

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA**

**FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS**

**ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOFÍSICA**



**CÁLCULO DE LA MAGNITUD LOCAL (ML) A PARTIR DE REGISTROS DE  
ACELERACIÓN USANDO LA TÉCNICA DE DECONVOLUCIÓN Y  
RELACIÓN DE MAGNITUDES**

*Tesis Presentada por la Bachiller  
en Ciencias Geofísicas:*

**ANGÉLICA YSABEL CAHUARI BEGAZO**

*Para optar el Título Profesional de  
INGENIERO GEOFÍSICO*

*AREQUIPA – PERÚ*

*2008*

*Dedicada a mis padres Gladis Begazo por estar siempre apoyándome y porque siempre ha sido un gran ejemplo a seguir; a mi padre German Cahuari por haberme guiado siempre. A mis hermanos Yimmi, Gladis, German y Ana Yuliana por brindarme su apoyo y consejos cada día.*

*Gracias*

*De manera especial a mi esposo Freddy por su constante confianza y apoyo. Asimismo, a mi pequeña hija Melany Paula cuyo amor y fuerza ha guiado siempre mi camino , los quiero mucho.*

*Gracias*

## *AGRADECIMIENTOS*

*Llegar a esta parte de mi tesis es una maravilla. Significa, entre otras cosas, que empiezo a embarcarme más de lleno en los retos del conocimiento en el campo de las Ciencias Geofísicas.*

*El presente estudio se realizó con apoyo del Instituto Geofísico del Perú (IGP), quien otorga a la autora una beca, y así brindarle la posibilidad de desarrollarse profesionalmente en el campo de la Geofísica.*

*En primer lugar agradezco al Director de la Dirección de Sismología y Centro Nacional de Datos Geofísicos, Dr. Hernando Tavera por guiarme en esta investigación, agradecerle por su paciencia, apoyo y amistad brindada. Por las enseñanzas y experiencias impartidas durante el desarrollo de esta tesis.*

*Al personal del CNDG; Sr. Simeón Rodríguez por compartir sus experiencias en programación y su amistad, Yvonne Pérez-Pacheco, Henry Salas, Consuelo Agüero, Efraín Fernández, Yolanda Zamudio y al Sr. Héctor Alemán que ya no se encuentra entre nosotros, pero que siempre mostró una gran amistad y calidad humana. Asimismo, agradecer a los miembros de mi jurado y profesores de la Universidad Nacional de San Agustín; A los Ings. Armando Minaya, Jorge Soto, Melecio Lazo, Roberto*

*Kosaka, Sebastián Zuñiga y Victor Aguilar por sus enseñanzas y compartir sus experiencias en las aulas de la Universidad.*

*Durante el tiempo que tomo desarrollar este trabajo, yo conocí a personas que necesito agradecer por su ayuda, pero sobre todo por permitirme estrechar lazos de amistad sinceros y duraderos; a Geremias Moncca, Elard Cutipa, Sheyla Yauri, Juan Carlos Villegas, Fabiola Rosado, Luz Arredondo, Bilha Herrera, Adolfo Taco, Isabel Bernal Cristina Cereceda y Guisela Talavera, por compartir información académica durante el periodo de permanencia en el IGP.*

*Un agradecimiento muy especial a Rocío Parillo y la Sra. Ivonne Pacheco por su amistad sincera y constante apoyo por todos los momentos agradables compartidos en el IGP. .*

*Agradezco a cada uno de mis compañeros de la Universidad: Patricia Llerena, Noelia Hinojosa, Ysbelia Jordan, Bilha Herrera, Ronald Yupa, Daniela, Renzo, Yris, Lucia, Kevin y Darwin por sus consejos y anécdotas vividas.*

*Finalmente, mi agradecimiento a la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (UNSA) y todas aquellas personas que no fueron mencionadas anteriormente y que de alguna manera ayudaron en mi formación profesional.*

## **INDICE**

	<b>Págs.</b>
<b>INDICE</b>	<b>I</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>1</b>
<b>CAPITULO 1.- INTRODUCCIÓN</b>	
<b>1.1 ÁREA DE ESTUDIO</b>	<b>4</b>
<b>1.2 OBJETIVOS</b>	<b>5</b>
<b>CAPITULO 2.- LOS SISMOS</b>	
<b>2.1 Composición de la tierra</b>	<b>7</b>
<b>2.2 Mecanismo de los sismos</b>	<b>8</b>
<b>2.3 Tipos de Fallas</b>	<b>10</b>
<b>2.4 Ondas sísmicas</b>	<b>12</b>
<b>2.5 Sismos en el campo cercano y lejano</b>	<b>15</b>
<b>CAPITULO 3.- PARAMETROS ASOCIADOS AL TAMAÑO DE LOS SISMOS</b>	
<b>3.1.- Intensidad</b>	<b>22</b>

<b>3.2.- MAGNITUD</b>	<b>24</b>
<b>3.2.1 Magnitud Local (<math>M_L</math>)</b>	<b>25</b>
<b>3.2.2 Magnitud de Ondas Superficiales (<math>M_s</math>)</b>	<b>26</b>
<b>3.2.3 Magnitud de Ondas de Volumen (<math>m_b</math>)</b>	<b>27</b>
<b>3.2.4 Magnitud de Duración (<math>M_D</math>)</b>	<b>27</b>
<b>3.2.5 Magnitud Momento (<math>M_w</math>)</b>	<b>28</b>
<b>CAPITULO 4.- RED SÍSMICA NACIONAL DEL PERU</b>	
<b>4.1.- Características Instrumentales</b>	<b>30</b>
<b>4.2.- Acelerómetro</b>	<b>32</b>
<b>4.2.1 Acelerómetros Mecánicos</b>	<b>35</b>
<b>4.2.2 Acelerómetros Electromagnéticos</b>	<b>36</b>
<b>4.2.3 Acelerómetros Electrónicos o Servoacelerómetros</b>	<b>37</b>
<b>4.3.- Sistemas de registro de aceleración</b>	<b>48</b>
<b>4.4.- Redes de acelerómetros</b>	<b>41</b>
<b>4.5.- Estaciones con registro en velocidad</b>	<b>42</b>
<b>4.6.- Estaciones con registro en aceleración</b>	<b>46</b>
<b>4.7.- Tipos de Transmisión de datos</b>	<b>49</b>
<b>4.7.1 Línea telefónica desconectada</b>	<b>49</b>

4.7.2 Transmisión por Radio UHF	49
4.7.3 Transmisión de data por satélite (VSAT)	50
4.7.4 Transmisión de data por Internet	50
4.7.5 In Situ	50
4.8.- Redes sísmicas en obras de Ingeniería	51

## **CAPITULO 5.- FACTORES QUE AFECTAN EL MOVIMIENTO DEL SUELO**

5.1.- Efecto de la Fuente	55
5.2.- Efecto de la Trayectoria o Atenuación	56
5.3.- Efecto del Instrumento	61
5.4.- Efecto del suelo	61

## **CAPITULO 6.- MAGNITUD $M_L$ A PARTIR DE LA ACELERACIÓN DEL SUELO**

6.1.- Método de Richter (1958)	64
6.1.- Método de Jennings y Kanamori (1983)	70
6.3.- Método de Hutton y Boore (1987)	76
6.2.- Método de Espinosa (1989)	80

## **CAPITULO 7.- CALCULO DE LA MAGNITUD LOCAL**

7.1.- Tratamiento de la señal	85
-------------------------------	----

<b>7.1.1 Convolución</b>	<b>88</b>
<b>7.1.2 Deconvolución</b>	<b>89</b>
<b>7.2.- Metodología</b>	<b>91</b>

## **CAPITULO 8.- CALCULO DE LA MAGNITUD ML: APLICACIÓN A SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ**

<b>8.1.- Datos</b>	<b>97</b>
<b>8.2.- Calculo de ML</b>	<b>101</b>
<b>8.3.- Atenuación</b>	<b>105</b>
<b>8.4.- Distancia Epicentral VS Magnitud ML</b>	<b>112</b>
<b>8.5.- Correlación entre MLacc Y ML(d)</b>	<b>115</b>
<b>8.6.- Relación entre ML(IGP) – ML( calculada)</b>	<b>118</b>

## **CAPITULO 9.- DISCUSIÓN**

**120**

## **CAPITULO 10.- RELACION DE MAGNITUDES PARA SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ**

<b>10.1.- Introducción</b>	<b>122</b>
<b>10.2.- Datos y Metodología</b>	<b>123</b>

<b>10.3.- Relaciones de Magnitudes</b>	<b>124</b>
<b>10.3.1 Relación entre <math>M_L(D)</math> y mb</b>	<b>124</b>
<b>10.3.2 Relación entre mb y <math>M_s</math></b>	<b>129</b>
<b>10.3.3 Relación entre mb y <math>M_w</math></b>	<b>130</b>
<b>10.3.4 Relación entre mb y <math>M_o</math></b>	<b>131</b>
<b>10.3.5 Relación entre <math>M_L(d)</math> y <math>M_s</math></b>	<b>132</b>
<b>10.3.6 Relación entre <math>M_s</math> y <math>M_w</math></b>	<b>133</b>
<b>10.3.7 Relación entre <math>M_s</math> y <math>M_o</math></b>	<b>134</b>
<b>10.3.8 Relación entre <math>M_L(d)</math> y <math>M_w</math></b>	<b>135</b>
<b>10.3.9 Relación entre <math>M_L(d)</math> y <math>M_o</math></b>	<b>136</b>
<b>CAPITULO 11.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b>	<b>138</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>141</b>
<b>ANEXOS</b>	
<i><b>ANEXO 1.- Ejemplos de registros de aceleración registrados por las estaciones de NNA, CISMID, MOL y CAL y su respectiva conversión a un sismógrafo del tipo Wood-Anderson.</b></i>	<b>146</b>
<i><b>ANEXO 2.- Trabajos Realizados:</b></i>	<b>166</b>

- **Cahuari, A. (2005): Análisis Estadístico del Mo a partir de la Magnitud Local (ML). Compendio de trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el año 2005, Volumen 7, 27-42.**
- **Cahuari, A. & H. Tavera (2006): Cálculo de la Magnitud Local (ML) a partir de registros de aceleración: Aplicación a sismos ocurridos en Perú. *XIII Congreso Peruano de Geología, lima – Perú (Octubre 2006).***
- **Cahuari, A. & H. Tavera (2007): Cálculo de la Magnitud Local (ML) a partir de registros de aceleración: Aplicación a sismos ocurridos en Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, en imprenta.**

## RESUMEN

En el presente estudio se propone una metodología práctica y rápida para estimar la magnitud local (ML) de sismos ocurridos a distancias cortas y registrados por las estaciones acelerométricas que integran la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Los registros de aceleración fueron corregidos por su respuesta instrumental y luego usando la técnica de deconvolución y convolución, se ha simulado registros para un sismógrafo del tipo Wood-Anderson a fin de determinar la magnitud ML aplicando la relación propuesta por Richter (1935). Para corregir el término de atenuación (-LogAo) se ha evaluado las tablas propuestas por Richter (1958), Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987) y Espinoza (1989). Se ha utilizado una base de datos 72 sismos ocurridos en Perú entre los años 2003 y 2006, todos registrados por acelerómetros ubicados en la ciudad de Lima: Ñaña (NNA), CISMID (CIS), Molina (MOL) y Callao (CAL). Los resultados obtenidos para ML utilizando registros de aceleración y los métodos de Richter (1935) y Jennings y Kanamori (1983) muestran coherencia con los valores de magnitud ML(d) reportados por el Instituto Geofísico del Perú.

De manera complementaria, en este estudio se presentan relaciones de conversión entre magnitudes ML(d), mb, Ms, Mw y Mo utilizando como base de datos los valores de magnitud de 112 sismos ocurridos en Perú entre los años 1990 al 2005. El método utilizado fue estadístico y permitió obtener 20 relaciones de magnitudes que serán de gran utilidad para complementar y homogeneizar base de datos sísmicos.

## CAPITULO 1

### INTRODUCCIÓN

Los sismos son el resultado de un proceso complejo que depende del mecanismo de ruptura, de las propiedades físicas del medio, de las dimensiones de la falla y de la geometría de la misma. Debido a que estos procesos aún no son conocidos en detalle, es necesario caracterizar de manera aproximada los movimientos que ellos producen con variables simples, principalmente al evaluar su relación con las estructuras y con las obras de ingeniería. En general, cuando ocurre un sismo se procede a calcular sus parámetros hipocentrales (latitud, longitud, profundidad), la distancia epicentro-estación y su magnitud en cualquiera de las escalas ya conocidas ( $M_L$ ,  $m_b$ ,  $M_s$ ,  $M_w$ ). De estas escalas, la denominada magnitud local ( $M_L$ ) fue introducida por Richter en 1935 y tiene mayor importancia para los estudios de ingeniería en razón que es obtenida usando información con contenido de altas frecuencias. La magnitud  $M_L$  se obtiene a partir de la máxima amplitud de la señal sísmica leída en el registro proveniente de un sismógrafo de tipo Wood-Anderson (WA) con un registro fotográfico que alcanza una amplificación de 2800 veces para un periodo natural de 0.8 s. Estos sismógrafos son sensibles a las altas frecuencias; por lo tanto, registran sismos que ocurren a distancias regionales, de ahí que su rango de frecuencias sean consideradas dentro del campo cercano. Magnitudes determinadas a distancias telesísmicas como la  $m_b$  y la  $M_s$ , proporcionan la magnitud de un sismo en el campo lejano. En general, para calcular la magnitud  $M_L$  es necesario contar con registros sísmicos del tipo WA; por lo tanto, los registros de un sismo obtenido con cualquier otro instrumento, incluyendo los acelerómetros, deben ser convertidos a WA para luego calcular  $M_L$  usando la técnica propuesta por Richter (1958).

Históricamente, el primer sismógrafo fue instalado en Lima en 1945 luego en Huancayo, Arequipa y Ñaña (Lima). Asimismo, el primer acelerómetro instalado en Perú fue en el año de 1944 (tipo STD) por el U.S. Coast and Geodetical Survey en cooperación con el instituto

Geofísico del Perú (IGP). El avance en la tecnología y el monitoreo de los sismos que ocurren en Perú, a la fecha el IGP mantiene operativa una Red Sísmica Nacional (RSN) compuesta por 15 estaciones de banda ancha, 18 de periodo corto y 15 acelerómetros, estos últimos con sensibilidades de 0.1 a 2g. Otras instituciones afines al campo de la ingeniería sísmica como el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), la Universidad Católica del Perú (UCP), y el centro regional de Sismología de América del Sur (CERESIS) mantienen operativos en el país 19, 2 y 3 acelerómetros respectivamente. En general, la información obtenida con estos acelerómetros, conocida como acelerogramas, son útiles en el campo de la ingeniería sísmica ya que permiten conocer la amplificación sísmica del suelo a ser considerada en las normas de diseño sismorresistente. De ahí la importancia de determinar la magnitud  $M_L$  usando el mismo tipo de información como una manera rápida de conocer el tamaño de los sismos, tal como lo vienen haciendo diversos institutos sismológicos como los de Venezuela y Colombia, entre otros. En estas condiciones, en el Perú surge la necesidad de disponer de metodologías para estimar  $M_L$  utilizando registros de aceleración.

En este estudio, se propone un procedimiento práctico y rápido para estimar la magnitud  $M_L$  a partir de registros de aceleración usando la técnica de deconvolución y convolución de señales sísmicas. Para tal fin se ha elaborado un algoritmo en lenguaje Pascal a ser aplicado a un total de 72 sismos ocurridos en Perú durante el periodo comprendido entre los años 2003 y 2006, y registrados por los acelerómetros de Ñaña (NNA), CISMID (CIS), la Molina (MOL) y Callao (CAL).

Asimismo, la gran cantidad de escalas de magnitud disponibles ha llevado a los diversos observatorios a generar procedimientos rápidos para su cálculo; siendo, uno de ellos la elaboración de relaciones lineales entre las magnitudes usando una base de datos de sismos para los cuales se dispone de valores de magnitud. Este procedimiento es aplicado a 112 sismos ocurridos en Perú y para ello se propone relaciones para estimar empíricamente los valores de magnitud en las escalas mb,  $M_L$ , Ms, y Mw; así como para el momento sísmico ( $M_0$ ).

Para el desarrollo del presente estudio se ha considerado los siguientes capítulos:

El *capítulo 1*, esta dedicado a la introducción y presentación de este estudio. En el *capítulo 2*, se define los sismos y los diferentes tipos de ondas. En el *capítulo 3* se describen los parámetros que caracterizan el tamaño de los sismos y en *capítulo 4*, las características de la Red Sísmica Nacional del Perú. En el *capítulo 5*, se definen los diferentes factores que afectan el movimiento del suelo (efecto de fuente, efecto de trayectoria y efectos locales) y en el *capítulo 6*, la descripción de los procedimientos seguidos para el cálculo de la magnitud  $M_L$  a partir de la aceleración del suelo, y se realiza la. El *capítulo 7*, esta dedicado a la metodología seguida en este estudio y en el *capítulo 8*, el cálculo de la magnitud  $M_L$  para 72 sismos ocurridos en Perú. El *capítulo 9* esta dedicado a la discusión de los resultados. En el *capítulo 10*, se describe el procedimiento seguido para la obtención de relaciones de magnitudes y en el *capítulo 11* se presenta las conclusiones a las que se ha llegado en este estudio, además de algunas recomendaciones.

Finalmente, en el Anexo I, se presenta los registros de aceleración de los 72 sismos obtenidos en este estudio y su respectiva conversión a un Wood-Anderson. En el Anexo II, se adjunta copia de los diferentes trabajos de investigación que la autora ha ejecutado durante el desarrollo del presente estudio.

## **1.1 AREA DE ESTUDIO**

En este estudio se evalúa y analiza el cálculo de  $M_L$  a partir de registros de aceleración pertenecientes a la Red Acelerométrica del Perú; las mismas que se encuentran distribuidas en diferentes partes del territorio peruano. Sin embargo, el área de estudio abarca el departamento de Lima, debido a la accesibilidad de datos.

## 1.2 OBJETIVOS DEL PRESENTE ESTUDIO

Dentro de los principales objetivos que se pretende alcanzar en este estudio se enlistan los siguientes:

1. Contribuir a la definición de una magnitud  $M_L$  a partir de los registros de aceleración obtenidos de la Red Acelerométrica Nacional del IGP.
2. Proponer una metodología rápida y practica para estimar la magnitud  $M_L$  a partir de registros de aceleración.
3. Evaluar las tablas de atenuación local y analizar metodologías propuestas por diversos autores para determinar  $M_L$  a partir de registros de aceleración.
4. Calcular la magnitud  $M_L$  a partir de registros de aceleración usando técnicas de deconvolución y convolución de señales para sismos ocurridos en Perú.
5. Definir relaciones empíricas para las diversas escalas de magnitud y otros que definan el tamaño de los sismos.
6. Obtener el título de Ingeniero Geofísico.

## **CAPITULO 2**

### **LOS SISMOS**

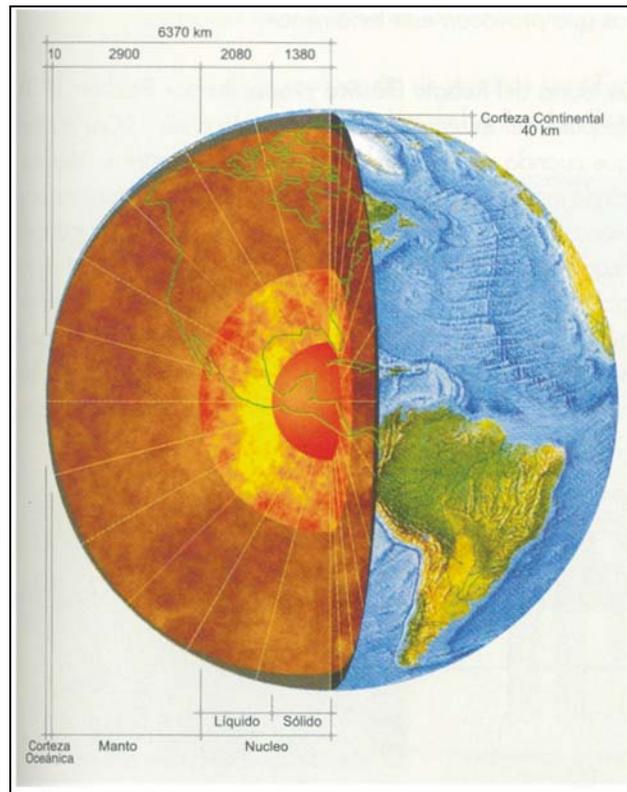
La humanidad ha experimentado a lo largo de la historia el efecto destructivo de los sismos, los cuales han originado grandes pérdidas económicas y centenares de miles de víctimas. Este fenómeno natural se manifiesta a través de la vibración o movimiento de la superficie terrestre en distintas direcciones como resultado de la propagación de ondas sísmicas. Sin embargo, el hombre tardó mucho tiempo en explicar, con fundamentos científicos, el origen de los sismos. La teoría de tectónica de placas o nueva tectónica global, ampliamente aceptada en la actualidad, considera que la litosfera está dividida como gran mosaico de 17 placas principales que se desplazan lateralmente una con relación a las otras impulsadas por corrientes de convección existentes en el del manto terrestre. Por lo tanto, el término "tectónica" se refiere al estudio a gran escala de la estructura y características de deformación de la Tierra, sus orígenes, relaciones y movimientos. En la actualidad existe evidencia de que las placas se mueven a variadas velocidades y en diferentes direcciones. Las placas más importantes son la del Pacífico, la Australiana, la Antártica, las de América del Norte Centro y del Sur, la de Nazca, la Euroasiática y la Africana.

En general, para estudiar y comprender los mecanismos generadores de los sismos es necesario conocer, en forma general, la estructura del globo terráqueo.

## 2.1 COMPOSICIÓN DE LA TIERRA

Los científicos creen que la Tierra se formó hace 4600 millones de años, probablemente después de que una masiva explosión originó una nube de polvo y gas. Fuerzas gravitatorias hicieron que las partículas se combinaran en una masa caliente de material fundido que con el transcurso del tiempo fue, acompañado de complejos procesos químicos, físicos y biológicos que dieron origen al estado actual de la Tierra. Las rocas más antiguas de las que se conocen tienen de 4000 a 3800 millones años y se encuentran en Groenlandia. Las primeras bacterias y algas aparecieron hace unos 3500 millones de años, mientras que los mamíferos tienen una antigüedad de 65 millones de años. Los ancestros del ser humano aparecieron hace sólo 4 millones de años. No se han encontrado signos reconocibles que permitan estudiar lo ocurrido durante los primeros 600-800 millones de años de historia. La Tierra, con un radio promedio de 6370km, está formada por tres capas concéntricas principales (Figura 2.1): núcleo, manto y corteza, las mismas que se formaron cuando la Tierra comenzó a enfriarse y los materiales más pesados y calientes se hundieron, concentrándose en el centro. El núcleo, que tiene cerca de 3500km de radio; la parte más profunda de unos 1380km de espesor es sólida y la parte exterior de 2080km es líquida. El manto tiene un espesor de aproximadamente 2900km y está constituida por distintos tipos de rocas. La capa más externa es la corteza, comparable a "la cáscara" del globo terrestre debido a su reducido espesor en relación al radio de la Tierra. Las características de la corteza son considerablemente distintas en los océanos y continentes. Las cuencas oceánicas están constituidas por rocas basálticas muy resistentes, con espesores variables entre 5 y 10km. Las plataformas continentales son más livianas por estar formadas principalmente por rocas graníticas sobre un basamento de basalto, con un espesor promedio de 35km que puede llegar a un máximo de 75km. La corteza terrestre es deformada, plegada y fracturada debido a las corrientes de convección térmica originadas en el manto, lo que explica el carácter irregular de la superficie terrestre. Los movimientos y deformaciones que se producen en la corteza están ligados a las características mecánicas de la litosfera que es la envolvente externa, rígida y resistente del planeta. La litosfera comprende la corteza en sí y la parte superior del manto, con un espesor promedio de 100

km. La división entre el manto y la corteza esta caracterizada por ser una superficie donde se producen significativos cambios en la velocidad de propagación de las ondas sísmica, que se denomina discontinuidad de Mohorovicic o simplemente Moho. El estudio de la composición de la Tierra muestra claramente que la idea de un planeta rígido y "sólido como la roca" es totalmente errónea y representa un obstáculo para entender los procesos geológicos que en ella ocurren.



*Figura 2.1. Corte esquemático del interior de la tierra*

## **2.2 MECANISMO DE LOS SISMOS**

Actualmente se reconoce que el mecanismo principal que desencadena los sismos está asociado a la deformación de la corteza rocosa que forma el estrato externo de la Tierra. El estado tensional inducido en los materiales sólidos origina deformaciones que se traducen en: (1) cambio en el tamaño y/o forma del material, y (2) fractura del material. Si las tensiones aplicadas exceden el límite elástico el material fluye plásticamente,

presentando deformaciones permanentes cuando las tensiones son eliminadas. Las rocas ubicadas a grandes profundidades se deforman generalmente en forma plástica debido a las condiciones de alta presión y temperatura existentes. Contrariamente, las rocas localizadas cerca de la superficie son frágiles y fáciles de deformarse cuando su capacidad de deformación es excedida. La resistencia de la roca a la ruptura depende principalmente de su resistencia a la compresión y tracción, temperatura, presión de confinamiento, presencia de líquidos, velocidad y duración del proceso de deformación. Como resultado de la ruptura de la corteza terrestre se originan fallas; es decir, zonas de fractura a lo largo de las cuales se producen movimientos relativos. Estos movimientos representan el mecanismo desencadenante de los sismos denominados tectónicos.

En un punto en interior de la corteza, allí donde se originan las ondas sísmicas es llamado foco o hipocentro y en este caso, se situado sobre la superficie de ruptura de la falla y puede ser localizado por su latitud, longitud y profundidad (Figura 2.2). La proyección de dicho punto a la superficie de la tierra, se denominada epicentro y es definido por su latitud y longitud únicamente. La ruptura progresa desde el hipocentro a lo largo de la superficie de ruptura a una velocidad finita, hasta que se detiene. El esfuerzo acumulado se libera completamente al alcanzar una sección más fuerte que la falla o porque se ha llegado al final de la misma. El tiempo total del movimiento causado por un sismo está relacionado con la longitud del tiempo necesario para que la ruptura progresa a lo largo de la superficie de ruptura completa (Nyffenegger, 1997). En realidad dependiendo del tamaño del sismo o de la ruptura, los desplazamientos relativos en la falla se produce a lo largo de una zona que puede ser muy extensa. Por ejemplo, la falla de San Andrés, en Estados Unidos, origina sismos a lo largo de una línea de más de 400km (sismo continental en falla transcurrente), y en el terremoto de Alaska de 1964, produjo desplazamientos sobre la falla de aproximadamente 600km (sismo en zona de subducción).

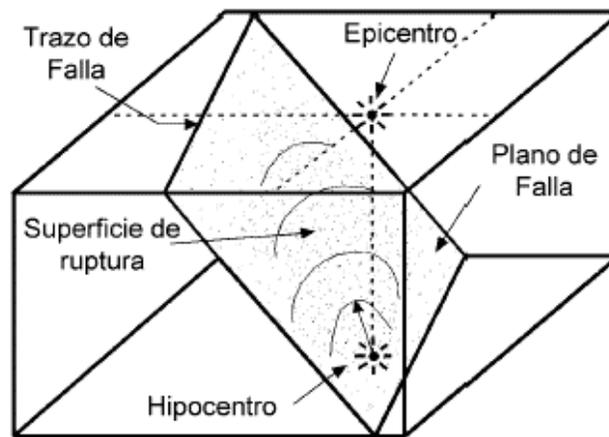


Figura 2.2. Geometría de una falla y origen de los sismos.

La mayoría de los sismos se producen debido a desplazamientos internos de la corteza (sismo tectónico), pero también pueden originarse debido a la actividad volcánica por movimientos violentos de lava y por el derrumbe natural de cavernas subterráneas. Además, la actividad humana puede originar sismos a través de explosiones accidentales o provocadas (pruebas nucleares) o bien por la alteración significativa de las condiciones naturales en amplias zonas (por ejemplo debido a la construcción de presas). De acuerdo a esto, los sismos pueden clasificarse, teniendo en cuenta su origen, en tectónicos, volcánicos, por derrumbamientos o artificiales. Existen casos particulares de sismos, generalmente leves, que pueden originarse por otras causas, como el impacto de un meteorito (Siberia, 1908), por grandes deslizamientos de tierras (deslizamiento del monte Pami, 1911) o colapso de una presa.

### 2.3 TIPOS DE FALLAS

Se denomina falla geológica al plano de fractura de la roca dentro de la corteza terrestre en donde a través del cual se han producido desplazamientos relativos. Durante un sismo, un bloque de la corteza terrestre se mueve con respecto al bloque adyacente. El movimiento relativo de los bloques puede ser vertical, horizontal o combinado y se denomina rechazo de la falla. Cuando la falla intercepta la superficie terrestre se manifiesta en forma más o menos aparente, formando la traza de la falla. Sin embargo, los vestigios

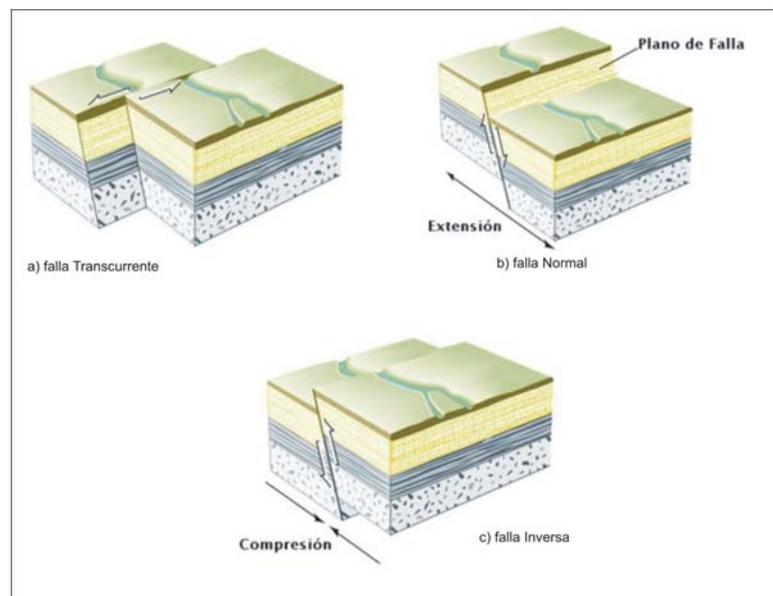
superficiales de la falla tienden a desaparecer por acción de la erosión, presencia de vegetación o actividad humana. Los distintos tipos de falla pueden clasificarse en cuatro grupos principales, según sea el tipo de movimiento relativo (Figura 2.3).

**Falla transcurrente (o de rumbo):** el movimiento se produce fundamentalmente en la dirección horizontal dado que los dos bloques se desplazan lateralmente con sentidos opuestos.

**Falla normal:** se produce cuando el plano de falla es oblicuo respecto al horizonte y los bloques adyacentes están sometidos tensión. En este caso el movimiento es predominante en la dirección vertical, y la fuerzas inducidas en la roca son perpendiculares a la falla.

**Falla inversa:** se produce cuando el plano de falla es oblicuo respecto al horizonte y los bloques adyacentes están sometidos compresión.

**Falla vertical:** es un tipo particular de falla normal o inversa en la cual el plano de falla y el movimiento relativo entre los bloques es predominantemente vertical.



*Figura 2.3. Tipos de fallas geológicas*

En muchos casos, el desplazamiento de la falla es compuesto, esto es con componentes en la dirección vertical y horizontal; por lo tanto, el tipo de falla se considera como una combinación de los dos de los grupos descritos anteriormente. Las fallas también pueden clasificarse en activas o inactivas dependiendo si existen evidencias o no de su movimiento en tiempos geológicos recientes; sin embargo, no hay común acuerdo para definir "reciente". En forma genérica, puede decirse que fallas activas son aquellas que han experimentado desplazamiento en los últimos miles de años.

## 2.4 ONDAS SÍSMICAS

Desde el foco, la energía sísmica generada se irradia tridimensionalmente en forma de ondas sísmicas (Figura 2.4) para atravesar diversos medios llegando a reflejarse o refractarse en fronteras producidas por cambios en las propiedades del medio en el cual viajan las ondas para luego volver a generar diferentes tipos de ondas, aunque las más importantes las de cuerpo y las superficiales.

### - **Ondas de cuerpo o internas**

Estas ondas se propagan en el interior de la Tierra y pueden subdividirse en:

**a) Ondas primarias u ondas P:** el movimiento de las partículas es en el sentido de propagación de la onda, originando compresiones y dilataciones del medio en el cual se transmiten. El movimiento de estas ondas es similar al del sonido y por ello también se las denomina ondas de compresión. Cuando las ondas P alcanzan la superficie, parte de la misma se transmite a la atmósfera como ondas sonoras, las que pueden ser percibidas por animales o personas

**b) Ondas secundarias u ondas S:** movimiento de las partículas es en el sentido perpendicular a la dirección de propagación, produciendo esfuerzos de corte en el medio en el que se transmiten. Dada sus características, este tipo de onda no puede propagarse en

medios líquidos (como los océanos o el núcleo externo de la Tierra). Las ondas P se propagan con velocidades mayores que las ondas S originadas por el mismo sismo. Las velocidades de propagación dependen fundamentalmente de las características del medio (densidad, módulo de incompresibilidad y módulo de rigidez). Como ejemplo, la velocidad de la onda P en el granito es de 5.5 km/s y en el agua es de 1.5 km/s; mientras que, la llegada de las ondas S es de 1.5 km/s y de de 0 km

La diferencia de velocidad de propagación es de fundamental importancia para ubicar el epicentro de un sismo. Para ello, los sismólogos usan registros del desplazamiento del terreno en función del tiempo (sismogramas) y midiendo la diferencia de tiempo entre las llegadas de las ondas P y S pueden determinar la distancia desde la estación de registro a la que se produjo el sismo (pero no la dirección). Combinando los resultados de por lo menos tres estaciones se puede ubicar mediante un proceso similar a una triangulación la ubicación del epicentro.

Las ondas de cuerpo se aplican para estudios de la estructura interna de la tierra, determinar espesores del subsuelo, aguas subterráneas, mecanismo focal y calculo de magnitudes.

### **- Ondas superficiales**

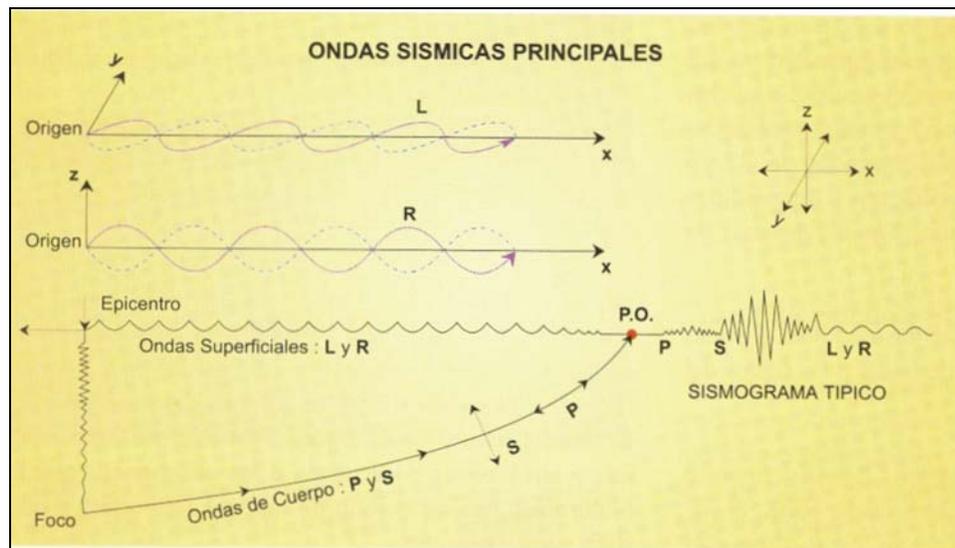
La existencia de una superficie libre y de discontinuidades en el interior de la tierra produce el acoplamiento de la energía y dan origen a un nuevo tipo de ondas denominadas superficiales. Estas ondas se propagan a lo largo de la superficie y son un elemento muy importante para el conocimiento de la estructura de la tierra. En general, de acuerdo a su movimiento puede distinguirse dos tipos de ondas:

**c) Ondas Rayleigh:** Ondas con movimiento similar al que se produce en la superficie del agua, esto es desplazando una partícula sobre un plano que apunta en la dirección de la trayectoria de las ondas con un movimiento elíptico horizontal y vertical simultáneamente. Las ondas se propagan en el interior y en la superficie de la tierra de acuerdo a las leyes generales de la física de ondas, de modo que al encontrar

discontinuidades en su recorrido se reflejan y refractan como las ondas luminosas o sonoras. En un punto cualquiera sobre la superficie, el movimiento originado por un sismo resulta de la compleja superposición de ondas con distinta naturaleza (de cuerpo o superficiales) y origen, dado que algunas provienen directamente del foco y otras son el resultado de las ondas que se reflejan o refractan en las interfaces o discontinuidades.

**d) Ondas Love:** ondas con movimiento similar al de las ondas S, con partículas que vibran en una trayectoria elíptica sobre un plano horizontal.

Las ondas superficiales se aplican a estudios de dispersión para determinar la estructura de la corteza y manto superior, mecanismo focal, cálculo magnitud  $M_s$  y  $M_o$ , atenuación de la corteza y manto superior, estructura y composición de las dorsales oceánicas y cadenas montañosas (Payo, 1986).



2.4. Esquema que muestra el modo de propagación de los distintos tipos de onda: P, S, L y R.

## 2.5 SISMOS EN EL CAMPO CERCANO Y LEJANO

La sismología ha dedicado más su atención a la interpretación de los sismogramas con ondas de muy pequeña amplitud y de bajas frecuencias a distancias grandes de la fuente sísmica denominada como “Campo lejano”. Para ello es suficiente utilizar la teoría lineal de elasticidad, deformaciones infinitesimales y medios isótropos. Una buena aproximación a la forma de las ondas se obtiene por medio de la teoría de rayos. Debido al interés directo en sismos grandes a distancias cortas de la fuente sísmica “Campo Cercano”, las ondas sísmicas poseen frecuencias altas y grandes longitudes de ondas. Existen dos puntos de vista diferentes para el estudio de la propagación de ondas sísmicas en el campo cercano. El primero, más relacionado con la ingeniería, el cual se enfrenta con el diseño y construcción de estructuras críticas en zonas sísmicas, tales como presas, reactores nucleares, hospitales, puentes y edificios de gran altura. Esto requiere la consideración del movimiento del suelo a pequeñas distancias de fuentes sísmicas de determinada magnitud.

El segundo, más sismológico, consiste en tratar de entender la generación de sismos a distancias cercanas como un producto directo del proceso de ruptura en la fuente del sismo y de la propagación de las ondas en el medio que rodea la falla sísmica. Las interpretaciones de los movimientos del suelo se han limitado a los casos de sismos de pequeña y moderada magnitud, y en ellos la teoría y las observaciones están en razonable acuerdo. Sin embargo, esto no es siempre posible. Un mismo registro puede interpretarse de diversas maneras ya que no se conoce suficientemente bien la estructura de la corteza de la Tierra, las propiedades del proceso de fractura y los parámetros que definen, tanto el medio como la fuente. La interpretación de un sismograma es un ejemplo de lo que se denomina en matemáticas aplicadas el problema inverso o indirecto. Si la fuente y la estructura de la Tierra fuesen conocidas, el cálculo produciría directamente el movimiento de las ondas (sismogramas sintéticos) que podrían ser comparados con las observaciones, y de este modo se podrían identificar las distintas ondas sísmicas. El problema inverso empieza con los registros de los movimientos del suelo y trata del obtener a partir de ellos los tipos de ondas, la estructura del medio y los parámetros de la fuente. Afortunadamente, en el

problema inverso, algunos parámetros claves, tales como las dimensiones de la falla y la estructura de las rocas, pueden ser obtenidos a partir de mapas geológicos, estudios geofísicos, distribución de réplicas y otros medios independientes.

En un observatorio sismológico, el personal especializado puede interpretar con cierta facilidad los patrones de ondas P, S y superficiales sobre los simogramas de sismos lejanos o de sismos locales pequeños, tal como se muestra en la Figura 2.5a que corresponde a un simograma en donde se observa los inicios de las ondas P, S, Rayleigh y Love para un sismo ocurrido a una distancia de 2000 km con respecto a la estación de registro. En dicha Figura se nota claramente la variedad de amplitudes y formas que caracterizan a cada fase o onda sísmica.

En el campo cercano, la interpretación de los movimientos del suelo registrados por los acelerómetros muestran una superposición de muchos tipos de ondas irradiadas por la fuente propagante en una estructura complicada que da como resultado la presencia en los acelerogramas de frecuencias altas y con considerable variación en sus amplitudes. La Figura 2.5b muestra un registro de aceleración en donde se pueden observar las complejidades del movimiento correspondiente a un sismo ocurrido a una distancia del foco a la estación de 120 km.

Así mismo, los registros de aceleración permiten disponer mediante el proceso de integración la velocidad y el desplazamiento del terreno (Figura 2.6), ambos proporcionan información adicional sobre las características de los sismos y del medio. Por ejemplo, la primera integración suaviza el registro del sismo y pone de manifiesto las frecuencias de rango intermedio. Una segunda integración produce, generalmente, registros del desplazamiento del suelo, con pequeñas fluctuaciones y un patrón más simple para la forma de las ondas. En general, cada integración suaviza las formas más altas y más erráticos del movimiento de las ondas. A menudo los registros de velocidad y desplazamientos son más simples y facilitan la interpretación de los patrones de ondas. Debe destacarse que la mayor aplicación de los registros de aceleraciones en la ingeniería sismorresistente, ya que a

partir de ellos pueden derivarse los espectros de respuesta (elástica e inelástica) y los espectros de diseño en los cuales se basan los códigos sismorresistentes.

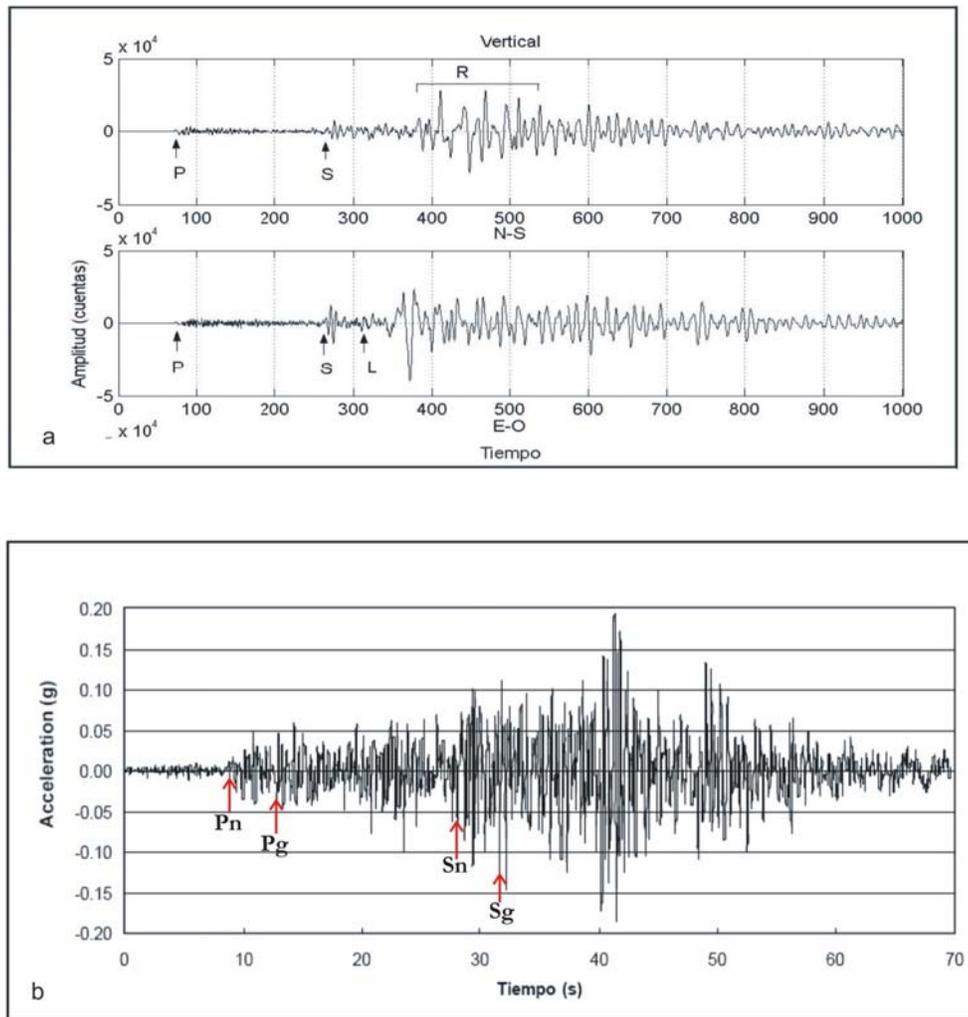
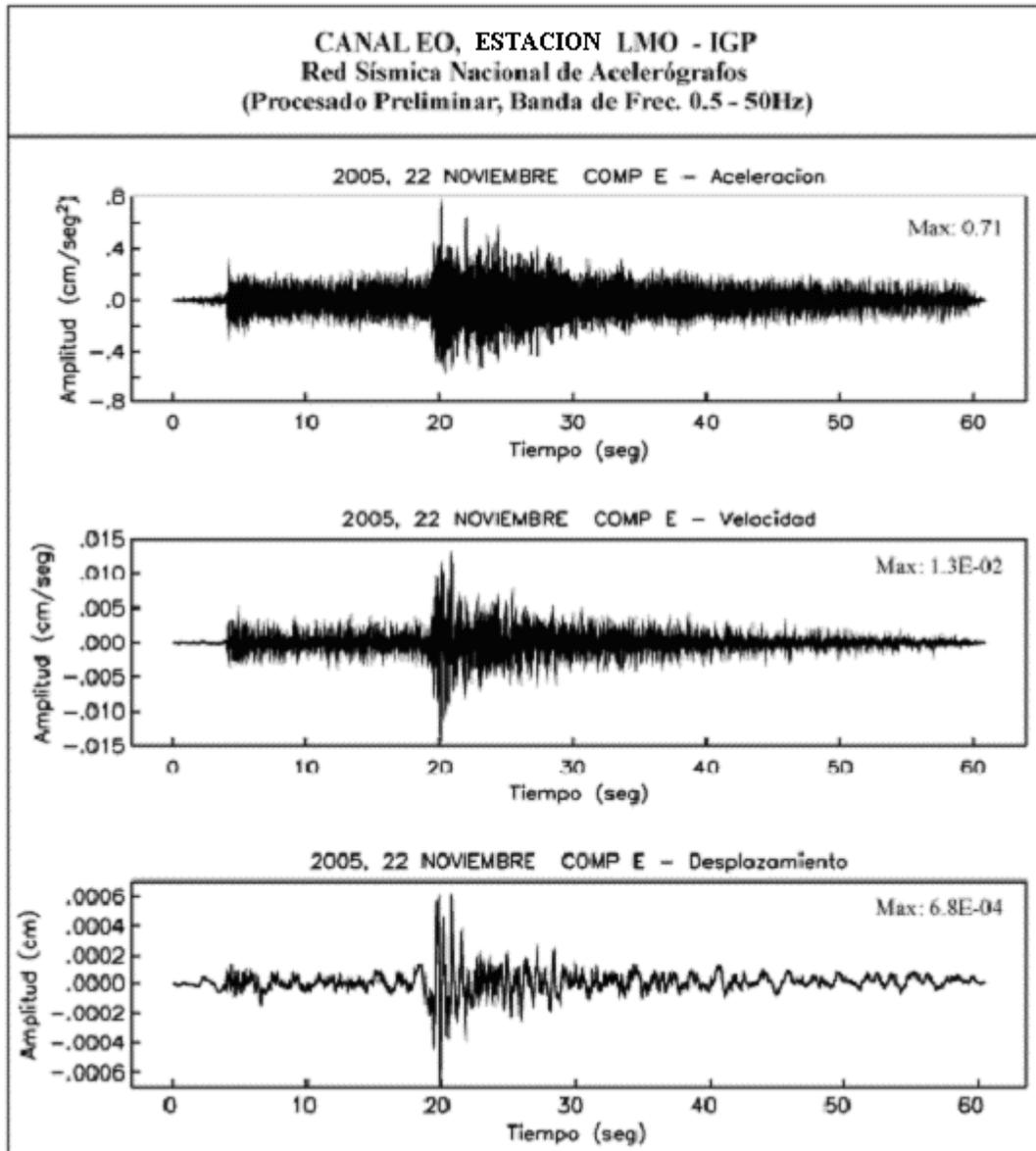


Figura 2.5. Ejemplos de registros en el campo lejano(a) y cercano (b). En ambos casos observase los diferentes tipos de frecuencias presentes y que caracterizan a las ondas sísmicas.



*Figura 2.6. Ejemplo de un registro de aceleración y su respectivo proceso de integración en velocidad y desplazamiento para el sismo ocurrido en Perú el 22 de Noviembre del 2005 registrado por la estación de la Molina (LMO).*

En la sismología convencional, la identificación de los impulsos sísmicos puede realizarse, en algunas circunstancias, determinando las propiedades de las ondas en el sismograma, independientemente del conocimiento de la fuente. Sin embargo, en la mayoría de los casos, la interpretación se facilita en gran manera cuando se dispone, aunque sea en forma aproximada, de la distancia y dirección de la fuente al instrumento. A menudo el sismólogo tendrá que hacer aproximaciones sucesivas entre estos dos aspectos. En la interpretación de registros en el campo cercano está claro, por ejemplo, que se necesitan todas las pistas disponibles respecto a la gran variedad de ondas que pueden registrarse en los acelerogramas. Por lo tanto, representa casi una necesidad absoluta que se disponga de algún conocimiento sobre la naturaleza de la fuente sísmica, su distancia desde el emplazamiento y sus dimensiones. De esta forma, usando valores razonables para las velocidades de las ondas P, S y superficiales, se pueden establecer algunos límites para los valores de los tiempos de llegada de las distintas fases y de la duración total del registro. Sin embargo, no existen curvas estándar de tiempos de recorrido de las fases sísmicas para la interpretación de registros de movimientos fuertes del suelo, como las que se utilizan de forma generalizada en la interpretación de los sismogramas de telesismos y sismos locales. Lo que se necesita realmente son conjuntos de registros teóricos que definan los diversos parámetros de la fuente, tales como longitud de la falla (dependencia de la magnitud), profundidad del foco, mecanismo focal y distancia desde la falla. Estos registros teóricos y sintéticos estándar podrían utilizarse como referencias para la interpretación. Con el tiempo, la interpolación entre los distintos tipos de registros sintéticos podría llevar a una discriminación rápida y fiable de los parámetros.

## CAPITULO 3

### PARÁMETROS ASOCIADOS AL TAMAÑO DE LOS SISMOS

La primera manera de describir el tamaño de un sismo es por sus efectos en superficie; es decir, por los daños que ellos ocasionan en las viviendas, edificios y otras estructuras construidas por el hombre o por sus consecuencias sobre el terreno. Sobre estas observaciones se basa la determinación de la Intensidad del sismo. A lo largo de la historia han aparecido numerosas escalas de intensidad como las de Rossi – Forel en 1883 que consta de X grados (I a X). Posteriormente, en 1902 Mercalli que consta de X grados, Cancani e Iceberg proponen una escala que a diferencia del primero consta de XII grados (escala Mercalli Modificada). En América, se utiliza la llamada escala de Mercalli Modificada (MM). Para Europa la escala mas usada recibe el nombre de MSK, la misma que también tiene doce grados y en general es equivalente a la MM. Por otro lado, para determinar los efectos de un sismo ocurrido en Japón, los sismólogos de esa zona crearon en 1963 una escala de VII grados conocida como JMA. Reiter en 1990, elaboró un cuadro de equivalencias entre las escalas de intensidades sísmicas más conocidas, tomando como patrón la de Mercalli Modificada (Figura 3.1). En esta comparación, Reiter represento el valor de cada grado por medio de celdas que son equivalentes a los efectos que pueden suceder en cada grado de intensidad y para cada escala de intensidad. Según el autor, entre las escalas MM y MSK existe una equivalencia total para los grados de intensidad que van del grado IV al XII, al igual que para el grado I. Para los grados II y III, según las celdas, la diferencia sería significativamente variable; es decir, el tamaño de la celda de grado III en la escala MSK es mayor comparando con la celda que representa el grado III en la escala MM en un tercio.

Otra manera de medir el tamaño de un sismo y de forma objetiva, es cuantificar la energía liberada en el foco y se hace a partir del registro del sismo en un instrumento llamado sismógrafo. Esta idea llevó a C. F. Richter en 1935, a la creación de la escala de Magnitudes definiéndola como una medida cuantitativa del tamaño de un sismo,  $M = \text{Log } A - \text{Log } A_0$ , donde  $A$  es la máxima amplitud (expresada en mm) registrada por un sismógrafo Wood-Anderson ubicado a 100 km del epicentro y  $A_0$  es la máxima amplitud de un sismo de referencia. Actualmente, esta técnica es la más usada para medir el tamaño de los sismos en todo el mundo, aunque no es la única. En la actualidad, con el avance de la sismometría y con la respectiva mejora en la calidad del registro de los sismos a cualquier distancia, varias escalas de magnitud han sido introducidas ( $M_L$ ,  $m_b$ ,  $M_D$ ,  $M_s$  y/o  $M_w$ ), y cada una de ellas dependen del tipo de onda sísmica que se utilice para medir el tamaño del sismo.

MERCALLI MODIFICADA	ROSSI FOREL	JMA	MERCALLI CANCAM SIEBERG	MSK
I	I	I	II	I
II	II		III	II
III	III		IV	III
IV	IV		V	IV
V	V		VI	V
VI	VI		VII	VI
VII	VII		VIII	VII
VIII	VIII	V	VIII	VIII
IX	IX		IX	IX
X	X	VI	X	X
XI		VII	XI	XI
XII				XII

Figura 3.1. Escala de intensidades sísmicas y su equivalencia (Reiter, 1990)

### **3.1.- INTENSIDAD**

Una forma de describir el tamaño de un sismo, es por los efectos que este produce en las personas y en el medio que les rodea; es decir, por los daños ocasionados en edificios y estructuras construidas por el hombre, por sus consecuencias sobre el terreno y por el comportamiento de las personas. La intensidad de un sismo en un punto determinado de la superficie de la Tierra, es la fuerza con que se siente en dicho punto. Este concepto no difiere, por lo tanto, del de intensidad de un campo cualquiera de fuerzas, aunque la forma de medirse es bastante subjetiva. Así mismo, debe entenderse que la intensidad del sismo en un punto cualquiera dependerá de la magnitud del mismo y de otros parámetros de la fuente sísmica como la distancia al epicentro, el camino seguido por las ondas (medio que rodea la fuente) y del lugar de llegada de las mismas (medio que rodea al punto evaluado).

El desarrollo de las escalas de intensidad para medir el tamaño de un sismo se realizó en forma progresiva a partir del siglo XIX. Así, las primeras escalas se deben a los trabajos de S. de Rossi y F. A. Forel en Italia y Suiza, ambos proponen en 1883 la escala Rossi-Forel dividida en diez grados (I al X). Una modificación a esta escala es propuesta por Mercalli en 1902, primero con diez grados y luego corregida por Cancani con 12 grados (I al XII). Esta última escala fue la base para sustentar a las usadas en la actualidad. En América, se utiliza la llamada escala de Mercalli Modificada (MM) propuesta por H. Wood y F. Newmann en 1931 y posteriormente por C. F. Richter en 1956. Para Europa la escala más usada esta basada en los trabajos de S. V. Medvedev, W. Sonheuer y V. Karnik en la URSS, y recibe el nombre de MSK, la misma que también tiene doce grados y que en general es equivalente a la Mercalli Modificada. Para el Perú, Ocola (1979 y 1988) realizó algunas modificaciones a la escala MSK, específicamente en los parámetros de construcción, con intención de que sea empleada para el estudio de sismos ocurridos en Perú.

La escala MM es la más difundida en los países de América y por lo tanto, es la escala con la que se han elaborado la mayoría de mapas de isosistas de sismos ocurridos en Perú, tanto históricos como recientes. Considerando que esta escala permite evaluar el tamaño de un sismo a partir de la simple descripción del comportamiento de las personas y de los daños en las estructuras y principalmente en la naturaleza; es que investigadores como Polo (1904), Barriga (1936), Silgado (1978) y Dorbath et al, (1990), han podido construir mapas de intensidad a partir de los relatos y crónicas hechas por testigos presenciales de los diferentes sismos históricos como los ocurridos en 1650, Cuzco; 1687, Lima; 1582, Arequipa, etc. Actualmente, para evaluar los sismos con esta escala, es necesario realizar entrevistas a individuos de la región afectada, además de observar de como afectó el sismo en las construcciones, suelo y las reacciones que ellos adoptaron durante este.

Las escalas de intensidad son afectadas de las sensaciones del personal observador y dependen de los materiales y técnicas constructivas que varían de una zona a otra, por lo que encierra un alto grado de incertidumbre. A pesar de estos problemas, representan una indicación aproximada de la fuerza del sismo y permiten evaluar la importancia de sismos históricos ocurridos antes de 1900, cuando la sismología instrumental no estaba desarrollada. A pesar de que existen estudios teóricos para traducir los valores de la intensidad en algún parámetro del movimiento del suelo, tal como la aceleración o desplazamiento que pueda ser medido con mayor precisión, no hay por el momento un único parámetro que la pueda sustituir. La aceleración máxima horizontal es quizás el parámetro que mas se ha relacionado con la intensidad y así lo propuso ya Omori, en 1898, y Cancani, en 1903. Sin embargo, la intensidad como del daño producido obedece no solo a la aceleración del suelo, sino a la frecuencia de la vibración, duración, dirección, etc. A partir de los valores de intensidad determinados para puntos del área alrededor de un sismo, se realizan mapas de intensidades o de isosistas, que son las líneas que unen puntos de la superficie con igual intensidad. Las isosistas, por lo tanto, indican la forma de irradiación de la energía sísmica. Las máximas intensidades se registran en la zona epicentral, atenuándose con la distancia. La forma de estas líneas normalmente depende de la orientación de la falla, longitud de la zona de ruptura, tipo de terrenos, formaciones geológicas, etc. En la Figura 3.2, se presenta como ejemplo el mapa de Isosistas

correspondiente al sismo de ocurrido en Moyabamba el 30 de Mayo de 1990, el mismo que muestra como máxima el valor de VII(MM) para las localidades de Moyabamba y Rioja, con un radio de 300km. Las isosistas tienen forma circular y muestran que el sismo fue sentido en las localidades y ciudades de Chiclayo, Chimbote, Huaraz, Tingo Maria, Pucallpa y Jaén. Asimismo, el terremoto fue sentido en Guayaquil (Ecuador) con una intensidad de IV (MM), ciudad localizada a una distancia de 500km del epicentro.

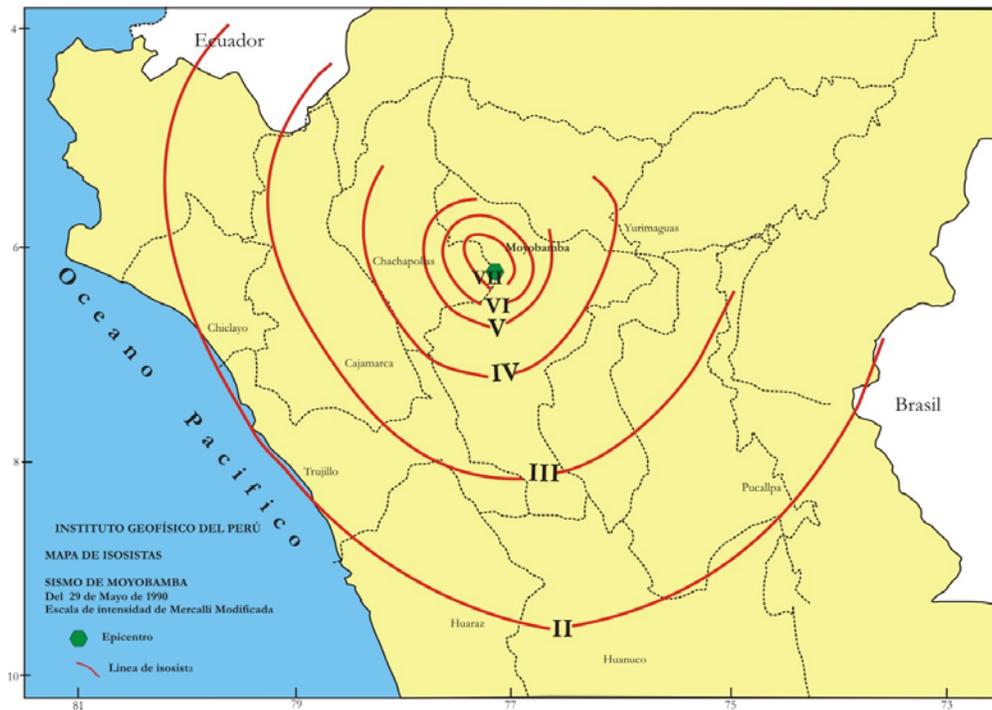


Figura 3.2: Isosistas para el sismo de Moyabamba del 30 de Mayo de 1990 (Huaco, 1990).

