceso de subducción y la zona de contacto entre ambas placas (Zona de Wadati Benioff). La fosa Perú - Chile es considerada una de las fosas mas largas del mundo, con una longitud de 5900 km aproximadamente y una profundidad máxima estimada de 6000 metros (Heras 2002).

La Cordillera Andina fue formada en diferentes procesos orogénicos por efecto de los constantes esfuerzos de compresión que existen entre las placas de Nazca y Sudamericana. La cordillera Andina se extiende por todo el Perú con una orientación NW-SE.

La cadena volcánica formada también por la colisión de las placas tectónicas está ubicada al sur de la Cordillera occidental con conos volcánicos activos como el Ampato, Coropuna, Paucarani, Misti, Ubinas y Sarasara. La presencia de volcanes solo en el Sur del país es debida a que el proceso de subducción se da con mayor pendiente en esta zona, comparada con el centro y norte, por lo que el material del manto participa en los diferentes procesos que producen el ascenso del magma.

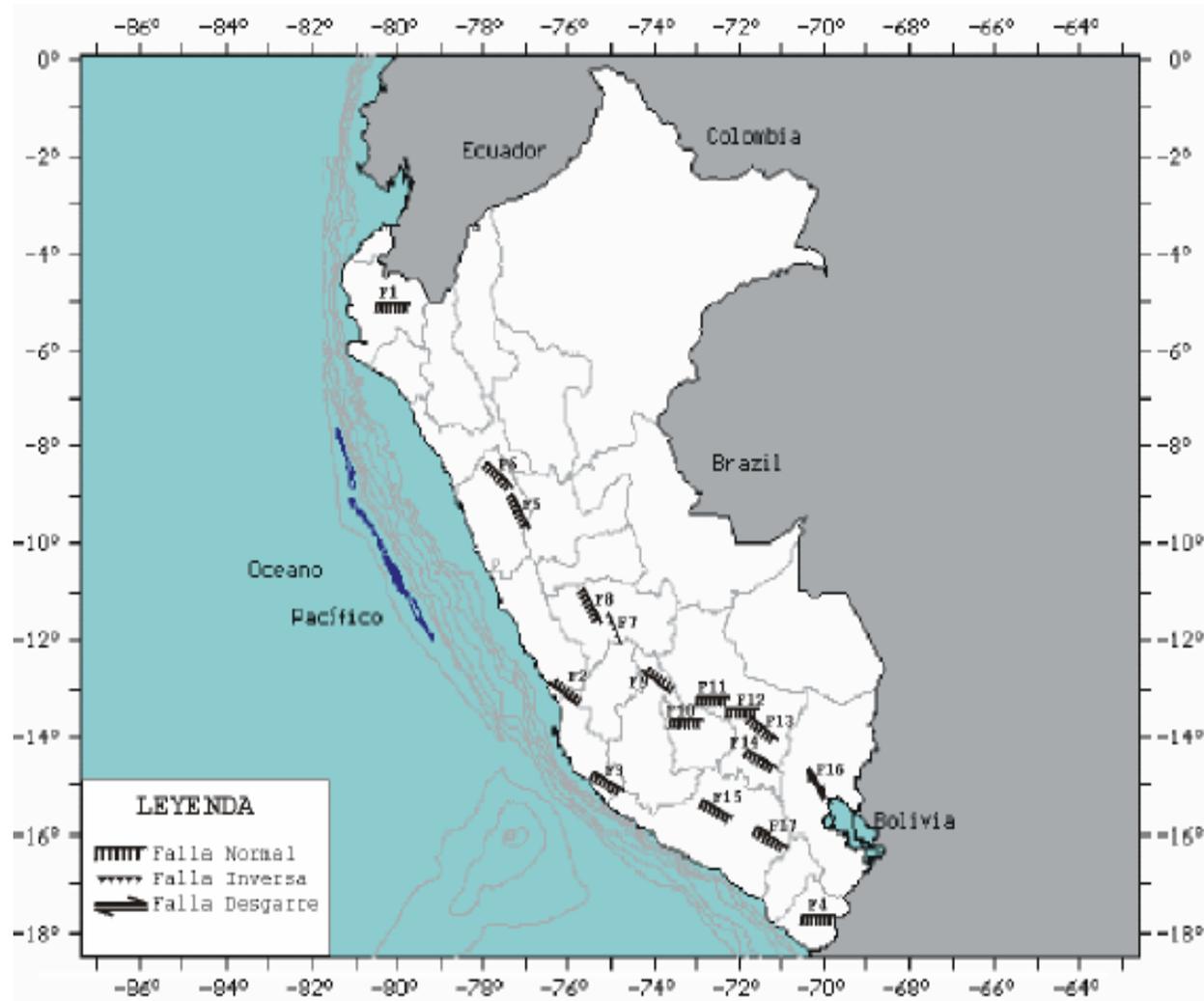
El sistema de fallas ha sido formado por el efecto secundario de la colisión entre las placas, creando una distribución heterogénea de los esfuerzos

tensionales y compresionales en el interior del continente. La descripción y ubicación de las principales fallas en el Perú se encuentran en la Tabla 3.1 y en la figura 3.3 respectivamente.

*Tabla 3.1.-Principales Fallas en el Perú (Pomachagua 2000).*

| Sistema de Falla            | Ubicación | Orientación    | Tipo de Falla | Long de Falla | Salto Vertical | Buzamiento  |
|-----------------------------|-----------|----------------|---------------|---------------|----------------|-------------|
| F. Huaypira (F1)            | Piura     | E-W            | Normal        | 70 km         |                | Sur         |
| F. Motejado (F2)            | Ica       | N110°E y 125°E | Normal        |               | 7m             | 65° y 85° N |
| F. de Marcota (F3)          | Ica       | N120°E         | Normal        |               | 20cm           | 70°N        |
| F. Chulibaya (F4)           | Tacna     | N100°E         | Normal        | 5 km          | 2m             | 70°Sur      |
| F. Cordillera Blanca (F5)   | Ancash    | N100°E         | Normal        | 190 km        | 1m a 50m       | 55° - 75°   |
| F. Quiches (F6)             | Ancash    | NW-SE          | Normal        | 5 km          | 3m             |             |
| F. Huaytapayana (F7)        | Huancayo  | NW-SE          | Inverso       | 4.5 y 9.5     | 1.7m y 2m      | 50° NE      |
| F. Cayesh (F8)              | Huancayo  | N160°E         | Normal        | 10 km         |                |             |
| F. Ruzuwilcas (F9)          | Ayacucho  |                | Normal        | 100 km        |                | NE          |
| F. Laguna de Pacucha (F10)  | Apurímac  | EW             | Normal        | 100 km        |                |             |
| F. Zurite (F11)             | Cuzco     | EW             | Normal        | 24 km         |                | 60° - 70° S |
| F. Tambomachay (F12)        | Cuzco     | EW             | Normal        | 20 km         | 2m a 3m        | 60° S       |
| Falla Urcos (F13)           | Cuzco     | NW-SE          | Normal        | 15 km         |                | SE          |
| F. Alto Vilcanota (F14)     | Cuzco     | N150°E         | Normal        | 70 km         |                | 60° SW      |
| F. Pampacolca (F15)         | Arequipa  | N140°E         | Normal        | 20 km         |                | SE          |
| F. Atancolla (F16)          | Puno      | N160°          | Transcurrente | 1 km          |                | Vertical    |
| F. Huambo Cabanaconde (F17) | Arequipa  | E-W            | Normal        | 28 km         |                | 65° S       |





**Figura 3.3.-** Principales sistemas de falla en el Perú. Los subíndices de F están descritos en la Tabla 3.1 (Pomachagua 2000).

### 3.3 Sismicidad Histórica

La sismicidad histórica en el Perú empieza con la conquista y colonización de los españoles y depende fundamentalmente de la concentración de población ya que fueron transmitidas en forma oral.

Silgado (1968, 1978, 1985) fue uno de los pioneros en este trabajo y realizó una de las más importante aportaciones a la historia sísmica del Perú. Otros investigadores como Dorbath et al. (1990), analizaron los grandes sismos históricos del Perú y obtuvieron estimaciones de parámetros como la longitud de ruptura y la magnitud momento, y caracterizaron la actividad sísmica en el norte, centro y sur del país.

Alva et al. (1984) confeccionaron un mapa de distribución de máximas intensidades sísmicas observadas en el Perú, en el que se representan los niveles de daños producidos por los terremotos peruanos. El mapa se ha basado en treinta isosistas de sismos peruanos y datos de intensidades puntuales de sismos históricos y sismos recientes.

La historia sísmica peruana ha sido evaluada por Dorbath en las regiones norte, central y sur. Cada una se muestra a continuación.

#### **Zona Norte**

El único sismo histórico registrado en esta zona destruyó la ciudad de Trujillo en 1619. Este evento presentó una longitud de ruptura no muy bien definida de 100-150 km, obtenida con datos de microsismicidad. No se encontró referencias sobre ocurrencia de tsunamis.

El mayor sismo desde los inicios de la sismicidad instrumental en esta zona corresponde al del 31 de Mayo de 1970, que produjo más de 50,000 muertes.

Debido a los escasos eventos registrados en la zona Norte no es posible estimar el tiempo de recurrencia de grandes eventos.

### Zona Central

La actividad sísmica en el centro del Perú es compleja debido a la irregularidad de las longitudes de ruptura y localización de los epicentros. Los principales eventos registrados en esta zona se describen a continuación:

En 1586 ocurrió un sismo que presentó una longitud de ruptura del orden de 175 km y causó un tsunami local con olas de aproximadamente 5 m. En 1664 un fuerte sismo sacudió Lima, presentando una longitud de ruptura no mayor de 75 km, sin la ocurrencia de tsunamis. El evento de 1678 es muy poco recordado pero fue similar al sismo de 1966.

El año 1687 se registraron dos grandes sismos separados por un día. El primero es uno de los más fuertes en el centro del Perú con una longitud de ruptura de 350 km y un tsunami con olas entre 5 a 10 m de altura. El segundo evento estuvo situado en el sur del Perú. Otro sismo no muy grande ocurrió en 1725 en la zona central del Perú, con una longitud de ruptura que no pudo exceder de 75 km.

En 1746 un gran sismo destrozó completamente Lima; tuvo una longitud de ruptura de 350 km y produjo un tsunami con olas de 15 a 20 m de altura. Luego hubo un periodo de vacío sísmico por dos siglos. La actividad sísmica retorna en 1940 con un sismo de 180 km de longitud de ruptura que produjo un tsunami con olas de 3 m de altura.

El sismo de 1966 en la zona nor-central del Perú tuvo una longitud de ruptura de 100 km y produjo un tsunami con olas de 2.6 m de altura. El evento de 1974, ocurrido en las costas de Lima tuvo una longitud de ruptura de 140 km y causó un tsunami con olas de 1.6 m de altura aproximadamente.

La distribución espacio-tiempo de los grandes sismos en la zona central muestra la presencia de un modelo complejo con diferentes modos de ruptura, ya sea como un todo o por pequeños segmentos, y por permanecer

un largo tiempo sin sismos grandes. Por ello no se puede estimar un tiempo de recurrencia para estos sismos.

### **Zona Sur**

La zona sur del Perú presenta un modelo de sismicidad más simple y regular. El primer evento sísmico documentado del Perú ocurre en esta zona en 1582, con una longitud de ruptura probablemente de 80 km y sin evidencias claras de tsunamis.

La región sur ha experimentado cuatro grandes sismos. El primer gran evento en el sur del país ocurrió durante 1604, con una longitud de ruptura de 450 km y un tsunami de 10 a 15 m. El segundo gran sismo ocurrió durante 1687, probablemente de 150 km de longitud de ruptura. El tercer gran sismo en el sur ocurrió en 1784 con una longitud de ruptura de 300 km y un tsunami local de 2 a 4 m. El cuarto gran sismo ocurrió en 1868 con una longitud de ruptura de 450 a 500 km y un tsunami local de 14 m de altura.

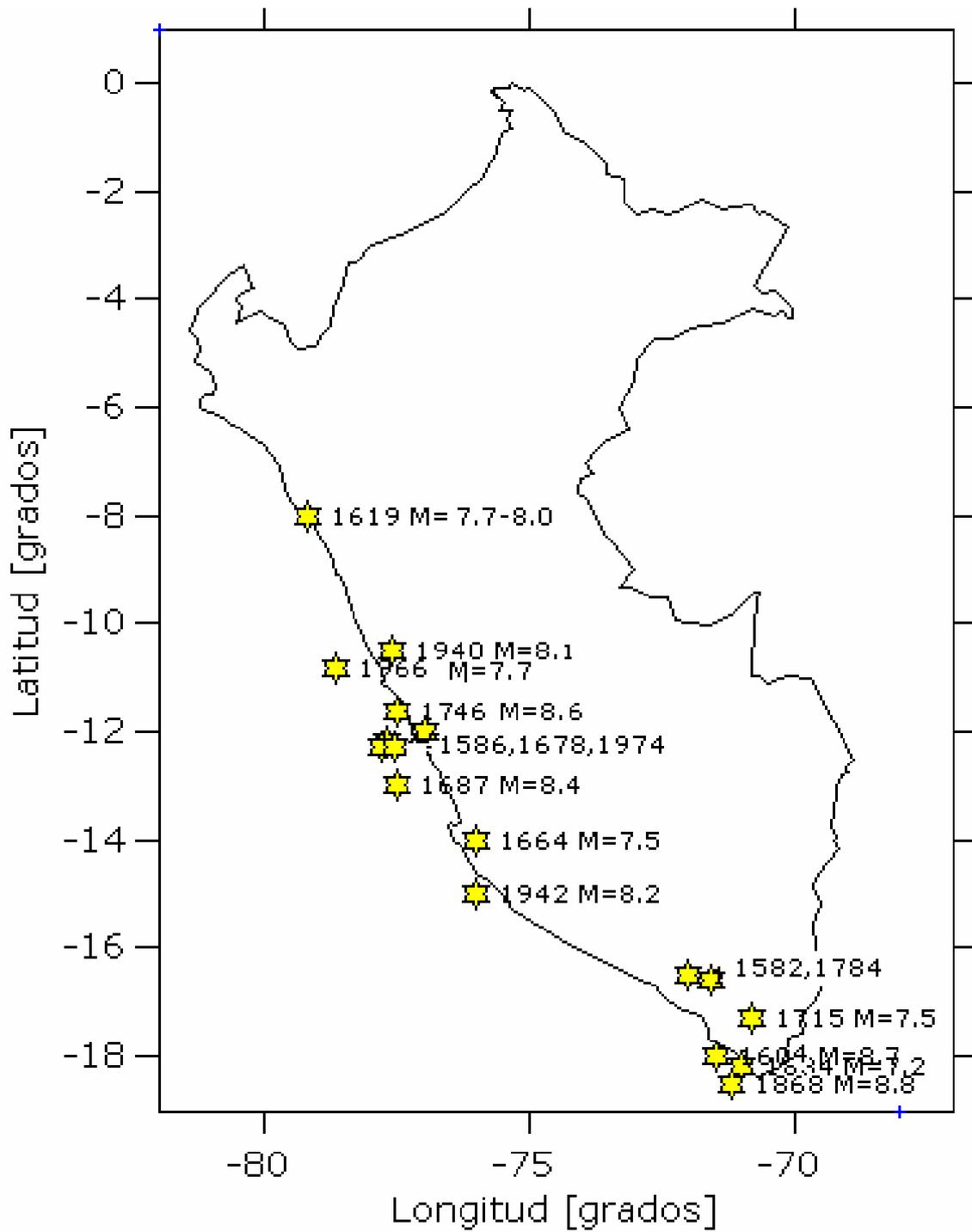
Otros eventos importantes corresponden al sismo de 1715 que afectó el actual límite entre Perú y Chile (no muy bien documentado). Se estima que tuvo una longitud de ruptura de 50 a 100 km. El sismo de 1833 también en el límite Perú- Chile tuvo una longitud de ruptura del orden de 50 a 100 km.

La región sur posee zonas de rupturas mejor definidas, por lo que se ha podido establecer que el tiempo de recurrencia de sismos grandes es de aproximadamente un siglo.

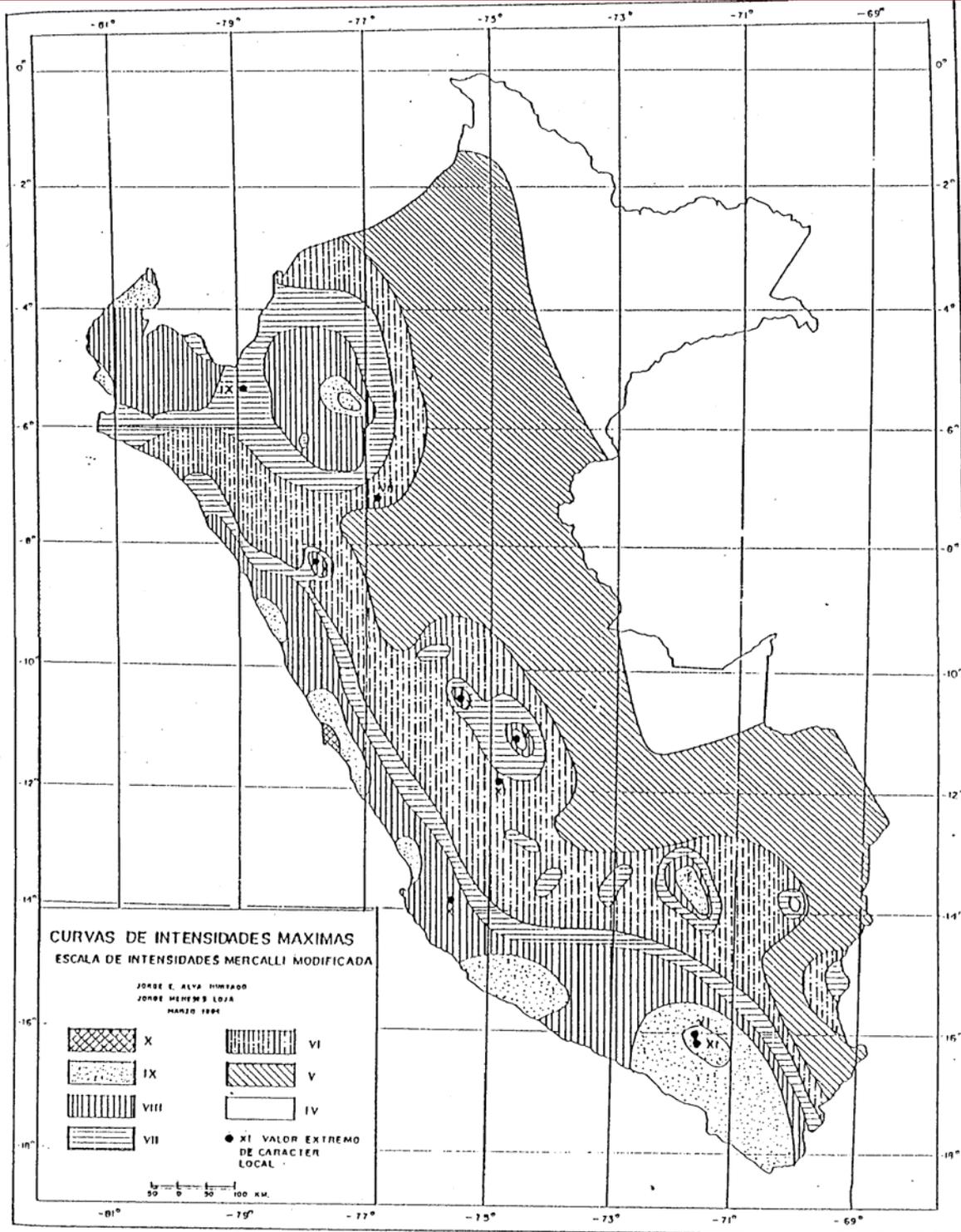
En la tabla 3.2 se muestran los valores numéricos obtenidos por Dorbath et al. (1990) para las longitudes de ruptura y momento sísmico de sismos en el Perú. La figura 3.4 muestra la distribución de los principales sismos históricos en el País, y en la figura 3.5 se muestra el mapa de máximas intensidades sísmicas propuesto por Alva et al. (1984).

**Tabla 3.2.-** Grandes sismos históricos en el Perú (Dorbath et al. 1990)

| AÑO  | Longitud<br>de ruptura<br>L (km) | Mw      | M(Silgado) |
|------|----------------------------------|---------|------------|
| 1582 | 80                               | 7.5     | 7.6        |
| 1586 | 175                              | 8.1     | 7.9        |
| 1604 | 450                              | 8.7     | 8.2        |
| 1619 | 100-150                          | 7.7-8.0 | 7.7-7.9    |
| 1664 | 75                               | 7.5     | 7.6        |
| 1678 | 100-150                          | 7.7-8.0 | 7.7-7.9    |
| 1687 | 300                              | 8.4     | 8.1        |
| 1687 | 150 (?)                          | 8.0     | 7.9        |
| 1715 | 75                               | 7.5     | 7.6        |
| 1725 | 75                               | 7.5     | 7.6        |
| 1746 | 350                              | 8.6     | 8.1        |
| 1784 | 300                              | 8.4     | 8.1        |
| 1833 | 50-100                           | 7.2-7.7 | 7.3-7.7    |
| 1868 | 500                              | 8.8     | 8.2        |
| 1940 | 180                              | 8.1     | 7.9        |
| 1942 | 200                              | 8.2     | 8.0        |
| 1966 | 100                              | 7.7     | 7.7        |
| 1974 | 140                              | 7.9     | 7.9        |



*Figura 3.4.- Distribución espacial de algunos sismos históricos ocurridos en el Perú desde el año 1582 según Dorbath et al. ( 1990).*



*Figura 3.5.- Distribución de máximas intensidades sísmicas observadas en el Perú (Alva et al. 1984).*

### 3.4 Sismicidad Instrumental

#### 3.4.1 Fuentes de datos

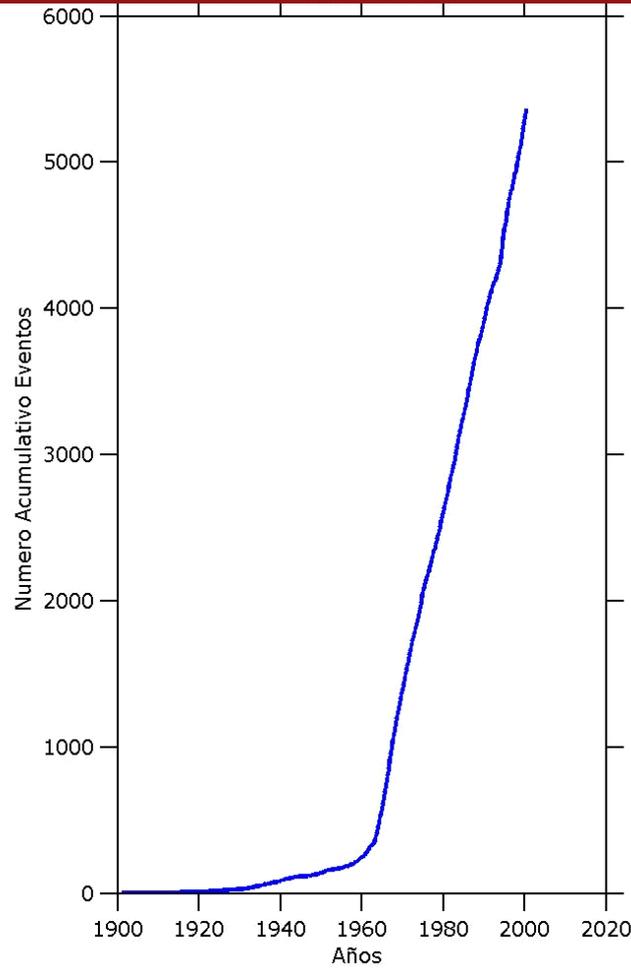
La información sísmica instrumental para el Perú se encuentra recopilada en tres catálogos sísmicos:

- Catálogo Sísmico República del Perú (1471-1982), desarrollado por Leonidas Ocola.  
Proyecto SISAN – 1984.
- Catálogo Sísmico del Perú (1500-1984), desarrollado por A. Espinoza, L. Casaverde, J. Michel, J. Alva, J. Vargas-Neumann Instituto Geográfico Nacional de España, USGS, PUCP, UNI – 1985.
- Catálogo Sísmico del Perú (1500-1982), desarrollado por Daniel Huaco, Instituto Geofísico del Perú.  
Proyecto SISRA, 1986.

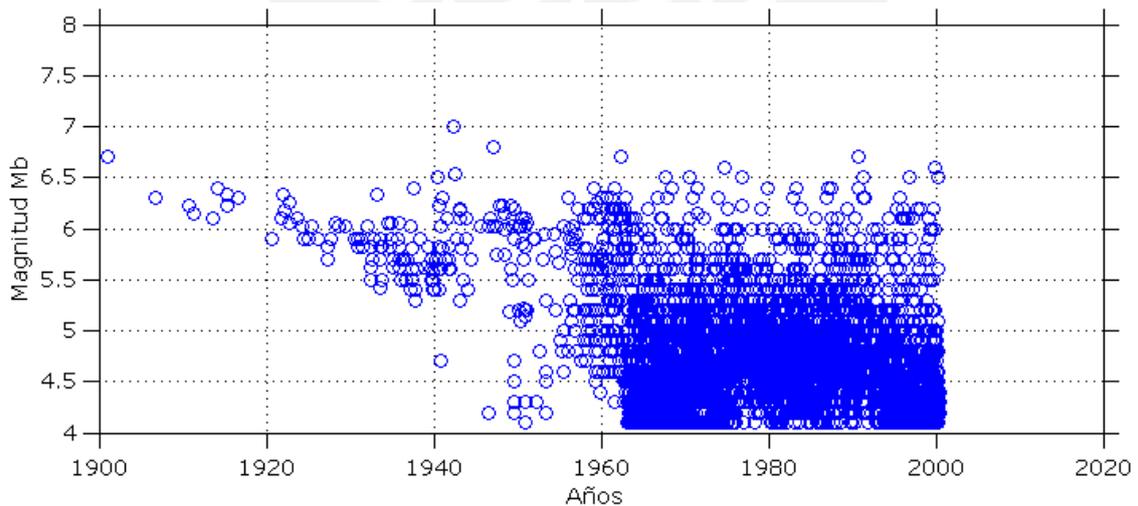
El catálogo utilizado en este trabajo corresponde al del proyecto SISRA (Sismicidad de la región Andina). El catálogo incluye eventos sísmicos a partir del año 1900 y esta actualizado hasta el año 2000. Los datos de este catálogo fueron verificados por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) en el año 2001 y el ISC (Internacional Seismological Centers).

Debido a que los eventos sísmicos ocurren de manera aleatoria en el tiempo (distribución de Poisson), es necesario depurar del catálogo todas las réplicas y premonitores dejando únicamente los eventos principales. Asimismo, al no ser todos los eventos sísmicos importantes en la respuesta de las estructuras, en este trabajo se consideraron únicamente los eventos con magnitud  $m_b$  mayor o iguales a 4.0. El catálogo depurado cuenta con 5467 eventos principales e independientes. Los eventos se encuentran graficados en la figura 3.6 donde se muestra el número acumulativo de eventos desde el año 1900 hasta el 2000.

