

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**LA MAGNITUD DE SISMOS LOCALES Y REGIONALES OCURRIDOS EN
PERÚ A PARTIR DE LA ONDA LG Y LA DURACIÓN DE SU REGISTRO**
**EFFECTOS Y DAÑOS EN LA CIUDAD DE MOQUEGUA DEBIDO AL SISMO
DE AREQUIPA DEL 23 DE JUNIO DE 2001**

Tesis presentada por el Bachiller en

Ciencias Geofísicas:

FREDDY JAVIER CCALLO HUAQUISTO

Para optar el Título Profesional de

Ingeniero Geofísico

AREQUIPA – PERÚ

2003

CONTENIDO

CONTENIDO

RESUMEN

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN

CAPITULO 2: CARACTERÍSTICAS SISMOTECTONICAS DEL PERÚ

2.1: GEOMORFOLOGÍA

2.1.1: LA ZONA COSTANERA

2.1.2: LA CORDILLERA OCCIDENTAL

2.1.3: EL ALTIPLANO

2.1.4: LA CORDILLERA ORIENTAL

2.1.5: LA ZONA SUBANDINA

2.2: ESTRUCTURAS SUBMARINAS

2.2.1: FOSA PERÚ-CHILE

2.2.2: DORSAL DE NAZCA

2.2.3: FRACTURA DE MENDAÑA

2.3: SISMICIDAD

2.3.1: SISMICIDAD HISTÓRICA

2.3.2: SISMICIDAD INSTRUMENTAL

2.3.3: DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS SISMOS

2.3.3.1: SISMOS CON FOCO SUPERFICIAL

2.3.3.2: SISMOS CON FOCO INTERMEDIO

2.3.3.3: SISMOS CON FOCO PROFUNDO

CAPITULO 3: PARAMETROS ASOCIADOS AL TAMAÑO DE LOS SISMOS

3.1: INTENSIDAD

3.1.1: INTENSIDAD MERCALLI MODIFICADA

3.1.2: INTENSIDAD MKS

3.1.3: OTRAS ESCALAS

3.1.4: COMPARACION ENTRE LAS ESCALAS MM Y

MSK

3.2: MAGNITUD

3.2.1: MAGNITUD LOCAL

3.2.2: MAGNITUD DE ONDAS SUPERFICIALES

3.2.3: MAGNITUD DE ONDAS DE VOLUMEN

3.2.4: MAGNITUD DURACIÓN

3.2.5: MAGNITUD MOMENTO

3.2.6: MAGNITUD TSUNAMI

3.3: MOMENTO SISMICO

3.4: LONGITUD DE RUPTURA

CAPITULO 4: CARACTERISTICAS DE LA RED SISMICA NACIONAL

4.1: TRANSMISIÓN DE DATOS SÍSMICOS

4.2: SISTEMAS DE REGISTRO

4.2.1: REGISTRO ANALOGICO

4.2.2: REGISTRO DIGITAL

4.3: LOS SISMOGRAFOS

4.3.1: SISMOGRAFOS MECANICOS

4.3.2: SISMOGRAFOS ELECTROMAGNETICOS

4.3.3: SISMOGRAFOS DE BANDA ANCHA

4.3.4: SISMOGRAFOS DE DEFORMACIÓN

4.3.5: ACELEROGRAFOS

4.4: LA RED SISMICA NACIONAL DE PERÚ (RSN)

CAPITULO 5: ANALISIS Y EVALUACION DE LA BASE DE DATOS

5.1: EVALUACION DE DATOS

**5.1.1: CATALOGO DEL INSTITUTO GEOFÍSICO DEL
PERU (IGP)**

**5.1.2: CATALOGO DEL NATIONAL EARTHQUAKE
INFORMATION CENTER (NEIC)**

5.2: BASE DE DATOS SISMICOS

CAPITULO 6: ESTIMACIÓN DE LA MAGNITUD

6.1: ONDAS Lg

6.2: CURVA DE ATENUACIÓN

6.3: APLICACIÓN A SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ

CAPITULO 7: ESTIMACIÓN DE LA MAGNITUD DURACIÓN

7.1: EVALUACIÓN DE LA MAGNITUD $M_L(d)$

7.2: APLICACIÓN A SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ

7.2.1: MAGNITUD $M_L(D)_1$

7.2.2: MAGNITUD $M_L(D)_2$

7.2.3: RESULTADOS

CAPITULO 8: CORRELACIÓN DE LA MAGNITUD $M_L(D)$ CON OTRAS MAGNITUDES

8.1: RELACIÓN $M_L(D)$ - $mb(Lg)$

8.2: RELACIÓN $M_L(D)$ - $mb(NEIC)$

8.3: RELACIÓN $M_L(D)$ - M_s

CAPITULO 9: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFIA

ANEXOS

1.- DESCRIPCIÓN DE LAS INTENSIDADES MM Y MSK

2.- CARACTERÍSTICAS DE LAS ESTACIONES SISMICAS

3.- PARTICIPACIÓN DEL AUTOR EN TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN DURANTE LA REALIZACIÓN DEL PRESENTE ESTUDIO.

- **Manual de Operaciones del Servicio de Emergencia Sísmica. *Informe Interno CNDG-IGP (2003)*, p. 1-43.**
- **La Magnitud de los Sismos Locales y Regionales ocurridos en Perú a partir de la onda Lg y Duración de su Registro. *Bol. Soc. Geol. Del Perú. V. 94 (2002)*, p. 7-15.**

- **Intensidades Macrosismicas en las áreas Urbanas de las ciudades de Arequipa, Moquegua, y Tacna. Localidades de Corire, Aplao, Chuquibamba, Mollendo, Punta de Bombón (Arequipa) e Ilo (Moquegua). *Informe del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001. CNDG (2002), p. 207-304.***
- **Estimación de Mw a partir de Isosistas de Intensidad Máxima para sismos de Subducción ocurridos en Perú. *Compendio de Trabajos de Investigación realizado por los estudiantes durante en año 2001 (Practicas Pre-profesionales). V. 3 (2002), p.59-70.***

RESUMEN

En el presente estudio se propone procedimientos prácticos y rápidos para estimar el tamaño de los sismos ocurridos a distancias locales y regionales y registrados por las estaciones de periodo corto y banda ancha que integran la Red Sísmica Nacional del Perú (RSN) a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Para tal objetivo, se ha utilizado una base de datos de 700 sismos ocurridos en Perú entre los años 2000 y 2001 (formás de onda y parámetros hipocentrales). El cálculo de la magnitud $m_b(Lg)$ se ha realizado a partir de la amplitud y periodo de la onda Lg identificada en registros obtenidos de 8 estaciones de banda ancha (BB) y 1 de periodo corto (SP); mientras que, la magnitud $M_L(D)$ se ha utilizado el tiempo total de duración del registro de los sismos para 9 estaciones de periodo corto (SP).

Los resultados obtenidos para la magnitud de los sismos ocurridos en Perú muestran total coherencia en comparación con los valores reportados por agencias internacionales (NEIC y ISC). El uso de la onda Lg ha permitido estimar valores de magnitud para sismos tan pequeños como 2.5 $m_b(Lg)$. El caso de la duración del registro de los sismos ha permitido obtener dos relaciones, una que considera únicamente la duración y otra la distancia epicentral y la profundidad del foco. Estas relaciones facilitarán enormemente el cálculo rápido de los parámetros hipocentrales de

sismos ocurridos en el Perú por parte del CNDG (Instituto Geofísico del Perú). Los valores de magnitud son correlacionados con otras como la $m_b(Lg)$, m_b y M_s .

Además, en este estudio se presenta los resultados obtenidos de la evaluación de las Intensidades Macrosísmicas en la escala MSK, producidos por el sismo de Arequipa del 23 de Junio de 2001 en las ciudades de Moquegua y Tacna. Con la información disponible se ha elaborado mapas de intensidades máximas, antigüedad de viviendas y niveles de daños en las construcciones. Los resultados indican que la intensidad máxima producida por el sismo de Arequipa fue de 6 a 7 MSK, la misma que afectó principalmente a viviendas antiguas o construcciones con material precario en áreas geológicamente inestables.

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

El borde Oeste de Sudamérica se caracteriza por ser una de las regiones de mayor potencial sísmico en el mundo; por lo tanto, es frecuente la ocurrencia de sismos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad. El Perú es parte de esta región y por ende, la ocurrencia continua de sismos ha permitido conocer y evaluar en detalle la presencia de fuentes sismogénicas en todo el territorio peruano (Tavera y Bufo, 2001; Bernal, 2002). En general, estos sismos tienen su origen en el proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental con una velocidad relativa del orden de 8 cm/año (Demets et al, 1990). Asimismo, una importante actividad sísmica ocurre en el interior del continente debido a la continua deformación de la corteza y cuya expresión en superficie permite delinear los principales sistemas de fallas presentes en los bordes y sobre la Cordillera de los Andes.

Para el monitoreo y registro de los eventos sísmicos que ocurren en Perú, el Instituto Geofísico del Perú mantiene operativa una Red Sísmica Nacional (RSN) compuesta actualmente por 32 estaciones y de las cuales, 20 son de periodo corto (SP) con transmisión de data por telemetría y 12 de banda ancha (BB) con acceso remoto vía interrogación telefónica. Sin embargo, la historia sismográfica de Perú se remonta al año 1907, fecha en que se realizó la instalación de la primera estación sísmica en la

ciudad de Lima. Posteriormente, en 1931 y 1962 se realiza la instalación de estaciones en Huancayo, Ñaña (Lima) y Arequipa, todas equipadas con 6 sismómetros, 3 de periodo corto y 3 de periodo largo. En la década de los años 60, estas estaciones fueron integradas a la Red Sísmica Mundial “World Wide Seismological Standard Network” (Tavera, 2001; Bernal, 2002). En general, se considera que la Red Sísmica Nacional (RSN) tuvo sus inicios en la década de los 80, fecha en que estuvo constituida por 10 estaciones de periodo corto instaladas cerca de la costa en las regiones Norte y Centro de Perú. En años posteriores el número de estaciones de periodo corto se fue incrementando y a partir del año 1996, la RSN inicia significativamente con estaciones de banda ancha.

Implementada la RSN, surge la necesidad de contar con un catálogo sísmico que ofrezca una base de datos confiable para realizar estudios de sismicidad y peligro sísmico. En esta línea, en los años 1984 y 1985 se publicaron tres catálogos sísmicos en los cuales se documentaba los parámetros hipocentrales de los sismos ocurridos en Perú entre los años 1500 y 1982 (Ocola, 1984; Espinosa et al., 1985 y Huaco, 1985). Sin embargo, los parámetros hipocentrales de los sismos contenidos en estos catálogos para muchos de ellos eran diferentes, especialmente el valor referido a la magnitud del sismo. Recientemente, Tavera y Agüero (2001) unificaron estos catálogos y lo complementaron con el propuesto por Engdahl et al (1998) a fin de contar con un catálogo más homogéneo para el mismo periodo de tiempo. Para el periodo 1983 a 2000, el CNDG del Instituto Geofísico del Perú viene organizando la base de datos existente a fin de disponer a fines del año 2003 con un nuevo Catálogo Sísmico Preliminar. Sin embargo, aún se viene considerando muchos sismos para los cuales no se ha logrado cuantificar su real tamaño debido a la falta de información o de procedimientos adecuados. Desde la puesta en operatividad de la estación de Ñaña (NNA), se ha venido calculando la magnitud de los sismos utilizando la relación propuesta por Gutenberg y Richter (1945) y que fue establecida por el NEIC para la elaboración de catálogos sísmicos mundiales. Pero no todo los sismos, dependiendo de su tamaño y distancia epicentral, eran registrados por la estación de NNA; por lo tanto, estos sismos carecían de un valor de magnitud.

Desde el establecimiento de la RSN con estaciones de SP (inicios de 1980), la magnitud de los sismos fue estimada considerando la duración de su registro y su

respectiva correlación con sismos cuya magnitud fuera reportada por el NEIC. Inicialmente, este procedimiento permitió asignar magnitudes para sismos registrados en papel ahumado con un umbral mínimo de magnitud del orden de 4.0 mb. En este caso, también no todos los sismos ocurridos en Perú eran considerados o reportados por el NEIC.

En la actualidad, la información sísmica disponible se encuentra en formato digital, tanto para las estaciones de banda ancha como de periodo corto; por lo que, surge la necesidad de proponer nuevos procedimientos para estimar la magnitud de los sismos registrados por la RSN. En este estudio, se propone algunos procedimientos rápidos para estimar la magnitud de los sismos: la primera permite conocer la magnitud mb (magnitud de ondas de volumen) a partir de la identificación de la fase Lg en los registros de banda ancha y la segunda, la magnitud local M_L a partir de la duración del registro del sismo en estaciones de periodo corto.

Por otro lado, el 23 de Junio de 2001, a horas 20.33GMT, la región sur del Perú fue afectada por un sismo de magnitud $M_w=8.2$ causando daños en un área que incluye a los departamentos de Arequipa, Moquegua, Tacna, Ayacucho y a las ciudades de Arica e Iquique en Chile, ocasionando perdida de vidas humanas y destrucción parcial de miles de viviendas. El Instituto Geofísico del Perú, preparo un programa de estudios a desarrollarse en la región sur para realizar observaciones y evaluaciones de los daños ocasionados por el sismo, así como determinar el grado del nivel de sacudimiento del suelo basándose en la escala sísmica de intensidades MSK-64, versión adaptada para su uso en el Perú por Ocola (1979).

En estos casos; es decir, para cada ciudad, el estudio fue realizado en dos etapas. La primera considerando el trabajo netamente de campo y que considera la toma de datos, donde los formularios utilizados corresponden a los “Formatos de Encuesta de Intensidades” y “Efectos de Construcciones”, las mismas que fueron utilizadas para evaluar las intensidades del sismo de Nazca de Noviembre de 1996 (Ocola, 1996). En una segunda etapa, se procedió a la interpretación de la información obtenida utilizando la escala MSK. Los resultados se presentan en una serie de mapas (intensidades Macrosísmicas, antigüedad de viviendas y niveles de daños) para cada ciudad.

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*, que realiza una descripción general de las características sismotectónicas de Perú y de los patrones de sismicidad que caracterizan al Perú y la que considera un análisis de la sismicidad histórica e instrumental y la distribución espacial de los sismos. En el *capítulo 3*, se define cada uno de los parámetros que definen el tamaño de los sismos tal como la intensidad, magnitud, momento sísmico y la longitud de ruptura. El *capítulo 4* considera un análisis de las características de los sismógrafos de la Red Sísmica Nacional, la transmisión de los datos y los sistemas de registro. En el *capítulo 5* se considera la evaluación de los catálogos sísmicos existentes para el Perú y la información sísmica disponible a la fecha antes de constituir una base de datos homogénea a ser utilizada en el desarrollo del presente estudio. El *capítulo 6* considera la base teórica de la onda Lg y la curva de atenuación con fines de proponer un procedimiento para la estimación de la magnitud mb para sismos ocurridos en Perú. En el *capítulo 7* se realiza la descripción del procedimiento seguido para estimar la magnitud en función de la duración del registro del sismo para distancias locales y regionales. El *capítulo 8* esta dedicado a realizar algunas correlaciones entre diversos valores de magnitud obtenidos por diferentes procedimientos. En el *capítulo 9* considera la evaluación de las intensidades MSK, antigüedad de las viviendas y niveles de daños de las ciudades de Moquegua y Tacna y en el *capítulo 10* se presenta las conclusiones a las que se ha llegado en este estudio además de algunas recomendaciones.