### 3.2.- MAGNITUD

El concepto de magnitud fue introducido por Charles Richter en el año 1935 para medir el tamaño de los sismos locales y así poder estimar la energía que ellos liberaban a fin de ser comparados con otros sismos. Posteriormente, el uso de esta escala se fue extendiendo y aplicándose a los diferentes sismos que ocurrían en el mundo. La magnitud de Richter considera un valor de magnitud de referencia denominado magnitud cero que corresponde a la amplitud mínima de la traza de un sismo registrado en el tambor de un

sismógrafo de torsión horizontal de tipo Wood Anderson (WA), con un periodo de oscilación de 0.8 segundos amplificación de 2800, y localizado a una distancia de 100 km. Esta amplitud máxima es equivalente a una micra y corresponde a un sismo de magnitud 3.0.

Normalmente, el cálculo de la magnitud de un sismo debe ser corregido dependiendo del tipo de sismógrafo utilizado, de la distancia epicentral, de la profundidad del foco y además del tipo de suelo donde esta ubicada la estación de registro. Esta escala por su naturaleza permite obtener medidas negativas del tamaño de un sismo y en principio no tiene límites para medir magnitudes grandes. En realidad, su valor mínimo dependerá de la sensibilidad del sismógrafo y el máximo de la longitud máxima de la falla susceptible a romperse de un solo golpe. Con la mejora en la calidad del registro de los sismos a cualquier distancia, varias escalas de magnitud han sido introducidas, aunque todas dependen del tipo de onda sísmica que se utilice para medir el tamaño del sismo. Así, las escalas más comunes son: Magnitud Local ( $M_L$ ), magnitud de ondas superficiales ( $M_s$ ), magnitud de ondas volumen ( $m_b$ ), magnitud de duración ( $M_d$ ) y magnitud momento ( $M_w$ ).

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

La magnitud local ( $M_L$ ) fue propuesta inicialmente por Richter en 1935 para su aplicación en el Sur de California. La escala es definida como el logaritmo decimal de la amplitud máxima del registro del sismo en un sismógrafo del tipo Wood-Anderson con constantes específicas (período= 0.8 segundos, amplificación estática = 2800 y factor de amortiguamiento = 0.8) ubicado a 100 kilómetros de la fuente sísmica. Para su determinación se utiliza la siguiente expresión:

$$M_L = \text{Log } A - \text{Log } A_0$$

donde, A es la máxima amplitud de la traza registrada y  $A_0$  la amplitud máxima por un sismo patrón de magnitud  $M = 3$ , el mismo que produciría una deflexión de 0.001 mm en un sismógrafo ubicado a 100 km del epicentro. En la Tabla 3.1 se muestra los valores de  $A_0$  para diferentes rangos de distancia.

Tabla 3.1 Calibración de la Magnitud Local ( $M_L$ ) según Richter (1958).

$\Delta(\text{km})$	$-\text{Log } A_0$	$\Delta(\text{km})$	$-\text{Log } A_0$
10	1.5	150	3.3
20	1.7	200	3.5
30	2.1	300	4.0
40	2.4	400	4.5
50	2.6	500	4.7
100	3.0	600	4.9

Si un sismo es registrado por una estación diferente a WA y para una región en particular, se debe obtener y/o estimar la corrección en distancia en el término  $A_0$  antes de establecer una correspondencia entre el sismógrafo utilizado y el tipo de WA. Las características de esta magnitud serán discutidas mas adelante.

### 3.2.2.- Magnitud de Ondas Superficiales ( $M_s$ )

Este tipo de magnitud se obtiene a partir de la amplitud máxima de las ondas superficiales (Rayleigh y/o Love) debe ser medida en su modo fundamental con periodos (T) entre 18-22 segundos. Esta escala fue introducida por Gutenberg y Richter en 1942 y se utiliza para el cálculo de la magnitud de telesismos. En dicha escala se debe considerar correcciones en función de la distancia epicentral y la profundidad del foco del sismo. La relación utilizada para el cálculo de  $M_s$  corresponde a la formula de Praga:

$$M_s = \text{Log } (A/T) + 1.66 \text{ Log } \Delta^\circ + 3.3$$

donde, A es la amplitud del desplazamiento del suelo en micras y  $\Delta$  la distancia epicentral en grados. La formula anterior es válida para sismos ocurridos a distancias comprendidas entre  $20^\circ < \Delta < 90^\circ$ .

### 3.2.3.- Magnitud de Ondas de Volumen (mb)

Esta escala fue introducida por Gutenberg (1945) y toma como referencia la amplitud máxima de las ondas de cuerpo P y S con periodos entre 1 a 10 segundos. La magnitud, es calculada a partir de la relación de la amplitud con su correspondiente periodo (A/T), siendo valida para sismos ocurridos a diferentes profundidades y a distancias comprendidas entre 5° y 90°. La relación que permite calcular mb es conocida como la formula de Gutenberg:

$$mb = \text{Log} (A/T) + Q (\Delta, h)$$

donde, A es la amplitud reducida al movimiento del suelo en micras, T el periodo (seg.), Q la atenuación del medio expresada en función de la distancia epicentral ( $\Delta$ ) y la profundidad (h) según las tablas de Gutenberg y Richter (1956).

### 3.2.4.- Magnitud de Duración (M<sub>D</sub>)

Esta escala fue introducida por Lee et al, (1972), para calcular la magnitud de sismos locales y regionales utilizando sismógrafos de periodo corto con registros en papel. Esta escala se fundamenta en que un sismo pequeño produce un registro de corta duración; mientras que, para uno mayor tiene mayor duración; por lo tanto, existiría una relación entre el tamaño del sismo y la duración de su respectivo registro. Para estimar esta magnitud se considera la duración del registro del sismo (t), al inicio del arribo de la onda P hasta cuando la amplitud de la misma se confunde con el ruido de fondo. Esta magnitud fue definida con la siguiente relación:

$$M_D = a + b \text{Log } t + c (h) + d \Delta$$

donde, t es la duración del registro del sismo en segundos, h la profundidad expresado en km,  $\Delta$  la distancia epicentral en km. Los valores a, b, c y d son constantes que tienen que ser determinadas para cada estación.

### **3.2.5.- Magnitud Momento ( $M_w$ )**

Para estimar la magnitud momento  $M_w$ , es necesario conocer directamente el momento sísmico ( $M_o$ ). El momento sísmico es una medida más consistente del tamaño del sismo ya que se basa directamente en la estimación de la energía irradiada por el sismo y hoy en día, es el parámetro más importante. Este puede ser obtenido a partir de la relación establecida por Aki (1966):

$$M_o = \mu.S.D$$

donde,  $\mu$  es el módulo de rigidez, S el área de la falla y D el desplazamiento medio sobre el plano de falla.

A partir del  $M_o$ , Kanamori (1977) propone una nueva escala de magnitud conocida como magnitud momento.

$$M_w = (2/3) \text{Log } M_o - 6.0$$

donde,  $M_o$  es el momento sísmico que viene expresado en Nm.

## **CAPITULO 4**

### **RED SÍSMICA NACIONAL DEL PERU**

En general, una red sísmica esta constituida por un conjunto de estaciones que de acuerdo a su cobertura sobre el área de estudio puede ser denominada como red local, regional o mundial. La red sísmica local, considera estaciones distribuidas en áreas pequeñas, en donde la distancia entre cada estación es corta y por lo general, transmite la data directamente al centro de adquisición y procesamiento. La finalidad de estas redes es obtener información microsísmica: es decir, sismos con contenido de altas frecuencias. La red sísmica regional considera áreas mayores; es decir, la distancia entre estaciones es mayor y la transmisión de la data se realiza generalmente por telemetría, línea telefónica o satélite. La finalidad de estas redes es principalmente el monitoreo sísmico regional, siendo este el objetivo de las redes sísmicas de cada país. Finalmente, la red sísmica mundial esta constituida por estaciones distribuidas en el mundo a enormes distancias; por lo tanto, la transmisión de la data se realiza por satélite. El objetivo de estas redes es monitorear la actividad sísmica a escala mundial, que permitirá obtener una amplia cobertura de las principales regiones sísmicas. Cabe mencionar, que la capacidad de registro de cada red dependerá del tipo de instrumento, del umbral mínimo de magnitud de los sismos que se desee registrar y el tamaño del área que se desea monitorear o estudiar.

La Red Sísmica Nacional del Perú (RSN), esta a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP), siendo esta de tipo regional. Actualmente, la RSN esta conformada por 33 estaciones con registros en velocidad y de las cuales, 18 son de periodo corto (PC) con transmisión de datos por telemetría y las 15 restantes, de banda ancha (BA) con acceso remoto vía interrogación telefónica. Asimismo, se mantiene operativa una Red Acelerométrica conformada por 15 acelerómetros dispuestos en diferentes ciudades de nuestro país con

ganancias que oscilan entre 0.25 y 1g. Otras instituciones afines al campo de la ingeniería como el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), la Universidad Católica del Perú (UCP), y el CERESIS mantienen operativos 17, 2 y 3 acelerómetros respectivamente.

#### **4.1.- CARACTERÍSTICAS INSTRUMENTALES**

En general, la sismometría considera básicamente tres tipos principales de sismógrafos: mecánico, electromagnético y de banda ancha, además del sismógrafo de deformación y los acelerómetros. El sismógrafo, es el instrumento sensible compuesto por el sismómetro, el galvanómetro y el registrador. Los movimientos de la Tierra son captados por un sensor cuyo principio físico de este se basa en la propiedad de un péndulo o masa suspendida de un bastidor (Figura 4.1a), en donde al producirse un movimiento del suelo, éste se desplaza con respecto a la masa en virtud de su inercia. De esta forma se puede medir los movimientos relativos del suelo con respecto a la masa donde estos movimientos detectados mediante transductores y convenientemente amplificados por el galvanómetro y se registran en función del tiempo en formato analógico o digital, dependiendo del tipo de movimiento al cual son sensibles (desplazamiento, velocidad o aceleración). En los sismógrafos electromagnéticos, el desplazamiento de la masa produce el movimiento relativo de una bobina dentro del campo magnético de un imán (Figura 4.1b). En algunos casos la parte móvil es el imán y en otros la bobina. Al producirse el movimiento del suelo se genera corriente en la bobina proporcional a la velocidad del movimiento del suelo; es decir, los sismómetros convierten el movimiento del suelo en una señal eléctrica que es expresada en voltios.

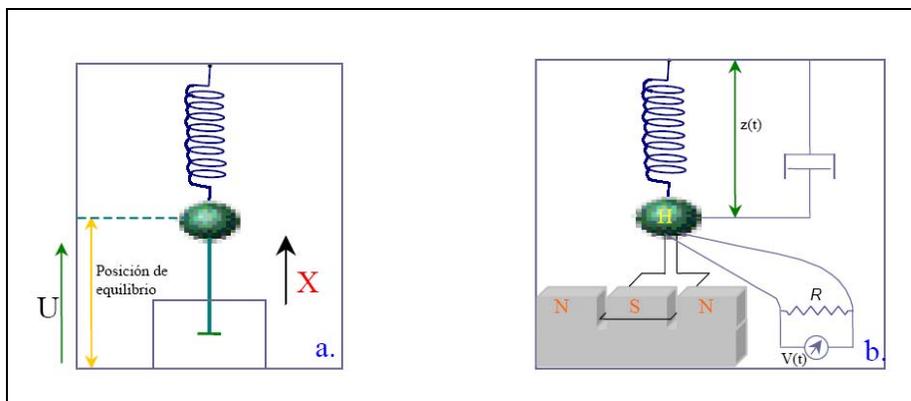


Figura 4.1. a) Esquema de un sismógrafo mecánico.  $U$  representa el sistema de coordenadas inercial y  $X$  las coordenadas del sistema que se mueve con la caja rígida. b) esquema de un sismógrafo electromagnético.  $R$  es la resistencia y  $V(t)$  el voltaje inducido por el movimiento del suelo.

Si se adhiere a la masa suspendida un pincel o lápiz a fin de que inscriba en un papel sobre un cilindro que gira a tiempo constante, se registrara el movimiento del suelo a la cual se le denomina sismograma. Debido a que el movimiento del suelo se realiza en tres dimensiones, es necesario registrarlo en una componente vertical ( $Z$ ), en componentes horizontales (N-S, E-O). Inicialmente los sismógrafos registraban información sísmica en dos diferentes rangos de frecuencia, periodos cortos (1 seg.) y periodos largos (15-100 seg.). El primero adecuado para sismos que ocurren en el campo cercano y los segundos en el campo lejano. Sin embargo, después de los años 80 se construyeron instrumentos que permitían registrar mayores rangos de frecuencia y que incluían los registros de periodo corto y largo; es decir, entre 0.1-100 segundos. A este tipo de instrumento se le denomina sismógrafo de banda ancha. Para registrar en forma digital el voltaje de salida del sismómetro es necesario disponer de un convertidor analógico digital. Hasta muy recientemente solo se disponía de convertidores de 12 y 16 bits que no son suficientes para cubrir el rango deseado rango dinámico (intervalo entre la mayor y menor señal que puede registrarse). Actualmente, con un convertidor analógico digital de 24 bits, se puede cubrir el rango dinámico de  $1/100000000$ . Esto permite que el instrumento solo se sature por un sismo local  $M > 5$  a 10 km de distancia o un telesismo de  $M > 9.5$  a 30 grados de distancia. A fin de salvar el problema de

almacenamiento de información, ya que si la señal se muestrea a 20 Hz en una semana se tendría 100 Mbytes, se cuenta con cintas magnéticas y discos ópticos.

## 4.2 ACELEROMETRO

El acelerómetro es el instrumento que se utiliza para registrar las aceleraciones del suelo, el cual permite obtener la aceleración del suelo durante un sismo en función del tiempo, en el denominado campo cercano. El movimiento registrado en el campo cercano no se puede extrapolar de los registros realizados a distancias grandes, y por tanto, es necesario registrarlo directamente con instrumentos adecuados y situados cerca del epicentro. El acelerómetro es el instrumento adecuado para registrar estos tipos de movimientos, y cuentan con el mismo principio físico que el sismógrafo. Durante un sismo, el registro en función del tiempo, posee una baja amplificación para evitar la saturación de un sismo en la proximidad de la fuente, los acelerómetros son capaces de registrar aceleraciones menores a 0.1% de la aceleración de la gravedad (G) y superiores al 100% de G. Este parámetro es el más empleado para designar la intensidad de la sacudida sísmica o aceleración máxima del terreno se denomina GAL. El gal se expresa en ( $\text{cm/s}^2$ ).

Todos los acelerografos, independientemente del tipo de registros (analógicos o digitales), constan de cuatro dispositivos:

- *Sistema de disparo*: Como el registro del acelerómetro no es continuo cuenta con un sensor de bajo consumo que se dispara por la llegada de las primeras ondas, cuando estas superan un umbral de aceleración y frecuencial que ha sido ajustado previamente.
- *Sensor transductor*: Ambos forman un cuerpo común, y convierten la energía del movimiento del suelo en otro tipo de energía, bien sea mecánica, electromagnética o electrónica.
- *Sistema de registro*: Es el encargado de almacenar los eventos que se producen y puede ser de varios tipos: registro grafico directo (sobre película fotográfica), registro en cinta magnética, y registro en memoria de estado sólido (el mas utilizado).

- Sistema de tiempo: Permite hacer un registro simultáneo del tiempo usando un reloj interno de cristal de cuarzo que no esta relacionado con ninguna base de tiempo absoluto o puede estar conectado a un receptor de tiempo GPS.

En general los acelerómetros deben ser instrumentos portátiles y compactos, a prueba de intemperismo y de construcción robusta para permitir su transporte y manipulación en diversas situaciones y medios ambientes. Deben ser fáciles de instalar y calibrar, usualmente no requieren mantenimiento frecuente y son operados por baterías recargables. Los acelerómetros son capaces de registrar tres componentes del movimiento, ortogonales entre sí. Las características de los acelerómetros se presentan en la Figura 4.2.



*Figura 4.2. Acelerómetro CMG-5T*

**ACELERÓMETRO** : Triaxial  
**MARCA** : Guralp  
**MODELO** : CMG-5T  
**ANCHO DE BANDA** : 0 a 200 Hz.

**SENSIBILIDAD**

Acceleration  
*Response*

High Acc  
*Response*

VERTICAL	: 0.508 V/m/s <sup>2</sup>	2.032 V/m/s <sup>2</sup>
NORTE-SUR	: 0.512 V/m/s <sup>2</sup>	2.048 V/m/s <sup>2</sup>
ESTE-OESTE	: 0.510 V/m/s <sup>2</sup>	2.040 V/m/s <sup>2</sup>

**- Respuesta en Frecuencia**

Frecuencia natural: 208 Hz.

Amortiguamiento: 0.70 critico

Full-scale:  $\pm 0.25g$ ,  $\pm 0.5g$ ,  $\pm 1g$ ,  $\pm 2g$  y  $\pm 4g$

**- Registrador:**



*Figura 4.3. Registrador ADQ-REDES 2K203.*

Rango Dinámico: 108, 102dB at DC

Frecuencia de Muestreo: 200 muestras/segundo

Modo de Registro: Continuo

Resolución: 16, 18 bits

En la actualidad, el uso del acelerómetro, es importante porque brinda información sobre el sismo y la respuesta del suelo y/o estructuras; por lo tanto, sus datos son de interés

para los estudios de microzonificación sísmica en los que se evalúa la respuesta relativa de los diferentes tipos de suelo dentro de una misma ciudad y la respuesta sísmica que experimenta las diferentes estructuras y edificaciones. En general se considera tres tipos principales de acelerómetros: mecánico, electromagnético y servoacelerómetros.

#### 4.2.1 ACELEROMETROS MECANICOS

Este tipo de acelerómetro es el más simple. El funcionamiento de este instrumento esta prácticamente en desuso, pero es muy ilustrativo para entender la teoría básica de todo acelerómetro. En la Figura 4.4. El acelerómetro se encuentra anclado al suelo, y sobre el existe una regla graduada correspondiente al sistema de registro, que nos permite medir el desplazamiento de la masa vibrante en función del tiempo. El sensor es un simple oscilador armónico amortiguado, que esta formado por una masa ( $m$ ) suspendida de un mecanismo elástico de constante  $K$  ( fuerza / desplazamiento), y sujeta a un sistema amortiguador de coeficiente  $c$  (fuerza / velocidad). Al aplicar a la base del instrumento una excitación  $z(t)$ , se tiene una función temporal del desplazamiento absoluto del suelo, y  $x(t)$  el desplazamiento absoluto que experimenta la masa,  $y(t)$  el registro del movimiento del suelo

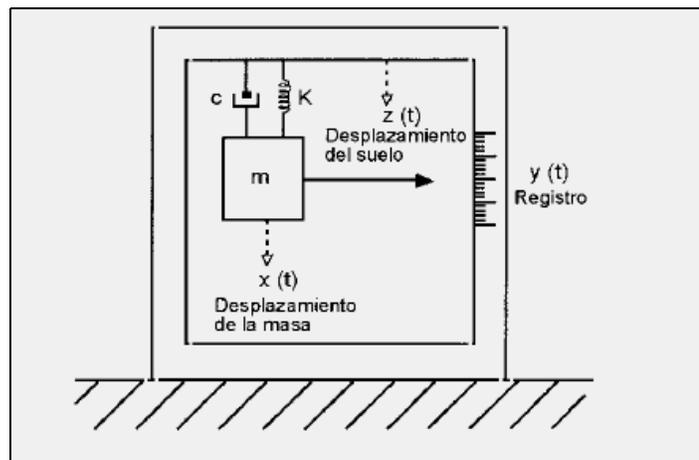


Figura 4.4. Acelerómetro mecánico-óptico

## 4.2.2 ACELEROMETROS ELECTROMAGNETICOS

El principio físico de este acelerómetro es idéntico al mecánico y la única variación consiste en que el desplazamiento de la masa produce el movimiento relativo de una bobina dentro del campo magnético de un imán. Este tipo de acelerómetro permite trabajar con distintos sistemas de amplificación electrónica y de registro.

En la Figura 4.5, puede verse el esquema de funcionamiento de un acelerómetro electromagnético, el mismo que consta de una bobina sujeta a la masa del acelerómetro y un imán fijo a la carcasa (o viceversa). Al moverse la bobina dentro del campo magnético creado por el imán, se induce entre la bobina una fuerza electromotriz  $V(t)$ . La magnitud que ahora podemos observar y medir, es el potencial, ya que la diferencia de potencial creada es proporcional a la velocidad relativa  $y(t)$  de la bobina respecto del imán:

$$V(t) = G \frac{dy}{dt}$$

siendo  $G$  una constante de proporcionalidad.

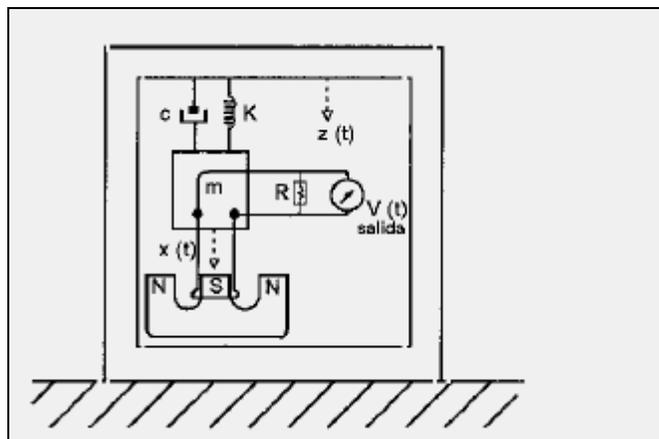


Figura 4.5. Ejemplo de funcionamiento de un acelerómetro electromagnético

### 4.2.3 ACELEROMETROS ELECTRONICOS O SERVOACELEROMETROS

Los acelerografo digitales actuales, en lugar de un acelerómetro electromagnético convencional, llevan un acelerómetro de tipo captador: el servoacelerometro o acelerómetro de equilibrio de fuerzas (“Force-balance accelerometer”). Para su diseño, se parte de un sistema electromagnético, en el que se introduce un sistema de realimentación como se muestra en la Figura 4.6. Se supone una aceleración horizontal  $a(t)$  en la base del acelerómetro. La masa  $m$  tiende a sufrir un desplazamiento relativo respecto a la carcasa del instrumento, y cuando los detectores detectan el movimiento, se induce en la bobina una corriente de intensidad  $I$  que origina una fuerza opuesta al movimiento de la masa, obligándola a que permanezca en reposo.

La fuerza de inercia asociada a la aceleración del suelo es:

$$F = m \cdot a$$

y la fuerza generada por la corriente  $I$  es:

$$F_I = B \cdot l \cdot n \cdot I$$

siendo,  $B$  la intensidad del campo magnético que crea el imán,  $l$  la longitud de una espira, y  $n$  el número de espiras de la bobina. Los tres son constantes del instrumento. Cuando se consigue el equilibrio de fuerzas se tiene:

$$F = F_I$$

$$m \cdot a = B \cdot l \cdot n \cdot I$$

con lo que :

$$I = - \frac{m}{B \cdot l \cdot n} a$$

Entonces, la intensidad es proporcional a la aceleración absoluta del suelo; por lo que, midiendo  $I$  se obtiene los valores instantáneos de  $a$ .

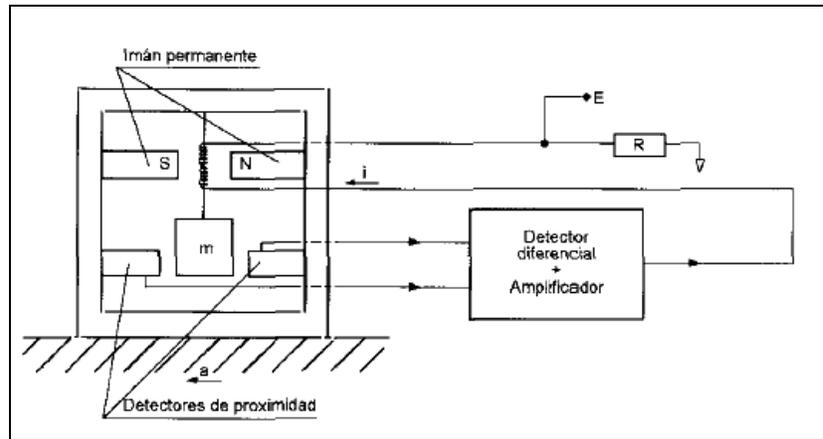


Figura 4.6. Esquema de funcionamiento de un servoacelerómetro.

### 4.3- SISTEMAS DE REGISTRO DE ACELERACION

Los acelerómetros registran de forma continua por encima de un cierto valor de umbral prefijado. Inicialmente en los antiguos instrumentos de registro (película fotográfica) se producía pérdida de los primeros segundos. Actualmente, los instrumentos de registro digital (cinta magnética o disco digital) poseen una memoria pre-evento que permite preservar el registro completo de los primeros segundos. A través del tiempo los diversos sistemas de registro sísmico, han suministrado información importante para la localización de los sismos, a fin de entender la estructura interna de la tierra y procesos de ruptura de grandes sismos. Estos tipos de registros han permitido contar inicialmente con información sísmica en formatos analógicos y hoy en día, con el avance de la tecnología se obtienen completamente en formato digital.

#### Registro Analógico

Este sistema permite el registro de la información sísmica en papel térmico y/o ahumado. La principal característica es que registra de forma continua por intervalos de 12 a

24 horas. Este tipo de registro llevan en la parte superior las características del registro y la hora. En la Figura 4.7a. Se muestra un ejemplo de registro analógico. En el caso de los acelerografos el registro se hacia en papel fotográfico o cinta magnética.

La principal desventaja de los registros analógicos era la perdida de los primeros segundos, es decir el sistema de grabación se acciona cuando el detector de nivel identifica un valor de aceleración superior al umbral prefijado. Así se pierde toda la información anterior a este momento y también en una fracción de tiempo posterior debido a la inercia del sistema mecánico.

Los registros analógicos se encuentran actualmente en desuso a nivel mundial y están siendo reemplazados por registradores digitales ya que ofrecen un mayor grado de confianza para el proceso de grabación del movimiento del suelo.

## **Registro Digital**

Con el adelanto de la sismometría, los sistemas de registro evolucionaron enormemente, y en la actualidad se ha logrado registrar eventos sísmicos completamente en formato digital. Este sistema, a diferencia del sistema de registro analógico, requiere de un convertidor analogico digital (A/D), el cual permitirá aumentar el rango de sensibilidad y obtener directamente la información en forma digital para análisis posteriores. En Perú, todas las estaciones con registros en velocidad y aceleración registran en formato digital.

En la Figura 4.7b se muestra un registro digital de un acelerograma con sus tres componentes E-O, N-S y vertical. Las características de operación de cada estación son indicadas en las cabeceras de los registros.

En el caso de los acelerómetros digitales sus principales ventajas son:

- *Mayor rango dinámico:* A diferencia de los registros analógicos los cuales están limitados por su amplificación y por la fricción de su masa. Al considerar un registro digital dependerá del número de bits o de datos, se puede registrar con mayor precisión, movimientos muy intensos y movimientos moderados.

- *Memoria pre-evento*: En los registros digitales, la señal procedente del acelerómetro es continuamente registrada e introducida en una memoria cíclica. Al detectarse un valor de aceleración igual o superior a la del disparo se acciona el sistema de registro, pero, con la diferencia de que primero se registra la información contenida en la memoria; así no se pierden las primeras llegadas de los ondas, ésta información es de gran importancia en sismología.

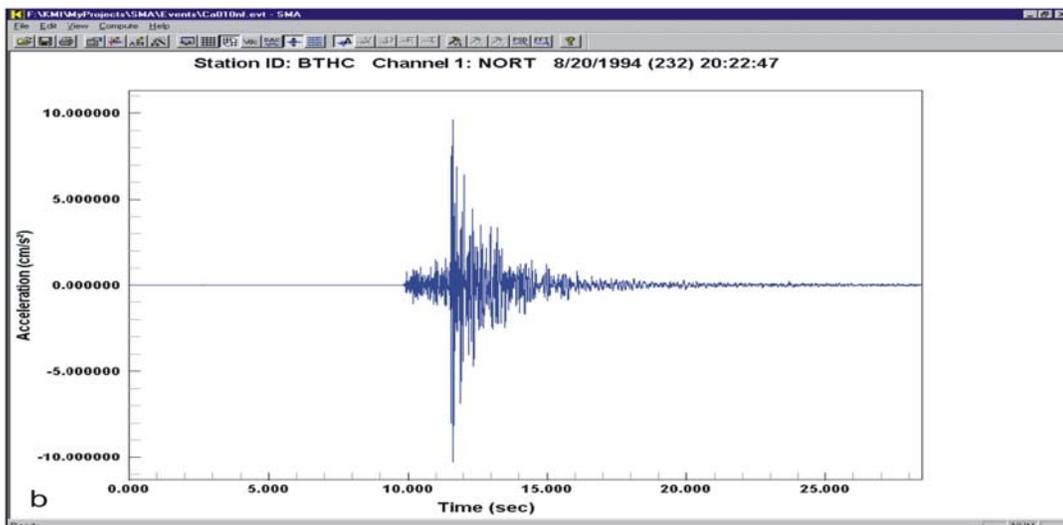
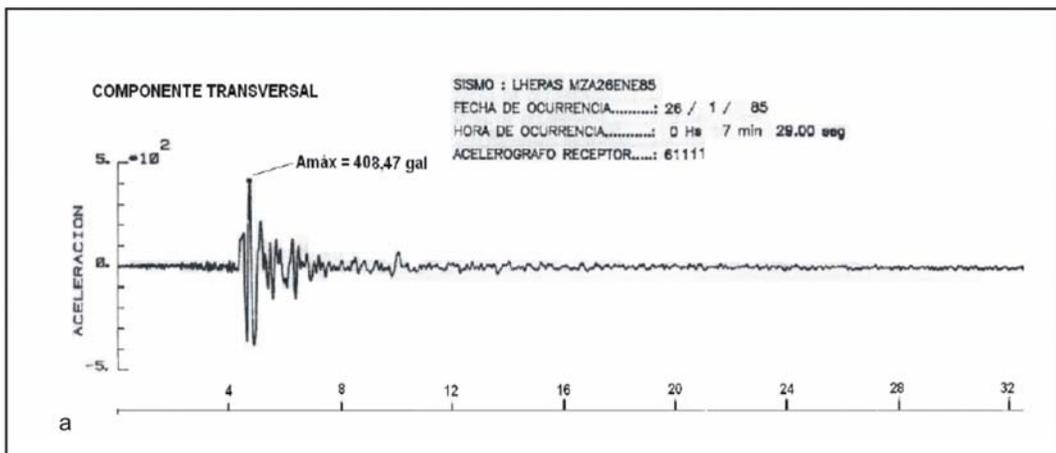


Figura 4.7. Ejemplo de registros analógicos (a) y Digital (b), correspondientes a la componente horizontal E– O.

#### 4.4 REDES DE ACELEROMETROS

Para una mejor interpretación de los movimientos del suelo en el campo cercano, se puede hacer uso de redes (arrays) locales en donde todos los acelerómetros cuentan con una base común de tiempos. Un ejemplo de este tipo de redes fue usado en la falla del Imperial Valley en California, donde todos los acelerómetros se encontraban dispuestos perpendicularmente a la falla.

En la Figura 4.8a. Se muestra un ejemplo de distribución de estas redes en la llanura de Layang, al noreste de Taiwán. Este despliegue, llamado SMART-I, está compuesto por 37 acelerómetros digitales dispuestos en tres anillos, cada uno con 12 instrumentos a distancias radiales con radios de 200m, 1km y 2km respectivamente. Cada acelerómetro triaxial es capaz de registrar aceleraciones de hasta 2g conectados a un registrador digital. Estos registradores digitales (DR-100), son sistemas de bajo consumo, que han sido utilizados por diversos sismólogos en campañas de microsismicidad. Los acelerómetros están alimentados por baterías con un cargador conectado a la red. El registrador utiliza magnetófonos convencionales de cassettes. Los acelerómetros se disparan con movimientos del suelo y la señal se digitaliza a 12 bits y a 100 muestras por segundo. El sistema dispone de una memoria digital que almacena la salida del acelerómetro durante, 2.5 segundos aproximadamente, lo cual asegura que el primer movimiento del suelo, correspondiente a la primera onda P no se pierda. Cada uno de los DR-100 tiene un reloj de cuarzo con un codificador de tiempo que proporciona la información del día, hora, minuto y segundo. Estos relojes están sincronizados con las señales de tiempo de los observatorios, por medio de ajustes manuales usando un sistema de comparación de tiempo. Asimismo en la Figura 4.8b. Se muestra la distribución de acelerómetros en Perú a cargo del Instituto Geofísico del Perú, el cual viene implementado acelerómetros en todo el país.

Finalmente, estos arreglos de acelerómetros registran en gran cantidad de detalles de la fuente y del medio en el cual se propagan las ondas. También es importante para estudiar el

mecanismo de la fuente y cuya información será diferente si se trata de fallas de desgarre, de subducción, normales o inversas. Algunos de los arreglos deben de ser estrechos o lineales como el instalado en el Imperial Valley, extendiéndose paralelamente o perpendicularmente a la falla activa por decenas o aún centenas de kilómetros.

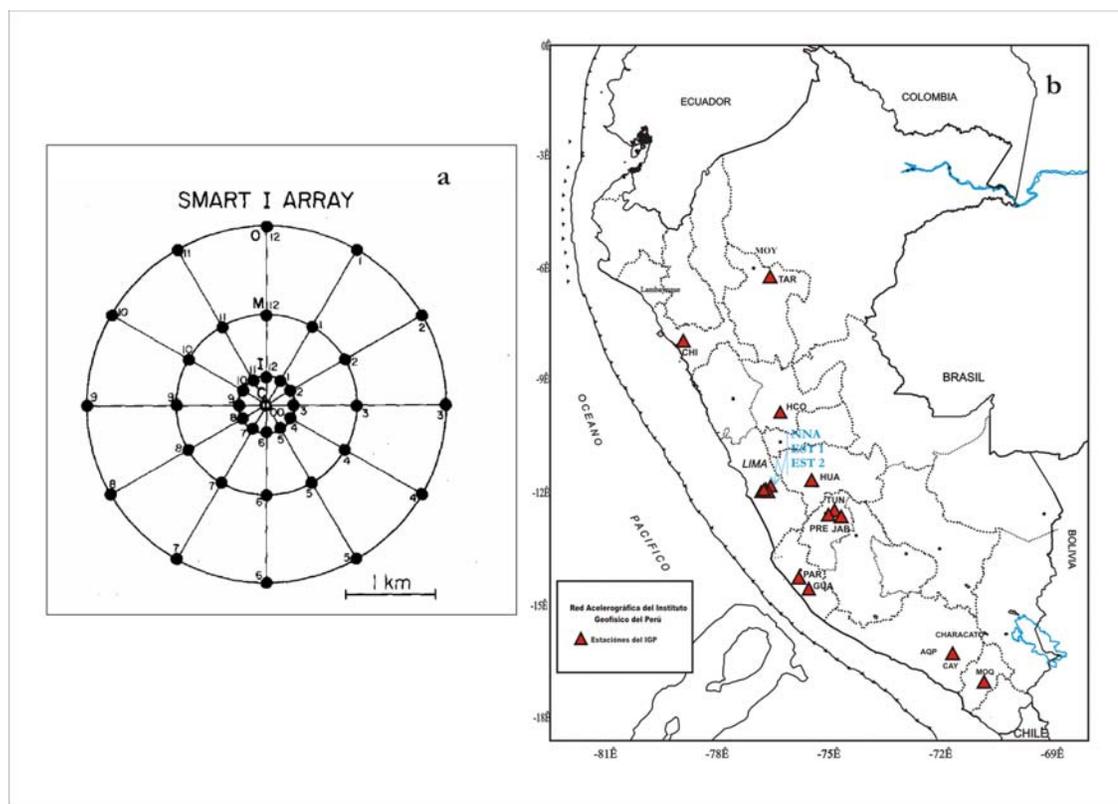


Figura 4.8. Ejemplos de redes de acelerómetros a) Configuración del arreglo de acelerómetros digitales SMART-1 en Taiwán y b) Red acelerométrica del Instituto Geofísico del Perú.

#### 4.5 ESTACIONES CON REGISTRO EN VELOCIDAD

La Red Sísmica Nacional de Perú consta de 33 estaciones con registro en velocidad, todas distribuidas en casi todo el territorio peruano, según se muestra en la Figura 4.9. De estas estaciones, 18 están equipadas con sismómetros de periodo corto (PC) de tres y una componente, y las 15 restantes con sismómetros de banda ancha (BA) del tipo Reftek. Los

sismómetros de PC, transmiten los datos por radio en tiempo real a la sede central del IGP en donde son registrados en formato digital usando un convertidor analógico/digital. La señal de las estaciones de BA son almacenadas en las unidades de campo y otras transfieren mediante interrogación telefónica a la sede central.

Actualmente, la transmisión de los datos de la RSN se realiza de dos modos: por telemetría permitiendo tener los datos en tiempo real mediante el sistema de adquisición ACQ-Sismalp. La transmisión de datos por acceso remoto se realiza mediante interrogación por línea telefónica, siendo este procedimiento realizado únicamente cuando el sismo ha sido sentido con intensidad III.

Las estaciones que están equipadas con sismómetros de periodo corto SP (Figura 4.9), son de tipo Kinometrics con una amplificación del orden de  $10E+4$  o  $10E+5$ . Las estaciones con sismómetros de banda ancha (BA) son de tipo Kinometrics o Nanometrics con rangos de frecuencia de registro del orden de 0.03 a 50 y 100Hz. La principal ventaja de los instrumentos de BA es que presentan una banda grande de frecuencias en donde la señal sísmica es registrada sin ninguna saturación.

Las estaciones de PC están integradas en tres grupos principales con transmisión telemétrica y con una sede central de registro. El primer grupo se encuentra en la región Norte de Perú y esta constituido por una red de 5 estaciones: Huarmaca (HCA), Porculla (PCU), Portachuelo (PCH), Montañita (MTA) y Mal Paso (MPA) todas transmiten los datos a la sede central de Chiclayo. En la región Central existe la Red Sísmica Telemétrica de Tablachaca, integrada por 7 estaciones: Atocpunta (ATP), Quellococha (QCO), Quimsachumpi (QCH), Rundovilca (RU N), Tablachaca (TBL), Wallpari (WAL) y Poccyacc (PYC), que transmiten los datos a la ciudad de Huancayo. Finalmente, se cuenta con una red en la zona llamada “Sur Chico” que consta de 4 estaciones: Guadalupe (GUA), Paracas (PAR), Quilmana (QUI) y Zamaca (ZAM), que transmiten los datos a la sede de Lima. Asimismo, en Lima se cuenta con las estaciones Camacho (CAM) y Suche (SCH), y en Arequipa con San Gregorio (SGR) que transmite los datos por línea telefónica y Cayma (CAY) que registra in situ. En general, cada sede envía o retransmite toda la información a la sede central del IGP en Lima.

Asimismo, las estaciones de BA se encuentran distribuidas en Piura (PIU); Pucallpa (PCU) y Cajamarca (CAJ); Huancayo (HUA), Huaylas (YLA) Ñaña (NNA en Lima), así como en Cuzco (CUS), Toquepala (TOQ) y la Yarada (LYA). Todos transmiten vía interrogación telefónica a la sede central de registro en Lima.

El total de esta información es utilizada para el reporte de la sismicidad local y regional que ocurre en el Perú, así como para el monitoreo de áreas potencialmente sísmicas a fin de realizar estudios de investigación, que son almacenados en formatos compatibles para su rápido acceso para futuros análisis o trabajos de investigación. La data es almacenada en formatos compatibles para su rápido acceso para futuros análisis o trabajos de investigación.

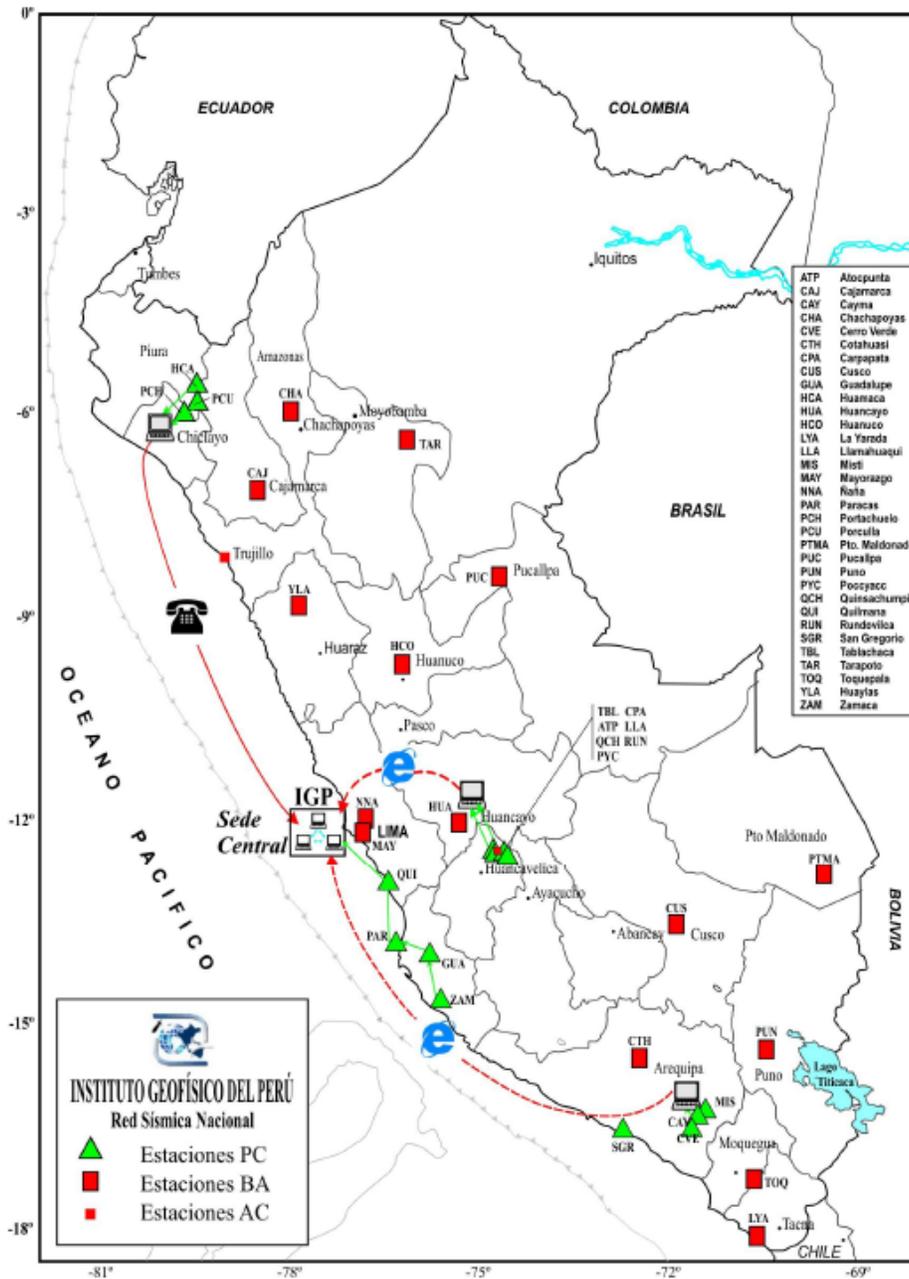


Figura 4.9, Distribución de las estaciones que integran la Red Sísmica Nacional. La transmisión de la data es como indican las flechas. Las líneas continuas representan la transmisión de la data en tiempo real y las discontinuas son la transmisión remota. Los símbolos de PC representan los centros de adquisición y los de teléfono e Internet Explorer, indican el modo de comunicación con la sede central de Lima (Bernal, 2002).

#### 4.6 ESTACIONES CON REGISTROS EN ACELERACIÓN

Los registros de aceleración, permiten fijar las características del movimiento al cual son sometidos el suelo y/o estructuras durante la ocurrencia de un sismo; por lo tanto, es de suma importancia para el conocimiento de las propiedades del suelo, así como para el diseño de estructuras sismorresistentes. En *Sismología*, el principal interés de estos registros radica debido a que estos contienen la mayor información sobre el mecanismo del sismo a altas frecuencias (Roca, 1989).

El IGP cuenta con 15 acelerómetros distribuidos en diferentes puntos del territorio peruano. Otras instituciones afines al campo de la ingeniería como el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID), la Universidad Católica del Perú (UCP) y el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS) mantienen operativos 19, 2 y 3 acelerómetros respectivamente, tal como se muestra en la Figura 4.10. Actualmente la transmisión de los datos de las estaciones acelerométricas son registrados in situ y posteriormente traídos a la sede central de Lima, de todas las estaciones, 15 acelerómetros se encuentran distribuidos en Lima metropolitana, por ello, se cuenta con datos en tiempo real en la sede central del IGP. En estas estaciones, la información es almacenada en unidades de campo son posteriormente serán recogidas por el personal especializado para ser trasladados a la sede central de Lima.

**El IGP**, cuenta con 6 estaciones en la ciudad de Lima, en Ñaña (ÑÑA); La Molina (MOL); Estanque 1 (EST1), Estanque 2 (EST 2); Mayorazgo (MAY) y Ancon (ANC) estas ultimas transmiten los datos vía Internet y los restantes son traídos de campo a la sede central de Lima, en el Centro del Perú tiene 4 estaciones en el Túnel (TUN); Presa (PRE), Jabonillos (JAB); y una en Huancayo (HUA) los cuales registran in situ y son traídos a Lima, en la parte Norte del país cuenta con 2 estaciones en Chiclayo (CHI) y Tarapoto (TAR) y en la Zona sur tiene 2 estaciones en Arequipa (AQP) y Moquegua (MOQ) que registra in situ y transmiten los

datos vía Internet. Asimismo, en el denominado sur chico cuenta con 2 estaciones en Parcona (PAR) y Guadalupe (GUA).

**El CISMID**, cuenta con 5 estaciones en la ciudad de Lima, en el Callao (CAL); José Alva Hurtado (CIS); La Molina (LA MOL); el Parque de reserva (PRQ) y en el Colegio de Ingenieros del Perú (CIP) todos los datos son registrados in situ y traídos a la sede central de Lima, en la parte Norte del país cuenta con 3 estaciones en Chimbote (CHIM); Huaraz( HUA); Moyabamba (MOY), en la Zona sur tiene 8 estaciones en Arequipa (AQP); Instituto Geofísico de Characato (CHARACATO); en Moquegua (MOQ 2, MOQ 3, Vizcarra); y en Tacna (BASADRE, TAC 3 Y GIESECKE). Asimismo, en el denominado sur chico cuenta con 2 estaciones en Ica (ICA 1; ICA 2) y Ayacucho.

**El CERESIS**, cuenta con 3 estaciones en la ciudad de Lima, en la Rinconada (RIN); en el CERESIS y en la Asociación Nacional de Rectores (ANR).

**LA UCP**, cuenta con 2 estaciones en la ciudad de Lima instaladas en la misma Universidad.



Figura 4.10. Distribución de los acelerómetros de la RSN que operan en Lima Metropolitana.

## **4.7 TIPOS DE TRANSMISIÓN DE DATOS**

La transmisión de los datos sísmicos pueden realizarse por telemetría, satélite, radio, teléfono e in situ; sin embargo, esto dependerá de la disposición económica que sostiene la operatividad de la red, de la distancia existente entre estaciones y de la geomorfología del área, además del tipo de estudio que se quiera realizar. Las características principales de cada tipo de transmisión de datos pueden ser resumidas como sigue.

### **4.7.1 Línea telefónica desconectada**

Consiste en realizar una llamada por teléfono y por interrogación para lograr acceso a la base de datos de la estación. La ventaja de este procedimiento es que su costo es relativamente bajo y la desventaja, que es un medio de transmisión lento.-*Línea telefónica exclusiva.*- En este tipo de transmisión, en comparación con la línea telefónica desconectada, el acceso para el flujo de la data es continuo; es decir, en tiempo real, de ahí que su costo de operación sea alto.

### **4.7.2 Transmisión por Radio UHF**

En este tipo de transmisión el flujo de la data es continuo y en tiempo real. La principal ventaja de este medio es que su costo de operatividad es bajo y su desventaja, que transmite información a distancias limitadas (<200km).

#### **4.7.3 Transmisión de data por satélite (VSAT)**

Este procedimiento tiene como ventaja la no-interferencia en la transmisión de datos y la alta calidad de los mismos, siendo su flujo continuo o en tiempo real. La principal desventaja es que su costo de instalación y operatividad es muy alto.

#### **4.7.4 Transmisión de data por Internet**

Este es uno de los nuevos métodos de transmisión implementados por el IGP. El sistema procesa en tiempo real en forma digital las señales de la actividad sísmica en forma continua a los centro de adquisición y la información es transmitida por Internet a la sede central del IGP a través de los puertos TCP-IP.

#### **4.7.5 In Situ**

Los datos recogidos en campo están en un formato binario original propio del acelerómetro y para su acceso es necesario cambiar de formato. La ventaja de este procedimiento es que su costo es bajo.

Las estaciones con registro de velocidad distribuidas en el Perú, transmiten el flujo de datos a la sede de Lima por telemetría e interrogación telefónica. Mientras que, las estaciones acelerométricas, son traídos de campo con periodos de 2 a 3 meses.

#### **4.8 REDES SÍSMICAS EN OBRAS DE INGENIERIA**

La continua ocurrencia de sismos los cuales e producen de una forma casi instantánea (algunas decenas de segundos), han puesto de manifiesto la enorme capacidad destructiva de los sismos. Esta enorme amenaza para la sociedad civil depende de la peligrosidad sísmica, que se define como la probabilidad de ocurrencia de un sismo. Asimismo la vulnerabilidad de las estructuras (puentes, edificios altos, cañerías, etc.), su respuesta dinámica y su incapacidad para resistir las acciones que sobre ella ejerce un sismo, están condicionados por la calidad de las estructuras en los que residen o desarrollan su labor las personas. A pesar de los avances tecnológicos y de las experiencias de crisis sísmicas anteriores, la enorme acumulación de población en grandes ciudades, la imprevisión y urgencia al edificar, y el pésimo comportamiento dinámico de algunos de las estructuras construidas, hacen que aumente el numero de victimas causados por los sismos, particularmente en regiones necesitadas o en vías de desarrollo. Por lo tanto, es imprescindible conocer, aunque sea empezando por niveles aproximados, el comportamiento de las estructuras cuando se encuentran sometidos a acciones sísmicas o dinámicas.

Una de las herramientas mas utilizadas para evaluar las estructuras son los estudios de vibración ambiental o microtrepidaciones. Estos estudios son definidos como vibraciones de baja amplitud del terreno conformadas por ondas sísmicas internas y superficiales, estas pueden ser de período largo y corto. Las período de largo (mayores a un segundo) y están conformadas por ondas superficiales Rayleigh y Love generadas por fuentes naturales, como el viento, olas de mar y variaciones de presión de aire; las segundas, de período menores a un segundo, son producidas por fuentes artificiales tales como el tráfico vehicular, actividad de plantas industriales. La vibración ambiental permite identificar frecuencias o periodos predominantes en las estructuras, por ejemplo se tiene que para estructuras altas la frecuencia natural es de 0.5- 10Hz y para rascacielos 0.17Hz. La necesidad de monitorear las estructuras se hace cada vez mas necesario para ello se implementaron redes sísmicas en obras de ingeniería que tienen como objetivo, determinar el comportamiento sísmico o dinámico de estructuras. Para ello el acelerómetro permite registrar aceleraciones que soportan/afectan la

estructura. Generalmente, los acelerómetros que se colocan en diversos puntos de la estructura, envían información a una central de registro que puede ser análoga o digital, dependiendo de la forma de almacenamiento de la unidad.

La información que se obtiene de registros de aceleraciones en estructuras es importante para:

- Diseño de estructuras más seguras.
- Verificación de criterios de diseño empleados durante el proyecto.
- Desarrollo de normativas de diseño sísmico.

En la Figura 4.11a, se muestra el edificio de la Cámara Chilena de la Construcción ubicada en la comuna de Providencia en Santiago, consta de 22 pisos sobre el nivel de terreno para uso de oficinas y 3 subterráneos ocupados por estacionamientos y bodegas. En este edificio desde el año 1989 se mantiene un sistema de monitoreo sísmico, con una distribución de 12 acelerómetros uniaxiales de marca Kinematics FBA-11 conectados a una central de registro Kinematics ALTUS K2 (Figura 4.11 b): 4 sensores se ubican en el sótano (S3), 2 sensores en los primeros pisos (Z), 3 en la parte central (11) y 3 sensores en el último piso (18). El monitoreo de este edificio permitirá conocer los desplazamientos, distorsiones de piso, torsión, etc.



Figura 4.11a. Edificio cámara chilena de la construcción

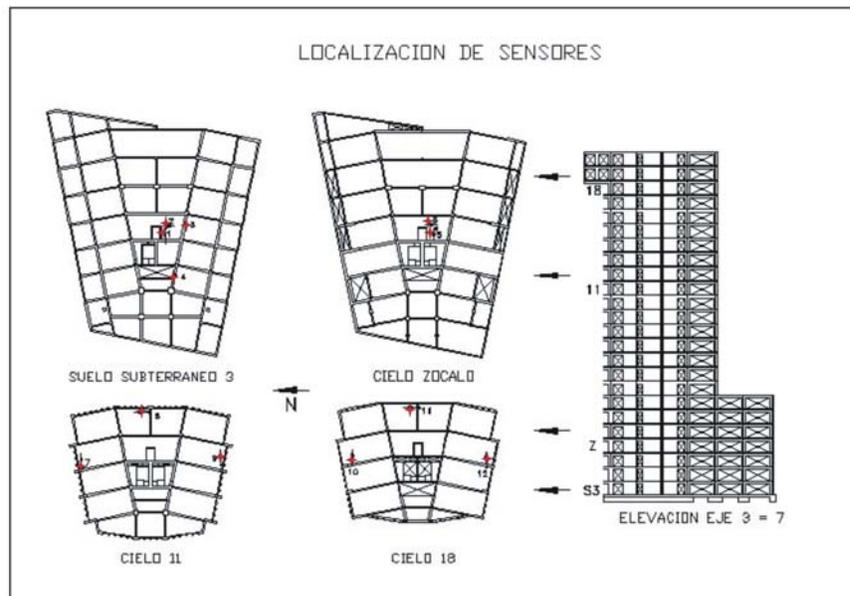


Figura 4.11b. Ejemplo de monitoreo en las estructuras a) edificio de la cámara chilena de la construcción en Chile, b) distribución de acelerómetros en el edificio, las estrellas representan la ubicación de los sensores.

## CAPITULO 5

### FACTORES QUE INTERVIENEN EN EL MOVIMIENTO DEL SUELO

La predicción de ocurrencia e intensidad de un futuro sismo constituye un papel principal en el campo de la sismología e ingeniería sísmica, en tal sentido es importante conocer y comprender el tipo de información que esta contenida en los registros sísmicos. En general, el movimiento del suelo registrado en un punto es el resultado de la combinación de cuatro factores (Figura 5.1). El primer factor “**F**” define las características de la fuente sísmica donde se generan las ondas explicadas como una dislocación que se produce sobre un área determinada produciendo desplazamientos en un tiempo dado. El resultado del mecanismo de la ruptura en la fuente se puede representar con un número finito de parámetros como la caída de esfuerzos, dimensiones de la falla y la velocidad de la ruptura. El segundo factor “**Q**” considera el paso de las ondas sísmicas a través del medio entre la fuente y el punto de observación produciendo la atenuación de la energía en función de la distancia. El tercer factor “**I**” es el efecto del instrumento, que debe ser eliminado de los registros para obtener el movimiento real del suelo. El cuarto factor “**Suelo,**” es el efecto del suelo sobre la señal que se registra y en este caso es importante la topografía y el comportamiento geológico de los suelos en las capas mas superficiales.

Cada uno de los factores anteriormente mencionados, pueden ser estimados de manera independiente y sin cuantificar su apariencia en el movimiento total del suelo. De estos factores, el más complicado de definir, por su naturaleza es la atenuación “**Q**” por cuanto, se requiere de un gran numero de registros sísmicos dependiendo del área que se desee a estudiar; sin embargo, es posible realizar aproximaciones menores a fin de idealizar el medio por el cual se propagan las ondas. Este procedimiento es usado de manera muy frecuente obteniéndose resultados aceptables.

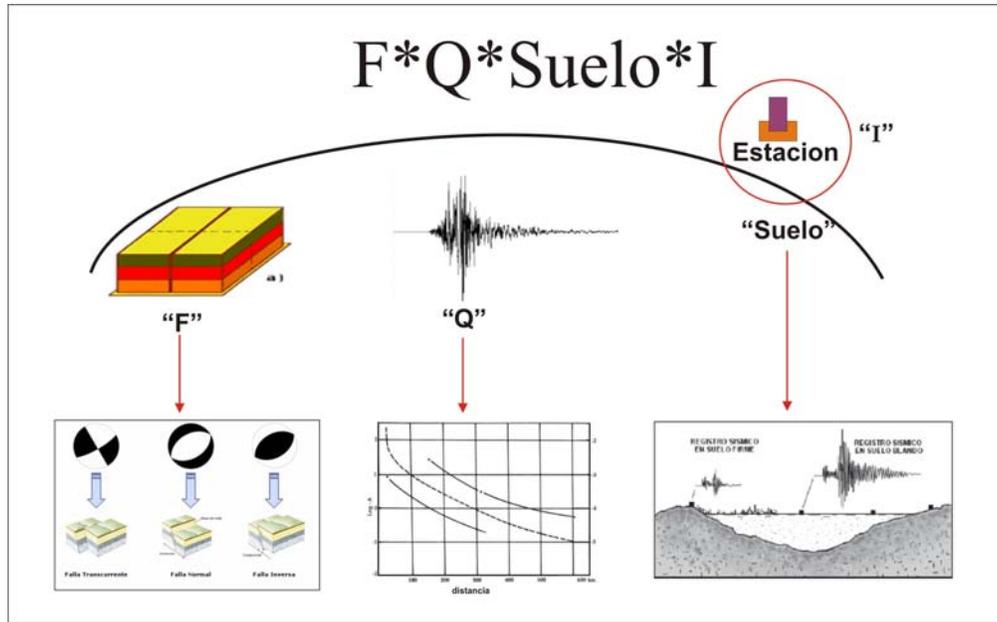
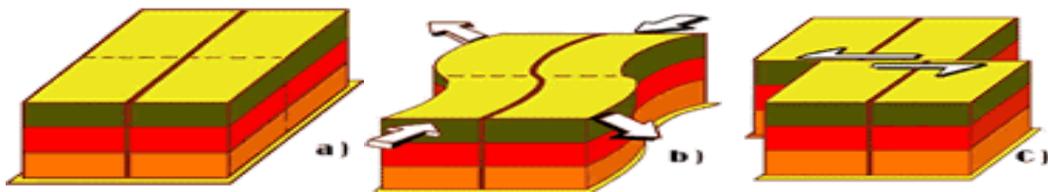


Figura 5.1 Esquema de los factores que influyen en el movimiento vibratorio del terreno registrado en un punto (fuente-medio-estación).

### 5.1.- EFECTO O INFLUENCIA DE LA FUENTE

Para explicar el efecto de la fuente en el movimiento observado en superficie, se debe tener en cuenta los diferentes modelos de simulación del proceso de ruptura, los mismos que facilitan la comprensión del mecanismo de generación de ondas sísmicas en el foco. Los sismos son producidos por el movimiento relativo de dos partes de una fractura en la corteza terrestre, causado por una acumulación de esfuerzos en la misma. Los fenómenos sísmicos están asociados a la idea de las fallas geológicas, debido a que permite explicar satisfactoriamente el origen de la radiación de la energía generado por un sismo. Partiendo de esta idea, en los últimos años se han propuesto diversos modelos físico-matemáticos, siendo el primero desarrollado por Reid (1910), el mismo que es conocido como teoría del rebote elástico. Según ella, las deformaciones elásticas se van acumulando en las rocas y formando una línea de tendencia a la ruptura de la falla, tal como se muestra

en la Figura 5.2. La teoría propone que un sismo se comporta de manera similar a un resorte mecánico. Al producirse la fractura, las rocas deformadas rebotan a ambos lados de la falla bajo sus propios esfuerzos elásticos hasta que la deformación elástica es en parte o totalmente disipada. Es probable que todo el movimiento en un punto cualquiera no se produzca de una vez sino que proceda en pasos irregulares. Las paradas más o menos súbitas del movimiento y la fricción dan origen a las vibraciones que se propagan en pasos irregulares. Los que se relacionan finalmente con el movimiento relativo de las placas tectónicas. Posteriormente, se han ido desarrollando otros modelos y su aplicabilidad depende de las observaciones en el campo cercano o lejano y de la configuración fuente-medio-estación para cada caso particular.