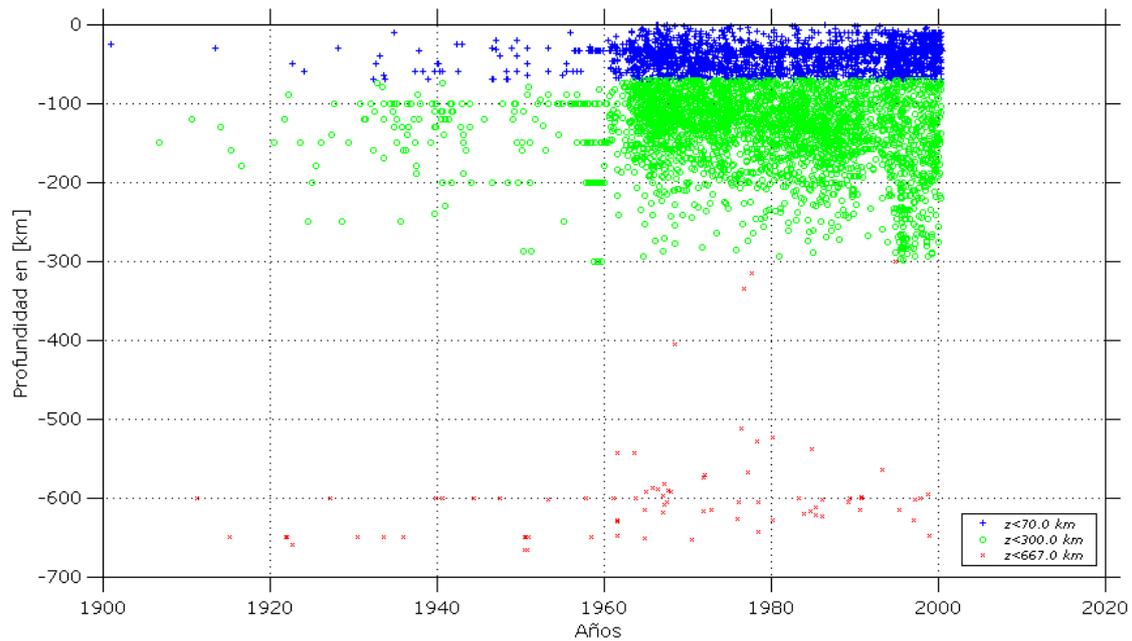
En la figura 3.6 se puede apreciar que los eventos registrados antes de 1963 no presentan una relación uniforme con respecto al tiempo. Esto se observa en la discontinuidad a partir de ese año. La discontinuidad se debe a que la mayor parte de eventos registrados antes de 1963 corresponden a eventos que presentaron magnitudes importantes (Fig. 3.7 a y b).



**Figura 3.6.-** Número acumulativo de eventos sísmicos comprendidos desde el año 1900 hasta el 2000 en el catálogo actualizado del proyecto SISRA.



**Figura 3.7.a.-** Distribución de magnitudes en el tiempo, nótese que los eventos registrados antes de 1963 solo corresponden a eventos importantes.



**Figura 3.7.b.-** Distribución de profundidades en el tiempo para el periodo comprendido entre 1900 y el 2000 para los sismos Peruanos.

En 1963 se terminó de instalar la red de sismógrafos WWSSN (World Wide Standard Seismograph Network) por lo que los datos registrados a partir de esa fecha son más precisos. Debido a la discontinuidad en el tiempo se utilizó únicamente los eventos registrados desde 1963 hasta el 2000. La base de datos de este nuevo catálogo contiene 5100 eventos principales e independientes.

### 3.4.2 Análisis de la Sismicidad Instrumental

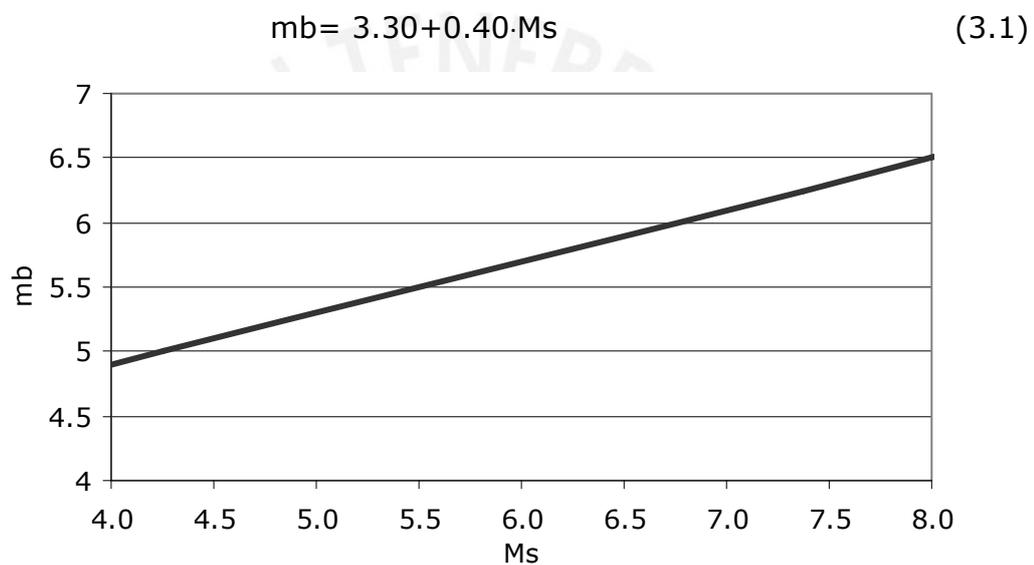
#### *Correlación entre $m_{br}$ , $M_s$ y $M_w$*

Los análisis de peligro sísmico se realizan generalmente en función de una única medida del tamaño del evento sísmico, sin embargo, las escalas encontradas en los catálogos sísmicos para medir el tamaño de los sismos son variadas.

El catálogo actualizado del proyecto SISRA posee eventos con magnitudes  $m_b$ ,  $M_s$  y en algunos casos  $M_w$ , por lo que fue necesario homogenizar la base de datos para realizar el análisis.

Se eligió la magnitud momento  $M_w$  (Hanks y Kanamori 1979) como la escala de trabajo. La magnitud  $M_w$  es la única escala de magnitud que no se satura, debido a que no está basada en cantidades empíricas medidas de las características del movimiento del suelo. Asimismo, las relaciones de atenuación usadas actualmente para el movimiento del suelo y las ordenadas espectrales están basadas en  $M_w$ .

La relación entre  $m_b$  y  $M_s$  se hizo utilizando la ecuación propuesta por Castillo y Alva (1993). La relación se encuentra graficada en la figura 3.8.

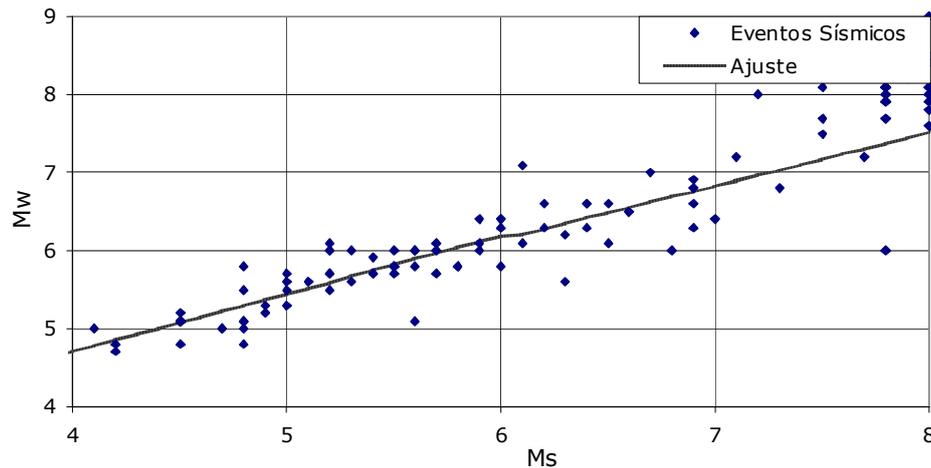


**Figura 3.8.-** Relación lineal entre  $m_b$  y  $M_s$  propuesta por Castillo y Alva (1993).

Luego, la relación entre  $M_s$  y  $M_w$  se obtuvo utilizando el método de mínimos cuadrados en una muestra de eventos registrados en Perú y Chile que reportaron tanto  $M_s$  como  $M_w$ . La relación propuesta está dividida en tres rangos:

$$\begin{array}{ll}
 M_w = 0,740 \cdot M_s + 1,742 & M_s \leq 6; \\
 M_w = 0,683 \cdot M_s + 2,039 & 6 < M_s < 8; \\
 M_w = 1,093 \cdot M_s - 0,593 & M_s \geq 8.
 \end{array} \quad (3.2)$$

Las relaciones anteriores están limitadas al número de eventos sísmicos utilizados en el ajuste. A medida que se incrementen eventos registrados con magnitudes  $M_s$  y  $M_w$  se podrá obtener relaciones cada vez más precisas. La figura 3.9 muestra el ajuste realizado a la muestra de datos.



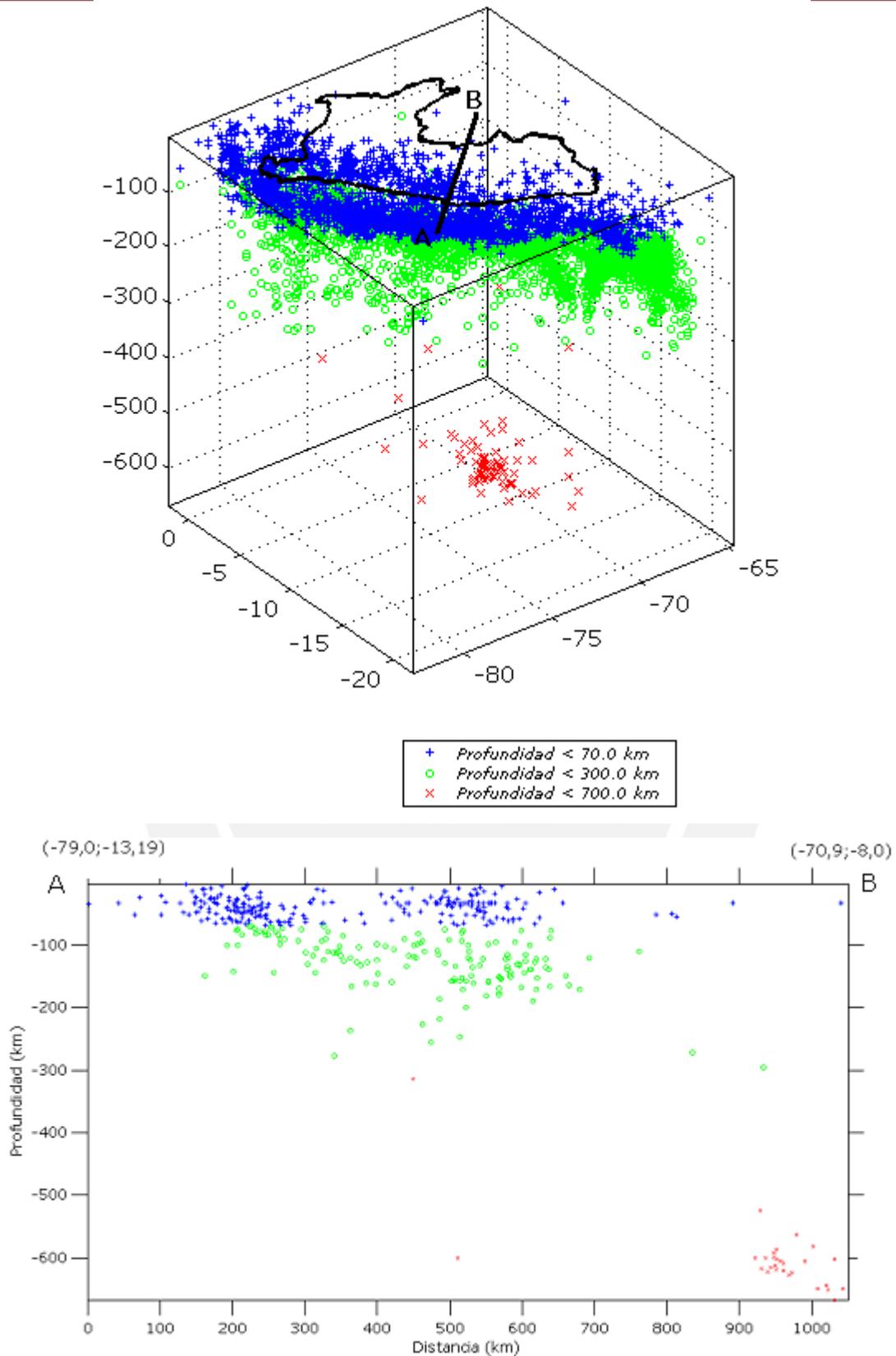
**Figura 3.9.-** Ajuste de la muestra de datos utilizada para homogenizar el catálogo sísmico.

#### *Distribución espacial de la sismicidad instrumental*

Las características de la actividad sísmica instrumental en el Perú han sido estudiadas por varios investigadores: Baranzangi e Isacks (1976, 1979), Ocola (1989), Rodríguez y Tavera (1991), Cahill and Isacks (1992), Tavera y Buforn (1998), Tavera y Buforn (2001).

Estos investigadores mencionan que la actividad sísmica en el Perú presenta una distribución irregular, caracterizada por una gran concentración de eventos a lo largo de su costa debido a la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana y del reajuste del aparato andino.

La distribución de la actividad sísmica para el Perú comprendida entre 1963 y el 2000 se encuentra graficada en la figura 3.10, donde se observa una distribución de los sismos en dos franjas longitudinales a los andes ubicadas en el norte y centro del país. Estas franjas parecen unirse luego entre los 13°S -14°S para formar una sola franja sísmica en la región sur del Perú (Deza 1990).



**Figura 3.10.-** Distribución espacial de sismos Peruanos donde se aprecia la geometría de inclinación de la placa de Nazca. Los ejes corresponden a las profundidades, latitudes y longitudes.

La actividad sísmica puede ser agrupada de acuerdo a su distribución en profundidad en sismos con focos superficiales ( $h \leq 70$  km), sismos con profundidad intermedia ( $71 \leq h \leq 300$  km) y sismos profundos ( $h > 301$  km).

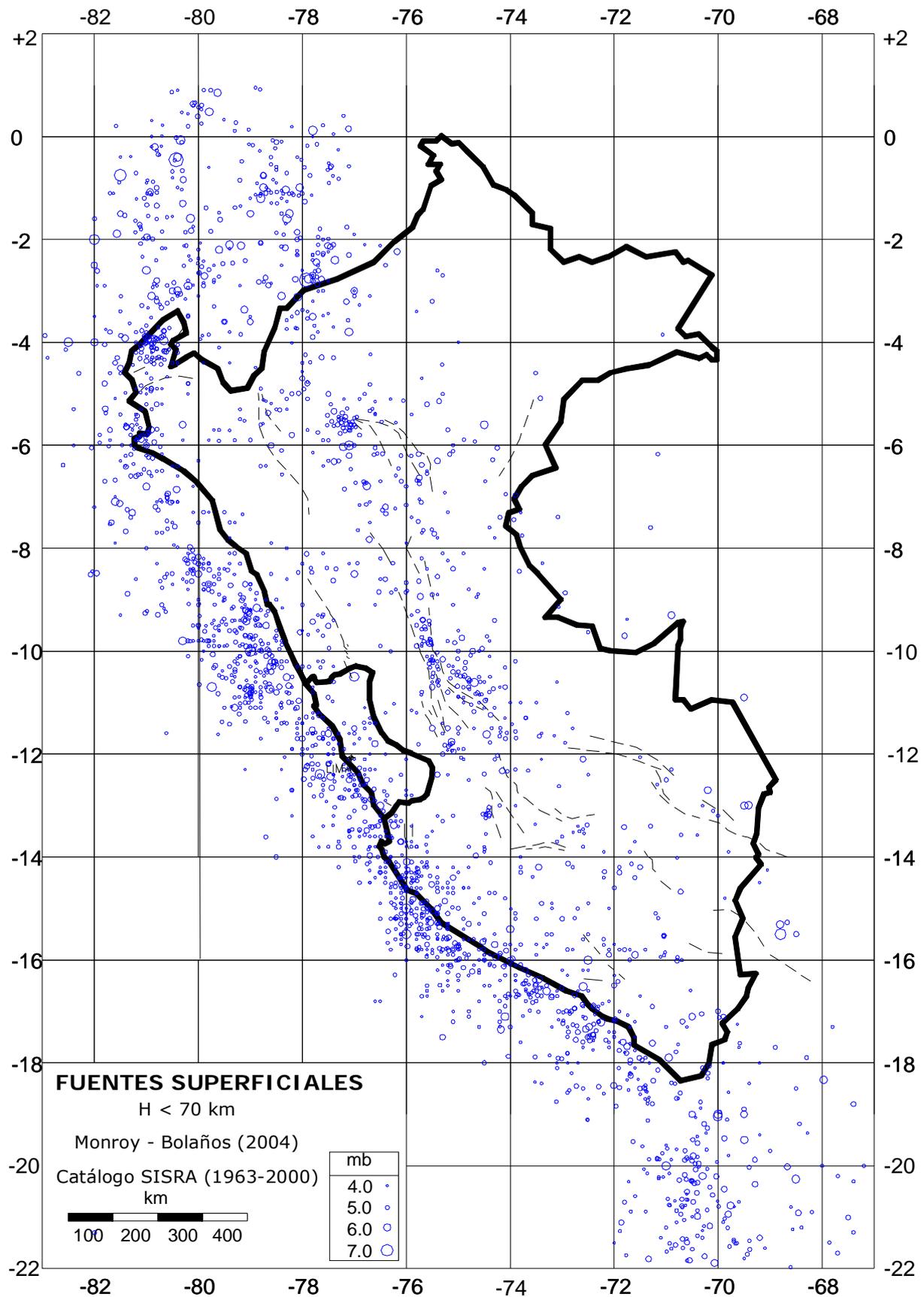
La sismicidad con foco superficial (Figura 3.11), se localiza principalmente paralela a la línea de costa y produce sismos de magnitud elevada con relativa frecuencia. También existen sismos con focos superficiales en la zona de transición entre la Cordillera Oriental y el margen occidental de la zona Subandina (entre  $3^\circ$  y  $13^\circ$  S) producidos por el empuje del escudo brasileño contra la Cordillera Andina. En la zona del Altiplano, también existen sismos superficiales pero son menos numerosos y más dispersos. Estos sismos presentan magnitudes moderadas y son menos frecuentes.

La sismicidad con profundidad intermedia ( $71 \leq h \leq 300$  km) se muestra en la figura 3.12. En la figura se observa que la distribución de sismos es de manera irregular y puede agruparse en tres zonas:

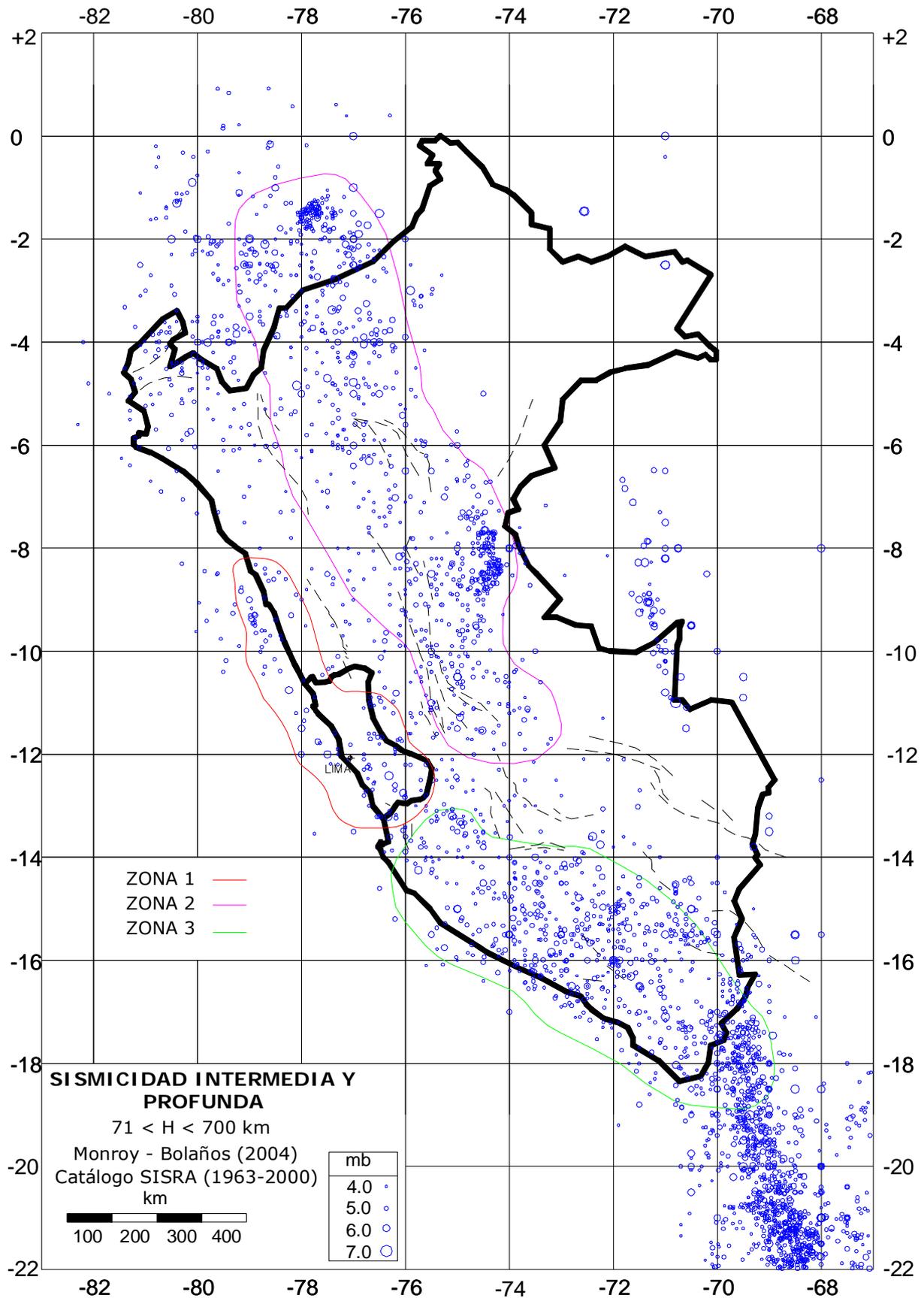
1. La zona localizada paralela a la línea de costa por debajo de  $9^\circ$  S y se caracteriza por la frecuente ocurrencia de sismos sentidos en superficie.
2. La zona localizada en el interior del continente a lo largo de la Cordillera Oriental y zona Subandina (región Norte y Centro del Perú).
3. La zona localizada en la región Sur del Perú, zona que presenta el mayor índice de sismicidad (Bernal y Tavera 2002).

La sismicidad profunda ( $h > 301$  km) es mayor en la región central y alineada en dirección N-S (borde Perú-Brasil); mientras que en la región Sur es menos numerosa y más dispersa (borde Perú-Bolivia).

La variación de los sismos en profundidad se analizó por medio de cortes transversales cada 200 km perpendiculares a la línea de costa (Anexo 1), donde se observa que la profundidad de los sismos aumenta de oeste a este con focos superficiales en la zona oceánica y parte del continente y focos intermedios en el interior del continente.



*Figura 3.11.- Distribución de sismos en el Perú con profundidades menores a 70km para magnitudes mb.*

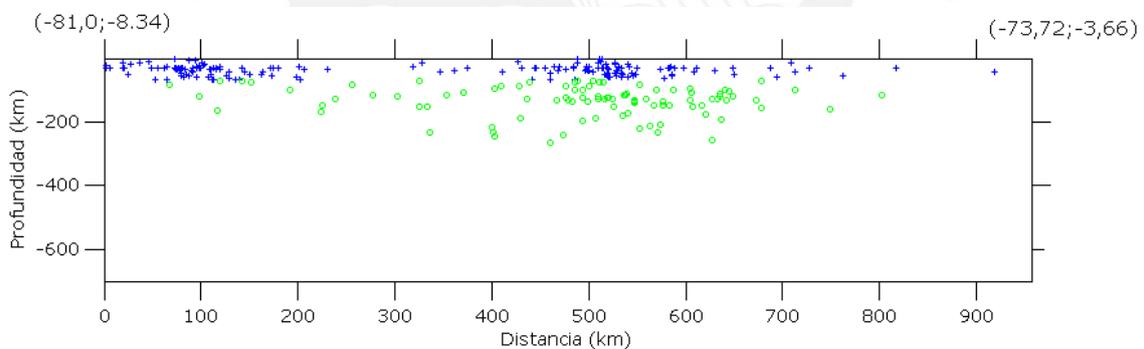


*Figura 3.12.- Distribución de sismos en el Perú con profundidades entre 70 y 700km para magnitudes mb.*

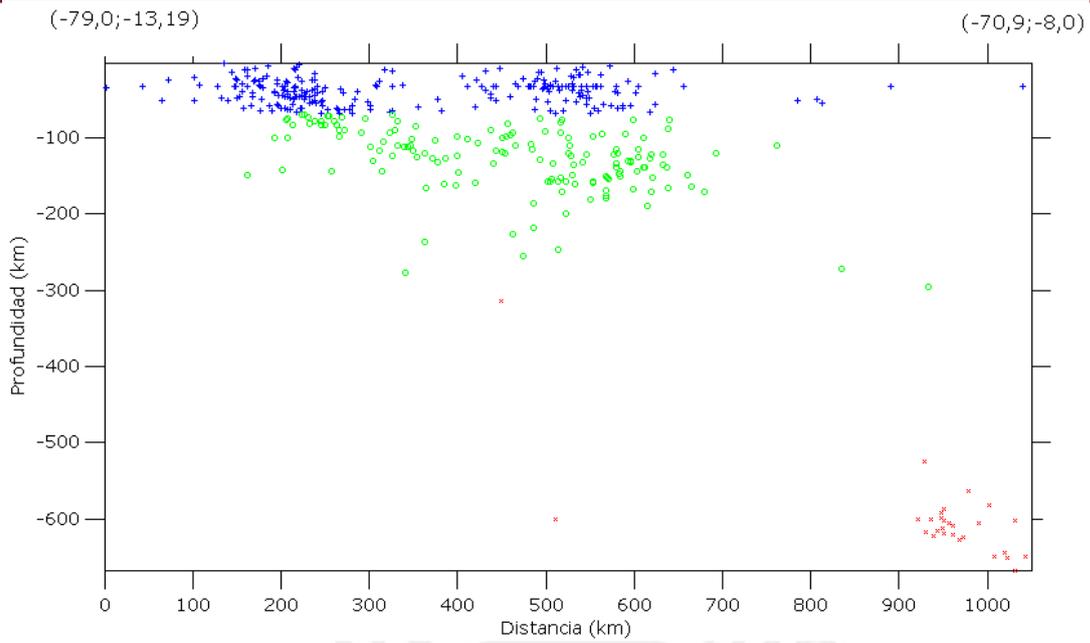
Las figuras 3.13 (a, b, c) muestran tres cortes realizados en la zona norte, centro y sur del País respectivamente. En las figuras se observan que en la zona norte y centro del Perú los sismos se distribuyen con una pendiente entre  $15^\circ$  y  $25^\circ$  hasta una profundidad de 70 – 150 km aproximadamente, para luego presentar una distribución de sismos casi horizontal.

En la zona sur la profundidad de los sismos aumenta con una pendiente de  $30^\circ$  aproximadamente hasta los 300 km de profundidad alcanzando una distancia de 350 – 400 km desde la fosa, a partir de esta distancia los sismos presentan focos superficiales o profundos.

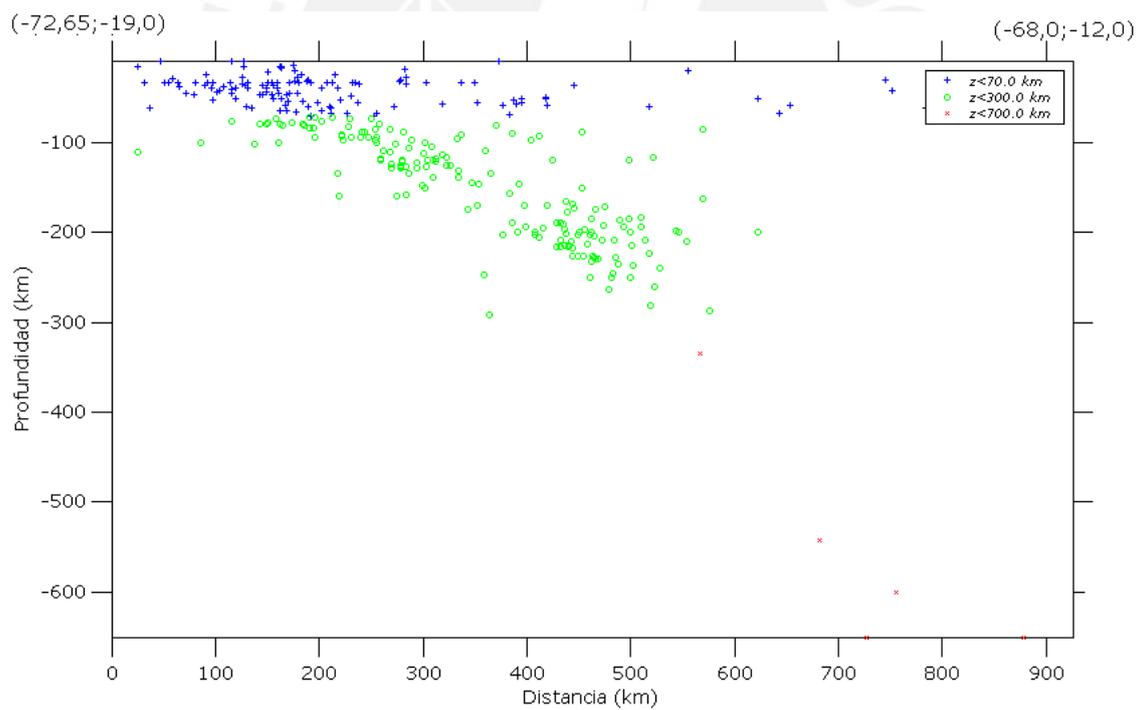
El cambio en la inclinación en la subducción entre la zona Norte y Centro con la zona Sur del Perú se debe a una contorsión de la placa de Nazca que subduce bajo la continental, donde la zona afectada es de un ancho de 80 km aproximadamente (Hasegawa y Sacks 1981; Rodríguez y Tavera 1991; Cahill y Isacks 1992; Tavera y Buforn 1998). Esta zona proyectada en superficie interceptaría a la línea de costa en  $16.5^\circ$  S (Deza 1990).