Finalmente, en el *Anexo 1*, se presenta la descripción de las intensidades MM y MSK. En el *Anexo 2*, las características de las estaciones sísmicas que conforman la Red Sísmica Nacional. En el *Anexo 3*, ejemplo de los formatos de encuesta de intensidad y nivel de daño. En el *Anexo 4*, en copias simples, los diferentes trabajos de investigación en los cuales en autor ha participado en los últimos dos años.

CAPITULO 2

CARACTERISTICAS TECTONICAS DEL PERU

La tectónica de Perú esta relacionada principalmente con el proceso de subducción de la placa oceánica (placa de Nazca) debajo de la continental (placa Sudamericana), tal como se muestra en la Figura 2.1. La primera de estas placas se desplaza hacia el Este con una velocidad de aproximadamente 8 cm/año (DeMets et al 1990) y es causante del plegamiento y levantamiento del borde occidental de Sudamérica dando origen a una superficie topográfica muy accidentada que alcanza alturas de 7000 metros sobre el nivel del mar. Esta estructura es conocida como Cordillera de los Andes.

En general, la evolución de la Cordillera de los Andes fue acompañada por una sucesión de periodos de subsidencias y levantamientos relacionados con regímenes tectónicos de extensión y compresión que produjeron consecuentemente importantes unidades estructurales. Asimismo, este proceso orogénico permitió la formación de importantes sistemas de fallas, fracturas y pliegues de diferente longitud de onda en el

interior del continente. Evidentemente, todo este proceso fue acompañado o se desarrolló con la ocurrencia continua de sismos de diversa magnitud y a diferentes niveles de profundidad (Tavera y Buforn, 1998).

La Cordillera de los Andes se ubica paralela al borde occidental de Sudamérica y se extiende, de Norte a Sur, desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile. Esta cordillera comprende a una franja angosta de corteza fuertemente deformada, además de considerar otras estructuras como montañas, volcanes, anticlinales, sinclinales y mesetas, todas distribuidas a lo largo de la cordillera de los Andes. Esta cordillera presenta anchuras que oscilan entre 250 Km en la región central y 500 Km en la frontera Perú–Chile. Por otro lado, el proceso de evolución de esta cordillera, a permitido la formación de rasgos



Figura 2.1. Esquema del proceso de convergencia entre las placas de Nazca (oceánica) y la Sudamericana (continental). F1 y F2 indican la dirección de desplazamiento de las placas según DeMets et al (1990). Las flechas discontinuas indican la presencia y dirección de desplazamiento de la Dorsal de Carnegie, Fractura de Mendaña y Dorsal de Nazca.

o estructuras importantes en la corteza oceánica, tales como la fosa Perú-Chile, la Dorsal de Carnegie, la Dorsal de Nazca y la Fractura de Mendaña. A continuación, se realiza una descripción detallada de los elementos estructurales presentes en ambas placas.

2.1.- GEOMORFOLOGIA

En la actual morfología de la Cordillera de los Andes se puede distinguir una serie de unidades estructurales que se distribuyen, de Norte a Sur, paralelas a la línea de costa. En la Figura 2.2 se puede identificar de Oeste a Este las siguientes unidades: La Zona Costanera, La Cordillera Occidental, El Altiplano, La Cordillera Oriental y la Zona Subandina. Las principales características de la evolución de la Cordillera de los Andes puede ser ampliamente consultado en Mégard y Philip (1976), Marocco (1978), Dalmayrac et al (1980), Suarez et al (1983), Tavera y Bufo (1998), Bernal (2002), Antayhua (2002) y Heras (2002). A continuación, se realiza una breve descripción de las principales características de cada una de estas unidades.

2.1.1.- La Zona Costanera

Es una zona estrecha que se extiende de Norte a Sur con anchuras que varían entre 16 y 100 km. en la región Norte-Centro y de 40 a 50 en la región Sur con elevaciones que oscilan entre 50 y 1500 metros sobre el nivel del mar. Esta unidad esta constituida en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos y rocas sedimentarias del mesozoico. En la zona Sur, esta formada por basamentos de rocas cristalinas fuertemente plegadas y sujetas a deformaciones desde el Precámbrico.

2.1.2.- La Cordillera Occidental

Esta cordillera o unidad se constituye como el batolito plutónico andino de mayor volumen y elevación y se extiende desde Venezuela hasta Tierra del Fuego en Chile. En general, esta cordillera se extiende en dirección NW a SE; sin embargo, algunas estructuras regionales tienden a cambiar su orientación hacia el Oeste en las proximidades de la deflexión de Abancay (entre 13° y 14° Sur) y hacia el NE cerca de la deflexión de Huancabamba (5.0° Sur). La parte más elevada de esta cordillera

(4200 - 4500 m) está formada por series del mesozoico más o menos plegados y recubiertos de manera

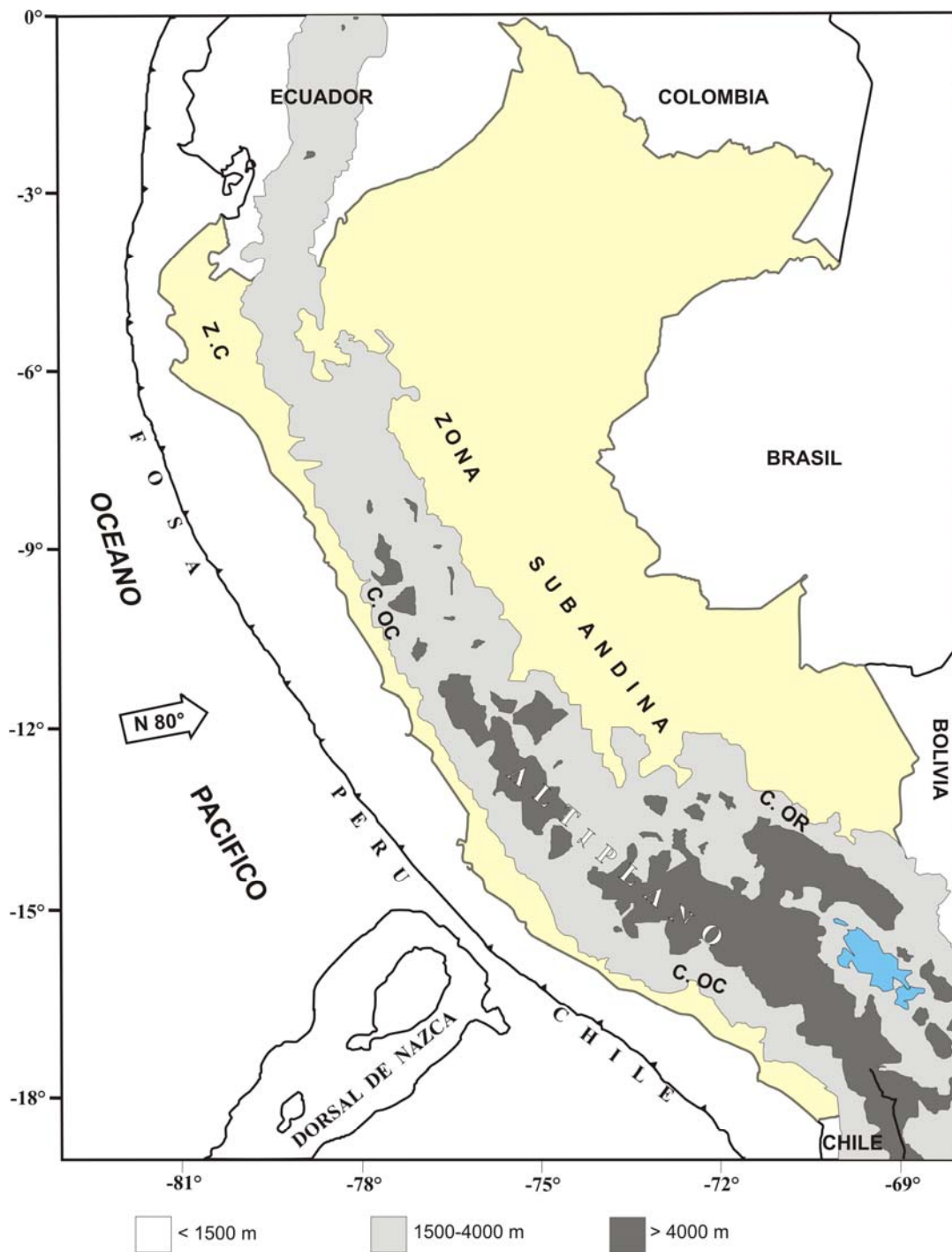


Figura 2.2. Principales unidades geomorfológicas en Perú (Daymayrac et al, 1980; Tavera y Bufo, 1998). La Zona Costera y Zona Subandina presentan elevaciones menores a 1500 metros; mientras que, la Cordillera Occidental y Oriental entre 1500-4000 metros y el Altiplano mayores a 4000 metros.

heterogénea por una capa volcánica del Cenozoico. Esta cordillera aumenta notablemente su anchura en la región Sur del Perú y se caracteriza por la presencia de importante actividad volcánica.

2.1.3.- El Altiplano

Esta unidad se encuentra situada entre la Cordillera Occidental y Oriental. En la región Sur de Perú tiene un ancho de 200 km. y se extiende hacia el Norte hasta 9°S (Ancash) aproximadamente, en donde alcanza un ancho del orden de 50 km y después desaparece. Esta unidad esta formada por una serie de cuencas intra-montañas del Cenozoico que se prolongan hacia el altiplano boliviano. En la región Sur es invadida principalmente por estructuras volcánicas activas del terciario Superior.

2.1.4.- La Cordillera Oriental

Unidad menos elevada que la Cordillera Occidental (3700-4000 m) y corresponde principalmente a un extenso anticlinal situado entre el Altiplano y la zona Subandina. Esta unidad esta formada principalmente por rocas Precámbricas al Norte de los 12°S y Paleozoicas hacia el Sur. En los 15° aproximadamente, la cordillera se curva en dirección EW para luego continuar paralela a las otras unidades.

2.1.5.- Zona Subandina

Esta unidad se ubica al Este de la Cordillera Oriental y presenta una anchura variable debido a que en ella se amortiguan las estructuras andinas. Estas estructuras están formadas por depósitos sedimentarios que se han plegado durante el Mesozoico y Cenozoico, además de estar fuertemente afectadas por pliegues de gran longitud de onda.

2.2.- ESTRUCTURAS SUBMARINAS

2.2.1.- Fosa Perú-Chile

Los procesos de subducción son marcados por las fosas oceánicas, las mismas que describen la superficie de contacto entre dos placas, y sobre la cual se produce el mayor número de sismos de diversa magnitud a diferentes niveles de profundidad. Estas fosas se presentan paralelas a los arcos de islas y cadenas volcánicas.

En Sudamérica, la línea de contacto entre la placa de Nazca y la Sudamericana se denomina “Fosa Perú-Chile”, siendo esta continua a través de varios miles de kilómetros desde Colombia hasta la Tierra del Fuego en Chile (Figura 2.3). En general, la velocidad de convergencia de la placa de Nazca (8 cm/año) ha permitido definir el borde oeste de Sudamérica como una de las regiones sísmicas más activas del mundo (Kelleher, 1973).

En Perú, la profundidad de la fosa Perú-Chile es del orden de 6000 a 5000 metros, con pendientes que varían entre 35° (Región Norte), 3-5° (Región Centro) y 25° en la región Sur (Heras, 2002).

2.2.2.- Dorsal de Nazca

La Dorsal de Nazca (Figura 2.3) es una cordillera submarina que forma parte de la placa oceánica y actualmente se localiza frente a la línea de costa a la latitud de 15°S (frente al departamento de Ica). La altitud de la cordillera oscila entre 2000 y 4000 metros, y presenta una orientación NE-SW; es decir, perpendicular a la línea de la fosa Perú-Chile. Litológicamente, la Dorsal de Nazca estaría compuesta de rocas volcánicas con capas de minerales con predominio de hierro, magnesio, potasio y sodios cálcicos (Bernal, 2002). Por otro lado, se estima que la Dorsal de Nazca tiene una edad de 5 a 10 millones de años aproximadamente (Marocco, 1980).

2.2.3.- Fractura de Mendaña

En la actualidad, no existe mayor información sobre las características físicas de la Fractura de Mendaña pero se cree que corresponde a una discontinuidad de la corteza

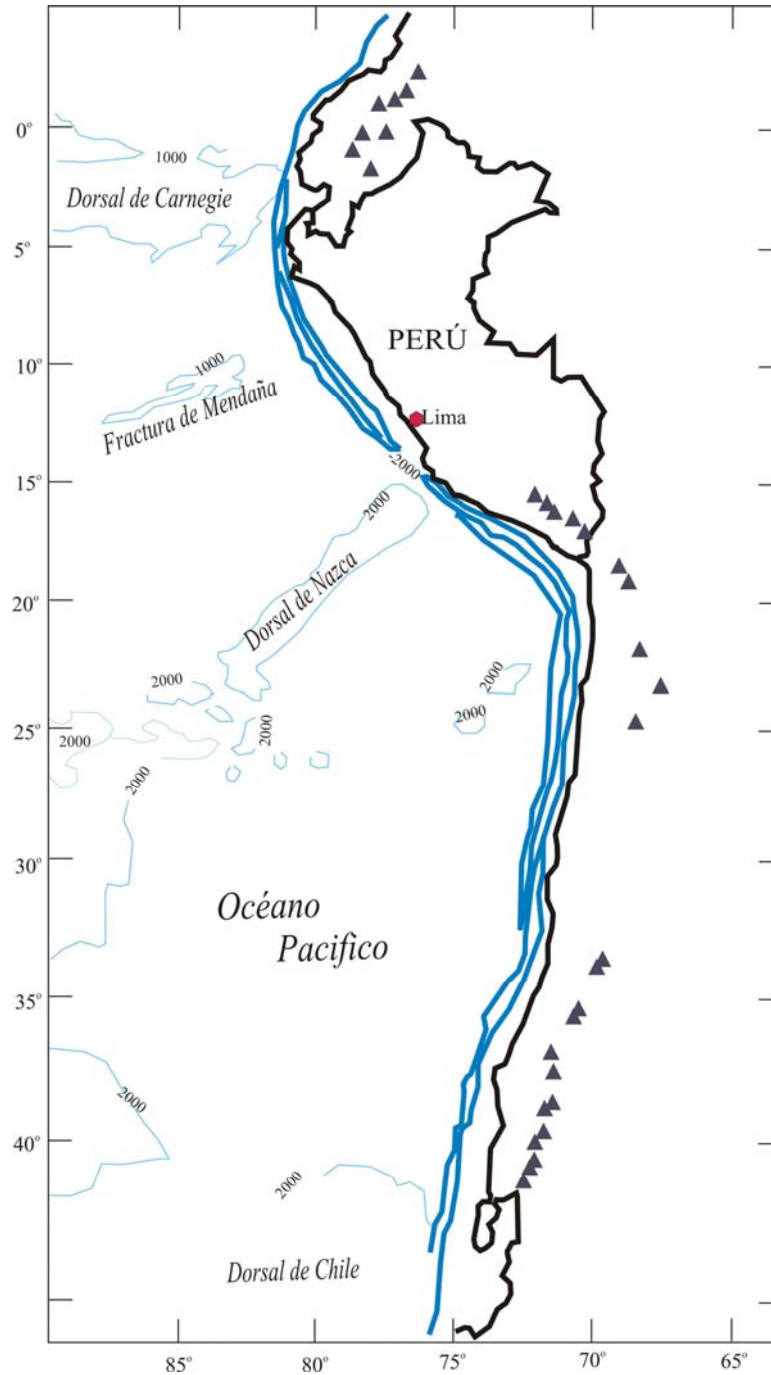


Figura 2.3. Principales rasgos tectónicos superficiales en Perú y en el borde Oeste de Sudamérica. Los triángulos indican la localización de los volcanes..

oceánica que se localiza en el extremo Norte de la región Central de Perú (Figura 2.3) a la altura de la latitud de 10°S aproximadamente (frente al departamento de Ancash). Esta fractura presenta elevaciones del orden de 2000 metros y tiene una orientación NE-SW perpendicular a la fosa Perú-Chile. Según Kulm et al. (1983), la fractura estaría compuesta principalmente por basaltos.