*Figura 5.2 Teoría del rebote elástico de Reid (a) etapa de acumulación de esfuerzos movimiento de las placas (b) etapa de deformación generado por esfuerzos alrededor de la falla (c) etapa final, después del sismo los comportamientos de la falla se han desplazado de razón uniforme.*

## **5.2.- INFLUENCIA DE LA TRAYECTORIA O LEY DE ATENUACIÓN**

En la interpretación de registros del movimiento del suelo y predicción del mismo, se tiene que considerar la propagación de las ondas a través del medio situado entre la fuente y el punto de observación. Estos medios no son perfectamente elásticos; por lo tanto, en función de la distancia disminuye la energía por frotamientos entre partículas, diversidad del medio en cuanto a su composición geológica y otros procesos secundarios cuyo efecto sobre las ondas sísmicas se denomina atenuación, palabra que expresa el decaimiento de amplitud del movimiento desde el foco a la estación con influencia adecuada en la composición espectral y en la duración del movimiento del suelo en cada punto.

Dependiendo si la observación se realiza en el campo cercano o lejano, las ondas recorrerán distintas trayectorias y los fenómenos que intervienen en su atenuación serán también diferentes. La longitud y la complejidad del camino recorrido influyen en la duración del movimiento que es uno de los factores decisivos para la valoración del impulso sísmico cuando se considera el campo cercano (Herraiz, 1997). A distancias cortas, las ondas se propagan a través de la corteza, que es menos disipativa que el manto superior para las altas frecuencias, mayores de 1 Hz. En el campo lejano, el espectro aparece desplazado hacia las bajas frecuencias, debido a que en este tipo de observaciones, las ondas se propagan fundamentalmente dentro del manto que actúa como un filtro para las altas frecuencias. Es por tanto, bastante clara la influencia de la trayectoria en lo referente al contenido frecuencial del movimiento.

Por otra parte, la energía es disipada en su recorrido, produciéndose una atenuación de la amplitud con la distancia, debido básicamente a tres factores: expansión geométrica del frente de ondas, absorción anelástica del medio que separa la fuente del lugar de registro y la dispersión / difusión de la energía por pequeñas heterogeneidades del terreno. La expansión geométrica depende de la profundidad del foco y de la distancia epicentral que determinan las características del frente de ondas. Si el medio se considera homogéneo e isotrópico y elástico, la energía debe conservarse en los diferentes frentes de ondas. Estos avanzan aumentando su superficie, por lo que la amplitud correspondiente a cada punto disminuye a medida que se aleja el foco.

La atenuación anelástica es debido a las imperfecciones de la elasticidad del medio en el que se propagan las ondas, así como a las heterogeneidades contenidas que producen una disminución adicional de las amplitudes. La atenuación anelástica que experimentan las ondas requiere conocer de forma detallada la estructura atravesada por las mismas. En un planteamiento determinista del problema, si el medio no puede considerarse homogéneo e isotrópico, sería necesario conocer un gran número de parámetros para evaluar su capacidad de absorción y dispersión; parámetros tales como contrastes de velocidades y espesores, tamaño de las heterogeneidades, estructuras de fallas, etc., que influyen en la amplitud de las ondas.

Diversos autores han estimado estos coeficientes para una determinada región a partir de sismos locales (Aki, 1969, Herraiz, 1982), regionales o bien por telésismos (Bache, 1986).

La influencia de la trayectoria podría determinarse con precisión si se conociera la estructura del medio atravesado por las ondas. Usualmente se consideran modelos de capas planas, pero en la mayoría de los casos las variaciones laterales en la corteza y la del manto superior, impedirán realizar tal simplificación. Además, se producen fenómenos de difracción, dispersión y resonancia debido a la anelasticidad e inhomogeneidad del medio y la predicción del movimiento, dependerá del posible uso de los métodos numéricos para resolver ecuaciones formuladas empíricamente. Estas ecuaciones constituyen las denominadas leyes de atenuación y relacionan el parámetro característico del movimiento en un punto con el representativo de la energía liberada en el foco, junto con la distancia epicentral como termino indicativo de la influencia de la trayectoria (Benito, 1993).

Las leyes de atenuación son frecuentemente utilizadas en estudios de peligrosidad y se plantea ajustando las observaciones disponibles (por ejemplo, datos de intensidad, aceleración máxima) a una determinada expresión matemática a fin de determinar los coeficientes de la misma por análisis de regresión. Si los ajustes se realizan con datos de una determinada zona, queda estimada entonces la ley de atenuación regional. Por ejemplo para Perú se tiene las ecuaciones de atenuación dadas por Lermo (2002) y Boroschek (2002).

**Lermo (2002).** El autor utiliza registros de las replicas del sismo del 23 de Junio del 2001 ( $M_w = 8.2$ ) para sismos de subducción. En general los datos utilizados corresponden a 30 acelerogramas registrados en las ciudades de Arequipa, Moquegua e Ilo. Los datos de aceleración máxima del suelo obtenidos en roca o en terreno firme se muestran en la Figura 5.3 como una función de la distancia focal. Después de efectuar un análisis de regresión en dos etapas se obtuvo la siguiente ley de atenuación:

$$\text{Log} (A_{\text{max}}) = 1.3+0.3 M-\text{Log} R - 0.003R$$

donde,  $A_{\text{max}}$  esta en  $\text{cm/s}^2$ ,  $R$  es la distancia focal en km y  $M$  es la magnitud.

En la Figura 5.3, se presenta la distribución de los datos y la relación propuesta por el autor. Tal como se observa en la figura, los valores de aceleración se concentran a distancias comprendidas entre 170 y 500km. La línea continua muestra el ajuste para los datos analizados (se fijo una magnitud de 4.8 como promedio para estos datos), y con la línea separada por cuadrados muestra el ajuste al sismo de Arequipa ( $M_w=8.2$ ).

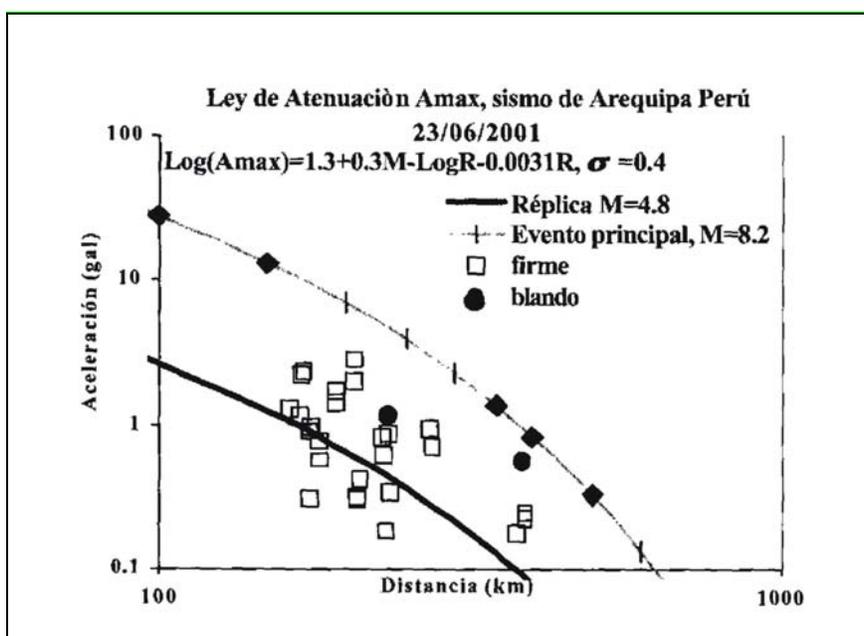


Figura 5.3. Datos y relación propuesta por Lermo (2002) para la atenuación de la aceleración del suelo en el Perú. La línea separada por cuadrados representa el sismo principal, la línea continua representa las réplicas del sismo, los cuadrados son réplicas tomados en suelo firme o roca y los círculos en negro son en suelo blando.

**Boroschek (2002).** El autor utiliza registros del evento principal y de réplicas del sismo del 23 de Junio del 2001 ( $M_w=8.2$ ). El sismo fue registrado por siete estaciones acelerométricas del Norte de Chile. La relación de atenuación para la componente horizontal y vertical que propone son las siguientes:

$$\text{Aceleración Max. Horizontal} = \frac{0.002e^{Mw}}{(R + 60)^{0.59}}$$

$$\text{Aceleración Max. Vertical} = \frac{0.002e^{0.97Mw}}{(R + 60)^{0.66}}$$

donde Mw es la magnitud momento y R es la distancia focal

La estimación de estas leyes de atenuación presenta una gran incertidumbre, debido a que no se dispone de un buen número de datos que permitan tener una representación real de las propiedades físicas del medio. Para regiones de elevada sismicidad, estas leyes quedan bien establecidas, conduciendo a estimaciones de parámetros del movimiento del suelo confiables. Pero en áreas de baja sismicidad, la incertidumbre en el cálculo de la atenuación en cuanto a sus datos, no es posible estimar los parámetros físicos del medio. Es importante que las relaciones que describen la atenuación no se extrapolen para diferentes regiones sin tener en cuenta sus características, ya que su uso puede conducir a errores importantes en la estimación de la magnitud o estudios de peligro sísmico y riesgo sísmico dado que la estimación de los parámetros del suelo es altamente sensible a la relación de atenuación sísmica considerada. La opción óptima es introducir relaciones de atenuación regionales que se formulen y establezcan de acuerdo con las características sísmicas regionales y con datos propios de la zona en estudio. Si los datos son escasos se debería emplear solamente relaciones de atenuación de otras regiones que presentaran características sismotectónicas análogas. Estas relaciones adaptadas para un uso adecuado también deberían ser contrastadas con los datos disponibles de la zona de estudio a la que se va a aplicar aunque estos sean escasos.

### 5.3.- EFECTO DEL INSTRUMENTO

El tercer factor que influye en el movimiento del suelo es el efecto del instrumento, que debe ser eliminado de los registros de los sismos para obtener el movimiento real del suelo. Afortunadamente, esto es hoy posible conociendo las funciones de transferencia de respuesta de los instrumentos de registro. Por lo tanto, se debe conocer las constantes de calibración del instrumento, como su sensibilidad, frecuencia natural ( $\omega$ ) y el amortiguamiento ( $\varepsilon$ ). De esta forma se obtendrá una señal corregida por el efecto del instrumento. Por ejemplo, se muestra la función de transferencia de un sensor mecánico partiendo de la ecuación de movimiento del sistema:

$$m\ddot{x} + C\dot{y} + Ky = 0$$

donde,  $m$  es la masa oscilante,  $K$  la constante elástica (fuerza/desplazamiento) y  $C$  el coeficiente de amortiguamiento (fuerza/velocidad). Entonces, la función de transferencia viene definida por la siguiente relación:

$$M(\omega) = \frac{\omega^2}{\omega^2 + 2\varepsilon\omega + \omega_0^2}$$

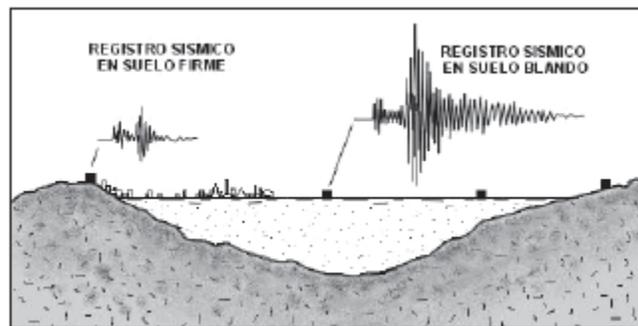
Conocida, la función de transferencia de un sensor mecánico se puede conocer el movimiento real del suelo.

### 5.4.- INFLUENCIA DEL SUELO

El último componente que influye en el movimiento del suelo registrado en un punto es el tipo de suelo bajo la estación de registro, factor que, junto con la topografía, pueden causar efectos de atenuación o amplificación de las ondas incidentes sobre la base

rocosa. Por ejemplo, en la Figura 5.6, se muestra el fenómeno de amplificación local observados en la ciudad de México durante el sismo ocurrido en 1985 (Magnitud =8.1). La señal registrada en los bordes de la cuenca sobre la que se asienta la ciudad tiene muy baja amplitud en cambio, las señales medidas en el centro del valle formado de arcillas muestran gran variación en su duración y amplitud de señal.

Al considerar la geología local, se distinguen dos fenómenos que normalmente dan lugar a una amplificación del movimiento y, por tanto, son agentes importantes en los daños de las obras civiles. El efecto más conocido está asociado a la interacción de la onda sísmica y la estructura del suelo; es decir amplificación por resonancia que aparece en medios estratificados con rigidez creciente con la profundidad del suelo a la superposición de múltiples reflexiones dentro de los estratos de baja velocidad próximos en la superficie. El segundo tipo de amplificación no requiere de las discontinuidades bruscas donde tienen lugar fenómenos de reflexión si no de efectos debido a la baja impedancia de los materiales próximos a la superficie.



*Figura 5.4. Ejemplo de diferencias de amplitud en registros sísmicos obtenidos en diferentes tipos de suelo para un mismo sismo.*

## CAPITULO 6

### MAGNITUD $M_L$ A PARTIR DE LA ACELERACIÓN DEL SUELO

Usualmente, cuando ocurre un sismo se procede a estimar sus parámetros hipocentrales (fecha, hora, latitud, longitud y profundidad), además de su magnitud en cualquiera de las escalas ya conocidas ( $M_L$ ,  $m_b$ ,  $M_s$ ,  $M_w$ ). De estas escalas, la magnitud  $M_L$  introducida por Richter (1958) tiene mayor importancia en los estudios de ingeniería debido a que es obtenida usando registros sísmicos con contenido de altas frecuencias. Generalmente, la magnitud  $M_L$  se obtiene a partir de la máxima amplitud leída de la señal sísmica registrada por un sismógrafo del tipo Wood-Anderson con un registro fotográfico que alcanza una amplificación de 2800 veces para un periodo natural de 0.8 s. Estos sismógrafos son sensibles a altas frecuencias; por lo tanto, registra sismos que ocurren a distancias relativamente pequeñas a las fuentes que originan el sismo, de ahí que la información que se obtiene sea considerada en el campo cercano. Magnitudes determinadas a distancias telésísmicas, como son la  $m_b$  y la  $M_s$ , proporcionan una medida del tamaño de un sismo en el campo lejano ( $\Delta > 30^\circ$ ). Debido a que las magnitudes están definidas en función de la respuesta del instrumento o del tipo de ondas que se utilizan, es frecuente que se produzca la saturación de la señal; por lo tanto, si el sismo es muy grande se produce la saturación de escala. La escala  $m_b$  se satura aproximadamente hacia magnitudes de 6.5 y la  $M_s$  a 7.5; por lo tanto, los sismos mayores no quedan bien determinados para estas escalas. Para solucionar este problema, Kanamori (1977) propuso una nueva escala que corresponde a la magnitud  $M_w$  la cual se basa en el valor del momento sísmico y que permite tener una mayor definición en el rango de magnitudes mayores a 8.

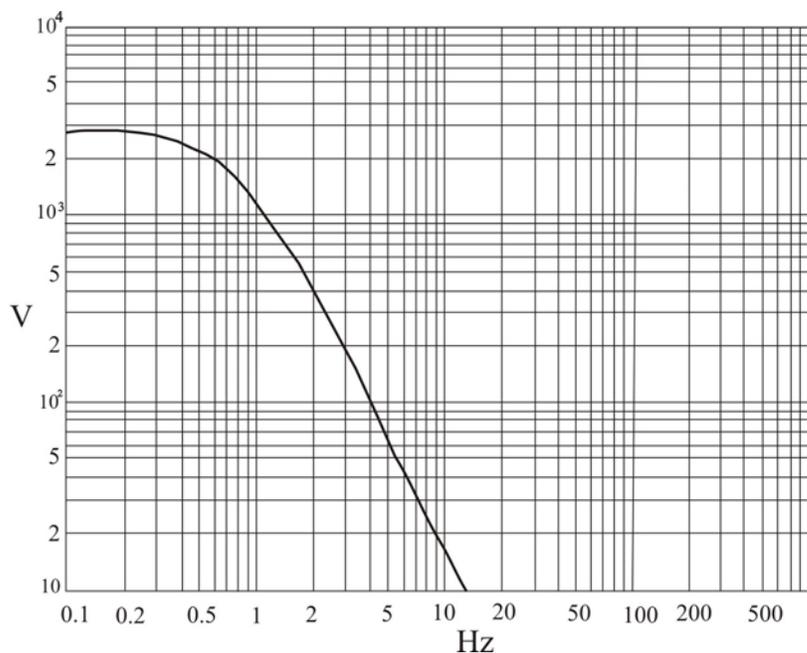
La necesidad de determinar el tamaño de los sismos a partir de datos obtenidos a distancias cortas e intermedias de la fuente (campo cercano), ha llevado a muchos investigadores a proponer procedimientos o técnicas diversas que en conjunto conducen a

construir teóricamente registros del tipo WA a partir de registros de aceleración. Por ejemplo, Jennings y Kanamori (1978), propusieron determinar la magnitud  $M_L$  a partir de la deconvolución del acelerograma y luego convolucionando con la respuesta instrumental de un sismógrafo de torsión del tipo Wood-Anderson. Espinosa (1989), proporciona un procedimiento simplificado, semejante al de Richter (1935) el cual permitía una determinación rápida de la magnitud  $M_L$  a partir de registros de aceleración sin necesidad de convertir a registros del tipo Wood-Anderson. Hutton y Boore (1987), propusieron una curva de corrección de la amplitud con la distancia hipocentral ( $-\text{Log } A_0 = 1.110 \log(r/100) + 0.00189(r - 100) + 3.0$ ,  $r$  es la distancia hipocentral) y poder determinar el valor de  $-\text{Log } A_0$  para el cálculo de  $M_L$  según el procedimiento propuesto por Richter.

## 6.1 MÉTODO DE RICHTER

El profesor Charles Richter del Instituto Tecnológico de California-CALTECH, propuso en 1958 una metodología sencilla para medir el tamaño de los sismos locales y así poder estimar la energía que ellos liberaban a fin de ser comparados con otros sismos. Richter construyó un diagrama con el movimiento máximo registrado en un instrumento del tipo WA contra la distancia y lo usó para crear la primera escala de magnitud (una relación logarítmica entre el tamaño del sismo y el movimiento máximo observado). Normalmente basó su escala en una analogía con la escala de brillo estelar usada en astronomía que también es similar a la escala del PH que la acidez. Para completar la construcción de la escala, Richter estableció un valor de referencia para identificar la proporción en las cuales las amplitudes máximas disminuyen con la distancia de un sismo. Este valor de referencia para la magnitud se denomina magnitud de tres ( $M=3$ ) y que corresponde a la amplitud máxima de la traza de un sismo con una amplitud de 1mm registrado en el tambor de un sismógrafo de torsión horizontal del tipo WA, con un periodo de oscilación de 0.8 segundos y amplificación de 2800, y localizado a una distancia de 100 km. Esta amplitud máxima corresponde a como se sentiría a la misma distancia un sismo de magnitud magnitud cero ( $M=0$ ). El sismógrafo WA esta compuesto por una pequeña masa que oscila por torsión de una fibra metálica con una

curva de respuesta entre 0.1 y 10 Hz (Figura 6.1); con amplificaciones máximas de 2800 y una respuesta plana entre 0.1 - 0.5 Hz.



*Figura 6.1. Curva de respuesta de un sismógrafo tipo WA.*

Para el cálculo de ML, Richter generó una curva de atenuación de la amplitud en función de la distancia, utilizando 21 registros de sismos superficiales ocurridos en California en Enero de 1932. La amplitud máxima registrada en cada caso fue graficada contra la distancia epicentral obteniendo una curva que pasa a través de un punto seleccionado arbitrariamente. En la Figura 6.2, la línea continua representa la curva de referencia para la disminución en la amplitud con la distancia. El concepto preciso es que las amplitudes del movimiento del suelo disminuyen con la distancia y que dependen de la geología regional; es decir; que la curva de atenuación es solo válida para la zona donde fue calculada y puede aplicarse a otras regiones con las evaluaciones respectivas. De esta curva se obtuvieron los valores numéricos presentados en la Tabla 6.1, y que expresan el logaritmo (en base 10) de la amplitud en milímetros correspondiente a un sismógrafo de torsión del tipo Wood-Anderson que considera un sismo de magnitud standard registrado a una distancia epicentral de 100 kilómetros con una amplitud 1 mm.

Finalmente; el cálculo de la magnitud local esta definida por la siguiente ecuación:

$$M = \text{LOG} (A / A_0) \dots \dots \dots (1)$$

$$M_L = \text{LOG}_{10} A - \text{LOG}_{10} A_0 \dots \dots \dots (2)$$

donde, A es la máxima amplitud de la traza registrada (componentes horizontales del sismógrafo WA) y A<sub>0</sub> la amplitud máxima por un sismo patrón de magnitud M = 3 correspondiente a una amplitud de 1 mm en un sismógrafo ubicado a 100 km del epicentro y LOG<sub>10</sub> .

El Log A<sub>0</sub> se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$-\text{Log } A_0 = a * \text{Log} ( \Delta / 100 ) + b \text{Log} ( \Delta - 100 ) + 3 \dots \dots \dots (3)$$

donde a y b son los coeficientes de atenuación y Δ distancia epicentral

Esta expresión indica que un sismo a una distancia epicentral de 100 Km. con una amplitud máxima registrada de 1μ, tiene una magnitud ML igual a 3.0. Asimismo la ecuación 3 se resuelve de la siguiente manera:

Sea una matriz cuadrada de la forma Ax = Y

$$M_{ij} = \text{Log } A_{ij} + a * \text{Log} ( \Delta_{ij} / 100 ) + b \text{Log} ( \Delta_{ij} - 100 ) + 3$$

donde i= numero de sismos y j = representa la estación que registra el sismo.

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & \dots & R_{ij} & U_{ij} \\ \cdot & & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & & R_{NiNj} & U_{NiNj} \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} M_1 \\ \vdots \\ M_N \\ -a \\ -b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Y_{ij} \\ \vdots \\ Y_{11} \\ Y_{21} \\ Y_{22} \\ \vdots \\ Y_N \end{pmatrix}$$

donde  $R_{ij} = \text{LOG} ( R_{ij} / 100 )$ ,  $U_{ij} = ( R_{ij} - 100 )$  y  $Y_{ij} = \text{LOG} A_{ij}$

Para resolver esta matriz se calcula la inversa de  $A^{-1}$  y se obtiene los valores de a y b.

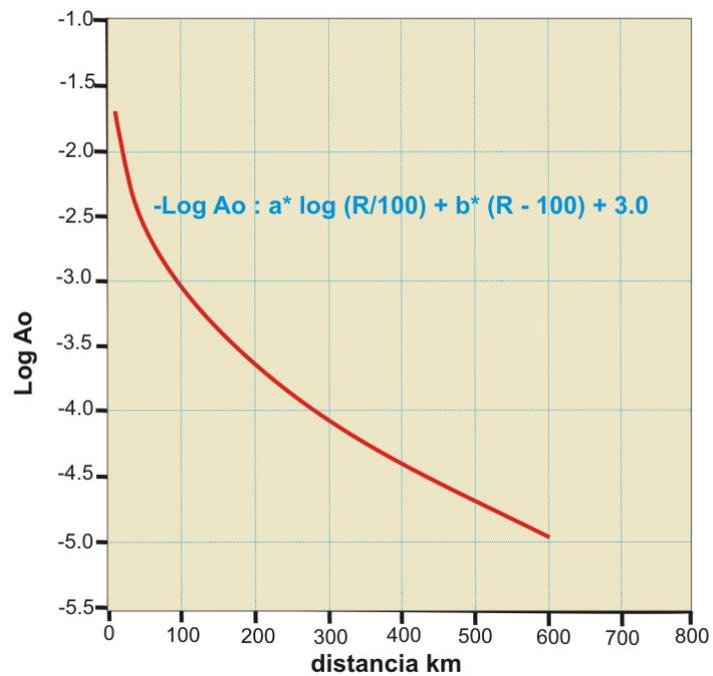


Figura 6.2. Curva de atenuación  $\text{Log } A_o$  para California

**Tabla 6.1.**

*Valores de Log A<sub>o</sub> en función de la distancia propuesta por Richter (1958).*

$\Delta$	Log A <sub>o</sub>	$\Delta$	Log A <sub>o</sub>	$\Delta$	Log A <sub>o</sub>
0	-1.4	150	-3.3	390	-4.4
5	-1.4	160	-3.3	400	-4.4
10	-1.5	170	-3.4	410	-4.5
15	-1.6	180	-3.4	420	-4.5
20	-1.7	190	-3.5	430	-4.5
25	-1.9	200	-3.5	440	-4.6
30	-2.1	210	-3.6	450	-4.6
35	-2.3	220	-3.65	460	-4.6
40	-2.4	230	-3.7	470	-4.6
45	-2.5	240	-3.7	480	-4.7
50	-2.6	250	-3.8	490	-4.7
55	-2.7	260	-3.8	500	-4.7
60	-2.8	270	-3.9	510	-4.7
65	-2.8	280	-3.9	520	-4.8
70	-2.8	290	-3.9	530	-4.8
80	-2.9	300	-4	540	-4.8
85	-2.9	310	-4	550	-4.8
90	-3	320	-4.1	560	-4.8
95	-3	330	-4.1	570	-4.9
100	-3	340	-4.2	580	-4.9
110	-3.1	350	-4.2	590	-4.9
120	-3.1	360	-4.3	600	-4.9
130	-3.2	370	-4.3		
140	-3.2	380	-4.3		

Un ejemplo del cálculo de ML se muestra en la Figura 6.3, el registro corresponde a un sísmógrafo Wood-Anderson de componente horizontal en el cual se lee claramente el arribo de las ondas P y S con una amplitud máxima = 23 mm. La distancia epicentral esta en función de la aplicación de S-P= 24 seg. lo cual es equivalente a 210 km. Para el cálculo de ML (ecuación 1) se toma el Logaritmo de amplitud máxima y el -Log A<sub>o</sub> de la tabla 6.1 en función a la distancia epicentral y se obtiene lo siguiente:

$$M_L = LOG_{10} A - LOG_{10} A_o(\Delta)$$

$$M_L = LOG_{10} 23\text{mm} - (-3.6)$$

$$M_L = 5$$

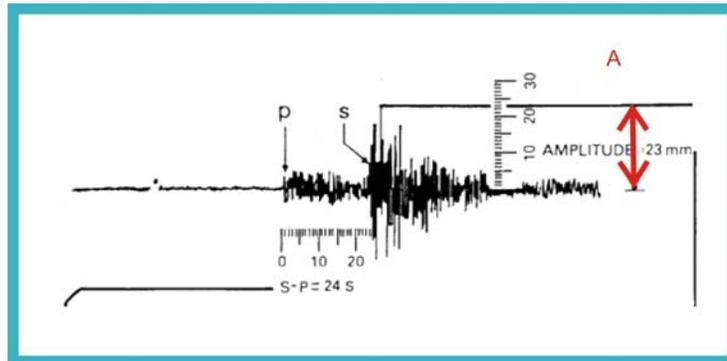


Figura 6.3. Esquema que muestra un sismo registrado correspondiente a un sismógrafo del tipo Wood-Anderson.

#### - LIMITACIONES DE $M_L$

Primeramente esta escala de magnitud depende de un instrumento en particular como el sismógrafo de torsión Wood Anderson con constantes específicas ( $T=0.8s$ . y Amplificación = 2800). La dificultad radica en que la máxima amplitud de la onda quedara bien definida para periodos menores a 0.8s y a distancias.

Otra limitación es que la tabla de atenuación fue hecha para el sur de California, además la variación de amplitud en función de la distancia fue calculada para sismos menores a 25 km de profundidad y a distancias menores a 600km.

Finalmente; si un sismo es registrado por una estación diferente a un sismógrafo Wood-Anderson y para una región en particular, se debe obtener y/o estimar la corrección en distancia en el término de  $-\log A_0$  antes de establecer una correspondencia entre el sismógrafo utilizado y el tipo de WA. Sin embargo, el cálculo de  $M_L$  sigue siendo importante por proponer valores estables para el tamaño de los sismos. Debido a esto, muchos autores proponen métodos y procedimientos para el cálculo de  $M_L$  usando registros obtenidos de otro tipo de instrumento, esto en razón que los WA están siendo reemplazados debido a sus limitaciones en su rango de frecuencias.

## 6.2.- METODO DE JENNINGS Y KANAMORI (1983)

Jennings y Kanamori (1983) propusieron determinar ML utilizando el método de deconvolucion y convolucion de señales para simular registros del tipo WA a partir de registros de aceleración. El motivo fue el poder ampliar las medidas de ML a grados y distancias mayores a los propuestos por Richter. Además estos autores llaman la atención sobre el hecho de que este método de obtención de magnitudes locales es muy útil en la determinación de los criterios de diseño en ingeniería debido al alto contenido de frecuencias para el campo cercano. La metodología propuesta fue aplicada al sismo de San Fernando de 1971 (Figura 6.3) registrada por 14 estaciones acelerométricas del observatorio de California, sismógrafos del tipo WA usados en los mismos puntos. La magnitud ML obtenida a partir de registros de aceleración rindieron un ML promedio de 6.35, que estaría de acuerdo con el valor estimado usando previamente registros del tipo WA, ML de 6.3. Las pequeñas diferencias observadas en los valores de ML fueron explicados por los autores como debidos a las limitaciones del rango dinámico de los instrumentos WA, siendo estas superadas con el uso de registros de aceleración. En la Figura 6.4, se muestra el registro de aceleración del sismo de San Fernando 1971 registrado por la estación de Athenaeum componente N-S y su correspondiente registro en desplazamiento para un sismógrafo Wood-Anderson. Asimismo, se muestra en la Figura 6.5 el registro del mismo sismo registrado por un sismógrafo del tipo WA. La validez del método es demostrada Tabla 6.2, en la cual se obtiene la magnitud local promedio de las 14 estaciones que registraron el sismo, obteniendo una  $ML = 6.35$  con una desviación estándar de 0.26. También, se presenta el código de las estaciones, y las aceleraciones para componentes horizontales.

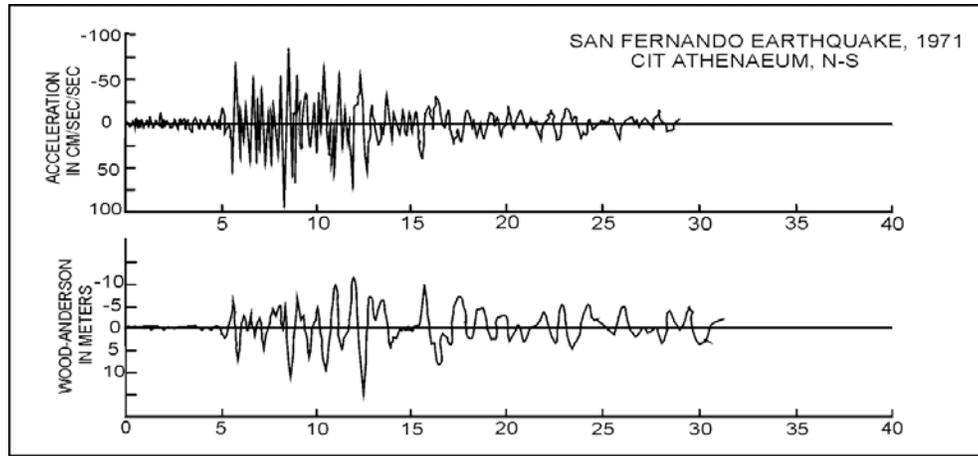


Figura 6.4. Registro de aceleración del sismo de San Fernando de 1971 ( $ML=6.35$ ) y su correspondiente registro en un sismógrafo Wood-Anderson del Observatorio de California.

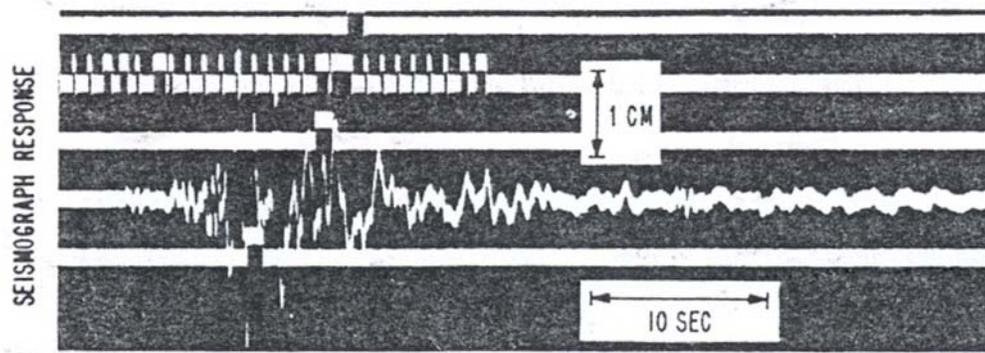


Figura 6.5. Registro de un sismógrafo del tipo WA correspondiente al sismo de San Fernando de 1971 ( $ML=6.3$ ).

**Tabla 6.2**

*Magnitudes locales para el sismo de San Fernando de 1971 determinado a partir de registros de aceleración (Jennings y Kanamori 1983)*

LOCAL MAGNITUDE $M_L$ FOR THE 1971 SAN FERNANDO EARTHQUAKE DETERMINED FROM STRONG-MOTION ACCELEROGRAMS						
No. 57, San Fernando, February 9, 1971, $F^{\circ} 34^{\circ} 20.04'$ ; $118^{\circ} 23.29'$						
Station	Ref. <sup>c</sup>	Component	$\Delta$ (km)	PP/2 <sup>d</sup> (m)	T <sup>e</sup> (sec)	$M_L$
Pacoima	C041	S16E	~0	136	1.0	6.50
	C041	S74W	~0	89.5	0.5	6.30
Holiday Inn Orion	C048	N	14.5	50.2	0.6	6.30
	C048	E	14.5	31.2	1.0	6.10
Hollywood Storage Bldg. Parking Lot	D058	N	28.0	16.3	0.6	6.30
	D058	E	28.0	30.4	1.2	6.50
Santa Felicia Dam	E081	S08E	36.0	11.4	1.0	6.40
	E081	S82W	36.0	7.35	0.6	6.15
Pearblossom	F103	N	48.0	5.88	0.5	6.30
	F103	E	48.0	6.28	0.6	6.40
CIT Seismo. Lab.	G106	N	29.0	7.93	0.7	6.00
	G106	E	29.0	19.1	0.8	6.40
CIT Athenaeum	G107	N	33.0	13.3	0.8	6.40
	G107	E	33.0	18.9	0.8	6.50
CIT, JPL	G110	S82E	25.0	20.2	0.4	6.25
	G110	S08W	25.0	16.4	0.6	6.15
Palmdale	G114	S60E	37.0	21.5	1.4	6.60
	G114	S30W	37.0	13.8	1.4	6.45
15250 Ventura Blvd.	H115	N11E	21.0	26.3	1.8	6.15
	H115	N79W	21.0	25.3	1.8	6.10
Lake Hughes No. 1	J141	N21E	38.0	37.1	1.0	6.95
	J141	S69E	38.0	22.9	1.0	6.70
Lake Hughes No. 9	J143	N21E	34.0	6.74	0.3	6.10
	J143	N69W	34.0	6.40	0.5	6.10
3838 Lankershim Blvd.	L166	N	22.0	13.1	0.8	5.90
	L166	E	22.0	18.0	0.8	6.05
UCSB	O208	N42E	134	4.00	0.6	6.80
	O208	S48E	134	4.67	1.4	6.85
Average					$0.88 \pm 0.39$	$6.35 \pm 0.26$

Además, esta metodología ha sido aplicada a un cierto número de sismos entre los que destacan los de Coyote Lake en 1979, el Imperial Valley en 1940 y Kern County en 1952 ( $M_L=7.3$ ). La Figura 6.6, muestra registros de aceleración del sismo de Kern County en 1952 registrada por la estación Taft School y su respectiva simulación a un WA. Con estos nuevos registros de sismos ocurridos a distancias epicentrales menores a 100 km y con la seguridad de poder convertir registros de aceleración a un WA, Jennings y Kanamori evaluaron el  $-\text{Log } A_0$  dado por Richter en 1958 y encontraron diferencias en los valores para sismos que ocurren a distancias menores a 100 km. La obtención de  $-\text{Log } A_0$  ( $-\text{Log } A_0 = a * \text{Log} (\Delta / 100) + b$

$\text{Log} (\Delta -100) + 3)$  dada por los autores es similar a la obtenida por Richter en 1958 (Figura 6.6).

En la Figura 6.7, se muestra la curva continua (roja) obtenida por Jennings y Kanamori (1983) y la línea discontinua (celeste) dada por Richter (1958). La diferencia entre las curvas de atenuación es de valores de 0.25 para distancias menores a los 20 km y  $-0.25$  para distancias entre 50 y 60 km (Tabla 6.3). Estas pequeñas diferencias fueron explicadas por los autores con el uso de registros de aceleración y de sismos cercanos a la fuente, contrario a Richter que al definir  $-\text{Log } A_0$  no contaba con registros a distancias muy cercanas a la fuente, además que mucho de los registros incompletos fueron debidas a las limitaciones del sismógrafo del tipo WA. De este  $-\text{Log } A_0$  se obtuvieron los valores numéricos presentados en la Tabla 6.1, y que expresan el logaritmo (en base 10) de la amplitud en milímetros correspondiente a un registro simulado por un sismógrafo de torsión del tipo WA a partir de registros de aceleración.

Finalmente, el cálculo de la ML puede ser obtenido confiablemente a partir de registros de aceleración para el Sur de California. El método aplicado es similar al seguido por Richter 1958.

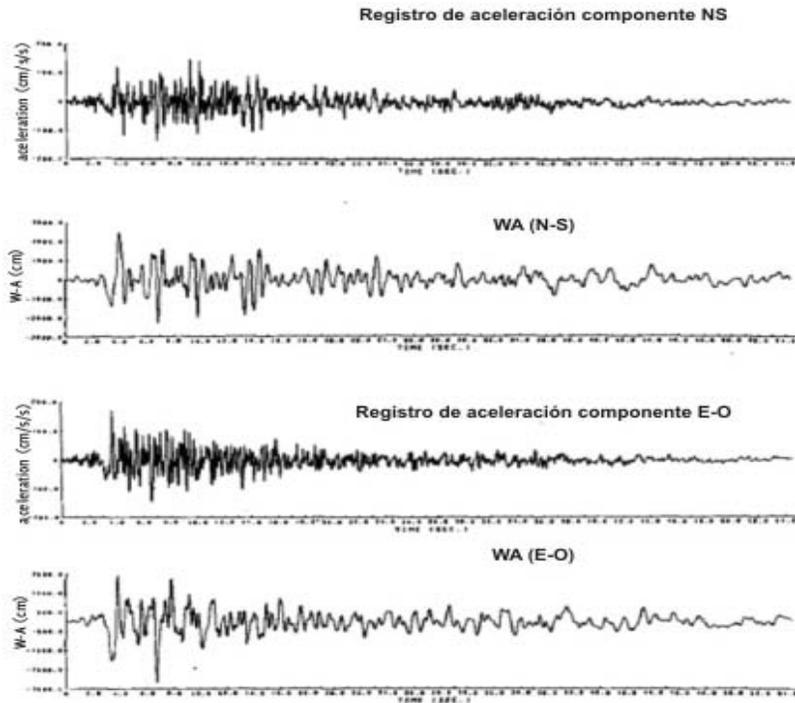


Figura 6.6. Ejemplo del sismo de Kern County en 1952, registrada por la estación Taft School y su respectiva simulación a un WA (componentes horizontales).

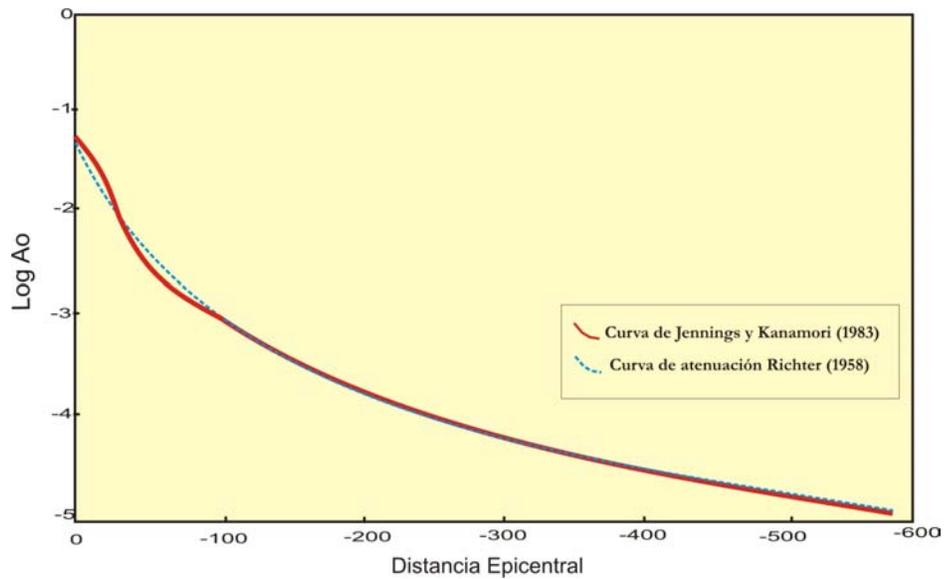


Figura 6.7. Curva de atenuación para el calculo de  $M$ , para distancias  $< 100$  km (campo cercano) dado por Jennings y Kanamori (1983) y Richter (1958).

**Tabla 6.3**

*Valores de  $-\text{Log } A_o$  propuestos por Jennings y Kanamori (1983).*

$\Delta$	LogAo	$\Delta$	LogAo	$\Delta$	LogAo
0	-1.4	205	-3.56	410	-4.5
5	-1.58	210	-3.59	415	-4.51
10	-1.72	215	-3.62	420	-4.52
15	-1.86	220	-3.65	425	-4.54
20	-1.98	225	-3.68	430	-4.56
25	-2.08	230	-3.7	435	-4.57
30	-2.18	235	-3.72	440	-4.59
35	-2.26	240	-3.74	445	-4.61
40	-2.34	245	-3.77	450	-4.62
45	-2.4	250	-3.79	455	-4.63
50	-2.47	255	-3.81	460	-4.64
55	-2.53	260	-3.83	465	-4.66
60	-2.6	265	-3.85	470	-4.68
65	-2.65	270	-3.88	475	-4.69
70	-2.7	275	-3.92	480	-4.7
75	-2.75	280	-3.94	485	-4.71
80	-2.8	285	-3.97	490	-4.72
85	-2.86	290	-3.98	495	-4.73
90	-2.91	295	-4	500	-4.74
95	-2.96	300	-4.02	505	-4.75
100	-3	305	-4.05	510	-4.76
105	-3.03	310	-4.08	515	-4.77
110	-3.08	315	-4.1	520	-4.78
115	-3.1	320	-4.12	525	-4.79
120	-3.12	325	-4.15	530	-4.7
125	-3.15	330	-4.17	535	-4.81
130	-3.19	335	-4.2	540	-4.82
135	-3.21	340	-4.22	545	-4.83
140	-3.23	345	-4.24	550	-4.84
145	-3.28	350	-4.26	555	-4.85
150	-3.29	355	-4.28	560	-4.86
155	-3.3	360	-4.3	565	-4.87
160	-3.32	365	-4.32	570	-4.88
165	-3.35	370	-4.34	575	-4.89
170	-3.38	375	-4.36	580	-4.9
175	-3.4	380	-4.38	585	-4.91
180	-3.43	385	-4.4	590	-4.92
185	-3.45	390	-4.42	595	-4.93
190	-3.47	395	-4.44	600	-4.94
195	-3.5	400	-4.46		
200	-3.53	405	-4.48		

### 6.3.- METODO DE HUTTON Y BOORE (1987)

Siguiendo el mismo procedimiento de Richter (1935) para obtener la magnitud local (ML), Hutton y Boore (1987) observaron que los valores de la ML reportadas por la red de sismógrafos del Instituto Tecnológico de Caltech (CIT) presentaban diferencias en valores para distancias mayores a 1000km siendo estos demasiado altas, y para distancias menores a 100km eran menores, similar a lo mostrado por Jennings y Kanamori (1983), usando datos de registros en aceleración. Hutton y Boore, proponen que esta diferencia de valores podría ser corregido utilizando la distancia hipocentral en lugar de la distancia del epicentro a la estación, debido a que la distancia epicentral es la proyección de la ubicación del sismo a la superficie la estación y la distancia hipocentral ( $R = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$ ) es la trayectoria del foco del sismo a la estación. Esto solo se lograría teniendo una buena cobertura de las estaciones y una buena base de datos (Figura 6.8).

En la Figura 6.8, se muestra la distribución de las estaciones con sus respectivos códigos y la base de datos utilizados para un total de 972 sismos para el Sur de California (9941 amplitudes para las componentes horizontales) ocurridos entre los años 1975 - 1983. Para el cálculo de ML  $-\text{Log } A_0$  partieron de las siguientes expresiones:

$$ML = \text{Log } A - \text{Log } A_0 + S$$

donde: S es corrección de estación

$$-\text{Log } A_0 = n \text{Log } (R/100) + k (R - 100) + 3.0$$

donde, A es la amplitud máxima en milímetros de componentes horizontales, R la distancia hipocentral en km, ML magnitud local y n, k, S constantes que serán determinados por el análisis de regresión o en forma matricial.

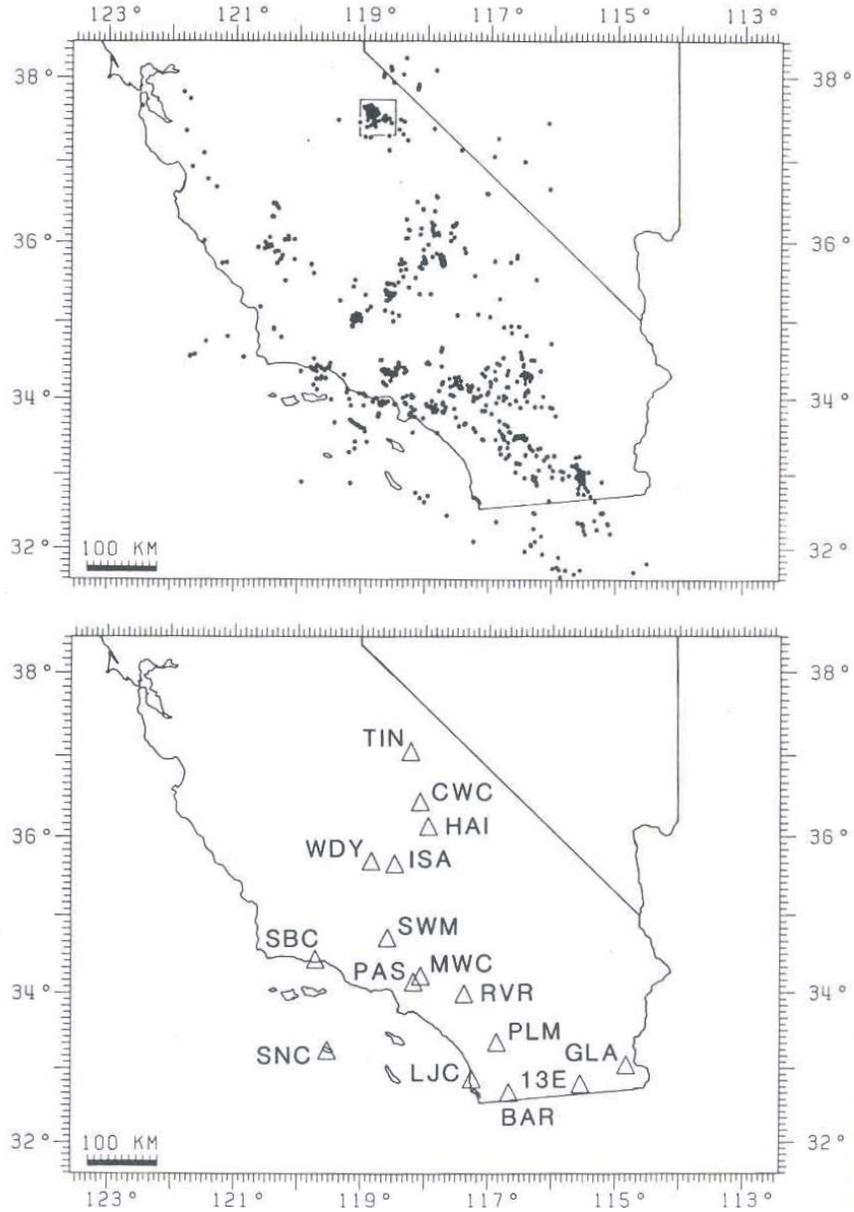


Figura 6.8. Mapa de ubicación de las estaciones del Sur de California, y distribución espacial de sismos utilizados por Hutton y Boore (1987).

El método fue aplicado para sismos ocurridos en California y registrados por estaciones WA siendo la relación obtenida la siguiente:

$$-\log A_0 = 1.110 \log(r/100) + 0.00189(r - 100) + 3.0$$

Los valores de  $-\log A_0$  obtenidos con este procedimiento difieren de los propuestos por el Instituto Tecnológico de California (ML CIT) y son mostrados en la Tabla 6.4; además, de los valores reportados por Luco 1982 (ML\_L) usando sismogramas simulados por un sismógrafo del tipo WA.

En general, se observa que los valores obtenidos por Hutton y Boore (ML HB) son similares entre si con los valores de ML\_R, siendo las diferencias del orden de 0.05; mientras que las diferencias con ML-CIT son del orden de 0.6.

**Tabla 6.4**

Valores obtenidos por Hutton y Boore ( $M_L$  HB), Instituto Tecnológico de California ( $M_L$  CIT) y los reportados por Luco 1982 ( $M_L$  L).

yy:mm:dd	Location	$M_L$ (CIT)	$M_L$ (L)	$M_L$ (HB)	$N^*$
34-06-07	Parkfield	6.00	$6.09 \pm 0.06$	$5.91 \pm 0.05$	6
40-05-19	Imperial Valley	6.70	$6.19 \pm 0.08$	$6.03 \pm 0.06$	6
66-06-28	Parkfield	5.60	$5.67 \pm 0.05$	$5.56 \pm 0.06$	16
68-04-09	Borrego Mountain	6.40	$6.31 \pm 0.05$	$6.19 \pm 0.04$	8
71-02-09	San Fernando	6.40	$5.81 \pm 0.04$	$5.79 \pm 0.04$	5
73-02-21	Point Mugu	5.90	$5.63 \pm 0.07$	$5.57 \pm 0.08$	8
78-08-13	Santa Barbara	5.06	$5.05 \pm 0.03$	$5.01 \pm 0.03$	14
79-01-01	Malibu	5.24	$4.90 \pm 0.07$	$4.86 \pm 0.07$	18
79-03-15	Homestead Valley	4.96	$5.01 \pm 0.08$	$4.96 \pm 0.08$	14
79-03-15	Homestead Valley	5.27	$5.32 \pm 0.07$	$5.27 \pm 0.06$	12
79-03-15	Homestead Valley	4.85	$4.80 \pm 0.08$	$4.75 \pm 0.08$	11
79-06-30	Big Bear	4.81	$4.74 \pm 0.06$	$4.70 \pm 0.07$	18
79-10-15	Imperial Valley	6.51	$6.40 \pm 0.09$	$6.23 \pm 0.07$	12
79-10-15	Imperial Valley	5.20	$5.11 \pm 0.06$	$5.00 \pm 0.06$	5
79-10-16	Imperial Valley	5.15	$5.11 \pm 0.03$	$4.99 \pm 0.03$	20
79-10-16	Imperial Valley	5.10	$5.12 \pm 0.04$	$5.00 \pm 0.03$	19
79-10-16	Imperial Valley	5.52	$5.46 \pm 0.05$	$5.32 \pm 0.03$	20
80-05-25	Mammoth Lakes	6.31	$6.21 \pm 0.09$	$6.05 \pm 0.07$	16
80-05-25	Mammoth Lakes	6.45	$6.36 \pm 0.12$	$6.20 \pm 0.09$	9
80-05-27	Mammoth Lakes	6.41	$5.84 \pm 0.18$	$5.69 \pm 0.17$	7
80-06-09	Cerro Prieto	6.21	$6.13 \pm 0.07$	$5.97 \pm 0.07$	16
81-04-26	Westmorland	5.67	$5.67 \pm 0.07$	$5.54 \pm 0.05$	14
81-09-04	offshore	5.44	$5.42 \pm 0.05$	$5.36 \pm 0.04$	17
81-09-30	Mammoth Lakes	6.08	$5.89 \pm 0.08$	$5.72 \pm 0.07$	17
82-10-25	Coalinga	5.60	$5.58 \pm 0.06$	$5.46 \pm 0.07$	14
83-05-02	Coalinga	6.10	$6.06 \pm 0.09$	$5.93 \pm 0.07$	8

\* Number of amplitudes used to determine  $M_L$  (HB).

#### 6.4.- METODO DE ESPINOSA (1989)

Espinosa (1989) propone otra metodología para determinar la magnitud  $M_L$ , de manera simplificada a partir de las máximas amplitudes de la señal sísmica directamente expresados en unidades de aceleración; es decir, sin la necesidad de convertirlos a registros del tipo WA.

Espinosa, propone la siguiente expresión empírica similar a la de Richter (1935):

$$M_L = \log_{10} \text{Acc} - \log_{10} A1(\Delta) \quad (1)$$

donde, Acc es la amplitud registrada (de cero al máximo) por un acelerógrafo cuyas unidades están en  $cm/s^2$ ; A1 es la atenuación que depende de la distancia epicentral ( $\Delta$ ). Esta ecuación sólo es aplicable a registros de aceleración en sus componentes horizontales siendo similar a la propuesta por Richter (1935).

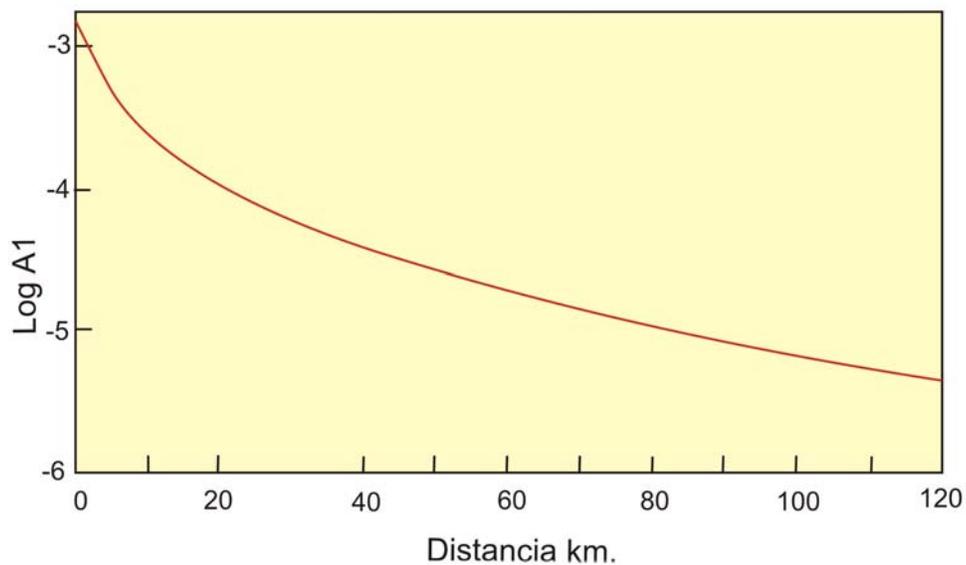
La diferencia radica en que Richter propone medir los movimientos del suelo a bajos niveles de deformación (A en mm); mientras que, Espinosa (1989) mide altos niveles de deformación (Acc en  $cm/s^2$ ). La selección del «sismo patrón» que Richter propuso para un sismo  $M_L = 3$  corresponde a la amplitud máxima de 1mm a una distancia de 100km; mientras que, para Espinosa el sismo patrón corresponde a una magnitud  $M_L = 5$  y se registra por un acelerógrafo con una amplitud máxima horizontal de 1  $cm/s^2$  a una distancia de 82 km.

Para el cálculo de  $M_L$ , es indispensable contar el valor de  $-\text{Log } A1$  (Figura 6.9); por lo tanto, Espinosa obtuvo estos valores usando una base de datos de 90 sismos extraídos de los Catálogos de Pasadena y Berkeley (1933-1982).

En la Figura 6.9, se muestra los valores de  $-\text{Log } A1$  de la amplitud máxima en aceleración en función de la distancia para las componentes horizontales y sus valores numéricos presentados en la Tabla 6.5, que expresan el logaritmo (base 10  $\log_{10} A1$ ) de la

aceleración ( $cm/s^2$ ) en función de la distancia (distancias entre  $1 \leq \Delta \leq 300$  km). Para utilizar esta Tabla y la ecuación (1) es necesario conocer la amplitud del pico máximo de aceleración medido en  $cm/s^2$  y la distancia epicentral. A la máxima amplitud se le toma el logaritmo en base 10 y se le añade el valor correspondiente de  $-\text{Log A1}$  de acuerdo con la distancia epicentral (Tabla 6.5). El promedio de los dos valores de ML, calculados para cada una de las componentes horizontales de los acelerogramas, da el valor buscado de ML para una estación. Para obtener el valor medio de ML para un sismo se promedian los obtenidos para diversas estaciones.

El procedimiento descrito aquí no requiere del análisis de los acelerogramas o la integración de los registros digitalizados, sólo de los valores de amplitudes máximas, haciendo de la determinación de ML un procedimiento de simple rutina.



*Figura 6.9. Curva de atenuación de la aceleración del suelo con la distancia epicentral propuesta por Espinosa (1989,) para la determinación de ML.*

**Tabla 6.5**

*Valores de  $-\text{Log } A1(\Delta)$  en función a la distancia epicentral dados por Espinosa (1989)*

$\Delta$	$-\log A_0$	$\Delta$	$\log A_0$								
1	-3.31	51	-4.61	101	-5.19	152	-5.58	202	-5.87	252	-6.11
2	-3.32	52	-4.62	102	-5.2	153	-5.59	203	-5.88	253	-6.11
3	-3.33	53	-4.64	103	-5.21	154	-5.59	204	-5.88	254	-6.12
4	-3.37	54	-4.65	104	-5.22	155	-5.6	205	-5.89	255	-6.12
5	-3.4	55	-4.67	105	-5.22	156	-5.61	206	-5.89	256	-6.12
6	-3.45	56	-4.68	106	-5.25	157	-5.61	207	-5.9	257	-6.13
7	-3.47	57	-4.69	108	-5.26	158	-5.62	208	-5.9	258	-6.13
8	-3.52	58	-4.71	109	-5.27	159	-5.63	209	-5.91	259	-6.14
9	-3.55	59	-4.72	110	-5.28	160	-5.63	210	-5.91	260	-6.14
10	-3.57	60	-4.74	111	-5.29	161	-5.64	211	-5.92	261	-6.15
11	-3.62	61	-4.75	112	-5.29	162	-5.64	212	-5.92	262	-6.15
12	-3.66	62	-4.76	113	-5.3	163	-5.65	213	-5.93	263	-6.15
13	-3.7	63	-4.78	114	-5.31	164	-5.66	214	-5.93	264	-6.16
14	-3.74	64	-4.79	115	-5.32	165	-5.66	215	-5.94	265	-6.16
15	-3.78	65	-4.8	116	-5.33	166	-5.67	216	-5.94	266	-6.17
16	-3.82	66	-4.82	117	-5.33	167	-5.67	217	-5.95	267	-6.17
17	-3.85	67	-4.83	118	-5.34	168	-5.68	218	-5.95	268	-6.18
18	-3.89	68	-4.84	119	-5.35	169	-5.69	219	-5.96	269	-6.18
19	-3.92	69	-4.85	120	-5.36	170	-5.69	220	-5.96	270	-6.18
20	-3.95	70	-4.87	121	-5.37	171	-5.7	221	-5.97	271	-6.19
21	-3.28	71	-4.88	122	-5.37	172	-5.7	222	-5.97	272	-6.19
22	-4.01	72	-4.89	123	-5.38	173	-5.71	223	-5.98	273	-6.2
23	-4.04	73	-4.9	124	-5.39	174	-5.72	224	-5.98	274	-6.2
24	-4.06	74	-4.91	125	-5.4	175	-5.72	225	-5.99	275	-6.2
25	-4.09	75	-4.92	126	-5.4	176	-5.73	226	-5.99	276	-6.21
26	-4.12	76	-4.94	127	-5.41	177	-5.73	227	-5.99	277	-6.21
27	-4.14	77	-4.95	128	-5.42	178	-5.74	228	-6	278	-6.22
28	-4.17	78	-4.96	129	-5.43	179	-5.75	229	-6	279	-6.22
29	-4.19	79	-4.97	130	-5.43	180	-5.75	230	-6.01	280	-6.22
30	-4.21	80	-4.98	131	-5.43	181	-5.76	231	-6.01	281	-6.23
31	-4.24	81	-4.99	132	-5.44	182	-5.76	232	-6.02	282	-6.23
32	-4.26	82	-5	133	-5.45	183	-5.77	233	-6.02	283	-6.24
33	-4.28	83	-5.01	134	-5.46	184	-5.77	234	-6.03	284	-6.24
34	-4.3	84	-5.02	135	-5.46	185	-5.78	235	-6.03	285	-6.24
35	-4.32	85	-5.03	136	-5.47	186	-5.78	236	-6.04	286	-6.25
36	-4.34	86	-5.04	137	-5.48	187	-5.79	237	-6.04	287	-6.25
37	-4.36	87	-5.05	138	-5.48	188	-5.8	238	-6.05	288	-6.25
38	-4.38	88	-5.06	139	-5.49	189	-5.8	239	-6.05	289	-6.26
39	-4.4	89	-5.07	140	-5.5	190	-5.81	240	-6.05	290	-6.26
40	-4.42	90	-5.08	141	-5.51	191	-5.81	241	-6.06	291	-6.27
41	-4.44	91	-5.09	142	-5.51	192	-5.82	242	-6.06	292	-6.27
42	-4.46	92	-5.1	143	-5.52	193	-5.82	243	-6.07	293	-6.27
43	-4.47	93	-5.11	144	-5.53	194	-5.83	244	-6.07	294	-6.28
44	-4.49	94	-5.12	145	-5.53	195	-5.83	245	-6.08	295	-6.28
45	-4.51	95	-5.13	146	-5.54	196	-5.84	246	-6.08	296	-6.29
46	-4.53	96	-5.14	147	-5.55	197	-5.84	247	-6.09	297	-6.29
47	-4.54	97	-5.15	148	-5.55	198	-5.85	248	-6.09	298	-6.29
48	-4.56	98	-5.16	149	-5.56	199	-5.86	249	-6.09	299	-6.3
49	-4.57	99	-5.17	150	-5.57	200	-5.86	250	-6.1	300	-6.3
50	-4.59	100	-5.18	151	-5.57	201	-5.87	251	-6.1		

En general, la metodología propuesta por Espinosa (ML\_E) fue probada con los sismos de Long Beach (1933) con un valor de ML = 6.3 (PAS) y un ML\_E= 6.49 ± 0.32; del Imperial Valley (1940) con un valor ML = 6.5 (PAS) y un MLE =6.5; el sismo de Kern County en 1952 con un valor ML = 7.2 (BRK) y un valor de ML\_E = 7.0. En la Tabla 6.6, se muestra como ejemplo los valores obtenidos para el sismo del Imperial Valley registrados por 45 estaciones de Estados Unidos y 9 de México. Asimismo, se presentan los códigos de las estaciones que registraron el sismo con su latitud, longitud y sus respectivas

distancias epicentrales. También se muestran las aceleraciones máximas horizontales y el valor de  $M_L$  obtenido utilizando la ecuación (1) y la Tabla 6.5. El valor promedio de  $M_L$  para el sismo del Imperial Valley usando todas las estaciones fue de  $6.63 \pm 0.22$ , similar al obtenido por Espinosa (1980,1982) de  $6.65 \pm 0.26$  y al de Chávez et al. (1982) de  $6.63 \pm 0.29$  a partir de registros de sismógrafos del tipo Wood-Anderson.