**Figura 3.13(a).** - Distribución de sismos en profundidad para la zona norte del Perú.



**Figura 3.13(b).**- Distribución de sismos en profundidad para la zona central del Perú.



**Figura 3.13(c).**- Distribución de sismos en profundidad para la zona sur del Perú.

## CAPITULO IV

# FUENTES SISMICAS Y LEYES DE ATENUACIÓN PARA EL PERU

---

### 4.1 Introducción

Para analizar probabilísticamente el peligro sísmico es necesario conocer la contribución que cada fuente sísmica pueda realizar al sitio en estudio. Para analizar la contribución de cada fuente es necesario distinguir además de su geometría, la magnitud mínima y máxima que cada fuente pueda desarrollar, seleccionar una profundidad representativa de los eventos sísmicos dentro de la fuente y reconocer el tipo de mecanismo que gobierna el movimiento del suelo dentro de la fuente para asignarle un modelo de atenuación.

En este capítulo se analizan los métodos más usados para describir los parámetros que se utilizan en un análisis de peligro sísmico. Se desarrollan los parámetros para una fuente sísmica y se describen los modelos de atenuación elegidos para representar el movimiento del suelo y respuesta estructural. Los valores del movimiento del suelo y respuesta estructural obtenidos de los modelos de atenuación se comparan luego con algunos valores medidos en el suelo firme de Lima.

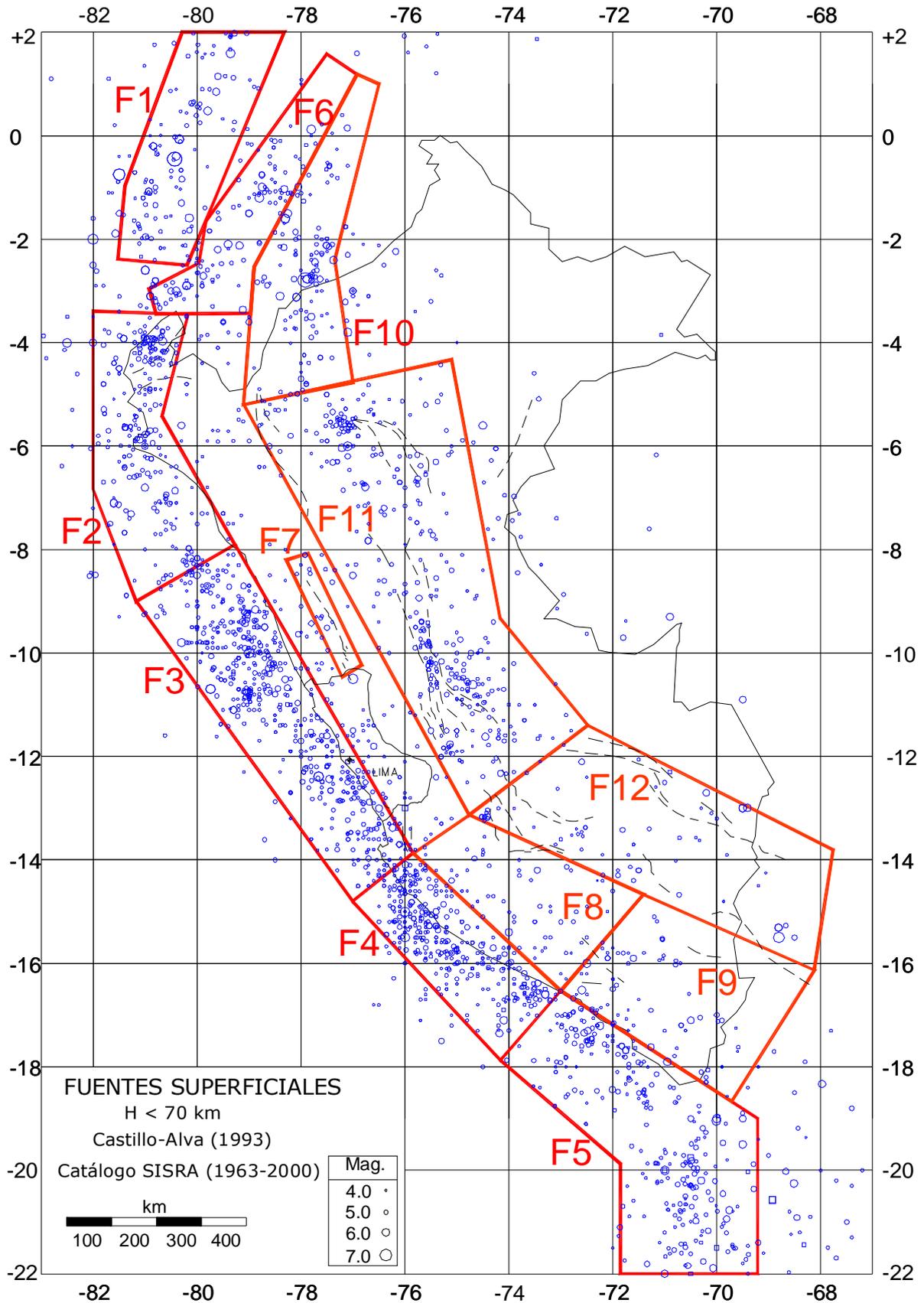
## 4.2 Fuentes sismogénicas

Las fuentes sismogénicas utilizadas para representar la sismicidad del País corresponden a las propuestas por Castillo y Alva (1993). Castillo y Alva definieron 20 fuentes sismogénicas basados en la distribución espacial de la sismicidad y en los aspectos neotectónicos del Perú. Las fuentes fueron agrupadas en fuentes de subducción y corteza.

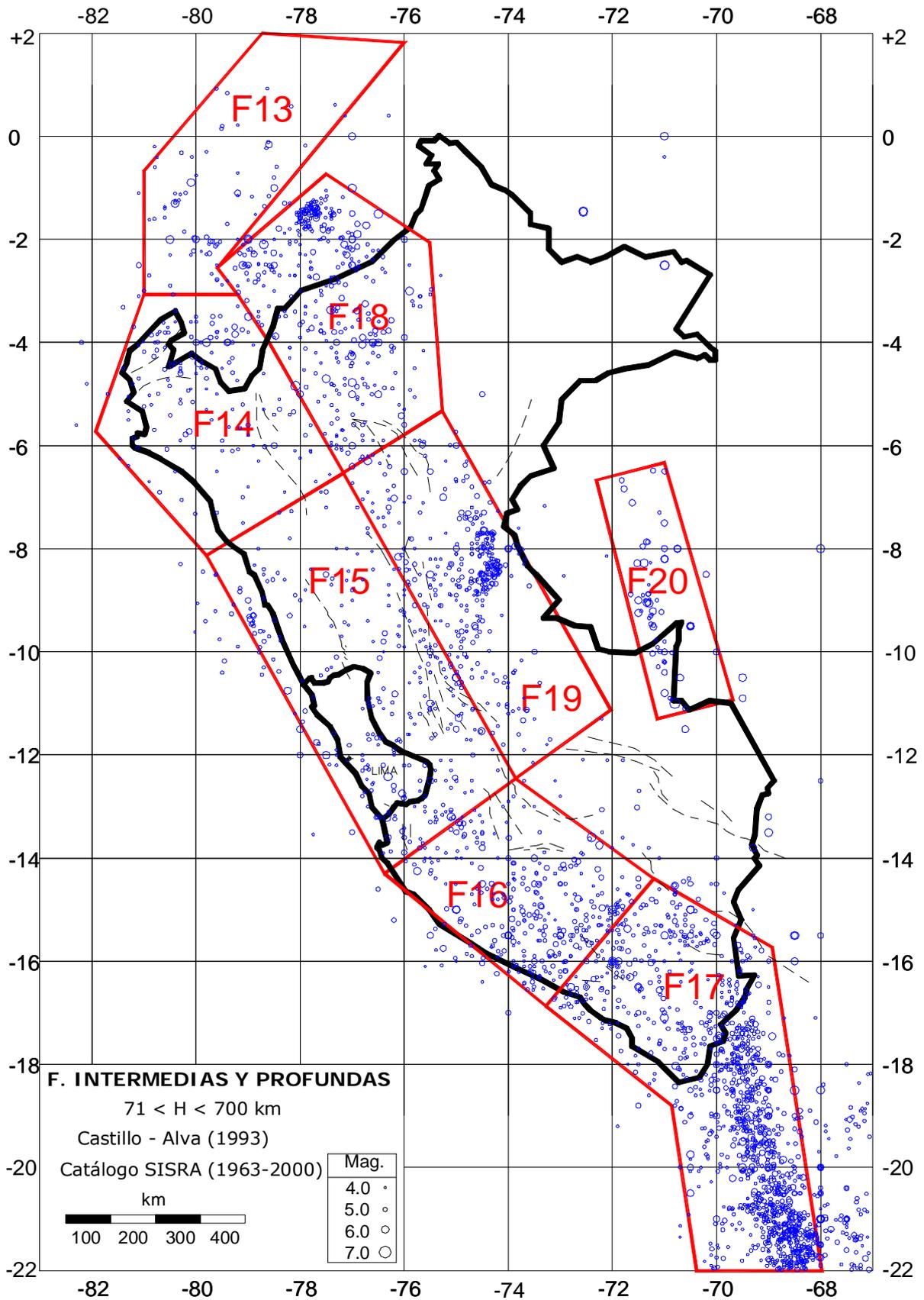
La interacción de las placas de Nazca y Sudamericana están representadas por las fuentes de subducción superficial (0-70 km), fuentes con profundidad intermedia (71-300 km) y fuentes que representan la sismicidad profunda (500 - 700 km).

La subducción superficial esta representada por las fuentes 1 a la 5 ubicadas a lo largo de la costa. Las fuentes de corteza están representadas por las fuentes 6 a la 12 (Ver figura 4.1). Las fuentes con profundidad intermedia están representadas por las fuentes 13 a la 19. La sismicidad profunda la representa la fuente 20 (Ver figura 4.2).

Todas las fuentes sísmicas fueron modeladas como fuentes volumétricas, debido a la insuficiencia de datos para modelar fallas como fuentes lineales. (Castillo y Alva 1993).



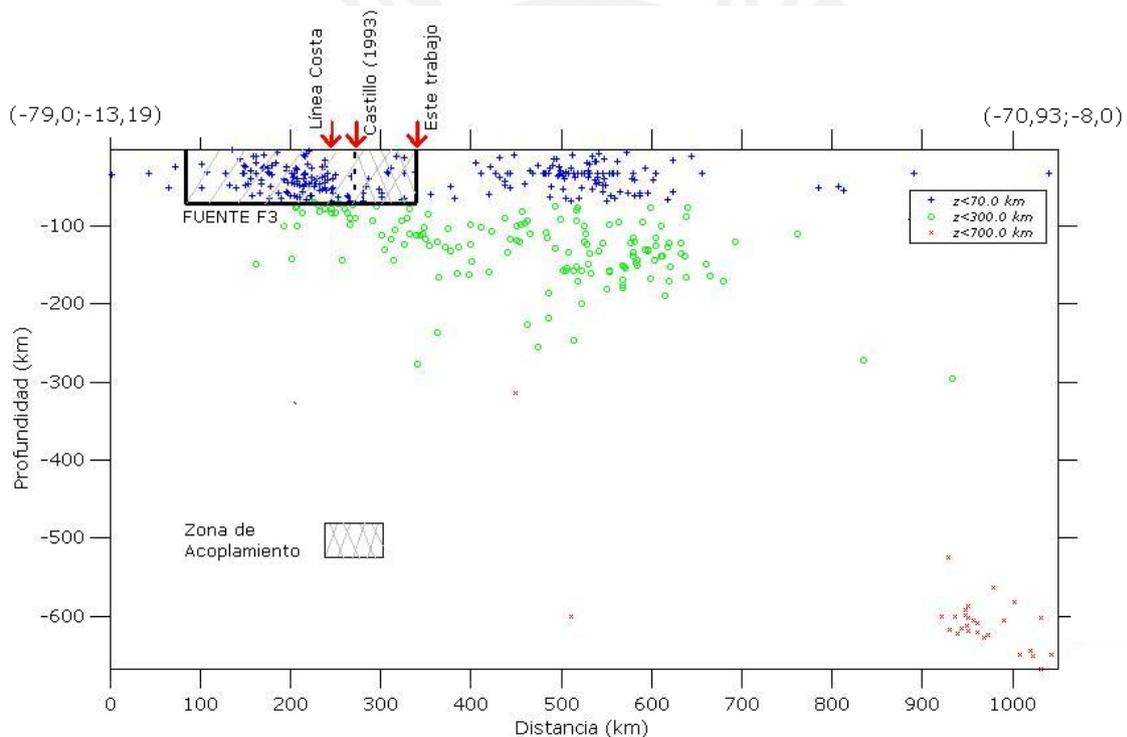
**Figura 4.1.** Ubicación de las fuentes para representar la sismicidad superficial ( $h < 70$  km) para la zona de subducción (F1 a F5) y para la zona de corteza (F6 a F12).



**Figura 4.2.** Ubicación de las fuentes para representar la sismicidad intermedia ( $70 < h < 300$  km) de la zona de subducción (F13 a F19) y sismicidad profunda ( $500 < h < 700$  km) (F20).

Sin embargo, la variación en la distribución espacial de sismos presentada en los últimos 10 años, principalmente en la costa Peruana, hace necesaria la modificación de las fuentes de subducción F3 y F4 y de la fuente de corteza F8 propuestas por Castillo y Alva (1993). Esta variación se evidencia de manera más clara en los cortes transversales C4, C5, C6 y C7 que se encuentran en el Anexo 1.

La figura 4.3 muestra uno de los cortes realizado sobre la ciudad de Lima (corte C6) con los eventos proyectados 100 km a cada lado del corte, donde se ha graficado la proyección en profundidad de la fuente F3 propuesta por Castillo y Alva (1993) y la modificación propuesta en este trabajo sobre la línea de corte.



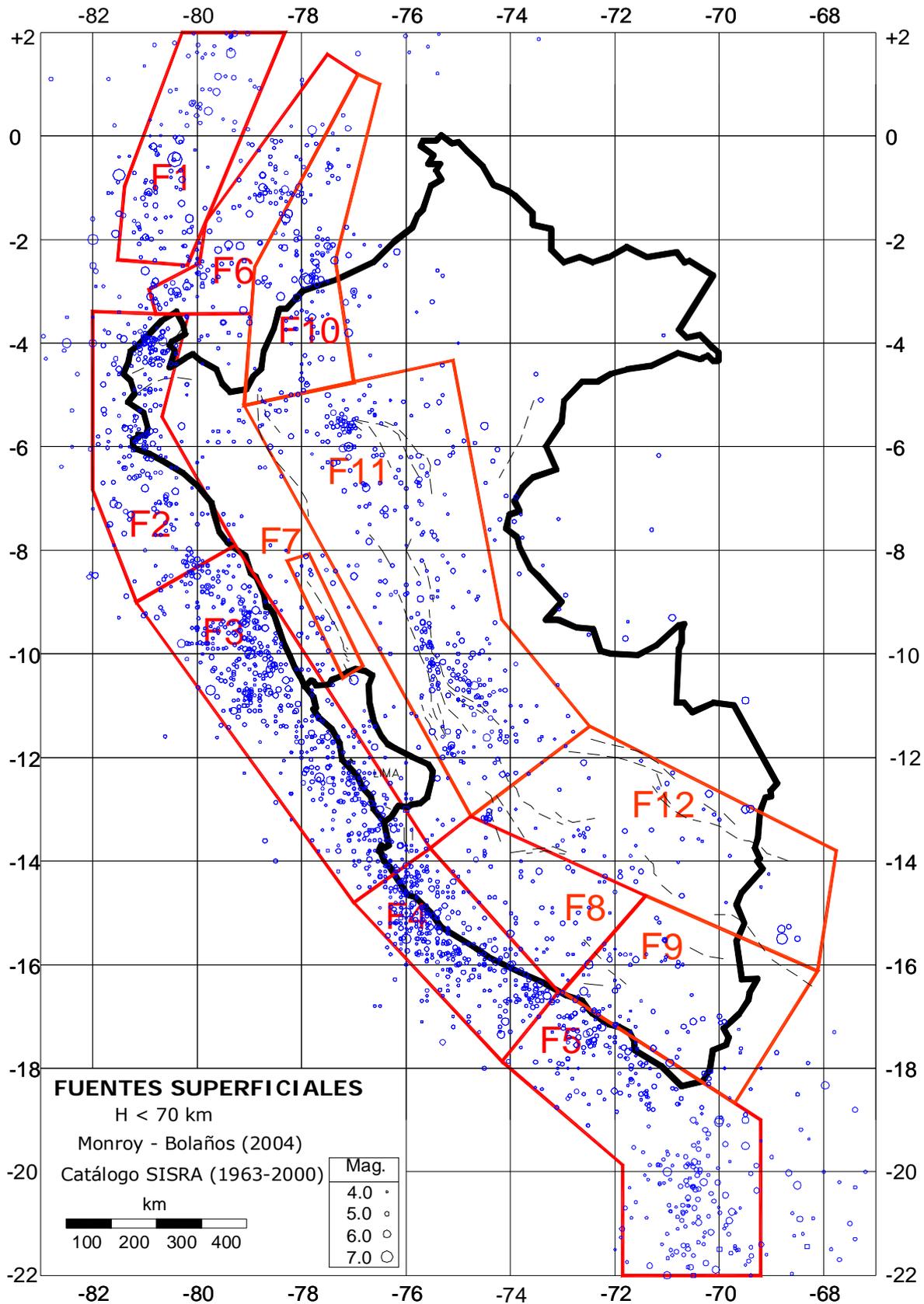
**Figura 4.3.** Distribución de sismos en profundidad donde se muestra la proyección de la fuente F3 propuesta por Castillo y Alva (1993) y la proyección de la fuente F3 propuesta en este trabajo. Nótese el incremento de sismos en la zona de acoplamiento entre la placa de nazca y Sudamericana.

En la figura se evidencia un grupo de sismos que sigue la pendiente de la zona de subducción, en el límite de interacción entre las placas, que no es considerado en la fuente F3 propuesta por Castillo. Este incremento de

sismos hace necesario la modificación de la fuente F3. La modificación de las fuentes F4 y F8 se hizo con el mismo criterio.

La figura 4.4 muestra la ubicación de las nuevas fuentes superficiales propuestas en este trabajo. Las fuentes que representan la sismicidad intermedia y profunda se indican en la figura 4.2. Las coordenadas geométricas que definen la forma y ubicación de las fuentes sísmicas se detallan en la Tabla 4.1.





**Figura 4.4.** Ubicación de las fuentes para representar la sismicidad superficial ( $h < 70$  km) de la zona de subducción (F1 a la F5) y para la zona de corteza (F6 a la F12) propuestas en este trabajo.

**Tabla 4.1.-** Coordenadas geográficas de las fuentes de análisis

| FUENTE | COORDENADAS GEOGRAFICAS |         |          |         |
|--------|-------------------------|---------|----------|---------|
|        | LONGITUD                | LATITUD | LONGITUD | LATITUD |
| 1      | -80,29                  | 2,00    | -78,32   | 2,00    |
|        | -81,39                  | -0,97   | -79,65   | -1,21   |
|        | -81,52                  | -2,39   | -80,19   | -2,50   |
| 2      | -82,00                  | -3,39   | -80,17   | -3,45   |
|        | -82,00                  | -6,83   | -80,67   | -5,42   |
|        | -81,17                  | -9,00   | -79,27   | -7,90   |
| 3      | -81,17                  | -9,00   | -79,27   | -7,90   |
|        | -77,00                  | -14,80  | -75,54   | -13,755 |
| 4      | -77,00                  | -14,80  | -75,54   | -13,755 |
|        | -74,16                  | -17,87  | -73,00   | -16,53  |
| 5      | -74,16                  | -17,87  | -73,00   | -16,53  |
|        | -71,85                  | -19,87  | -69,21   | -19,00  |
|        | -71,85                  | -22,00  | -69,21   | -22,00  |
| 6      | -77,50                  | 1,58    | -76,92   | 1,19    |
|        | -79,83                  | -1,65   | -78,90   | -2,53   |
|        | -79,96                  | -2,46   | -78,97   | -3,43   |
|        | -80,92                  | -2,96   | -80,79   | -3,44   |
| 7      | -78,28                  | -8,20   | -77,86   | -8,07   |
|        | -77,21                  | -10,47  | -76,83   | -10,23  |
| 8      | -75,54                  | -13,755 | -74,76   | -13,13  |
|        | -73,00                  | -16,53  | -71,41   | -14,67  |
| 9      | -73,00                  | -16,53  | -71,41   | -14,67  |
|        | -69,71                  | -18,67  | -68,12   | -16,13  |
| 10     | -76,92                  | 1,19    | -76,50   | 1,00    |
|        | -78,90                  | -2,53   | -77,35   | -2,40   |
|        | -79,10                  | -5,20   | -77,00   | -4,77   |
| 11     | -79,10                  | -5,20   | -75,10   | -4,33   |
|        | -76,34                  | -10,67  | -74,17   | -9,33   |
|        | -74,76                  | -13,13  | -72,48   | -11,40  |
| 12     | -74,76                  | -13,13  | -72,48   | -11,40  |
|        | -68,12                  | -16,13  | -67,76   | -13,80  |
| 13     | -78,73                  | 2,00    | -76,00   | 1,82    |
|        | -81,00                  | -0,67   | -79,59   | -2,55   |
|        | -81,00                  | -3,07   | -79,20   | -3,07   |

| FUENTE | COORDENADAS GEOGRAFICAS |         |          |         |
|--------|-------------------------|---------|----------|---------|
|        | LONGITUD                | LATITUD | LONGITUD | LATITUD |
| 14     | -81,00                  | -3,07   | -79,20   | -3,07   |
|        | -81,93                  | -5,73   | -78,60   | -4,00   |
|        | -79,80                  | -8,13   | -77,17   | -6,53   |
| 15     | -79,80                  | -8,13   | -77,17   | -6,53   |
|        | -76,38                  | -14,30  | -73,86   | -12,46  |
| 16     | -76,38                  | -14,30  | -73,86   | -12,46  |
|        | -73,28                  | -16,87  | -71,21   | -14,40  |
| 17     | -73,28                  | -16,87  | -71,21   | -14,40  |
|        | -70,86                  | -18,80  | -68,93   | -15,73  |
|        | -70,38                  | -22,00  | -67,98   | -22,00  |
| 18     | -79,59                  | -2,55   | -77,50   | -0,73   |
|        | -78,60                  | -4,00   | -75,51   | -2,06   |
|        | -77,17                  | -6,53   | -75,27   | -5,33   |
| 19     | -77,17                  | -6,53   | -75,27   | -5,33   |
|        | -73,86                  | -12,46  | -72,03   | -11,13  |
| 20     | -72,31                  | -6,67   | -71,00   | -6,33   |
|        | -71,14                  | -11,30  | -69,69   | -10,93  |

### 4.3 Evaluación del tamaño de los eventos sísmicos

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

Las ecuaciones para definir la recurrencia sísmica fueron desarrolladas en el capítulo II. A continuación se presentan algunas ecuaciones por conveniencia. La relación de recurrencia de Gutenberg y Richter es la siguiente:

$$\text{Log } N_m = a - b \cdot m$$

De la que se puede obtener el número de sismos  $N_m$  con la ecuación (2.11):

$$N_m = v \frac{\exp[-\beta(m - m_{\min})] - \exp[-\beta(m_{\max} - m_{\min})]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_{\min})]}$$

Donde:

$$v = e^{\alpha - \beta \cdot m_{\min}}$$

$$\beta = b \cdot \ln(10)$$

$m$  = magnitud de interés

$M_{\max}$  = magnitud máxima

$M_{\min}$  = magnitud mínima.

#### 4.3.1 Determinación del valor de $b$

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

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

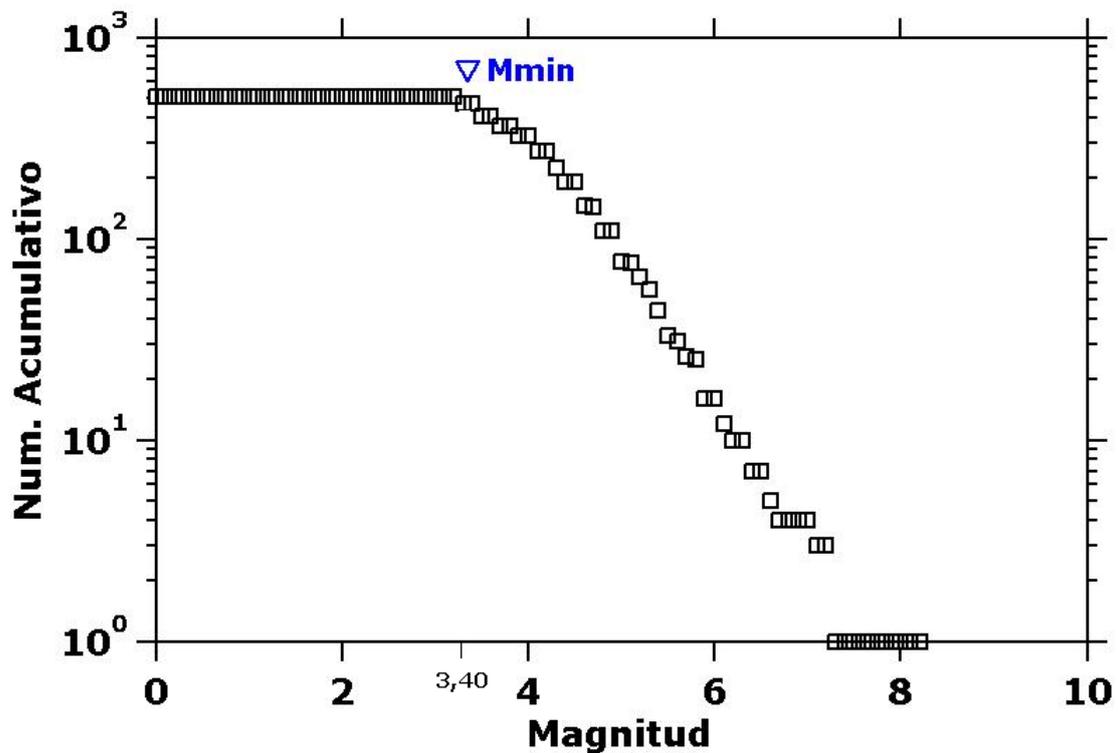
El método de máxima verosimilitud ajusta la recta al valor medio más probable de la muestra, en función a valores de magnitud mínima y máxima. Además, debido a que su formulación está en base a una función de densidad de probabilidades su uso representa mejor la muestra que el método de mínimos cuadrados. El valor de  $b$  por el método de máxima verosimilitud (Utsu 2003) es igual a:

$$b = \frac{\log e}{(\bar{M} - M_{\min})} \quad (4.1)$$

Donde  $\bar{M}$  es el valor medio de la muestra de magnitudes.