2.3.- SISMICIDAD

Las características de la sismicidad de Perú han sido ampliamente analizadas y discutidas por diversos autores en diferentes trabajos de investigación (Barazangi y Isacks, 1976; Rodríguez y Tavera, 1991; Cachil y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 1999; Heras, 1999; Bernal, 2002, Antayhua, 2002 y Heras, 2002). En resumen, el Perú se localiza en una de las regiones de mayor potencial sísmico en Sudamérica, siendo este asociado al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana con una velocidad relativa de 8 cm/año presente a lo largo del borde Occidental del continente Sudamericano (Minster y Jordan, 1978; DeMets et al., 1990).

De acuerdo a su origen, los sismos que ocurren en el Perú pueden ser de dos tipos: el primero asociado directamente al contacto de placas con la generación de sismos de magnitud elevada con relativa frecuencia a diferentes profundidades y el segundo, asociado a la deformación cortical en el interior del continente con sismos de menor magnitud y frecuencia (Antayhua, 2002). La ocurrencia continua de sismos en el Perú, como en cualquier otra región sísmicamente activa, juega un rol importante en los diversos procesos sismotectónicos que se producen en el tiempo, ya sea la deformación de rocas, formación de fallas, fenómenos precursores de grandes sismos y la ruptura sísmica.

Asimismo, la información sobre la actividad sísmica en Perú, puede ser dividida en histórica e instrumental. La primera considera a los sismos ocurridos entre 1500 y 1959 aproximadamente y cuya calidad de los datos dependerá principalmente de las

fuentes consultadas, y del número y resolución de los primeros sismógrafos instalados inicialmente en el mundo alrededor del año 1910.

La sismicidad instrumental considera a los sismos ocurridos a partir de 1960, fecha en que se inicia la instalación de la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standart Network), llegándose a incrementar el número de sismos al final del presente siglo debido al auge de la sismometría y de la informática.

2.3.1.- Sismicidad Histórica

La información sobre la sismicidad histórica de Perú data del tiempo de la conquista y colonización, y se encuentra esparcido en diferentes obras inéditas, manuscritos, crónicas, narraciones, informes administrativos por parte de los clérigos y gobernantes de aquellos años. La recopilación más completa sobre los sismos históricos ha sido realizada por Polo (1904), Barriga (1936), Silgado (1978) y Dorbath et al, (1990). En general, estos autores indican que el sismo más antiguo para el cual se dispone de información data del año 1513. Es importante considerar que el número y la calidad de estos datos dependerán de la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por los diversos movimientos sísmicos; por lo tanto, existe la posibilidad de que hayan ocurrido sismos importantes en áreas no pobladas o próximas a localidades con las cuales era difícil establecer comunicación. Estas características explicarían la ausencia de información sobre los sismos que pudieron haber ocurrido en toda la Alta Cordillera y Zona Subandina (Figura 2.2)

Por otro lado, la profundidad focal del total de los sismos históricos no ha sido determinada con precisión; sin embargo, debido a su ubicación geográfica (entre la fosa y la línea de costa) y daños observados en superficie, estos fueron considerados en su mayoría como superficiales (Dorbath et al, 1990).

En la Figura 2.4 se muestra la localización epicentral de los sismos históricos con intensidades en la escala Mercalli Modificada mayores a VII ocurridos entre los años 1513 y 1959 (Silgado, 1978; IGP, 2000). La mayoría de estos sismos generaron maremotos y produjeron daños a lo largo de la costa Oeste de Sudamérica desde los 9°S hasta 37°S y en muchos lugares alrededor del Pacífico (Montessus de Ballore, 1911;

Hatori, 1968). Para el interior del país, solo se dispone de información de tres sismos ocurridos en Cuzco (1650), Huaraz (1946) y Satipo (1947) (Tavera y Bufo, 1998).

Según Silgado (1978) y Dorbath et al., (1990b), en la costa Central de Perú los sismos mayores son los de 1586 (el primer gran sismo del que se obtuvo documentación

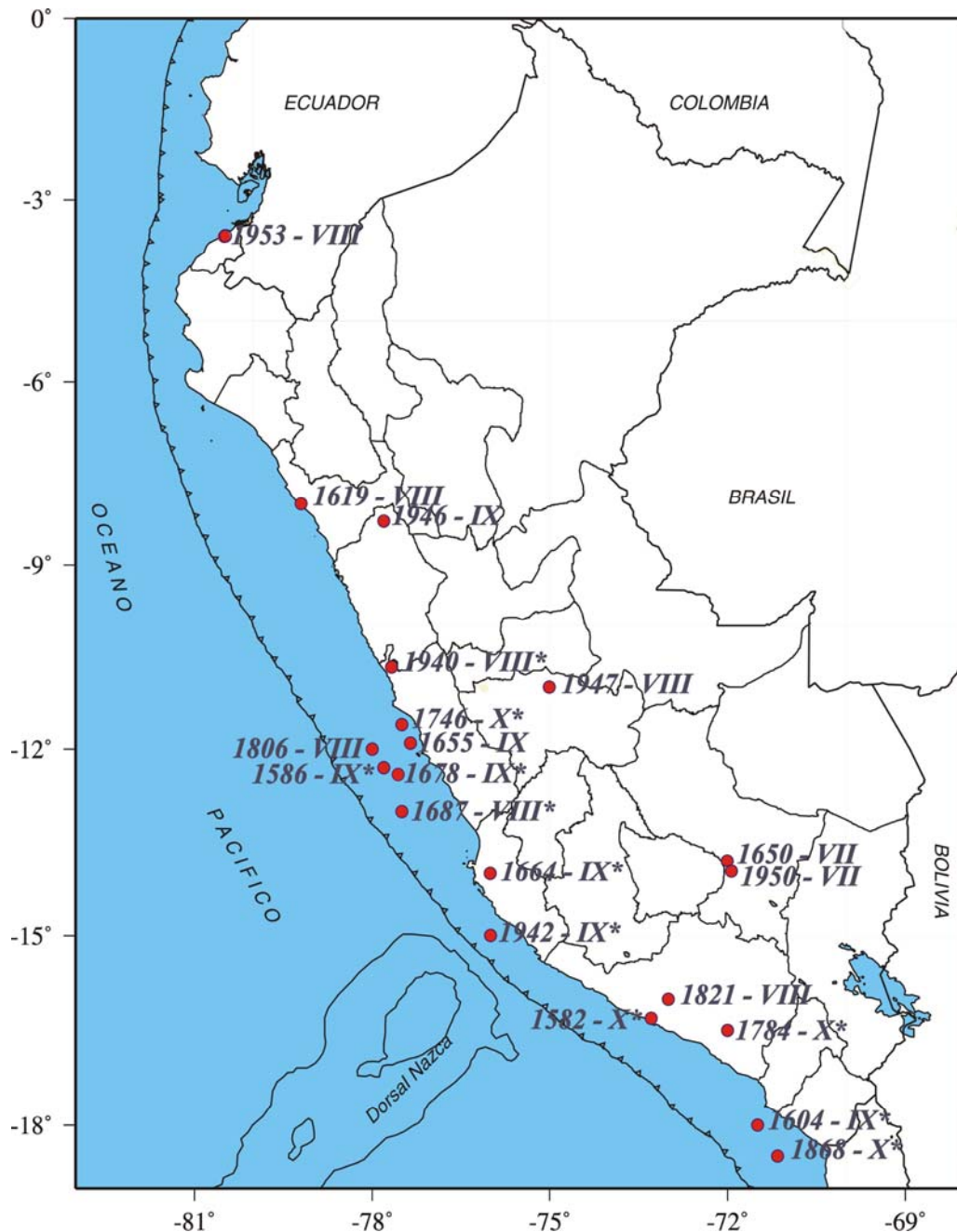


Figura 2.4. Distribución epicentral de los principales sismos históricos ocurridos en Perú entre 1513 y 1959, según Silgado (1978). Extraído de Tavera y Buforn (1998).

histórica), 1687 y el de 1746 que destruyó completamente la ciudad de Lima y generó un maremoto con olas de 15 a 20 metros de altitud. Durante el periodo 1513-1959, Lima fue destruida sucesivamente por un total de 15 sismos (Silgado, 1978).

En la región Sur, los sismos más importantes son los de 1604, 1784 y 1868, este ultimo es el mejor documentado y descrito en detalle por Montessus de Ballore (1911) y Vargas (1922). Estos sismos destruyeron las principales ciudades del Sur de Perú y Norte de Chile. El sismo de 1868 fue sentido desde Guayaquil (Ecuador) hasta Concepción (Chile) generando un importante maremoto con olas de 15 metros de altura (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990b). En la región Andina, el único sismo histórico documentado es el ocurrido en 1650, que destruyo la ciudad de Cuzco y fue sentido en Lima, Arequipa (Perú) y la Paz (Bolivia). En la zona Central, el sismo ocurrido en 1947 afectó un área máxima de 4000 km² y fue sentido casi en todo el Perú. Para este periodo (1513-1920), no existe información sobre sismos ocurridos en la Zona Andina y Subandina del Norte y Centro de Perú, pero en la actualidad se ha comprobado que estas zonas son sísmicamente muy activas (Tavera y Buforn, 1998).

2.3.2.- Sísmicidad Instrumental

La sísmicidad instrumental considera a los sismos ocurridos a partir de 1960, debido a que en ese año surge la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standard Seismic Network) y con cuya información permitió mejorar el cálculo de los parámetros que definen las características de los sismos (tamaño y ubicación) en comparación de la información histórica. Así mismo, esta información permitió conocer con mayor exactitud la frecuencia sísmica anual de sismos en Perú dando a conocer su alta sísmicidad y proporcionar la información necesaria a fin de tomar las prevenciones del caso antes que se presente nuevamente un sismo de gran magnitud.

El análisis y evaluación de la distribución espacial, en superficie y profundidad de la sismicidad instrumental ocurrida en Perú, ha sido realizados por diversos autores utilizando información telesísmica (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Wortel, 1985; Cachil y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998 y Bernal, 1999) y regional (Hasegawa y Sacks, 1981; Grange, 1984; Bevis y Isacks, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Heras, 1999; Ccallo, 2001; Valdivia, 2001; Bernal, 2002, Antayhua, 2002 y Heras, 2002). Los resultados obtenidos por estos autores, utilizando diferentes bases de datos, han permitido conocer las características y la geometría de las principales fuentes sismogénicas asociadas a la deformación cortical y al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

2.3.3.- Distribución Espacial de los sismos

A fin de conocer las principales fuentes sismogénicas presentes en el Perú, es conveniente realizar el análisis y la evaluación de la distribución espacial de los sismos en superficie a partir de mapas de sismicidad y en profundidad utilizando perfiles sísmicos. Así mismo, las características de la distribución espacial de la sismicidad instrumental pueden ser analizadas. En la Figura 2.5, se presenta la información sísmica para el periodo de 1960 a 1995 con magnitudes m_b mayor a 4.5 (Catálogo Sísmico del Perú, Instituto Geofísico del Perú). Para un mejor análisis de la sismicidad, en la Figura 2.5 los sismos han sido clasificados en sismos con foco superficial ($h < 60$ km, círculos rojos), intermedios ($60 < h < 350$ km, círculos verdes) y profundos ($h > 350$ km, círculos azules).

2.3.3.1.- Sismos con Foco superficial ($h < 60$ km)

Según la Figura 2.5 (círculos rojos), los sismos con foco superficial se distribuyen entre la Fosa Perú-Chile y la línea de costa marcando el límite entre la placa oceánica y la continental. Esta sismicidad se caracteriza por presentar magnitudes elevadas y ser más frecuentes en el tiempo. Los sismos más importantes, debido a su grado de destrucción ocurrieron en Mayo de 1970 ($I_{max} = VII-VIII$ MM, 6.4 m_b), Octubre de 1974 ($I_{max} = VIII$ MM, 6.6 m_b), Noviembre de 1996 ($I_{max} = VII$ MM, 6.5 m_b) y el más reciente en Junio del 2001 ($I_{max} = VIII$, 6.9 m_b). En términos generales,

estos sismos provocaron pérdidas de vidas humanas y ocasionaron enormes daños materiales en las localidades y ciudades que se distribuyen, de Norte a Sur, cerca de la línea de costa.

Otro grupo importante de sismicidad es el producido por las deformaciones superficiales de la placa en el interior del continente y en general, se distribuyen paralelos a la Cordillera Andina. Esta sismicidad puede ser asociada a los sistemas de fallas ubicados sobre la cordillera y en la zona conocida como subandina, tales como las fallas de

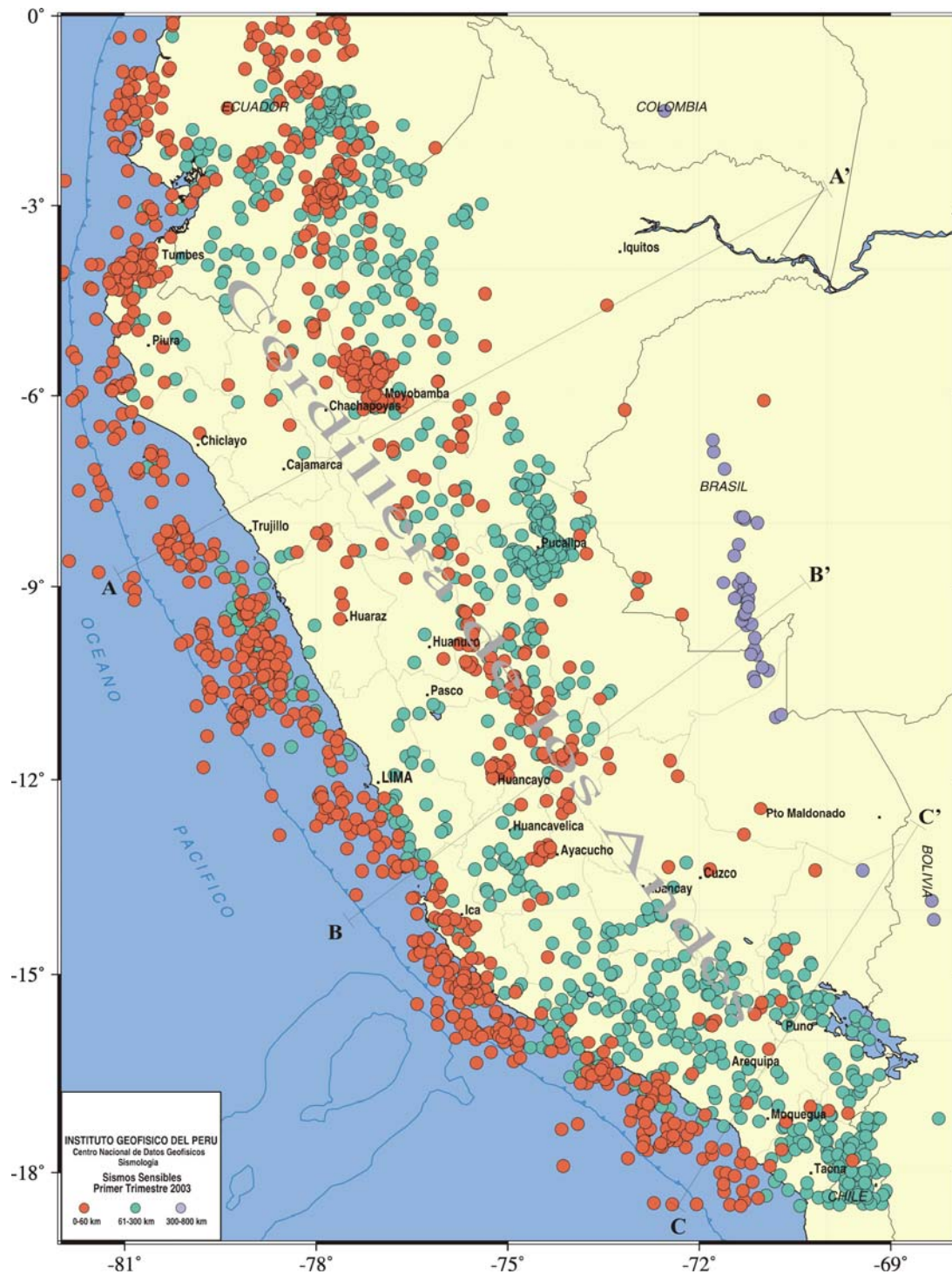


Figura 2.5. Mapa de distribución espacial de sismos ocurridos en el Perú entre 1960-1995, $m_b > 5.0$ (Catálogo IGP). Sismos superficiales ($h < 60$ km) círculos de color rojo, sismos intermedios ($60 < h < 300$ km) círculos de color verde y sismos profundos ($h > 300$ km) círculos de color azul.