**Tabla 6.6**

*Valores de  $M_L$  obtenidos a partir de las aceleraciones máximas según la metodología seguida por Espinosa (1989).*

ID	Station Name	Lat. N Lon. W	$\Delta$ (km)	Orien. (deg)	Acc (cm/sec <sup>2</sup> )	$M_L$ (Acc)
Magnitud local $M_L$ , determinada a partir de las aceleraciones horizontales máximas medidas en instrumentos de movimientos fuertes para el terremoto del Imperial Valley del 15 de octubre de 1979. Código de estación, nombre, latitud y longitud tomados de U.S. Geological Survey (1976). Distancias epicentrales, orientación y aceleraciones tomadas de Porcella Mathiesen (1980). Números en paréntesis son distancias al punto más cercano de la traza a la falla Imperial 1940. Distancias epicentrales para las estaciones con códigos desde 566 tomadas de Brune et al. (1980).						
C366	Meloland	32,77 115,45	18(1) 270	360 270	313,6 294,0	6,39 6,36
5028	El Centro array #7	32,83 115,50	27(1) 140	230 352,8	509,6 352,8	6,85 6,69
942	El Centro array #6	32,38 115,49	27(1) 140	230 705,6	441,0 705,6	6,78 6,99
958	El Centro array #8	32,81 115,53	27(4) 140	230 627,2	490 627,2	6,83 6,94
952	El Centro array #5	32,86 115,47	27(4) 140	230 548,0	392,0 548,0	6,73 6,88
5165	El Centro D. A	32,80 115,54	26(5) 270	360 270	499,8 362,6	6,79 6,68
117	El Centro array #9	32,79 115,55	27(6) 90	360 264,6	392,0 264,6	6,73 6,56
5060	Brawley Airport	32,99 115,51	42(7) 225	315 225	215,6 166,6	6,79 6,68
5054	Bonds Corner	32,69 115,34	6(7) 140	230 646,8	793,8 646,8	6,35 6,16
955	El Centro array #4	32,86 115,43	27(7) 140	230 597,8	372,4 597,8	6,71 6,92
5055	Holtville	32,81 115,38	20(8) 225	315 254,8	215,6 254,8	6,28 6,36
C260	El Centro	32,79 115,56	27(8) 90	360 313,6	343,0 313,6	6,68 6,64
C335	El Centro	32,79 115,56	27(8) 2	92 235,2	235,2 235,2	6,51 6,51
412	El Centro array #10	32,78 115,57	27(9) 326	50 225,4	196,0 225,4	6,43 6,49
5053	Calexico F. S.	32,67 115,49	15(11) 225	315 274,4	215,6 274,4	6,11 6,22
5058	El Centro array #11	32,75 115,59	28(13) 140	230 372,4	372,4 372,4	6,74 6,74
5057	El Centro array #3	32,89 115,38	29(13) 140	230 264,6	215,6 264,6	6,52 6,661
C369	Westmorland	33,04 115,62	52(13) 90	180 78,4	107,8 78,4	6,65 6,51
5051	Parachute Site	32,93 115,70	47(15) 225	315 196,0	196,0 196,0	6,83 6,83
5115	El Centro array #2	32,92 115,37	31(6) 140	230 421,4	421,4 421,4	6,86 6,75
931	El Centro array #12	32,72 115,64	30(18) 140	230 147,0	230 147,0	107,8 6,24
5061	Calipatria F. S.	33,13 115,52	57(21) 225	315 127,4	315 127,4	88,2 6,80
5059	El Centro array #13	32,71 115,68	34(22) 140	230 117,6	230 117,6	147,0 6,47
5056	El Centro array #1	32,96 115,32	36(22) 140	230 147,0	230 147,0	147,0 6,51
286	Superstition Mtn.	32,95 115,82	58(26) 45	135 205,8	135 205,8	205,8 7,02
5062	Salton Sea	33,18 115,62	66(28) 225	315 58,8	315 58,8	58,8 6,59
5052	Plaster City	32,79 115,86	52(31) 45	135 49,0	268,6 49,0	6,46 6,31
C23	Niland F. S.	33,24 115,51	69(33) 360	90 68,6	98,0 68,6	6,84 6,69
5066	Cochella Canal #4	33,36 115,59	84(47) 45	135 107,8	137,2 107,8	7,16 7,05
5050	Ocotillo Wells	33,14 116,13	93(59) 225	315 39,2	49,0 39,2	6,80 6,70
2316	Yuma	32,73 114,70	60(65) 360	90 29,4	29,4 29,4	6,21 6,21
622	Winterhaven	32,74 114,64	65(71) 180	270 49,0	68,5 49,0	6,64 6,59
5049	Borrogo Air Ranch	33,19 116,28	108(74) 225	315 29,4	39,2 29,4	6,84 6,72
5047	Rancho de Anza	33,35 116,40	127(92) 45	135 19,6	135 19,6	29,5 6,69
5063	Coachella Canal #1	33,64 116,08	131(92) 45	135 29,4	135 29,4	6,72 6,90
C21	Blythe Fire Station	33,61 114,71	122(108) 270	360 19,6	360 19,6	6,66 6,66
C243	El Capitán Dam	32,88 116,82	142(119) 64	154 19,6	154 19,6	6,80 6,80
C284	Palm Desert	33,76 116,41	160(122) 90	360 29,4	360 29,4	6,92 7,10
C299	Palm Springs	33,84 116,54	174(136) 90	360 19,6	360 19,6	6,87 7,01
C300	San Diego	32,72 117,16	171(153) 360	90 9,8	9,8 9,8	6,69 6,69
767	Coronado	32,68 117,17	172(155) 40	130 9,8	9,8 9,8	6,69 6,69
5117	Coronado	32,68 117,17	172(155) 40	130 9,8	9,8 9,8	6,69 6,69
5073	Cabazón	33,92 116,78	196(158) 180	270 19,6	9,8 19,6	6,83 7,13
C331	Hemet, Stetson/Palm F.S.	33,73 116,98	195(160) 270	360 9,8	360 9,8	6,82 6,82
C312	Riverside County	33,98 117,37	241(205) 29	119 9,8	119 9,8	7,05 7,05
6616	Aeropuerto	32,65 115,33	2,3(1,4) 315	45 235,2	309,7 235,2	9,8 6,69
6618	Agrarias	32,62 115,30	3,3(1,3) 93	183 22,5	274,4 22,5	6,23 6,23
6604	Cerro Prieto	32,42 115,30	24(14) 327	57 165,7	146,0 165,7	6,23 6,28
6621	Chihuahua	32,49 115,24	19(4,7) 102	192 257,7	261,7 257,7	6,34 6,33
6622	Compuertas	32,58 115,09	23(13) 105	195 184,2	184,2 184,2	6,30 6,20
6617	Cucapah	32,55 115,23	14(0) 85	85 303,8	85 303,8	6,23 6,23
6605	Delta	32,36 115,19	33(11) 82	172 342,0	342,0 342,0	6,81 6,84
6619	Mexicali SAHOP	32,62 115,42	13(8,4) 90	82 449,8	304,8 449,8	6,19 6,36
6610	Victoria	32,29 115,10	44( ) 345	75 119,6	119,6 119,6	6,57 6,69

## **CAPITULO 7**

### **CALCULO DE LA MAGNITUD LOCAL**

En los estudios de atenuación, tienen un papel importante las amplitudes y las frecuencias del movimiento del suelo, pues es sobre ellas que se notan los efectos del medio al paso de las ondas sísmicas. Por lo tanto; es necesario realizar un análisis detallado de las características de los sismogramas y de los registros de los sismos, ya sean de velocidad, aceleración o desplazamiento.

El tamaño de un sismo es a partir de cuantificar la cantidad de energía liberada en el foco o punto donde se asume la ruptura del sismo a partir de las características de su registro en un sismograma. En general, el registro de un sismo representa el efecto de la fuente, la atenuación del medio en el cual se propagan las ondas y el efecto del instrumento que lo registra. Por lo tanto, si se desea conocer la energía real liberada por el sismo, es necesario corregir las amplitudes de la señal por valores que definan la atenuación en función de la distancia y profundidad a la cual se ubica el sismo; además de las características instrumentales.

En este capítulo, se describe la metodología seguida en este estudio para determinar la magnitud ML a partir de registros de aceleración mediante el método de deconvolución y convolución de señales sísmicas.

## 7.1.- TRATAMIENTO DE LA SEÑAL

Se entiende por tratamiento de la señal sísmica, al análisis del registro en tiempo o frecuencia a fin de comprender e interpretar la información registrada y la que se requiere para cualquier estudio de investigación. En los estudios de atenuación desempeñan un papel importante las amplitudes y frecuencias del movimiento del suelo, pues sobre ellas se notan los efectos del medio. Por lo tanto, cualquier señal a ser utilizada para el análisis de las características del suelo, se debe añadir o eliminar efectos del instrumento que las registra las técnicas de deconvolucion y convolucion de señales.

### 7.1.1.- Convolucion:

Si se considera el ingreso consecutivo de varios tipos de señales al acelerómetro, se tendría un ejemplo típico de “Sistemas Lineales” (Figura 7.1). Un Sistema lineal es un procesador de señales u operadores que actúan sobre las entradas; es decir, la respuesta a una combinación lineal de entradas es la correspondiente combinación lineal de respuestas individuales expresadas en términos esquemáticos.



## **CAPITULO 8**

### **CALCULO DE LA MAGNITUD ML:**

#### **APLICACIÓN A SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ**

Medir el tamaño de un sismo involucra cuantificar la cantidad de energía liberada en el foco y ello era posible a partir de las características de su registro en un sismograma. En general, el registro representa la energía liberada en forma de ondas, la atenuación de la misma en el medio en el cual se propagan y el efecto del instrumento que lo registra. Por lo tanto, si se desea conocer la energía real liberada por el sismo, es necesario corregir las amplitudes de la señal por valores que definan la atenuación en función de la distancia y profundidad a la cual se ubica el sismo además de las características del instrumento. La magnitud local tiene gran dependencia de la atenuación y por tanto de las características físicas de la estructura geológica de la zona de estudio.

Por su ubicación geográfica, el Perú se constituye como uno de los países de mayor potencial sísmico junto a Chile, Ecuador y Colombia. Los sismos en Perú tienen su origen en el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana y en la continua deformación cortical que se produce cerca al superficie en el interior del continente. Debido a este proceso los sismos pueden ocurrir a cualquier nivel de profundidad (Tavera y Buforn, 1998), de ahí que sea importante conocer con exactitud todos sus parámetros hipocentrales al igual que su magnitud.

Para calcular la magnitud de los sismos que ocurren en el Perú, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) ha venido haciendo uso de los registros sísmicos obtenidos de la RSN y de las relaciones internacionales definidos para ML(d), mb (Lg), y Ms existiendo problemas para definir claramente la duración del registro del sismo o para redefinir el periodo y la amplitud de la señal

a ser usadas en las formulas antes indicadas (Capitulo 3). En otros casos, la tarea de calcular la magnitud se delimita cuando se tiene registros saturados o con fases emergentes (Figura 8.1).

En la Figura 8.1a, se muestra el registro de velocidad saturado para el sismo de Arequipa del 23 de Junio del 2001 ( $M_w=8.2$ ) registrado por la estación del Cusco (CUS) a una distancia epicentral de 370km. En la Figura 8.1b, se muestra el registro de aceleración para el mismo sismo registrado por la estación acelerométrica Jabonillos (JAB) ubicado a una distancia epicentral de 436km. A fin de proponer una solución a estos problemas y poder conocer la magnitud a distancias regionales es que se propone evaluar ML a partir de registros de aceleración.

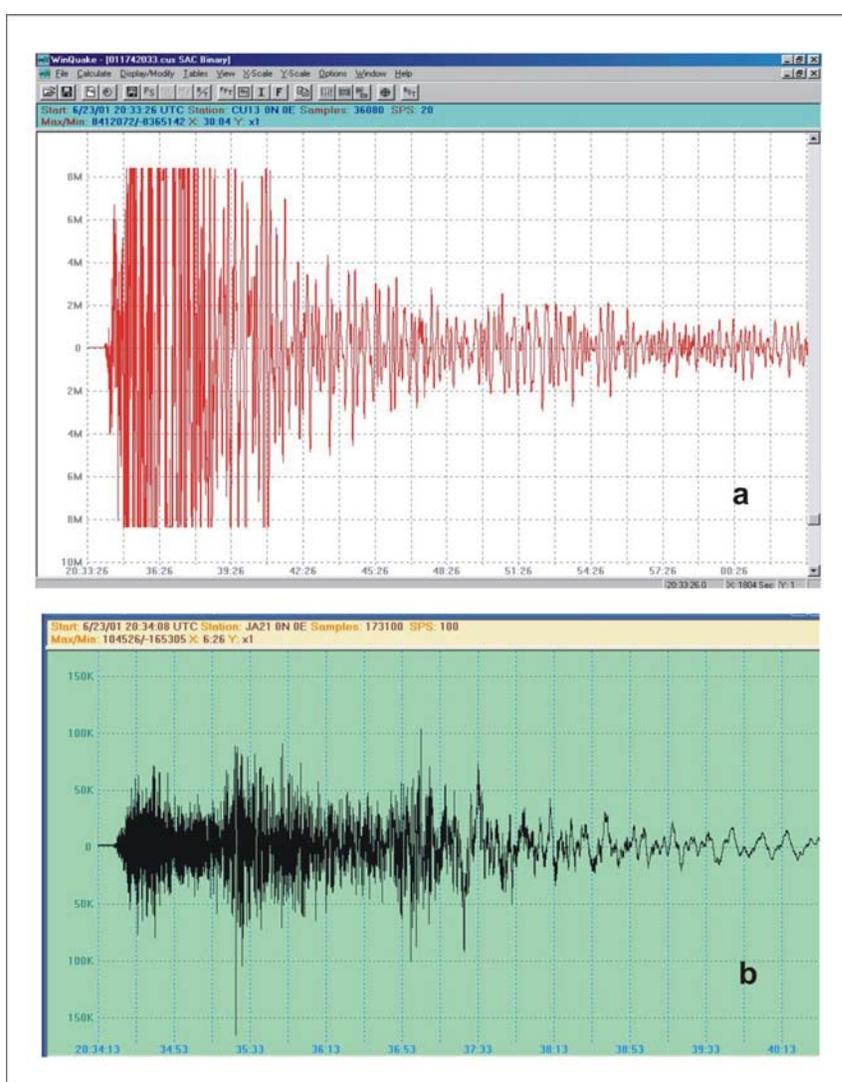


Figura 8.1. Ejemplo de señales sísmicas para el sismo del 23 de Junio de 2001 ( $M_w=8.2$ ) a) registro sísmico saturado en velocidad registrado por la estación Cusco (CUS) y b) registro sísmico en aceleración registrado por la estación Jabonillos (JAB).

## 8.1.- DATOS

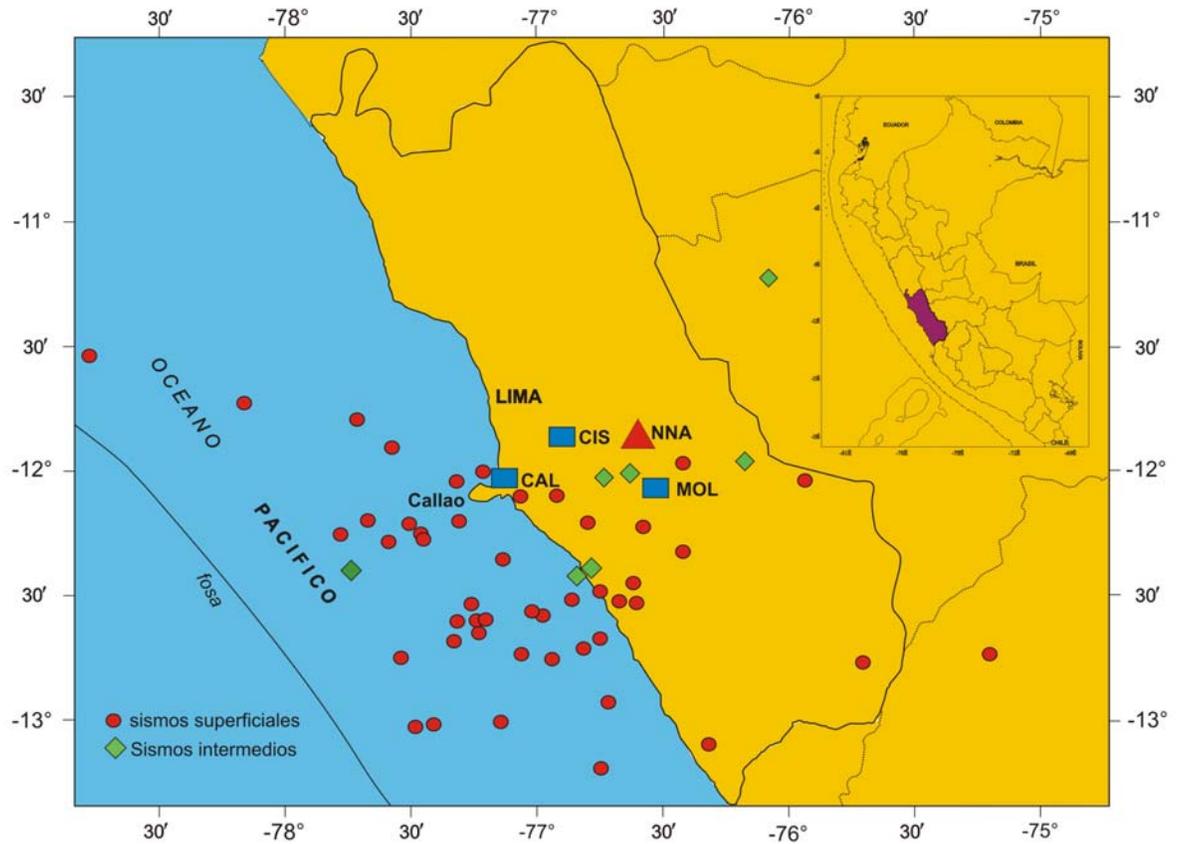
La base de datos a utilizarse en este estudio corresponde a 71 sismos ocurridos en Perú entre los años 2003 al 2006. Estos sismos presentan sus epicentros frente al departamento de Lima teniendo su origen en el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, tal como se muestra en la Figura 8.2. Los sismos considerados como superficiales (círculos rojos;  $h \leq 60$  Km.) en mayor número se encuentran entre la línea de costa y la fosa y los sismos intermedios (rombos verdes,  $60 < h \leq 300$ km) están en menor número. Todos estos sismos han sido registrados por las estaciones acelerométricas de NNA, CIS, MOL y CAL cuya ubicación en el área de estudio se muestra en la Figura 8.2. En general, todos los sismos se encuentran cerca de las estaciones; por lo tanto, se dispone de registros de buena calidad.

Antes de discutir los resultados obtenidos en este estudio aplicando la metodología descrita en el capítulo 7, a continuación se presenta algunos ejemplos adicionales obtenidos del proceso de deconvolución / convolución seguido para disponer de registros WA a partir de los registros de aceleración. Estos ejemplos corresponden a las estaciones de NNA, CIS y MOL (Figuras 8.3 y 8.4).

En la Figura 8.3, se muestra el acelerograma del sismo 8 de Mayo del 2003 para la componente N-S registrada por la estación de NNA y en la parte inferior su conversión a un registro del tipo WA. La aceleración máxima del  $4.84 \text{ cm/s}^2$ , su respectiva distancia epicentral de 126.50 km, siendo sus magnitudes de  $ML_R = 5.90$ ,  $ML_J = 5.90$ ,  $ML_H = 5.93$ ,  $ML_E = 6.20$ . En dicha figura también se muestra el registro del sismo del 6 de Mayo del 2003 registrado en la estación de NNA, con una aceleración máxima de  $6 \text{ cm/s}^2$  y distancia epicentral de 74.16 km. Las magnitudes calculadas son de  $ML_R = 4.3$ ,  $ML_J = 4.2$ ,  $ML_H = 4.43$  y  $ML_E = 5.7$ .

En la Figura 8.4, se muestra el acelerograma del sismo del 2 Abril del 2004, registrado por la estación del CIS y su respectiva simulación a un registro del tipo WA. Las aceleraciones máximas son de  $11.68 \text{ cm/s}^2$  para una distancia epicentral de 108.11km, siendo las magnitudes calculadas de  $ML_R = 5.30$ ,  $ML_J = 5.30$ ,  $ML_H = 5.2$  y  $ML_E = 6.30$ . Asimismo, se muestra el registro para el sismo del 2 Marzo del 2005 registrado por la estación MOL y su conversión a un

WA. Las aceleración máxima es de  $17 \text{ cm/s}^2$  para una distancia epicentral de  $75.52 \text{ km}$ , siendo las magnitudes de  $ML\_R= 6.0$ ,  $ML\_J= 6.0$ ,  $ML\_H= 6.0$  y  $ML\_E= 6.4$ .



*Figura 8.2. Distribución espacial de los sismos utilizados en este estudio en el periodo del 2003-2006 (círculos y rombos). Los símbolos cuadrados y triángulos representan a las estaciones acelerométricas indicados con sus respectivos códigos.*

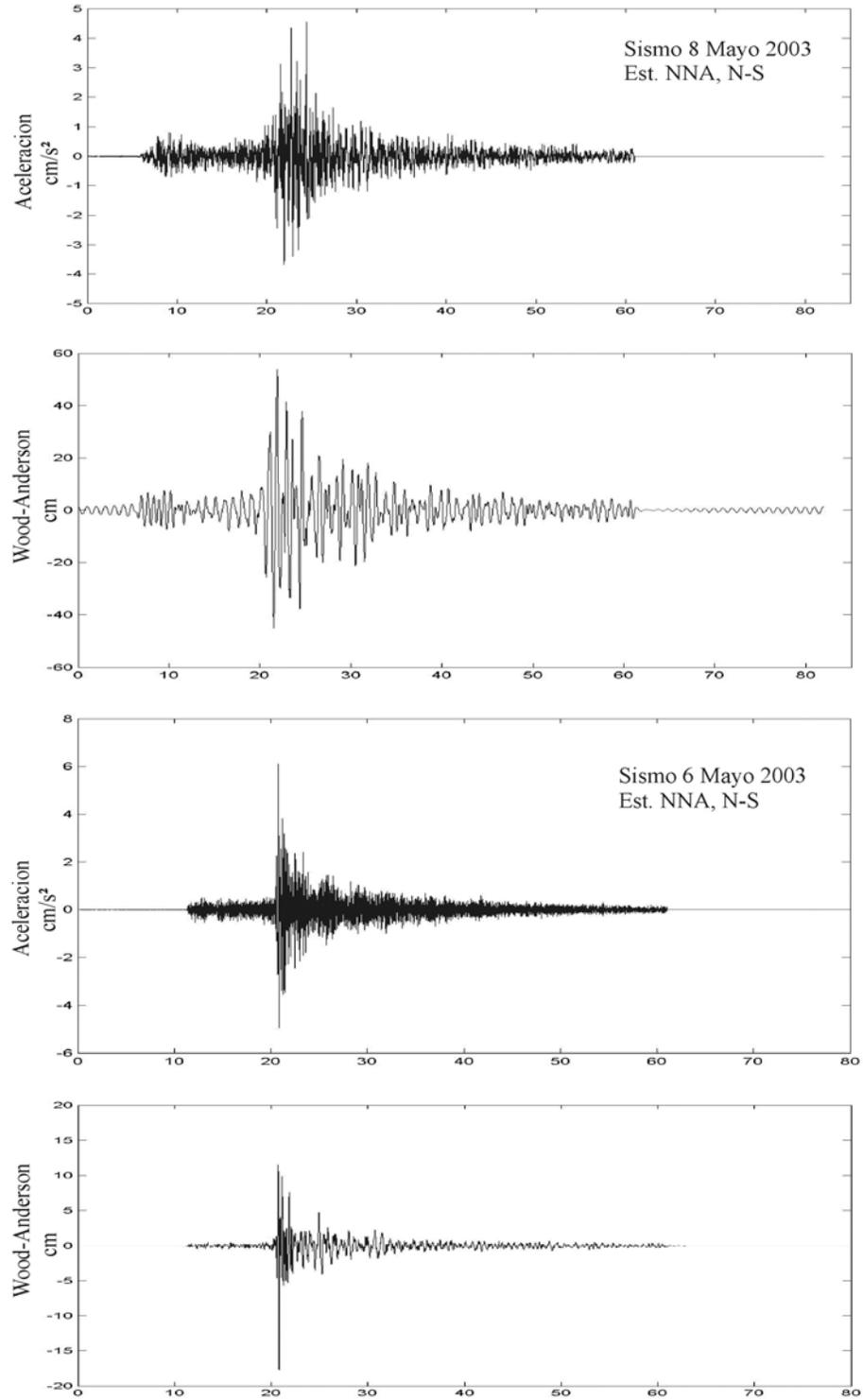


Figura 8.3. Ejemplo de sismos registrados por la estaciones de Ñaña (NNA) y ocurridos el 8 de Mayo del 2003 y el 6 de Mayo del 2003. En la parte inferior de cada uno de ellos se muestra su registro en WA.

*Figura 8.4. Ejemplo de sismos registrados por las estaciones del CISMID (CIS) y La Molina (MOL) correspondientes a los sismos del 2 de Abril del 2004 y 2 de Marzo del 2005; además de sus respectivos registros en WA.*

## 8.2.- CALCULO DE ML

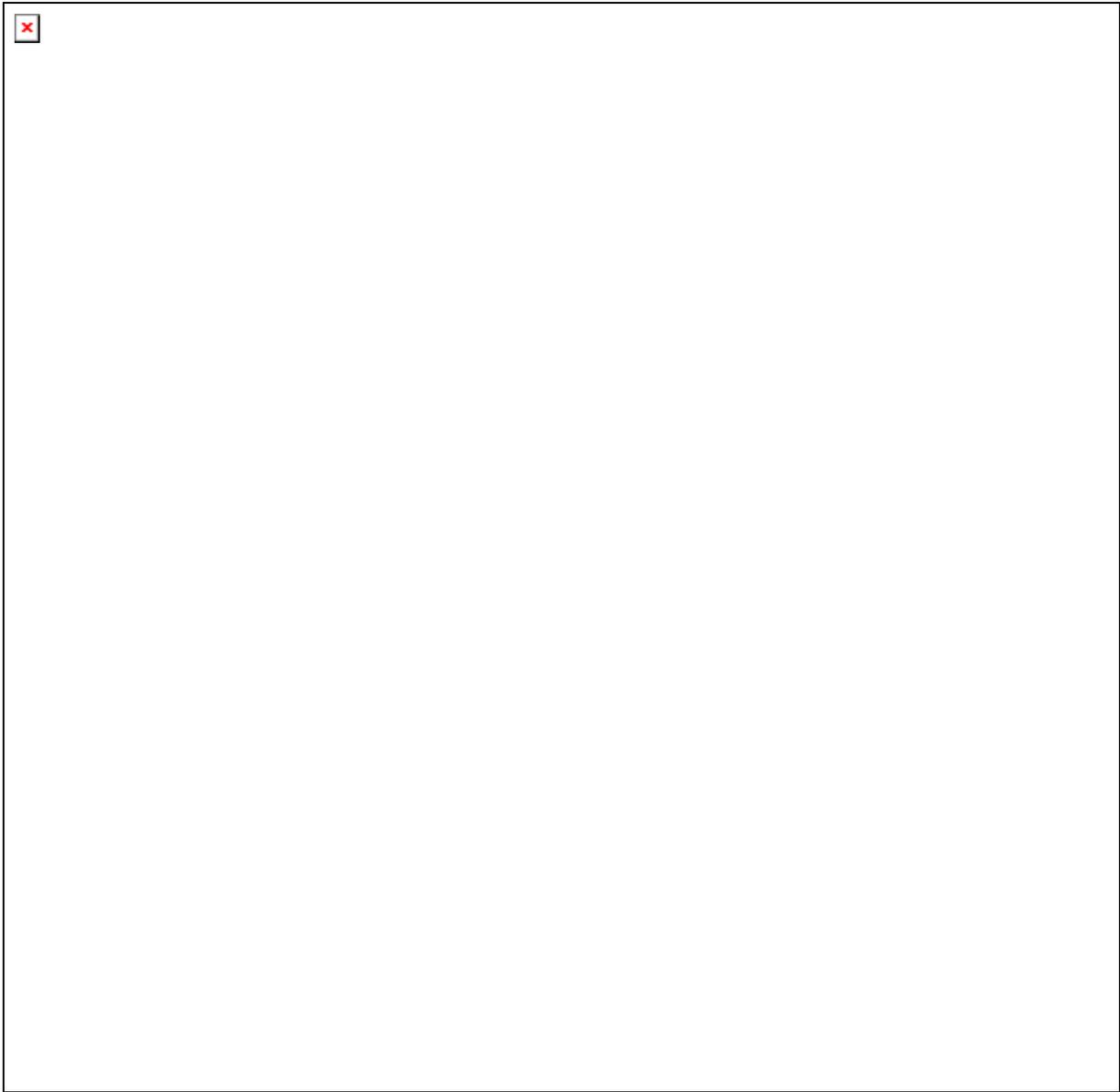
En la Tabla 8.1 se resume los valores de ML obtenidos para los sismos ocurridos en Perú y los valores de  $-\text{Log } A_0$  propuestos por diversos autores, y que fueron discutidos en el Capítulo 6. En la Tabla, ML\_R indica el valor de ML obtenido con valores de  $-\text{Log } A_0$  propuestos por Richter (1958), ML\_JK con los propuestos por Jennings y Kanamori (1983), ML\_HB con los propuestos por Hutton y Boore (1987) y ML\_E propuesto por Espinosa (1989). Los resultados muestran que para un solo sismo existen diversos valores de ML con variaciones del orden de: 0.3 entre ML\_R y ML\_HB, de 0.2 entre ML\_R y ML\_JK, de 1.0 entre ML\_R y ML\_E, de 0.5 entre ML\_JK y ML\_HB, de 1.5 entre ML\_JK y ML\_E y de 0.9 entre ML\_HB y ML\_E. De acuerdo a esto las mayores diferencias se presentan cuando se compara el valor de ML\_E con el resto, lo cual sugiere que este procedimiento no resulta ser muy adecuado para sismos que ocurren en Perú. Menores diferencias se muestran entre ML\_R y ML\_JK; por lo tanto, los valores establecidos indican que es posible utilizar los valores de  $-\text{Log } A_0$  de dichos autores como una buena alternativa para sismos ocurridos en Perú.

La representación gráfica de los valores de ML en función de los propuestos por el IGP y el NEIC se presentan en la Figura 8.5. En general, se observa que los valores de magnitud obtenidos en este estudio son coherentes con los reportados con el IGP y el NEIC.

**Tabla 8.1**

*Comparación de las magnitudes ML calculadas haciendo uso de los diversos valores de  $-\text{Log } A_0$ .*

Sismos	Estacion	Lat.	Long.	Profundidad	Dist.epic.	ML_R	ML_JK	ML_HB	ML_E	NEIC (mb)	IGP (MLd)
05/03/20003	CIS	-12.0900	-77.6600	33	66.28	5.00	4.90	5.16	6.20		4.40
06/03/20003	NNA	-12.1482	-77.4549	45	69.82	4.90	4.80	5.00	5.50	4.4	4.40
28/03/20003	CIS	-12.7044	-75.6822	98	165.14	5.20	5.20	5.01	6.10	4.5	4.60
15/04/20003	CIS	-12.1751	-77.4432	35	45.59	4.00	3.90	4.44	5.70		4.00
26/04/20003	NNA/CIS	-12.5523	-77.2225	46	76.20	4.00	4.00	4.10	5.50		4.10
08/05/20003	NNA/CIS	-12.9795	-77.3952	51	126.50	5.90	5.90	5.93	6.20	5.7	5.50
28/05/20003	CIS	-12.4791	-77.0127	33	59.88	4.40	4.20	4.56	5.50		5.50
28b/05/2003	CIS	-12.5200	-77.2300	51	51.29	5.60	5.40	5.92	6.70	5.6	5.30
29/05/20003	CIS	-12.5298	-77.2976	34	62.27	4.20	4.00	4.39	5.60		4.30
01/06/20003	CIS	-12.6186	-77.3271	15	74.16	4.30	4.20	4.43	5.70		3.90
12/06/20003	CIS	-12.5216	-77.1937	43	58.63	4.10	3.90	4.25	5.20		4.10
13/06/20003	NNA	-12.5216	-77.1937	43	71.81	3.70	3.60	3.77	4.60		4.10
17/06/20003	NNA	-11.7837	-77.5616	56	81.81	3.40	3.30	3.47	4.90		4.10
17/06/20003	CIS	-11.7837	-77.5616	56	60.41	4.00	3.80	4.14	5.20		4.10
02/07/20003	CIS	-11.9109	-76.7229	87	37.24	4.70	4.60	5.36	5.90	4.5	4.50
19/09/20003	CIS	-12.0971	-77.2971	51	28.35	4.10	4.20	5.00	5.50		4.30
06/10/20003	CIS	-11.5809	-78.1623	80	112.98	4.60	4.60	4.60	5.70	4.9	4.80
15/10/20003	CIS	-11.6633	-77.7112	44	87.30	4.40	4.40	4.52	5.50		4.80
04/11/20003	CIS	-11.8816	-77.2021	30	76.75	4.50	4.40	4.58	6.10		3.90
08/12/20003	CIS	-12.1902	-77.5812	38	60.46	5.80	5.60	5.93	6.70	4.4	4.70
30/12/20003	NNA/CIS	-12.6927	-76.9379	55	76.47	4.40	4.30	4.50	5.25		4.30
22/02/20004	CIS	-13.1600	-76.7300	54	45.17	3.10	3.00	3.55	5.30		3.50
23/02/20004	NNA	-12.1200	-76.5600	45	32.97	2.50	2.60	2.96	4.40		3.50
24/02/20004	NNA	-12.5100	-76.9600	51	60.52	3.80	3.60	3.89	5.10		4.10
24/02/20004	CIS	-12.5100	-76.9600	51	76.58	4.30	4.20	4.46	5.90		4.10
14/03/20004	CIS	-12.9800	-77.4800	45	119.13	5.40	5.40	5.38	6.20	4.6	4.90
14/03/20004	NNA	-12.9800	-77.4800	45	131.25	5.20	5.20	5.22	5.50	4.6	4.90
02/04/20004	NNA	-12.9700	-77.1200	37	114.32	4.90	4.90	4.16	5.70	4.9	4.90
02/04/20004	CIS	-12.9700	-77.1200	37	108.11	5.30	5.30	5.24	6.30	4.9	4.90
18/04/20004	CIS	-12.2300	-76.4000	74	74.12	4.60	4.50	4.80	6.00		4.00
19/05/20004	NNA/CIS	-12.3700	-76.6000	51	49.71	4.25	4.15	4.63	5.40		4.00
08/07/20004	CIS	-13.0600	-76.3000	67	99.60	4.30	4.30	4.35	5.80		4.00
19/05/20004	NNA	-12.1100	-77.5000	51	73.57	4.60	4.50	4.70	5.30		4.00
09/07/20004	NNA	-12.8900	-76.7000	64	102.06	3.80	3.80	4.95	5.10		4.10
11/07/20004	CIS	-12.4500	-76.5900	50	75.61	4.30	4.20	4.49	6.10		4.10



*Continuación.....*

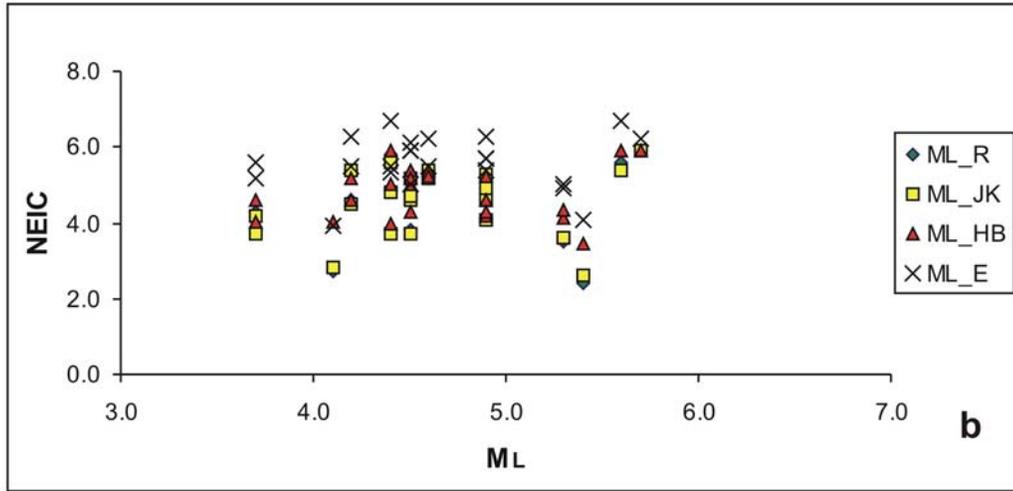
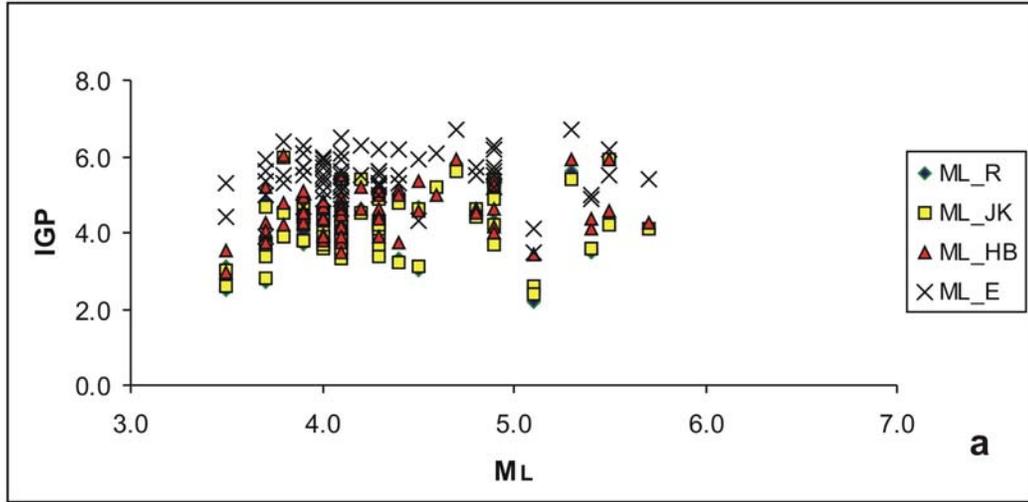


Figura 8.5. Correlación de ML obtenidos en este estudio con valores reportados por el IGP (a) y el NEIC (b).

### 8.3.- ATENUACION

Para el cálculo de ML es importante conocer una ley de atenuación de la energía o amplitud del registro del sismo a diversas distancias desde el foco. En la relación de Richter ( $ML = \text{Log } A - \text{Log } A_0$ ) el valor de  $-\text{Log } A_0$  define la atenuación de la amplitud del registro de un sismógrafo del tipo WA en función a la distancia. Sin embargo, en el Perú se tiene el gran inconveniente de que no se cuenta con un número suficiente de acelerógrafos y sus respectivos registros de movimientos fuertes, ya que solo hasta ahora se está implementando la Red acelerométrica del Perú. Otra alternativa sería contar con una red de sismógrafos del tipo WA, lo cual también es imposible, debido a que estos instrumentos actualmente se encuentran en desuso a nivel mundial.

En general para el Perú aun no se ha determinado curvas de atenuación de la energía sísmica y esto ha conllevado a estimar valores de aceleración haciendo uso de ecuaciones de atenuación obtenidas para otros países o áreas pequeñas. Los primeros intentos para establecer leyes de atenuación para el Perú, utilizaron registros analógicos de los sismos ocurridos en la región central en los años de 1940, 1966, 1970 y 1974, todos con magnitudes  $M > 7.0$  y registrados en aproximadamente 10 estaciones acelerométricas que funcionaban en la ciudad de Lima y alrededores (Bernal, 2006). Estas ecuaciones corresponde a las de Saragoni (1980); Brady y Perez (1977); Casaverde, L. (1979); Casaverde y Vargas (1980); Huaco (1980).

**Saragoni (1980).** Aunque no se ha logrado disponer de detalles sobre el tipo de datos y los procedimientos seguidos por el autor, la relación que propone para la ciudad de Lima es como sigue:

$$\ln A_{\max} = 8.18 + 0.68M - 1.63 \ln (R+60)$$

donde, A es la aceleración del suelo en gals, M la magnitud del sismo sin referencia de escala y R la distancia epicentral. Esta ecuación considera una profundidad promedio para los sismos de 60 km.

**Brady y Perez (1977).** Los autores utilizan los registros de aceleración de los sismos que afectaron a Lima entre los años de 1951 a 1974 (no especifican el número), todos con magnitudes mayores e igual a 5.0Ms. Los registros analógicos fueron digitalizados en el USGS y la relación propuesta es:

$$a = 68.7e^{0.8M} (R + 25)^{-1.0}$$

*donde: a, es la aceleración del suelo en cm/seg<sup>2</sup>, M la magnitud de las ondas superficiales y R la distancia hipocentral en km. Esta ecuación, a diferencia de la propuesta por Saragoni (1980), considera una profundidad media de 25 km.*

En la Figura 8.6, se presenta la distribución de la data utilizada por los autores, así como el ajuste propuesto para estimar la atenuación de la aceleración del suelo. Tal como se observa en la figura, los valores de aceleración se concentran a distancias comprendidas entre 80 y 300km, lo cual sugiere que ha distancias menores o mayores, los valores de aceleración que se pudieran estimar, presentarían mayor incertidumbre.

**Casaverde, L. (1979).** El autor a fin de analizar el riesgo sísmico del departamento de Lima, considera la base de datos de Brady y Perez (1977), siendo esta información ampliada con un mayor numero de datos provenientes del Instituto Geofísico del Perú. La relación que el autor propone es:

$$a = \frac{50e^{0.82M}}{(\Delta + 25)}$$

*donde: a, es la aceleración del suelo en gals, M la magnitud de las ondas de cuerpo (mb) y R la distancia epicentral en km. La profundidad promedio considerada por el autor es de 25 km*

En la Figura 8.7, se presenta la distribución de los datos y la relación propuesta por el autor y al igual que Brady y Perez (1977), los datos se concentran a distancias comprendidas entre 70 y 400km; por lo tanto, existe incertidumbre para distancias menores o mayores al rango antes indicado. Se debe considerar que el autor indica que los datos utilizados se distribuyen de manera dispersa y la relación obtenida puede dar errores en su aplicación.

**Casaverde y Vargas (1980).** Los autores utilizan datos de sismos sentidos en el departamento de Lima, siendo los valores de aceleración leídos directamente sobre las amplitudes máximas corregidas por su respuesta instrumental y línea de base (registros digitalizados e interpolados). La ecuación generada por estos autores es la misma que fuera propuesta por Brady y Perez (1977) y que en el caso del sismo del 17 de Octubre de 1966 (8.1 Mw) permitió calcularse una aceleración de 269 cm/seg<sup>2</sup>, siendo la registrada del orden de 451 cm/seg<sup>2</sup>.

En la Figura 8.8, se muestra la curva de atenuación del autor a partir de la aceleración máxima para sismos de subducción siendo evidente la escasez de datos de registros de aclaraciones en Perú.

**Huaco (1980).** El autor utiliza los registros de aceleración de los sismos que operaban en el departamento de Lima. En general, los datos utilizados corresponden a los sismos ocurridos en 1940 (7.9Mw), 1966 (8.1Mw), 1970 (7.9Mw) y 1974 (8.1Mw), además del correspondiente al ocurrido en Arequipa el 16 de Febrero de 1979 (6.0 Ms) y que produjo una aceleración máxima de 0.36g. La relación propuesta es:

$$a = e^{(0.38+0.41Ms)} (R + 40)^{-1.2}$$

y a diferencia de las anteriores, en la relación se considera un valor de 40km como la profundidad promedio para el foco sísmico.

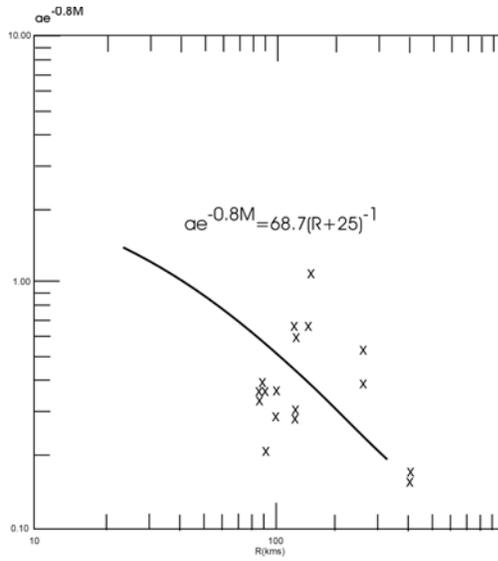


Figura 8.6. Datos y relación propuesta por Brady y Perez (1977) para la atenuación de la aceleración del suelo en el Perú.

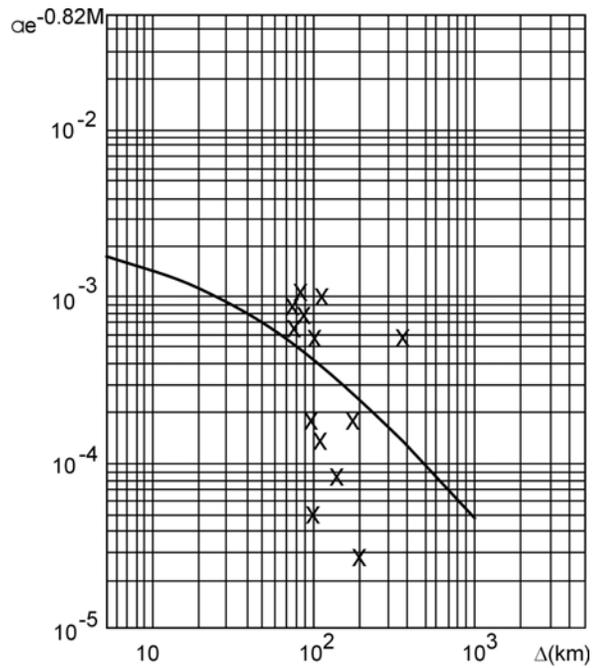


Figura 8.7. Datos y relación propuesta por Casaverde (1979) para la atenuación de la aceleración del suelo en el Perú.

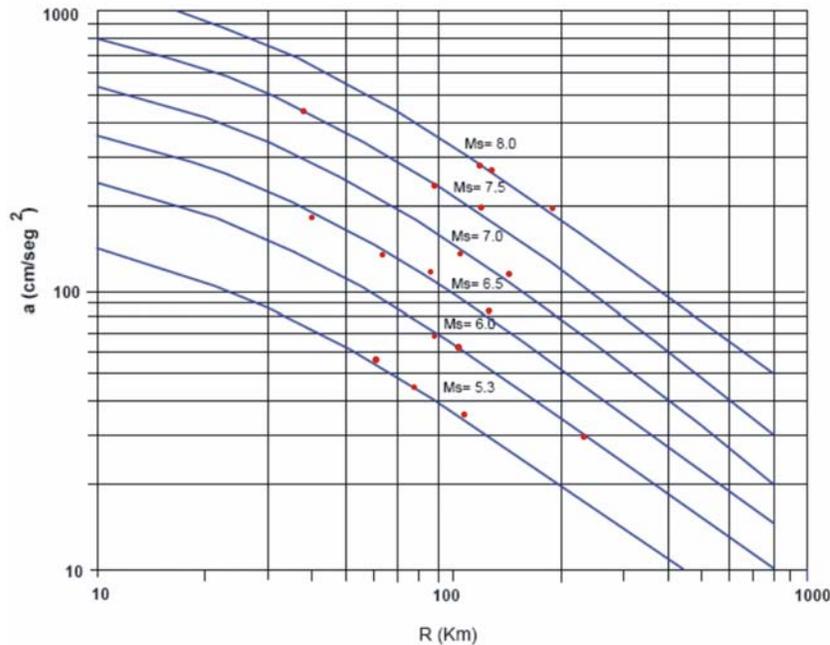


Figura 8.8. Ley de atenuación de la aceleración máxima del suelo para sismos de Subducción (Casaverde y Vargas, 1980).

Por otro lado, la falta de ecuaciones de atenuación confiables ha conllevado a que algunos autores utilicen ecuaciones propuestas para otros países para aplicarlas en Perú como las de Youngs et al (1997) propuestas para dos tipos de sismos, que ocurren en la zona de subducción: sismos de interfase y sismos intraplaca con magnitud igual o mayor a  $M=5$  y distancias de 10 a 500 kilómetros. Estas relaciones fueron desarrolladas por medio de un análisis de regresión utilizando una base de datos de 174 sismos ocurridos en diversas partes del mundo, como Alaska, Chile, Cascadia, Japón, México, Perú y Salomón Islands. Esta ley es aplicable a sismos de subducción (Figura 8.9a). Asimismo, en la Figura 8.9b, se muestra las leyes de atenuación a partir de la aceleración máxima dadas por Sadigh et al (1997), propuestas utilizando una base de datos de 121 acelerogramas de sismos con una magnitud mayor o igual a  $M = 3.8$  y para distancias dentro de los 200 kilómetros de la superficie de ruptura para sismos de California incluyendo también a sismos de la USSR e Irán. Esta ley de atenuación es aplicable a sismos continentales.

Sin embargo es notoria la gran cantidad de datos utilizados por otras partes del mundo para generar curvas de atenuación y pone en evidencia la insuficiencia de datos para generar una ley de atenuación para Perú.

Actualmente, es indiscutible el hecho de que en aquellos países donde no se cuenta con una buena instrumentación ni gran cobertura de la red para la detección y localización de los sismos no es posible establecer un patrón de comportamiento de la sismicidad. En otros casos, la falta de una adecuada red de acelerómetros no permite disponer de curvas de atenuación que tengan gran rango de cobertura en cuanto a la distancia epicentral, tal es el caso del Perú. En estas circunstancias es justificable la utilización de leyes de atenuación generados para otros países; siendo esta la mejor y única opción para solucionar, de manera inmediata, el problema para el cálculo de la magnitud ML.

En este estudio se tomo los valores de atenuación propuestos por Richter (1958), Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987), y Espinosa (1989). Una justificación para la utilización de estos valores se presenta en la Figura 8.10. Obsérvese que los datos de aceleración utilizados en este estudio se encuentran a distancias medias entre 90 y 120km; por otro lado, es difícil poder definir una ley de atenuación adecuada para el Perú por el escaso número de datos y encontrándose ellos en distancias cortas. Sin embargo, ante la importancia de conocer ML de manera más directa y sin tener problemas por saturación de registros de sismos, la metodología propuesta en este estudio facilitara el cálculo de dicho parámetro.

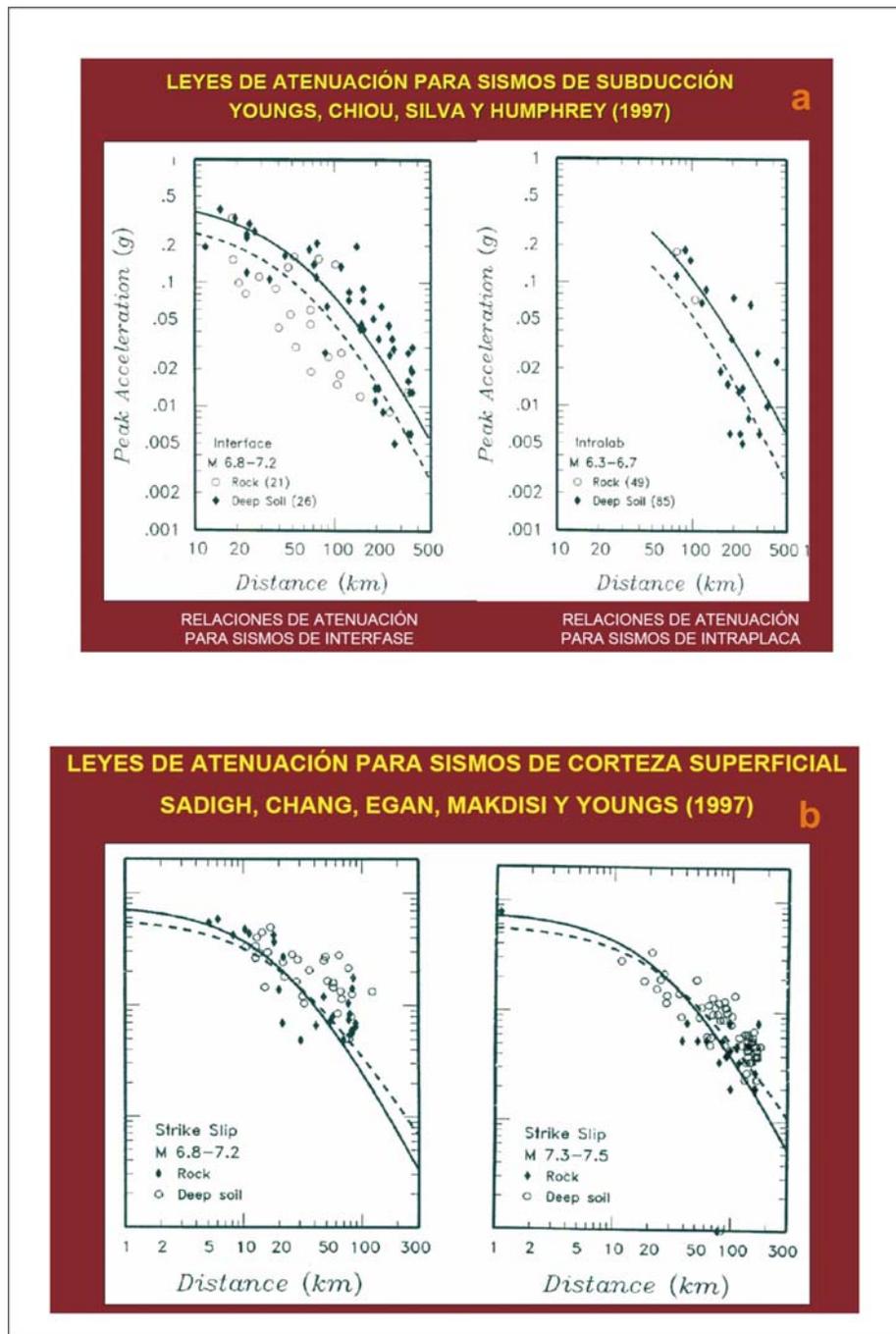


Figura 8.9. Ejemplo de leyes de atenuación a) ley de atenuación dada por Youngs et al (1997) para sismos de subducción (interfase e intraplaca) b) ley de atenuación dada por Sadigh et al (1997) para sismos de corteza superficial. Los círculos representan sismos en roca y los rombos sismos en suelo profundo.

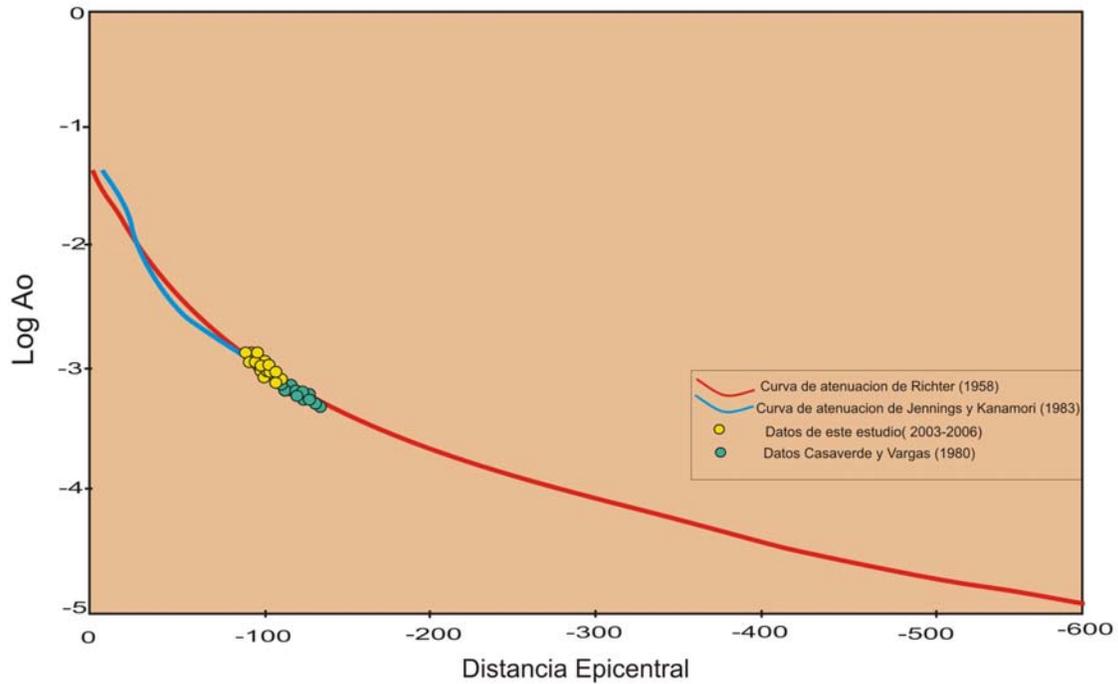


Figura 8.10. Curvas de atenuación propuestas por Richter (1958), Jennings y Kanamori (1983). Sobre ellos se ha representado los valores de aceleración correspondientes a los sismos utilizados en este estudio (círculos amarillos) y los considerados por Casaverde y Vargas 1980 (círculos verdes)

#### 8.4.- DISTANCIA EPICENTRAL VS MAGNITUD $M_L$

Para la estación NNA, en la Figura 8.11a, se presenta los valores de las magnitudes calculadas con  $M_{L\_R}$  (rombos),  $M_{L\_J}$  (cuadrados),  $M_{L\_H}$  (triángulos) y  $M_{L\_E}$  (aspas).

La distribución de  $M_L$  muestra 2 secciones:

- Mayor concentración de valores a distancias entre 20 y 80km; lo cual sugiere la distancia epicentro-estación.
- Los valores de  $M_L$  obtenidos con  $M_{L\_R}$  y  $M_{L\_JK}$ , presentan valores próximos; siendo las diferencias del orden de 0.2. Para las otras relaciones los valores de  $M_L$  disminuyen o se incrementan en orden de 2.0

Las ML calculadas con el valor ML\_HB sobrestiman la magnitud en 0.1 - 0.3 para distancias menores a 120km, y para mayores se observa que las magnitudes obtenidas con ML\_R, ML\_JK y ML\_HB son próximas. Las magnitudes calculadas con ML\_E siempre presentan valores muy altos en comparación a las demás magnitudes, sugiriendo que los valores de  $-\text{Log } A_0$  tienden a sobreestimar la magnitud en una o mas ordenes.

En la Figura 8.11b, se presenta los resultados obtenidas para la estación del CIS y cuyos valores presentan las siguientes características:

- c) Mayor concentración de datos a distancias entre 20 y 80km, lo cual sugiere la distancia epicentro-estación.
- d) Los valores de ML obtenidos con ML\_R y ML\_JK, son mas próximos entre si, lo cual muestra la confiabilidad de sus valores de  $-\text{Log } A_0$ .