#### 4.3.2 Determinación de la magnitud mínima y razón media anual

La magnitud mínima de la fuente sísmica corresponde al punto de inflexión de la curva de recurrencia sísmica y se obtiene calculando el punto de máxima curvatura (Wiemer and Katsumata, 1999; Wiemer and Wyss, 2000). El punto de máxima curvatura es definido como el punto que corresponde al valor máximo del número de sismos no acumulativos versus la magnitud. La figura 4.6 muestra el valor correspondiente al punto de máxima curvatura encontrado en la fuente 3, donde la magnitud mínima hallada fue de 3.40.



*Figura 4.5.- Curva de recurrencia sísmica de la fuente F3 con la ubicación del punto de inflexión que representa a la magnitud mínima (Mmin).*

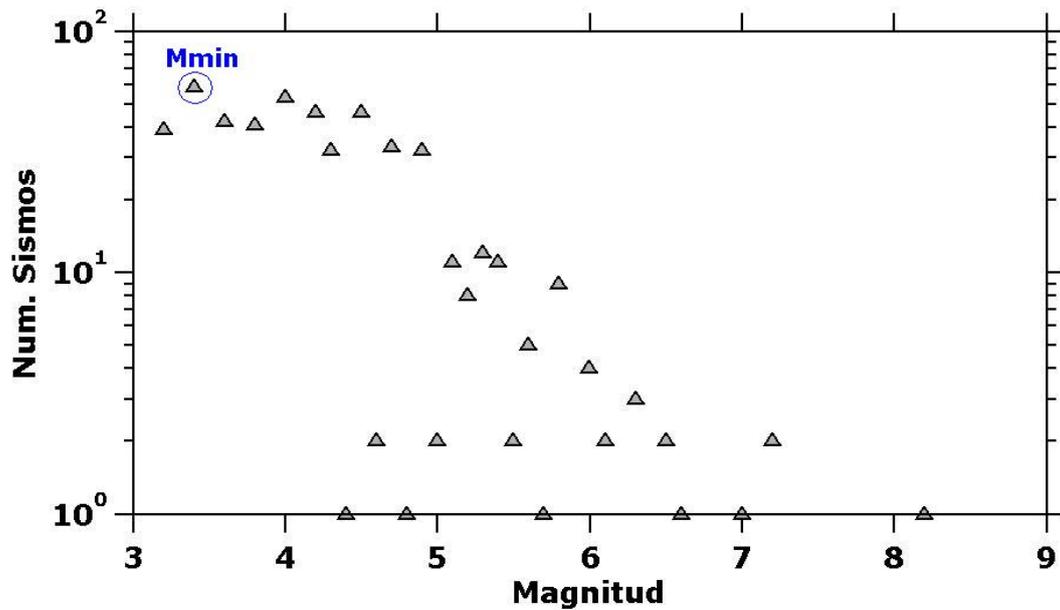


Figura 4.6.- Número de sismos para cada magnitud encontrados en la fuente F3.

La correcta estimación de la magnitud mínima es de mucha importancia en los análisis de sismicidad y peligro sísmico debido a que esta relacionada directamente con el número de sismos esperados en la fuente. La magnitud mínima influencia significativamente en la determinación de las aceleraciones y ordenadas espectrales máximas esperadas.

La razón media anual ( $\nu$ ) de excedencia es definida como el número de sismos anuales que pueden ocurrir mayores o iguales a la magnitud mínima y es igual a  $\nu = \exp(\alpha - \beta m_{\min})$ .

Donde:

$$\alpha = \ln 10 * a; \quad \beta = \ln 10 * b;$$

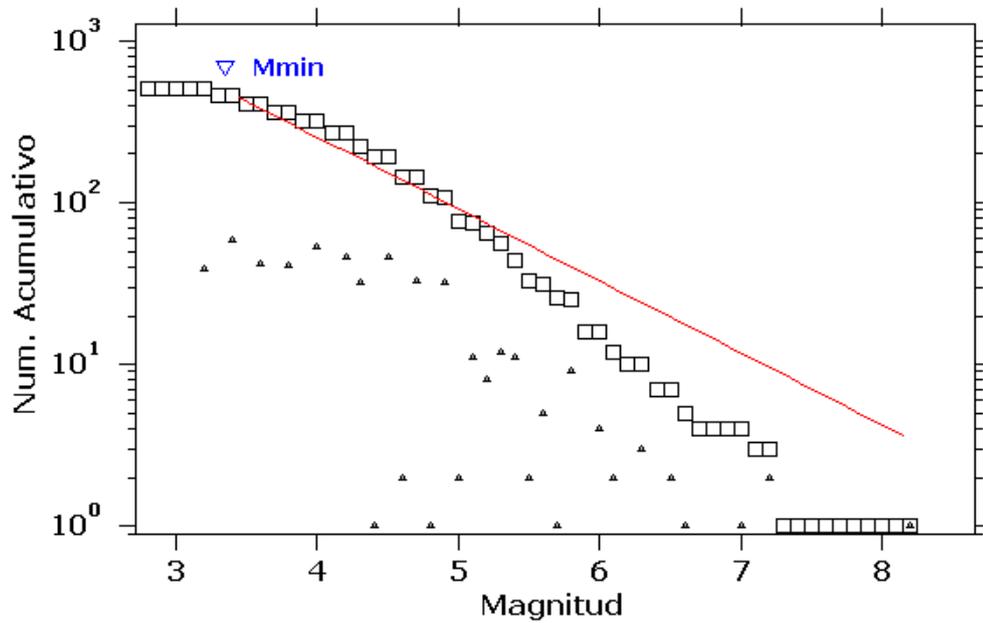
$M_{\min}$  = Magnitud mínima.

La recta de ajuste que representa la recurrencia sísmica para la fuente F3 se encuentra graficada en la figura 4.7. En la figura se muestra el valor de "b" obtenido y su dispersión basada en el número de eventos y las magnitudes de la fuente. Además se muestra el valor de "a" para obtener el número de sismos mayores o iguales a la magnitud mínima.

La figura 4.8(a) muestra la distribución acumulativa que tendrían los sismos basados en la recta de recurrencia hallada con el método de máxima

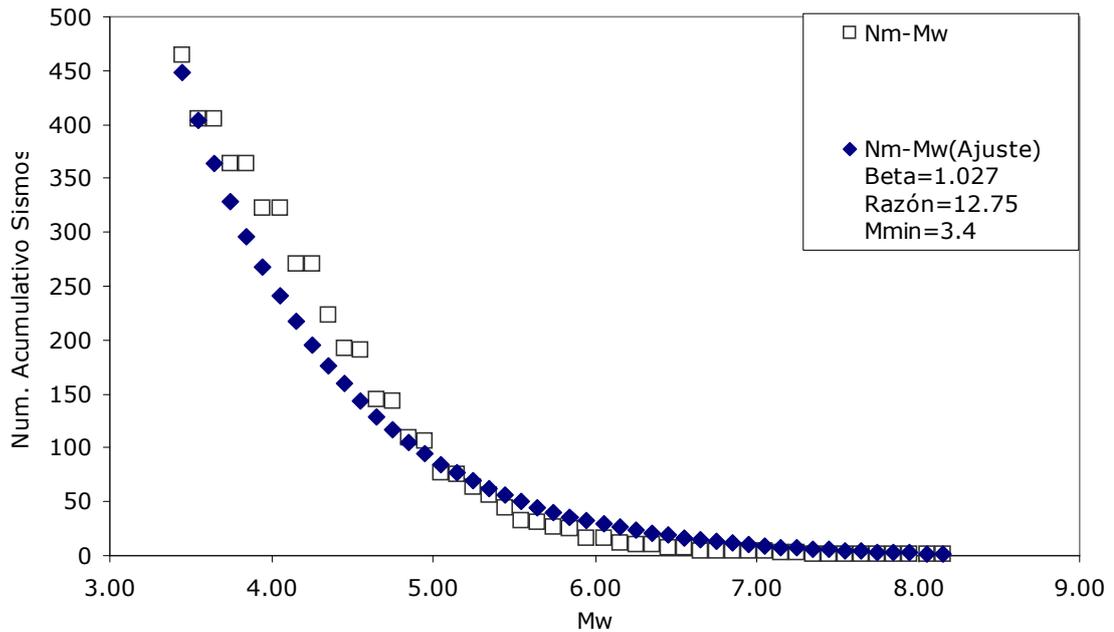
verosimilitud y los sismos acumulativos propios de la fuente F3. En esta se puede observar que la distribución acumulativa basada en la recta de ajuste encontrada calcula bastante bien el número de sismo para la fuente.

La figura 4.8(b) muestra la distribución acumulativa que tendrían los sismos basados en la recta de recurrencia hallada con el método de mínimos cuadrados y los sismos acumulativos propios de la fuente F3. Las variaciones son evidentes.

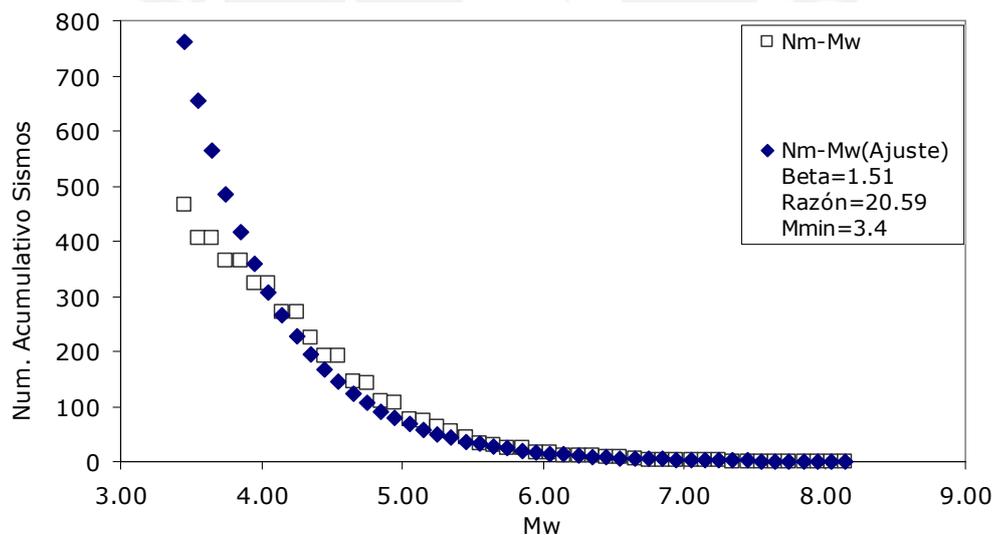


Solucion por Maxima Verosimilitud  
 valor  $b = 0.446 \pm 0.02$ , valor  $a = 4.19$   
 Magnitud Min = 3.4

**Figura 4.7.-** Recta de ajuste ( $N_m = a - bm$ ) que representará la sismicidad aportada por la fuente F3 al peligro sísmico del Perú.



**Figura 4.8(a).**- Número de sismos mayores o iguales a diferentes magnitudes obtenidos del ajuste de la figura 4.7 vs. el número de sismos de la fuente F3.



**Figura 4.8(b).**- Número de sismos mayores o iguales a diferentes magnitudes utilizando el método de mínimos cuadrados vs. el número de sismos de la fuente F3.

### 4.3.3 Determinación de la magnitud máxima

La magnitud máxima ( $M_{max}$ ) es definida como el evento más grande que pueda ocurrir en la fuente sísmica (McGuire 1976). El criterio para determinarla está basado en que el evento más grande ocurrido en el pasado en la fuente sísmica también puede ocurrir en el futuro.

La determinación de la magnitud máxima se obtuvo recopilando información sísmica histórica e instrumental ocurrida en las diferentes fuentes sísmicas utilizadas en este trabajo.

La información sísmica histórica estuvo basada en el trabajo de Dorbath et al. (1990). La información instrumental se obtuvo del catálogo del proyecto SISRA (IGP 2001). Las magnitudes máximas utilizadas en este trabajo se encuentran en la tabla 4.2.

#### **4.4 Profundidades representativas de las fuentes sismogénicas**

Debido a que la caracterización de las fuentes fue hecha de manera volumétrica es necesario determinar una profundidad que represente a los eventos dentro de la fuente. Las profundidades representativas fueron obtenidas de histogramas de la frecuencia del número de sismos para cada profundidad de los eventos presentados en el catálogo actualizado del proyecto SISRA. Los histogramas se encuentran en el anexo 1.

Los parámetros sismológicos encontrados para las 20 fuentes sísmicas que servirán para el análisis del peligro sísmico se resumen en la tabla 4.2 detallada a continuación.

**Tabla 4.2.** Parámetros sismológicos de las 20 fuentes.

| FUENTE | Mmin<br>(Mw) | Mmax<br>(Mw) | BETA<br>( $\beta$ ) | RAZON<br>SISMOS ( $\nu$ ) | PROFUNDIDAD (Km)    |
|--------|--------------|--------------|---------------------|---------------------------|---------------------|
| 1      | 4,50         | 7,33         | 1,248               | 0,939                     | 35,00               |
| 2      | 4,00         | 8,00         | 1,142               | 4,050                     | 30,00               |
| 3      | 3,40         | 8,70         | 1,027               | 12,75                     | 30,00-60,00         |
| 4      | 3,60         | 8,80         | 1,098               | 6,832                     | 30,00-60,00         |
| 5      | 3,60         | 8,80         | 0,928               | 4,797                     | 30,00-60,00         |
| 6      | 3,60         | 7,16         | 1,091               | 2,215                     | 35,00               |
| 7      | 4,30         | 7,90         | 1,950               | 0,288                     | 30,00-50,00         |
| 8      | 4,30         | 6,80         | 2,190               | 0,552                     | 30,00               |
| 9      | 3,80         | 7,20         | 1,087               | 1,143                     | 45,00               |
| 10     | 3,80         | 7,33         | 1,032               | 2,087                     | 35,00               |
| 11     | 4,50         | 8,15         | 1,881               | 3,940                     | 35,00-60,00         |
| 12     | 4,10         | 6,90         | 1,395               | 0,808                     | 40,00               |
| 13     | 3,80         | 7,00         | 1,637               | 1,259                     | 90,00               |
| 14     | 3,80         | 7,10         | 1,506               | 2,435                     | 90,00               |
| 15     | 3,60         | 8,20         | 1,289               | 5,319                     | 100,00              |
| 16     | 3,60         | 7,90         | 1,059               | 6,249                     | 120,00              |
| 17     | 4,50         | 8,40         | 1,628               | 10,48                     | 90,00-110,00-160,00 |
| 18     | 3,30         | 7,33         | 1,038               | 9,850                     | 110,00-170,00       |
| 19     | 3,40         | 7,00         | 1,013               | 8,240                     | 120,00-180,00       |
| 20     | 4,30         | 7,10         | 0,764               | 0,987                     | 610,00              |

#### 4.5 Leyes de atenuación del movimiento del suelo

La estimación del movimiento del suelo depende de la magnitud y la distancia desde el origen del sismo hasta el sitio. Esta estimación se obtiene de las relaciones o leyes de atenuación. La elección de la ley de atenuación constituye un paso muy importante en la determinación del peligro sísmico del lugar.

Actualmente es posible desarrollar modelos de atenuación del movimiento del suelo para sismos con características regionales y tectónicas diferentes. Por ejemplo sismos que se desarrollan en la corteza en regiones tectónicamente activas, sismos en la zona de subducción de interfase y sismos que ocurren en la placa de subducción descendente.

El Perú, caracterizado por movimientos sísmicos que ocurren debido al proceso de subducción de la placa de Nazca, cuenta únicamente con 14 registros corregidos propios de esta característica tectónica.

Debido a esta limitada cantidad de registros de aceleraciones, es difícil desarrollar una relación de atenuación para estimar parámetros como la aceleración del suelo y ordenadas espectrales para los diferentes tipos de sismos en el Perú (sismos de interfase e intraplaca y sismos de corteza). Además, debido a que los datos estarían muy esparcidos, se presentarían valores de incertidumbre muy grandes en la extrapolación utilizada para desarrollar el modelo de atenuación.

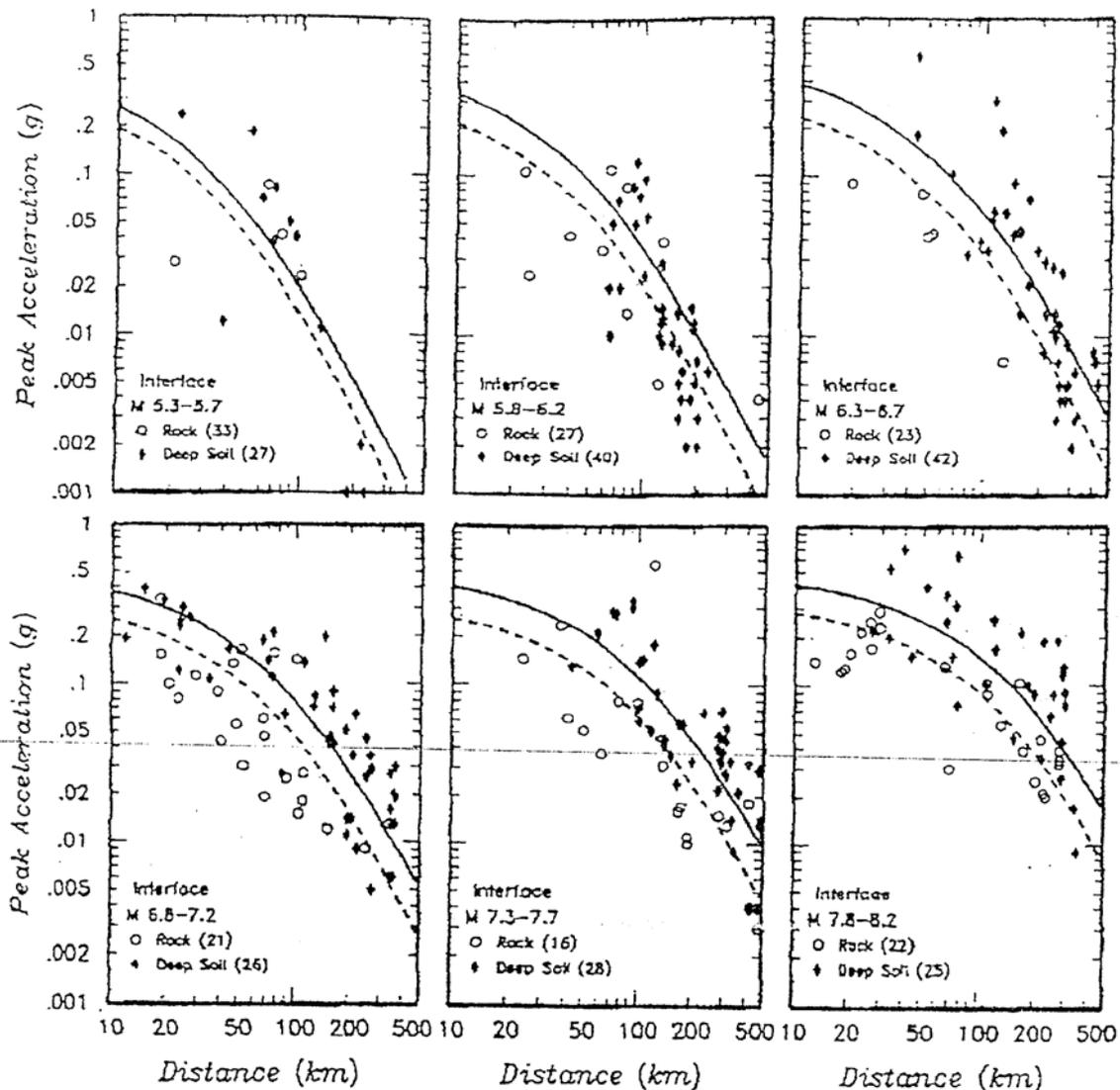
En el Perú, sin embargo, existen leyes de atenuación para el movimiento del suelo propuestas por Casaverde (1980), Huaco (1980) y Ruiz (1999). Estas relaciones lamentablemente no pudieron utilizarse en este trabajo debido a los escasos datos utilizados en su estimación y en la medida del tamaño del sismo en que están basadas (generalmente mb o Ms).

En la actualidad es posible utilizar sismos que hayan ocurrido en regiones diferentes a las de análisis, siempre y cuando obedezcan al mismo proceso tectónico de generación de sismos.

Youngs et al. (1997) desarrollaron leyes de atenuación para zonas de subducción de sismos de interfase e intraplaca usando datos de sismos registrados en Alaska, Chile, Cascadia, Japon, Mexico, Perú (14 registros) y las Islas Salomón para distancias entre 10 y 500 km, teniendo en cuenta además las características del sitio.

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

Youngs utilizo la magnitud momento Mw (Hanks and Kanamori 1979) para la medida del evento. La localización epicentral, profundidad, magnitud y mecanismo focal fueron obtenidos de publicaciones especiales o del Harvard centroid moment tensor solutions. Youngs mostró que las aceleraciones máximas obtenidas de sismos de subducción atenúan más lentamente que aquellas producidas por sismos de corteza, y que los sismos de intraplaca producen aceleraciones mayores que los de interfase para la misma magnitud y distancia. En la figura 4.9 se muestran algunas curvas de atenuación estimadas por Youngs para eventos con distintas magnitudes.



**Figura 4.9.-** Valores de aceleración estimados por Youngs para sismos de interfase, los números en paréntesis corresponden a la profundidad promedio de los eventos ( Youngs et al. 1997).

Youngs propuso la siguiente ley de atenuación en roca:

$$\ln(A) = 0.2418 + 1.414 \cdot M - 2.552 \cdot \ln(R + 1.7818 e^{0.554 \cdot M}) + 0.00607 \cdot H + 0.3846 \cdot Z_t \quad (4.2)$$

$$\text{Desviación estándar del } \ln(A) = 1.45 - 0.1 \cdot M \quad (4.3)$$

Donde:

A = aceleración del suelo (g).

M = magnitud momento ( $M_w$ ).

R = distancia más cercana a la ruptura (km).

H = profundidad (km).

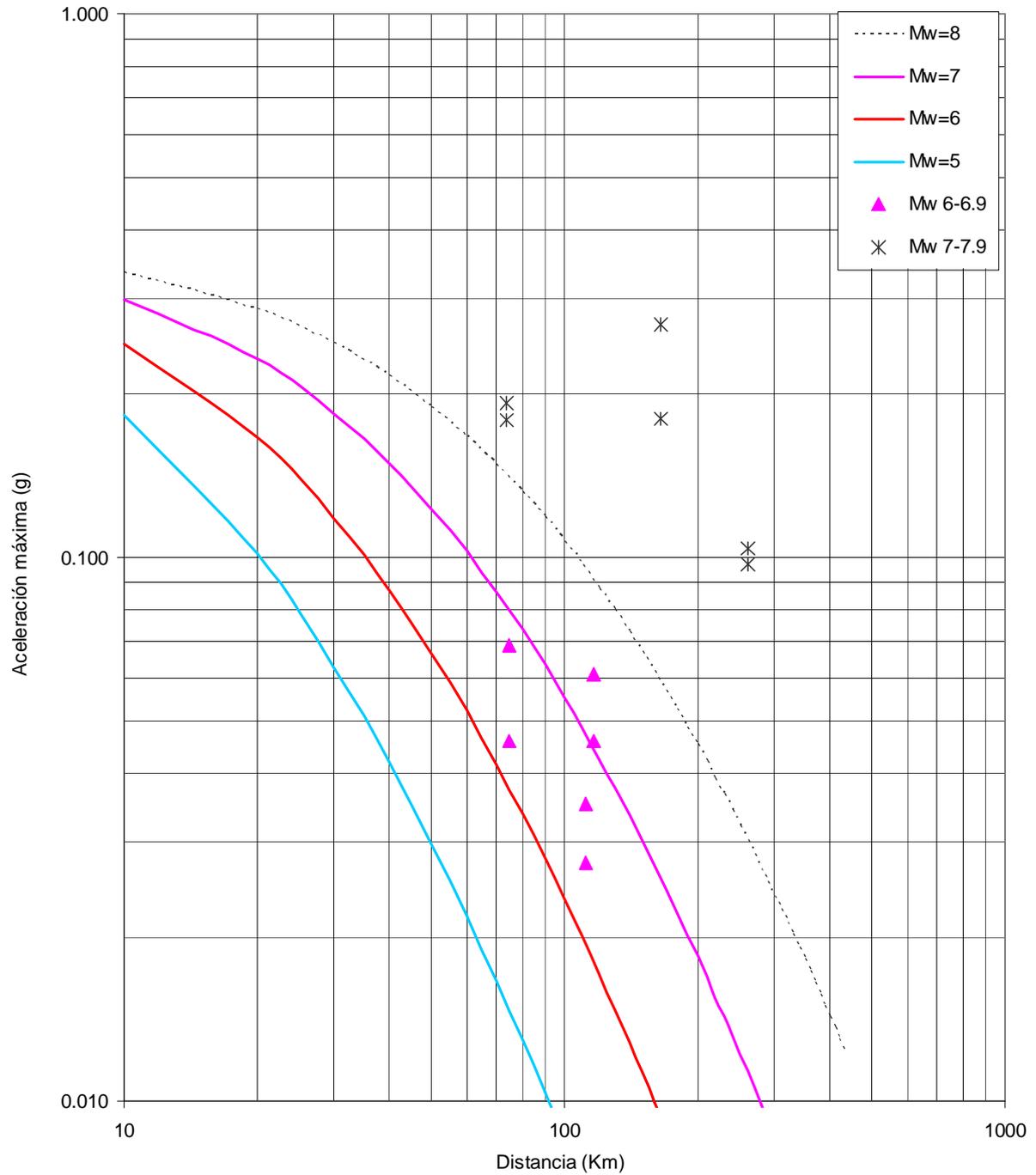
$Z_t = 0$  para interfase, 1 para intraplaca.

Las relaciones de atenuación para las aceleraciones en roca propuesta por Youngs para diferentes magnitudes se encuentran graficadas en la figura 4.10. En la misma figura se muestran algunos sismos registrados en el Perú. Los sismos peruanos, representados por triángulos, corresponden a eventos con  $M_w$  entre 6,0 y 6,9 y H entre 50 y 58 km.

La tabla 4.3 muestra las aceleraciones obtenidas con la relación de atenuación propuesta por Youngs y la propuesta por Casaverde y las aceleraciones de las dos componentes horizontales registradas en diferentes sismos peruanos en la estación del Instituto Geofísico del Perú (IGP). Se eligieron únicamente los eventos registrados en la estación del Instituto Geofísico del Perú (Parque de la reserva) debido a que las velocidades de corte de su suelo están entre los 525 m/seg y 700 m/seg (Repetto et al. 1980), correspondientes aproximadamente con la clasificación hecha por Youngs en roca. El valor promedio (P.50) corresponde al valor obtenido directamente de la ley de atenuación, mientras que el valor del 84% perc. es el valor del promedio más la desviación estándar (P.84).

En la tabla 4.3 y en la figura 4.10 se observa que los valores de aceleración registrados en el IGP se encuentran dentro del rango de valores obtenidos con la relación de atenuación de Youngs. Esto permite dar validez a la ley de atenuación elegida.

YOUNGS-INTERFASE - ROCA - PROF=50 km



**Figura 4.10.-** Curvas de atenuación propuestas por Youngs vs aceleraciones registradas en Lima para eventos Mw entre 6.0 y 7.9.

**Tabla 4.3.** Aceleraciones registradas en diferentes eventos por el IGP, y estimadas usando la ley de Youngs et al. (1997) y Casaverde (1980)  $[a(\text{cm}/\text{seg}^2)=68.7*(\exp(0.8*Ms))*(R+25)^{-1}]$ .

| Evento   | Mw   | Ms  | R<br>(km) | H<br>(km) | IGP<br>(g)     | Youngs<br>(P.50)<br>(g) | Youngs<br>(P.84)<br>(g) | Casaverde<br>(P.50)<br>(g) | Casaverde<br>(P.84)<br>(g) |
|----------|------|-----|-----------|-----------|----------------|-------------------------|-------------------------|----------------------------|----------------------------|
| 31/01/51 | 6,18 | 6,0 | 116       | 50        | 0,046<br>0,061 | 0,022                   | 0,043                   | 0,060                      | 0,108                      |
| 17/10/66 | 8,10 | 7,5 | 165       | 24        | 0,180<br>0,269 | 0,055                   | 0,094                   | 0,148                      | 0,2669                     |
| 31/05/70 | 7,90 | 7,8 | 260       | 56        | 0,097<br>0,104 | 0,029                   | 0,050                   | 0,126                      | 0,226                      |
| 29/11/71 | 5,81 | 5,5 | 138       | 54        | 0,087<br>0,053 | 0,011                   | 0,023                   | 0,034                      | 0,062                      |
| 5/01/74  | 6,55 | 6,6 | 123       | 98        | 0,072<br>0,066 | 0,055                   | 0,106                   | 0,093                      | 0,167                      |
| 3/10/74  | 8,10 | 7,6 | 74        | 13        | 0,192<br>0,179 | 0,119                   | 0,205                   | 0,309                      | 0,555                      |
| 9/11/74  | 7,00 | 7,2 | 75        | 15        | 0,069<br>0,046 | 0,065                   | 0,121                   | 0,222                      | 0,3989                     |

Para representar la atenuación de la aceleración de los sismos de corteza se utilizó la relación propuesta por Sadigh et al. (1997). Esta relación esta basada principalmente en sismos de la Costa Oeste de los Estados Unidos y en datos obtenidos de los sismos de Gazli (Rusia, 1976) y Tabas (Irán, 1978). La medida del tamaño del evento fue caracterizada por la magnitud momento, Mw y la distancia definida como la menor distancia a la ruptura.