Moyobamba, Huaytapallana, Ayacucho, Tambomachay, Cordillera Blanca y Marcona, etc. Esta sismicidad presenta magnitudes moderadas y son menos frecuentes con el tiempo.

2.3.3.2.- Sismos con Foco Intermedio ($60 < h < 300$)

Los sismos con foco intermedio pueden ser analizados en la Figura 2.5 (círculos verdes), vemos que se distribuyen principalmente en el interior del continente formando tres grupos: el primer grupo considera a los sismos que se distribuyen paralelos a la línea de costa por debajo de 8°S y que frecuentemente son sentidos en superficie (15 de enero de 1958, $M_s = 6.9$; 28 de marzo, $m_b = 6.1$; 18 de abril de 1993, $m_b = 6.0$). El segundo grupo de sismos se distribuye en el interior del continente a lo largo de la Cordillera Oriental y zona Subandina en la región Norte y Centro del Perú, siendo estos raramente sentidos en superficie (generalmente no producen daños y no son percibidos por la población). El tercer y mayor grupo de sismos se encuentran en la región Sur de Perú sobre la Cordillera Occidental y el Altiplano, siendo esta región la de mayor índice de sismicidad (Tavera y Buforn, 1998).

2.3.3.3.- Sismos con Foco Profundo ($h > 300$ km)

En la Figura 2.5 (círculos azules) se muestra la distribución espacial de los sismos con foco profundo ($h > 300$ km). El mayor número de estos sismos se encuentra en la región Central (6° - 11°S) siguiendo una orientación N-S sobre una longitud de 500 km aproximadamente. En la región Sur, el número de sismos es menor y su distribución es más dispersa pero con aparente alineación en dirección E-W. La naturaleza y el origen de estos sismos aun vienen siendo tema de investigación (Stauder, 1975; Cachill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998).

2.3.4.- Distribución en Profundidad de los Sismos

A fin de analizar la distribución de la sismicidad instrumental en función de la profundidad de sus focos, se construye tres secciones verticales correspondientes a la región Norte, Centro y Sur de Perú según las direcciones indicadas en la Figura 2.5.

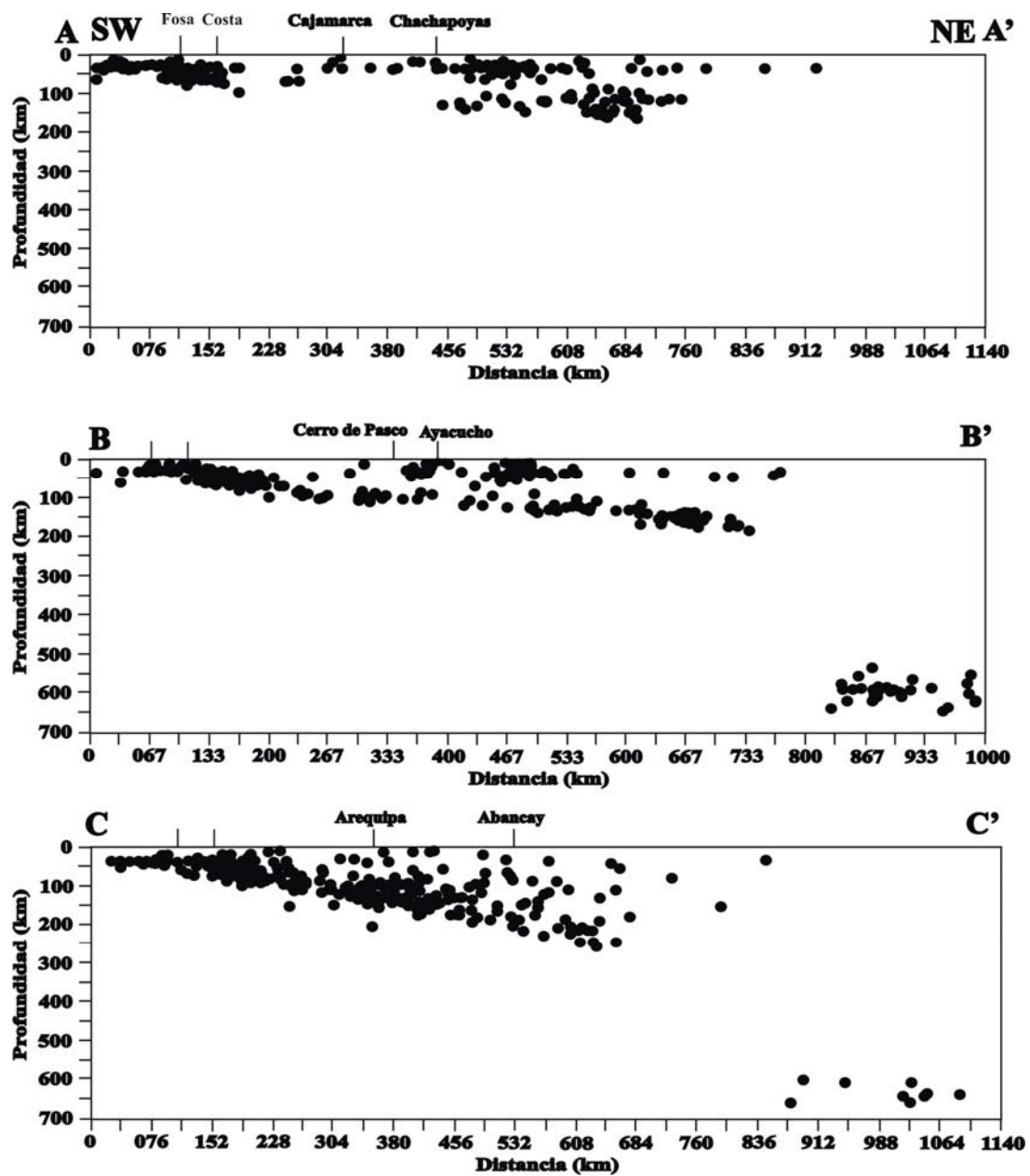


Figura 2.6. Perfiles verticales de sismicidad para el periodo 1960-1995 ($m_b > 5.0$) según las líneas AA', BB' y CC' de la Figura 2.5.

- **Perfil A-A'.**- En la Figura 2.6a, se observa que la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este, siendo del orden de 50 km próximos a la Fosa y de 150 km por debajo del continente. Entre 200 y 450 km de distancia horizontal desde la fosa Perú-Chile se observa menor ocurrencia de sismos, siendo estos más superficiales, lo que puede interpretarse como la presencia de una posible laguna sísmica a estos niveles de profundidad. A partir de la distancia de 450 km, se puede observar nuevamente el aumento del número de sismos hasta una distancia de 700 km desde la línea de fosa con profundidades próximas de 150 km aproximadamente.

- **Perfil B-B'.**- En la región Central (Figura 2.6b), los sismos se distribuyen con características similares a las descritas para la región Norte (Figura 2.5a), pero sin observarse la posible laguna sísmica. Los sismos se distribuyen siguiendo una pendiente próxima a 30° hasta llegar a una profundidad de 150 km y a partir de esta, la sismicidad se presenta de manera casi horizontal hasta una distancia de 300-750 km desde el punto B, estos sismos estarían asociados a los diferentes tipos de fallamientos existentes en la región Central. Entre 800-1000 km de distancia desde el punto B y en un rango entre 500-700 km de profundidad se ubican los sismos profundos.

- **Perfil C-C'.**- La Figura 2.6c, corresponde a la región Sur de Perú y en ella se observa que la distribución de los sismos en profundidad, muestra una mejor configuración del proceso de subducción de la placa de Nazca. Los sismos se distribuyen de manera continua desde la fosa, siguiendo un alineamiento con un ángulo de 30° hasta una profundidad de 300 km. En superficie, los sismos se ubican hasta una distancia de 500 km desde el punto C; sin embargo, en esta región los sismos de foco intermedio solo se localizan hasta una distancia de 100 km a partir de la línea de fosa. Los sismos con foco profundo, a comparación de la región Central, se presentan en menor número y se localizan entre 850-1100 km de distancia aproximadamente desde el punto C.

En la Figuras 2.6, se observa que en las regiones Norte (AA') y Centro (BB') existe ausencia de sismos entre 200 y 500 km de profundidad; mientras que, en la región Sur (CC') se presenta entre 350 y 500 km, lo que pondría en evidencia que la placa oceánica no sería continua en el proceso de subducción.

CAPITULO 3

PARÁMETROS ASOCIADOS AL TAMAÑO DE LOS SISMOS

La primera manera de describir el tamaño de un sismo fue 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, Mercalli Cancani Sieberg, JMA, Mercalli Modificada y MSK, y dependiendo del grado de intensidad, estas describen la ocurrencia de una serie de fenómenos con similares o diferentes características; por lo tanto, no siempre es fácil seguir un criterio único.

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 1932, a la creación de la escala de Magnitudes. 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.

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 cualesquiera 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).

Para medir el grado de intensidad de un sismo existen diversas escalas establecidas de manera empírica y que son de uso en la actualidad (MM, MSK, EMS-92, etc). Estas escalas se dividen en grados de intensidad que considera los siguientes efectos (Figura 3.1).

- a) Efectos o descripción de cómo son sentidos y percibidos los sismos por las personas en el medio ambiente.
- b) Daños producidos en las construcciones y edificaciones hechas por el hombre.
- c) Cambios advertidos en la naturaleza.

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 a propuesta de 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 está 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.

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	II	VI	V
VI	VI	III	VII	VI
VII	VII	IV	VIII	VII
VIII	VIII	V	IX	VIII
IX	IX		X	IX
X	X	VI	XI	X
XI		VII	XII	XI
XII				XII

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

3.1.1.- Intensidad de Mercalli Modificada (MM)

La escala de intensidad de Mercalli Modificada (MM) fue propuesta por Harry O. Wood y Frank Newmann en el año de 1931 y luego por C. F. Richter en 1956, la misma que resulta de una modificación hecha a la escala propuesta por G. Mercalli en 1902. Esta escala, al igual que las demás, no se basa en los registros instrumentales del sismo sino en la forma como perciben las personas el movimiento, en la evaluación de los daños y efectos que produce el sismo en las estructuras, y en el medio ambiente. La nomenclatura de esta escala es expresada en números romanos.

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. Una descripción de las características de cada grado de la escala MM puede ser encontrada en el Anexo I.

3.1.2.- Intensidad MSK

En la mayoría de los países de Europa, la escala de intensidad utilizada es la M.S.K. propuesta por S. V. Medvedev, W. Sponheuer y V. Karnik en colaboración con un grupo de trabajo constituido por la XIII Asamblea General de la U.G.G.I en 1964. Esta escala realiza la descripción de sus grados usando el tipo de construcciones típica de Europa. A fin de que esta escala pueda ser aplicada en Perú, Ocola (1979) modificó

la descripción de cada grado con la inclusión de algunos parámetros que caracterizan a las construcciones de Perú añadiendo además del valor de grado n , los valores de grado $n+$ y $n-$ que simbolizan un valor de intensidad de $n+1/4$ para $n+$ y $n-1/4$ para $n-$.

Al evaluar las intensidades mediante la escala MSK, a diferencia de la escala de intensidad MM, se requiere adicionalmente información del tipo de suelo, tipo y material utilizado en las viviendas, además de la antigüedad y la calidad de las construcciones. Toda esta información influye notablemente para otorgar un valor final de intensidad a cada punto evaluado; por lo tanto, es necesario realizar la evaluación *in situ*. Una descripción general de las características de la escala MSK se presenta en el Anexo II.

3.1.3.- Otras Escalas

Existen varias escalas de Intensidad usadas en el mundo y algunos de ellas se muestran en la Figura 3.1. Una de las primeras y la más destacada y/o utilizada para describir los efectos ocasionados por el sismo es la de Rossi – Forel en 1883 que consta de X grados. Posteriormente, en 1902 Mercalli, Cancam y Iceberg proponen una escala que a diferencia del primero consta de XII grados. Por otro lado, para determinar los efectos de un sismo localizado en Japón, los sismólogos de esa zona crearon en 1963 una escala de VII grados conocida como JMA. En general, todas se basan en la descripción de los efectos que causa el sismo sobre el suelo, las estructuras hechas por el hombre y las reacciones de las personas.