Las ML calculadas con ML\_HB sobrestiman la magnitud en 0.1 a 0.3 para distancias menores a 120km, y para mayores se observa que las magnitudes obtenidas con ML\_R, ML\_JK y ML\_HB son aproximadas. Las magnitudes calculadas con ML\_E siempre presentan valores muy altos en comparación a las demás magnitudes, sugiriendo que los valores de  $-\text{Log } A_0$  tienden a sobreestimar los valores de magnitud en uno o mas ordenes.

Para las estaciones MOL y CAL (Figura 8.11c y d), se dispone de un menor numero de sismos y los valores de ML calculados presentan las mismas características obtenidas y descritas para los otras estaciones de NNA y CIS.

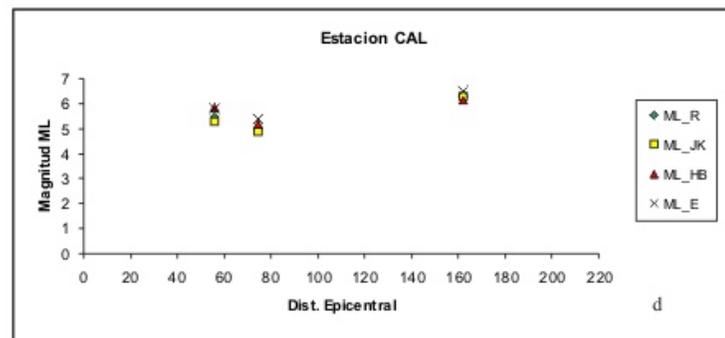
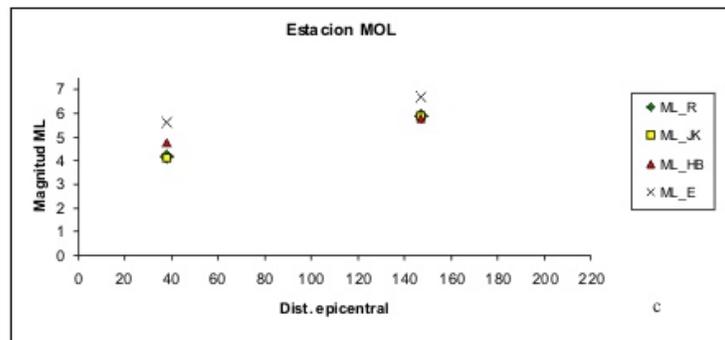
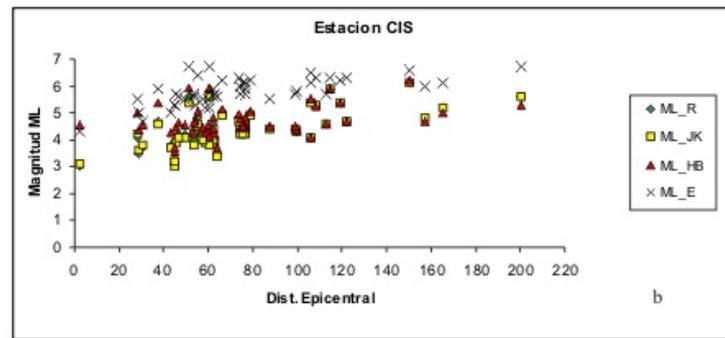
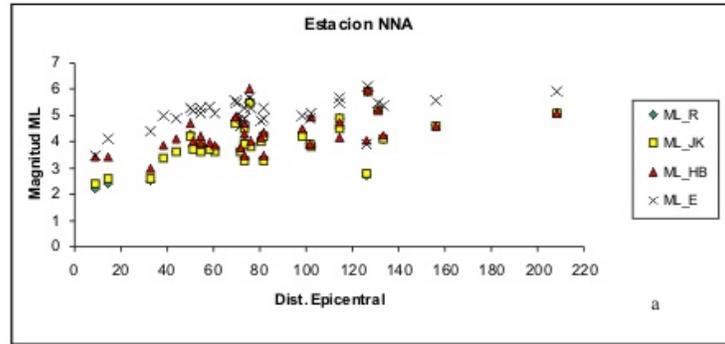


Figura 8.11. Distribución de la magnitud ML vs la distancia epicentral para las estaciones de Ñaña (NNA), CISMID (CIS), La Molina (MOL) y el Callao (CAL).

## **8.5.- CORRELACION ENTRE MLacc Y ML(d)**

A continuación se procede a correlacionar las magnitudes ML obtenidas de registros de aceleración (MLacc) con las reportadas por el IGP (ML(d)) en función de la duración del registro haciendo uso de las ecuaciones descritas por Ccallo y Tavera (2002). No se tomaron en cuenta las magnitudes del NEIC debido a que no todos los sismos fueron reportados por dicha agencia. Las correlaciones corresponden a los valores obtenidos con ML\_R, ML\_JK, ML\_HB y ML\_E, todos mostrados en la Figura 8.12.

En la Figura 8.12a, se presenta la correlación entre ML\_R y ML(d) calculada para un rango de magnitudes entre 3.0 y 6.0, siendo poca la dispersión de datos con un factor de correlación de 0.85 para la siguiente relación:

$$\mathbf{ML\_R = 0.6498 * ML\_IGP + 1.5009}$$

En la Figura 8.12b, se muestra la correlación entre ML\_JK y ML(d) con valores para un rango de magnitudes entre 3.0 y 6. Dentro de este rango se observa poca dispersión de datos con un factor de correlación de 0.80 obtenida para la siguiente relación:

$$\mathbf{ML\_JK = 0.6553* ML\_IGP + 1.5127}$$

En la Figura 8.12c, se muestra la correlación para ML\_HB y ML(d) para un rango de magnitudes entre 2.7 y 6.0. Estos datos presentan mayor dispersión en comparación con anteriores; siendo el factor de correlación de 0.65 para la siguiente relación:

$$\mathbf{ML\_HB = 0.5278* ML\_IGP + 1.897}$$

En la Figura 8.12d, se muestra la correlación para ML\_E y ML(d) para un rango de magnitudes entre 3.5 y 7.0 presentando mayor dispersión de datos en comparación a los definidos anteriormente. Para este ajuste el factor de correlación es de 0.51:

$$\mathbf{ML\_E = 0.4193* ML\_IGP + 1.997}$$

En general, se observa mayor coherencia en los valores de ML obtenidos con las tablas de  $-\text{Log } A_0$  de ML\_R y ML\_JK; y en ambos casos el rango de resolución con mejor ajuste para sismos con magnitudes entre  $3.0 \leq ML \leq 6.0$ ; aunque se obtienen valores aceptables para magnitudes menores; mientras que, para ML mayores la resolución es buena hasta magnitudes del orden de 7.0. En el caso ML\_HB y ML\_E existe dispersión de valores de ML, lo cual sugiere la inestabilidad para el cálculo de ML especialmente porque muestra sobrestimación de ML para magnitudes del orden de 7.0 ML.

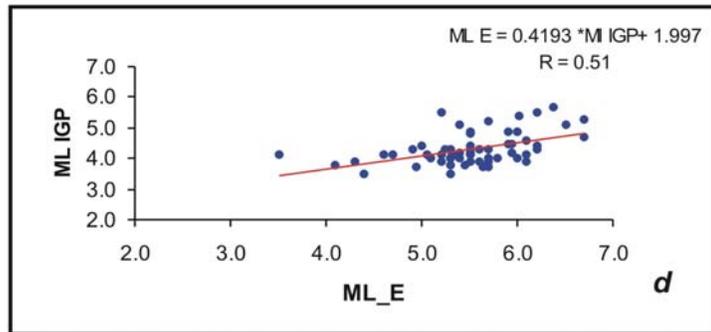
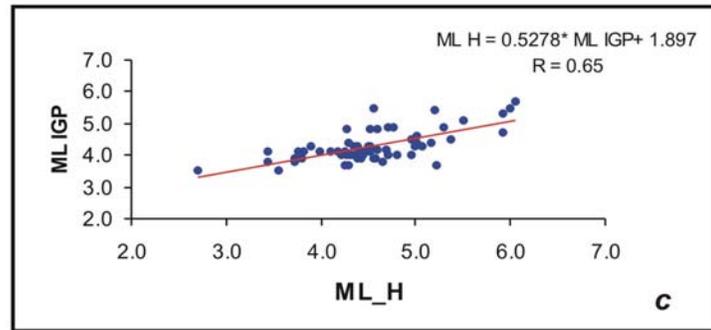
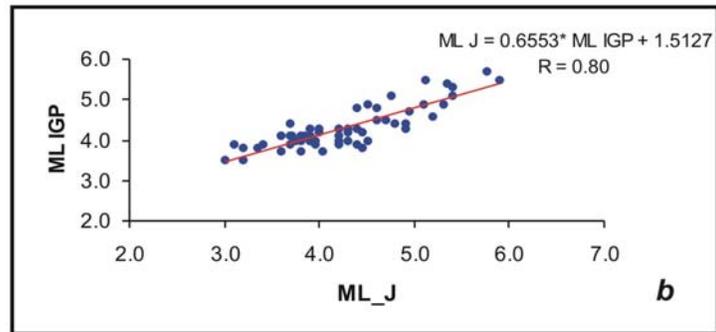
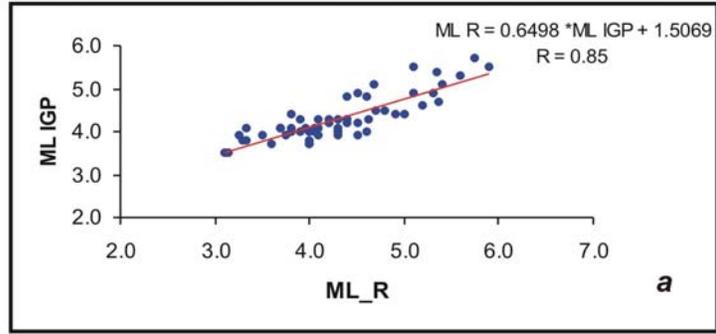


Figura 8.12. Correlación entre las magnitudes reportadas por el IGP ( $ML(d)$ ) y las obtenidas en este estudio ( $ML_{acc}$ ) usando los valores de  $-\text{Log } A_0$  de Richter (1958), Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987) y Espinosa (1989) para sismos ocurridos en Perú entre el periodo 2003-2006.

## 8.6.- RELACIÓN ENTRE ML(IGP) – ML( calculada)

Uno de los problemas rutinarios después de ocurrido un sismo, es el no poder disponer de manera inmediata de su magnitud ML y menos a un si se cuenta con registros en aceleración; sin la necesidad de convertir la señal a un registro del tipo Wood-Anderson.

A fin de solucionar este problema se podría correlacionar los valores de MLacc en función de la amplitud del registro en términos de aceleración. Los datos que se tomaron en cuenta corresponden a los valores de amplitud máxima de aceleración leída de la estación de NNA, debido a que se dispone de un mayor número de datos o sismos registrados por esta estación.

El procedimiento seguido, es de simple rutina para el calculo de ML; es decir, se toma en consideración la amplitud máxima del acelerograma sin corregir, ósea en sus propias unidades ( $V/m/s^2$ ) y el promedio de las magnitudes calculadas en este estudio (ML\_R y ML\_JK), tal como se muestra en la Figura 8.13. En dicha figura se observa una correlación de valores para un rango de magnitud entre 3.0 y 6.0, equivalente a amplitudes que varían entre 0.13 y 0.23  $V/m/s^2$ . El coeficiente de correlación es de 0.70, lo cual sugiere que pueden estimarse valores de ML con errores del orden de  $\pm 0.2$  siendo valido para reportes preliminares. La relación propuesta tiene la siguiente forma:

$$ML = 15.685 * A (Vm) + 1.6829 \quad FR=0.7$$

donde: A (Vm) representa la amplitud de la señal leída directamente sobre el registro en unidades de Voltios/ $m/s^2$ .

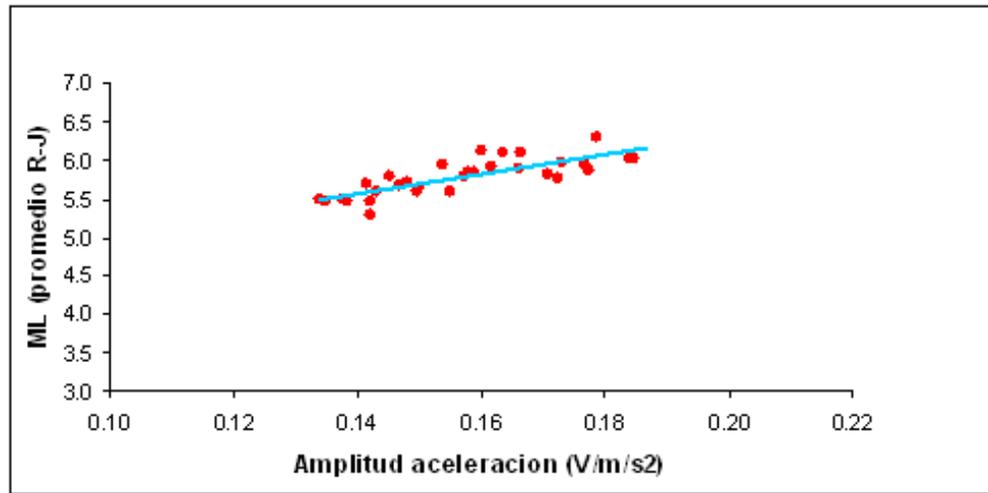


Figura 8.13. Correlación entre la magnitud ML y la amplitud del registro de aceleración en unidades de  $V/m/s^2$ .

## CAPITULO 9

### DISCUSIÓN

En la actualidad son muchos los métodos usados para el cálculo de la magnitud de los sismos, siendo de mayor aceptación el uso de registros sísmicos obtenidos a distancias regionales y telesísmicas con los cuales se estima las magnitudes  $m_b$ ,  $M_s$  y  $M_w$ . Para distancias cortas, son muchos los estudios en los cuales se hace uso de las técnicas de convolucion de señales para simular registros WA y así calcular la magnitud  $M_L$  siguiendo la metodología propuesta por Richter en los años 50. De estos, los que utilizan registros de aceleración sustentan su validez en el rango dinámico de los acelerómetros en comparación del correspondiente a los sismómetros WA. Las diferencias observadas en los valores de  $M_L$  obtenidos haciendo uso de registros del tipo WA y de aceleración, permitió a autores como Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987); y Espinosa (1989) realizar correcciones en las ecuaciones de atenuación expresadas en el termino  $-\text{Log } A_0$ , considerando básicamente la distancia epicentral o hipócentral. Las modificaciones propuestas en dichas ecuaciones permitieron construirse tablas de valores de atenuación que fueron probadas con cada técnica a fin de lograr obtener valores óptimos para  $M_L$ .

Para el cálculo de  $M_L$  para el Perú a partir de registros de aceleración se ha considerado los valores de  $-\text{Log } A_0$  dada por Richter (1958), Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987) y Espinosa (1989). Los datos corresponden a cuatro estaciones acelerométricas obtenidas en Lima Metropolitana, habiendo registrado sismos con origen en el proceso de convergencia y subducción de placas. El conocimiento de  $M_L$  permitirá a los ingenieros disponer de valores de magnitud validos y que serán introducidas en las normas sismorresistentes, calculo de riesgo sísmico y microzonificación. Asimismo, permitirá al IGP contar con procedimientos y valores de magnitud a distancias regionales de manera inmediata.

En general, los resultados obtenidos utilizando los valores de  $-\text{Log } A_0$  dados por Richter (1958), Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987) y Espinosa (1989), han demostrado que ellos son validas con certeza para las regiones cuyos datos sísmicos fueron utilizados en su aplicación, para otros regiones deben utilizarse con cautela o en todo caso evaluadas a fin de considerar el que ofrece menos incertidumbre. El  $\text{Log } A_0$  resulta ser el parámetro más inestable porque para su estimación se requiere de valores de aceleración producidas por un sismo en un gran número de estaciones distribuidas a diversas distancias. Sin embargo, en países como el Perú, que no dispone de una red de acelerómetros, es difícil poder construir una ecuación de atenuación. Por lo tanto, en este estudio se procedió a evaluar la información existente y de ella considerar la que mejor resuelve o brinda estabilidad en el calculo de la magnitud ML para sismos ocurridos en Perú.

De acuerdo a los resultados obtenidos, la metodología propuesta en este estudio es óptima y para el calculo de ML para sismos ocurridos en Perú puede hacerse uso de las curvas de atenuación propuestas por Richter (1958) y Jennings y kanamori (1983), debido a que ambas proporcionan valores mínimos de error en el cálculo de ML.

## CAPITULO 10

### RELACION DE MAGNITUDES PARA SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ

#### 10.1.- INTRODUCCIÓN

Un catálogo sísmico define a una base de datos valida para realizar cualquier estudio en el campo de la sismología (microsismicidad, patrones de sismicidad, variación de velocidades, predicción de sismos, etc.). Para tal fin, todo catálogo, debe contener en su totalidad los parámetros que caracterizan a un sismo (fecha, hora origen, latitud, longitud, profundidad, magnitud e intensidad) calculados en las mismas condiciones de contorno a fin de constituir una base de datos homogénea (Tavera y Agüero, 2000). Cuanto más precisos sean los datos, mayor es la posibilidad de realizar estudios sísmicos detallados. Si los catálogos no constituyen una base de datos consistentes puede crear problemas al momento de identificar patrones de sismicidad o estimar el nivel de peligro sísmico de una determinada región sísmica (Heras, 2002).

Tal como se ha descrito en capítulos anteriores, el tamaño de un sismo puede ser conocido a partir de los tipos de ondas sísmicas, las cuales son registradas por instrumentos llamados sismógrafos. Gran parte de la información sobre los sismos, en especial son los que están relacionados con daños en superficie, son reportados a nivel mundial por los diversos centros sismológicos en diferentes escalas de magnitud ( $M_L$ , mb,  $M_s$ ,  $M_w$  y  $M_o$ ). Algunos autores han intentado correlacionar entre sí estas magnitudes, ya que en la mayoría de los casos para un solo sismo no es posible obtener todos los valores de magnitud. Una de las primeras relaciones fue estructurada por Richter (1958) para

correlacionar  $m_b$  y  $M_s$  para sismos ocurridos en California (USA). Asimismo, Nutli (1979) correlaciona las magnitudes  $m_b$  y  $M_s$  para las Islas Aleutianas utilizando información de una red sísmica regional, considerando además las características del lugar y el origen de los sismos. Wyss y Habermann (1982) relacionan las mismas escalas pero de forma global utilizando una base de datos reportados por el NGSDC (National Geophysical and Solar-Terrestrial Data Center). Asimismo, Bath (1978) correlaciona la magnitud  $M_L$  con las magnitudes  $m_b$  y  $M_s$  para sismos ocurridos en todo Europa, y los resultados fueron comparados con los reportados por otras agencias internacionales, obteniéndose resultados coherentes. En general, las relaciones propuestas por todos estos autores, estiman valores de magnitud ( $M_L$ ,  $m_b$ ,  $M_s$ ) coherentes en comparación con los reportados por otras agencias sismológicas.

Por otra parte, es importante recordar que las escalas de magnitud  $m_b$  y  $M_s$  se saturan con sismos grandes: es decir, que la cantidad de energía irradiada por los sismos es mayor en comparación con la teórica que sustenta la formulación de ambas magnitudes. Por lo tanto, no es posible realizar conversiones entre estas escalas, para magnitudes  $m_b$  mayores a 6.5 y  $M_s$  mayores a 7.5, debido a que se estaría subvalorando sus valores. Sin embargo, para el Perú no se ha propuesto muchas relaciones de magnitud y la base de datos que frecuentemente se utiliza presenta diversos valores de magnitud. A fin de homogeneizar los registros en este estudio, se evalúa y se propone relaciones  $M_L(d)$ ,  $m_b$ ,  $M_s$  y  $M_w$  como una contribución a la inquietud de mantener actualizado e implementando el banco de datos sismológicos del IGP, así como contribuir en los estudios que requieran estudios sísmicos.

## **10.2.- DATOS Y METODOLOGIA**

Para obtener las relaciones entre  $M_L(d)$ ,  $m_b$ ,  $M_s$ ,  $M_w$  y  $M_o$ , se utiliza una base de datos compuesta por los parámetros hipocentrales de 112 sismos ocurridos en Perú en el periodo comprendido entre 1990-2005. Los parámetros hipocentrales de estos sismos fueron extraídos de la base de datos del NEIC y del IGP y fueron correlacionados a fin de evitar duplicidad de información. Los parámetros hipocentrales de los sismos presentados

en la Tabla 10.1 y su distribución espacial en la Figura 10.1. Estos sismos se agrupan en la parte sur del Perú y en menor cantidad en el Centro y Norte; sin embargo, la base de datos resulta ser bastante homogénea. La metodología empleada para obtención de relaciones de magnitudes es necesario conocer los valores de magnitud  $m_b$ ,  $M_L(d)$ ,  $M_s$ ,  $M_w$  y  $M_o$  para cada sismo a fin de determinar relaciones entre magnitudes mediante una regresión lineal simple

### **10.3.- RELACIONES DE MAGNITUDES**

#### ***10.3.1.- Relación entre $M_L(d)$ y $m_b$***

Para las magnitudes  $m_b$  y  $M_L(d)$  se procede a obtener sus relaciones una con respecto a la otra, siendo los resultados:

$$\mathbf{M_L(d) = 0.9474* m_b + 0.2526}$$

$$\mathbf{m_b = 0.378* M_L(d) + 2.9853}$$

En la Figura 10.2, se muestran las relaciones entre  $M_L(d)$  y  $m_b$ . Por las características de los datos utilizados, ambas relaciones son validos para un rango de magnitud que va entre 4.5 y 6.6 con un factor de correlación de 0.72. Las correlaciones obtenidas muestran poca dispersión y se espera errores en la conversión del orden de  $\pm 0.1$  y  $\pm 0.2$ .



Figura 10.1. Mapa de distribución espacial de los sismos utilizados para la correlación de magnitudes (periodo 1990- 2005). Los círculos rojos representan sismos con foco superficial ( $h < 60$  km) y los círculos verdes con foco intermedio ( $60 < h < 300$  km).

**Tabla 10.1**  
*Parámetros hipocentrales de los sismos utilizados en este estudio para la correlación de magnitudes.*

Fecha	Tiempo	LAT	LONG	Prof.(km)	mb	Ms	ML	Mw	Mo(dynas/cm)
07/01/1990	09 06 43.44	-15.947	-74.245	48	5.9	5.3	5.7	5.4	1.85E+24
20/01/1990	16 59 00.89	-6.082	-81.224	25	5.1	5.2	5.2	5.4	1.69E+24
30/05/1990	16 49 26.88	-6.018	-77.127	21	5.4	5.1	5.4	5.6	3.36E+24
06/06/1990	02 01 08.24	-6.131	-77.213	25	5.1	5	5.1	5.3	1.11E+24
14/12/1990	11 22 39.33	-9.691	-78.982	38	5.3	5.1	5.3	5.6	2.83E+24
20/03/1991	13 08 57.89	-5.791	-80.897	35	5.3	5.5	5.5	6	1.10E+25
21/03/1991	05 53 12.06	-9.71	-79.774	24	5.4	5.9	5.9	6.1	1.91E+25
04/04/1991	15 23 20.70	-6.038	-77.13	20	6	6.3	6	6.4	4.54E+25
05/04/1991	04 19 49.52	-5.982	-77.094	19	6.5	6.8	6.2	6.9	2.95E+26
05/04/1991	15 50 47.32	-14.23	-75.511	50	5.7	5.8	5.8	6.3	3.00E+25
01/07/1991	13 32 41.60	-15.797	-75.016	21	5.4	5.9	5.9	6	1.10E+25
23/07/1991	19 44 50.24	-15.679	-71.574	5	5	4.7	5.3	5.2	9.07E+23
17/07/1992	18 46 00.40	-10.38	-78.55	45	5.5	5.4	5.6	5.8	5.82E+24
02/08/1993	15 44 40.17	-11.726	-74.162	54	5.1	5	5.4	5.4	1.52E+24
24/05/1994	02 05 56.65	-15.607	-74.735	33	5.6	5.4	5.6	5.6	3.32E+24
06/12/1994	09 06 07.07	-15.316	-75.294	26	5.3	5	5.3	5.5	2.03E+24
14/12/1994	22 20 02.43	-8.485	-80.185	33	5.2	4.9	5.2	5.6	2.54E+24
12/02/1995	01 02 07.24	-5.762	-76.109	22	5.7	5.1	5.5	5.5	2.62E+24
25/03/1995	01 13 01.39	-15.966	-74.889	33	4.9	4.8	4.6	5.2	7.82E+23
12/06/1995	03 35 48.82	-8.304	-75.908	33	5.7	5	5.5	5.3	1.27E+24
03/10/1995	12 44 58.09	-2.778	-77.851	16	6	6.1	6.5	6.4	5.38E+25
07/10/1995	21 28 03.10	-2.775	-77.823	12	5.8	5.2	5.8	5.8	5.30E+24
08/10/1995	10 27 39.15	-2.581	-77.835	33	5.3	4.8	5.2	5.4	1.54E+24
19/01/1996	19 01 58.51	-10.359	-78.748	34	5.6	5.1	5.6	5.6	3.22E+24
10/03/1996	08 56 22.34	-12.969	-69.425	32	5.8	5.4	6.6	5.7	4.37E+24
06/04/1996	09 18 51.99	-10.197	-75.122	51	4.9	4.9	4.8	5.1	6.40E+23
25/04/1996	23 05 09.00	-9.706	-80.189	36	5.2	4.5	4.4	5.3	1.11E+24
02/06/1996	00 50 37.07	-9.682	-79.584	33	5.3	4.9	5	5.3	1.25E+24
12/11/1996	16 59 44.03	-14.993	-75.675	33	6.5	7.3	6.5	7.7	4.57E+27
13/11/1996	02 41 39.94	-14.843	-75.692	33	5.6	5.8	5.5	6.1	1.58E+25
13/11/1996	12 32 09.82	-15.474	-75.414	33	5.4	5.8	5.5	5.9	9.70E+24
14/11/1996	11 44 06.74	-14.802	-75.746	33	5.4	5.2	4.6	5.7	4.16E+24
15/11/1996	08 49 30.77	-14.781	-75.479	33	5.2	5.5	5.1	5.8	6.06E+24
09/02/1997	12 32 36.29	-14.486	-76.276	33	5.7	5.8	2.9	6.1	1.71E+25
30/06/1997	18 56 27.48	-4.161	-80.926	33	5.3	5.3	5.4	5.8	6.30E+24
15/08/1997	22 53 31.26	-5.899	-81.03	33	4.8	5.1	5.2	5.7	4.24E+24

10/01/1998	04 54 25.39	-12.029	-72.074	33	5.7	5.9	5.1	6.2	2.12E+25
10/02/1998	03 26 08.97	-16.274	-74.048	24	5.1	4.9	3.8	5.4	1.45E+24
19/02/1998	04 21 30.53	-10.973	-74.439	33	5.8	5.4	5	5.8	7.07E+24
10/03/1998	20 57 45.04	-10.93	-74.524	33	5.3	4.6	5	5.3	9.52E+23
20/03/1998	11 01 59.77	-12.121	-77.615	48	5.1	4.3	4.9	5.2	6.82E+23
03/04/1998	22 01 48.25	-8.148	-74.238	164	6.1	5.6	6.2	6.6	9.51E+25
12/04/1998	23 49 35.35	-15.525	-71.821	33	5.6	5.4	5.3	5.7	5.00E+24
24/05/1998	13 41 46.88	-17.02	-72.536	33	4.9	4.7	5	5.3	1.17E+24
04/08/1998	18 59 20.10	0.3658	-80.548	65.1	6.2	7.1	6.8	7.1	6.37E+26
04/10/1998	13 41 10.17	-8.2647	-75.785	35.1	5.2	4.9	5.2	5.5	1.91E+24
05/11/1998	03 45 17.54	-10.7951	-79.0881	37.1	5.4	4.6	5.4	5.2	9.07E+23
03/04/1999	06 17 18.36	-16.6271	-72.8323	94.5	6.1	6.2	6.3	6.8	1.97E+26
03/08/1999	15 58 57.60	-2.8972	-79.8185	76	5.7	5	5.4	5.8	6.85E+24
04/10/1999	13 57 38.95	-10.606	-75.6897	24.1	5.5	5	5.2	5.6	3.07E+24
19/01/2000	08 30 01.08	-16.0851	-75.9503	26	5	4.9	5	5.4	1.48E+24
13/07/2000	05 25 18.76	-16.8119	-71.7869	54.6	5	4.2	4.9	5.1	6.50E+23
03/08/2000	19 22 11.25	-17.9067	-71.9998	38.6	5.6	5.5	5.3	5.8	6.55E+24
11/08/2000	17 31 13.27	-18.2837	-70.9245	37.8	5.2	4.4	5.1	5.1	6.20E+23
20/09/2000	08 37 16.30	-2.1718	-81.316	27	5.4	4.8	5.1	5.5	2.11E+24
13/11/2000	06 46 11.28	-8.4457	-80.3849	17	5.3	5.3	5.4	5.8	5.75E+24
15/01/2001	11 53 28.09	-16.3695	-75.6437	19.6	5.1	5.2	5	5.4	1.43E+24
21/02/2001	15 20 21.39	-11.2882	-74.4721	28.2	5.5	5.2	5.3	5.7	3.74E+24
21/04/2001	13 09 19.42	-13.7794	-77.1201	24.8	5.1	5.1	5.2	5.6	2.86E+24
23/06/2001	20 33 14.13	-16.4621	-73.9355	30.4	6.7	8.2	7.7	8.4	4.67E+28
25/06/2001	03 48 58.48	-16.3669	-74.7521	26	5	5.1	5.1	5.3	1.21E+24
25/06/2001	06 38 47.87	-17.1497	-73.8268	12.9	5.1	5.4	5.3	5.7	4.21E+24
26/06/2001	08 47 09.53	-17.9251	-71.5791	35.4	5.1	4.8	6.2	5.4	1.42E+24
26/06/2001	17 27 48.55	-17.7528	-71.8415	46.3	5.2	5.2	4.9	5.3	1.07E+24
27/06/2001	00 21 06.90	-18.0892	-71.6356	22.7	5.2	5	5.1	5.4	1.68E+24
28/06/2001	21 35 24.86	-17.7514	-72.6015	22.5	5	4.4	5	5.3	9.59E+23
29/06/2001	03 11 28.32	-4.0384	-81.0885	35.2	5.1	4.6	4.9	5.3	9.83E+23
30/06/2001	08 57 20.58	-17.9612	-72.2505	25.9	5.5	4.8	5.3	5.3	1.08E+24
01/07/2001	11 06 30.83	-17.4117	-73.4945	19.9	5.1	5.2	5	5.4	1.58E+24
03/07/2001	12 57 42.64	-16.9202	-74.0472	16.2	5.4	5.1	5.2	5.5	2.41E+24
07/07/2001	09 38 43.52	-18.0315	-72.4459	11.2	6.6	7.3	6.8	7.6	3.20E+27
27/07/2001	22 42 31.93	-17.3578	-72.9696	30.9	5.2	5	5.1	5.3	1.18E+24
10/08/2001	17 39 43.91	-14.6114	-73.0691	11.6	5	4.8	5.1	5.4	1.42E+24
01/11/2001	12 21 34.88	-17.8435	-72.3953	27.1	5.2	4.8	5.1	5.2	8.12E+23

Continuación.....

08/12/2001	04 17 21.66	-15.5223	-72.6441	21.2	5.4	5.3	5.2	5.6	2.89E+24
23/12/2001	09 32 13.96	-16.6519	-73.9743	29.2	5.2	5	5	5.4	1.46E+24
31/12/2001	19 14 10.49	-17.7706	-72.9307	11.9	5.1	5	5	5.2	8.56E+23
03/02/2002	12 59 32.82	-15.8084	-72.1	19.6	4.9	4.7	5	5.2	8.62E+23
23/03/2002	13 07 05.45	-16.6416	-73.8379	25.2	4.9	4.6	4.9	5.1	6.22E+23
11/05/2002	10 43 07.89	-10.5822	-78.478	52	5.5	5	5.3	5.6	3.23E+24
20/06/2002	20 35 12.91	-18.1907	-71.507	46.6	5.3	4.5	5.2	5.2	8.23E+23
11/08/2002	12 09 13.95	-10.8906	-74.5034	30.5	5	4.3	4.8	5.1	4.71E+23
26/08/2002	23 03 01.88	-18.0525	-71.6402	42.3	4.9	4.4	5.1	5.4	1.44E+24
01/11/2002	05 04 00.45	-14.6694	-76.3943	29.2	5.3	4.8	5.2	5.3	9.88E+23
10/11/2002	10 54 07.65	-16.7612	-72.9907	46.7	5.2	4.8	5.1	5.2	6.80E+23
13/12/2002	16 31 11.95	-15.7478	-72.0546	12.4	5.1	5	5	5.3	1.10E+24
02/01/2003	00 20 12.43	-17.414	-72.9029	20.5	5.2	4.9	4.9	5.2	9.17E+23
20/02/2003	20 07 04.85	-18.7487	-71.3347	24.5	5.3	5.2	5.2	5.6	3.30E+24
08/05/2003	16 33 02.87	-12.9945	-77.4075	45.7	5.3	5.4	5.3	5.7	4.33E+24
28/05/2003	21 26 47.29	-12.477	-76.987	45.5	5.4	4.8	5.2	5.4	1.44E+24
03/06/2003	23 58 02.74	-17.4631	-72.7991	24	5.6	5.8	5.6	5.9	9.08E+24
28/03/2004	01 23 32.85	-10.3283	-73.4649	146.6	5	4.4	5	5.2	6.76E+23
28/03/2004	08 41 14.42	-0.7198	-78.9985	18.2	5.4	4.6	5.2	5.2	8.87E+23
11/08/2004	23 02 24.64	-3.4723	-81.1049	24.4	5.2	4.6	4.9	5.2	9.03E+23
12/08/2004	14 11 03.02	-16.2477	-73.8616	39.3	5	4.6	5	5.2	8.99E+23
28/09/2004	21 32 18.67	-16.0635	-74.8793	29.1	5.4	5.3	5.5	5.7	4.89E+24
29/09/2004	18 38 11.10	-5.5727	-76.8751	25.1	5.2	4.6	5.1	5.1	6.34E+23
24/11/2004	16 19 50.79	-1.3497	-81.0389	27.3	5.1	4.3	5.2	5.1	5.02E+23
20/12/2004	03 58 43.06	-15.5408	-75.757	24.4	5.1	5	5.1	5.5	2.04E+24
21/01/2005	13 45 14.06	-1.8341	-80.4606	27.2	5	5.5	5.6	6	1.16E+25
24/01/2005	06 11 52.30	-2.8032	-81.4053	33.9	5.2	5.1	5.2	5.6	2.86E+24
24/01/2005	23 23 26.12	-1.4515	-81.5848	41.1	5.5	5.7	5.6	6	1.40E+25
28/01/2005	09 26 18.83	-0.9726	-81.6045	50.4	5.2	5.6	5.7	6	1.22E+25
28/01/2005	15 46 45.27	-1.601	-81.813	25.5	5.4	5.5	5.8	5.9	9.00E+24
30/01/2005	07 06 49.20	-0.7817	-80.7376	51.2	5.4	5	5.3	5.7	3.90E+24
17/02/2005	20 42 57.64	-0.9948	-80.5674	50.4	5.2	5	5.2	5.5	2.59E+24
03/05/2005	19 11 39.77	-15.1599	-74.9658	68.3	5.6	5.4	5.6	5.9	7.93E+24
29/05/2005	17 52 17.71	-3.308	-81.3259	51.2	5.1	4.3	4.9	5	4.15E+23

Continuación.....

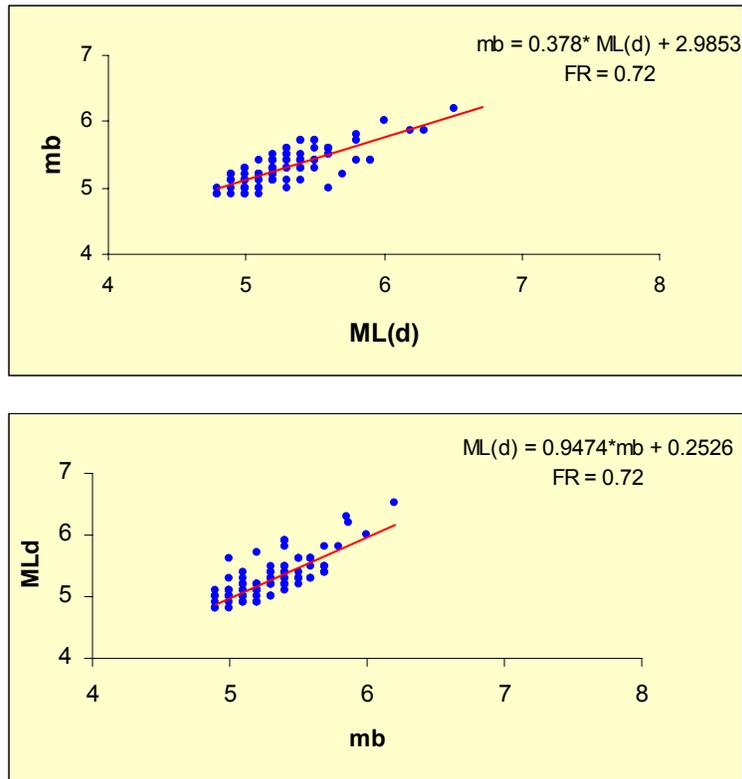


Figura 10.2. Regresión lineal obtenida para las magnitudes  $ML(d)$  y  $mb$ .

### 10.3.2 .- Relación entre $mb$ y $M_s$

En la Figura 10.3, se muestra la correlación obtenida para  $mb$  y  $M_s$  definida con las siguientes relaciones:

$$mb = 0.5081 * M_s + 2.7136$$

$$M_s = 1.0074 * mb - 0.2394$$

Estas magnitudes son validas para un rango de magnitud de 4.5 y 6.6 con un factor de correlación de 0.72. En ambos casos, existe buena correlación entre estos valores de magnitud y la conversión se realiza obteniendo errores del orden de  $\pm 0.2$ .

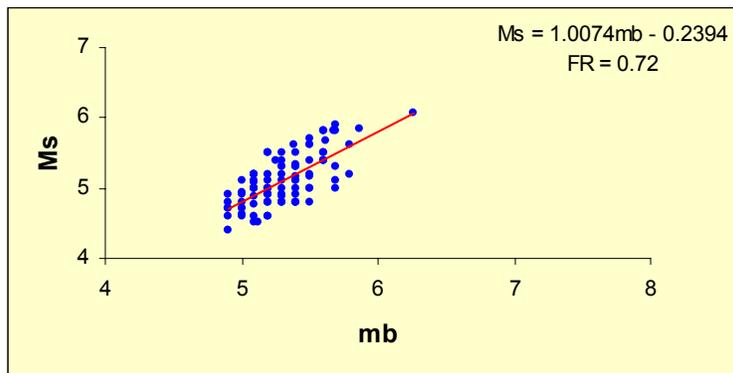
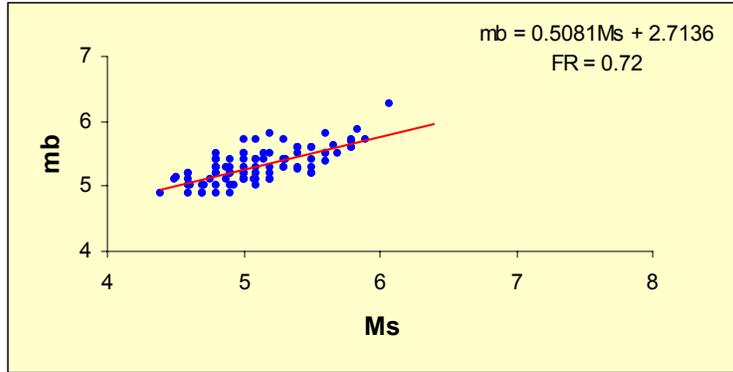


Figura 10.3. Regresión lineal obtenida para las magnitudes  $M_s$  y  $m_b$ .

### 10.3.3.- Relación entre $m_b$ y $M_w$

La correlación entre  $m_b$  y  $M_w$  se muestra en la Figura 10.4 y sus relaciones son:

$$m_b = 0.5624 * M_w + 2.198$$

$$M_w = 0.9588 * m_b + 0.458$$

Estas magnitudes son validas para rango de magnitudes correspondientes entre 5.1 y 6.8. Los resultados presentan un factor de correlación de 0.86 y 0.75 para  $m_b$  y  $M_w$ . En general, las correlaciones son optimas y se esperan errores/ incertidumbres en la conversión de magnitudes de  $\pm 0.1$  para  $M_w$  y  $\pm 0.2$  para  $m_b$ .

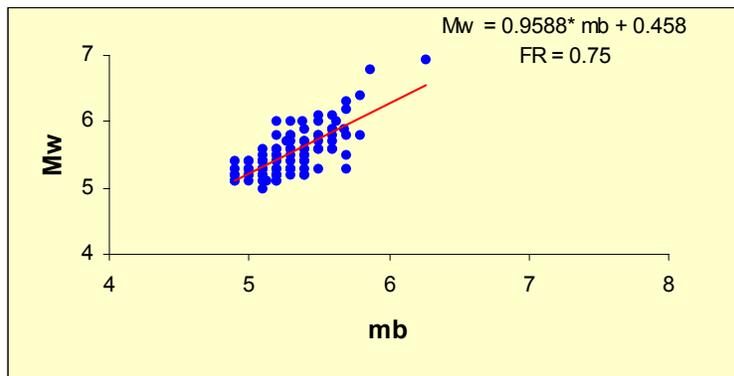
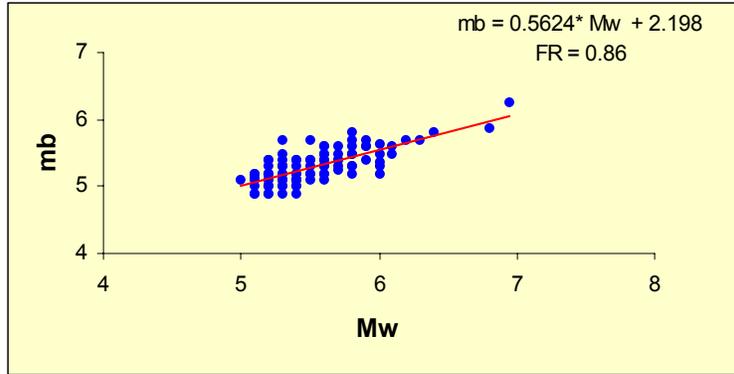


Figura 10.4. Regresión lineal obtenida para las magnitudes mb y Mw

#### 10.3.4 Relación entre mb y Mo

La correlación entre la magnitud mb y el logaritmo del momento sísmico (Log Mo) se muestra en la Figura 10.5 y sus relaciones son:

$$\mathbf{mb = 0.3986 * \text{Log Mo} - 4.4141}$$

$$\mathbf{\text{Log Mo} = 1.4527 * mb + 16.703}$$

Estas relaciones son validas para sismos con magnitud de mb entre 4.5 y 6.5; así como el logaritmo Mo (Log Mo) entre 2.36E+1 y 2.70E+1. Los resultados presentan un factor de correlación en ambos casos de 0.80 y permite realizar la conversión con errores o

aproximaciones de  $\pm 0.1$ .

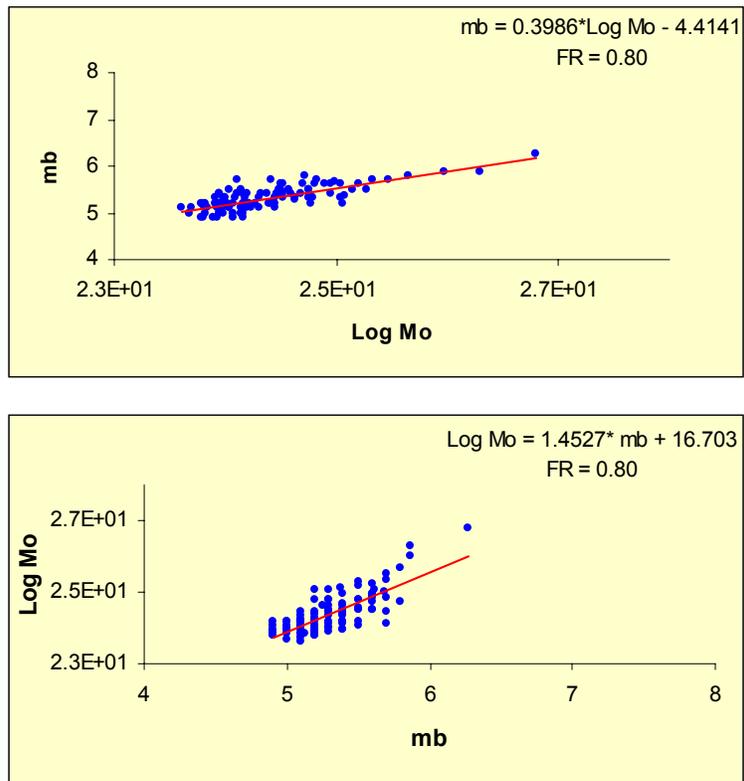


Figura 10.5. Regresión lineal obtenida para las magnitudes  $mb$  y el  $Mo$ .

### 10.3.5.- Relación entre $M_L(d)$ y $M_s$

En la Figura 10.6, se muestra la correlación entre las magnitudes  $M_s$  y  $M_L(d)$  valida para un rango de 4.5 y 6.8. Las relaciones obtenidas con un factor de correlación de 0.72 son:

$$M_s = 0.9099 * M_{Ld} + 0.2855$$

$$M_{Ld} = 0.577 * M_s + 2.300$$

Las relaciones obtenidas muestran poca dispersión y la conversión de magnitudes se realiza con aproximaciones de  $\pm 0.1$  para  $M_s$  y de  $\pm 0.2$  para  $M_L(d)$ .

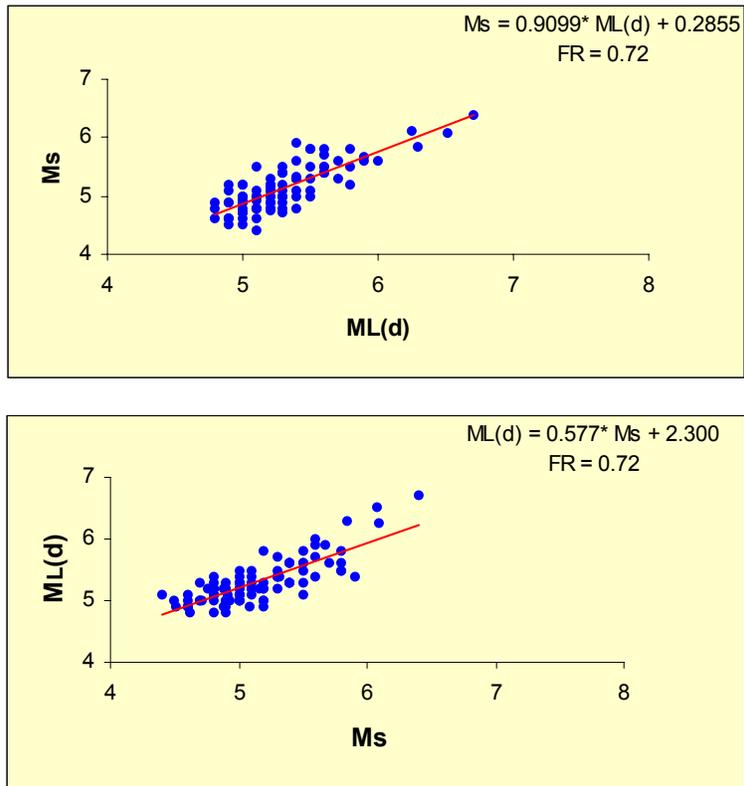


Figura 10.6. Regresión lineal obtenida para las magnitudes  $M_L(d)$  y  $M_s$ .

### 10.3.6.- Relación entre $M_s$ y $M_w$

En la Figura 10.7, se muestra la correlación obtenida entre las magnitudes  $M_s$  y  $M_w$  validas para un rango de magnitudes de 4.5 y 6.8. En ambos casos, el factor de correlación es de 0.90 y las relaciones obtenidas son:

$$M_s = 1.2626 * M_w - 1.3646$$

$$M_w = 0.7044 * M_s + 1.702$$

Estas correlaciones permitirán realizar las conversiones con aproximaciones del orden de  $\pm 0.1 M_w$  y  $\pm 0.2 M_s$ .

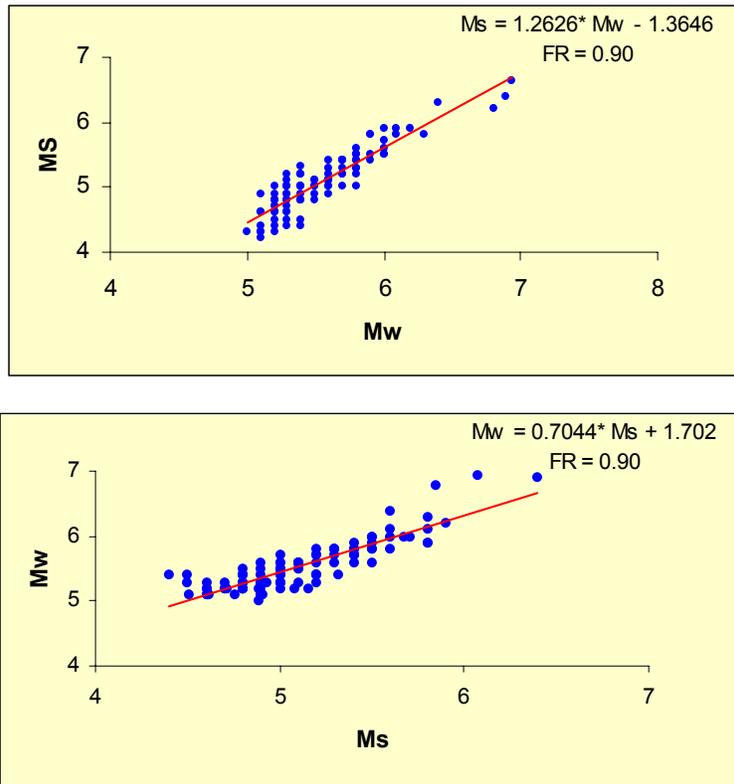


Figura 10.7. Regresión lineal obtenida para las magnitudes  $M_s$  y  $M_w$ .

### 10.3.7.- Relación entre $M_s$ y $M_o$

La correlación entre la magnitud  $M_s$  y el  $M_o$  se muestra en la Figura 10.8 y sus relaciones son:

$$M_s = 0.7867 * \text{Log } M_o - 14.124$$

$$\text{Log } M_o = 1.0582 * M_s + 19.041$$

Estas relaciones son validas para sismos con magnitud de  $M_s$  entre 4.3 y 6.8; así como el logaritmo del momento sísmico ( $\text{Log } M_o$ ) entre  $2.36E+1$  y  $2.70E+1$ . Los resultados presentan un factor de correlación en ambos casos de 0.91. Observándose poca dispersión en los datos; por lo tanto la conversión de magnitudes se realiza con

aproximaciones de  $\pm 0.1$ .

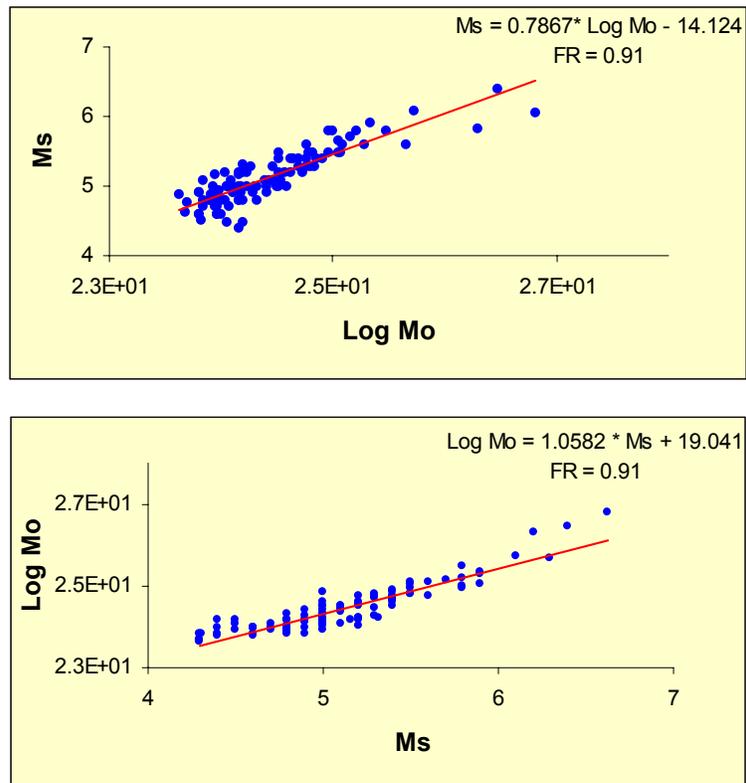


Figura 10.8. Regresión lineal obtenida para las magnitudes  $M_s$  y el  $M_o$ .

### 10.3.8.- Relación entre $ML(d)$ y $M_w$

En la Figura 10.9, se muestra la correlación entre las magnitudes  $ML(d)$  y  $M_w$  válido para un rango de magnitudes de 4.5 y 6.8. Las relaciones obtenidas son:

$$MLd = 0.7795 * Mw + 0.9618$$

$$Mw = 0.9879 * MLd + 0.3316$$

Los resultados presentan un factor de correlación de 0.80 y 0.90 para  $ML(d)$  y  $M_w$ , lo cual permitirá obtener valores de conversión con aproximaciones de  $\pm 0.2$ .

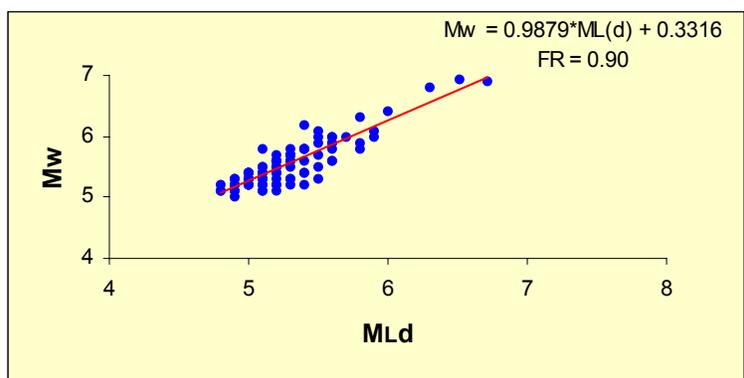
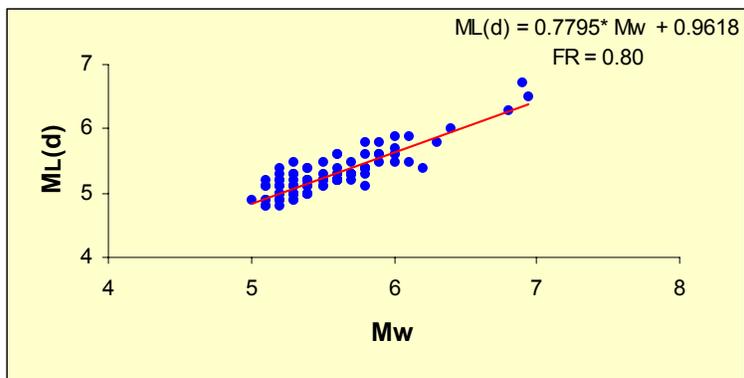


Figura 10.9. Regresión lineal obtenida para las magnitudes ML(d) y Mw.

### 10.3.9.- Relación entre ML(d) y Mo

En la Figura 10.10, se muestra la correlación entre las magnitudes ML(d) y el logaritmo del Mo (Log Mo) y sus relaciones son:

$$ML(d) = 0.537 * \text{Log Mo} - 7.8231$$

$$\text{Log Mo} = 1.4867 * ML(d) + 16.561$$

Estas relaciones son validas para sismos con magnitud de ML(d) entre 4.5 y 6.8; así como el logaritmo del Mo (Log Ao) entre 2.36E+01 y 2.70E+01. Los resultados presentan un factor de correlación en ambos casos de 0.89 y los valores de inversión se obtienen con aproximaciones de  $\pm 0.1$

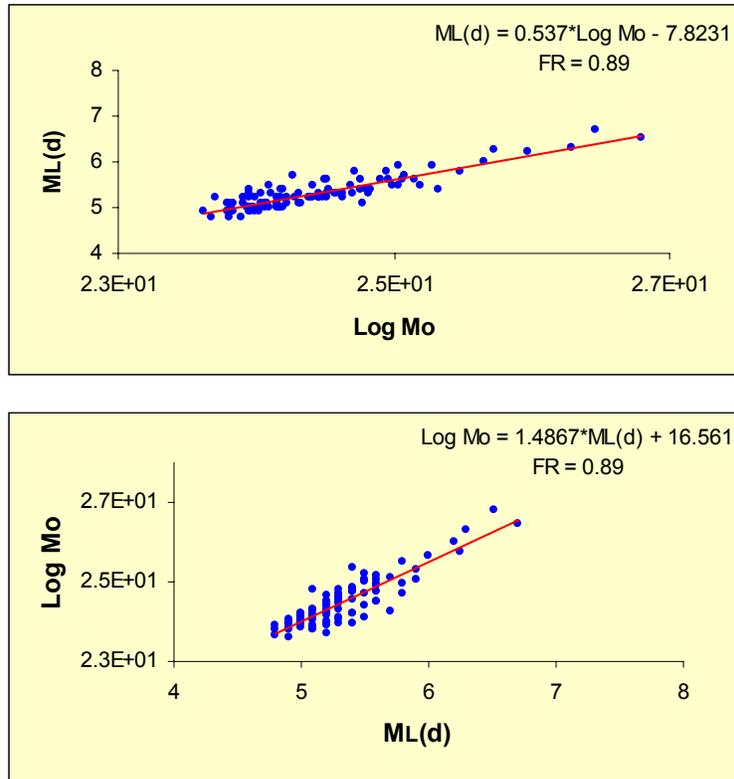


Figura 10.10. Regresión lineal obtenida para las magnitudes  $ML(d)$  y el  $Mo$ .

En este capítulo se ha obtenido relaciones que permitirán correlacionar valores de diferentes magnitudes y otros a fin de determinar el movimiento sísmico. Estos resultados permitirán completar y homogeneizar la base de datos sísmicos con valores bastantes confiables debido a que en todos los valores las aproximaciones en las conversiones se hace en  $\pm 0.1$  y  $\pm 0.2$ .

## **CAPITULO 11**

### **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

En este estudio se ha propuesto una metodología para el cálculo de la magnitud ML haciendo uso de registros de sismos en aceleración y los resultados obtenidos han permitido llegar a las siguientes conclusiones:

1. El calculo de ML, es de gran importancia para la sismología e Ingeniería sísmica por que propone valores estables para el tamaño de los sismos y puede aplicarse a diferentes regiones del mundo. Asimismo, la determinación de ML con registros en aceleración es de gran importancia para los Ingenieros civiles los cuales consideran sismos en el campo cercano relacionados directamente con las estructuras y tomaran este parámetro para introducirlos en los diseños sismorresistentes, riesgo sísmico y microzonificación.
2. La falta de métodos para el cálculo de ML en Perú a partir de registros de aceleración ha llevado a proponer una metodología rápida y practica para el cálculo de ML y así poder resolver los problemas al momento de su cálculo utilizando métodos indirectos como la duración de registro o haciendo uso de registros con baja amplitud o saturados.
3. La metodología propuesta en este estudio para el cálculo de ML a partir de registros en aceleración demuestra su efectividad debido a que los

valores obtenidos son coherentes con los reportados por otras agencias con diferencias que no superan 0.2 unidades.

4. El cálculo de ML a partir de registros de aceleración permitirá obtener valores consistentes debido a que se supera los problemas de registro de señal debido al rango de frecuencias de los sismógrafos de tipo WA.
5. La importancia de conocer los valores de atenuación con la distancia ( $-\text{Log } A_0$ ) para el cálculo de ML es notoria por cuanto necesariamente define la magnitud del sismo y para su cálculo es necesario contar con un gran número de registros de diversas estaciones distribuidas de manera azimutal a varias distancias. Sin embargo, en países como el Perú que no dispone de una red de acelerómetros, es difícil poder construir una ecuación de atenuación. Por lo tanto, se considerará evaluar los valores de  $-\text{Log } A_0$  dados por Richter (1958), Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987) y Espinosa (1989).
6. Los resultados obtenidos muestran que los valores de  $-\text{Log } A_0$  dados por Richter (1958) y Jennings y Kanamori (1983) pueden ser utilizados de manera óptima para el cálculo de ML. Estos valores de  $-\text{Log } A_0$  facilitarán enormemente el cálculo rápido de ML a partir de registros de aceleración.
7. Las correlaciones de magnitud propuestas en este estudio, permitirán contar con un catálogo sísmico homogéneo para poder realizar estudios de Sismología.