La ley de atenuación propuesta por Sadigh en roca es la siguiente:

$$\ln(A)=-0.7488+1.2\cdot M-2.52\cdot \ln(R + \exp(1.55579 + 0.3\cdot M)) \quad (4.4)$$

$$\text{Desviación estándar del } \ln(A) = 1.39-0.14\cdot M; 0.38 \text{ para } M \geq 7.21 \quad (4.5)$$

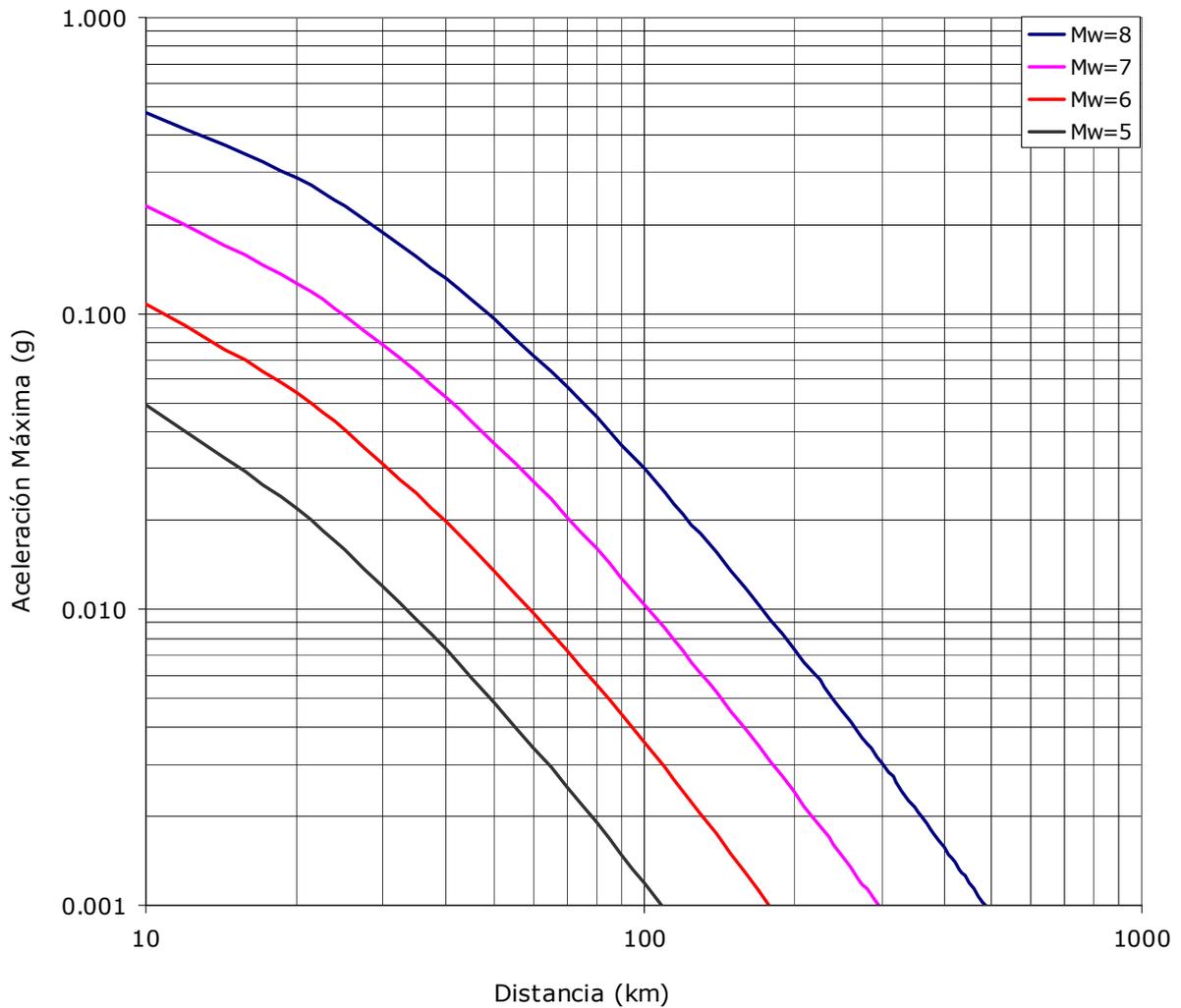
Donde:

A = aceleración del suelo en g.

M = magnitud momento ( $M_w$ ).

R = distancia más cercana a la ruptura en km.

Las relaciones de atenuación para las aceleraciones en roca propuesta por Sadigh et al. 1997 para diferentes magnitudes se encuentran graficadas en la figura 4.11.



**Figura 4.11.-** Curvas de atenuación propuestas por Sadigh k., Chang C., Egan J., Makdisi F., Youngs R. (1997) para sismos de corteza.

#### 4.6 Leyes de atenuación para ordenadas espectrales

Para estimar la respuesta estructural que un sismo de una magnitud y distancia específica pueda inducir a diferentes edificaciones se utilizaron modelos de atenuación para ordenadas espectrales en función de periodos de vibración estructural específicos. Los modelos de atenuación usados corresponden a los propuestos por Youngs et al. (1997) para sismos de subducción de interfase e intraplaca y el modelo de Sadigh et al. (1997) para los sismos de corteza.

La metodología utilizada por ambos es similar y fue descrita en el acápite 2.3.3 resumida a continuación por conveniencia. El proceso consiste en procesar los registros de aceleraciones de los eventos sísmicos más fuertes contenidos en la base de datos y obtener relaciones de amplificación del movimiento del suelo con respecto a la respuesta estructural ( $S_a/A_{max}$ ). La relación de atenuación de ordenadas espectrales es luego obtenida de combinar los coeficientes de amplificación espectral con la relación de atenuación apropiada de la aceleración del suelo.

Las relaciones de atenuación propuestas por ambos investigadores corresponden a un amortiguamiento de 5% y a periodos estructurales de 0,07; 0,075; 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,75; 1,0; 1,5; 2,0 y 3,0 segundos.

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

$$\ln(S_a) = 0.2418 + 1.414 \cdot M + C_1 + C_2(10 - M)^3 + C_3 \cdot \ln(R + 1.7818 e^{0.554 \cdot M}) + 0.00607 \cdot H + 0.3846 \cdot Z_t \quad (4.6)$$

$$\text{Desviación estándar de } \ln(S_a) = C_4 + C_5 \cdot M \quad (4.7)$$

Donde:

$S_a$  = ordenada espectral (g);  $M$  = magnitud momento ( $M_w$ ).

$R$  = distancia más cercana a la ruptura (km).

$H$  = profundidad (km);  $Z_t = 0$  para interfase, 1 para intraplaca.

Los coeficientes se detallan a continuación:

**Tabla 4.4.** Coeficientes para la ley de atenuación de ordenadas espectrales en roca propuesta por Youngs et al. (1997).

| Periodo (seg) | C1     | C2      | C3     | C4   | C5   |
|---------------|--------|---------|--------|------|------|
| 0,075         | 1,275  | 0,0000  | -2,707 | 1,45 | -0,1 |
| 0,100         | 1,188  | -0,0011 | -2,655 | 1,45 | -0,1 |
| 0,200         | 0,722  | -0,0027 | -2,528 | 1,45 | -0,1 |
| 0,300         | 0,246  | -0,0036 | -2,454 | 1,45 | -0,1 |
| 0,400         | -0,115 | -0,0043 | -2,401 | 1,45 | -0,1 |
| 0,500         | -0,400 | -0,0048 | -2,360 | 1,45 | -0,1 |
| 0,750         | -1,149 | -0,0057 | -2,286 | 1,45 | -0,1 |
| 1,000         | -1,736 | -0,0064 | -2,234 | 1,45 | -0,1 |
| 1,500         | -2,634 | -0,0073 | -2,160 | 1,50 | -0,1 |
| 2,000         | -3,328 | -0,0080 | -2,107 | 1,55 | -0,1 |
| 3,000         | -4,511 | -0,0089 | -2,033 | 1,65 | -0,1 |

La ecuación de atenuación para ordenadas espectrales propuesta por Sadigh en roca es:

$$\ln(S_a) = C_1 + C_2 M + C_3 (8.5M)^{2.5} + C_4 \ln(R + \exp(C_5 + C_6 \cdot M)) + C_7 \ln(R + 2) \quad (4.8)$$

Donde:

S<sub>a</sub> = aceleración del suelo (g).

M = magnitud momento (M<sub>w</sub>).

R = distancia más cercana a la ruptura (km).

Los coeficientes de la ley de atenuación se describen en la tabla 4.5 y 4.6.

**Tabla 4.5.** Coeficientes para la ley de atenuación de ordenadas espectrales en roca propuestos por Sadigh et al. (1997), para eventos con  $M \leq 6.5$ .

| Periodo (seg) | C1      | C2  | C3      | C4      | C5      | C6  | C7      |
|---------------|---------|-----|---------|---------|---------|-----|---------|
| 0,07          | 0,1320  | 1,2 | 0,0072  | -2,5536 | 1,55579 | 0,3 | -0,0989 |
| 0,10          | 0,3300  | 1,2 | 0,0072  | -2,5776 | 1,55579 | 0,3 | -0,0492 |
| 0,20          | 0,1836  | 1,2 | -0,0048 | -2,4960 | 1,55579 | 0,3 | 0,0000  |
| 0,30          | -0,0684 | 1,2 | -0,0204 | -2,4336 | 1,55579 | 0,3 | 0,0000  |
| 0,40          | -0,3576 | 1,2 | -0,0336 | -2,3880 | 1,55579 | 0,3 | 0,0000  |
| 0,50          | -0,7056 | 1,2 | -0,0480 | -2,3340 | 1,55579 | 0,3 | 0,0000  |
| 0,75          | -1,4496 | 1,2 | -0,0600 | -2,2380 | 1,55579 | 0,3 | 0,0000  |
| 1,00          | -2,0460 | 1,2 | -0,0660 | -2,1600 | 1,55579 | 0,3 | 0,0000  |
| 1,50          | -2,8880 | 1,2 | -0,0780 | -2,0700 | 1,55579 | 0,3 | 0,0000  |
| 2,00          | -3,5340 | 1,2 | -0,0840 | -2,0040 | 1,55579 | 0,3 | 0,0000  |
| 3,00          | -4,4400 | 1,2 | -0,0960 | -1,9320 | 1,55579 | 0,3 | 0,0000  |

**Tabla 4.6.** Coeficientes para la ley de atenuación de ordenadas espectrales en roca propuestos por Sadigh et al. (1997), para eventos con  $M > 6.5$ .

| Periodo (seg) | C1      | C2   | C3      | C4      | C5      | C6     | C7      |
|---------------|---------|------|---------|---------|---------|--------|---------|
| 0,07          | -0,6480 | 1,32 | 0,0072  | -2,5536 | -0,5814 | 0,6288 | -0,0984 |
| 0,10          | -0,4500 | 1,32 | 0,0072  | -2,5776 | -0,5814 | 0,6288 | -0,0492 |
| 0,20          | -0,5964 | 1,32 | -0,0048 | -2,4960 | -0,5814 | 0,6288 | 0,0000  |
| 0,30          | -0,8484 | 1,32 | -0,0204 | -2,4330 | -0,5814 | 0,6288 | 0,0000  |
| 0,40          | -1,1376 | 1,32 | -0,0336 | -2,3880 | -0,5814 | 0,6288 | 0,0000  |
| 0,50          | -1,4856 | 1,32 | -0,0480 | -2,3340 | -0,5814 | 0,6288 | 0,0000  |
| 0,75          | -2,2296 | 1,32 | -0,0600 | -2,2380 | -0,5814 | 0,6288 | 0,0000  |
| 1,00          | -2,8260 | 1,32 | -0,0660 | -2,1600 | -0,5814 | 0,6288 | 0,0000  |
| 1,50          | -3,6684 | 1,32 | -0,0780 | -2,0700 | -0,5814 | 0,6288 | 0,0000  |
| 2,00          | -4,3140 | 1,32 | -0,0840 | -2,0040 | -0,5814 | 0,6288 | 0,0000  |
| 3,00          | -5,2200 | 1,32 | -0,0960 | -1,9320 | -0,5814 | 0,6288 | 0,0000  |

Las desviaciones estándar del logaritmo natural de las ordenadas espectrales estimadas para cada periodo son:

**Tabla 4.7**

| Periodo     | Sigma[ln(y)]                        |
|-------------|-------------------------------------|
| 0,07        | 1,40-0,14M; 0,39 para $M \geq 7,21$ |
| 0,10        | 1,41-0,14M; 0,40 para $M \geq 7,21$ |
| 0,20        | 1,43-0,14M; 0,42 para $M \geq 7,21$ |
| 0,30        | 1,45-0,14M; 0,44 para $M \geq 7,21$ |
| 0,40        | 1,48-0,14M; 0,47 para $M \geq 7,21$ |
| 0,50        | 1,50-0,14M; 0,49 para $M \geq 7,21$ |
| 0,75        | 1,52-0,14M; 0,51 para $M \geq 7,21$ |
| $\geq 1,00$ | 1,53-0,14M; 0,52 para $M \geq 7,21$ |

Con la finalidad de conocer la respuesta estructural que estima la relación propuesta por Youngs y la respuesta estructural para un sismo peruano, se construyeron espectros basados en las características de sismos ocurridos en el pasado. Los eventos elegidos corresponden a los sismos de 1974 ocurridos en Lima, debido a que están muy bien documentados. Los parámetros de estos eventos se encuentran detallados en la tabla 4.3.

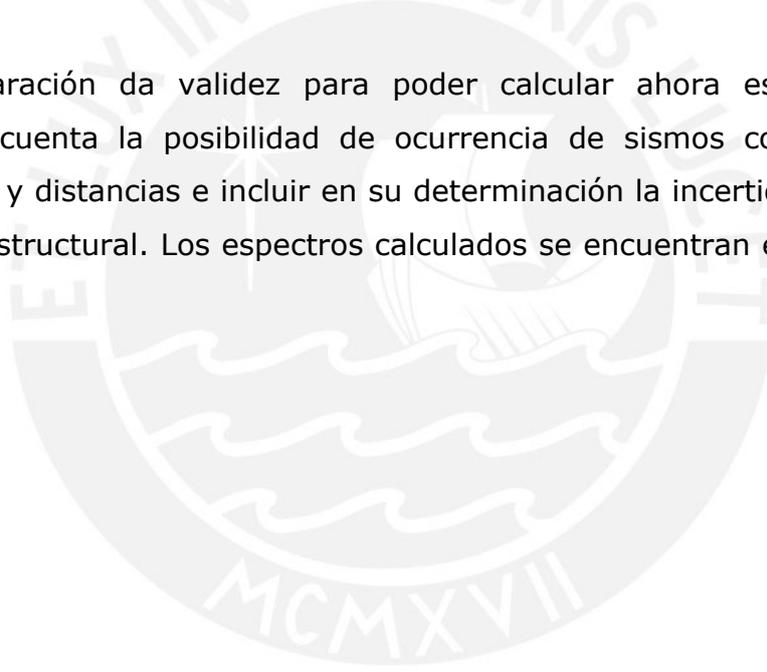
Las figuras 4.12 y 4.13 muestran la respuesta estructural basada en la ecuación 4.6 para el valor medio  $P(.50)$  y el valor medio más la desviación estándar  $P(.84)$  correspondientes a los sismos de 1974. Asimismo, se

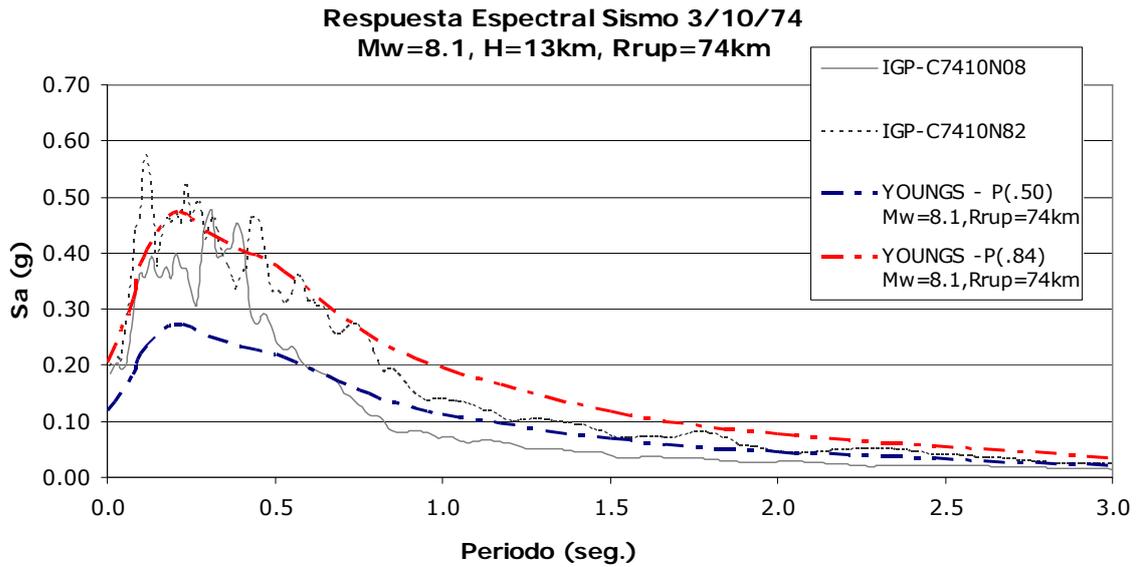
muestran los espectros de respuesta para las dos componentes horizontales registradas de los sismos.

En las graficas se observa que los espectros propuestos por Youngs aproximan bastante bien la respuesta estructural que tuvieron las edificaciones durante los sismos de 1974. En ambos casos los espectros que incluyen la variabilidad de la respuesta estructural (P(.84)) se presentan como un límite superior a los espectros de respuesta de los sismos de 1974.

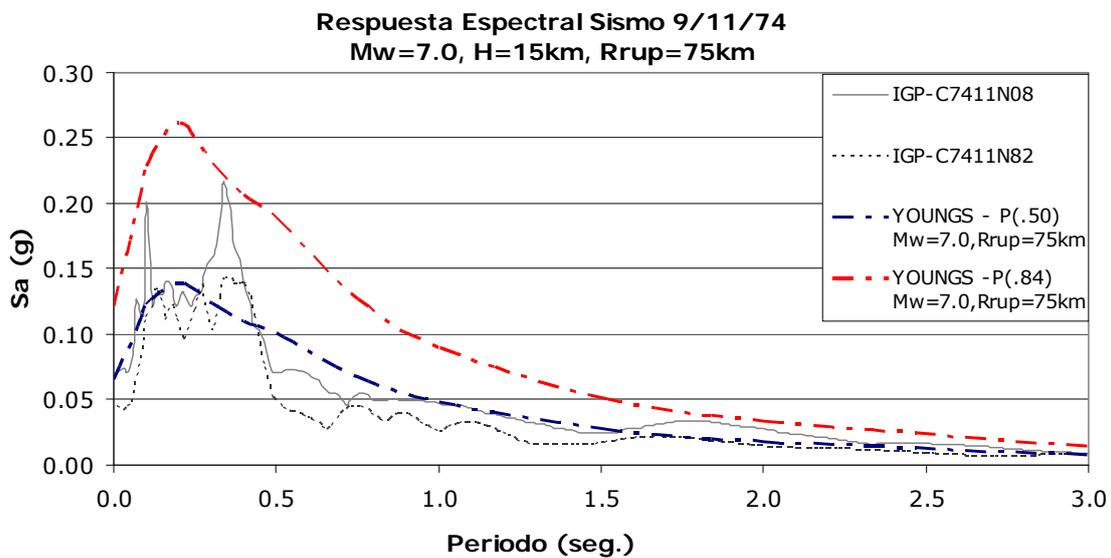
Se hace necesario remarcar que el espectro que se utiliza para el diseño es el espectro suavizado del espectro de respuesta, por lo que la comparación ante los sismos de 1974 debe hacerse con este criterio.

Esta comparación da validez para poder calcular ahora espectros que tengan en cuenta la posibilidad de ocurrencia de sismos con diferentes magnitudes y distancias e incluir en su determinación la incertidumbre en la respuesta estructural. Los espectros calculados se encuentran en el capítulo VI.





**Figura 4.12.-** Espectros de respuesta para el sismo de Lima del 3/10/74 vs. el espectro obtenido con el modelo de Youngs para el valor medio  $P(.50)$  y el valor medio más la desviación estándar  $P(.84)$ .



**Figura 4.13.-** Espectros de respuesta para el sismo de Lima del 9/11/74 vs. el espectro obtenido con el modelo de Youngs para el valor medio  $P(.50)$  y el valor medio más la desviación estándar  $P(.84)$ .

## CAPITULO V

# DISTRIBUCION PROBABILISTICA DE ACELERACIONES EN EL PERU

---

### 5.1 Introducción

La amplitud de las aceleraciones máximas esperadas en un lugar específico esta en función de las fuentes que representan la sismicidad de la zona y la ley de atenuación usada para representar el movimiento en cada fuente.

Las fuentes que definen la sismicidad en el Perú han ido variando conforme se obtenían más datos. Es debido a esta constante variación en la distribución espacial de sismos que ha sido necesario revisar y actualizar las últimas fuentes definidas para el Perú.

Las leyes de atenuación, por otro lado, son actualizadas cada cierto periodo de tiempo utilizando métodos cada vez más sofisticados e incluyendo nuevas variables en su estimación. En este trabajo se revisaron distintas leyes de atenuación y se eligieron modelos diferentes a los utilizados en estudios anteriores de peligro en el Perú. Entre las características más importantes de la ley de atenuación usada esta la capacidad de distinguir eventos de subducción de interfase e intraplaca.

La información de las fuentes y leyes de atenuación puede ser combinada con la ayuda de programas de computadora. Hoy en día existen diversos programas para el cálculo de las aceleraciones. Sin embargo, en este trabajo se ha preferido desarrollar un nuevo programa que calcule la aceleración del suelo y la respuesta estructural de una manera didáctica y simple.

En este capítulo se presenta trabajos anteriores de peligro sísmico y se recalcula la distribución de aceleraciones en el Perú. Se describe además las características del programa de cómputo desarrollado.

## 5.2 Trabajos anteriores

El peligro sísmico para el Perú fue estudiado principalmente en los trabajos de Casaverde y Vargas (1980), Sharma y Candia-Gallegos (1991) y Castillo y Alva (1993). Cada uno estudio características diferentes en cuanto a fuentes sísmicas, leyes de atenuación y probabilidades de excedencia.

El trabajo de Casaverde y Vargas (1980) fue uno de los primeros estudios de análisis de peligro sísmico desarrollado en el país. Ellos desarrollaron una ley de atenuación basada en 10 registros sísmicos obtenidos en la ciudad de Lima y plantearon las primeras fuentes sísmicas y calcularon la distribución de aceleraciones. Con esto contribuyeron a la zonificación sísmica del País. La distribución de aceleraciones, sin embargo, fue hecha para diferentes probabilidades de excedencia. Debido a esto sus valores no pueden compararse con los obtenidos en este trabajo.

Sharma y Candia-Gallegos (1991) obtuvieron valores de aceleración para un periodo de retorno de 475 años en roca para el Perú. Su trabajo se basó en cinco fuentes sísmicas y en la ley de atenuación de Krinitzsky et al. (1988). Los valores de aceleración máxima fueron para las ciudades de Arequipa (0,52g), Lima (0,44g), Cuzco (0,43g), Huancayo (0,39g), Chiclayo (0,36g) y Piura (0.43g).

Castillo y Alva (1993) obtuvieron valores de aceleraciones para un 10% de probabilidad de excedencia en suelo firme para periodos de exposición de 50 y 100 años utilizando una base de datos correspondiente al periodo entre 1963 y 1990, con 3892 eventos sísmicos. En su trabajo definieron 20 fuentes sismogénicas y utilizaron la ley de atenuación propuesta por Casaverde y Vargas (1980) para representar el movimiento del suelo.

Los valores más altos obtenidos por Castillo y Alva corresponden a 0.50g y 0.60g en 50 y 100 años respectivamente para las ciudades de Tumbes,

Piura, Ica, Tacna y el Norte de Chile. Los valores más bajos fueron desde 0,06g y 0,08g ubicados en el departamento de Loreto. Asimismo la ciudad de Lima presentó aceleraciones entre 0,44g y 0,42g para un periodo de exposición de 50 años.

### 5.3 Distribución de aceleraciones en el Perú

El cálculo de la aceleración debe ser hecha para algún grado de peligro o periodo de retorno. La selección del grado de peligro o periodo de retorno depende de consideraciones sociales, económicas y políticas envueltas en su estimación. Para muchos análisis de peligro sísmico a nivel mundial, el movimiento sísmico de diseño para estructuras comunes ha sido establecido para un 10% de probabilidad de ser excedido en un periodo de exposición de 50 años (periodo de retorno de 475 años).

La distribución de aceleraciones realizada en este trabajo corresponde a periodos de exposición de 50 y 100 años y un 10 % de probabilidad de excedencia. Los valores hallados se grafican en mapas, con curvas de igual aceleración.

El calculo de aceleraciones en este trabajo esta basado en 20 fuentes sísmicas propuestas por Castillo y Alva (1993). Sin embargo, debido a la variación en la distribución de sismos principalmente en la costa central se cambio la geometría de las fuentes F3, F4 y F8. Los parámetros utilizados en el análisis de peligro sísmico de estas fuentes se muestran en la Tabla 5.1.

**Tabla 5.1.-** Parámetros sismológicos de las fuentes actualizadas en este trabajo.

| FUENTE | Mmin<br>(Mw) | Mmax<br>(Mw) | BETA<br>( $\beta$ ) | RAZON<br>SISMOS | PROFUNDIDAD (Km) |
|--------|--------------|--------------|---------------------|-----------------|------------------|
| 3      | 3,40         | 8,70         | 1,027               | 12,750          | 30,00-60,00      |
| 4      | 3,60         | 8,80         | 1,098               | 6,832           | 30,00-60,00      |
| 8      | 4,30         | 6,80         | 2,190               | 0,552           | 30,00            |

El movimiento del suelo que se produce debido a eventos que ocurren en la zona de subducción de interfase e intraplaca fue caracterizado utilizando la ley de atenuación de Youngs et al. (1997); mientras que para representar el movimiento del suelo que se produce debido a sismos de corteza se usó la ley de atenuación propuesta por Sadigh et al. (1997).

El cálculo de aceleraciones se hizo para una cuadrícula que se construyó dividiendo los ejes correspondientes a las longitudes en  $0,1^\circ$  y los ejes correspondientes a las latitudes en  $0,5^\circ$ ; desde la coordenada geográfica  $0,0^\circ$  hasta la coordenada  $-19,0^\circ$  de latitud sur, y desde la coordenada  $-82,0^\circ$  hasta la coordenada  $-68,0^\circ$  de longitud oeste.

Los valores obtenidos para cada punto de la cuadrícula fueron luego interpolados a las aceleraciones mostradas en las figuras 5.1 y 5.2. Los valores de aceleración como se observa van disminuyendo de Oeste a Este. Los valores de aceleración más altos se distribuyen paralelos a la línea de costa. Esto se debe a que la mayor cantidad de sismos se producen en la zona donde empieza la subducción, en la fosa Peruano – Chilena. En la zona de Arequipa, entre los  $15,5^\circ$  y los  $16,5^\circ$  de latitud sur aproximadamente, se observa un cambio en la pendiente de las curvas, que coincide con el cambio en la subducción de la placa de Nazca debido a una contorsión de esta.