3.1.4.- Comparación entre las escalas MM y MSK

Considerando dos observadores que evalúan la intensidad de un determinado lugar, es posible que discrepen sus apreciaciones y más aún cuando esta es interpretada con diferentes escalas. 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 representó 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

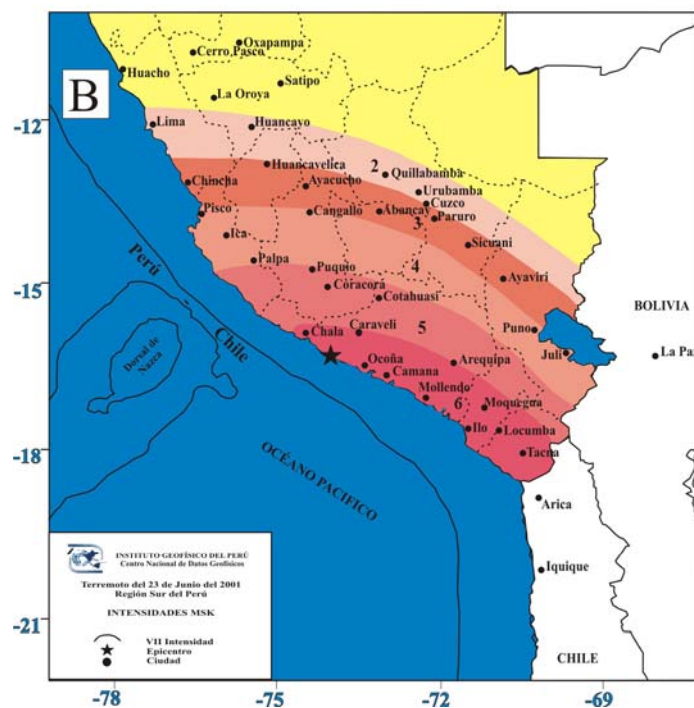
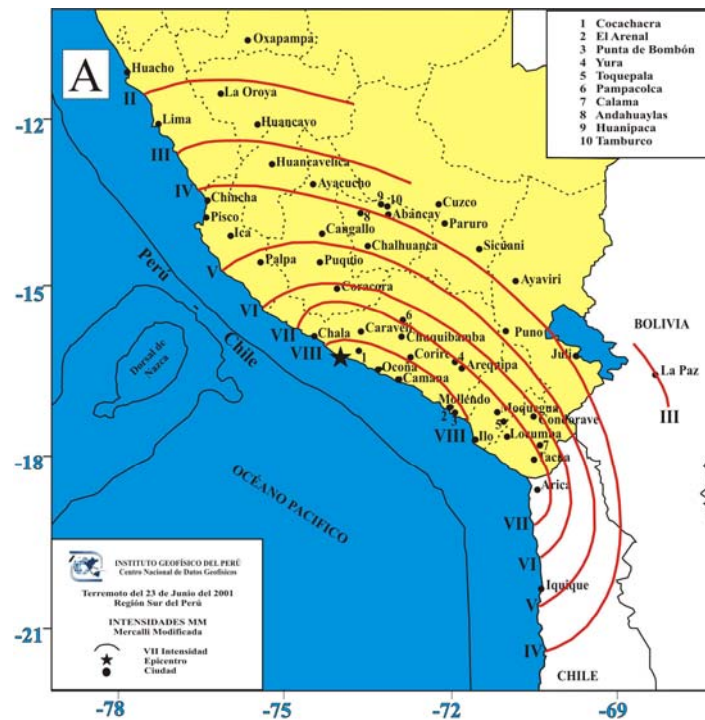


Figura 3.2. Mapa de Intensidades Regionales para el sismo de Arequipa del 23 de Junio de 2001 a) Escala Mercalli Modificada, b) Escala MSK-64 (Tavera et al, 2002).

al ancho de la celda y el tamaño de la celda del grado II en la escala MSK es menor que la que comprende a la escala MM en la mitad del ancho de la celda (Figura 3.1).

A pesar de las pequeñas discrepancias entre estas dos escalas, ambas son ampliamente utilizadas en el Instituto Geofísico del Perú, tal como se muestra en la Figura 3.2, en donde se evalúa la intensidad máxima del sismo ocurrido del 23 de Junio del 2001 y que afectó a la región sur de Perú. En dicha Figura, se observa una variación entre los valores de intensidad máxima; sin embargo, se debe considerar que la escala MM permite realizar una evaluación general de los daños y efectos en personas, estructuras y naturaleza; mientras que, la escala MSK requiere de una evaluación detallada de las estructuras considerando básicamente las características físicas como tipo de material, antigüedad, longitud y ancho de fisuras, tipo de amarres en columnas, tipo de construcciones, tipo de suelo, etc. Por lo tanto, la información contenida en cada mapa de intensidad es válida y depende del usuario para la utilidad final del total de la información.

3.2.- MAGNITUD

El concepto de magnitud fue introducido por Charles Richter en 1932 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 máxima 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 y 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), magnitud momento (M_w) y magnitud tsunami (M_t).

3.2.1.- Magnitud Local (M_L)

La magnitud local (M_L) fue propuesta inicialmente por Richter en 1932 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)

$\Delta(\text{km})$	$-\log A_o$	$\Delta(\text{km})$	$-\log A_o$
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_o antes de establecer una correspondencia entre el sismógrafo utilizado y el tipo de WA.

3.2.2.- Magnitud de Ondas Superficiales (M_s)

Este tipo de magnitud es válido para sismos con foco superficial en donde 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 Δ la distancia epicentral en grados. La formula anterior es válida para sismos ocurridos a distancias comprendidas entre $20^\circ < \Delta < 90^\circ$ y con focos localizados a profundidades menores a 70 km.

3.2.3.- Magnitud de Ondas de Volumen (m_b)

Esta escala es introducida por Gutenberg (1945) y toma como referencia la máxima amplitud 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 (Δ) y la profundidad (h) según las tablas de Gutenberg y Richter (1956).

3.2.4.- Magnitud de Duración (M_D)

Esta escala fue introducida por Lee et al, (1972), para realizar estudios locales y regionales utilizando sismógrafos de SP con registros en papel o digital. Esta escala se fundamenta en que un sismo pequeño produce un registro de corta duración; mientras que, para uno mayor su registro debe tener mayor duración; por lo tanto, existiría una relación entre el tamaño del sismo y la duración de su respectivo registro. Para tal efecto, para estimar esta magnitud se considera como la duración de la señal del registro del sismo (t), a la señal que se inicia después 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 del sismo expresado en km, Δ la distancia epicentral en km. Los valores de a, b, c y d son constantes que tienen que ser determinadas para cada estación.

3.2.5.- Momento Sísmico

El momento sísmico se define como la medición del tamaño del sismo de forma absoluta y es uno de los parámetros más estables para definir el tamaño del sismo. Aki (1966) deduce esta expresión en función del modulo de rigidez (μ), el área de la falla (S) y el desplazamiento medio (D):

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

De acuerdo a la teoría de dislocación, el momento sísmico puede ser estimado directamente del registro del desplazamiento medio (Hanks y Wyss, 1972) obtenido a partir del análisis espectral, de diferentes formas de ondas / fases.

3.2.6.- 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 este el parámetro más importante. Este parámetro puede ser obtenido a partir de la relación establecida por Aki (1966).

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

donde, μ es el modulo 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.

3.3.- LONGITUD DE RUPTURA

La manera más simple y convencional de imaginar un sismo, es considerar que este se inicia en un solo punto conocido como la fuente de origen o hipocentro a partir de la cual se inicia la propagación de la energía en forma de ondas sísmicas. Sin embargo, al producirse un sismo existe una gran liberación de energía que va a depender de los esfuerzos y de las características físicas del medio donde se produce el sismo. Para sismos pequeños, la longitud de la superficie afectada puede ser casi insignificante, pero en el caso de sismos grandes la longitud puede alcanzar varios kilómetros. Si los sismos ocurren en zonas continentales y existe expresión de la ruptura en superficie, la longitud de la falla es fácilmente medible; mientras que, para sismos de subducción, frecuentemente se recurre a estimar la longitud de la ruptura a partir del área de las réplicas del sismo.

Considerando grandes sismos, es posible establecer que el momento sísmico (M_0) y la longitud de la falla (L) obedece la siguiente expresión:

$$M_0 = a * L^3$$

donde, a es un coeficiente que varía entre $2 \cdot 10^6$ y $20 \cdot 10^{16}$ Pa.

La relación entre el M_0 y el cubo de la longitud de ruptura es conocida como la ley de escala de los sismos. Según esta relación, solamente la longitud de la falla determina las propiedades físicas de los sismos. En general, esta relación facilita considerablemente la interpretación de los datos de los sismos antiguos y con ella es posible estimar el M_0 a partir de la longitud de la falla obtenida de documentos antiguos.

CAPITULO 4

CARACTERÍSTICAS DE LA RED SISMICA NACIONAL

En general, una red sísmica esta constituida por un conjunto de estaciones que de acuerdo a su cobertura sobre el área de estudio pueden ser denominadas 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 transmite directamente al centro de adquisición y procesamiento de datos. La finalidad de estas redes es obtener información microsísmica 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 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 frecuentemente por satélite. El objetivo de estas redes es monitorear la actividad sísmica a escala mundial. 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 de Perú esta a cargo del Instituto Geofísico del Perú, siendo esta de tipo regional. Desde el punto de vista histórico, la primera estación instalada en Perú fue en la ciudad de Lima en el año 1907. Posteriormente, en 1931 se instalo la estación de Huancayo (HUA), equipada con 3 sismómetros de periodo corto y 3 de periodo largo. A mediados de 1962, se realiza la instalación de estaciones similares a los de Huancayo en la localidad de Ñaña en Lima y Characato en Arequipa (Tavera, 2001). A inicios de la década de los años 60 estas estaciones fueron integradas a la Red Sísmica Mundial “World Wide Seismological Standard Network”. En general, se puede considerar que la Red Sísmica Nacional (RSN) tuvo sus inicios en la década de los años 80, fecha en que se procedieron a instalar estaciones de periodo corto cerca de la línea de costa de las regiones Norte, Centro y Sur de Perú, siendo los datos transmitidos por telemetría. A partir del año 1996, la RSN inicia su implementación con estaciones de banda ancha.

Actualmente, la RSN esta conformada por 31 estaciones y de las cuales, 20 son de periodo corto con transmisión de datos por telemetría y las 11 restantes de banda ancha con acceso remoto vía interrogación telefónica.

4.1.- LOS SISMÓGRAFOS

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, 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), la sismometría considera básicamente tres tipos principales de sismógrafos: mecánico, electromagnético y de banda ancha, además del sismógrafo de deformación y los acelerógrafos.

4.1.1.- Sismógrafos Mecánicos

Este sismógrafo es el más simple y está constituido en su esencia por un sensor (elemento detector del movimiento) y un sistema de palancas, que sirve para amplificar el movimiento del suelo y registrarlo en forma visible. El funcionamiento de este instrumento, hoy está prácticamente en desuso, pero es muy ilustrativo para entender la teoría básica de todo sismógrafo.

En la Figura 4.1a, puede verse el esquema simplificado del sismógrafo mecánico vertical, donde la masa (**M**) está sujeta a un brazo que se apoya en un punto **O** sobre el bastidor, y en reposo está en posición horizontal mediante la tensión ejercida por un resorte de constante **K**. Este actúa con una fuerza restauradora tal, que para un cierto desplazamiento angular ϕ , el momento con respecto al punto **O** es **U ϕ** . Así mismo, un amortiguador **D** actúa con un momento **D ϕ** , proporcional a la velocidad, de tal manera que la ecuación del movimiento resultante es:

$$\mathbf{B}\phi + \mathbf{D}\phi + \mathbf{U}\phi = -\mathbf{M}\mathbf{L}\mathbf{x}$$

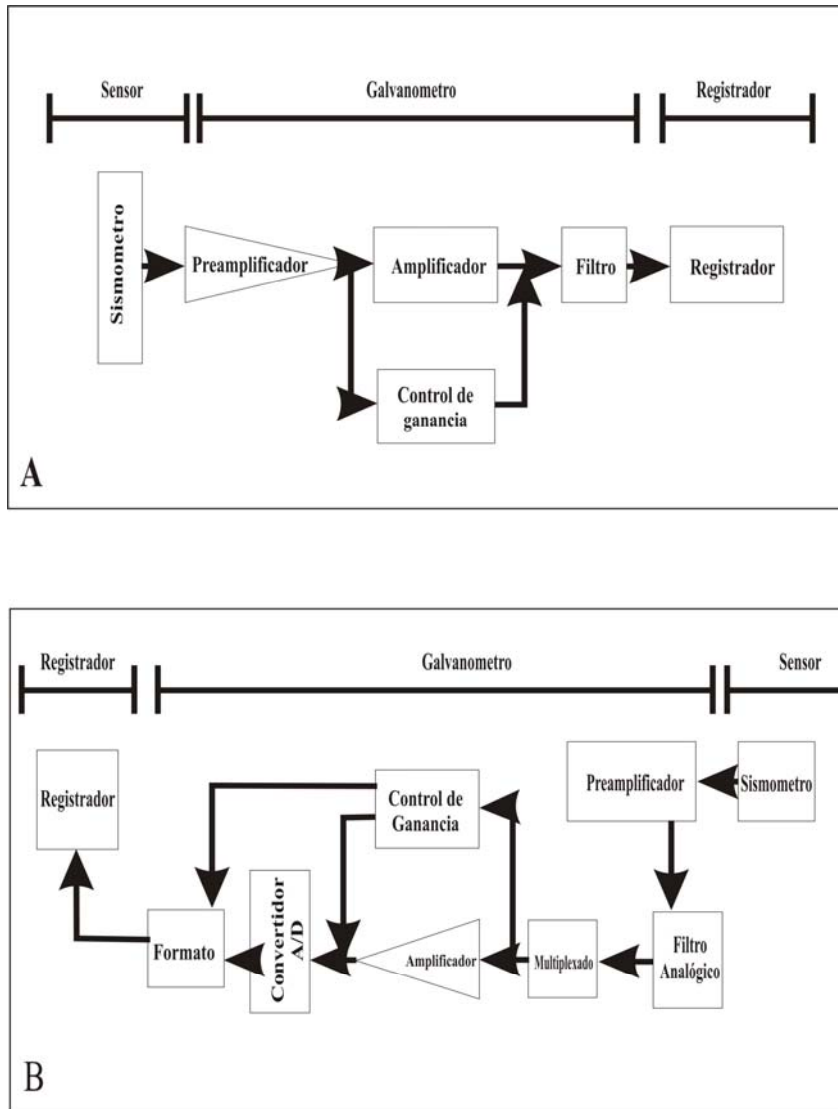
donde, **B** es el momento de inercia de la masa con respecto al punto **O** y el término de la derecha el momento sobre el punto **O**, resultante de un movimiento vertical **x** aplicado al soporte.

4.1.2.- Sismógrafos Electromagnéticos

El principio físico de este sismógrafo es idéntico al mecánico en lo que respecta al sismómetro. La única variación consiste en que el desplazamiento de la masa produce el movimiento relativo de una bobina en el campo magnético de un imán, tal como se observa en la Figura 4.1b. En este caso la parte móvil es el imán y en otros la bobina. Al producirse un movimiento del suelo, se genera una corriente en la bobina proporcional a la velocidad relativa entre la bobina y el imán (ϕ), la cual pasa por un galvanómetro y produce una cierta deflexión del espejo. Ahora, si se ha hecho incidir un haz de luz

sobre el espejo unido al hilo del galvanómetro, éste sufrirá una desviación θ , debido a que han actuado fuerzas puntuales, que recogida en un papel fotográfico proporciona un registro del movimiento del sismómetro.

A fin de conocer la respuesta de todo el sistema debe considerarse por separado el sismómetro y el galvanómetro. Para el segundo debe tomarse además, una nueva fuerza generada por la corriente I en la bobina que crea una fuerza de reacción cuyo momento con respecto al centro de suspensión es $-GI$ (G es el flujo de inducción). La corriente generada por la bobina pasa por el galvanómetro mediante un circuito, de tal manera, que la corriente i que pasa por la bobina del galvanómetro es menor que I . En resumen, se tiene que un movimiento angular del sismómetro (ϕ), producido por un desplazamiento vertical x en el suelo, genera una corriente que mediante un circuito pasa a la bobina del galvanómetro produciendo una deflexión θ . El producto de ambas curvas de amplificación es equivalente al total del sismógrafo electromagnético.



4.1. Diagrama de sismógrafos Mecánico (a) y Electromagnético (b)

4.1.3.-Sismógrafos de Banda Ancha

Por lo general, los sismógrafos eran de dos tipos o 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.

Estos sismógrafos fueron llamados “Banda Ancha”. Este adelanto en la sismometría se logró gracias a los progresos conseguidos en el modo de registro (registros magnéticos digitales) y en el desarrollo del sismómetro de balance de fuerzas de Wieland y Strekeisen (1983). A fin de registrar esta información en formato digital, se hace uso de convertidores analógico-digital de 12, 16 y 24 bits que permiten cubrir rangos dinámicos del orden de 140 db ($1/10000000$). El esquema de este sismógrafo se muestra en la Figura 4.2. Esta característica permite que el instrumento únicamente se sature con sismos de $M > 5$ para el campo cercano (10 km de distancia epicentral) o por un telesismo a 30 grados de distancia con $M > 9$. 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.