8. Se recomienda la implementación de mas estaciones acelerométricas en diferentes partes del territorio peruano. Con la finalidad de obtener la magnitud en forma rápida y confiable. Asimismo, estas estaciones deberían ser integradas a una red Telemétrica para su fácil acceso y poder obtener de forma inmediata los registros en aceleración.
9. Es conveniente desarrollar una tabla de atenuación de la energía sísmica para el cálculo de la magnitud de ML para Perú.

## BIBLIOGRAFÍA

- ANDERSON, J. A. Y WOOD, H. O.** (1925). Description and Theory of the Torsion Seismometer. *Bull. Seism. Soc.Am.*, Vol15, pp. 1-72.
- AKI, K.** (1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. *Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum.* *Bull. Earthquake Res. Inst. Vol. 44*, pp. 73-88.
- AKI, K.** (1969). Análisis of the seismic coda of local Earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, Vol 74, pp. 615-631.
- BACHE et al. (1986).** High-frequency seismic noise characteristics at the four United Kingdom-type arrays. *Bull. Seism. Soc.Am.*, Vol. 76, pp. 601 - 616.
- BATH, M.** (1978). Introduction to Seismology. Birkhauser Verlag, *Basel*, pp. 215-235.
- BENITO, B. (1993).** Estimación de parámetros sísmicos y espectros específicos de respuesta característicos del movimiento del suelo en emplazamientos de la Península Ibérica. Tesis doctoral, *Universidad Complutense de Madrid*, pp. 350.
- BERNAL, I.** (2002). Propuesta de Optimización de la Red Sísmica nacional-Instituto Geofísico del Perú. *Compendio de trabajos de Investigación realizados por estudiantes durante el año 2001. Volumen 4*, Págs. 137-148.

- BERNAL, I.** (2006). Curvas de atenuación a partir de registros de aceleración y velocidad: aplicación a terremotos ocurridos en el Perú. *Compendio de trabajos de Investigación realizados por estudiantes durante el año 2005. Volumen 8.*
- BOLT, B.** (1989). Estimación de los movimientos fuertes del suelo. *Física de la Tierra, N°1, pp. 11-50.*
- BOROSCHEK, R.; CONTE, D; y MORALES, A.** (2002). Características Ingenieriles del terremoto de Ocoña del 23 de Junio de 2001. *Informe del terremoto de la Región Sur. Centro nacional de datos Geofísicos, pp. 379-388.*
- CASAVARDE L. Y VARGAS J.** (1980), Zonificación Sísmica del Perú, II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-resistente, organización de estados Americanos y Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima Perú.
- CCALLO, F. y TAVERA, H.** (2002). La magnitud de sismos locales y regionales ocurridos en Perú a partir de la onda LG y duración de sus registros. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol. 94, pp. 61-69.*
- ESPINOSA, A. F.** (1989): Determinación de la magnitud local a partir de acelerogramas de movimientos fuertes del suelo. *Física de la tierra N° 1. pp. 105-129.*
- GUTENBERG, B. y Richter, C. F.** (1942). «Earthquake magnitude, Intensity, Energy, and Acceleration», *Bull. Seis. Soc. Am. Vol. 32, pp. 163-191.*
- GUTENBERG, B.** (1945), "Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes". *Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 35, pp. 3 -12.*

- HERRAIZ, M.** (1982). Microsismicidad en campo Próximo. Análisis de generación de ondas de coda y parámetros físicos asociados. *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. Pp. 207.*
- HERRAÍZ, M.** (1997): "Conceptos Básicos de Sismología para Ingenieros". *Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú, 132 pp. ISBN 9972 – 789 -00-4.*
- HERAS, H.** (2002). Análisis de la distribución del valor de “b” en la zona de subducción en Perú. *Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa 115 Págs.*
- HUTTON, L. K. & BOORE, M.** (1987): The  $M_L$  scale in Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am., Voll 77, pp. 2074-2094.*
- IBÁÑEZ, J. M.** (1997). Apuntes de sismología Volcanica. Curso Internacional de Volcanología y Geofísica volcánica. *Dep. Volcanología - CSIC. Madrid. pp. 89.*
- JENNINGS P. C. Y H. KANAMORI.** (1983): Effect of distance on local magnitudes found from strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am., Voll 73, pp. 265-280.*
- KANAMORI, H. y Anderson, D.** (1977). Theoretical basic of some empirical relations in seismology. *Bull. Seis. Am., Vol. 65, pp. 1073-1095.*
- LEE, W., BENNETT, R. Y MEAGHER, K.** (1972). A Method for Estimating Magnitude of Earthquakes from Signal Duration. *USGS, reporte de archivo abierto núm. 28.*
- LERMO, J.; LAZARES, F.; CUENCA, J.** (2002). El Terremoto de Arequipa, Perú del 23 de Junio de 2001 ( $M_w=8.4$ ): Observaciones sismológicas, atenuación sísmica y efectos de sitio en las ciudades de Arequipa, Camana, Moquegua, Ilo y Tacna. Informe del terremoto de la Región Sur. *Centro nacional de datos Geofísicos, pp. 347-378*

**LUCO, J.** (1982). A note on near-source estimates of local magnitude  
*Bull. Seis. Am. Vol. 72, pp. 941-958.*

**MERCALLI, G.** (1902). Imponed Mercalli Scale. *Boll. Soc. Sismologica Italiana* (8). pp.  
1984-191.

**NYFFENEGGER, P.** (1997). *Earthquakes Basic.* University of Texas Institute For  
Geophysics.

**NUTTLY, W.** (1979). The Relation of Sustained Ground Acceleration and Velocity to  
Earthquake Intensity and Magnitude, in State of the Art for Assesing Earthquake  
Hazard in the US. *Report 16, Miscellaneous paper S-73-1. Army Engineer  
Waterways Experiment Station.*

**PAYO, G.** (1986) Introducción al análisis de sismogramas. Monografías 3 del *Instituto  
Geográfico Nacional, Ministerio de la presidencia. Madrid, España.*

**REITER, I.** (1990): *Earthquake Hazard Analysis.* Columbia University Press. New York.

**RICHTER C. F.** (1958). "*Elementary Seismology*", W.H. Freeman Co., San  
*Francisco.*

**REID, H. F. (1910).** The mechanism of the Earthquake, The California Earthquake of  
Abril 18, 1906. Report of the Research senatorial Commission. *Carnegie  
Institution, Washington D.C. 2, pp. 16 - 18.*

**ROCA, A.** (1982) Earthquake local magnitude from accelerograms. *Rev. de Geofísica. Vol. 38, pp. 65-72.*

**SADIGH, K.; CHANG, C.; EGAN, J.; MAKDISI, M; y YOUNGS, R.R.** (1997), “Attenuation Relationships for Shallow Crustal Earthquakes Based on California Strong Motion Data”, *Seismological Research Letters, Volume 68, Number 1, January/February 1997.*

**SCHERBAUM, F.** (1996). “Of Poles and Zeros. Fundamentals of Digital Seismology”. Kluwer Academic Publishers. Netherlands.

**TAVERA, H. Y E. BUFORN,** (1998): Sismicidad y Sismotectónica del Perú. *Física de la Tierra 10,187-219. UCM.*

**TAVERA Y AGÜERO, C.** (2000). Catalogo sísmico de Perú 1471-1982, versión corregida y actualizada-2000. *Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología IGP. Lima, Perú, pp. 400.*

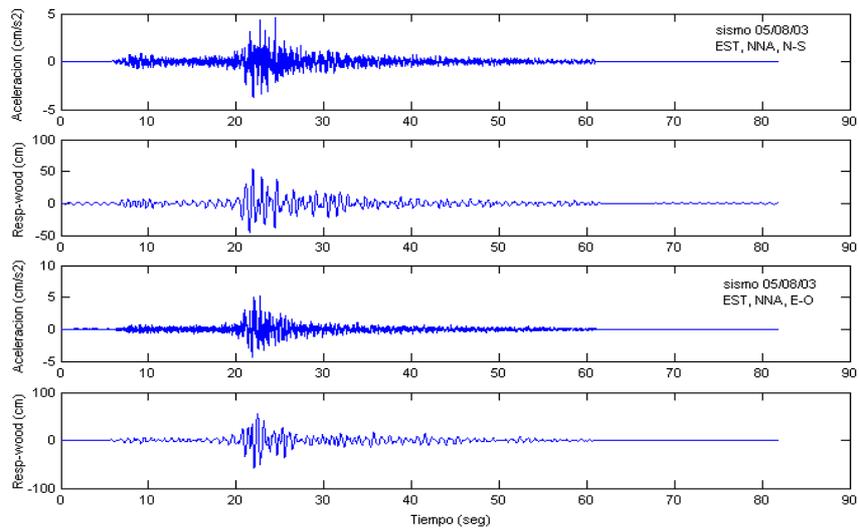
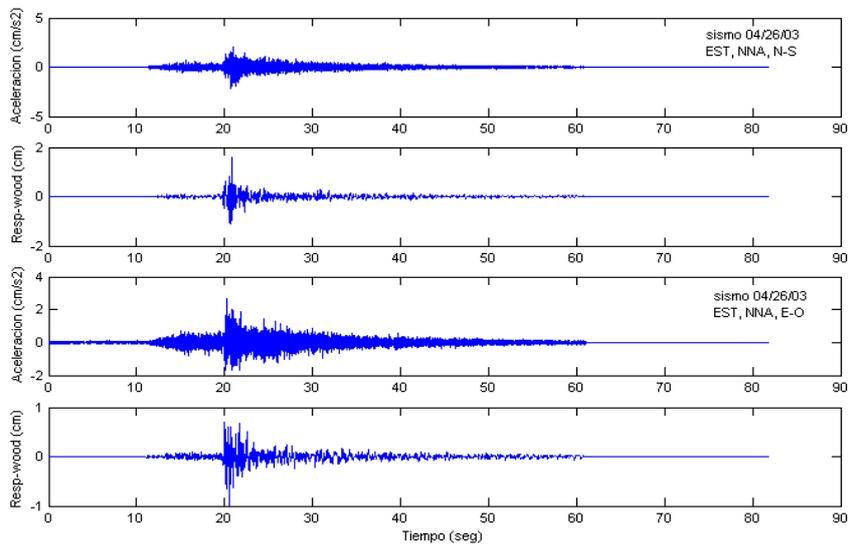
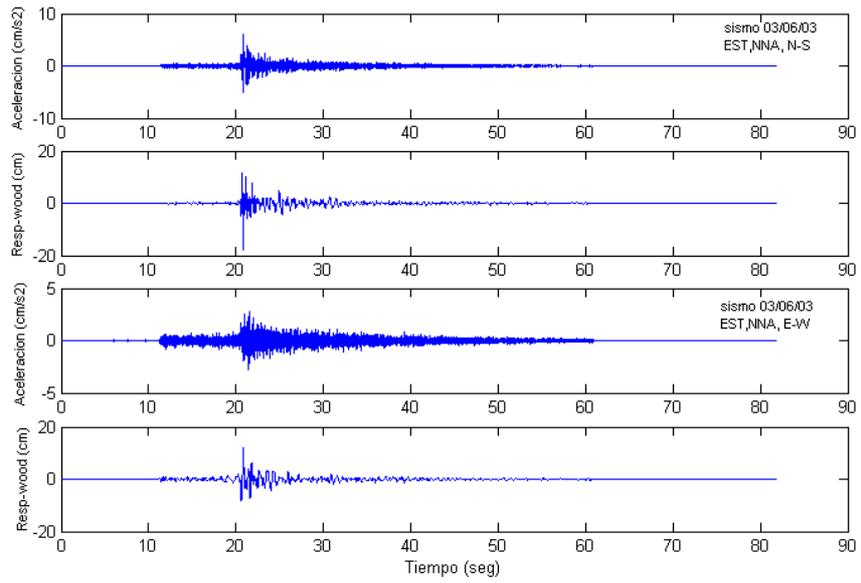
**UDIAS, A. Y MEZCUA J.** (1989): Fundamentos de Geofísica, *Alambra, España.*

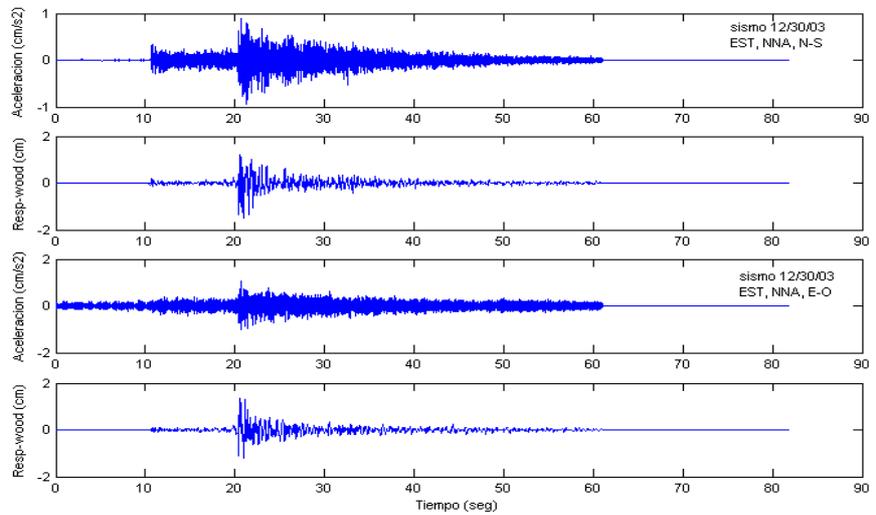
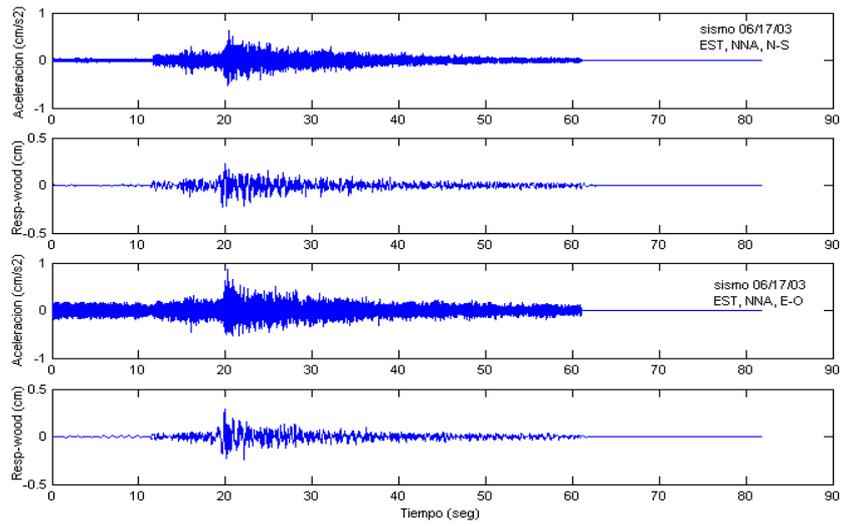
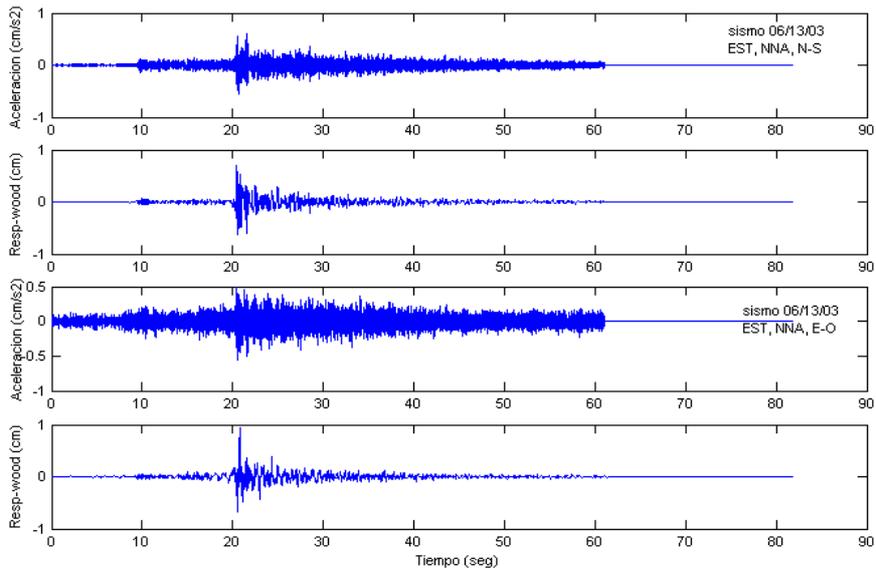
**YOUNGS, R.; CHIOU, S.; SILVA, W. y HUMPHREY, J.** (1997), “Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes”, *Seismological Research Letters, Volume 68, Number 1, January / February 1997.*

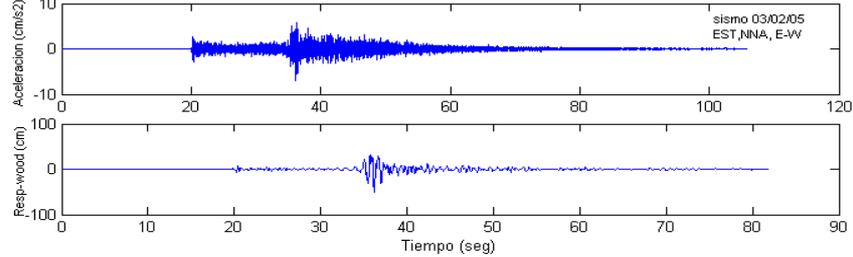
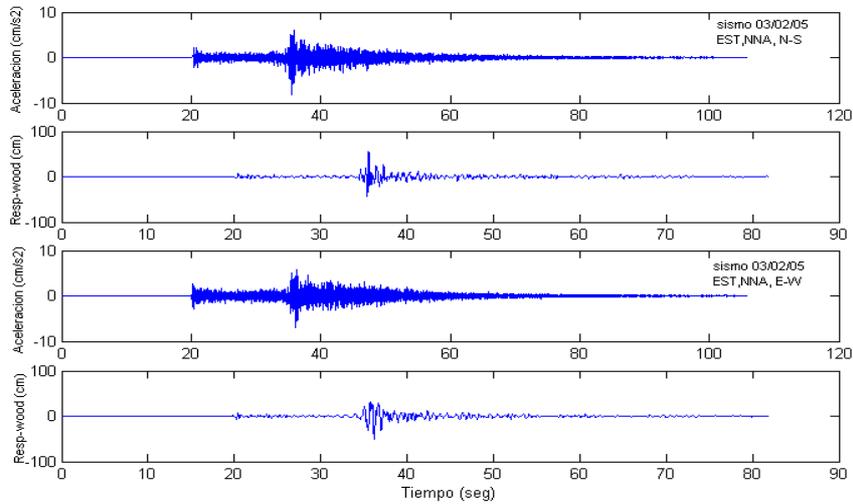
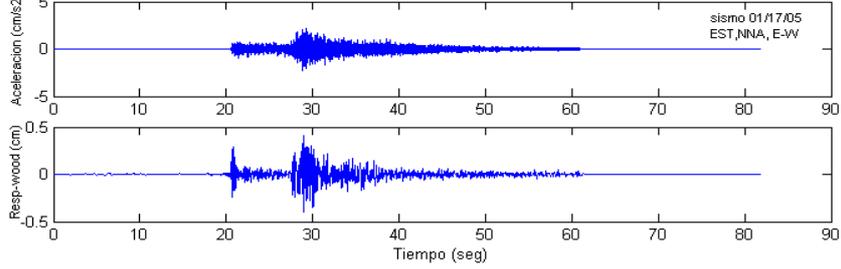
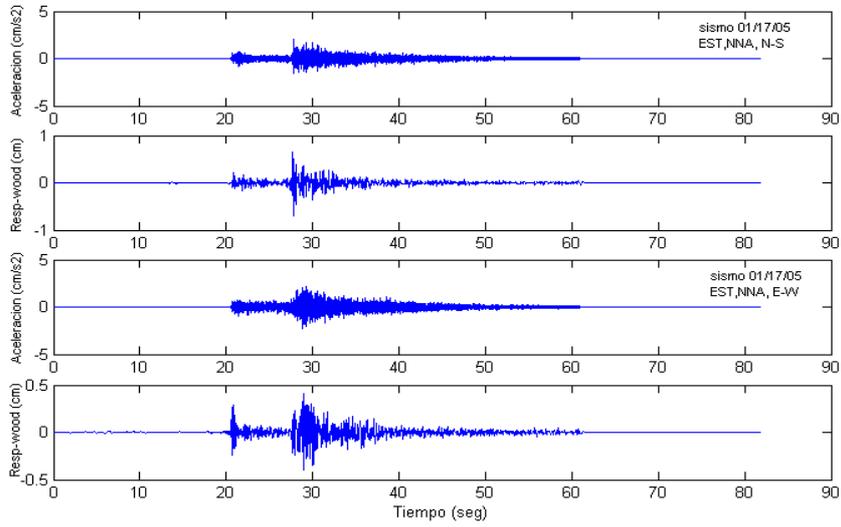
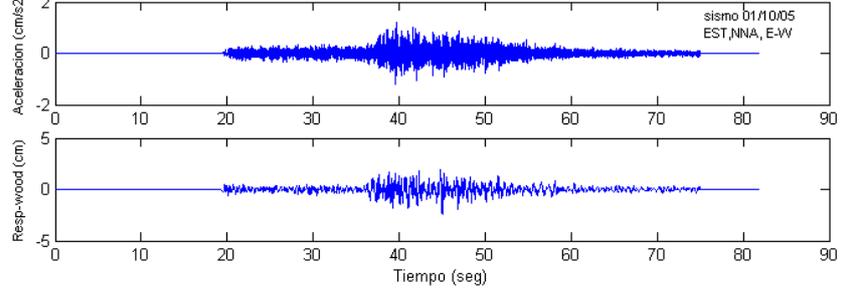
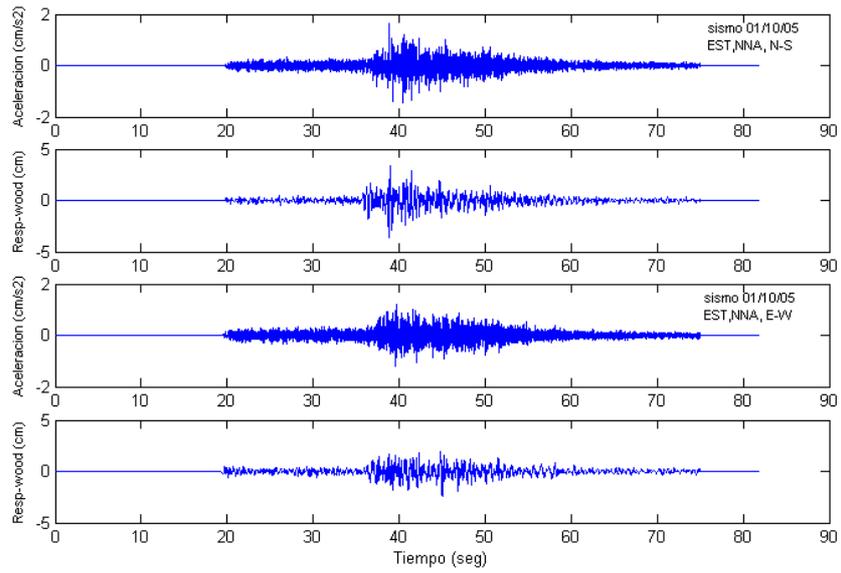
## ANEXO 1

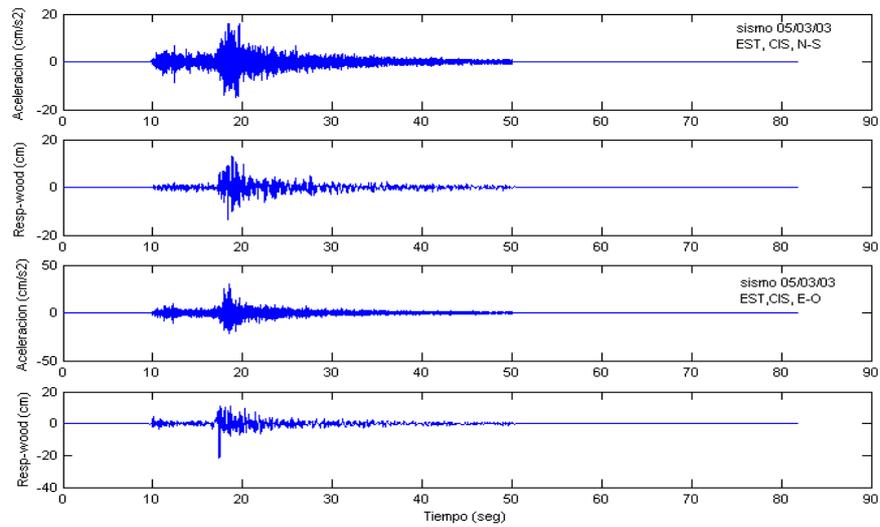
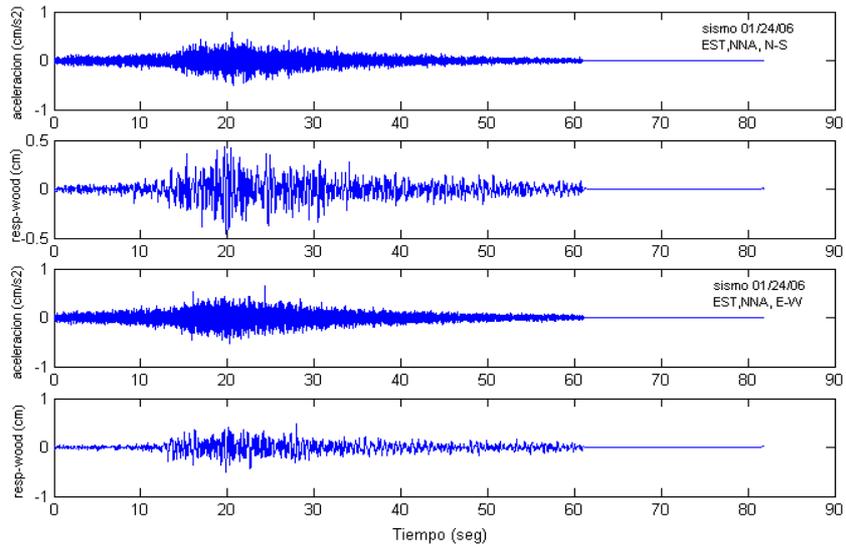
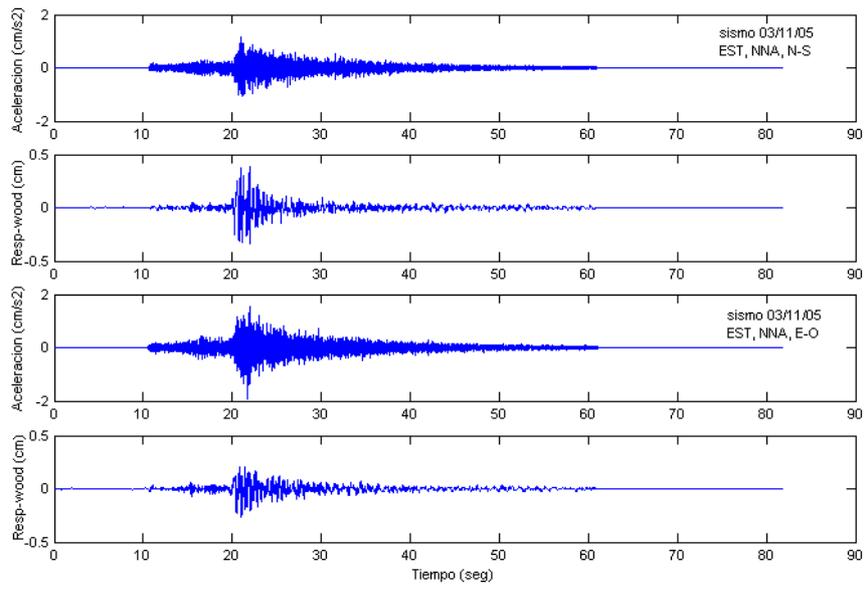
*Ejemplos de registros de sismos en aceleración para las estaciones de NNA, CISMID, MOL y CAL y su respectiva conversión a WA.*

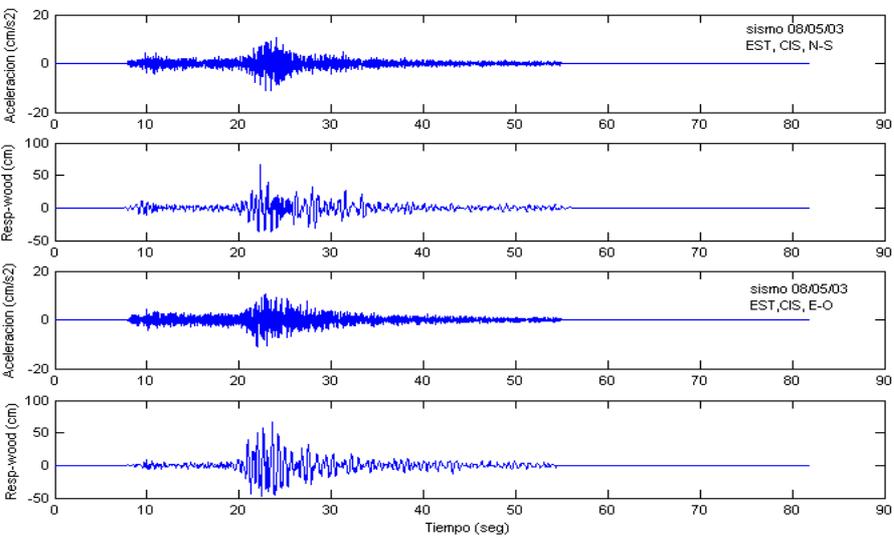
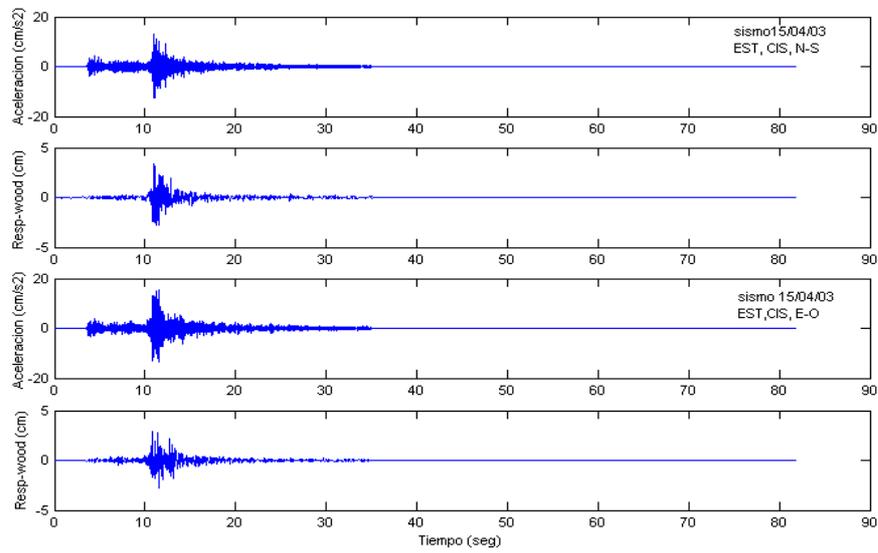
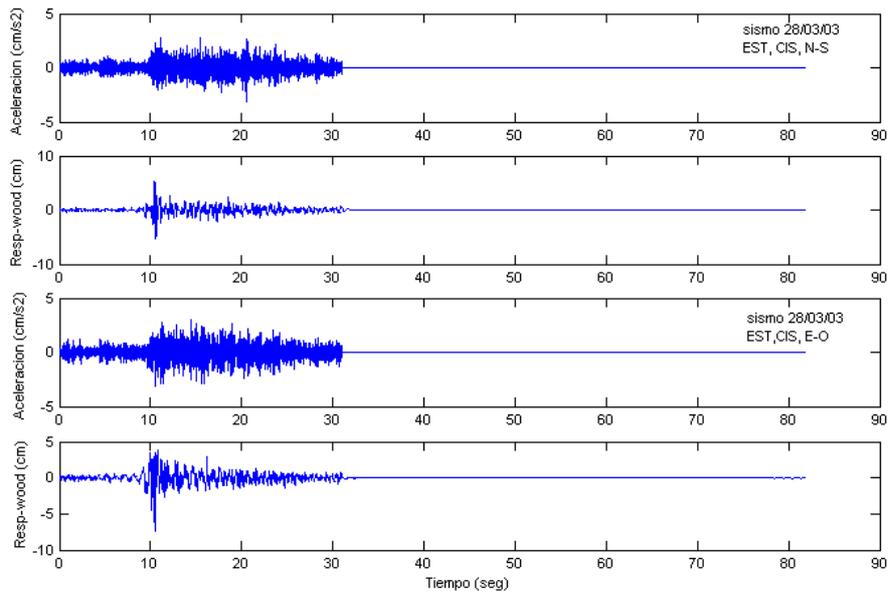
- *Se presenta los 3 componentes de registro identificados por V= vertical, N= Norte y E= Este.*
- *La fecha del sismo se indica en la parte superior de cada registro.*
- *El código de la estación se indica en la parte superior de cada registro*

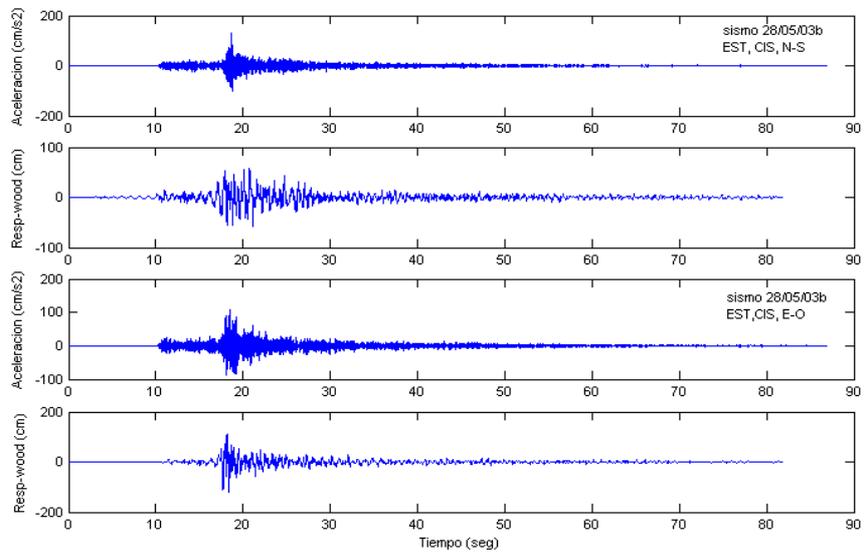
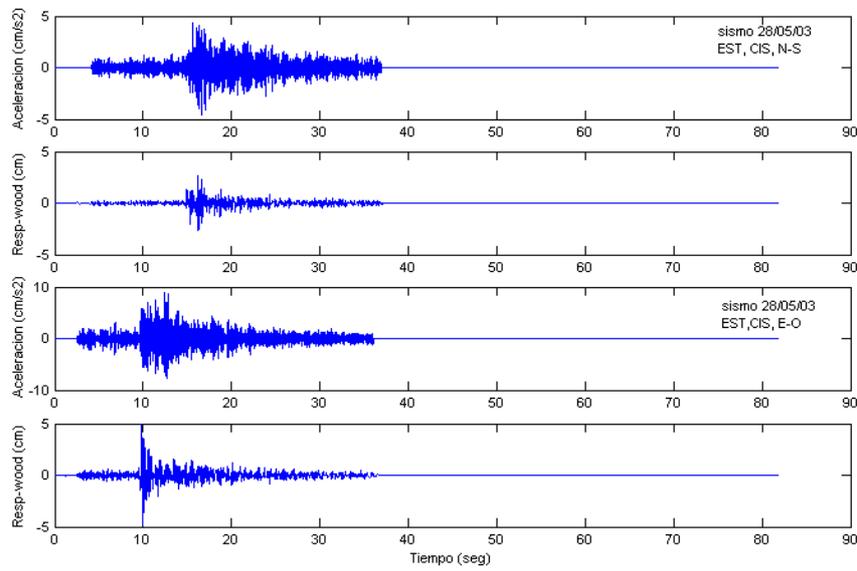
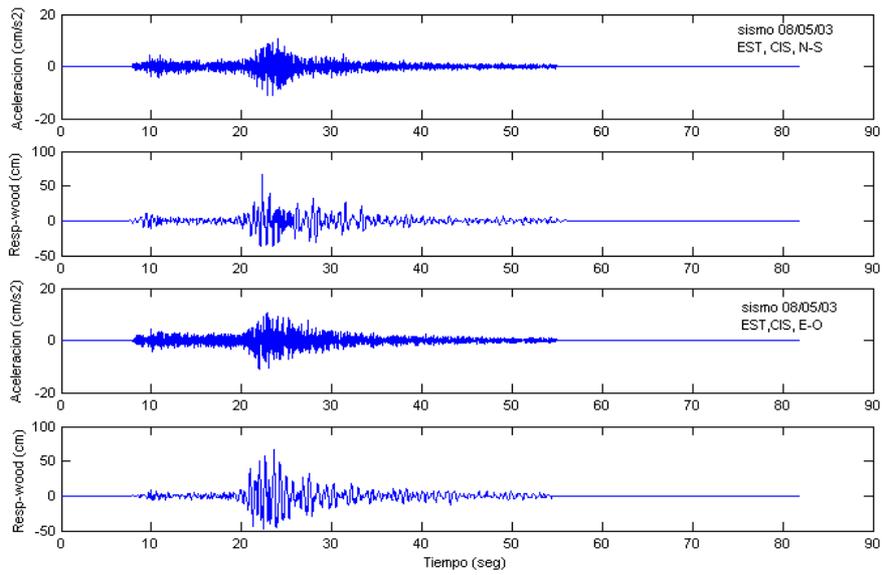


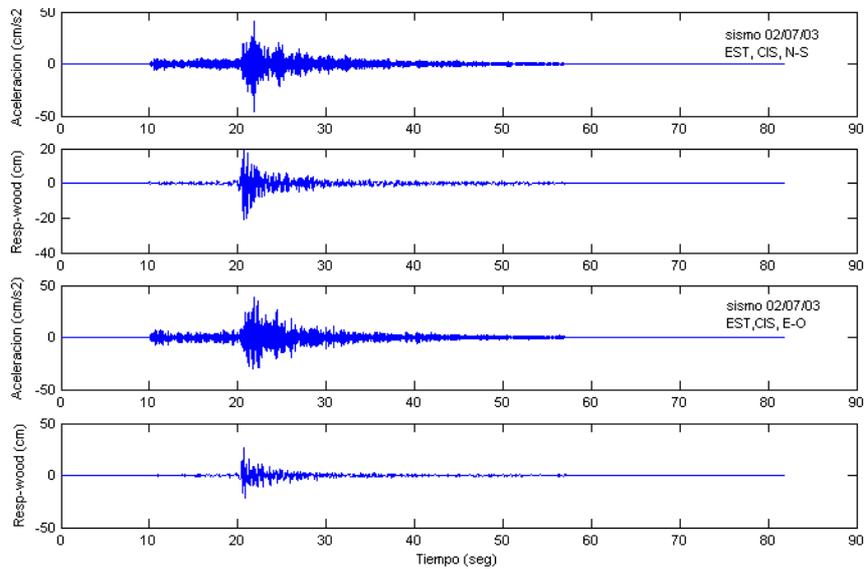
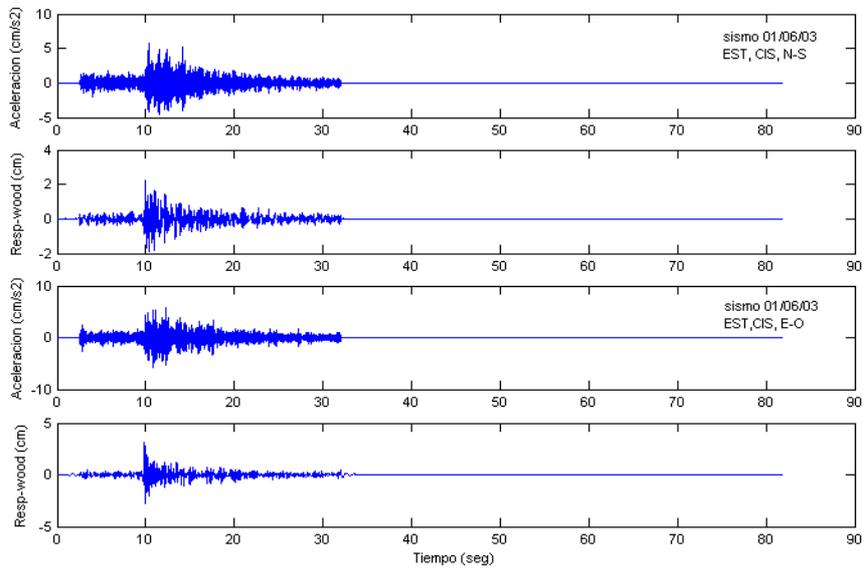
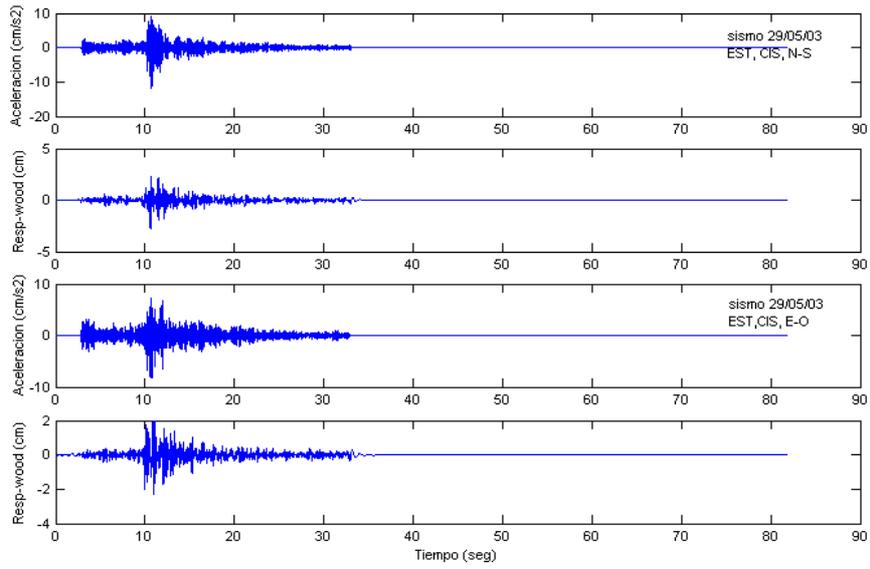


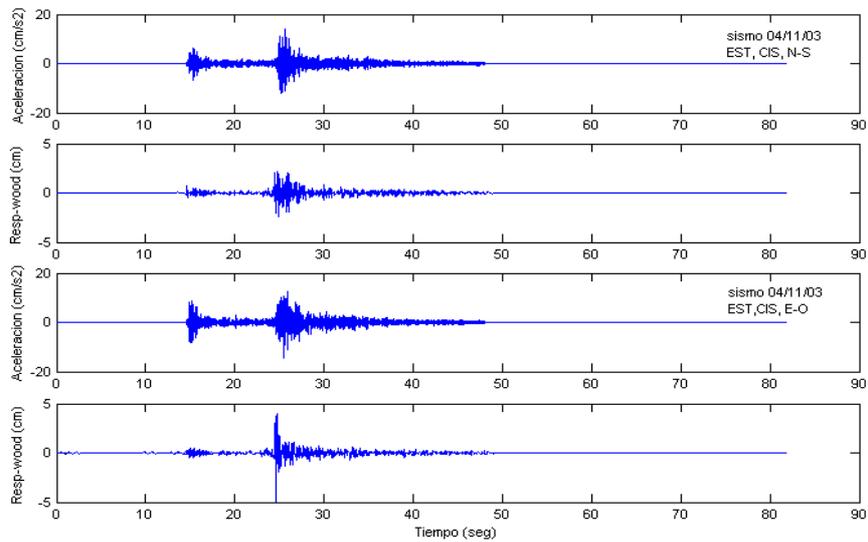
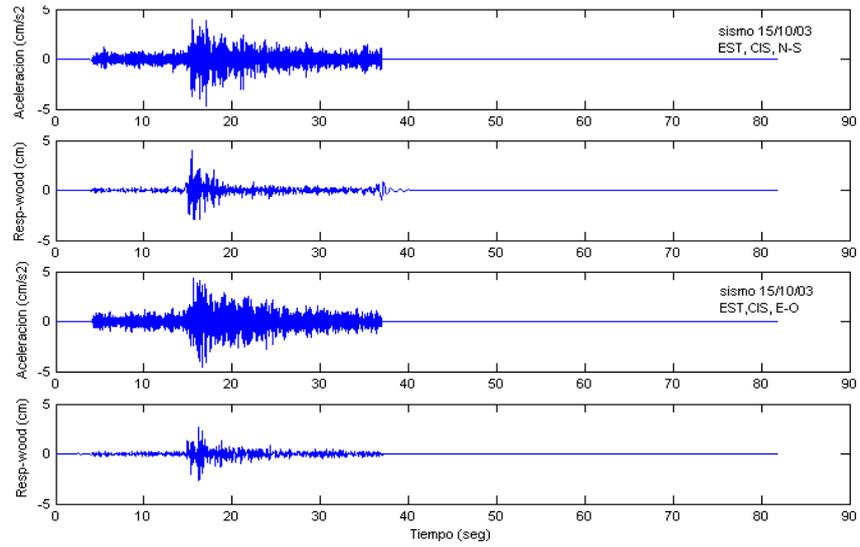
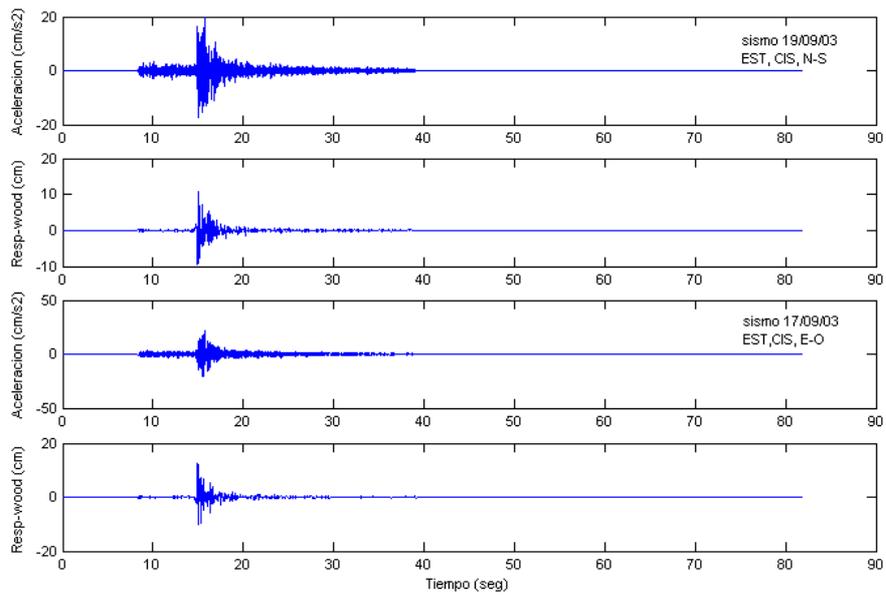


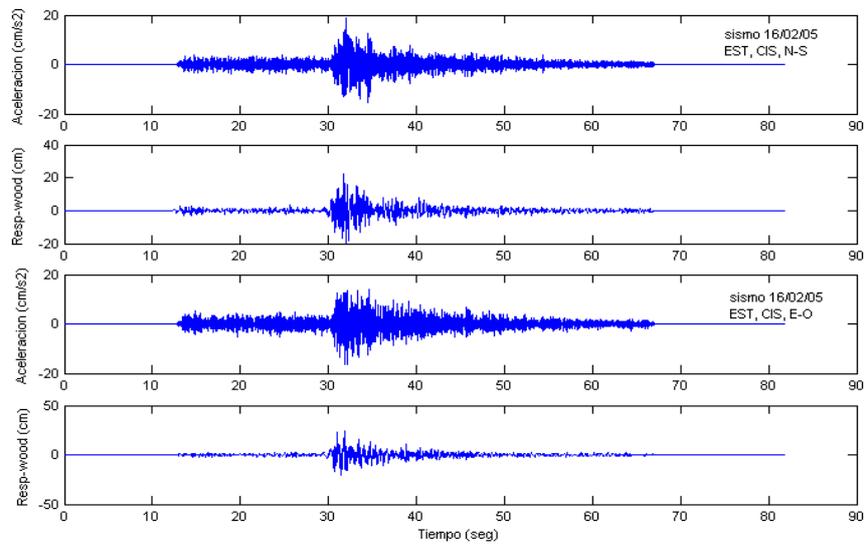
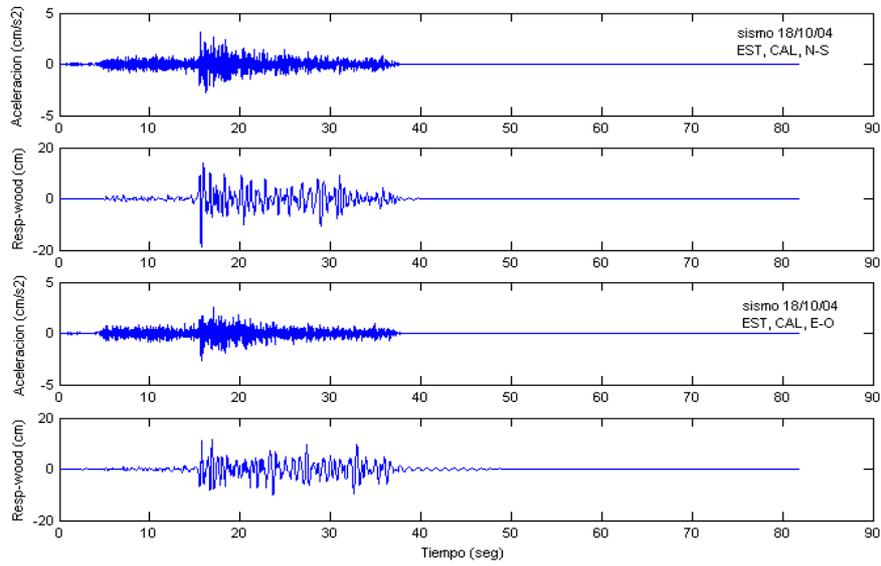
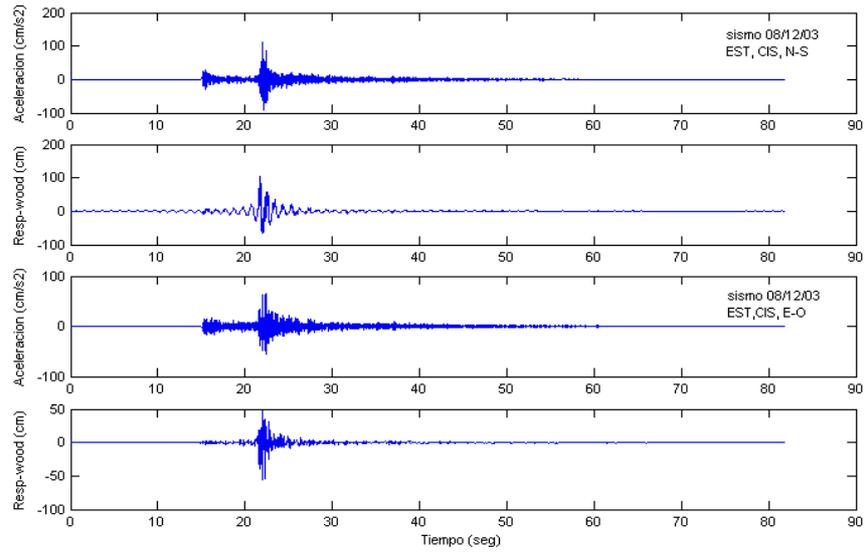


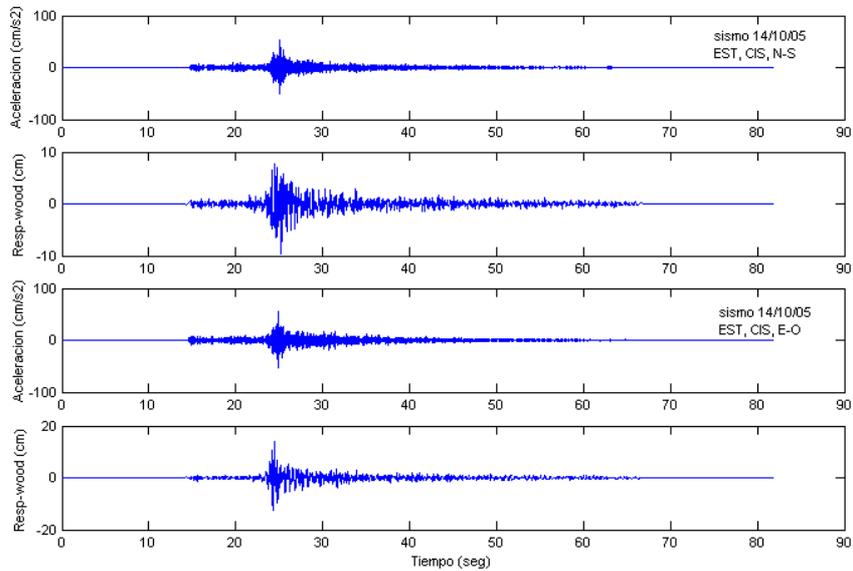
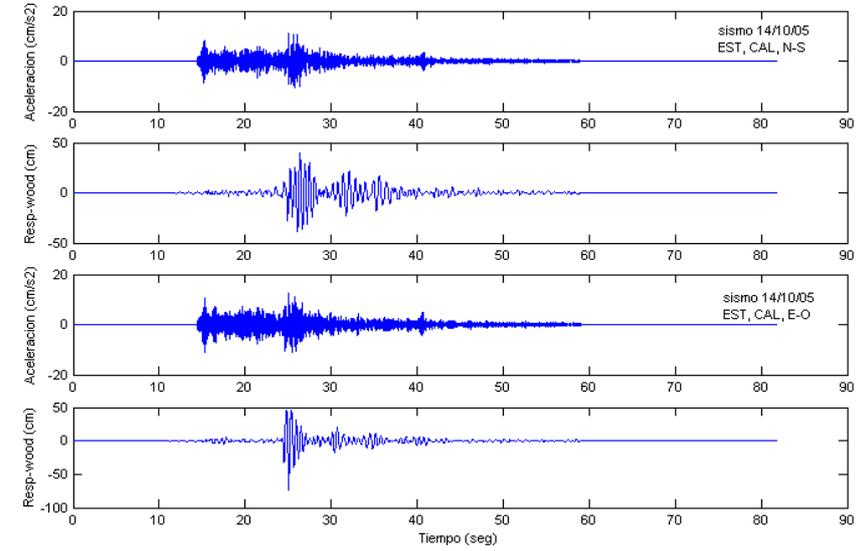
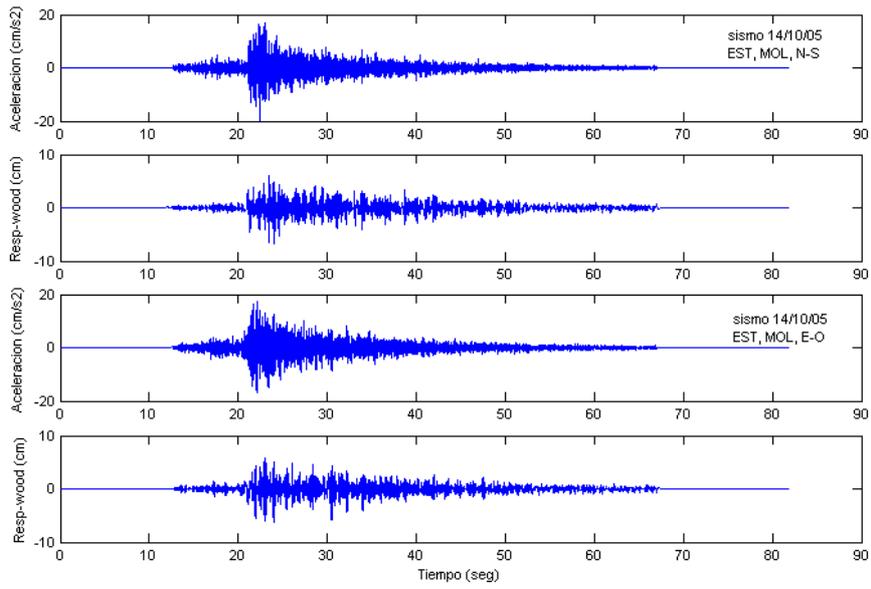


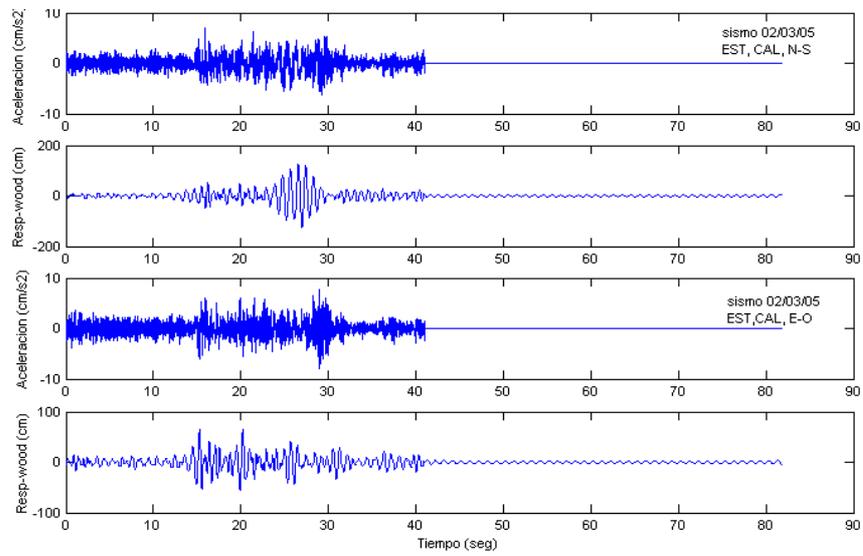
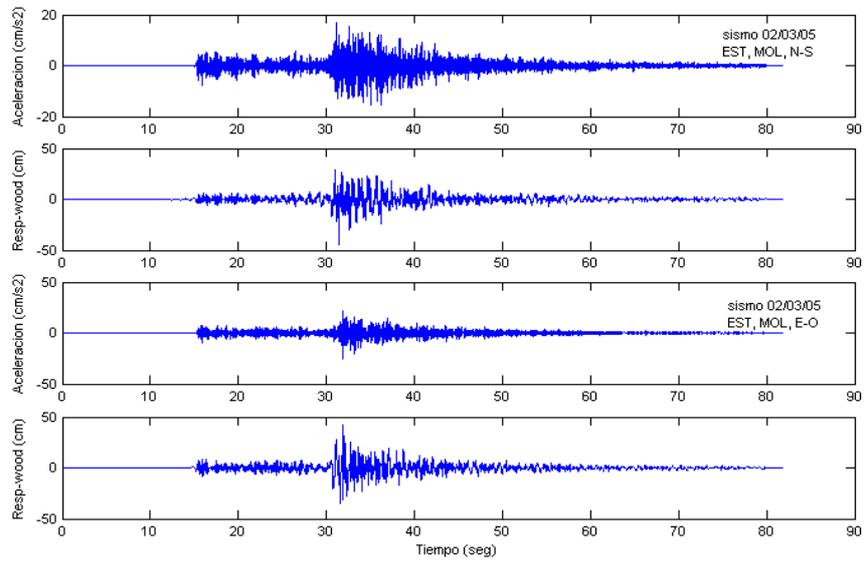
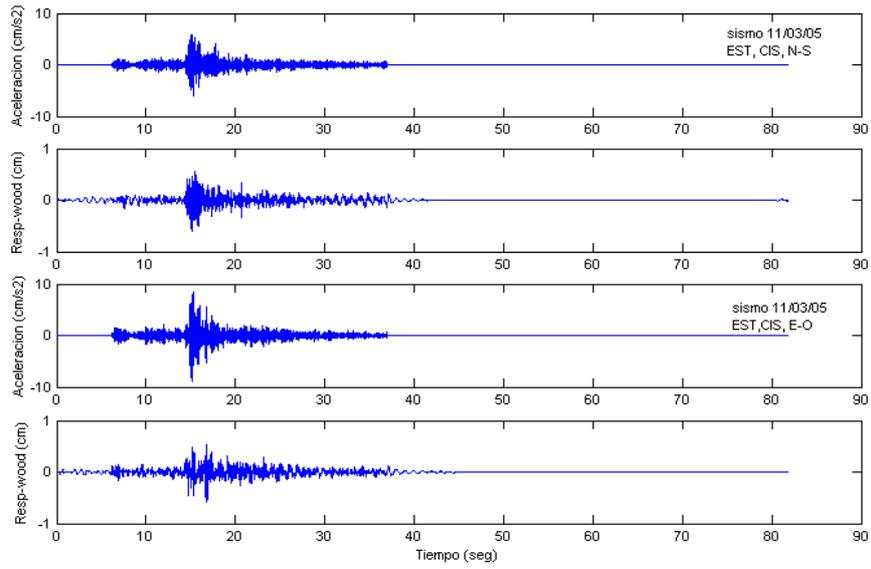