Los resultados en este trabajo fueron comparados con el trabajo de Castillo y Alva. Se encontraron diferencias en la amplitud de las aceleraciones, debido a que en este trabajo se utilizó una base de datos de sismicidad actualizada en 10 años, diferente medida del tamaño del evento (Castillo y Alva utilizaron el máximo entre  $M_b$  y  $M_s$ ) y diferente ley de atenuación.

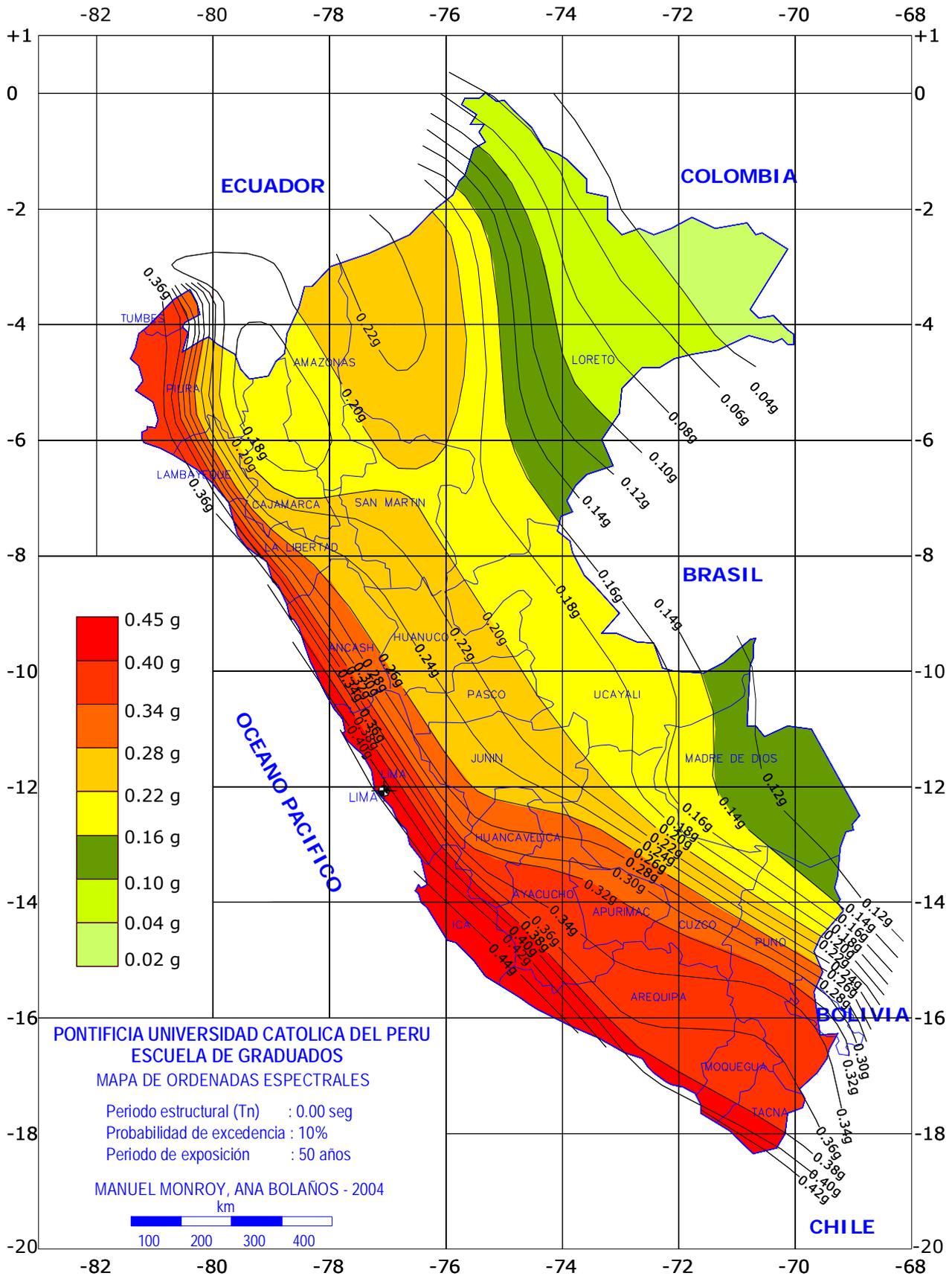
La principal variación en cuanto a amplitud de aceleraciones se ha encontrado en la zona norte del País, en los departamentos de Piura y Tumbes, donde los valores han disminuido en un 32% debido al poco incremento en la sismicidad de la zona. Esto se evidencia en la disminución de la razón anual de sismos presentada en la fuente F2 que disminuyó de 4,58 sismos de magnitud  $M_w$  por año presentada para el periodo entre

1963 y 1990 a 4,05 sismos de magnitud Mw por año presentada para el periodo entre 1963 y 2000. La tabla 5.2 muestra los valores obtenidos en este trabajo y los valores obtenidos por Castillo y Alva para algunas ciudades del País.

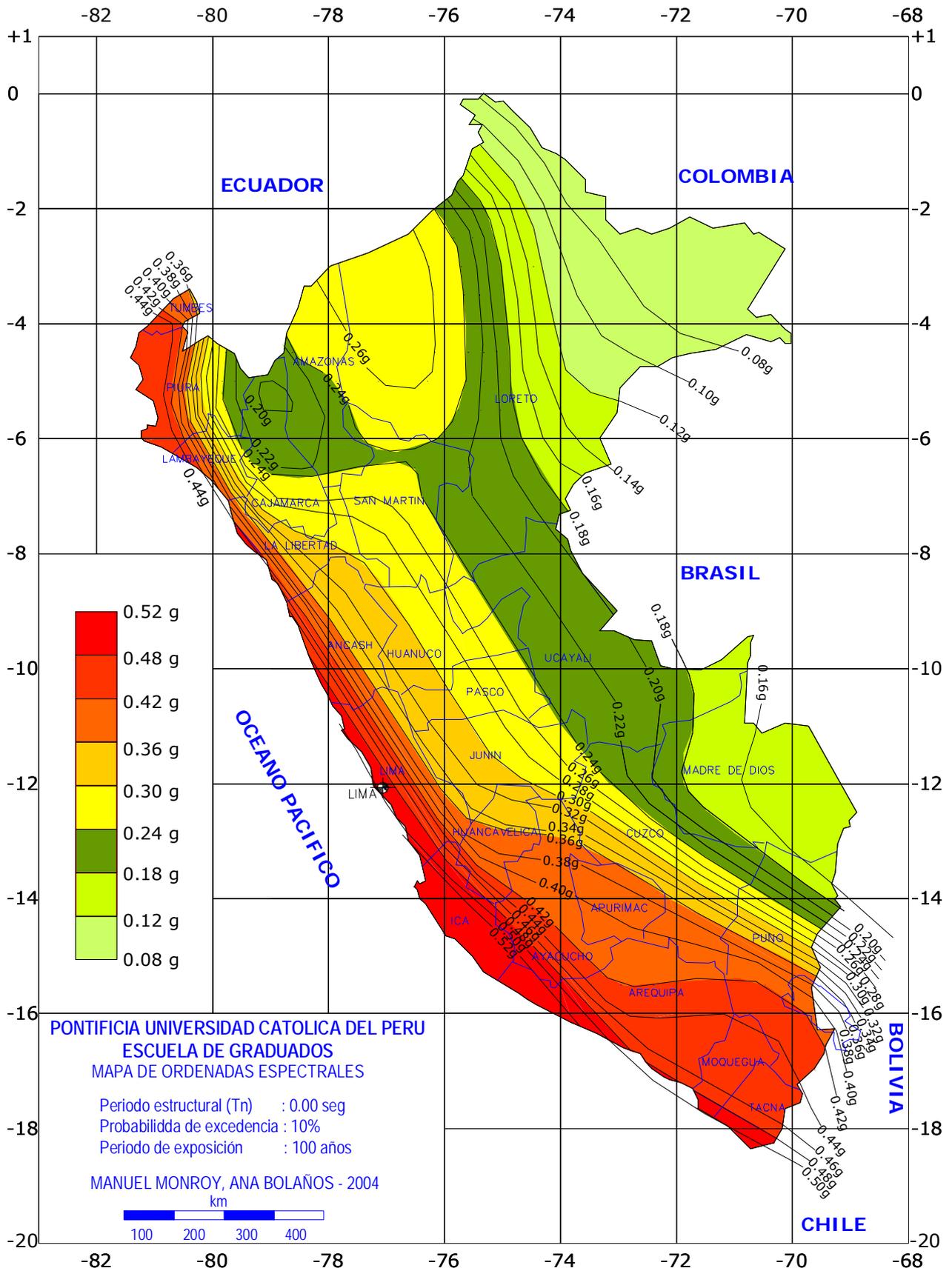
*Tabla 5.2.- Aceleraciones presentadas en diferentes ciudades del Perú.*

| Lugar                    | Este Trabajo<br>(g) | Alva Castillo (1993)<br>(g) |
|--------------------------|---------------------|-----------------------------|
| Lima (-77,00;-12,00)     | 0,40                | 0,43                        |
| Ica (-75,48;-14,02)      | 0,41                | 0,42                        |
| Arequipa (-71,60;-16,30) | 0,36                | 0,38                        |
| Tacna (-70,30;-18,10)    | 0,39                | 0,41                        |
| Piura (-80,69;-6,00)     | 0,36                | 0,47                        |





**Figura 5.1.-** Distribución de aceleraciones en el Perú para un periodo de exposición de 50 años y 10% de probabilidad de excedencia.



**Figura 5.2.-** Distribución de aceleraciones en el Perú para un periodo de exposición de 100 años y 10% de probabilidad de excedencia.

#### 5.4 Programa de cómputo para el cálculo de aceleraciones

Actualmente existen distintos algoritmos de computadora (McGuire 1976, 1978; Bender and Perkins 1987), que incluyen rutinas para el cálculo del peligro sísmico en las que las fuentes sísmicas pueden caracterizarse como fuentes lineales o fuentes volumétricas.

En la base de estos algoritmos y en la metodología planteada en los capítulos II, III y IV se ha desarrollado un programa para el cálculo del peligro sísmico. El programa se llama MRiesgo y sirve para calcular tanto la aceleración del suelo como ordenadas espectrales (Ver Anexo II). El programa incluye una interfase gráfica para el almacenamiento de datos y presentación de resultados. El programa MRiesgo fue escrito en el entorno Matlab debido a la gran librería de funciones matemáticas y estadísticas que presenta.

El programa MRiesgo grafica los resultados en función de probabilidades de excedencia versus un parámetro del movimiento del suelo (aceleración máxima esperada o respuesta estructural) para un solo sitio o distintos sitios. El programa crea además un archivo de texto con los datos de entrada proporcionados por el usuario y los resultados más importantes obtenidos como el número de sismos anuales aportados por cada fuente a cada aceleración deseada y la probabilidad de excedencia de cada aceleración para distintos periodos de exposición o vida útil de las estructuras.

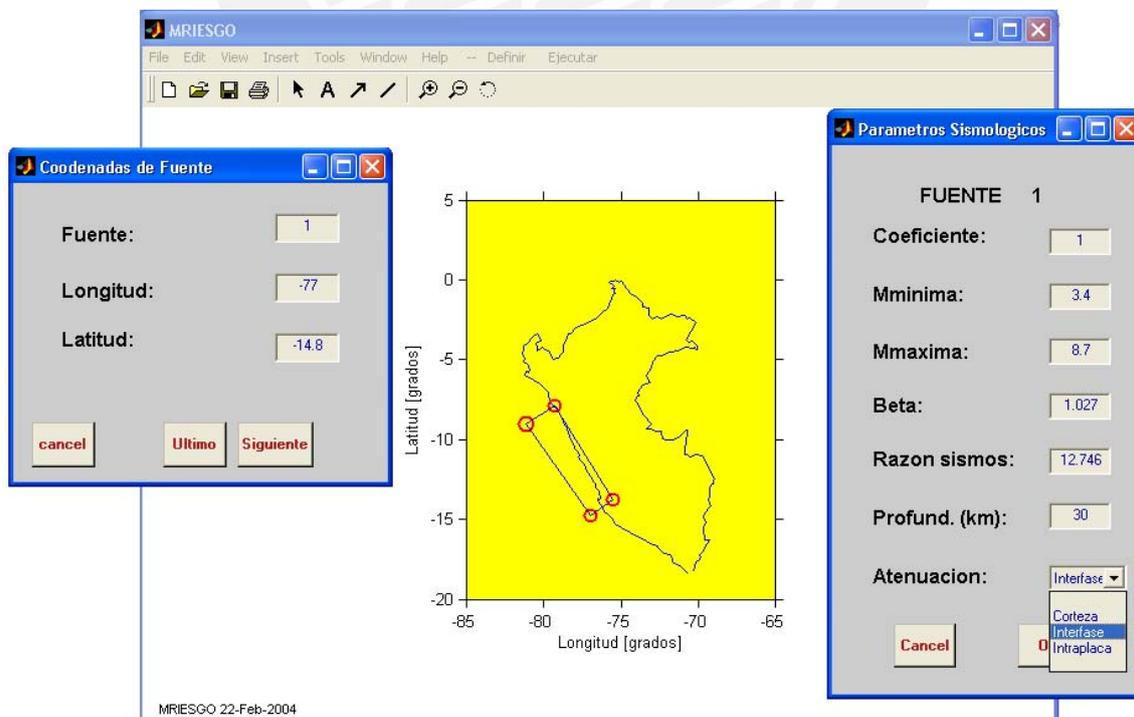
La sismicidad es caracterizada en el programa por medio de fuentes volumétricas. El usuario debe introducir las coordenadas geográficas de los bordes de cada fuente en el sentido de las agujas del reloj. Luego de definida la geometría de cada fuente, el programa muestra un cuadro de diálogo para ingresar los principales parámetros sismológicos de la fuente. Los parámetros son: un coeficiente entre 0 y 1, magnitud mínima, magnitud máxima, beta, razón de sismos, profundidad y tipo de atenuación. El coeficiente se utiliza para modificar la sismicidad de la fuente. El coeficiente será cero si no quiere incluirse la sismicidad de alguna fuente y uno para incluirla.

Es necesario ingresar además las aceleraciones y ordenadas espectrales cuyas probabilidades de excedencia son requeridas, así como el periodo de exposición deseado.

El análisis de peligro es realizado para un solo sitio (especificando la coordenada geográfica del sitio) o para diferentes sitios (definiendo una malla). La malla deberá especificar la coordenada de origen, el número de divisiones e incrementos en las longitudes y el número de divisiones e incrementos en las latitudes.

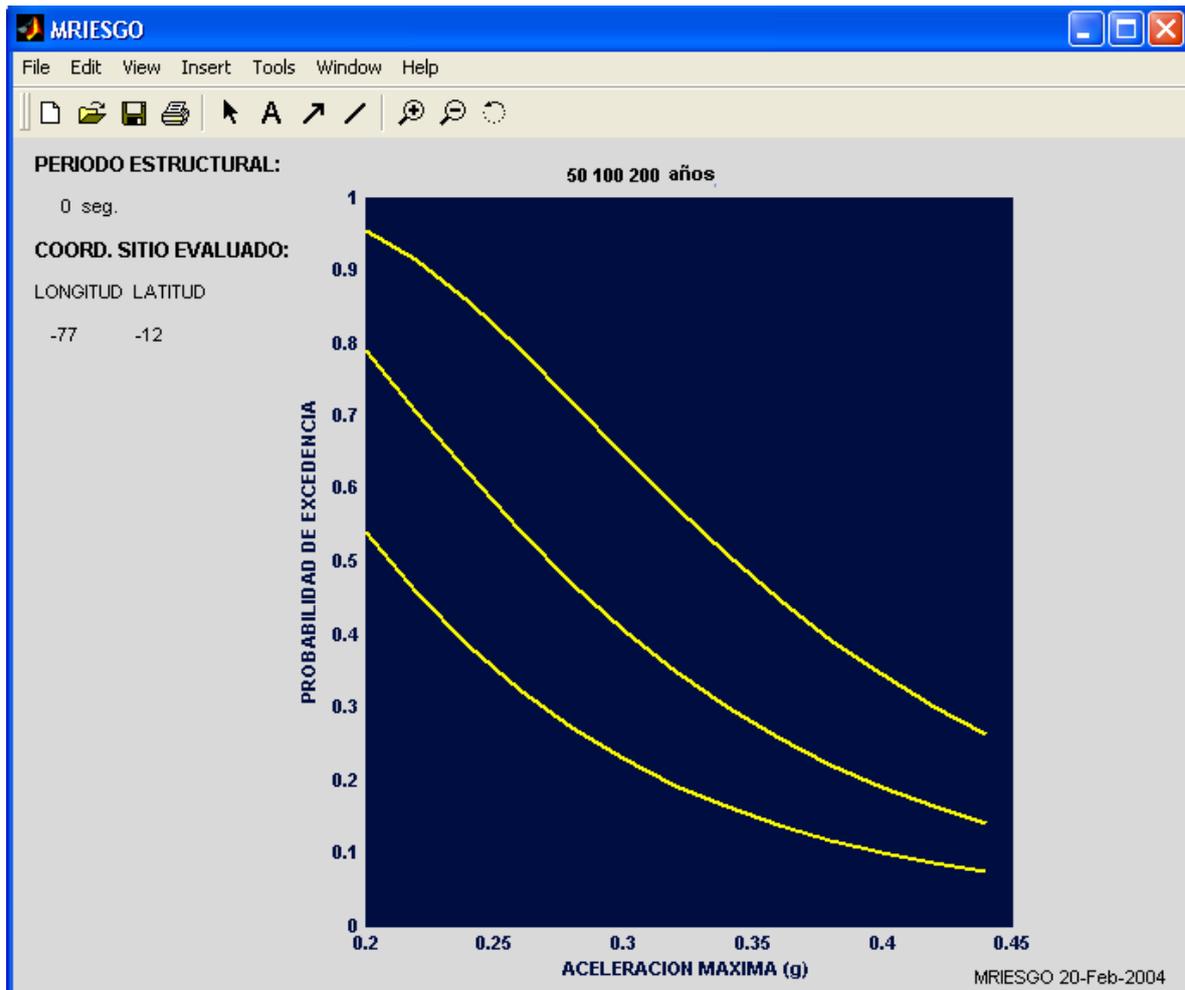
El programa esta basado en las leyes de atenuación de Youngs et al. 1997 y Sadigh et al. 1997. La interfase del programa esta limitada a las coordenadas geográficas mostradas en la ventana que enmarca los límites del Perú. Por lo que las coordenadas de las fuentes deberán estar dentro de estos límites. En el anexo II se presenta un manual de uso y un ejemplo de aplicación del programa utilizando los datos de entrada de las fuentes F3 y F15.

La figura 5.3 muestra la interfase gráfica del programa para la entrada de datos, así como un modelo de una fuente sísmica.



**Figura 5.3.-** Interfase gráfica del programa MRiesgo para la entrada de datos.

La figura 5.4 muestra la ventana de salida de datos, con curvas de peligro para diferentes periodos de exposición (la curva inferior corresponde a un periodo de 50 años, las curva superiores corresponden a los periodos indicados en la parte superior de la gráfica).



*Figura 5.4.- Curvas de peligro sísmico obtenidas por MRiesgo para diferentes periodos de exposición.*

## CAPITULO VI

## ESPECTROS DE PELIGRO SISMICO UNIFORME EN EL PERU

---

### 6.1 Introducción

La demanda que las estructuras puedan experimentar durante su vida útil debido a la ocurrencia de un sismo puede obtenerse de la forma y valores de los espectros de diseño especificados en códigos o de análisis sísmicos específicos en el sitio. La forma y valores del espectro de diseño se fijan en función de la aceleración máxima del suelo (el único valor con probabilidad de excedencia), lo que puede conducir a una distribución no uniforme del peligro en el rango de periodos estructurales.

La derivación de la forma espectral a partir de la aceleración máxima del suelo esta basada en la metodología propuesta por Newmark y Hall (1982). Newmark y Hall derivaron la forma espectral aproximando curvas de respuesta para eventos de magnitud en el rango de 6 y 7 y una distancia a la fuente de alrededor de 20 a 50 km.

Sin embargo, diversos estudios han mostrado de la forma espectral depende de la magnitud y distancia del sismo al sitio, por lo que es necesario tener espectros que tengan en cuenta sus posibles combinaciones para la misma probabilidad de excedencia. El espectro de peligro uniforme se presenta como una solución a esto, debido a que su forma es obtenida directamente sin escalar una forma estándar, sus valores tienen la misma probabilidad de excedencia y tiene en cuenta además la dependencia de la forma espectral con la magnitud y distancia.

En este capítulo se presentan los enfoques para estimar la respuesta de las estructuras basadas en el espectro tradicional y en el espectro de peligro uniforme. Se muestra además la distribución de ordenadas espectrales en el Perú para periodos estructurales de 0,2seg y 1,0seg, con 5% de

amortiguamiento, correspondientes a un periodo de retorno de 475 años. Así mismo se desarrollan espectros de peligro uniforme para las ciudades de Lima, Arequipa e Iquitos.

## 6.2 Representación tradicional de las demandas sísmicas por espectros de respuesta

El concepto del espectro de respuesta fue introducido en la ingeniería sísmica por Benioff (1934) y Biot (1941). Hoy en día el espectro es una herramienta muy útil para el diseño sísmico de estructuras. La popularidad del espectro de respuesta resulta en parte debida a que no depende de las características detalladas de diferentes estructuras sino únicamente de sus frecuencias y porcentajes de amortiguamiento. Una desventaja de los espectros en general, sin embargo, resulta de la pérdida de información con respecto a la duración del movimiento del suelo (Trifunac and Brady 1975) y el número y la distribución de las amplitudes del movimiento (Gupta and Trifunac 1991), debido a que el espectro representa únicamente la máxima respuesta de osciladores ante la aceleración del terreno.

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

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

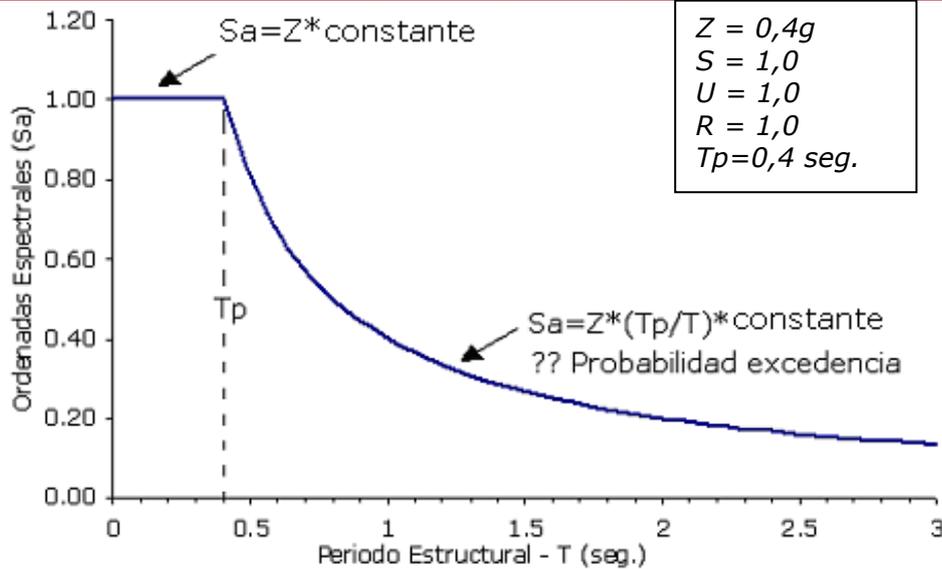
Newmark and Hall (1969, 1973, 1982) propusieron métodos para fijar la forma espectral en función de la aceleración, velocidad y desplazamiento máximo. Sin embargo, la estimación directa de la amplitud de la aceleración máxima de los registros de aceleraciones y la poca precisión y uniformidad envuelta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

parámetros estuviese esencialmente escalada en función de la aceleración máxima (Trifunac 1976).

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

Debido a que el espectro de diseño obtenido de esta manera tiene una forma constante, la probabilidad de excedencia para los periodos cortos puede ser diferente que para los periodos largos, donde únicamente los periodos cortos tendrán la misma probabilidad de excedencia que la aceleración máxima efectiva, produciendo de esta manera diseños estructurales con probabilidades de falla diferentes.

La figura 6.1 muestra el espectro de diseño proporcionado por el código sísmico Peruano donde el peligro asociado a la ordenada espectral  $S_a$  resulta igual al peligro de la aceleración del suelo sólo para periodos cortos ya que esta zona esta gobernada por las aceleraciones y  $S_a$  es igual al producto de la aceleración del suelo por una constante.



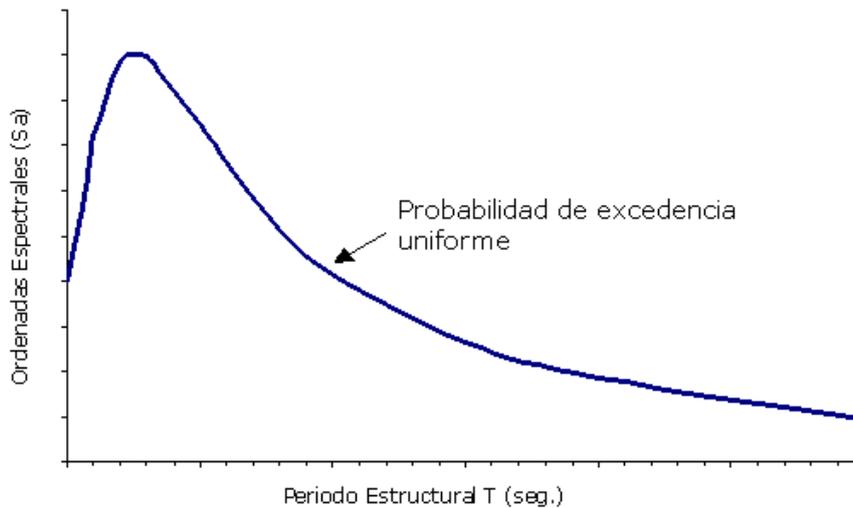
**Figura 6.1.** Espectro del código sísmico Peruano que fija su forma espectral al valor de la aceleración máxima del suelo (Factor Z).

### 6.3 Espectros de peligro sísmico uniforme

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

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

La figura 6.2 muestra la forma de un espectro de peligro uniforme donde cada ordenada espectral es obtenida mediante un análisis de peligro sísmico para una misma probabilidad de excedencia. Este espectro tiene en cuenta la posibilidad de ocurrencia de sismos moderados cercanos al sitio que producen movimientos con frecuencias altas y sismos grandes alejados del sitio que producen movimientos con frecuencias bajas.