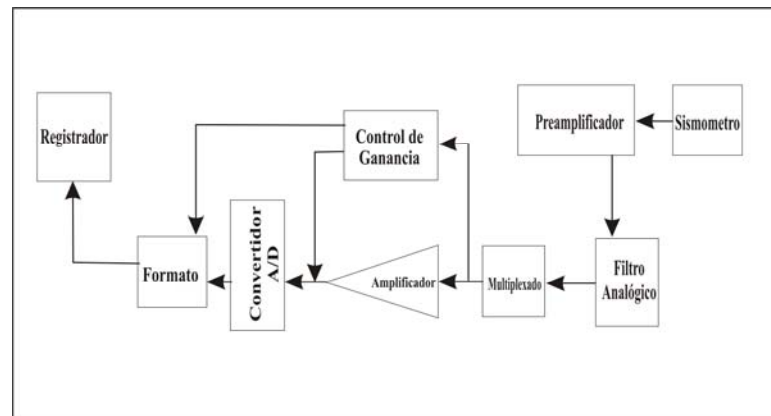


Figura 4.2. Esquema del Sismógrafo de Banda Ancha

4.1.4.-Acelerógrafos / Acelerómetros

En las proximidades del hipocentro de un sismo, el paso de las ondas sísmicas a través del suelo produce desplazamientos, velocidades y aceleraciones elevadas con un gran contenido de altas frecuencias. Esta zona es llamada "campo cercano" y es de interés para la ingeniería sísmica, ya que aquí se producen los mayores daños en las estructuras. Este tipo de información es registrado por los acelerógrafos o acelerómetros.

Este instrumento no registra de forma continua y generalmente se activa cuando se produce una aceleración del suelo 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 del registro y no se disponía de una base de tiempo absoluto. 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; además, de disponer del tiempo absoluto.

4.2.- SISTEMAS DE REGISTRO

A través del tiempo los diversos sistemas de registro sísmico, han suministrado información importante para el procesamiento y localización de los 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.

4.2.1.- 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. Estos sismogramas llevan en la parte superior las características del registro y la hora. En la Figura 4.3a se muestra un ejemplo.

4.2.2.- Registro Digital

Con el adelanto de la sismometría, los sistemas de registro evolucionaron enormemente, en la actualidad se ha logrado registrar eventos sísmicos completamente en formato digital. Este sistema que a diferencia del sistema de registro analógico es necesario con el convertidor A/D. En Perú, todas las estaciones de la Red Sísmica Nacional registran en formato digital y las características de operación de cada estación son indicadas en las cabeceras de los registros. En la Figura 4.3b se muestra un ejemplo de este tipo de registro.

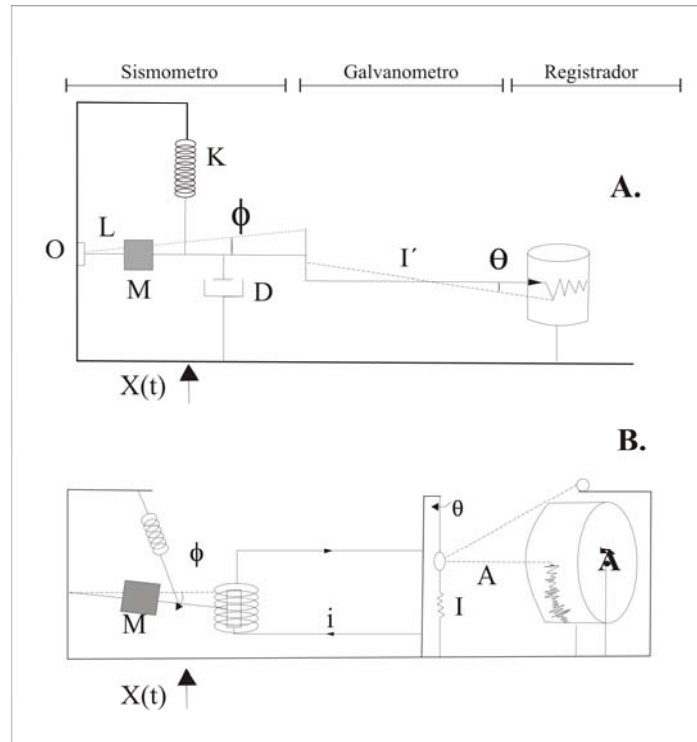


Figura 4.3. Esquema de los registros analógico (a) y Digital (b).

4.3.- TRANSMISIÓN DE DATOS SÍSMICOS

Una red sísmica puede ser denominada como local, regional o mundial y la transmisión de los datos sísmicos pueden realizarse por telemetría, satélite, radio y/o teléfono; sin embargo, esto dependerá de la disposición económica que sostiene la operatividad de la red sísmica, 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 presentar ventajas y desventajas. A continuación detallaremos cada una de ellas (Bernal, 2001).

- *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; por lo tanto, retrasa los procesamiento aplicados para la localización de los sismos.

- *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.
- *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 (<200 km).
- *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.

De acuerdo a la disposición económica que sostiene el Instituto Geofísico del Perú, la geomorfología del área y la necesidad que se requiera para hacer el monitoreo sísmico regional, la transmisión de la data en Perú se realiza por telemetría e interrogación por línea telefónica. Para dicha transmisión es necesario contar con un convertidor analógico digital (A/D).

4.4.- LA RED SÍSMICA NACIONAL DE PERÚ (RSN)

La Red Sísmica Nacional de Perú esta a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y consta de 31 estaciones distribuidas en casi todo el país, según se muestra en la Figura 4.4. Las características generales (latitud, longitud, altura y otros) de las estaciones se muestran en la Tabla 4.1 y en el Anexo III. De estas estaciones, 20 están equipadas con sismómetros de periodo corto (SP) de tres y una componente, y las 11 restantes con sismómetros de banda ancha (BB) del tipo Reftek. Así mismo, integran la RSN, 7 estaciones acelerométricas instalados en Huancavelica, en la sede central del IGP (Camacho-Lima) y en las universidades de Trujillo y La Católica en Lima.

Las estaciones de SP 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 denominada RSTT (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 trasmite los datos por línea telefónica y Cayma (CAY) que registra insitu. En general, cada sede envía o retransmite toda la información a la sede central del IGP en Lima.

Mientras tanto, las estaciones de BB se encuentran distribuidas en la región Norte: estación de Piura (PIU), Pucallpa (PCU) y Cajamarca (CAJ); en la región Central: estación de Huancayo (HUA), Tablachaca (TBL) en Huancavelica, Huaylas (YLA) en Ancash y Ñaña (NNA) en Lima y en la región Sur: Conima (CON) en Puno, Cuzco (CUS) en Cuzco, Toquepala (TOQ) y La Yarada (LYA) en Tacna.

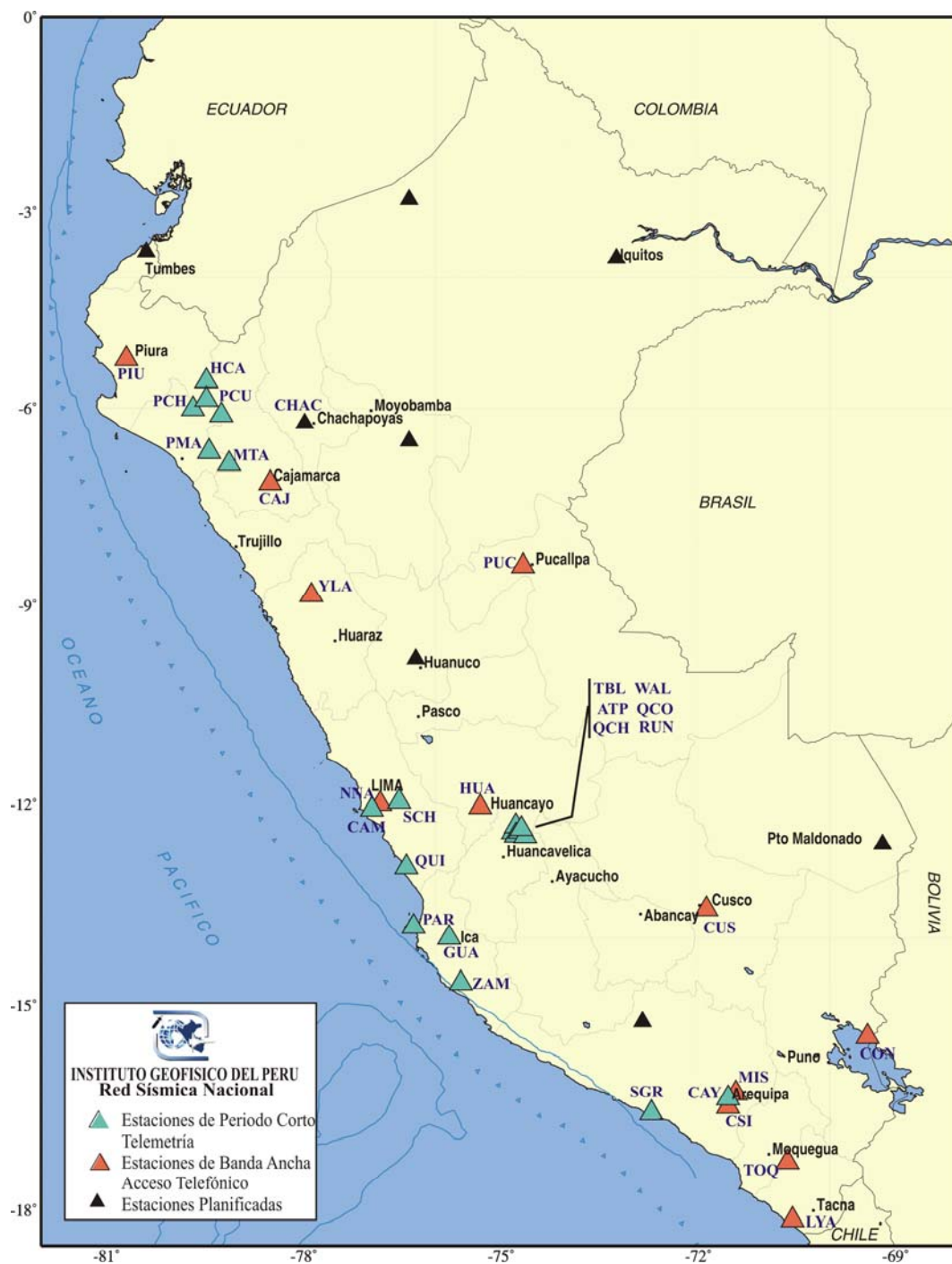


Figura 4.4. Distribución de las estaciones que integran la Red Sísmica Nacional de Perú

Tabla 4.1. Ubicación y características generales de la RSN. Banda Ancha (BB) y periodo corto (SP).

Estación	Cod.Nac.	Cod. Inter.	LAT °S	LON °W	Elev Msnm	Tipo de Estación
Atocpunta	ATP	PT14	12.416	74.816	4592	SP
Cajamarca	CAJ	PP16	07.130	78.516	2750	BB
Camacho	CAM	PT10	12.075	76.969	274	SP
Cayma	CAY	PT13	16.376	71.545	2350	SP
Conima	CON	PP21	15.469	69.430	3900	BB
Cusco	CUS	PP19	13.478	71.959	3858	BB
Guadalupe	GUA	PT03	13.998	75.790	690	SP
Huancayo	HUA	HUA	12.038	75.322	3330	BB
Huarmaca	HCA	PT16	05.585	79.486	3300	SP
Huaylas	YLA		08.847	77.889	3230	BB
La Yarada	LYA		18.135	70.585	363	BB
Mal Paso	MPA	PT22	06.663	79.443	500	SP
Misti	MIS		16.301	71.430	4486	SP
Montañita	MTA	PT21	06.849	79.136	1200	SP
Ñaña	NNA	NNA	11.987	76.839	575	BB
Paracas	PAR	PT06	13.829	76.332	150	SP
Porculla	PCU	PT18	05.862	79.487	2970	SP
Portachuelo	PCH	PT19	06.009	79.685	720	SP
Pucallpa	PUC	PP17	08.397	74.668	130	BB
Quellococha	QCO		12.475	74.633	4230	SP
Quilmana	QUI	PT02	12.946	76.439	600	SP
Quimsachumpi	QCH	PT15	12.367	74.694	3921	SP
Rundovilca	RUN		12.322	74.781	3240	SP
San Gregorio	SGR	PP18	16.570	72.715	161	SP
Suche	SCH	PT08	11.960	76.549	2880	SP
Tablachaca	TBL	PT13	12.464	74.781	2850	BB
Toquepala	TOQ	PP20	17.307	70.643	2586	BB

Wallpari	WAL		12.402	74.719	4200	SP
Zamaca	ZAM	PT27	14.670	75.615	390	SP
Poccyacc	PYC		12.467	74.636	3606	SP
Piura	PIU		05.167	80.962	240	BB

Las estaciones que están equipadas con sismómetros de periodo corto SP (Figura 4.5a), son de tipo Kinometrics y tienen como frecuencia máxima de registro 1 Hz (SS-1, L4C y WR1), siendo la magnificación del orden de $10E+4$ o $10E+5$. Las estaciones con sismómetros de banda ancha BB (Figura 4.5b) son de tipo Kinometrics o Nanometrics de 24-bit y cuyos rangos de frecuencia de registro son del orden de 0.03 a 50 y 100Hz. La principal ventaja de los instrumentos de BB es que presentan una banda grande de frecuencias en donde la señal sísmica es registrada sin ninguna saturación. Finalmente, los acelerómetros (Figura 4.5c), son instrumentos que registran la aceleración del suelo y su sensibilidad ha sido ajustada en 0.5 y 0.25g.

Las estaciones sísmicas distribuidas en el Perú, transmiten el flujo de datos a la sede central de Lima mediante dos modos, tal como se ha indicado anteriormente: por telemetría e interrogación telefónica. Los datos transmitidos por telemetría son recepcionados mediante un sistema de adquisición ACQ-Sismalp que registra eventos en función de la relación señal-ruido (STA/LTA). Esta información es utilizada para el procesamiento rápido y posterior localización de los sismos ocurridos en cualquier punto del Perú, a fin de reportar esta información a otras instituciones que utilizan el sistema de defensa civil contra desastres naturales (INDECI, DHM y medios informativos). Este sistema de adquisición y procesamiento de datos (ACQ-Sismalp) ha sido implementado recientemente con una serie de algoritmos que han permitido brindar mayor rapidez y dinamismo a los procedimientos que se siguen para localizar los sismos. Los datos obtenidos mediante interrogación por línea telefónica es utilizada para el procesamiento y localización final de los sismos a fin de elaborar boletines sísmicos mensuales y en conjunto integrar los parámetros hipocentrales de los sismos al catálogo sísmico y a la base de datos del IGP. En general, la información sísmica es almacenada en formatos compatibles para su rápido acceso para futuros análisis o trabajos de investigación.