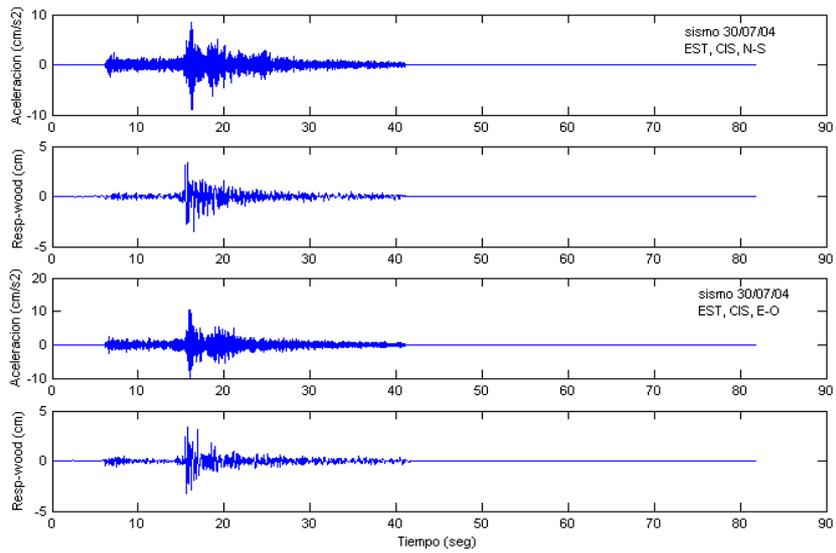
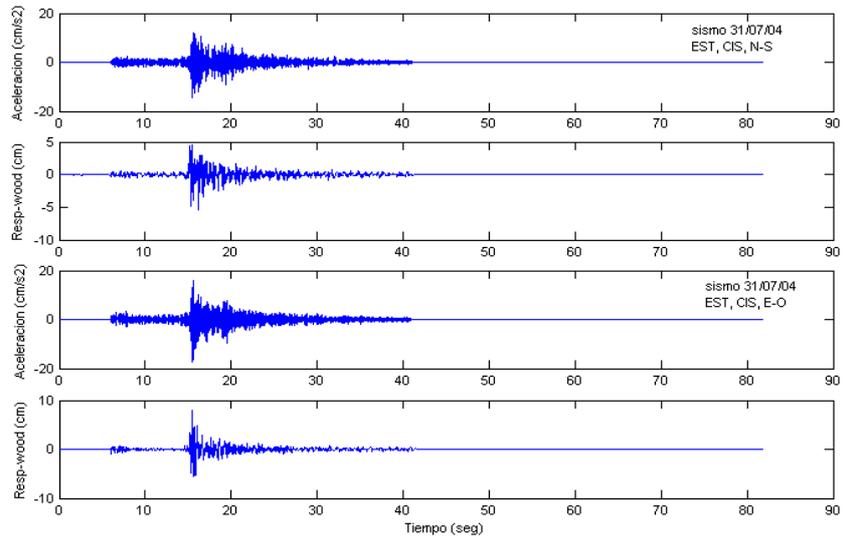
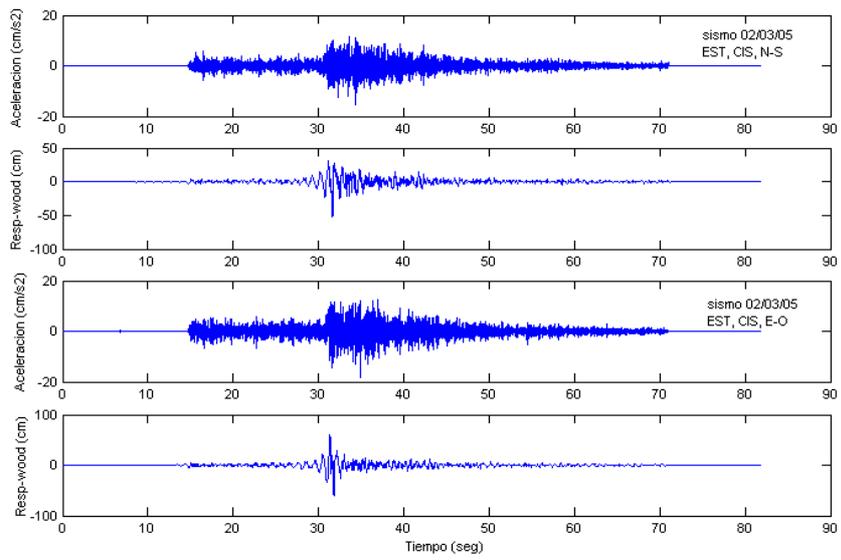




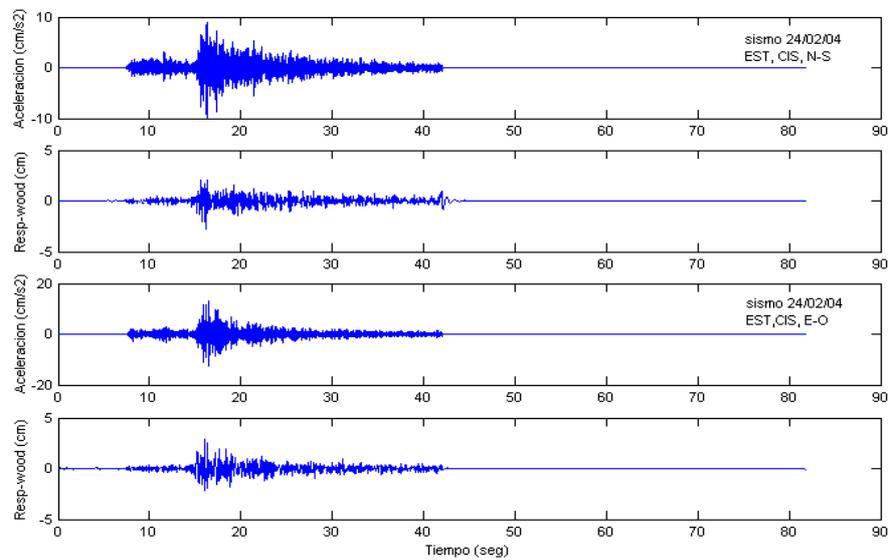
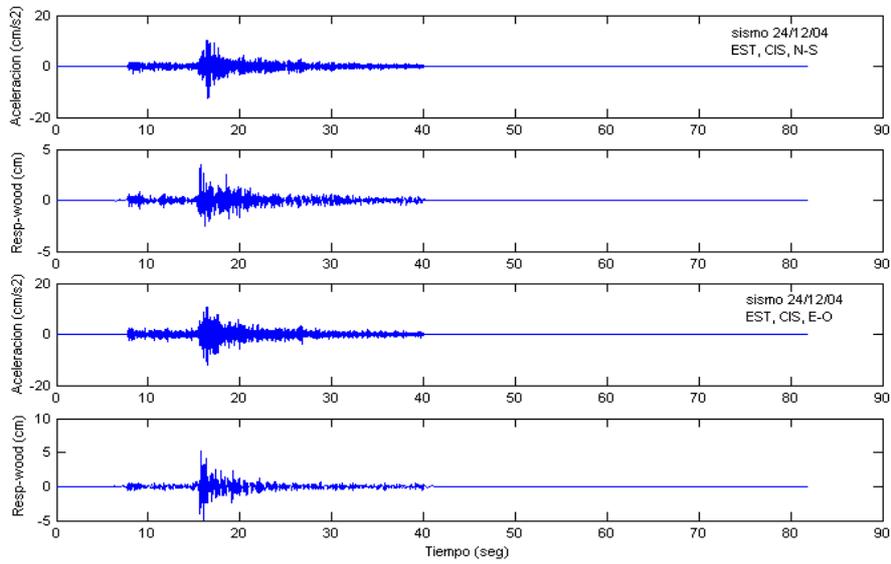
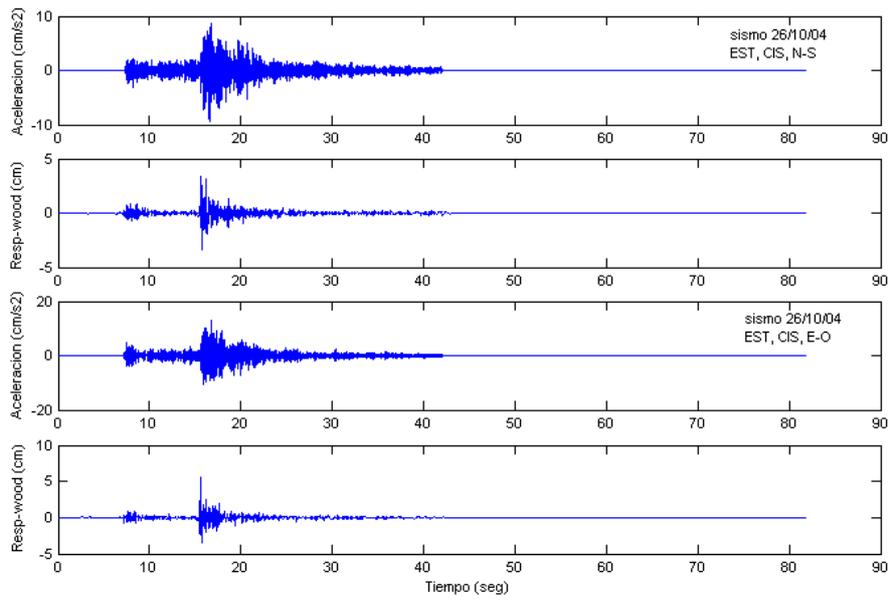


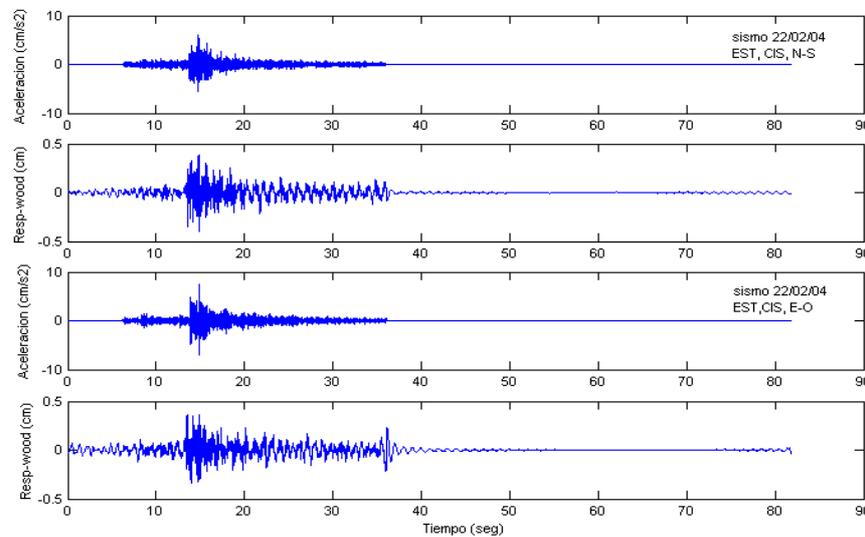
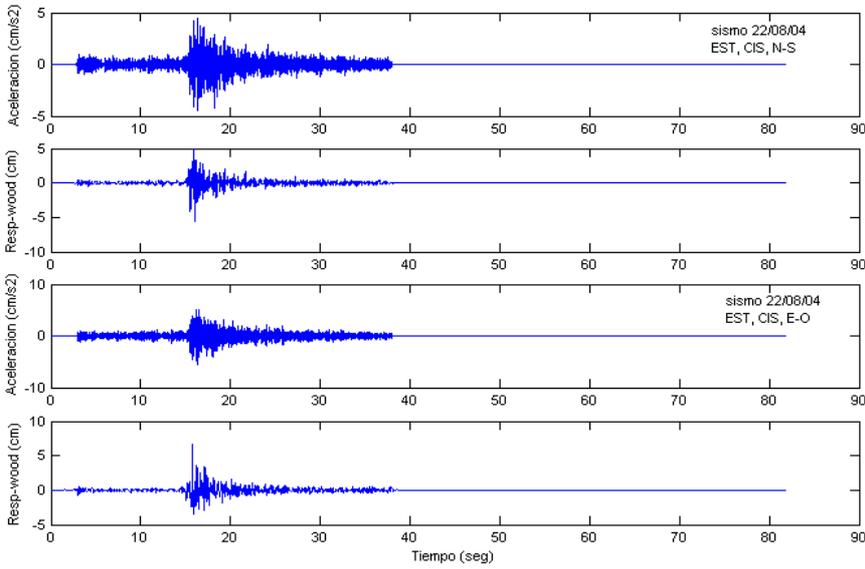
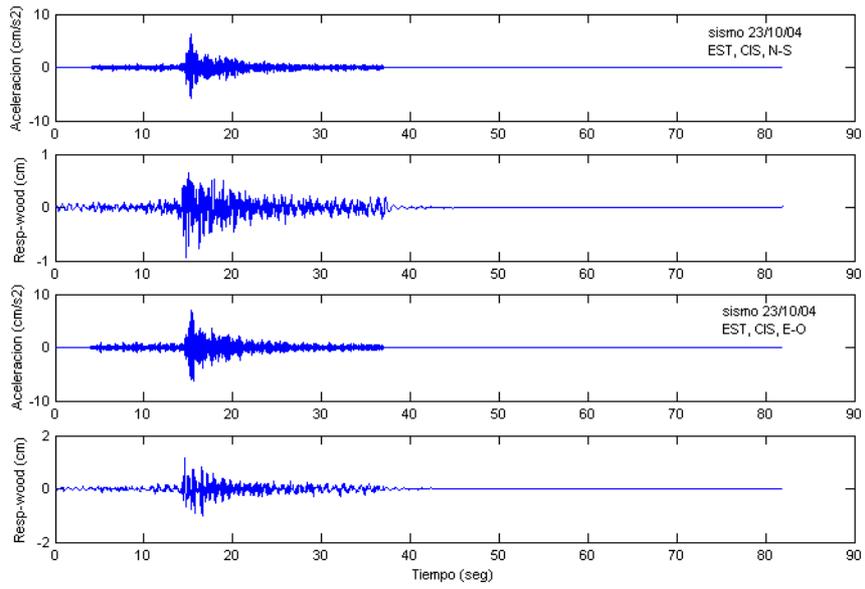




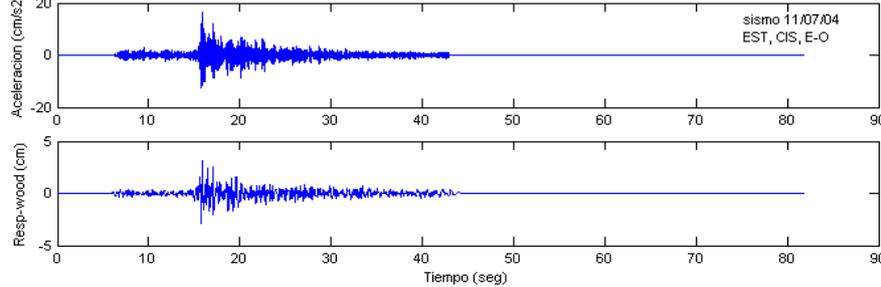
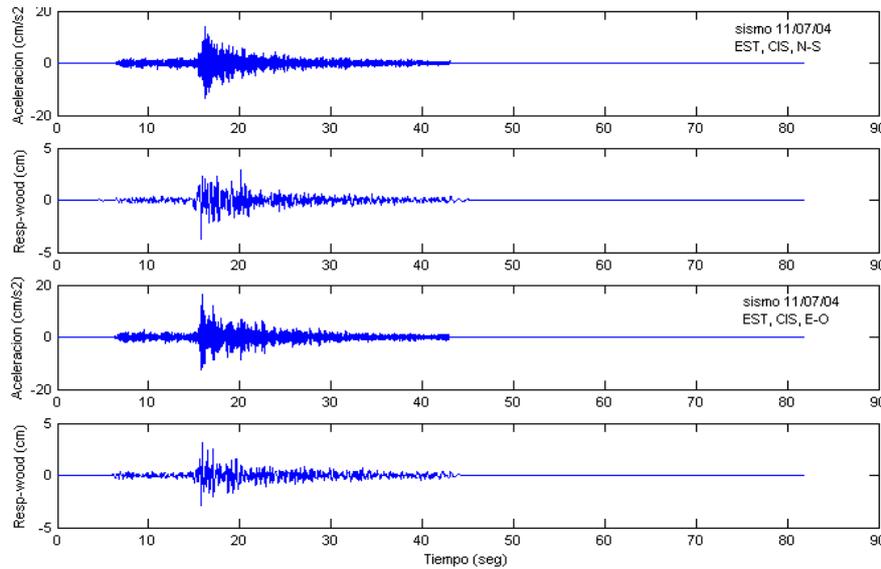
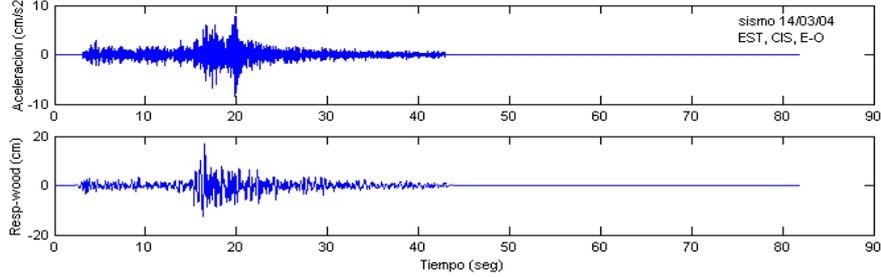
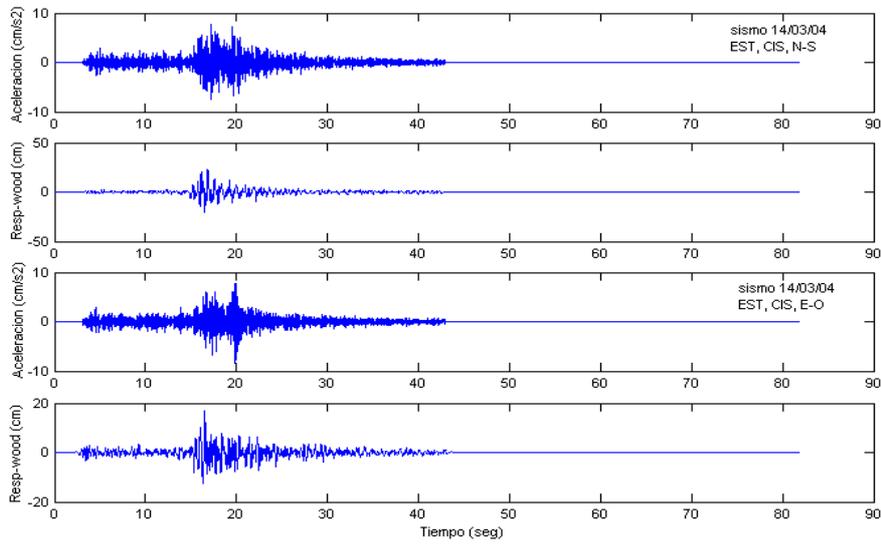
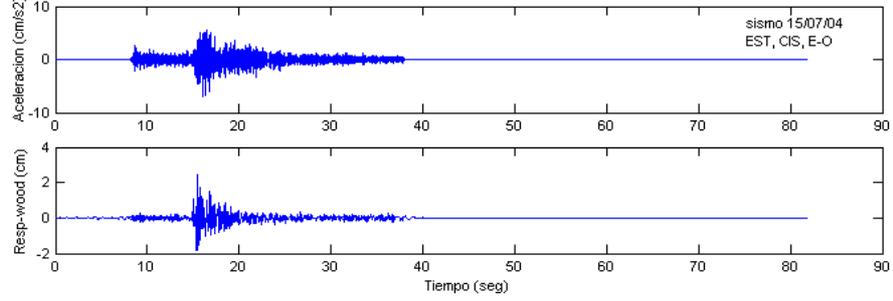
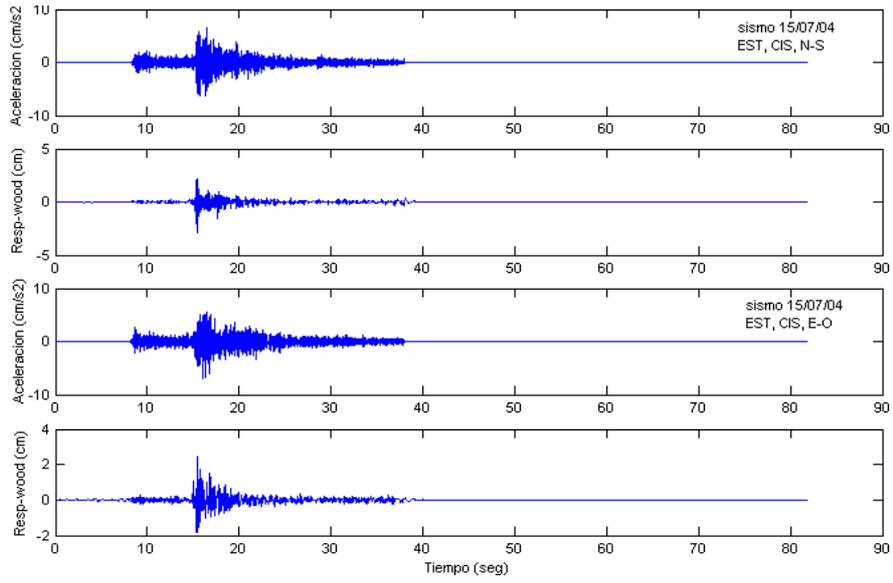


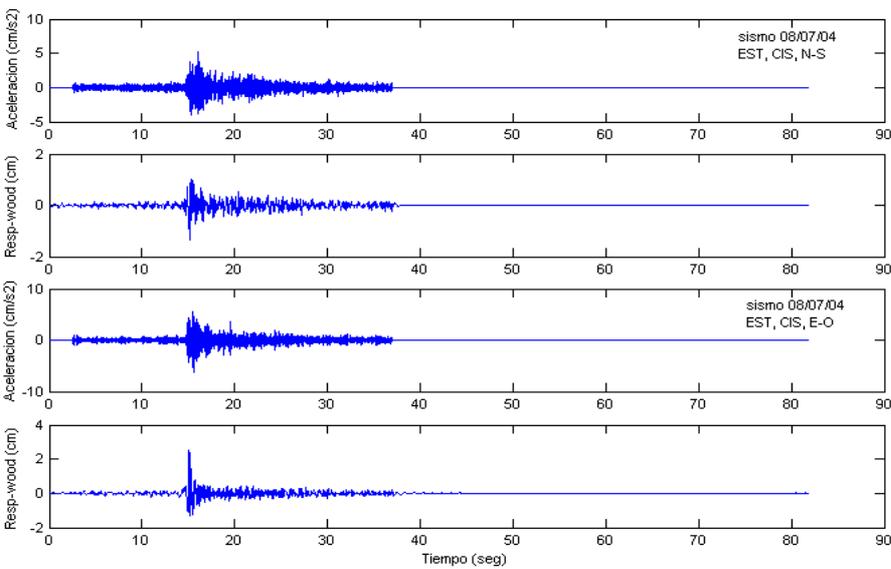
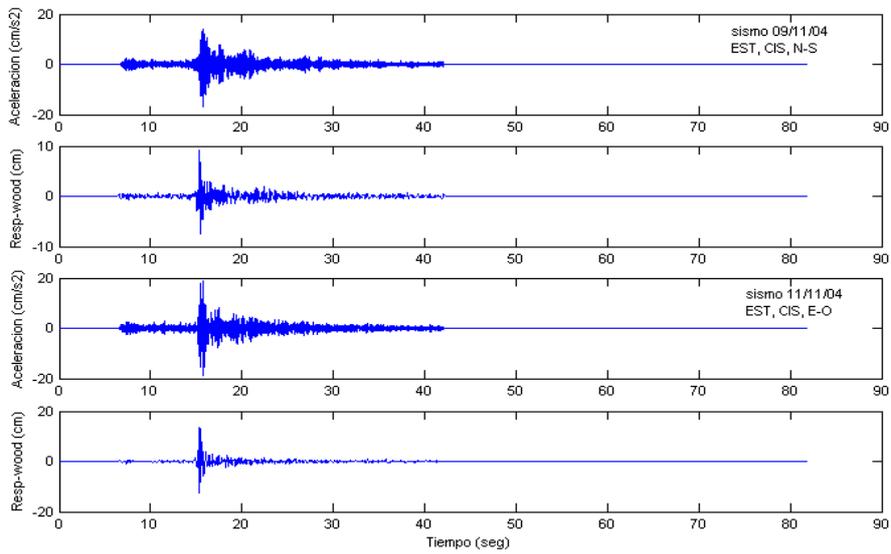
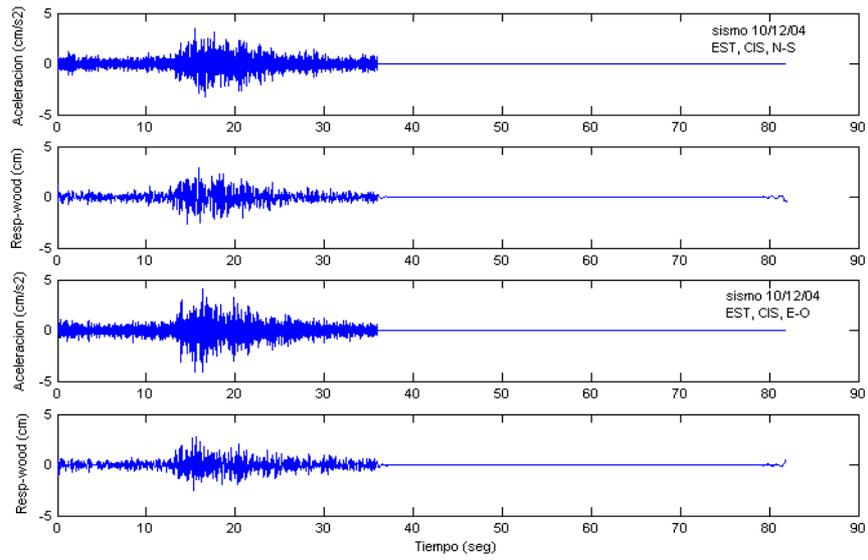


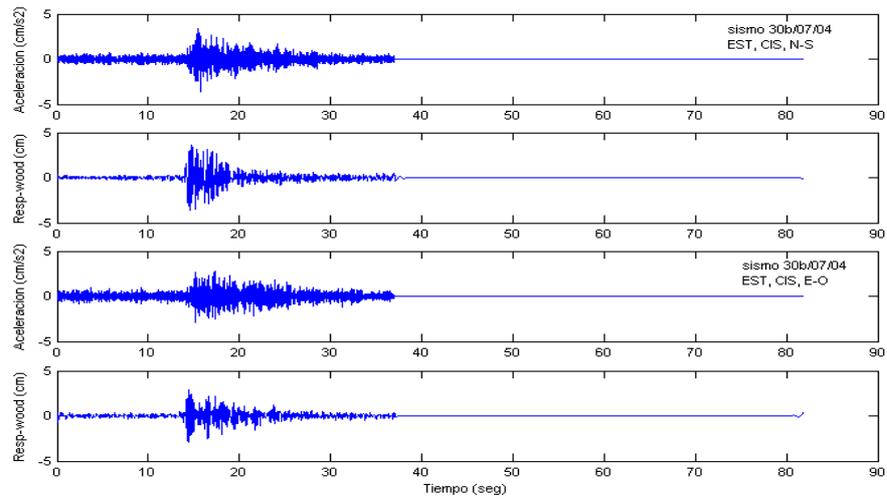
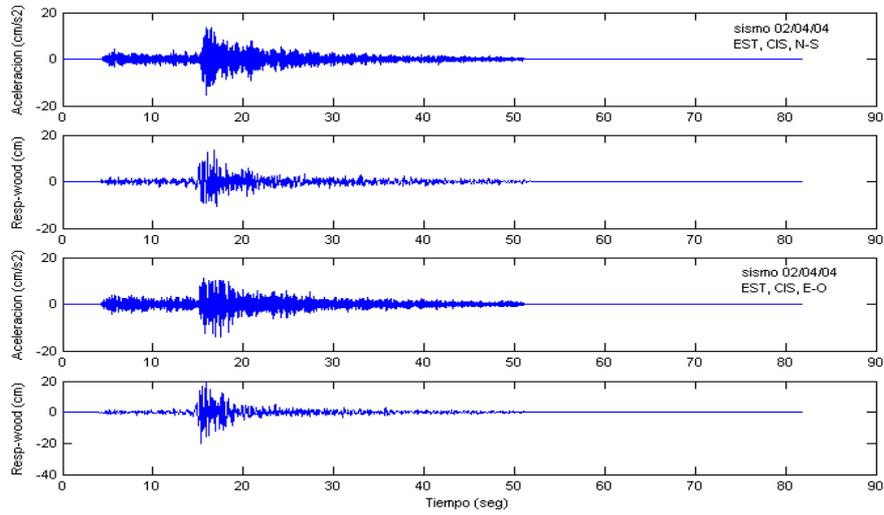
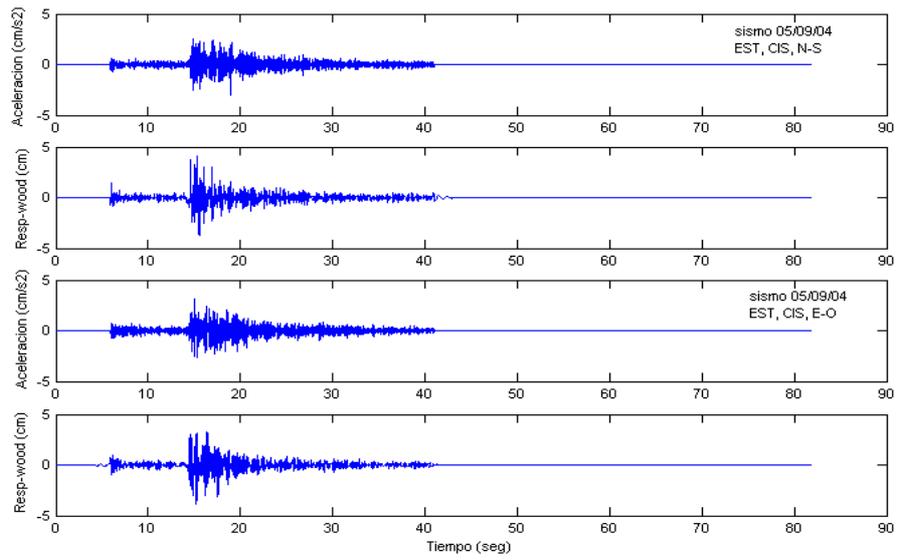












## **ANEXO 2**

### ***Trabajos de Investigación***

***Desarrollados por la autora en la Dirección de Sismología – CNDG del IGP***

## ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL $M_0$ A PARTIR DE LA MAGNITUD LOCAL (ML)

ANGELICA ISABEL CAHUARI BEGAZO

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica  
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa  
ang\_igb@axil.igp.gob.pe  
ang\_igb@hotmail.com*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera  
Centro Nacional de datos Geofísicos- Sismología*

### RESUMEN

En el presente estudio se analiza y evalúa estadísticamente la distribución del momento sísmico  $M_0$  para definir las zonas de mayor potencial sísmico en el Perú a partir de una base de datos sísmicos extraídos del catálogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP). El periodo de estudio comprende los años de 1985 al 2004 ( $M_L \geq 4.0$ ). Los resultados indican que las regiones en donde el momento sísmico ( $M_0$ ) es mayor, fueron las regiones Sur con un valor de  $M_0 = 3.2E+26$  dinas.cm, equivalente a un sismo de magnitud  $M_w = 9.0$ , seguida por las región Centro con un valor de  $M_0 = 2.12E+25$  dinas.cm, equivalente a un sismo de magnitud  $M_w = 8.2$  y la región Norte con un valor de  $M_0 = 9.60E+24$  dinas.cm, proporcional a un sismo de magnitud  $M_w = 7.9$ .

### INTRODUCCIÓN

El borde occidental de América del Sur es conocido como una de las regiones de mayor actividad sísmica en el mundo y en él, son frecuentes los sismos de magnitud elevada ( $M > 7.0$ ) que producen enormes daños materiales con cuantiosas pérdidas de vidas humanas. El Perú, forma parte de esta región y su actividad sísmica esta principalmente relacionada con el proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la placa continental (Sudamericana) a una velocidad de 8 cm/año (DeMets 1990).

Ante la ocurrencia continua de sismos, es necesario poder distinguir los unos de otros, y para tal fin, se ha asumido medir su tamaño a partir del cálculo del

parámetro conocido como magnitud. La magnitud de un sismo fue calculada por primera vez por Richter (1935) y fue denominada como magnitud local (ML). Recientemente, el tamaño del sismo puede ser mejor cuantificado a partir de la cantidad de energía liberada o del cálculo del  $M_0$ . Este ultimo parámetro esta definido en función del modulo de rigidez, dimensiones del área de falla y del desplazamiento medio producido sobre el plano de falla. Hoy en día, el  $M_0$  resulta ser una buena medida del tamaño del sismo, pero al no contar en la mayoría de los casos con datos fiables sobre algunos de los parámetros anteriormente indicados, la relación se torna arbitraria. Por tal razón, varios autores (Aki, 1966; Kanamori, 1977 y 1978; Hanks y

#### *A. Cahuari*

Kanamori, 1979), han establecido relaciones directas entre el  $M_0$  y la magnitud de los sismos ( $m_b$ ,  $M_L$ ,  $M_s$ ,  $M_w$ ), siendo muchas de estas relaciones aceptables para estimar el  $M_0$ .

En el presente estudio, se cuantifica la cantidad del  $M_0$  obtenido a partir de la magnitud local  $M_L$  para un total de 1,581 sismos ocurridos en el Perú entre los años de 1985 al 2004. El análisis estadístico del  $M_0$  por regiones permitirá identificar las zonas en donde este parámetro es mayor.

#### **CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA SISMICIDAD EN PERÚ**

En el margen Occidental de Sudamérica se ha formado la Cordillera de los Andes, desde Venezuela hasta el Sur de Chile, paralela a la línea de costa. La topografía abrupta de esta cordillera esta relacionada con la ocurrencia continua de actividad sísmica en la zona de subducción y en el interior del continente como una consecuencia directa de la interacción de dos placas convergentes, la placa Nazca y la Sudamericana (Bernal, 1999). A fin de realizar un mejor análisis de la distribución espacial de los sismos (Figura 1), estos han sido clasificados de acuerdo a la profundidad de sus focos en sismos superficiales ( $h \leq 60$  km.), intermedios ( $60 < h \leq 300$  km.) y profundos ( $h > 300$  km.) (Tavera 2001).

#### **Sismos con foco Superficial ( $h \leq 60$ Km)**

En la Figura 1, se presenta sismos con foco superficial (círculos) y ellos en mayor numero se ubican de Norte a Sur, entre la fosa y la línea de costa, siendo estos posiblemente asociados al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana a profundidades menores a 60 km. En el interior del continente, también existe presencia de sismos superficiales y estos se distribuyen de Norte a Sur, a lo largo de la zona Subandina y en la Alta Cordillera asociados a las deformaciones superficiales con la presencia de importantes sistemas de fallas.

#### **Sismos con foco Intermedio ( $60 < h \leq 300$ km)**

Los sismos con foco intermedio (cuadrados), se distribuyen cerca del litoral costero a partir de los  $8^\circ S$  en dirección Sur y sobre la región Subandina de la parte Norte y Centro del Perú, todos paralelos a la orientación de la Cordillera Andina. En la región Sur, la distribución espacial de sismos es mucho más densa que en las regiones de Norte y Centro y cubren prácticamente todo el Altiplano (Figura 1).

#### **Sismos con foco Profundo ( $h > 300$ km)**

En la Figura 1 se observa que los sismos con foco profundo (triángulos), se

distribuyen mayormente en la parte oriental del Perú concentrado en las proximidades del límite con Brasil siguiendo un alineamiento N-S; mientras

que, en el límite con Bolivia entre 13° y 15° S, los sismos se distribuyen de manera dispersa.

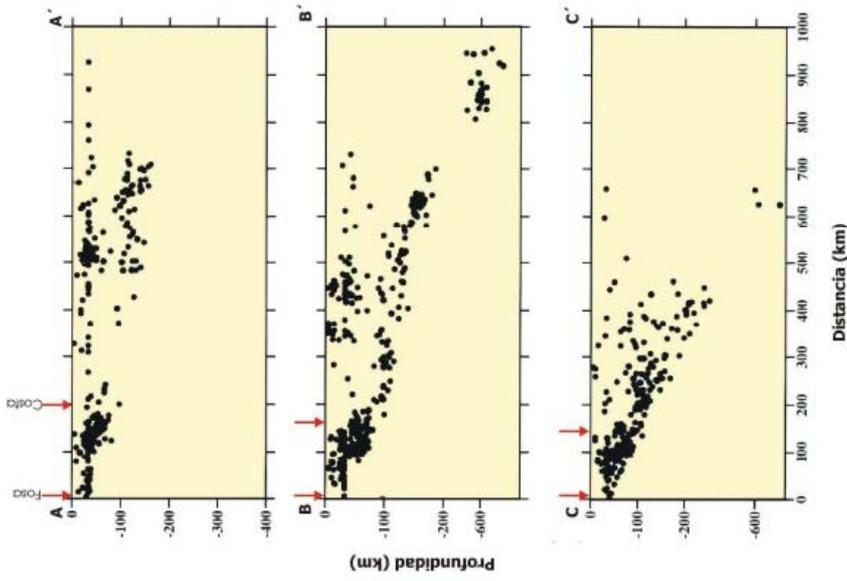


Figura 2. Perfiles de sismicidad para el periodo 1960 – 1995 ( $m_b > 5.0$ ) según las líneas AA', BB' y CC' de la Figura 1.

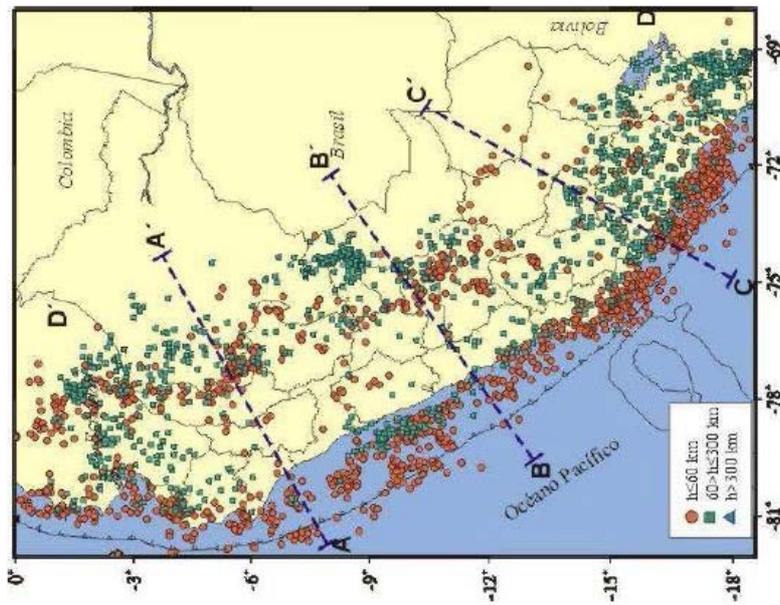


Figura 1. Mapa de distribución espacial de sismos ocurridos en el Perú entre 1960 – 1995,  $m_b > 5.0$  (Catálogo IGP). Sismos superficiales ( $h < 60$  km) círculos, sismos intermedios ( $60 < h < 300$ ) cuadrados y sismos profundos ( $h > 300$ ) triángulos.

A fin de analizar las características de la distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, en la Figura 2 se muestra tres perfiles de sismicidad a lo largo de las líneas indicadas en la Figura 1. En el perfil AA' (Figura 2a) se observa que la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este con focos a menos de 50 Km. en la zona oceánica, aumentando su profundidad hasta 150 km en el interior del continente. En esta figura se observa la ausencia de sismos a la profundidad de 150 km y a distancias entre 200 y 400 km. desde la fosa, la cual puede ser asociada a la presencia de una laguna sísmica. En el perfil BB' (Figura 2b) se observa que la distribución de focos sigue el patrón descrito anteriormente, pero sin la posible laguna sísmica. Para la región Sur del Perú (perfil CC', Figura 2c), la distribución vertical de los hipocentros presenta características diferentes; es decir la profundidad de los sismos aumenta linealmente hacia el Este con una pendiente de 25° a 30° hasta 300 km de profundidad. Los sismos con foco profundo pueden ser identificados en las figuras 2b y 2c, estando todos concentrados a niveles de profundidad de 500 a 700 km. Mayor información sobre las características de la sismicidad en el Perú pueden ser encontrados en Tavera (2001), Bernal (2002), Ccallo (2003).

## PARAMETROS ASOCIADOS AL TAMAÑO DE LOS SISMOS

El tamaño de los sismos puede ser medido en función de la cantidad de energía liberada (Magnitud) y/o mediante el grado de destrucción que ellos causan en superficie (Intensidad). La Magnitud y la Intensidad, son dos medidas diferentes de un sismo, aunque suelen ser frecuentemente confundidas. Según Tavera ( 1999 ), las principales características de estos parámetros son :

### Magnitud

El concepto de magnitud fue introducido en 1935 por Charles Richter para medir el tamaño de los sismos locales y así poder estimar la energía que ellos liberaban a fin de ser comparados con otros sismos. Posteriormente, el uso de esta escala se extendió y fue aplicándose a los diferentes sismos que ocurrían en el mundo.

En general las diferentes escalas de magnitud están en función de un tipo de onda o fase sísmica en particular que pueda identificarse sobre el registro del sismo siendo las más comunes las siguientes:

#### *Magnitud local ( $M_L$ ).*

$$M_L = \text{Log } A(\Delta) - \text{Log } A_0(\Delta)$$

**Magnitud de ondas superficiales (Ms).-**

$$M_s = \text{Log} (A/T) + 1.66 \text{ Log } \Delta + 3.3$$

**Magnitud de ondas de volumen (mb).-**

$$m_b = \text{Log} (A/T) + Q (\Delta, h)$$

**Magnitud de duración (M<sub>D</sub>)**

$$M_D = a + b \text{ Log } t + c \text{ log } T + d \Delta$$

En todas estas ecuaciones, A representa la amplitud máxima; A<sub>0</sub> la amplitud de referencia inicial; T, el periodo; Δ distancia epicentral; Q, la atenuación del medio; h, la profundidad del foco; D, la duración del registro del sismo; a, b y c, constantes que tienen que ser determinadas para cada estación.

**Momento Sísmico**

El momento sísmico es una medida más consistente del tamaño del sismo ya que se basa directamente en la estimación de la energía irradiada por el sismo y hoy en día, es el parámetro más importante. Este parámetro puede ser obtenido a partir de la relación establecida por Aki (1966).

$$M_o = \mu \cdot S \cdot D$$

Donde, μ es el módulo de rigidez, S el área de la falla y D el desplazamiento medio sobre el plano de falla.

**Magnitud Momento (M<sub>w</sub>)**

El momento sísmico a dado lugar a la definición de una nueva escala denominada magnitud energía (Kanamori, 1977),

$$M_w = (2/3) \text{ Log} (M_o) - 6.0$$

Donde, M<sub>o</sub> es el momento sísmico que viene expresado en Nm

**ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DEL Mo PARA SISMOS OCURRIDOS EN PERU (1985 - 2004)**

Durante los últimos años, los sismólogos han preferido el uso del momento sísmico M<sub>o</sub> para cuantificar el tamaño de un sismo, por ser éste uno de los parámetros sísmicos que define con mayor precisión la cantidad de energía sísmica liberada. En este estudio para estimar el M<sub>o</sub> se utiliza la relación propuesta por Thatcher y Hansk (1973), a fin de relacionar el M<sub>o</sub> con la magnitud local:

$$\text{Log } M_o = 1.5 \text{ ML} + 16 \quad (1)$$

Utilizando esta ecuación se procede a calcular el M<sub>o</sub> para sismos con focos superficiales e intermedios ocurridos en Perú entre los años de 1985 al 2004, todos con valores de magnitud ML igual o mayor a 4.0. Los datos provienen del catálogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y son mostrados en las Figuras 3 y

#### A. Cahuari

4. La distribución espacial de estos sismos coincide con lo descrito anteriormente.

Con la base de datos obtenida se procede a realizar un análisis cuantitativo del Mo asociado a sismos ocurridos en Perú durante el periodo 1985-2004 ( $M_L \geq 4.0$ ), según el siguiente procedimiento:

- 1) Se conforma una base de datos con intervalos de 5 años para las regiones Norte, Centro y Sur.
- 2) De la misma manera para intervalos de 1 año para sismos superficiales e intermedios.
- 3) Para cada intervalo y región, se realiza la sumatoria acumulada del Mo.
- 4) Se realizara el análisis del Mo acumulados por región, sea mensual y total.

A fin de evaluar la validez de la ecuación (1) se ha seleccionado 6 sismos para los cuales se conoce el valor de Mo y su magnitud ML y todos ocurridos dentro del periodo de estudio. Para estos sismos, el valor de Mo que obtuvo a partir del análisis espectral y sismogramas sintéticos por Tavera et al, (1990, 1991, 1996 y

2001). Los resultados obtenidos en este estudio son similares a los calculados por el autor antes mencionado, lo cual da fiabilidad al procedimiento seguido.

## CUANTIFICACION DEL Mo

### Momento Sismico por Región

#### *Sismos superficiales*

En la Figura 5, se presenta la distribución acumulativa del Mo para sismos superficiales ocurridos en las regiones Norte Centro y Sur del Perú (intervalos de 5 años). En dicha figura se observa que durante el periodo 1985 -1990, el mayor valor del Mo corresponde a la región Sur con un total de  $Mo=2.01E+25$  dinas.cm. Este valor, es equivalente a la energía liberada por un sismo de magnitud  $M_w=8.2$ . En porcentaje, este fue del 52%; es decir, prácticamente el doble de la energía liberada en las regiones Norte y Centro.

Tabla 1. Estimación del Mo para sismos de mayor magnitud ocurridos en Perú entre 1990 y 2003

Fecha dd/mm/aa	Magnitud (ML)	Magnitud Mw	Mo Nm.	Mo en este estudio Nm.
23-06-2001	6.9	8.2	1.8E+21	2.1E+21
03-04-1999	6.0	6.6	1.2E+19	3.9E+19
12-11-1996	6.4	7.7	4.4E+20	3.8E+20
18-04-1993	5.6	6.4	4.2E+18	4.7E+18
04-04-1991	5.5	6.3	2.0E+18	1.7E+18
30-05-1990	5.6	6.2	5.0E+18	4.7E+18

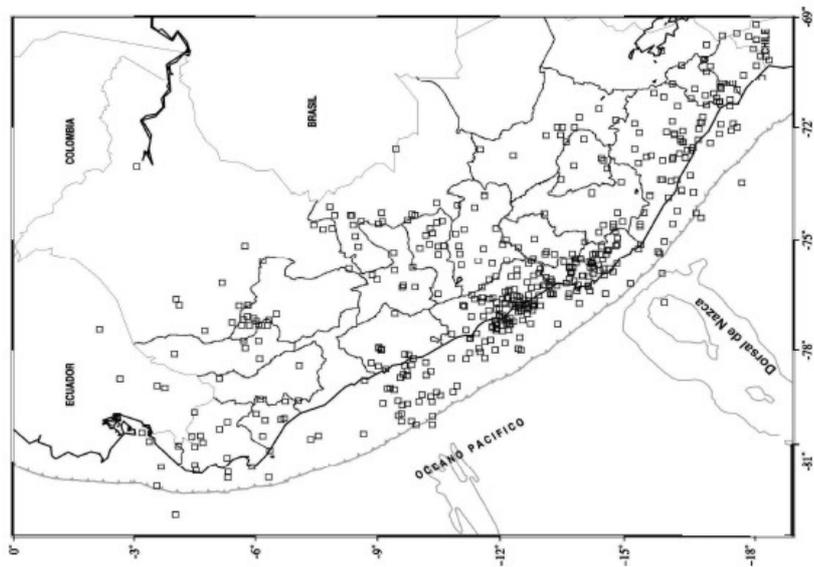


Figura 4. Mapa de distribución espacial de sismos ocurridos en Perú entre 1985 al 2004,  $ML > 4.0$  (catálogo del IGP). Los cuadrados representan a sismos con foco intermedio ( $60 < h < 350$ )

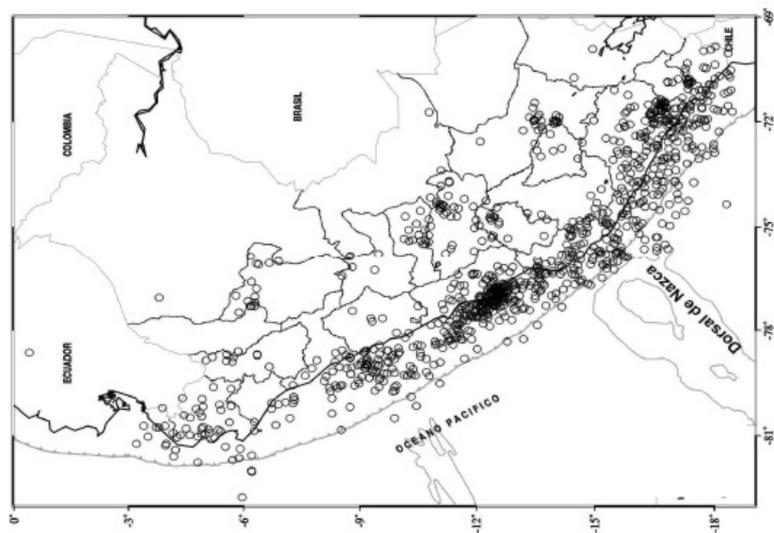


Figura 3. Mapa de distribución espacial de sismos ocurridos en Perú entre 1985 al 2004,  $ML > 4.0$  (Catálogo IGP). Los círculos representan a sismos con foco Superficial ( $0 < h < 60$  km)



ha producido mayor liberación de energía sísmica y altos valores de Mo. Durante este periodo, sobresale el sismo ocurrido del 23 de junio del 2001 con una magnitud de 8.2 Mw y  $Mo=2.1E+21Nm$ . Las características sismotectónicas del sismo del 23 de junio 2001 pueden ser consultadas en Tavera (2001). Por la ocurrencia continua de sismos de magnitud elevada  $Mw \geq 6.0$ , sobresalen los años de 1994, 2003 y 2004.

**Sismos Intermedios**

En la Figura 8 se presenta el momento sísmico acumulado mes a mes para el periodo comprendido entre los años 1985 a 2004, todos para sismos con foco intermedio. En dicha figura se observa que durante los meses de Abril de 1986, Abril de 1991, Julio de 1992, Octubre de 1997 y Abril de 1998, se han producidos sismos de

mayor magnitud con lo consecuente liberaron gran cantidad de energía y altos valores de Mo. En todos los casos, en cada mes, debido a la ocurrencia continua de sismos de magnitud elevada ( $Mw \geq 6.0$ ) sobresalen los años de 1987, 1995 y 2001.

**Momento Sísmico Anual**

En la Figura 9, se presenta la distribución anual del Mo para el periodo de 1985 a 2004. Para sismos con foco superficial, el mayor valor del Mo corresponde al año 2001 debida a la ocurrencia del sismo del 23 Junio en la región sur del Perú (8.2 Mw). Este Mo corresponde al 63 % del total obtenido para todos los sismos ocurridos durante este periodo. El Mo total es  $3.02E+26$  dinas.cm equivale a un sismo de magnitud 9.0 Mw algo mayor al correspondiente al sismo del 23 junio.

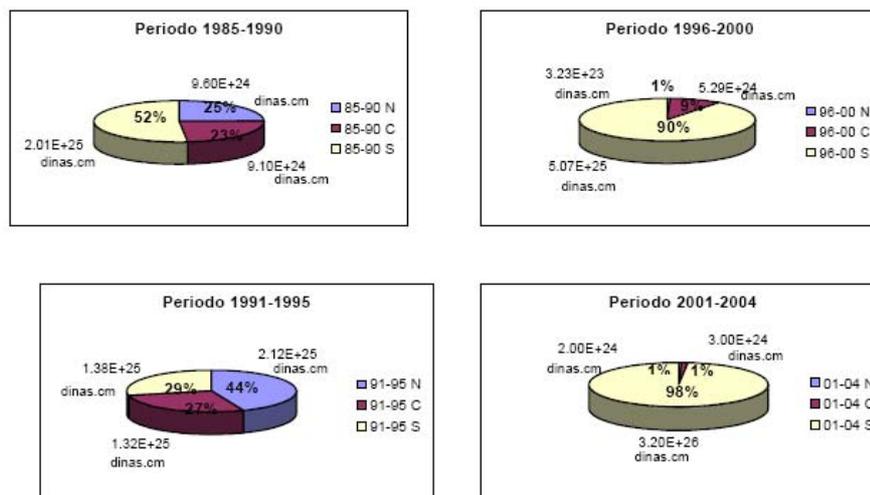


Figura 5 Momento sísmico acumulado para periodos de 5 años correspondientes a sismos de foco superficial ocurridos en las regiones norte (N), Centro (C) y Sur (S) del Perú.

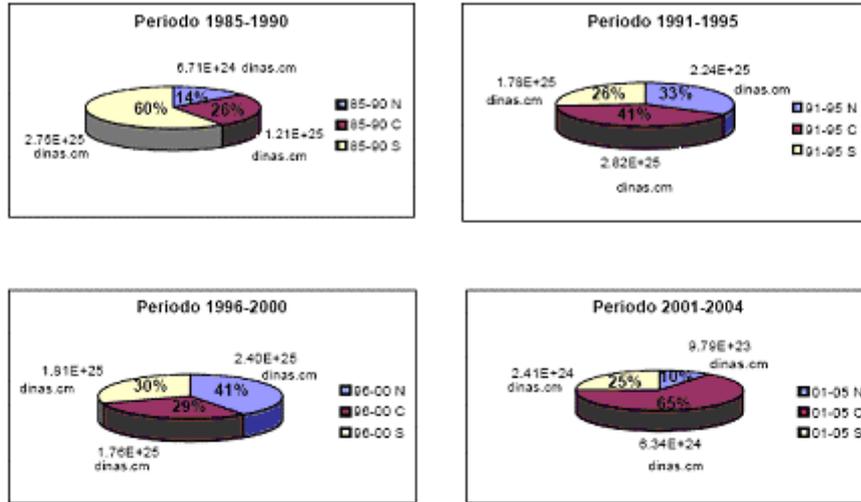


Figura 6. Momento sísmico acumulado para periodos de 5 años correspondientes a sismos de foco intermedio ocurridos en las regiones Norte (N), Centro (C) y Sur (S) del Perú.

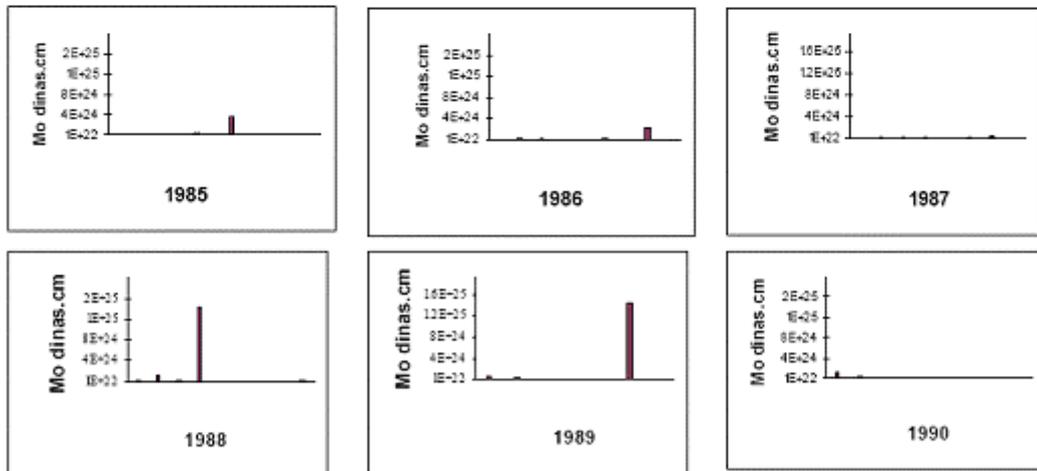


Figura 7. Momento sísmico ( $M_o$ ) acumulado por mes correspondiente a sismos con foco superficial ocurridos en Perú entre 1985 y 2004.

Análisis estadístico del Mo a partir de la Magnitud local (ML)

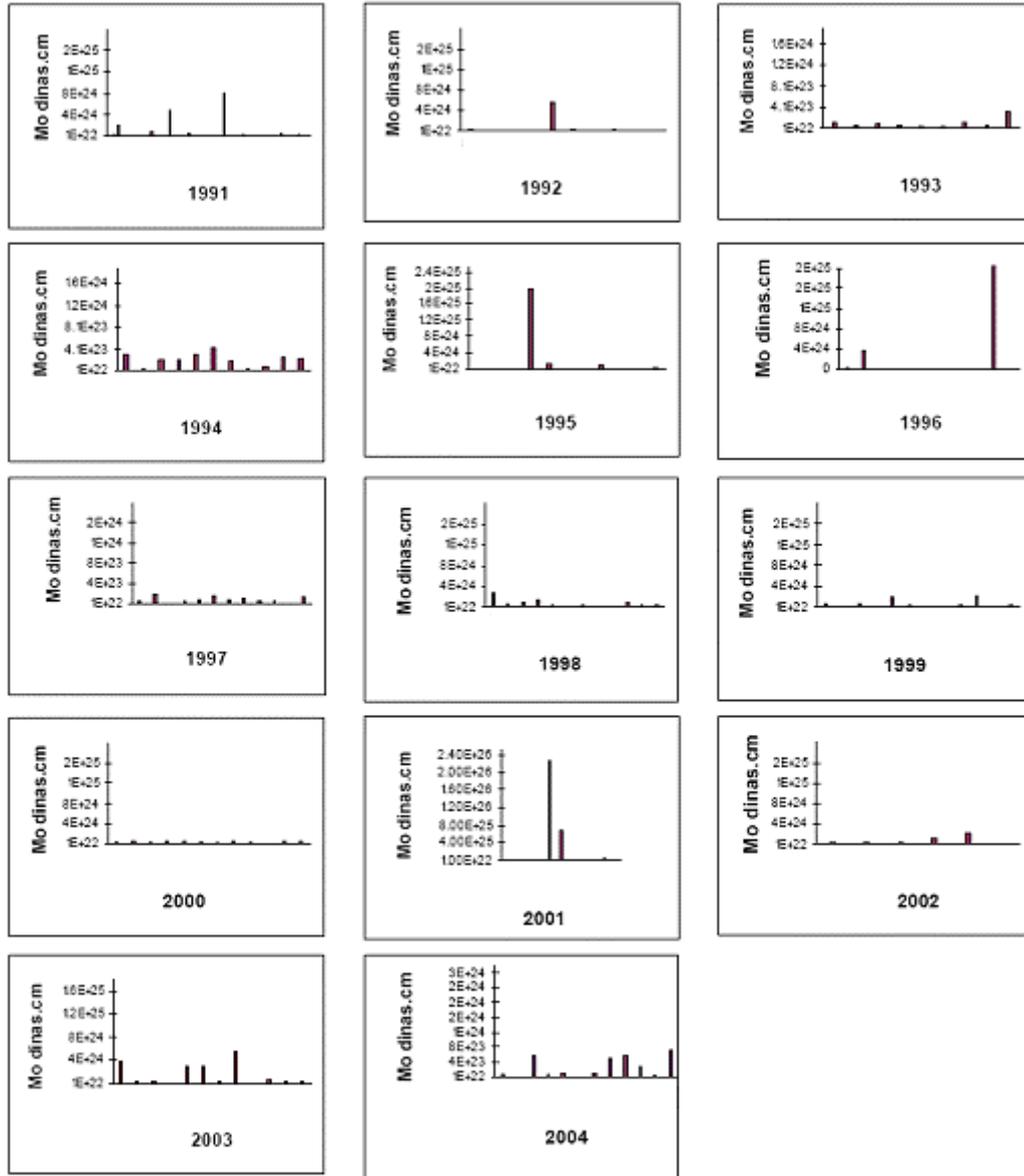


Figura 7... Continuación.