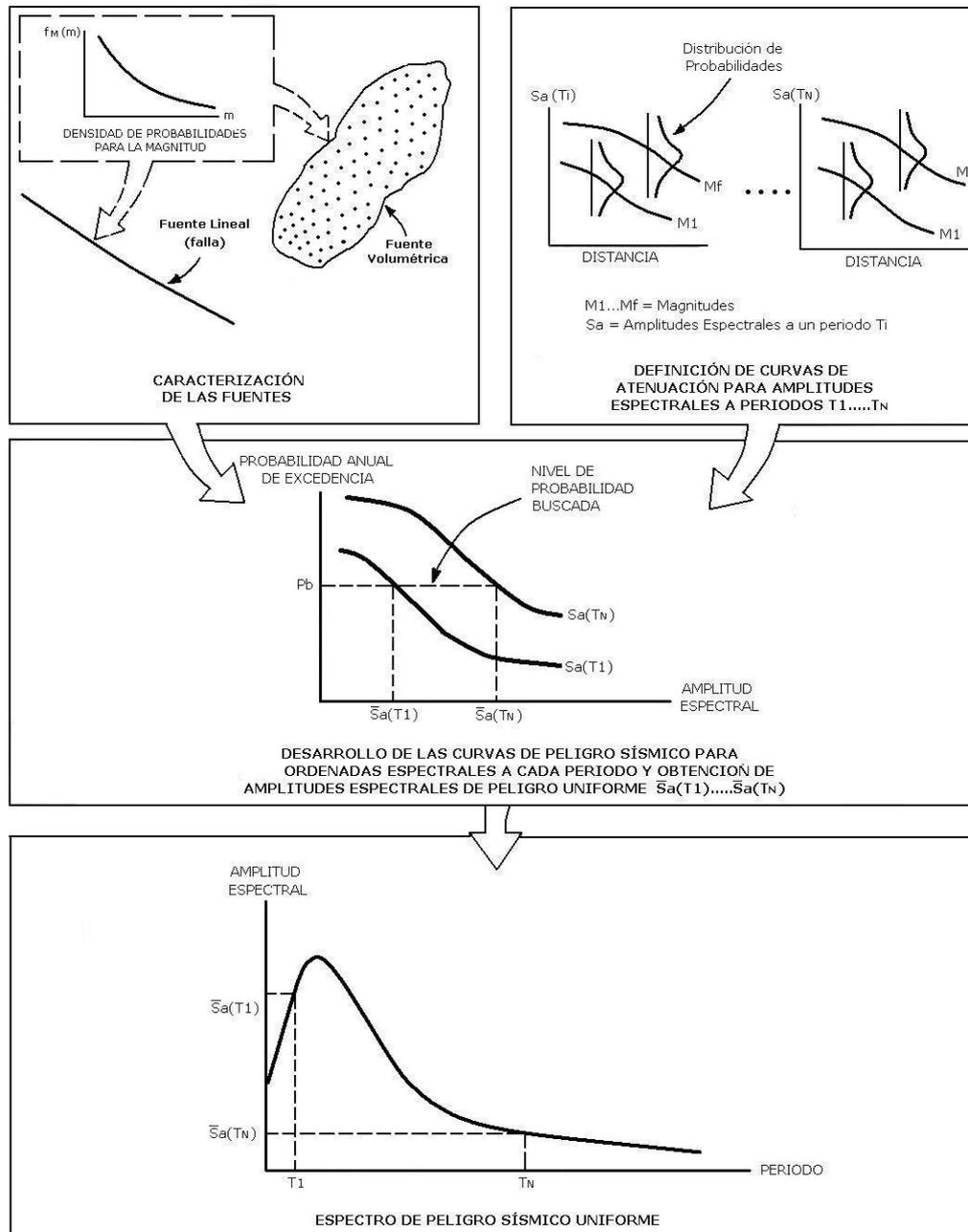


**Figura 6.2.** Forma típica de un *espectro de peligro uniforme* con la misma probabilidad de excedencia en todos los periodos.

La figura 6.3 muestra el procedimiento para construir el espectro de peligro uniforme. Los lineamientos han sido presentados en el capítulo II. El procedimiento consiste en caracterizar las fuentes sísmicas de acuerdo a la distribución espacial de sismos y a la distribución en su tamaño (recurrencia sísmica). Las incertidumbres son tomadas en cuenta mediante funciones de distribución de probabilidades. Para cada fuente se define el nivel de respuesta estructural al que la estructura estará sujeta en función de una magnitud y distancia. La incertidumbre en la variación de la respuesta estructural está representada por una función de distribución de probabilidades.

Esta información es luego combinada para obtener curvas de peligro de ordenadas espectrales para diferentes periodos estructurales  $S_a(T_1), \dots, S_a(T_N)$ . El espectro de peligro sísmico uniforme se obtiene

finalmente al dibujar las ordenadas espectrales para un nivel de peligro deseado.



**Figura 6.3.** Procedimiento a seguir para obtener los valores del espectro de peligro sísmico uniforme (Adaptado del EERI Committee on Seismic Risk 1989).

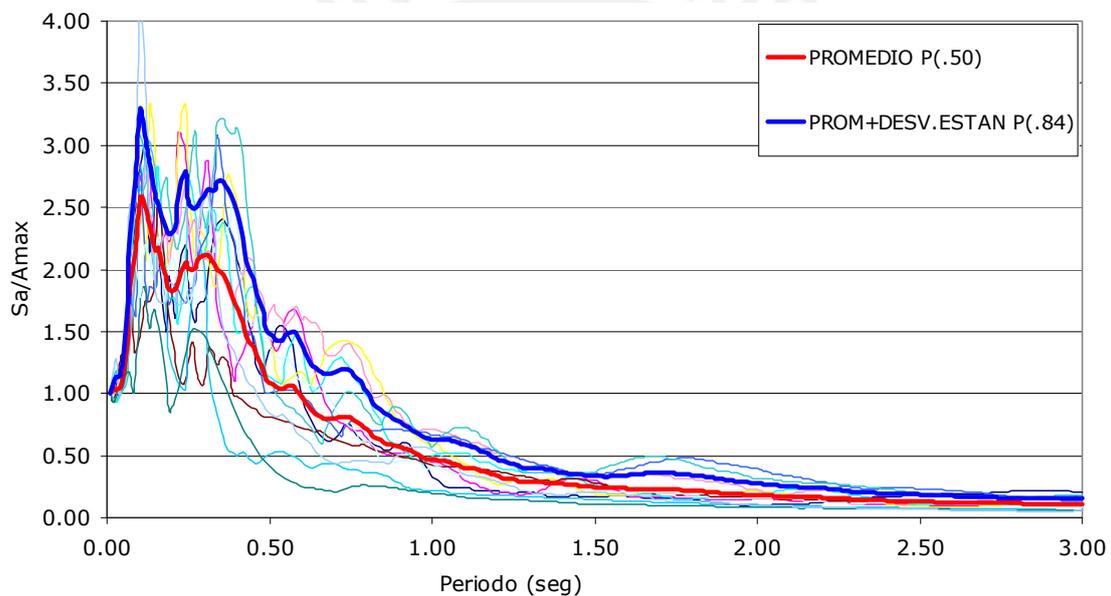
### 6.4 Generación de espectros para 3 ciudades en el Perú

Basados en la metodología anterior se desarrollo espectros de peligro sísmico uniforme para tres ciudades del Perú: Lima, Arequipa e Iquitos, en las que se incluyo todas las posibles combinaciones de magnitud y distancia que puedan afectar la forma espectral para un 10% de probabilidad de

excedencia en 50 años de periodo de exposición. Los cálculos fueron hechos en el programa MRiesgo (ver Anexo II).

La ciudad de Lima es la única que posee registros de aceleraciones, por lo que la comparación de la forma espectral obtenida en este trabajo se hará únicamente para esta ciudad.

La comparación de la forma espectral se hizo calculando los espectros de respuesta de 12 componentes horizontales de registros de aceleraciones (Figura 6.4). Las características de magnitud, distancia y aceleración máxima se encuentran en la Tabla 4.3 presentada en el capítulo IV.



**Figura 6.4.-** Espectros de respuesta de terremotos registrados en el Parque de la Reserva - Lima. Se muestra además el promedio  $P(.50)$  y el promedio más la desviación estándar  $P(.84)$ .

Se buscaron también trabajos similares referentes al estudio de la forma espectral de los sismos Peruanos. Se revisaron los trabajos de Ottazzi et al (1980) y Alva y Meneses (1986), se usó este último también como comparación.

Alva y Meneses basados en un análisis estadístico en los registros de aceleraciones Peruanos y en la forma espectral obtenida en una gráfica

tripartita, definieron rangos de periodos gobernados por las aceleraciones ( $0,07 < T_n < 0,32$ ) y rangos de periodos gobernados por las velocidades ( $0,32 < T_n < 2,00$ ), el rango de periodos gobernados por los desplazamientos no fue definido debido a la alta dispersión presentada en los datos.

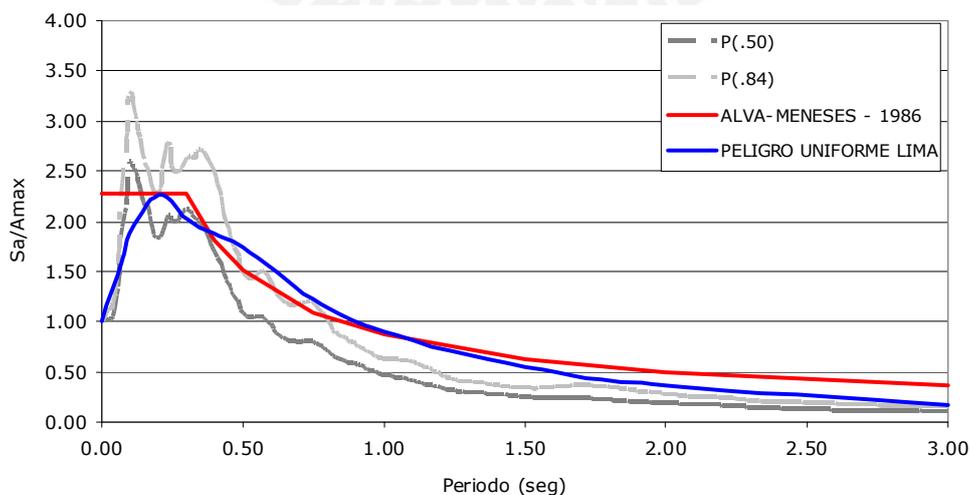
La forma espectral propuesta por Alva y Meneses es obtenida de escalar las ordenadas espectrales al valor del movimiento de diseño del suelo. La ecuación propuesta es la siguiente:

$$\begin{aligned}
 S_a &= A \cdot a_{max} && \text{para } 0 < T_n < T^* \\
 S_a &= A \cdot a_{max} (T^*/T_n)^{0,8} && \text{para } T > 0,3 \text{seg}
 \end{aligned}
 \tag{6.1}$$

donde :

$S_a$  es la ordenada espectral;  $A$  es el factor de amplificación (2,28 para el valor medio y 2,86 para el valor medio más la desviación estándar);  $a_{max}$  es la aceleración del suelo;  $T^*$  es el periodo donde finaliza la platea (0,3seg) y  $T_n$  es el periodo de la estructura.

La figura 6.5 muestra el promedio  $P(.50)$  y el promedio más la desviación estándar  $P(.84)$  de los registros analizados. La figura muestra también el espectro de peligro uniforme obtenido en este trabajo para la ciudad de Lima y el espectro propuesto por Alva y Meneses (1986). Los valores se muestran como relaciones de amplificación entre la aceleración máxima del suelo y las ordenadas espectrales.



**Figura 6.5.- Comparación de espectros de diseño propuestos por Alva y de peligro uniforme para la ciudad de Lima.**

En la figura 6.5 se observa que la forma espectral obtenida por Alva et al. y este trabajo es muy similar a la forma espectral obtenida de los espectros de respuesta de los registros de Lima. La comparación en cuanto a los coeficientes de amplificación, sin embargo, se hizo solamente entre los espectros de diseño debido a que los espectros de respuesta por su forma irregular no pueden utilizarse para especificar la demanda sísmica de diseño.

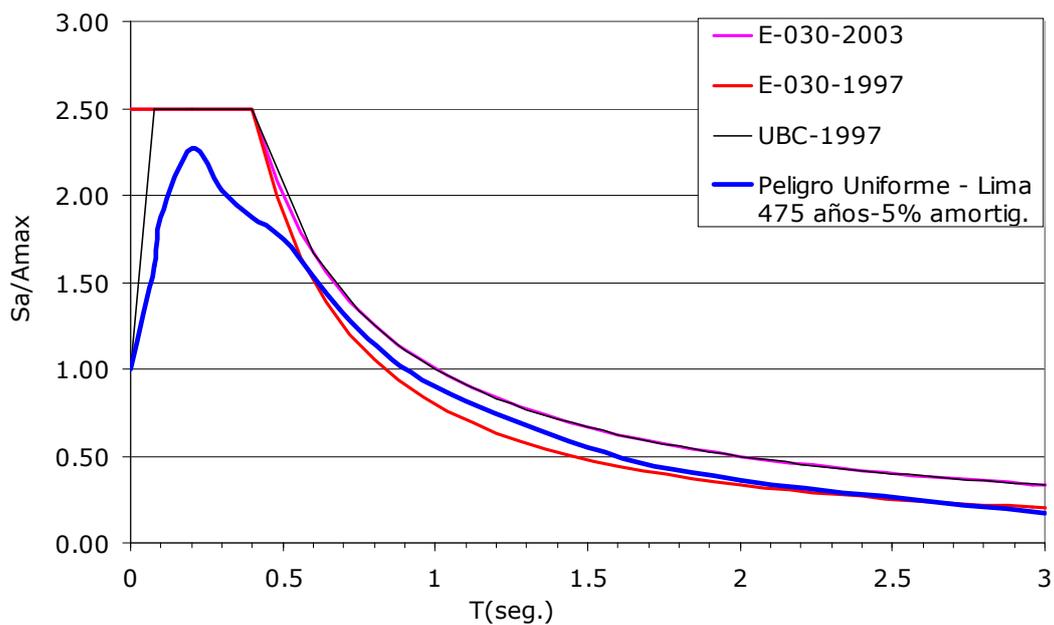
La comparación entre los coeficientes de amplificación puede ser dividida en dos zonas, una correspondiente a los periodos cortos y otra a los periodos medios y largos. El factor de amplificación obtenido por Alva y Meneses en la zona de periodos cortos coincide satisfactoriamente con el factor de amplificación obtenido en este trabajo. Sin embargo, los valores en la zona de periodos medios y largos son totalmente diferentes.

Esta variación se debe a la diferencia en los métodos usados para determinar los espectros de diseño. Mientras que el de peligro uniforme toma en cuenta la influencia de todos las posibles magnitudes y distancias que pueden afectar a distintas estructuras, el espectro tradicional planteado por Alva y Meneses, incluye solo algunos eventos registrados en el pasado y fue determinado únicamente en base a trabajos estadísticos.

Esta diferencia muestra además la diferente probabilidad de falla que tienen las edificaciones de periodos medios y largos que están basadas en un espectro que escala su forma a la aceleración del suelo. Como evidencia de esto se observa un grupo de estructuras con periodos entre 0,5seg y 1,0seg en los que la demanda sísmica se estaría desestimando, mientras que para edificaciones con periodos mayores a 1.0seg la demanda estaría sobreestimada.

La figura 6.6 muestra los espectros proporcionados por el código sísmico Peruano (Norma E-030 1997, 2003) y por el Uniform Building Code (UBC97). Se muestra además el espectro de peligro uniforme para la ciudad de Lima con un periodo de retorno de 475 años y 5% de amortiguamiento normalizados a la aceleración máxima del suelo. Es evidente la diferencia en

las ordenadas espectrales para periodos medios y largos entre el espectro de peligro uniforme y los espectros de códigos sísmicos normalizados a la aceleración máxima del suelo. Se observa, por ejemplo, que la demanda sísmica obtenida en este trabajo es mayor a las obtenidas con la norma sísmica E-030-1997 en 20% y menor en 11% a la obtenida con la norma E-030-2003 para estructuras con periodos de 1,3seg ubicadas en la ciudad de Lima.



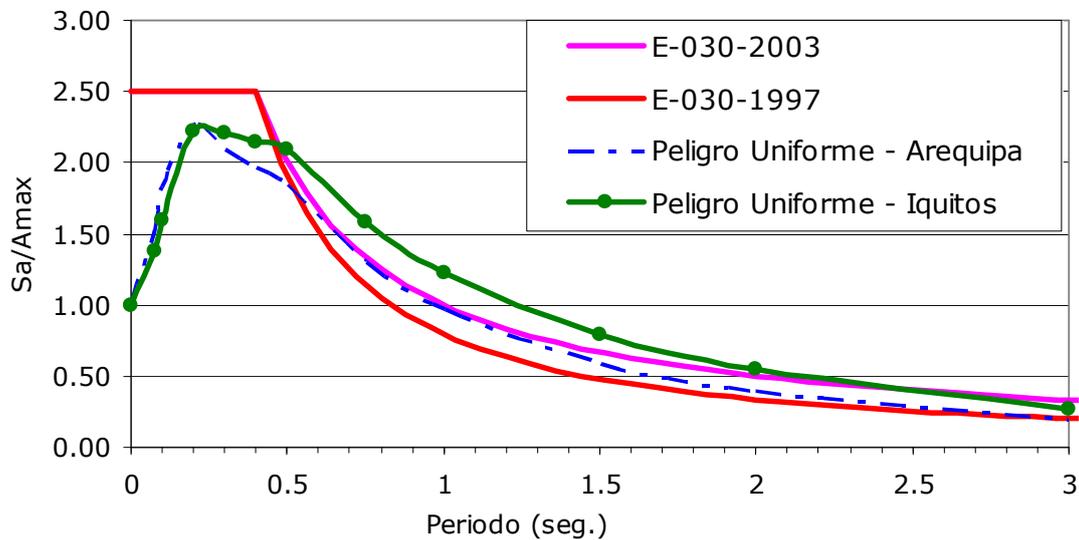
**Figura 6.6.-** Comparación de espectros de diseño propuestos por códigos que fijan su forma a la aceleración del suelo con el espectro de peligro uniforme para la ciudad de Lima con un periodo de retorno de 475 años.

La figura 6.7 muestra los espectros proporcionados por el código peruano y los espectros de peligro uniforme para las ciudades de Arequipa e Iquitos. En la figura se evidencia que las formas espectrales son diferentes para cada ciudad, llegando a ser inclusive mayores a las especificadas por el código.

Esta diferencia muestra que las demandas sísmicas obtenidas en este trabajo para estructuras con periodos de 1,3seg ubicadas en la ciudad de Arequipa son 24% mayores a la proporcionadas por la norma sísmica E-030-1997 y 8% menores a las obtenidas con la actual norma.

Para estructuras con periodos de 1,3seg ubicadas en la ciudad de Iquitos las demandas sísmicas obtenidas en este trabajo son 64% mayores a la proporcionadas por la norma sísmica E-030-1997 y 22% mayores a la actual norma.

Esta diferencia muestra además que algunas estructuras ubicadas en ciudades apartadas de la costa están gobernadas por sismos de magnitudes importantes que ocurren a grandes distancias y no por sismos que ocurren cercanos al sitio, como asume la forma proporcionada por el reglamento, que como se menciono anteriormente esta basada en sismos que ocurrieron a distancias entre 20 a 50 km (Newmark y Hall 1969, 1973, 1982).



**Figura 6.7.-** Comparación de espectros de diseño propuestos el código Peruano con el espectro de peligro uniforme para las ciudades de Arequipa e Iquitos con un periodo de retorno de 475 años.

## 6.5 Mapas

El empleo de mapas sísmicos ha sido ampliamente usado en códigos sísmicos de distintos países del mundo. En los Estados Unidos, por ejemplo, los primeros mapas estuvieron basados en los trabajos de Algermissen y Perkins (1976), de los cuales se podía obtener el coeficiente de aceleración máxima efectiva ( $A_a$ ) y el coeficiente de velocidad máxima efectiva relaciona con la aceleración ( $A_v$ ), que servían para el diseño de acuerdo a las recomendaciones del NEHRP (1994) y versiones anteriores. Sin embargo, debido al conocimiento ganado en el comportamiento de las

estructuras frente a los sismos y al incremento en el número de registros sísmicos que tuvieron en los últimos 20 años, se decidió actualizar los mapas propuestos por Algermissen y Perkins.

El primer cambio importante se presentó en el apéndice del capítulo I del NEHRP *Provisions* del año 1991. En este apéndice se incluyó mapas de ordenadas espectrales y procedimientos de diseño para revisión y comentario. En la versión del año 1994 del NEHRP *Provisions*, se revisó nuevamente este apéndice con la finalidad de describir los recientes y futuros esfuerzos a realizarse en la confección de mapas así como mejorar los mapas de ordenadas espectrales.

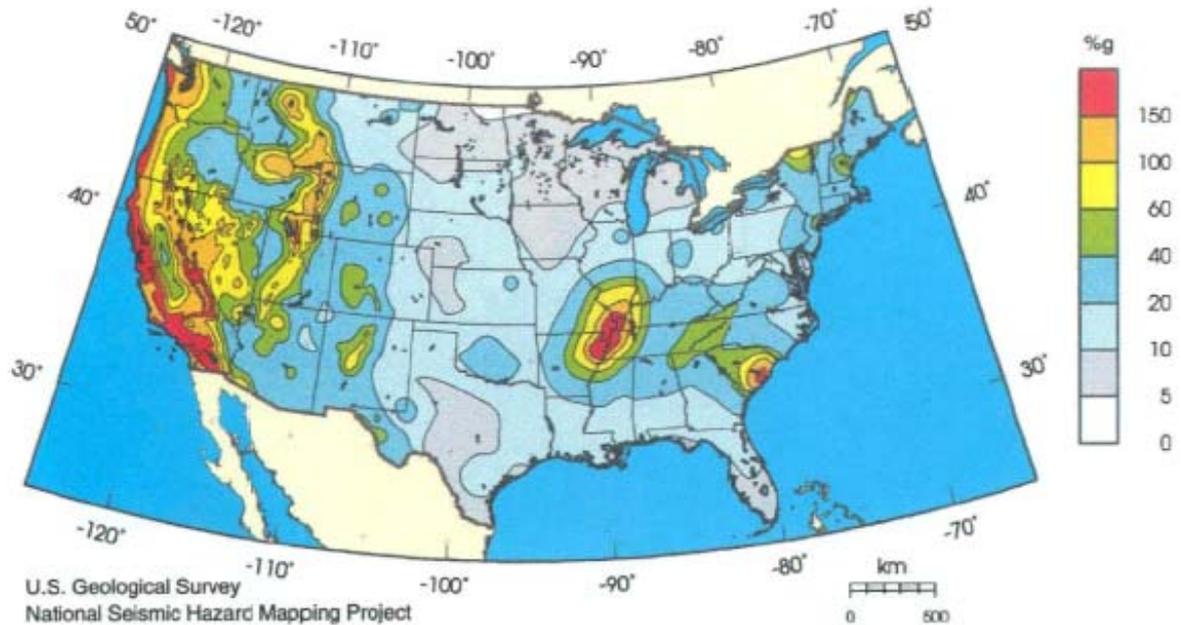
Para la versión del año 1997 del NEHRP *Provisions*, se reunió a grupos de investigadores de la BSSC (Building Seismic Safety Council), el USGS (United State Seismological Survey) y el FEMA (Federal Emergency Management Agency) con la finalidad de desarrollar nuevos mapas de ordenadas espectrales y nuevos procedimientos de diseño que reflejen los avances logrados.

En base a esto se decidió incluir el uso de mapas de ordenadas espectrales en el código sísmico de Estados Unidos debido a que los valores obtenidos de estos mapas son específicos para cada sitio. Se concluyó además que eran más apropiados para el diseño sísmico en comparación con los valores obtenidos de los coeficientes  $A_a$  y  $A_v$  usados con formas espectrales estándares.

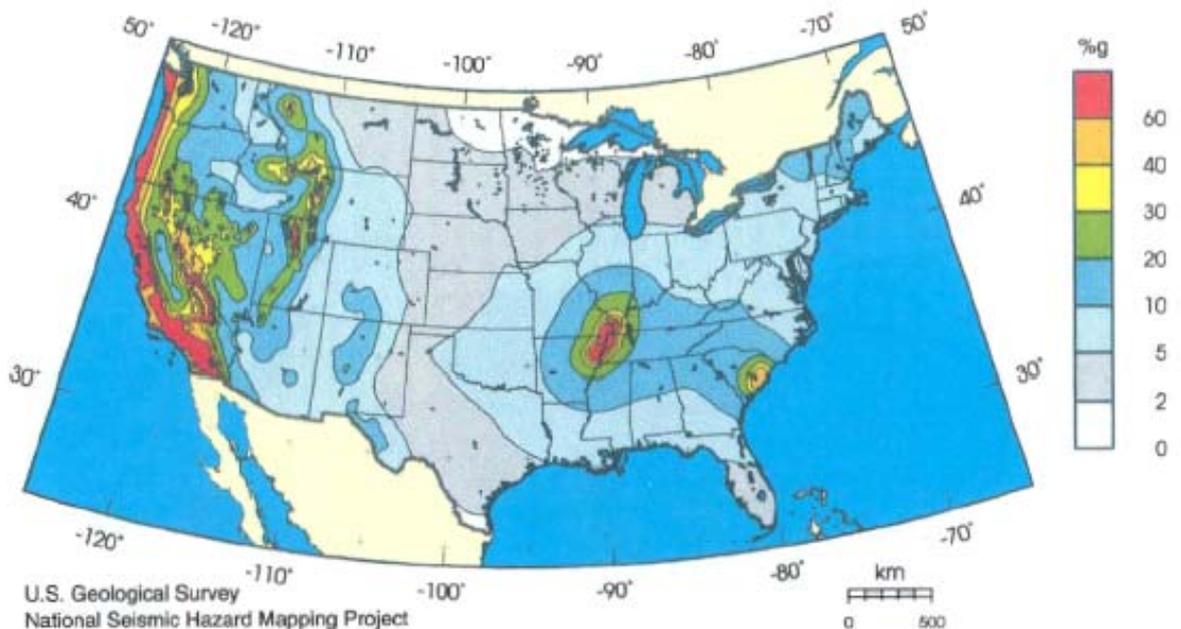
El nuevo procedimiento propuesto para definir el espectro se basó en dos ordenadas espectrales (correspondientes a 0,2seg y 1,0seg). Los valores de las ordenadas espectrales son directamente leídos de los mapas y proveen un ajuste razonable para formar un espectro en base a ecuaciones simples. Los valores espectrales son luego combinados con factores de suelo para obtener el espectro de diseño.

Las figuras 6.8 y 6.9 muestran los mapas de ordenadas espectrales para los Estados Unidos para periodos estructurales de 0,2seg y 1,0seg

respectivamente. Estos mapas han sido adoptados en el International Building Code (2000).



**Figura 6.8.-** Mapa de ordenadas espectrales en los Estados Unidos para 0.2seg, 5% de amortiguamiento y 2% de probabilidad de excedencia en 50 años. (Maximum considered earthquake ground motions).



**Figura 6.9.-** Mapa de ordenadas espectrales en los Estados Unidos para 1.0seg, 5% de amortiguamiento y 2% de probabilidad de excedencia en 50 años. (Maximum considered earthquake ground motions).

Las ecuaciones propuestas para definir el espectro de diseño en los Estados Unidos son:

$$\begin{aligned} \text{RSA}(T) &= F_a \cdot S_s \cdot (0,4 + 0,6(T/T_o)) & T < T_o \\ \text{RSA}(T) &= F_a \cdot S_s & T_o < T < T_s \\ \text{RSA}(T) &= F_v \cdot S_1 / T & T > T_s \end{aligned}$$

donde:

$$T_s = F_v \cdot S_1 / F_a \cdot S_s$$

$$T_o = 0,2 \cdot T_s$$

RSA= Aceleración de respuesta espectral.

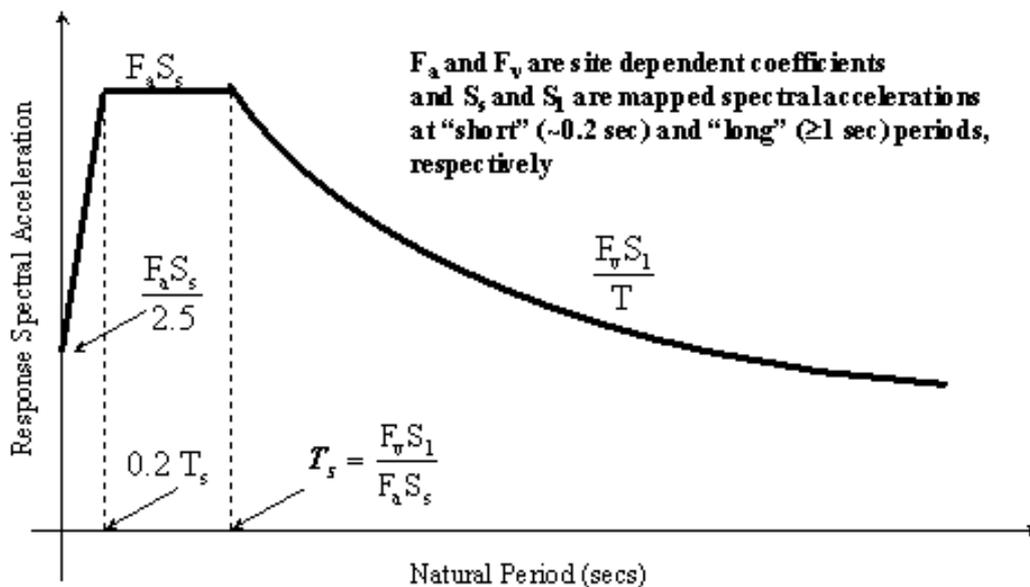
$F_a$  = factor de sitio para los periodos cortos.

$F_v$  = factor de sitio para el periodo 1,0seg.

$S_s$  = ordenada espectral correspondiente a 0,2seg.