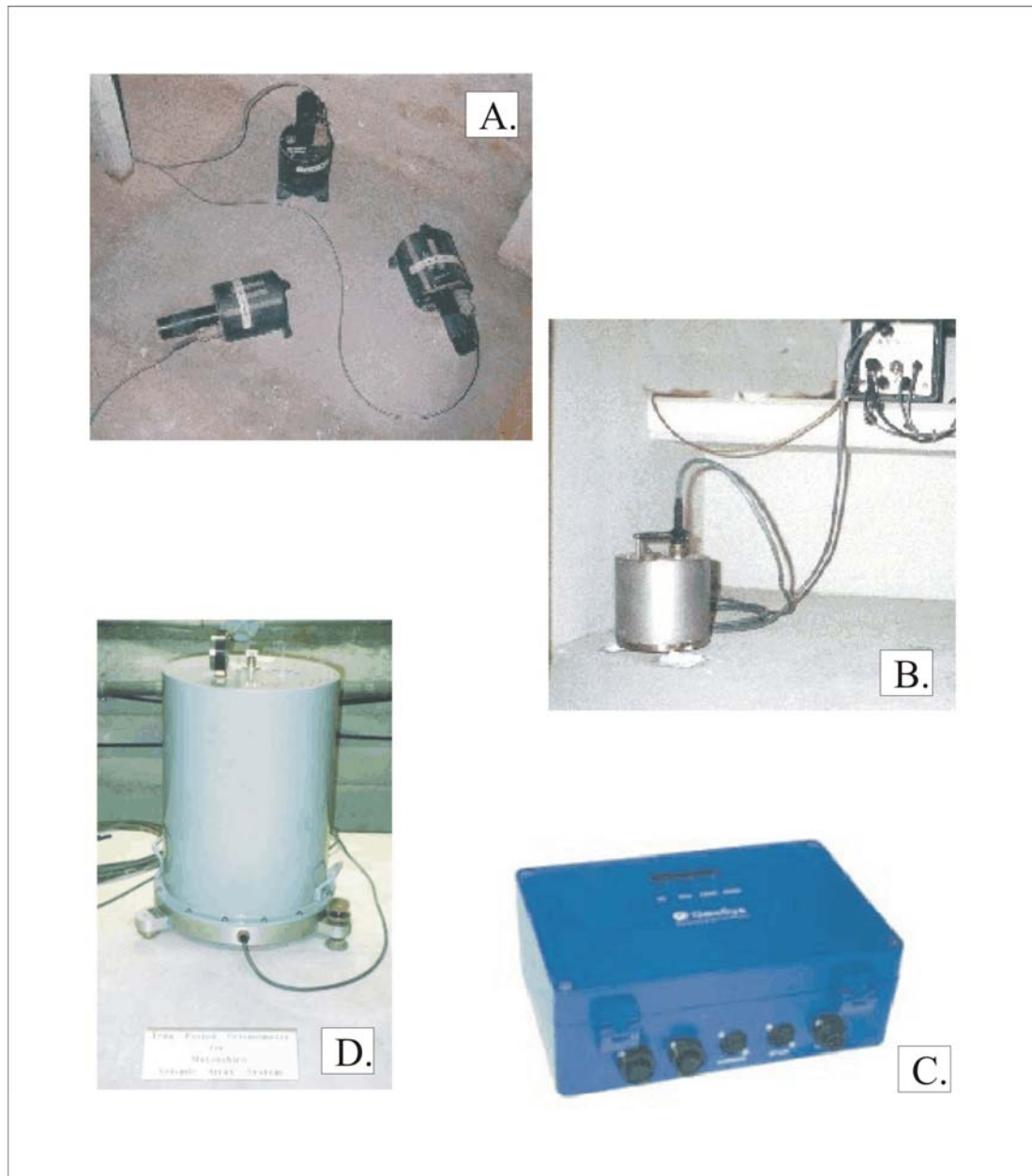


Figura 4.5. Diferentes tipos de sismómetros que conforman la Red Sísmica Nacional a) Periodo Corto, b) Banda Ancha, c) Acelerografos y d) Periodo Largo (Bernal, 2001)

CAPITULO 5

ANALISIS Y EVALUACION DE LA BASE DE DATOS

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). La calidad de los catálogos sísmicos ha mejorado cuantitativamente con el tiempo debido al desarrollo de nuevas técnicas de observación y de registro, así como el incremento de estaciones sísmicas que han permitido mejorar la cobertura de las redes regionales y mundiales. Esto ha permitido que los catálogos aumenten su umbral mínimo de magnitud y que los errores en el cálculo de los parámetros hipocentrales disminuyan. Al momento de elegir una base de datos sísmicos, con el propósito de realizar un determinado estudio en sismología, se debe tener en cuenta que este no debe permanecer estático, sino que constantemente debe ser actualizado y mejorado.

En general, los resultados que se obtenga de cualquier estudio que considere una base de datos, dependerán de la calidad de los mismos; por lo tanto, esta debe cumplir ciertas condiciones antes de ser utilizada. La base de datos debe ser lo más homogénea posible, evaluada y calificada de manera cuantitativa dependiendo del procedimiento

mediante el cual fueron obtenidos. Por otro lado, esta información debe ser lo más actual posible ya que solo así se tiene la seguridad de que los parámetros focales de los sismos han sido correctamente determinados con el uso de un número mayor de estaciones sísmicas y debe evitarse excluir algunos sismos, pero de ser necesario es únicamente porque no se cuenta o no se conoce el total de los parámetros. La experiencia ha mostrado que en general, los sismos son excluidos porque no se conocen con exactitud su respectivo valor de profundidad o tamaño (magnitud).

5.1.- EVALUACIÓN DE LAS BASES DE DATOS

De acuerdo a la documentación obtenida, la actividad sísmica ocurrida en Perú durante el periodo 1471-1982 se encuentra contenida en tres catálogos, todos publicados en diferentes años y de los cuales solamente uno fue editado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Estos catálogos sísmicos son:

- Catálogo Sísmico República de Perú (1471-1982)
Por: Leonidas Ocola (Proyecto SISAN)
Publicado en 1984.
- Catálogo Sísmico del Perú (1500-1982)
Por: Daniel Huaco
Instituto Geofísico del Perú (Proyecto SISRA)
Publicado en 1985.
- Catálogo Sísmico del Perú (1500-1982)
Por: A. Espinoza, L. Casaverde, J. Michel, J. Alva, J. Vargas-Newman
Instituto Geográfico Nacional de España, Us Geological Survey, Universidad Católica del Perú, Universidad de Ingeniería.
Publicado en 1986.

Las características de los parámetros focales de los sismos contenidos en estos catálogos, han sido ampliamente analizados y evaluados por Tavera y Agüero (2000). Estos autores unificaron los datos de estos tres catálogos a fin de obtener uno homogéneo, constituyendo una “Versión Corregida y Actualizada” para el periodo 1471-1982, la misma

que se encuentra disponible en web: www.igp.gob.pe/cns/. En mucho de los casos, los parámetros de los sismos históricos (periodo 1471-1960), fueron obtenidos de manera aproximada sobre la base de la distribución de intensidades, área de percepción y daños ocasionados por los sismos (Silgado, 1978 y Dorbath et al. 1990). Es por esto, que para estudios que necesiten cuantificar la energía, es recomendable no utilizar datos históricos, principalmente de sismos con magnitudes menores a $M < 6.0$.

A partir del año 1960, a nivel mundial se empezó a instalar una red estándar de sismógrafos conocida como la Wold Wide Standard Seismograph Network (WWSSN), y a partir de entonces, el cálculo de parámetros hipocentrales de un sismo mejoraron considerablemente. Para muchos países, a partir de este año empieza el periodo instrumental aunque con el pasar del tiempo el incremento de redes sísmicas regionales esta aumentando y ha permitido, en el caso de Perú, contar en la actualidad con una Red Sísmica Nacional (RSN) compuesta por 31 estaciones. Sin embargo, el principal problema que presentan algunos de los sismos regionales es la falta de cobertura sobre las áreas de entorno no siendo posible determinar con exactitud la profundidad de los sismos y en otros estimar su tamaño (Lomnitz, 1971). En el caso de Perú, este problema ha sido ampliamente discutido por diversos autores (Spence et al., 1975; Rodríguez y Vázquez, 1987; Rodríguez y Tavera, 1988; Tavera y Rodríguez, 1991), concluyendo que la resolución de los parámetros hipocentrales de los sismos depende de las condiciones de contorno bajo el cual fueron obtenidos. En general, estos autores proponen que la localización del hipocentro de un sismo de forma optima depende de:

1. Número de estaciones y cobertura azimutal de las mismas,
2. Número de fases utilizadas,
3. La relación distancia-profundidad,
4. Tamaño del sismo (magnitud),
5. Modelo de velocidad y
6. Relación de velocidades

En estas condiciones, Lamarre et al, (1992) define a la homogeneidad o completeza de un catálogo sísmico como el conjunto de sismos que se encuentran dentro de un intervalo de magnitud y para un determinado periodo, en donde el umbral de magnitud es

uniforme. Es decir, para cada periodo de tiempo el catálogo debe presentar un umbral mínimo de magnitud, valor que indica a partir del cual la base de datos es homogénea.

5.1.1.- Catálogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP)

En la Figura 5.1a, se muestra la frecuencia sísmica de Perú en función de su magnitud (mb) y para el periodo comprendido entre los años 1960 y 1982. Obsérvese que durante este periodo, los datos no son homogéneos en magnitud, siendo el umbral mínimo de 4.0 y 3.5 para el periodo 1971-1976 y que puede ser debido a que se considera a las replicas de los sismos de 1970 y 1974. Sin embargo, debe considerarse que durante este periodo no se contaba con una red sísmica regional y que prácticamente los parámetros hipocentrales de estos sismos fueron casi todos provenientes de la WWSSN.

Para el periodo 1983 y 1994, en general se dispone de una base de datos con sismos de magnitud mayor a 4.5 mb, aunque se debe indicar que en este periodo no ocurrieron sismos importantes en el Perú. Contrariamente, a partir del año de 1994 el umbral de magnitud disminuye a un rango de 1.5 mb debido a la implementación de la RSN en áreas donde en años anteriores no existían estaciones sísmicas, a pesar que eran reconocidas como zonas de bastante actividad sísmica (Figura 5.1b).

En la actualidad, la RSN ha permitido registrar sismos locales y a la vez incrementar la base de datos con sismos de magnitud pequeña. Un claro ejemplo, viene a ser los sismos del 12 de Noviembre de 1996 (mb=6.5) y del 23 Junio de 2001 (Mw=8.4), en donde la buena cobertura de las estaciones sísmicas han permitido registrar, después de los sismos, alrededor de mas de 1000 replicas.

La evaluación de la base de datos del IGP ha permitido observar la existencia de una importante variación temporal en el umbral mínimo de magnitud dentro del periodo de 1960-2000. Se considera una base de datos calificada y homogénea a todos los sismos cuyas magnitudes sean mayores a 4.5 mb a la actualidad, debido a la cobertura de las estaciones sísmicas y al número que estas se tienen actualmente, ya que solo así se tiene la seguridad de que los parámetros focales de los sismos han sido correctamente determinados.

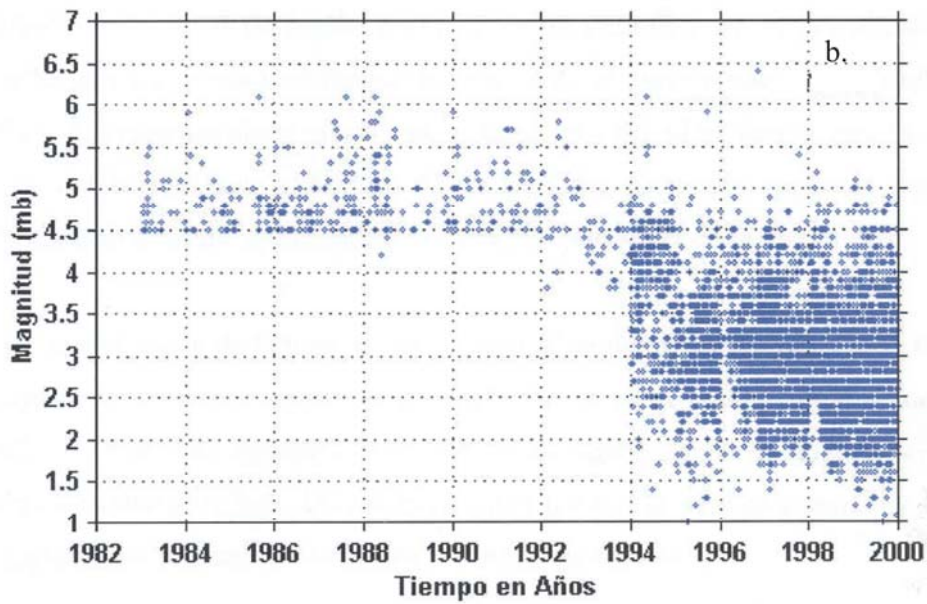
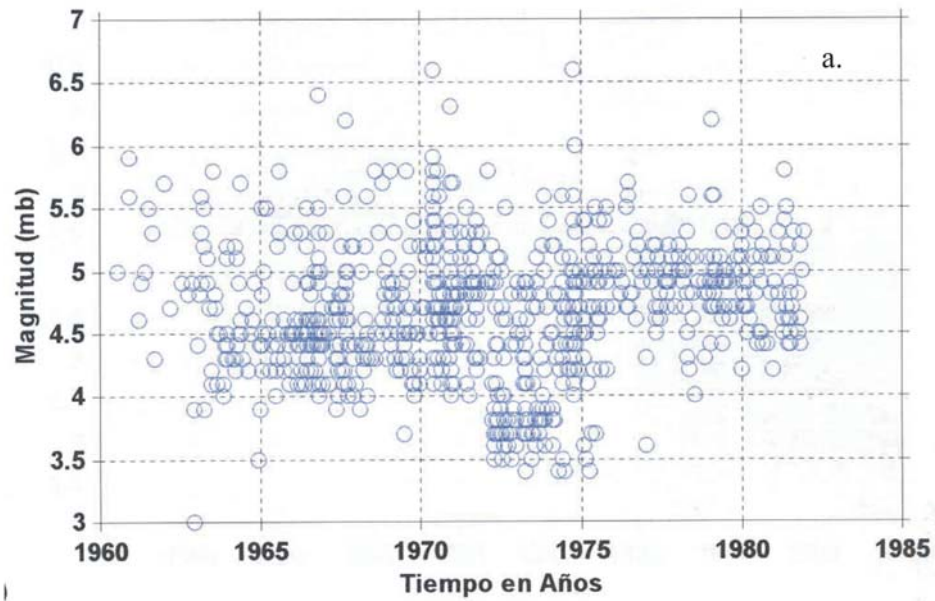


Figura 5.1. Base de datos disponibles para el Perú, periodo 1960-2000. Frecuencia de sismos en función de la magnitud (mb) y tiempo para los periodos 1960-1982 (a) y 1983-2000 (b)

5.1.2. Catálogo del National Earthquake Information Center (NEIC)

Desde la operatividad de la WWSSN (1960), el National Earthquake Information Center (NEIC), calcula y procesa de forma rápida los parámetros hipocentrales y el tamaño de los sismos que ocurren en cualquier parte de la Tierra, siendo en la actualidad un centro mundial de almacenamiento de datos sísmicos. Además, asumen la responsabilidad de editar boletines sísmicos a nivel mundial, pudiendo ser estos preliminares, mensuales y anuales. En el Perú, las estaciones sísmicas de Ñaña, Huancayo y Arequipa forman parte de esta red. Actualmente con el avance de la informática los resultados hipocentrales obtenidas para sismos con magnitud mb mayores a 4.0 están disponibles en corto tiempo y puestos a disposición por Internet.