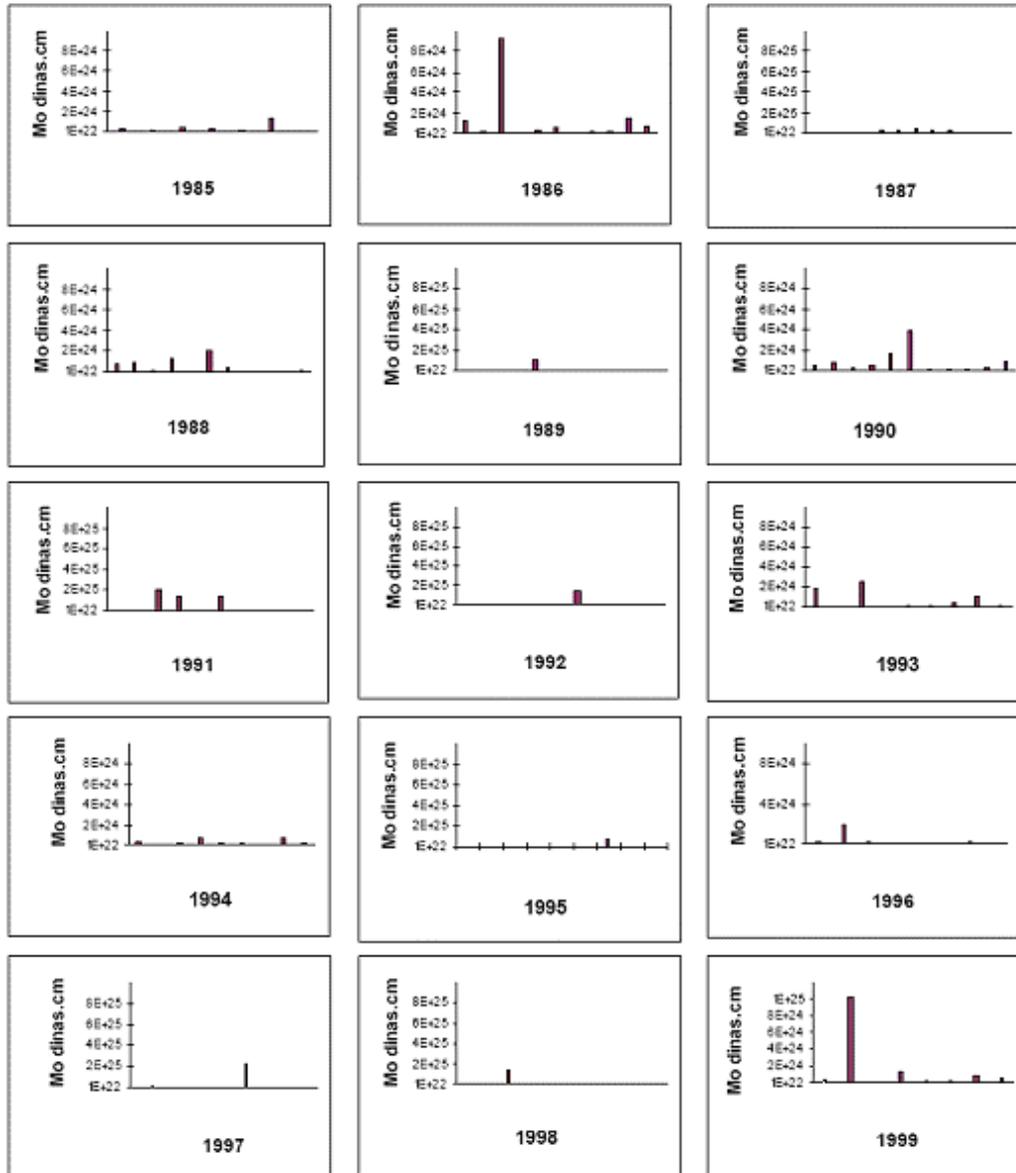


Figura 8. Momento sísmico ( $M_o$ ) acumulado por mes correspondiente a sismos con focos intermedios ocurridos en Perú entre 1985 y 2004.

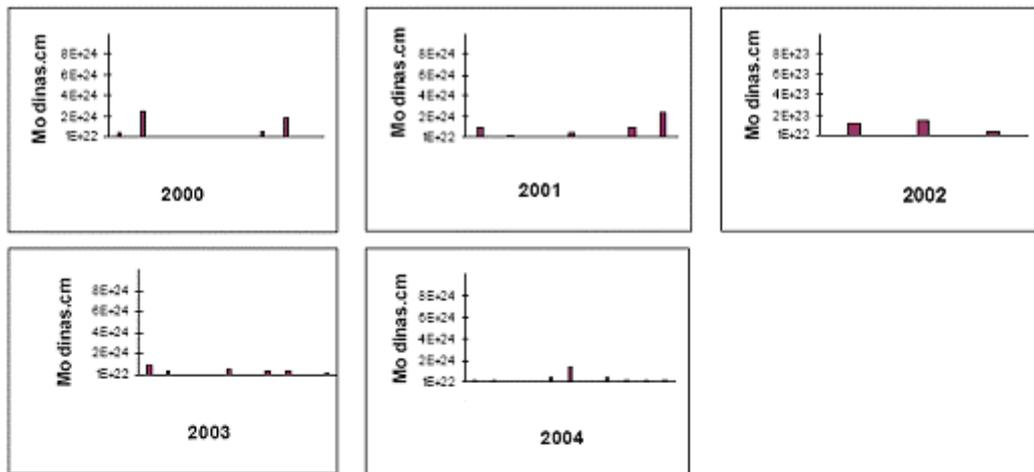


Figura 8. ... Continuación.

Así mismo, en el año de 1996 el Mo acumulado es de  $4.41E+25$  dinas.cm y corresponde al sismo del Noviembre del 1996. Para los demás años, el Mo está en menor porcentaje comparados con los años el porcentaje del Mo es menor.

Para sismos con foco intermedio, el valor máximo de Mo corresponde al año de 1991 con un total de  $5.0E+25$  dinas.cm y que corresponde al 22% del total obtenido y equivale a un sismo de magnitud 8.5 Mw. Para los demás años, el Mo es menor comparado con el año 1991.

### CONCLUSIONES

El análisis del momento sísmico Mo correspondiente a sismos ocurridos en Perú entre 1985-2004 nos han permitido llegar a las siguientes conclusiones:

-El Mo puede ser estimado a partir de los valores de magnitud uno de los parámetros que permite tener mayor confiabilidad del tamaño del sismo y la cantidad de energía liberada es mediante el cálculo del Mo obtenido para los sismos siempre y cuando se cuantifiquen valores con gran cantidad de datos. En este estudio la cuantificación del Mo en diferentes periodos y niveles de profundidad asociados a sismos ocurridos en Perú, ha permitido identificar las regiones donde se ha producido la mayor liberación de energía.

-Para sismos con foco superficial, el mayor valor de Mo corresponde a la región Sur, con valores máximos de  $Mo = 3.2E+26$  dinas.cm, que equivale a un sismo de magnitud 9 Mw esta cantidad del Mo corresponde al 98% del total obtenido para la región Sur. Para sismos con foco intermedio, el mayor Mo es para la región Centro con un valor máximo de  $Mo =$



from the G wave spectrum. Bull. Earthquake Res. Inst, Tokyo Univ., vol. 44, pp. 73-88.

Aki, K. (1979). Quantitative Seismology. Theory and Methods, Volume 1. Massachusetts Institute of technology.

Bernal, I. (2002). Aproximación aun modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y evaluación de la energía sísmica liberada. Tesis de grado. Universidad nacional de San Agustín, Págs. 110-113

Ccallo, F. ( 2003 ). La magnitud de sismos locales y regionales ocurridos en Perú a partir de la onda Lg y la duración de su registro. Tesis de grado. Universidad Nacional de San Agustín, Pgs.30-35

Kanamori, H. (1977), The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, vol. 82, pp. 1981-1987.

Thatcher, W. y Hanks, ( 1973). Source parameters of southern California earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, 78, 8547-8576.

Tavera, H., y Buforn, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica del Perú. *Departamento de Geofísica. Universidad Complutense de Madrid. No 10. Pgs. 187-219.*

Tavera, H., Buforn, E., Bernal, I, Antayhua, Y. y Vilcapoma, L. (2001). The Arequipa (Perú) earthquake of June 23,2001. *Journal of Seismology*.

Udias, A. y Mezcua, J. (1997). Fundamentos de Sismología. *Editorial Alhambra. Madrid.*

Web del Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología del Instituto Geofísico del Perú:

[http://khatati.igp.gob.pe/cns/ie\\_main.htm](http://khatati.igp.gob.pe/cns/ie_main.htm)

**CÁLCULO DE LA MAGNITUD LOCAL (ML) A PARTIR DE REGISTROS DE  
ACELERACIÓN: Aplicación a sismos ocurridos en Perú**

**Angélica Cahuari y Hernando Tavera**

Dirección de Sismología – CNDG  
Instituto Geofísico del Perú  
[hjtavera@geo.igp.gob.pe](mailto:hjtavera@geo.igp.gob.pe)

Enviado al Boletín de la Sociedad Geológica del Perú: Noviembre de 2006 (en imprenta).

## **RESUMEN**

En el presente estudio se propone una metodología práctica y rápida para estimar la magnitud local (ML) de sismos ocurridos a cortas distancias y registrados por las estaciones acelerográficas que integran la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Los registros de aceleración fueron corregidos por su respuesta instrumental y luego usando la técnica de deconvolución y convolución, se ha simulado sus registros para un sismógrafo del tipo Wood-Anderson a fin de determinar la magnitud ML aplicando la relación propuesta por Richter (1935). Para corregir la función de atenuación (-LogAo) se ha evaluado las tablas propuestas por Richter (1935), Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987) y Espinoza (1989). Se ha utilizado una base de datos 85 sismos ocurridos en Perú entre los años 2003 y 2006, todos registrados por los acelerómetros ubicados en la localidad de Ñaña (NNA) y en el local del CISMID (CIS). Los resultados obtenidos para ML utilizando registros de aceleración y los métodos de Richter (1935) y Jennings y Kanamori (1983) muestran total similitud con los valores de magnitud ML(d) reportados por el Instituto Geofísico del Perú.

## **INTRODUCCION**

Los sismos son el resultado de un proceso complejo que depende del mecanismo de ruptura, de las dimensiones de la falla y de la geometría de la misma. Debido a que estos procesos aún no son conocidos en detalle, es necesario caracterizar de manera aproximada los movimientos que ellos producen con variables simples, principalmente al evaluar su relación con las estructuras y con las obras de ingeniería. En general, cuando ocurre un sismo se procede a calcular sus parámetros hipocentrales (latitud, longitud, profundidad), la distancia epicentro-estación y su magnitud en cualquiera de las escalas ya conocidas (ML, mb, Ms, Mw). De estas escalas, la denominada magnitud local (ML) fue introducida por Richter (1935) y tiene mayor importancia para los estudios de ingeniería en razón que es obtenida usando información con contenido de altas frecuencias. La magnitud ML se obtiene a partir de la máxima amplitud de la señal sísmica leída en el registro proveniente de un sismógrafo de tipo Wood-Anderson (WA)

con un registro fotográfico que alcanza una amplificación de 2800 veces para un periodo natural de 0.8 s. Estos sismógrafos son sensibles a las altas frecuencias; por lo tanto, registran sismos que ocurren a distancias regionales, de ahí que su rango de frecuencias sean consideradas dentro del campo cercano. Magnitudes determinadas a distancias telesísmicas como la  $m_b$  y la  $M_s$ , proporcionan la magnitud de un sismo en el campo lejano. En resumen, para calcular la magnitud  $M_L$  es necesario contar con registros sísmicos del tipo WA; por lo tanto, los registros de un sismo obtenido con cualquier otro instrumento, incluyendo los acelerógrafos, deben ser convertidos para luego calcular  $M_L$  usando la relación propuesta por Richter (1935).

Para el monitoreo y registro de los eventos sísmicos que ocurren en el Perú, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) mantiene operativa una Red Sísmica Nacional (RSN), compuesta por 15 estaciones de banda ancha, 18 de periodo corto y 13 acelerógrafos (Figura 1), estos últimos con sensibilidades de 0.1 a 2g. Otras instituciones afines al campo de la ingeniería sísmica como el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) y la Universidad Católica del Perú (UCP), mantienen operativas en el país 17 y 2 acelerógrafos respectivamente. Del total de acelerógrafos de la RSN, 10 se encuentran funcionando en la ciudad de Lima los cuales permitirían en futuros proyectos realizar la microzonificación de dicha ciudad (Figura 1). En general, los acelerogramas son útiles en el campo de la ingeniería sísmica ya que permiten conocer la amplificación sísmica del suelo a ser considerada en las normas de diseño sismorresistente. De ahí la importancia de determinar la magnitud  $M_L$  usando el mismo tipo de información como una manera rápida de conocer el tamaño de los sismos, tal como lo vienen haciendo diversos institutos sismológicos como los de Venezuela y Colombia. En estas condiciones, para el Perú surge la necesidad de disponer de metodologías para estimar  $M_L$  utilizando registros de aceleración.

En este estudio, se propone un procedimiento práctico y rápido para estimar la magnitud  $M_L$  a partir de registros de aceleración usando la técnica de deconvolución y convolución de señales sísmicas. Para tal fin se ha elaborado un algoritmo en lenguaje Pascal para ser aplicado a un total de 85 sismos ocurridos en Perú durante el periodo comprendido entre los años 2003 y 2006, y registrados por los acelerógrafos de Ñaña (NNA) y CISMID (CIS).

## LA MAGNITUD LOCAL

La necesidad de conocer el tamaño de los sismos a partir de datos obtenidos a distancias cortas e intermedias de la fuente, ha permitido a muchos autores proponer diferentes técnicas y metodologías para el cálculo de ML utilizando registros de velocidad y aceleración. Por ejemplo, Jennings y Kanamori (1983) propusieron determinar ML a partir de los registros de aceleración utilizando el método de la deconvolución de señales para simular registros para un sismógrafo del tipo WA. Estos autores aplicaron el método a 14 registros de aceleración correspondientes al sismo de San Fernando de 1971 y obtuvieron una magnitud local promedio de 6.3 ML, que estaría de acuerdo con el valor obtenido previamente usando registros directamente obtenidos de una estación WA (6.34 ML). Las pequeñas diferencias observadas en los valores de ML fueron explicados por los autores como debidos a las limitaciones del rango dinámico de los instrumentos WA, siendo estas superadas con el uso de registros de aceleración. Sin embargo, encontraron problemas adicionales en la evaluación de ML en su forma original, ya que al considerar registros de aceleración a distancias cercanas a la fuente, los valores de la atenuación incluidos la función  $-\text{Log } A_0$  (amplitud en función de la distancia epicentral), disminuían en  $-1/4$  de unidad cerca de los 20km, y aumentaba en  $+1/4$  de unidad cerca de los 50 a 60km; debido a esto, los autores propusieron una corrección a las tablas de atenuación dados por Richter (1935), las mismas que se presentan en la Tabla 1.

Tal como propuso Richter para el cálculo de ML, Espinosa (1989) describió un procedimiento simplificado que considera las máximas amplitudes de la señal sísmica directamente expresada en unidades de aceleración; es decir, sin la necesidad de convertirlos a registros de tipo WA. Para tal fin, Espinosa (1989) propone nuevos valores para la atenuación de la aceleración y en general, estos resultan siendo menores a los valores originales dados por Richter (1935), tal como se muestra en la Tabla 1. Espinosa (1989) aplicó la metodología desarrollada a 54 registros de aceleración obtenidos para el sismo del Imperial Valley del 15 de Octubre de 1979 obteniendo un valor promedio para la magnitud ML de 6.66, cercano a la magnitud de 6.6 ML reportado por el Observatorio de Pasadena para el mismo sismo.

Posteriormente, Hutton y Boore (1987) proponen que ML puede ser obtenido a partir de la aceleración del suelo considerando la técnica de deconvolución, pero sugieren que las diferencias observadas por Jennings y Kanamori (1983) pueden ser corregidas al considerarse la distancia hipocentral. Entonces, la función de atenuación puede ser obtenido directamente a partir de la siguiente relación:  **$-\text{Log } A_0 = 1.110 \log(r/100) + 0.00189(r - 100) + 3.0$** , donde *r* es la distancia hipocentral. El método propuesto fue aplicado a un total de 972 sismos ocurridos en California obteniéndose resultados similares con los valores de magnitud expresados en la misma escala, pero obtenidos directamente de los registros de tipo WA.

En general, los autores antes indicados han utilizado dos procedimientos para el cálculo de ML, el primero usando las amplitudes máximas del registro del sismo en función de la aceleración (Espinoza, 1989) y el segundo, considerando la técnica de deconvolución de señales sísmicas (Jennings y Kanamori, 1983; Hutton y Boore, 1987). En ambos casos, las diferencias observadas entre las magnitudes ML obtenidas directamente de registros tipo WA en comparación con las propuestas por los autores antes indicados, han venido siendo corregidas en función de  $-\log A_0$  que define la atenuación de la señal en función de la distancia epicentro-estación o hipocentro-estación.

## **METODOLOGÍA**

A fin de calcular la magnitud ML usando registros de aceleración se ha desarrollado una metodología de procesamiento de la señal sísmica que considera las técnicas de deconvolución y convolución de señales para simular registros de periodo corto en unidades de desplazamiento, típicos de los obtenidos con sismógrafos WA. El procedimiento seguido considera el uso de registros de aceleración en sus componentes horizontales que son corregidos por su respuesta instrumental para luego realizar, sobre la señal, una doble integración para disponer de registros en desplazamiento y luego mediante la técnica de convolución simular los registros como si hubieran sido registrados por un sismógrafo del tipo WA. Convertido el registro, se procede a leer su amplitud máxima y los tiempos de llegada de las ondas P y S a fin de determinar la distancia epicentral. El cálculo de ML se realiza haciendo uso de la metodología de

Richter (1935), Jennings y Kanamori (1983), y Hutton y Boore (1987). Del mismo modo, se hace uso del método de Espinoza (1989) para calcular ML a partir del valor de aceleración máxima leída inicialmente.

La metodología descrita ha sido integrada en un programa construido en lenguaje Pascal y aplicado a un total de 85 sismos registrados por las estaciones acelerográficas de NNA y CIS. Los resultados obtenidos son comparados con las magnitudes ML(d) (magnitud local en función de la duración del registro) reportadas por el IGP y otras agencias como el National Earthquake Information Center (NEIC).

## **APLICACIÓN A SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ**

En este estudio se utiliza una base de datos que considera 85 sismos registrados en dos estaciones acelerométricas ubicadas en Lima, una en la localidad de Ñaña (NNA) y la otra en el local del CISMID (CIS). Los sismos corresponden al periodo 2003 a 2006 y sus parámetros hipocentrales (latitud, longitud, y profundidad) son presentados en la Tabla 2 y en la Figura 2.

Siguiendo los métodos descritos anteriormente, para el total de sismos con registro en aceleración se ha simulado sus equivalentes para un sismógrafo de tipo WA y algunos ejemplos de los resultados obtenidos se muestran en la Figura 3. Del mismo modo, en la Tabla 2 se presenta el resumen de sus valores de magnitud ML obtenidos haciendo uso de los métodos propuestos por Richter (1935\_MLR), Jennings y Kanamori (1983\_MLJ), Hutton y Boore (1983\_MLH) y Espinoza (1989\_MLE), en comparación con los valores de magnitud reportados por el IGP (ML(d)) y NEIC (mb). En la Tabla 2, se observa que los valores de ML obtenidos con los métodos de MLR y MLJ presentan entre ellos diferencias menores a 0.3 unidades de magnitud, siendo a la vez similares con los valores reportados por el IGP y el NEIC. Las mayores diferencias en los valores de ML se observan cuando se incluye en la comparación los valores obtenidos con el método de Espinoza (1989), y en este caso, los valores de ML resultarían sobre-estimados con diferencias del orden de 1.5 unidades de magnitud. Diferencias del orden de 0.5 unidades se observa cuando se compara los valores de ML con los obtenidos siguiendo el método de MLH. Estos resultados pueden ser mejor visualizados en la Figura 4, todos

expresados en función de la distancia epicentral y diferenciados por símbolos de acuerdo al método usado para el cálculo de ML.

A fin de evaluar los valores de ML obtenidos con los métodos antes indicados, en la Figura 5 se muestra las correlaciones obtenidas con los valores de magnitud ML(d) obtenidos por el IGP haciendo uso de las ecuaciones descritas por Ccallo y Tavera (2002). En dicha Figura se observa que existe mayor similitud en los valores de ML obtenidos con los métodos de MLR y MLJ con rangos que va desde  $3.0 < ML < 6.0$ ; mientras que, la dispersión es mayor cuando se considera MLH y MLE con rangos de  $3.5 < ML < 6.2$  y  $4.0 < ML < 6.8$  respectivamente. Aunque, no se han realizado comparaciones con la magnitud “mb” reportada por el NEIC, en la Tabla 2 se observa que las diferencias en los valores de magnitud son pequeñas y cercanas a las obtenidas en este estudio y con las reportadas por el IGP.

## DISCUSIÓN

En la actualidad son muchos los métodos usados para el cálculo de la magnitud de los sismos, siendo de mayor aceptación el uso de registros sísmicos obtenidos a distancias regionales y telesísmicas con las cuales se estima las magnitudes mb, Ms y Mw. Para distancias cortas, son muchos los estudios en los cuales se hace uso de las técnicas de convolución de señales para simular registros WA y así calcular la magnitud ML aplicando la metodología propuesta por Richter en los años 50. De estos, los que utilizan registros de aceleración sustentan su validez al mayor rango dinámico de los acelerómetros en comparación con los sismómetros WA. Las diferencias observadas en los valores de ML obtenidos haciendo uso registros del tipo WA y de aceleración, permitieron a autores como Jennings y Kanamori (1983), Espinosa (1989) y Hutton y Boore (1987) realizar correcciones en las ecuaciones de atenuación expresadas en función de  $-\log A_0$ , considerando básicamente la distancia epicentral o hipocentral. Las modificaciones propuestas en dichas ecuaciones permitieron construirse tablas de valores de atenuación que fueron probadas con cada método y así lograr obtener valores óptimos para ML.

En general, los resultados propuestos por Richter (1935), Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987) y Espinosa (1989) han demostrado ser válidos

únicamente para las regiones cuyos datos sísmicos fueron utilizados en su aplicación no pudiéndose extender a otras regiones. En todos los métodos el parámetro más inestable resulta ser el término  $-\log A_0$ , siendo el procedimiento válido para su estimación conocer las aceleraciones producidas por un sismo en un gran número de acelerógrafos distribuidos a diversas distancias. Sin embargo, en países como el Perú que no dispone de una gran red de acelerógrafos, frecuentemente se procede a evaluar la información existente y de ella se considera la que mejor resuelve o brinda estabilidad el cálculo de la magnitud ML.

De acuerdo a la metodología desarrollada y a los resultados obtenidos en este estudio, para sismos ocurridos en Perú y registrados por acelerómetros (NNA y CIS), los métodos de Richter (1935) y Jennings y Kanamori (1983) permiten calcular valores óptimos para la magnitud ML en relación a los propuestos por Hutton y Boore (1987) y Espinoza (1989). Por lo tanto, la magnitud ML puede ser correctamente estimada teniendo como alternativa el uso de registros de aceleración. Debe entenderse que en estudios de ingeniería en los cuales se hace uso de este tipo de registros, es de importancia conocer la magnitud de los sismos que probablemente no son registrados adecuadamente por las redes locales o regionales y en este caso, la metodología utilizada en este estudio resulta ser una buena opción en el cálculo de ML.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- ANDERSON, J. A. Y WOOD, H. O. (1925). Description and Theory of the Torsion Seismometer. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol15, pp 1-72.
- BOLT, B. (1989). Estimación de los movimientos fuertes del suelo. Física de la Tierra, N°1, pp 11-50. Edit. Univ. Com. Madrid, 1989.
- CCALLO, F. y TAVERA, H. (2002). La magnitud de sismos locales y regionales ocurridos en Perú a partir de la onda LG y duración de sus registros. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, V.94, 61-69.
- ESPINOSA, A. F. (1989): Determinación de la magnitud local a partir de acelerogramas de movimientos fuertes del suelo, Física de la tierra, num. 1. 105-129 Ed. Univ. Comp. Madrid.
- HUTTON, L. K. & BOORE, M. (1987): The  $M_L$  scale in Southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol1 77, pp. 2074-2094.

JENNINGS, P. C. Y H. KANAMORI. (1983). Effect of distance on local magnitudes from strong- motion records. *Bull. Seism. Soc.Am.*, Vol 73, pp 265-280.

RICHTER, C. (1935): An instrumental earthquake magnitude scale, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Voll 25, pp.1-32.

### **Lista de Figuras**

Figura 1: Estaciones acelerográficas que integran la RSN (IGP, CISMID y UCP) que operan en Lima Metropolitana.

Figura 2: Distribución espacial de los sismos utilizados en el presente estudio, periodo 2003-2006.

Figura 3: Ejemplos de registros de aceleración convertidos a registros de tipo WA.

Figura 4: Distribución de los valores de ML obtenidos en este estudio en función de sus distancias epicentrales. Cada símbolo representa el método utilizado para estimar la magnitud.

Figura 5: Relaciones de las magnitudes ML obtenidas en este estudio con las ML(d) reportadas por el IGP para los sismos utilizados en este estudio.

### **Lista de Tablas**

Tabla 1: Valores de atenuaciones propuestas por Richter (1935), Jennings y Kanamori (1983) y Espinosa (1989) en función de la distancia epicentro-estación.

Tabla 2: Parámetros hipocentrales de los sismos utilizados en este estudio y resumen de los valores de magnitud local (ML) obtenidos en este estudio aplicando los métodos propuestos por Richter (1935), Jennings y Kanamori (1983), Hutton y Boore (1987) y Espinosa (1989).

Figura 1

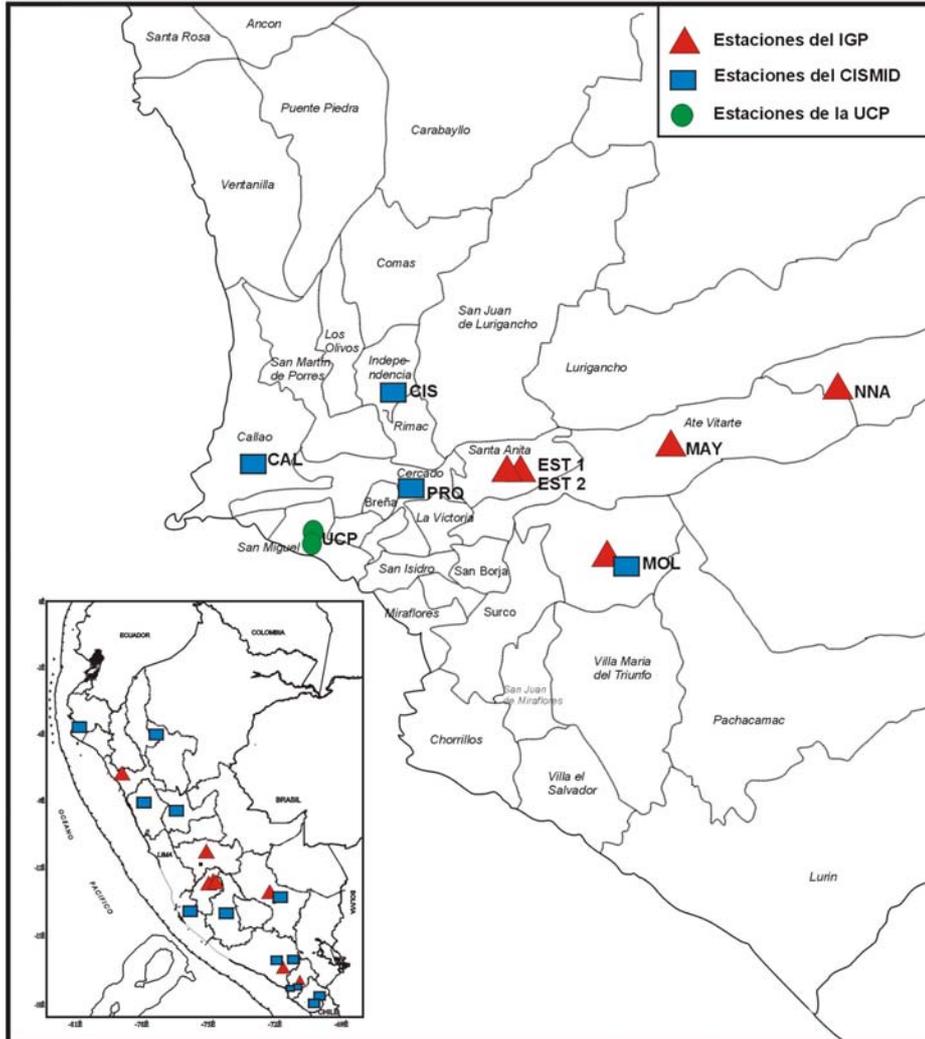


Figura 2

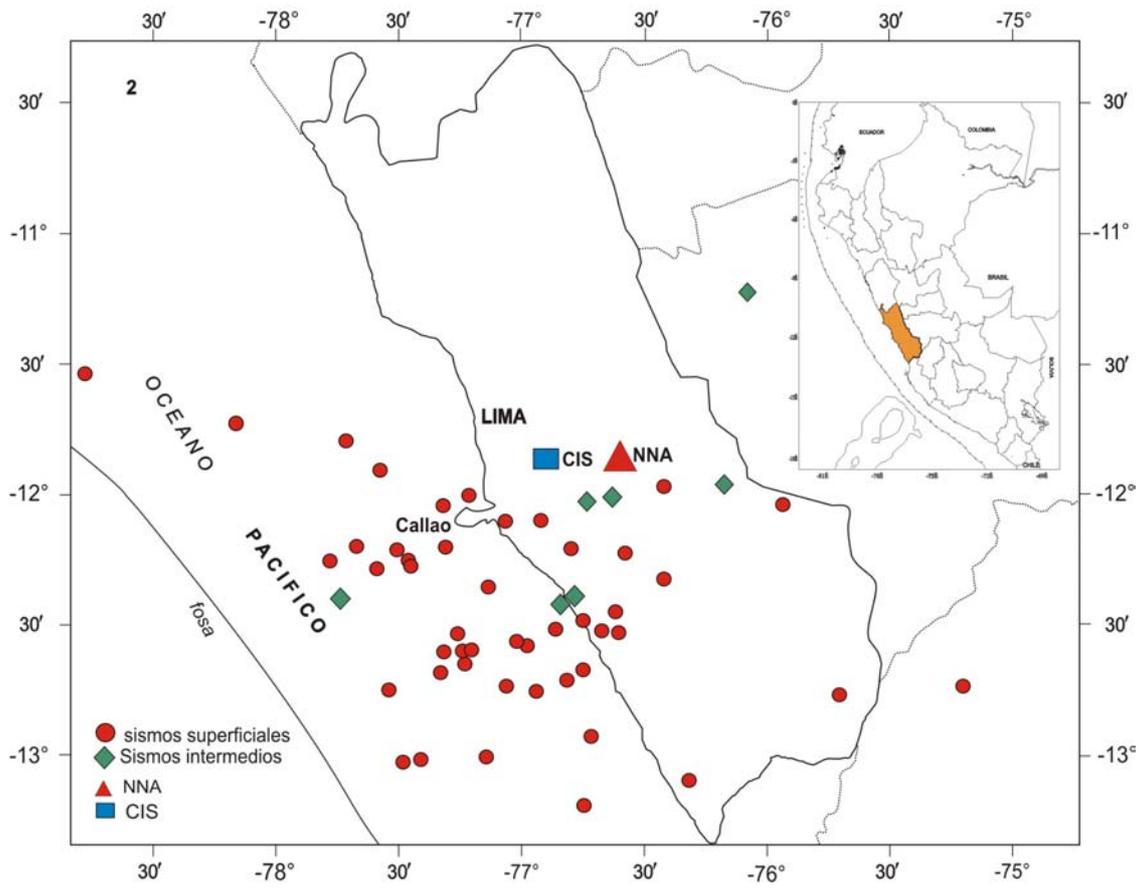


Figura 3

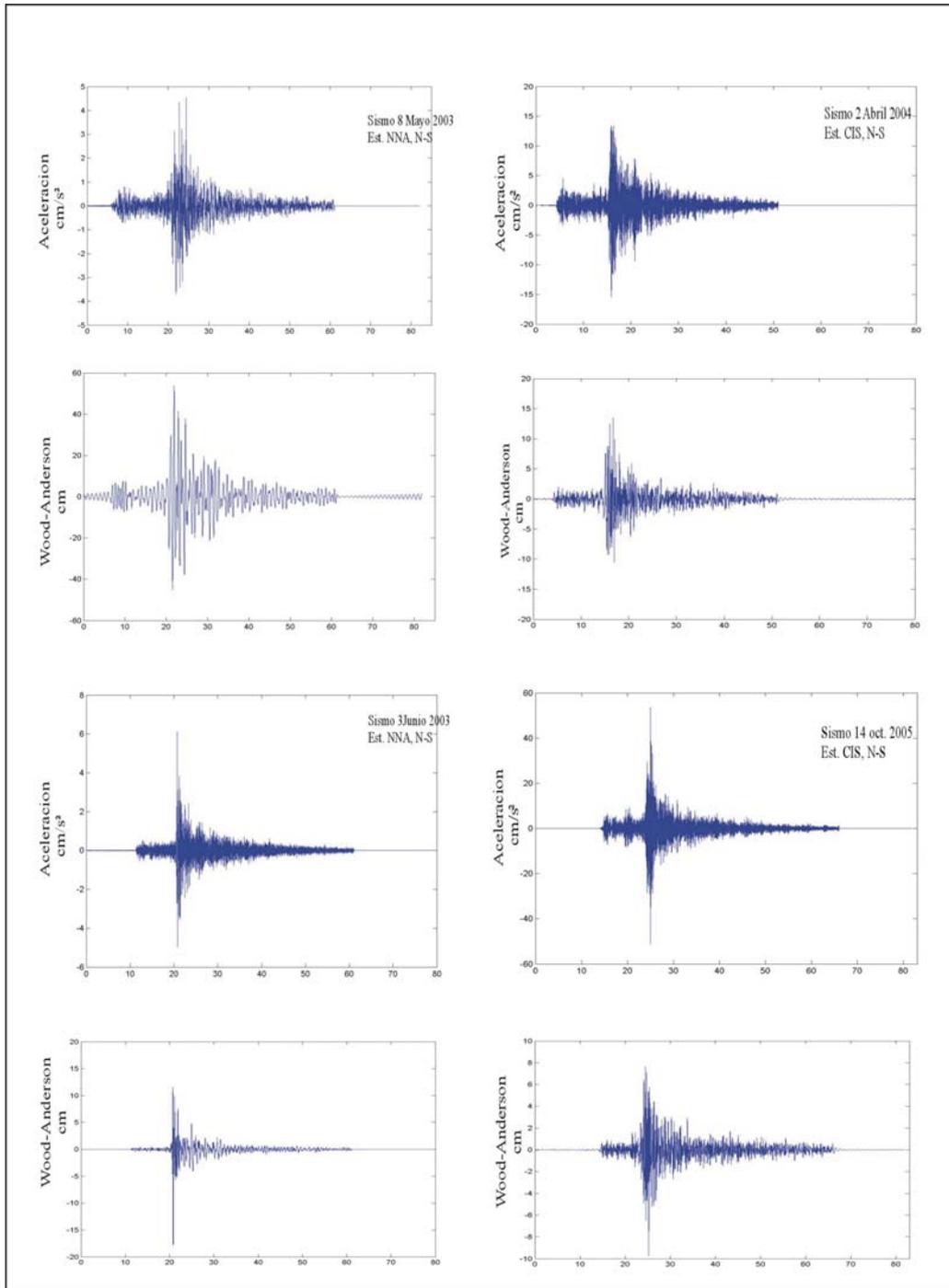


Figura 4

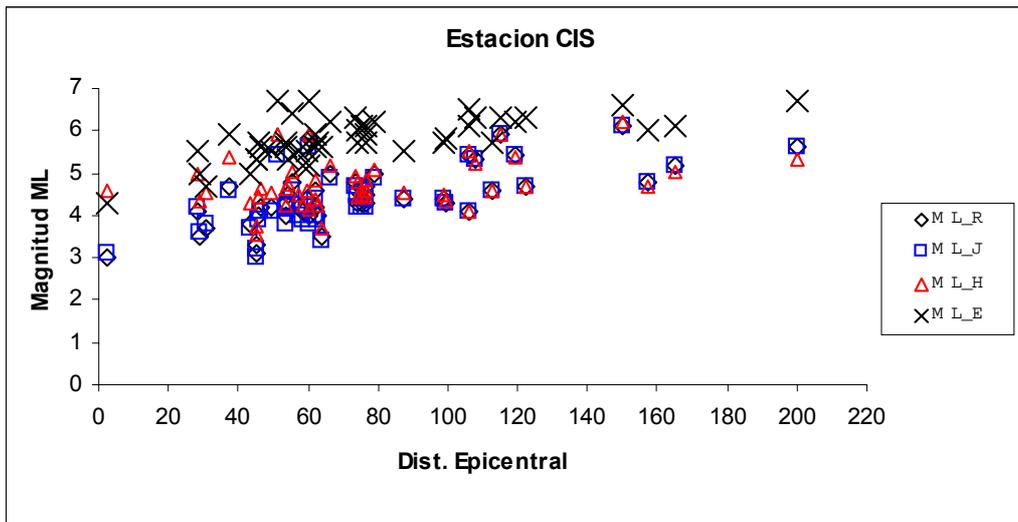
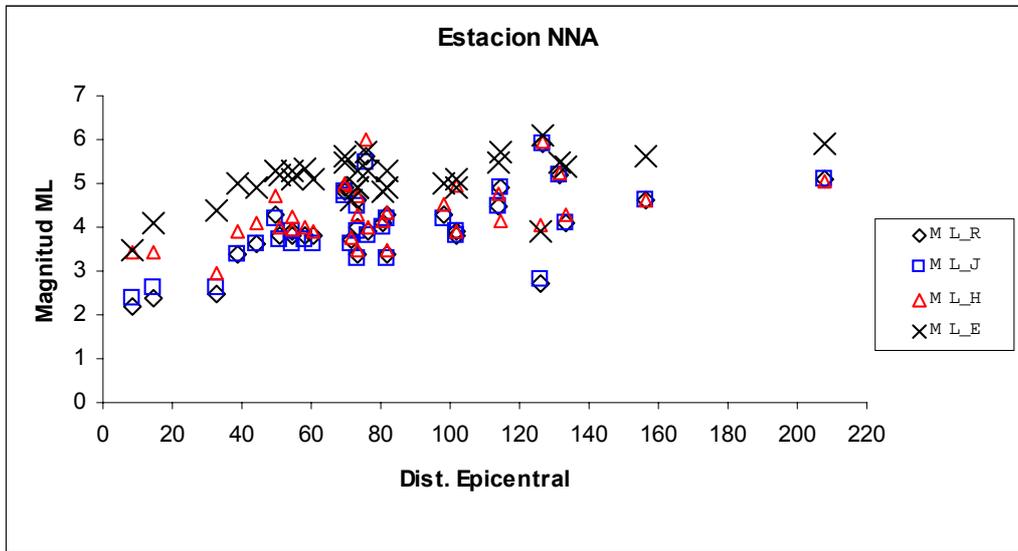
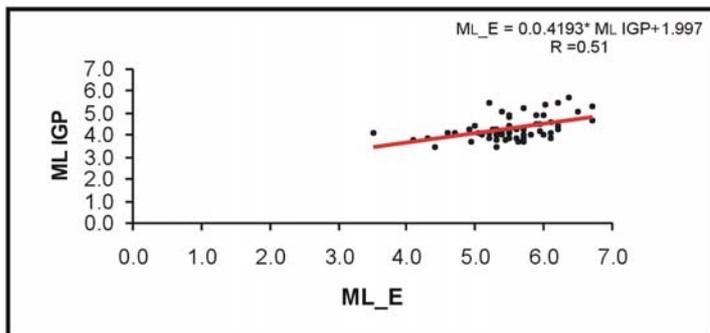
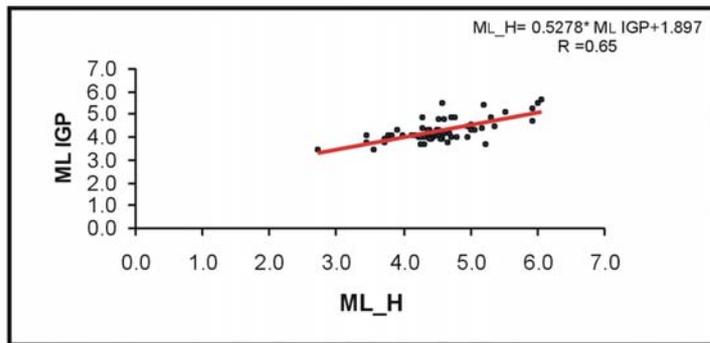
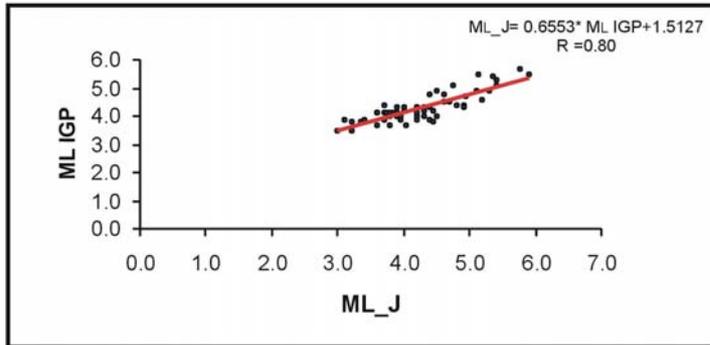
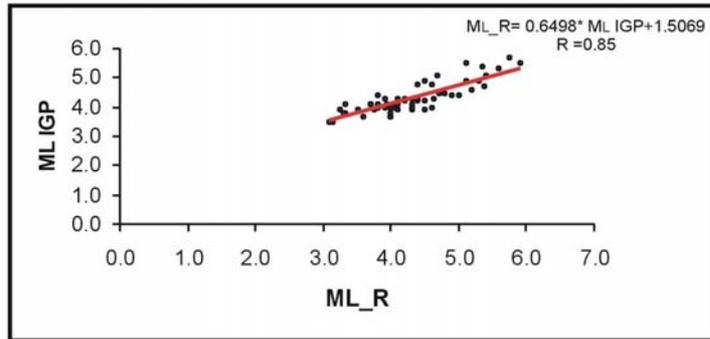


Figura 5



## **Tabla 1**

**Tabla 2**

Sismos	Estacion	Lat.	Long.	Profundidad	Dist.epic.	ML_R	ML_J	ML_H	ML_E	NEIC (mb)	IGP (MLd)
05/03/20003	CIS	-12.0900	-77.6600	33	66.28	5.00	4.90	5.16	6.20		4.40
06/03/20003	NNA	-12.1482	-77.4549	45	69.82	4.90	4.80	5.00	5.50	4.4	4.40
28/03/20003	CIS	-12.7044	-75.6822	98	165.14	5.20	5.20	5.01	6.10	4.5	4.60
15/04/20003	CIS	-12.1751	-77.4432	35	45.59	4.00	3.90	4.44	5.70		4.00
26/04/20003	NNA/CIS	-12.5523	-77.2225	46	76.20	4.00	4.00	4.10	5.50		4.10
08/05/20003	NNA/CIS	-12.9795	-77.3952	51	126.50	5.90	5.90	5.93	6.20	5.7	5.50
28/05/20003	CIS	-12.4791	-77.0127	33	59.88	4.40	4.20	4.56	5.50		5.50
28b/05/2003	CIS	-12.5200	-77.2300	51	51.29	5.60	5.40	5.92	6.70	5.6	5.30
29/05/20003	CIS	-12.5298	-77.2976	34	62.27	4.20	4.00	4.39	5.60		4.30
01/06/20003	CIS	-12.6186	-77.3271	15	74.16	4.30	4.20	4.43	5.70		3.90
12/06/20003	CIS	-12.5216	-77.1937	43	58.63	4.10	3.90	4.25	5.20		4.10
13/06/20003	NNA	-12.5216	-77.1937	43	71.81	3.70	3.60	3.77	4.60		4.10
17/06/20003	NNA	-11.7837	-77.5616	56	81.81	3.40	3.30	3.47	4.90		4.10
17/06/20003	CIS	-11.7837	-77.5616	56	60.41	4.00	3.80	4.14	5.20		4.10
02/07/20003	CIS	-11.9109	-76.7229	87	37.24	4.70	4.60	5.36	5.90	4.5	4.50
19/09/20003	CIS	-12.0971	-77.2971	51	28.35	4.10	4.20	5.00	5.50		4.30
06/10/20003	CIS	-11.5809	-78.1623	80	112.98	4.60	4.60	4.60	5.70	4.9	4.80
15/10/20003	CIS	-11.6633	-77.7112	44	87.30	4.40	4.40	4.52	5.50		4.80
04/11/20003	CIS	-11.8816	-77.2021	30	76.75	4.50	4.40	4.58	6.10		3.90
08/12/20003	CIS	-12.1902	-77.5812	38	60.46	5.80	5.60	5.93	6.70	4.4	4.70
30/12/20003	NNA/CIS	-12.6927	-76.9379	55	76.47	4.40	4.30	4.50	5.25		4.30
22/02/20004	CIS	-13.1600	-76.7300	54	45.17	3.10	3.00	3.55	5.30		3.50
23/02/20004	NNA	-12.1200	-76.5600	45	32.97	2.50	2.60	2.96	4.40		3.50
24/02/20004	NNA	-12.5100	-76.9600	51	60.52	3.80	3.60	3.89	5.10		4.10
24/02/20004	CIS	-12.5100	-76.9600	51	76.58	4.30	4.20	4.46	5.90		4.10
14/03/20004	CIS	-12.9800	-77.4800	45	119.13	5.40	5.40	5.38	6.20	4.6	4.90
14/03/20004	NNA	-12.9800	-77.4800	45	131.25	5.20	5.20	5.22	5.50	4.6	4.90
02/04/20004	NNA	-12.9700	-77.1200	37	114.32	4.90	4.90	4.16	5.70	4.9	4.90
02/04/20004	CIS	-12.9700	-77.1200	37	108.11	5.30	5.30	5.24	6.30	4.9	4.90
18/04/20004	CIS	-12.2300	-76.4000	74	74.12	4.60	4.50	4.80	6.00		4.00
19/05/20004	NNA/CIS	-12.3700	-76.6000	51	49.71	4.25	4.15	4.63	5.40		4.00
08/07/20004	CIS	-13.0600	-76.3000	67	99.60	4.30	4.30	4.35	5.80		4.00
19/05/20004	NNA	-12.1100	-77.5000	51	73.57	4.60	4.50	4.70	5.30		4.00
09/07/20004	NNA	-12.8900	-76.7000	64	102.06	3.80	3.80	4.95	5.10		4.10
11/07/20004	CIS	-12.4500	-76.5900	50	75.61	4.30	4.20	4.49	6.10		4.10
12/07/20004	NNA	-12.4500	-76.5900	50	58.25	3.80	3.70	3.98	5.33	4.4	3.70
15/07/20004	NNA	-12.2600	-77.1200	45	44.07	3.60	3.60	4.11	4.90	5.3	5.40
15/07/20004	CIS	-12.2600	-77.1200	45	28.78	3.50	3.60	4.35	5.00	5.3	5.40
29/07/20004	NNA/CIS	-11.3800	-78.7900	25	208.07	5.40	5.40	5.20	6.30	4.2	4.20
30/07/20004	NNA/CIS	-11.9200	-75.9200	106	157.39	4.60	4.50	4.60	5.50	4.2	4.20
31/07/20004	NNA	-12.4400	-76.6600	58	54.35	3.80	3.60	3.96	5.10		4.00
31b/07/20004	NNA	-12.4500	-76.6900	52	54.28	3.90	3.90	4.22	5.30		3.80
31/07/20004	CIS	-12.4400	-76.6600	58	62.37	4.60	4.40	4.81	5.90		4.00
22/08/20004	CIS	-12.6900	-77.5300	35	54.33	4.50	4.30	4.72	5.30		4.10
22/08/20004	NNA	-12.6900	-77.5300	35	156.15	4.60	4.60	4.60	5.60		4.10
05/09/20004	CIS	-11.9200	-77.3200	57	30.75	3.70	3.80	4.52	4.70		3.90
15/09/20004	CIS	-12.6700	-75.1800	45	64.06	3.50	3.40	3.72	5.60		3.70
27/09/20004	CIS	-12.4500	-77.2500	34	53.41	4.00	3.80	4.26	5.70		3.90
01/10/20004	CIS	-11.9900	-77.0600	59	2.42	3.00	3.10	4.56	4.30		4.50
18/10/20004	CIS	-12.6000	-76.7400	66	73.54	4.80	4.70	4.94	6.30		3.90
18/10/20004	NNA	-12.6000	-76.7400	66	69.56	4.90	4.80	5.08	5.50		3.90
23/10/20004	NNA/CIS	-12.6400	-76.7900	58	73.45	3.75	3.70	3.79	5.50		4.00
26/10/20004	CIS	-12.3200	-76.7600	69	46.48	4.20	4.10	4.63	5.60		4.30
26/10/20004	NNA	-12.3200	-76.7600	69	38.52	3.40	3.40	3.89	5.00		4.30
28/10/20004	NNA/CIS	-12.3200	-77.7600	98	57.45	4.10	3.70	4.40	5.20		4.30
09/11/20004	CIS	-17.7800	-70.4700	41	78.91	5.00	4.90	5.07	6.20		4.30
10/11/20004	NNA	-12.6800	-77.0600	40	81.61	4.30	4.20	4.35	5.30		4.30
10/12/20004	CIS	-12.3300	-76.8200	72	98.91	4.40	4.40	4.51	5.70		3.90
11/12/20004	NNA	-12.1500	-77.7600	23	101.90	3.90	3.90	4.90	4.90		4.00
24/12/20004	NNA	-12.4400	-76.8500	50	51.15	3.80	3.70	4.01	5.20	3.7	4.90
24/12/20004	CIS	-12.4400	-76.8500	50	53.41	4.30	4.20	4.62	5.60	3.7	4.90
10/01/20005	NNA	-12.2300	-76.4000	109	114.19	4.50	4.50	4.76	5.50		3.80
17/01/20005	NNA	-12.1000	-76.7800	54	14.38	2.40	2.60	3.44	4.10	5.4	5.10
16/02/20005	CIS	-11.0200	-76.1000	124	105.99	5.40	5.40	5.51	6.50		4.10
19/02/20005	NNA	-11.9800	-76.9100	65	8.62	2.20	2.40	3.45	3.50		5.10
02/03/20005	NNA/CIS	-11.8600	-76.1400	124	75.52	6.00	6.00	6.03	6.40		3.80
11/03/20005	CIS	-11.8500	-76.4100	50	45.06	3.30	3.20	3.73	5.30		4.40
11/10/20005	CIS	-12.3300	-76.8200	49	43.32	3.80	3.70	4.28	5.00	4.5	3.70
14/10/20005	CIS	-12.4000	-76.7400	74	55.57	4.83	4.70	5.20	5.90	4.5	3.70
17/02/20005	NNA	-11.0100	-76.1000	98	133.48	4.10	4.10	4.27	5.40	4.9	5.70
24/01/20006	NNA	-11.8600	-76.6200	96	126.26	2.70	2.80	4.05	3.90	4.1	3.70

NNA : Ñaña ML\_R : Richter (1935) ML\_H : Hutton (1987)  
 CIS : CISMID ML\_J : Jennings (1983) ML\_E : Espinosa (1989)

## CÁLCULO DE LA MAGNITUD LOCAL (ML) A PARTIR DE REGISTROS DE ACELERACIÓN: APLICACIÓN A SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ

Angélica Cahuari & Hernando Tavera

CNDG- Sismología, Instituto Geofísico del Perú  
aug\_icb@yahoo.es  
hjtavera@geo.igp.gob.pe

### INTRODUCCIÓN

Los sismos, sin considerar su magnitud, son el resultado de un proceso complejo que depende de las dimensiones de la falla, de su geometría y de su mecanismo de ruptura que produjo el sismo. Debido a que estos procesos aún no son conocidos en detalle, es necesario caracterizar de manera aproximada los movimientos que ellos producen con variables simples, principalmente al evaluar su relación con las estructuras y/o obras de ingeniería. Usualmente, cuando ocurre un sismo se procede a estimar sus parámetros focales, la distancia epicentro-estación, además de su magnitud en cualquiera de las escalas ya conocidas (ML, mb, Ms, Mw). De estas escalas, la denominada local (ML) fue introducida por Richter (1954) y tiene mayor importancia para los estudios de ingeniería en razón que es obtenida usando información con contenido de frecuencias de gran interés para la ingeniería. En general, la magnitud ML se basa en la amplitud de la señal sísmica registrada en un sismógrafo del tipo Wood-Anderson con período natural de 0.8 segundos y una ganancia de 2800. Estos sismógrafos son sensibles a las altas frecuencias; por lo tanto, registra sismos que ocurren a distancias relativamente pequeñas a las fuentes que originan el sismo, de ahí que su rango de frecuencias sean consideradas en el campo cercano. Magnitudes determinadas a distancias telesísmicas, como son la mb y la Ms, proporcionan una medida del tamaño de un sismo en el campo lejano. En resumen, para calcular la magnitud ML es necesario contar con registros sísmicos del tipo Wood-Anderson; por lo tanto, los registros obtenidos con un acelerógrafo deben ser convertidos a este tipo de registro para luego leer la máxima amplitud del sismograma y reemplazar en la ecuación de Richter (1935). En este estudio, se ha desarrollado una metodología para estimar la magnitud ML de sismos registrados a distancias cortas por los acelerógrafos de Naña y Camacho (Lima), ambos pertenecientes a la red sísmica nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú.

### METODOLOGÍA

La necesidad de determinar el tamaño de los sismos a partir de datos obtenidos a distancias cortas e intermedias de la fuente, ha permitido desarrollar una metodología de procesamiento de la señal sísmica a efectos de calcular la magnitud ML utilizando registros de aceleración provenientes de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Los pasos a seguir conlleva a seleccionar los registros de aceleración de los sismos sentidos ocurridos en Perú entre los años 2000 y 2005. En general, casi el total de registros provienen de los acelerómetros de Naña (NNA) y Camacho-Lima (CAM). A fin de disponer de registros en unidades de aceleración, se procede a realizar la corrección instrumental mediante el proceso de deconvolución y posteriormente, la señal obtenida es nuevamente convolucionada con la respuesta instrumental de un sismógrafo del tipo Wood-Anderson para construir la señal inicial como si hubiera sido registrada por este tipo de instrumento. Posteriormente, sobre el registro del sismo se identifica el período y la amplitud máxima de la señal en desplazamiento para hacer uso de la ecuación definida por Richter (1954) para el cálculo de ML ( $ML = \log A - \log A_0$ ). A fin de evaluar la metodología establecida, se ha digitalizado el sismograma de aceleración correspondiente al sismo de San Fernando EEUU ocurrido en el año 1971 ( $M_s = 7.1$ ) y que fuera analizado por Jennings y Kanamori (1979). En la figura 1 se muestra el registro de dicho sismo en aceleración y su correspondiente registro en desplazamiento en un sismógrafo Wood-Anderson utilizado por los autores antes indicados para el cálculo de su magnitud local (ML) de dicho sismo. El registro fue tratado con la metodología establecida en este estudio y el resultado obtenido se presenta

en la Figura 2. En general, si se compara ambas figuras se puede observar que tanto los periodos como las amplitudes de ambas señales son idénticas, la  $ML = 6.45$  obtenida en este trabajo es similar a la reportada por Jennings y Kanamori  $ML = 6.4$ , lo cual permite considerar que la metodología seguida en este estudio es correcta. Este mismo procedimiento será aplicado a un total de 52 registros de aceleración correspondiente a sismos sensibles ocurridos en Perú entre los años 2000 y 2005.

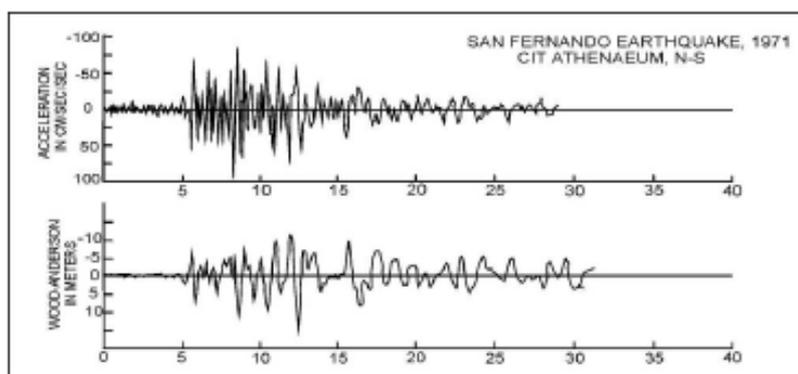


Fig. 1. Registro de aceleración del sismo de San Fernando (EEUU) ocurrido en 1971 ( $M_s=7.1$ ) y su correspondiente registro en una estación Word-Anderson del Observatorio de California (tomado de Jennings y Kanamori, 1979).

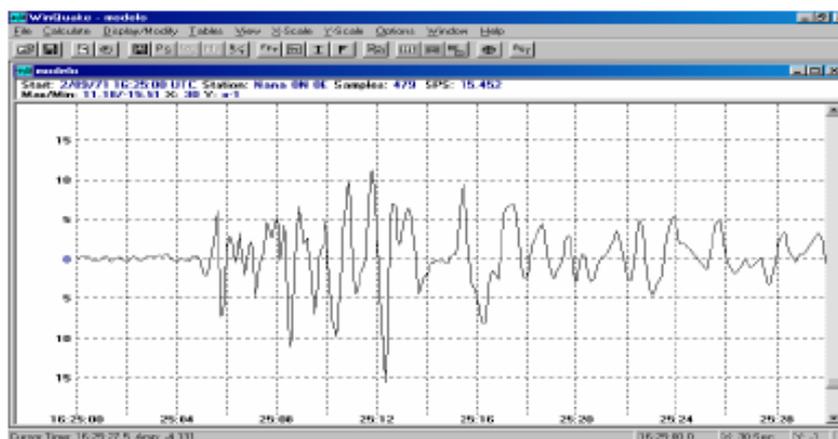


Fig. 2. Registro simulado para un instrumento Word-Anderson obtenido con el procedimiento desarrollado en este estudio para el sismo de San Francisco (1971).

## IMPORTANCIA DEL ESTUDIO Y APLICACIÓN A SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ

Los sismos que ocurren en el campo cercano y que son registrados por las estaciones sísmicas (registros en velocidad), presentan el problema de saturación de la señal cuando el sismo presenta magnitud elevada, siendo difícil determinar su magnitud. Estos sismos, al ser registrados por acelerógrafos (registros en aceleración) no presentan el problema de saturación, entonces dicha información puede ser utilizada para calcular la magnitud local ( $ML$ ). Esta ventaja de los acelerógrafos sobre los sismómetros está siendo utilizada en otros observatorios sismológicos y en el caso del IGP, se pretende iniciar este procedimiento que será de mucha utilidad para los ingenieros, principales usuarios de este tipo de información (registros en aceleración).

Tal como se ha indicado, la metodología establecida en este estudio será aplicada a un total de 52 registros de aceleración correspondiente a sismos ocurridos en la región central de Perú, todos registrados en las estaciones acelerográficas de Naña (NNA) y Camacho-Molina (CAM), ambos de la red sísmica nacional a cargo del IGP. Resultados preliminares han sido obtenidos para el para el sismo ocurrido frente al departamento de Lima el 8 de Mayo de 2003 (5.5ML) con epicentro a 88 Km. al sur de la localidad de Chilca. En la Figura 3a se muestra el registro de aceleración de dicho sismo en la estación de NNA y en la Figura 3b, su registro simulado en una estación del tipo Wood-Anderson. Utilizando la ecuación definida por Richter (1954), se obtiene para el sismo una magnitud  $ML_{(wac)}$  de 5.7, similar a la reportada por el IGP usando información de estaciones sísmicas ubicadas a distancias del orden de 300 Km. ( $ML=5.5$ ).

A la fecha se viene aplicando la metodología a un número mayor de sismos y el trabajo final considera la elaboración de un algoritmo que permita aplicarla de manera automática.

### REFERENCIAS

- Anderson, J.A. & Wood, H.O., 1925. Description and Theory of the Torsion Seismometer. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol 15, pp 1-72.
- Jennings, P. C. & H. Kanamori., 1979. Determination of local magnitude,  $ML$ , from seismoscope records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol 69, pp 1267-1288.
- RICHTER, C.F., 1935. An Instrumental Earthquake Magnitude scale. *Bull. Seism. Soc.* Vol 25, pp 1-32.

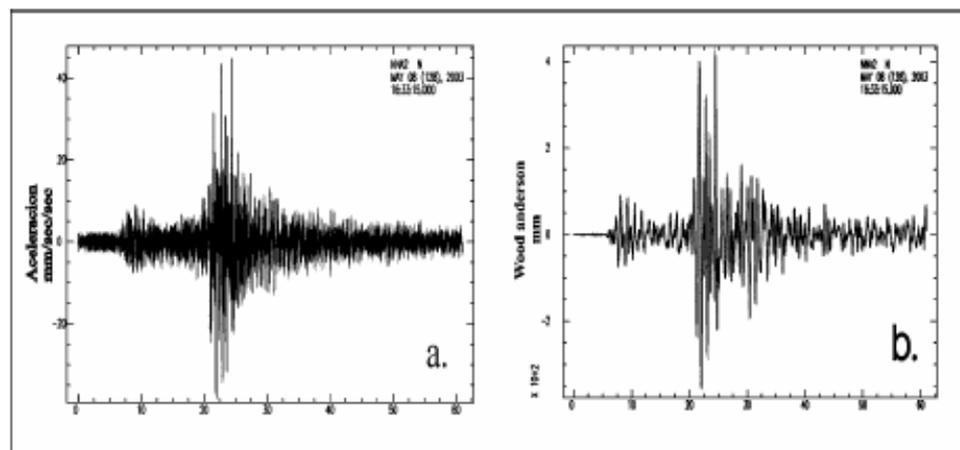


Fig. 3. a.)Registro de aceleración correspondiente al sismo del 8 de Mayo de 2003 ( $ML=5.5$ ) registrado en la estación de NNA y b.)Registro simulado en un sísmógrafo de tipo Word-Anderson para el mismo sismo.