$S_1$  = ordenada espectral correspondiente a 1,0seg.

$T$  = periodo estructural.



**Figura 6.10.-** Espectro de peligro uniforme para el movimiento del máximo sismo considerado (MCE ground motion) especificado en el IBC2000.

En el Perú no existen trabajos tan detallados como en los Estados Unidos referidos al cálculo de ordenadas espectrales que permitan caracterizar las demandas sísmicas específicas de cada región. Este trabajo se presenta

como un primer esfuerzo por realizar una distribución de ordenadas espectrales en el País.

La necesidad de tener formas espectrales específicas para cada región se evidencia en los diferentes factores de amplificación dinámica ( $S_a(T_n)/A_{max}$ ) obtenidos principalmente en los periodos largos. Un ejemplo de esto se presenta en la ciudad de Iquitos, donde el cociente entre el valor de la ordenada espectral para  $T_n=1,0\text{seg}$  y la aceleración máxima es de 1,224; mientras que en la costa fue de 0,906.

Al ser importante tener una distribución de ordenadas espectrales en el País, se decidió realizar mapas para dos periodos estructurales, uno que represente los periodos cortos (0,2seg) y otro representativo de los periodos largos (1,0seg). Los mapas corresponden a un periodo de exposición de 50 años y 10 % de probabilidad de excedencia (periodo de retorno de 475 años).

El cálculo de ordenadas espectrales esta basado en 20 fuentes sísmicas, y en las leyes de atenuación de valores espectrales para un 5% de amortiguamiento propuestas por Youngs et al. (1997) para sismos de subducción de interfase e intraplaca y Sadigh et al. (1997) para sismos de corteza.

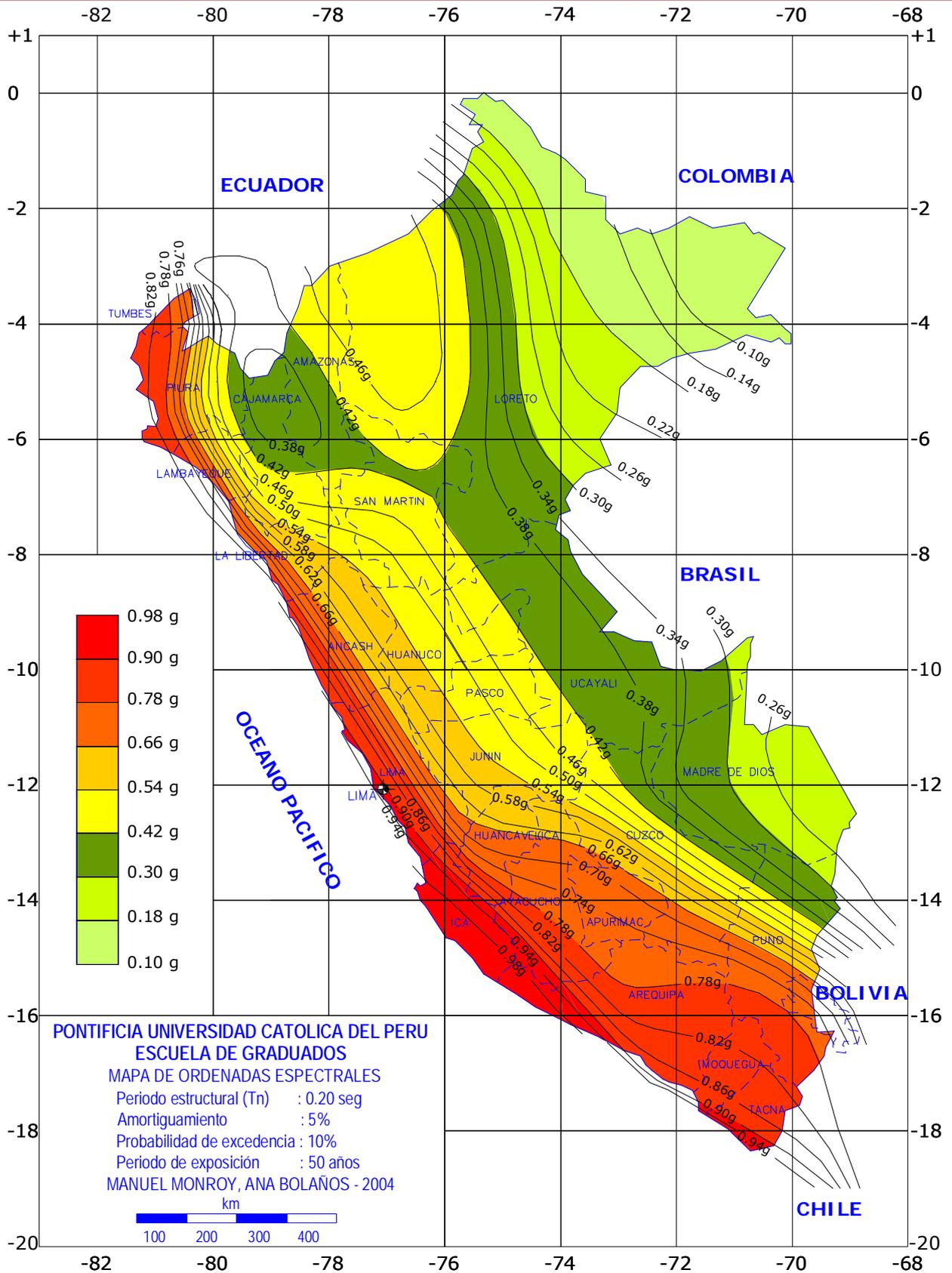
El calculo se hizo en el programa MRiesgo para una cuadrícula que se construyo dividiendo los ejes correspondientes a las longitudes en  $0,1^\circ$  y los ejes correspondientes a las latitudes en  $0,5^\circ$ . Los valores obtenidos para cada punto de la cuadrícula fueron luego interpolados a las ordenadas espectrales mostradas en las figuras 6.11 y 6.12.

La distribución de ordenadas espectrales obtenida para el periodo de 0,2seg es muy similar a la obtenida para las aceleraciones, pues la relación entre las ordenadas espectrales y la aceleración del suelo esta aproximadamente entre los 2,20 y 2,25. Sin embargo, la distribución de ordenadas espectrales para el periodo de 1,0seg es diferente. En este caso el rango de los

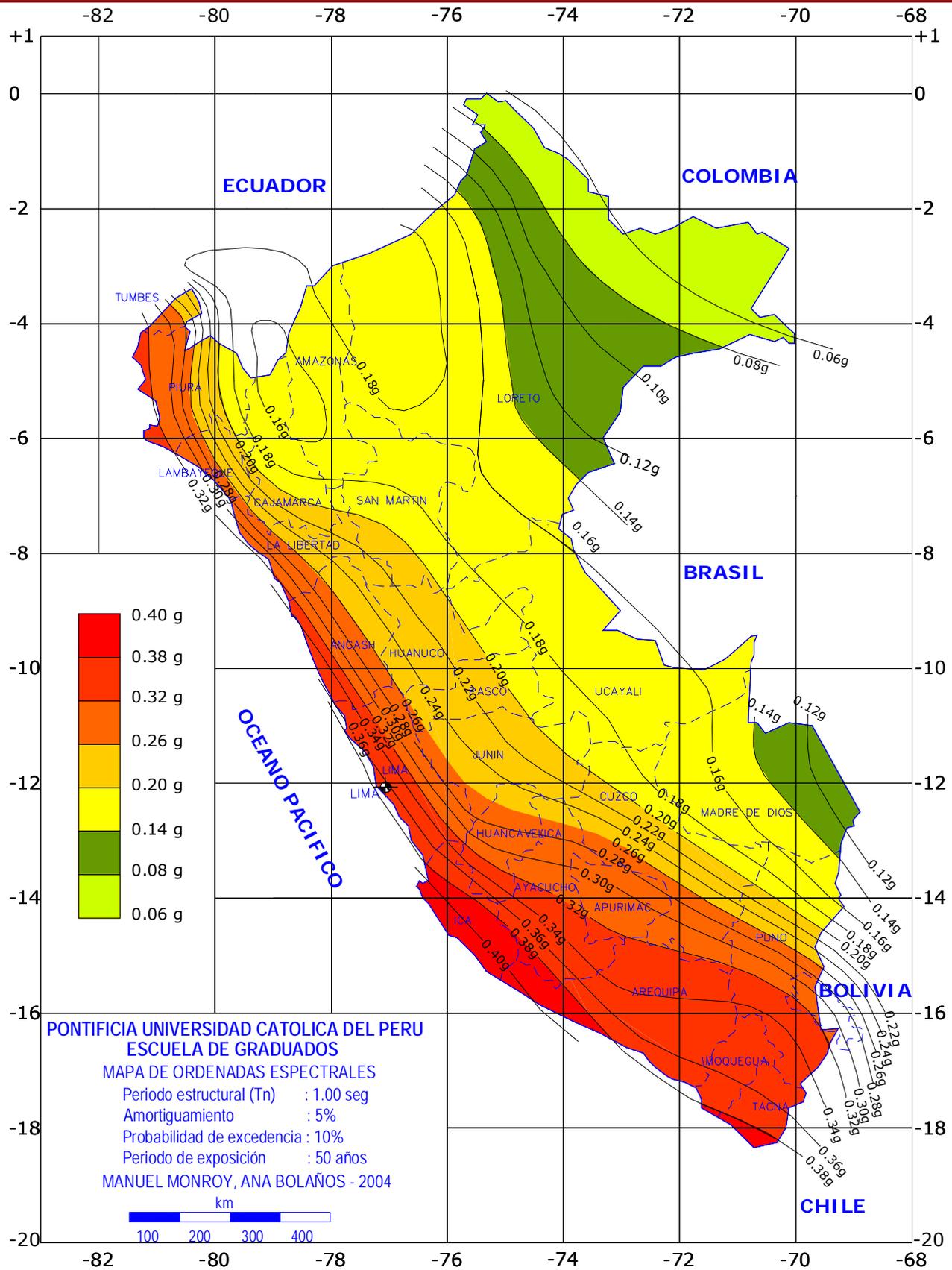
coeficientes de amplificación con respecto a la aceleración del suelo varía aproximadamente entre 0,90 para la costa y 1,25 para la selva.

Los valores de ordenadas espectrales más altos están en los departamentos de Ica, Tacna y las costas de Arequipa. Los valores más bajos se encuentran en la región Este del Perú, en el departamento de Loreto.





**Figura 6.12.-** Distribución de ordenadas espectrales para el Perú correspondientes a un periodo estructural de 0.2seg con 5% de amortiguamiento y periodo de retorno de 475 años.



**Figura 6.13.-** Distribución de ordenadas espectrales para el Perú correspondientes a un periodo estructural de 1.0seg con 5% de amortiguamiento y periodo de retorno de 475 años.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

---

### Conclusiones

1. Las primeras fuentes sísmicas en el Perú fueron propuestas por Casaverde y Vargas en 1980 y revisadas por Castillo y Alva en 1993. La información recopilada en los últimos 10 años ha permitido actualizar las fuentes sísmicas propuestas en trabajos anteriores.
2. En la actualidad es posible desarrollar programas de computación con relativa simplicidad usando entornos de procesamiento numéricos de carácter general como Matlab. En este trabajo se desarrolló un programa para calcular el peligro sísmico representado por aceleraciones en el suelo y por ordenadas de respuesta estructural.
3. Las aceleraciones obtenidas en este trabajo para roca presentan valores inferiores hasta en 32% en la zona de Piura y Tumbes con respecto a los resultados de Castillo y Alva. Estas variaciones se deben a la disminución de la tasa anual de sismos de 4,58 a 4,05 al incluir la información de los últimos 10 años.
4. Las aceleraciones obtenidas en roca para el resto del País presentan valores menores hasta en 10% con respecto a los obtenidos por Castillo y Alva.
5. Los valores del factor de amplificación espectral con respecto a la aceleración máxima del suelo ( $S_a(T_n)/A_{max}$ ) para 5% de amortiguamiento y  $T_n=0,2\text{seg}$ , calculados para diferentes ubicaciones en el País, presentan diferencias pequeñas de hasta 3% aproximadamente. Sin embargo, los valores de amplificación espectral para  $T_n=1,0\text{seg}$  aumentan de Oeste a Este de manera significativa

(40% en Iquitos). Esta variación hace evidente la necesidad de contar con espectros propios de cada región.

6. La poca variación en los factores de amplificación espectral obtenidos para  $T_n=0,2\text{seg}$  confirma que las ordenadas espectrales para periodos cortos están directamente relacionadas con la aceleración del suelo y que sus valores pueden obtenerse multiplicando una forma definida para esta zona por un factor constante.
7. El aumento en los factores de amplificación espectral encontrados en la zona Este del Perú para  $T_n=1,0\text{seg}$ , se debe a que estas ordenadas espectrales están gobernadas por ondas sísmicas de bajas frecuencias generadas por sismos lejanos de magnitud importante.
8. Los espectros usados actualmente en el Perú no incluyen formas específicas para cada lugar, esto se debe a que la metodología empleada en la construcción de estos espectros esta basada en escalar una forma espectral estándar (en todos los periodos) por la aceleración máxima del suelo.
9. Debido a que los espectros obtenidos de la Norma Sísmica Peruana tienen una forma constante, la probabilidad de excedencia no es uniforme salvo en una zona estrecha de los periodos cortos que es igual a la probabilidad del factor Z.
10. Las demandas sísmicas obtenidas en este trabajo para estructuras con periodos de 1,3seg para las ciudades de Lima, Arequipa e Iquitos son mayores a las obtenidas con la norma sísmica E-030-1997 en 20%, 24% y 64% respectivamente. Asimismo las demandas sísmicas obtenidas para estructuras con periodos entre 0,6seg y 2,0seg son mayores a las propuestas por esta norma.
11. La actual norma de diseño sísmico (E-030-2003) presenta valores espectrales mayores a los obtenidos en este trabajo para las ciudades de Lima y Arequipa. Sin embargo, para estructuras con periodos de

1,3seg ubicadas en la ciudad de Iquitos los valores de la actual norma son inferiores en 22% en comparación con los valores obtenidos en este trabajo. Los valores correspondientes a periodos entre 0,6seg y 2,0seg fueron también menores.

### Recomendaciones

1. Los mapas de ordenadas espectrales usados para obtener espectros de diseño vienen siendo incluidos en códigos como el IBC2000 de los Estados Unidos y el NBCC de Canadá. Se recomienda estudiar la incorporación en el Código Sísmico Peruano de mapas de ordenadas espectrales como los obtenidos en este trabajo. Esto hará posible tener formas espectrales propias de cada región asociadas a la misma probabilidad de excedencia.
2. Es recomendable mantener actualizados y revisados los catálogos sísmicos así como propiciar el incremento de estaciones sismográficas en todo el País, con la finalidad de continuar las investigaciones en este campo de la ingeniería sísmica.

## REFERENCIAS

- Algermissen S.T. & E.V. Leyendecker, 1992. "A technique for uniform hazard spectra estimation in the US." Tenth World Conference on Earthquake Engineering. pp 391-397.
- Algermissen, S.T. and Perkins, D.M. 1976. "A probabilistic Estimate of Maximum Acceleration in Rock in the Contiguous United States", U.S. Geological Survey Open File Report 76-416, 45 p.
- Alva, J., Meneses J. y Guzman V. 1984. "Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú." V Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Tacna, Perú.
- Anderson, J.G. & M.D. Trifunac 1977. "On uniform risk functionals which describe strong earthquake ground motion: definition, numerical estimation and an application to the Fourier amplitude of acceleration." Rep. No CE 77-02, Dept. of Civil Engng, Univ. of Southern California, Los Angeles, California.
- Anderson, J.G. & M.D. Trifunac 1978. "Uniform risk functionals for characterization of strong earthquake ground motion." Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 68, pp. 205-208.
- Anderson, J.G. y M.D. Trifunac, 1978. "Uniform risk functionals for characterization of strong earthquake ground motion", Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 68, pp. 1205-1218.
- ATC, 1997, NEHRP Guidelines for the seismic rehabilitation of buildings, prepared for the Building Seismic Safety Council, published by the Federal Emergency Management Agency, FEMA 273, Washington, DC.
- Baranzangi, M. e Isacks, B. 1979. "Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from the spatial distribution of earthquakes", Geoph. Jour. Astr. Soc., v. 57, 537-555.
- Barazangi, M., and B. L. Isacks, 1976. "Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath America." Geology 4:686-692.
- Bariola J., 2001. "Apuntes de clase –Ingeniería Sismorresistente" Pontificia Universidad Católica del Perú.
- Bender, B. and D., Perkins, 1987. "SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation", U.S. Geological Survey Bulletin 1772.
- Benjamin, J & Cornell, A. 1970. "Probability, Statistics, and Decision for Civil Engineers". McGraw-Hill Book Company. 684pp.
- Benioff, H. 1934. "The physical evaluation of seismic destructiveness", Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 24, pp. 398-403.
- Bernal, I., Tavera, H. 2002. "Geodinámica, sismicidad y energía sísmica en Perú", Monografía IGP, CNDG, pp64.
- Biot, M.A. 1941. "A mechanical analyzer for the prediction of earthquake stresses", Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 31, pp. 151-171.
- Bolt B., 1999, "Earthquakes". 4<sup>th</sup>. Edition. Freeman and Company.

- Boore D., Joyner W. 1982. "Prediction of Earthquake Response Spectra" U.S. Geological Survey. Open File Report 82-977.
- Boore D., Joyner W. 1993. "Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An Interim Report." U.S. Geological Survey. Open File Report 93-509.
- Cahill, T. and Isacks, B. 1992. "Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate", J. Geophys. Res. P7, 17.503-17.529.
- Campbell, K.W. 1985. "Strong ground motions attenuation relations: A ten-year perspective". Earthquake Spectra, Vol. 1, No.4, pp 759-804.
- Casaverde L. y Vargas J. 1980. "Zonificación Sísmica del Perú", II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismorresistente, OEA y PUCP Lima, Perú.
- Castillo, J., Alva, J. 1993. "Peligro Sísmico en el Perú", VII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, Lima, Perú.
- Christensen N.I. and Money W.D. 1995, J. Geophys. Res. 100, 9761.
- Committee on Seismic Risk, 1984. "Glossary of terms for probabilistic seismic-risk and hazard analysis". Earthquake Spectra. Vol. 1. No. 1, pp. 33-40.
- DeMets C., R. Gordon D.F., Argus and Stein S. 1994, "Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions". Geophys. Res. Lett. 21, 2191-2194.
- Deza E. 1990. "Identificación de una posible estructura en bloques en el Sur del Perú", Seminarios CISMID-UNI, Lima-Perú.
- Dietz R. 1961, "Continent and Oceanic evolution by spreading of the sea floor". Nature 190, 854-857.
- Diseño Sismorresistente. Reglamento Nacional de Construcciones. Norma Técnica de Edificación E.030. SENCICO 2003.
- Dorbath, L., A. Cisternas, and C. Dorbath, 1990. "Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru." Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 80, No. 3 pp. 551-576.
- EERI Committee on Seismic Risk, 1989. "The Basics of Seismic Risk Analysis", Earthquake Spectra, Vol. 5 No. 4.
- Encarta 2003. "Biblioteca de consulta, Microsoft Encarta".
- Ewing M. and B. Heezen, 1956, "Some problems of Antarctic submarine geology". Geophys. Monogr. American Geophysical Union, Washington D.C. pp. 75-81.
- Gupta, V.K., and M.D. Trifunac, 1991. "Seismic response of multistoried buildings including the effects of soil-structure interaction", Soil Dynam. & Earthqu. Engng., Vol. 10 No. 8, 414-422.
- Gutenberg B. 1959, "Physics of the Earth's Interior". Academic Press, New York.
- Gutenberg B., 1945. "Magnitude determination for deep focus earthquakes". Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 35, pp. 117-130.

- Gutenberg B., Richter C.F. 1944. "Frequency of Earthquakes in California". Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 34, No. 4, pp. 1985-1988.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F., 1936. "On Seismic Waves (third paper)", *Gerlands Bietraege zur Geophysik*, Vol.47, pp. 73-131.
- Hanks, T.C. and Kanamori, H. 1979. "A moment magnitude scale". *Journal of Geophys. Research*, Vol. 84, pp.2348-2350.
- Hasegawa, A. y Sacks, S., 1981. "Subduction of Nazca Plate beneath Peru as determined by seismic observations", *J. Geophys. Res.* 86, 4971-4980.
- Heaton, T.H. and H. Kanamori, 1984. "Seismic potential associated with subduction in the northwestern United States." *Bull. of the S. Soc. Amer.* Vol. 74:933-941.
- Heras, H. 2002. "Análisis de la distribución del valor de b en la zona de subducción de Perú." Tesis de Grado UNSA. 115 p.
- Holmes A. and D.C. Holmes 1978, "Principles of Physical Geology". 3<sup>rd</sup>. Edition Nelson&Sons.
- Huaco D. 1980. "Análisis de los parámetros que interviene en la evaluación del Peligro Sísmico", Instituto geofísico el Perú. Lima, Perú.
- Idriss, I.M. 1985. "Evaluating Seismic Risk in Engineering Practice". *Proceedings of the 11<sup>th</sup> ICSMFE*, Vol. 1 , San Francisco, USA.
- International Conference of Building Officials (ICBO), 1997. "Uniform Building Code, 1997 Edition", Volumen 2, Whittier, California.
- International Council of Building Officials (ICBO) 1998. "International Building Code 2000, Final Draft", Birmingham, Alabama.
- Jarrard, R.D., 1986. "Relations among subduction parameters". *Rev. Geoph.* 24:217-284.
- Kanamori, H. 1977. "The Energy Release in Great Earthquakes". *Journal of Geophys. Research*, Vol. 82, pp.2981-2987.
- Kramer S., 1996. "Geotechnical Earthquake Engineering". Prentice Hall International Series.
- Krinitzsky E.L., Chang F.K., Nuttli O.W. 1988. "Magnitude related earthquake ground motions", *Bull. Assoc. Eng. Geol.*, 25(4) 399-423.
- McGuire R., 1976, "Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis", Open-File Report 76-67, U.S. Geological Survey.
- McGuire R., 1978, "FRISK: Computer Program for Seismic Risk Analysis Using Faults as Earthquake Source", Open-File Report 78-1007, U.S. Geological Survey.
- McGuire R.K. 1995 "probabilistic Seismic Hazard Analysis and Design Earthquakes: Closing the Loop." *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 85, pp. 1275-1284.
- Meneses, J. y Alva J. 1986. "Determinación del espectro elástico de diseño y coeficiente sísmico para Lima", VI Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Cajamarca.

- Newmark, N.M. and Hall, W.J., 1969. "Seismic design criteria for nuclear reactor facilities", proc. World Conference on Earthquake Engng., 4th, Santiago, Chile, v.2, pp. B4-37, B4-50.
- Newmark, N.M. and Hall, W.J., 1973. "Procedures and criteria for earthquake-resistant design", Building Practices for Disaster Mitigation, Washington, D.C., Building Science Series 46, U.S. Department of Commerce, pp. 209-236.
- Newmark, N.M. and Hall, W.J., 1982. "Earthquake Spectra and Design", EERI Monograph, Berkeley, California, 103 pp.
- Ocola L. 1989. "Patrones de Sismicidad en el Perú y Areas Vecinas", Seminarios CISMID-UNI, Lima, Perú.
- Ottazzi G., Repetto P., Vargas J. y Zegarra L. 1980. "Bases para una revisión de las Normas Peruanas de Diseño Sismorresistente", II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sísmica, OEA - PUCP.
- Pomachagua O. 2000. "Características generales de la tectónica y sismicidad del Perú." Revista de Trabajos de Investigación. CNDG - Biblioteca Instituto Geofísico del Perú. p. 93 - 104.
- Rahgozar y Humar, 1996. "Application of inelastic uniform hazard spectra in seismic design", Eleventh World Conference on Earthquake Engineering. Paper No 1128.
- Reid H.F., 1911, "The elastic rebound theory of earthquakes". Bulletin of the Department of Geology. University of Berkeley. Vol. 6, pp 413-444.
- Repetto P., Arango I., Seed B. 1980. "Influence of Characteristics on Building Damage During the October 3, 1974 Lima Earthquake", Earthquake Engineering Research Center, Report No. UCB/EERC-80/41.
- Rodríguez, L. y Tavera, H. 1991. "Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú Central", Revista Brasileira de Geofísica. Vol. 9(2), 141-159.
- Ruiz R. 1999. "La Atenuación en los Andes y la Evaluación Probabilística del Peligro Sísmico", Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas. U.N.F.V. Lima, Perú.
- Runcorn S.K. 1962, "Continental Drift". Academic Press, New York.
- Sadigh K., Chang C., Egan J., Makdisi F., Youngs R.R. 1997. "Attenuation Relationship for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data", Seismological Research Letters, Vol. 68, Number 1, January/February.
- Sebrier, M., Huaman, D., Blanc, J., Machare, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. 1985. "Observaciones acerca de la neotectónica del Perú." Proyecto Sisra, Grupo Peruano de Neotectónica, 96 pp.
- Seed, H.B., Ugas, C., and Lysmer, J. 1976. "Site-dependent spectra for earthquake-resistant design", Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 66, pp. 221-243.
- Sharma S., and M. Candia-Gallegos 1992. "Seismic Hazard Analysis of Peru", Engineering Geology, 32 73-79.

- Silgado E. 1978. "Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-1974" Inst. Geol. Min., Lima, pp. 131.
- Silgado E. 1985. "Terremotos destructivos en América del Sur. 1530-1894" Proyecto SISRA, vol. 10, CERESIS. Lima, pp. 328.
- Silgado, E. 1968. "Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1515-1960)." Boletín Bibliográfico de Geografía y Oceanografías Americanas 4, 191-241, México.
- SISRA, 1985. "Catálogo de Terremotos para América del Sur", Boletín 7a, 7b, 7c. Proyecto SISRA – CERESIS, Lima, Perú.
- Song X. 1997, "Anisotropy of the Earth's Inner Core" Rev. Geophys. Space Phys. 35, 297-313.
- Tavera, H. y Buforn, E. 1998. "Sismicidad y sismotectónica de Perú", En: A. Udias y E. Buforn (ed.). Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM., N°10, 187-219.
- Tavera, H. y Buforn, E. 2001. "Source mechanism of earthquake in Peru", Journal of Seismology 5:519-539.
- Trifunac, M.D. 1976. "A note on the range of peak amplitudes of recorded accelerations, velocities and displacements with respect to the Modified Mercalli Intensity", Earthquake Notes, Vol. 47 No. 1, 9-24.
- Trifunac, M.D. and A.G. Brady, 1975. "A study on the duration of strong earthquake ground motion, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 65, pp. 581-626.
- Trifunac, M.D. y V.W. Lee, 1987. "Direct empirical scaling of response spectral amplitudes from various site and earthquake parameters", U.S. Nuclear Regulatory Commission, rep. NUREG/CE-4903, vol. 1.
- Udias, A. y Mezcua, J. 1997. "Fundamentos de Geofísica." Segunda Edición, Madrid 419 pp.
- USGS, 1999. URL:<http://pubs.usgs.gov/publications/>.
- Utsu, T. 2003. "Statistical Features of Seismicity", I.H. of Earthquake & Engineering Seismology, Part A. Academic Press 1945pp.
- Vere-Jones D., Yoshihiko O. 2003. "Statistical Principles for Seismologist", I.H. of Earthquake & Engineering Seismology, Part B. Academic Press 1945pp.
- Vine F.J. and D.H. Matthews 1963, "Magnetic anomalies over oceanic ridges". Nature 199, 947-949.
- Wegener A. 1929, "The origin of Continents and Oceans". 4<sup>th</sup> Edition Dover Paperback, New York.
- Wiemer S. and Katsumata K. 1999. "Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones", J. Geophys. Res. 103, 13, 135-151.
- Wiemer, S. and Wyss, M. 2000. "Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan", Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 90, No. 4 pp. 859-869.
- Youngs R.R. and Coppersmith K.J., 1985. "Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard

assessments". Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 75, No. 4, pp. 939-964.

Youngs R.R., Chiou S.J., Silva W.J., Humphrey J.R., 1997. "Strong Ground Motion Attenuation Relationship for Subduction Zone Earthquakes", Seismological Research Letters, Vol. 68, Number 1, January/February.

Youngs, R.R., N.A. Abrahamson, F. Makdisi, and K. Sadigh. 1995. "Magnitude dependent dispersion in peak ground acceleration." Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 85, pp. 1161-1176.





**ANEXOS**