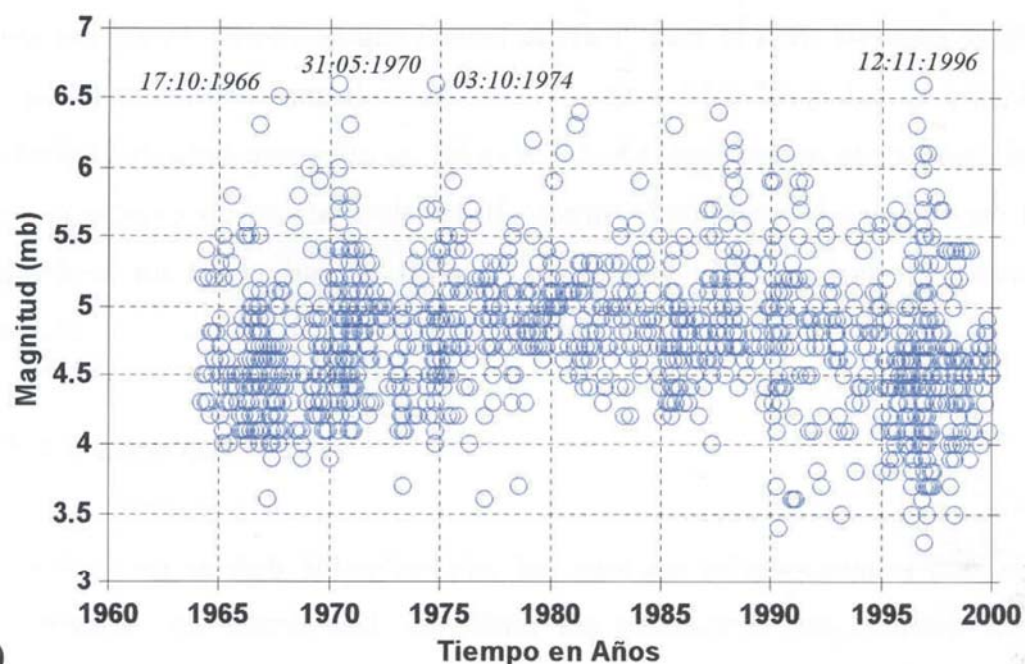


Figura 5.2. Catálogo del NEIC para el periodo 1964-2000. Frecuencia de sismos en función de la magnitud (mb) y tiempo

En la Figura 5.2, se presenta la base de datos con que cuenta el NEIC para el Perú, para el periodo comprendido entre 1964 y 2000 y en ella se observa que el umbral mínimo de magnitud mb varia entre 3.5 y 4.5, pudiendo asumir como umbral mínimo promedio de 4.0. Además cabe indicar, de forma general que el umbral mínimo de 3.5 mb se presenta en los periodos en que se produjeron los sismos de 1966, 1970, 1974, 1996 y que consideran sus respectivas replicas. Sin embargo, no todos los sismos son registrados por las estaciones de Ñaña, Huancayo y Arequipa; por lo tanto, muchos de los sismos no son tomados en cuenta por el NEIC, esto se debe principalmente a la distancia epicentral y la magnitud del sismo; es así que para un periodo de tiempo la base de datos es menor en comparación con el que cuenta el IGP.

5.2.- BASE DE DATOS SÍSMICOS A UTILIZARSE EN ESTE ESTUDIO

A fin de cuantificar el tamaño de los sismos que ocurren en Perú, en este estudio se describen procedimientos rápidos para el cálculo de la magnitud de los sismos registrados por las estaciones de la RSN (estaciones de SP y BB). La base de datos a utilizarse corresponde a 700 sismos contenidos en el catálogo del IGP y del NEIC para el periodo comprendido entre los años 2000 y 2001. Los sismos considerados en este estudio presentan focos superficiales ($h \leq 60$ km) e intermedios ($60 < h \leq 300$ km) y se localizan en su mayoría entre la línea de Fosa y la Cordillera de los Andes, y en menor número en la Alta Cordillera y la zona Subandina, tal como se muestra en la Figura 5.3.

Del total de los sismos, únicamente 300 fueron registrados por las estaciones de banda ancha y estos comprenden el periodo de Abril-Junio de 2001, cuyos parámetros sísmicos se usan para determinar el tamaño del sismo en este tipo de registro.

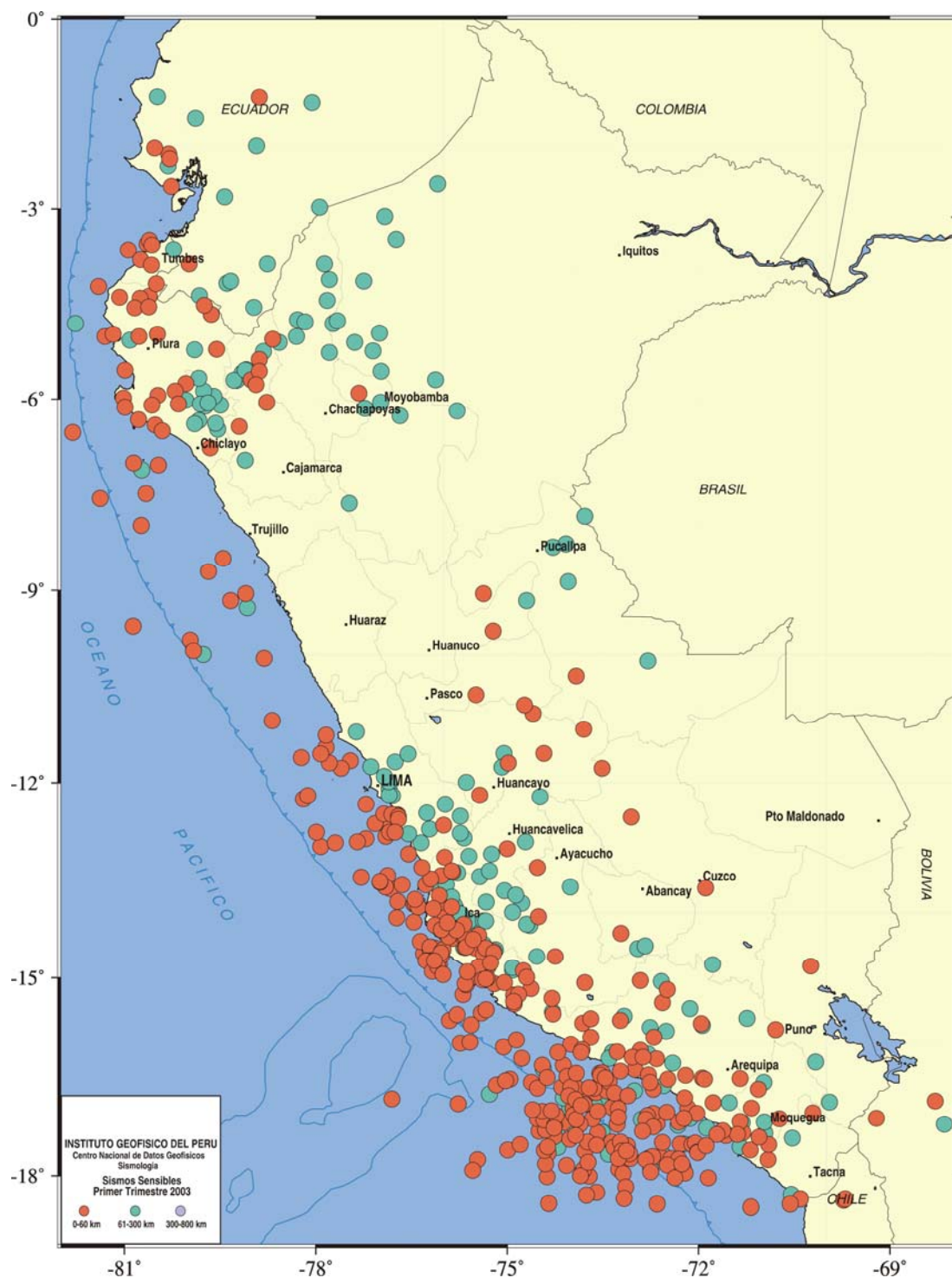


Figura 5.3. Mapa de distribución espacial de los sismos utilizados en este estudio, periodo 2000-2001. Los círculos rojos representan a sismos con foco superficial ($h < 60$ km) y los círculos verdes con foco intermedio ($60 < h < 300$ km).

CAPITULO 6

CÁLCULO DE LA MAGNITUD CON ONDAS LG

Para medir el tamaño de un sismo es necesario 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 la energía liberada por los sismos, 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. Por otro lado, la onda sísmica presenta ciertas características tales como la longitud de onda, periodo, frecuencia, velocidad de propagación (en el medio considerado) y amplitud de las oscilaciones.

En la Figura 6.1 se observa que en el registro de un sismo se puede identificar su amplitud con su correspondiente periodo o frecuencia y duración del registro donde ambos parámetros son representativos para el calculo de la magnitud. Así Richter (1932), considera la amplitud máxima del sismo registrado en una estación constituida por un sismógrafo de torsión Wood-Anderson ubicado a una distancia de 200 km de la fuente.. Posteriormente, Gutenberg y Richter en 1945, extienden el concepto para calcular la magnitud a sismos registrados a distancias epicentrales comprendidas entre 5° y 90° a partir de las características del registro de las ondas P y S utilizando la siguiente relación:

$$m_b = \text{Log} (A/T) + Q(\Delta, h) \quad (1)$$

donde, A es la amplitud máxima del movimiento del suelo en micras, T el periodo (seg), Q la atenuación del medio expresado en función de la distancia epicentral (Δ) y la profundidad del foco (h) según las tablas de Gutenberg y Richter (1945).

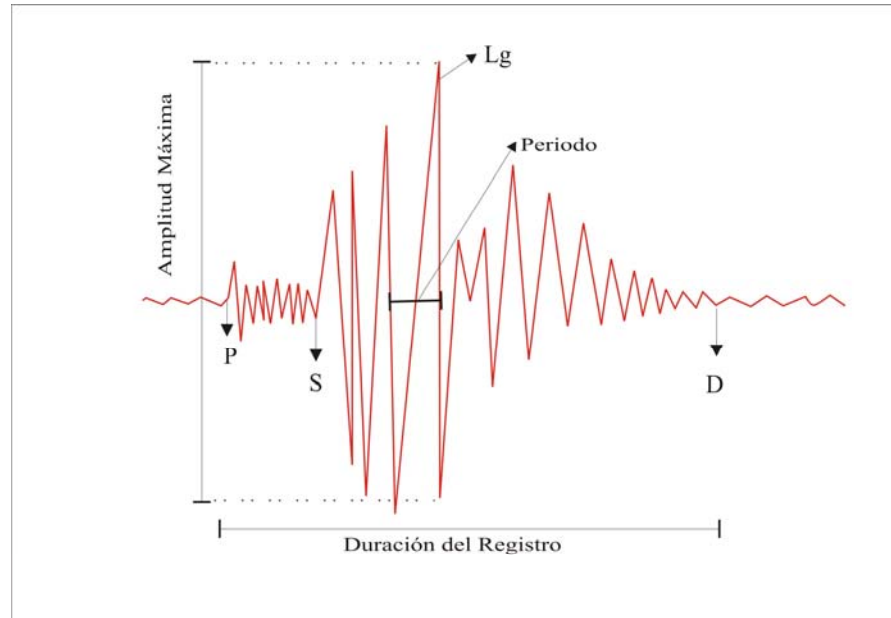


Figura 6.1. Características principales de un sismo.

Por la década de los 70, se realizaban varios trabajos con la finalidad de extender la ecuación 1 para diferentes rangos de distancia epicentral, es así como Nuttli (1972) propone una relación para estimar la magnitud m_b de los sismos utilizando la amplitud máxima de la onda Lg. El NEIC hace uso de este procedimiento para estimar la magnitud de los sismos a distancias regionales y para lo cual Nutli (1972) propone las siguientes ecuaciones:

$$m_b(Lg) = 3.75 + 0.90 \log D (A/T) \quad 0.5^\circ < D < 4.0^\circ \quad (2a)$$

$$m_b(Lg) = 3.30 + 1.66 \log D (A/T) \quad 4.0^\circ < D < 30^\circ \quad (2b)$$

donde, D es la distancia epicentral medido en km, A la amplitud máxima de la onda Lg en micras y T el periodo en segundos de dicha fase.

6.1.- ONDAS Lg

La propagación de las ondas sísmicas producidas por el sismo en el interior de la Tierra está determinada por el principio de la mecánica de medios elásticos. Esto quiere decir, que las velocidades de los distintos tipos de ondas sísmicas dependen principalmente de las características elásticas del medio, de modo que su distribución en el interior de la Tierra, puede estudiarse mediante la observación de los tiempos de recorrido y amplitudes de estas ondas. Así, en estudios realizados hasta distancias de 1000 km, se han definido la existencia y/o presencia de ondas o fases sísmicas importantes que se transmiten por la capa granítica, basáltica y por la parte superior del manto (litósfera), tal como se muestra en la Figura 6.2.

La onda Lg es aquella que viaja en el interior de la corteza y es fácil de identificarse en los registros porque presenta un prominente tren de ondas transversales, con periodos que van entre 0.1 a 6 segundos y velocidades de propagación cercanas a las ondas S. La onda Lg puede ser registrada hasta distancias de 1000 km, y se identifica con claridad entre rangos de distancia de 0-800 km. Sobrepasando esta distancia, su registro es confuso y es posible confundirlo con la onda S.

En general, a distancias comprendidas entre 0-1000 km las principales fases que pueden ser identificadas en un sismograma son:

- **P:** Son ondas o fases sísmicas en las cuales el movimiento de la partícula se realiza en la misma dirección en la cual se propagan las ondas. Las ondas P son de alta frecuencia y longitud de onda corta.
- **S:** Son ondas o fases sísmicas en las cuales el movimiento de la partícula está a 90° de la dirección de propagación de las ondas. Las ondas S son de baja frecuencia y longitud de onda larga.
- **Lg:** Son ondas o fases superficiales que viaja a través de la corteza.

Para explicar la estructura de los registros sísmicos hechos a distancias epicentrales entre 0° y 10° , se asume un modelo estructural simplificado de la corteza, (Figura 6.2). Hay que notar que las distancias consideradas obvian los efectos de la curvatura de la superficie de la Tierra.

Considerando ondas P y S que se originan en el foco F y que llegan a las estaciones registradoras S_1 , S_2 , y S_3 , dispuestas en la superficie a diferentes distancias epicentrales, se puede construir rutas para los rayos, tal como FS_2 conocidas como P, S y Lg. Un rayo reflejado en la Discontinuidad de Mohorovicic (M) corresponde a las reflexiones de las ondas P, S y Lg. Hay que notar que en este caso, esto es solo sólo una parte de la energía incidente que se refleja en el Moho dentro de la corteza y registrado en S_1 , el resto de la energía es refractada dentro del manto y no podría mostrarse sobre los registros hechos en S_1 .

Siguiendo la Figura 6.2, se observa que conforme las distancias epicentrales aumenten, el ángulo de incidencia i y el ángulo de refracción i_r también aumenta. A distancias epicentrales críticas, ($i_r = 90^\circ$) la energía del rayo refractado no ingresa al manto pero viaja a lo largo de la discontinuidad de Moho, para registrarse en S_3 , estas ondas son P, S, Lg y las ondas superficiales (LR y LQ) respectivamente, tal como puede verse en la misma Figura.

La fase Lg siempre aparece en el sismograma después que la onda S hasta intervalos de 5 seg., sobrepasando ese tiempo es confuso identificarla debido a que la onda se pierde o en muchos casos es contaminado por otras ondas (LR y LQ). Esta fase ha sido identificada en el registro de 300 sismos en 8 estaciones de BB (Cajamarca, Conima, Cuzco, Huancayo, Huaylas, Pucallpa, Toquepala y La Yarada) y 1 de SP (San Gregorio) que utiliza la Red Sísmica Nacional. Un claro ejemplo es el sismo ocurrido el 8 de diciembre de 2002, y en la cual se identifica fácilmente la onda Lg en las estaciones de Conima y Cuzco ubicadas a distancias epicentrales de 350 y 420 km respectivamente desde el foco (Figura 6.3).

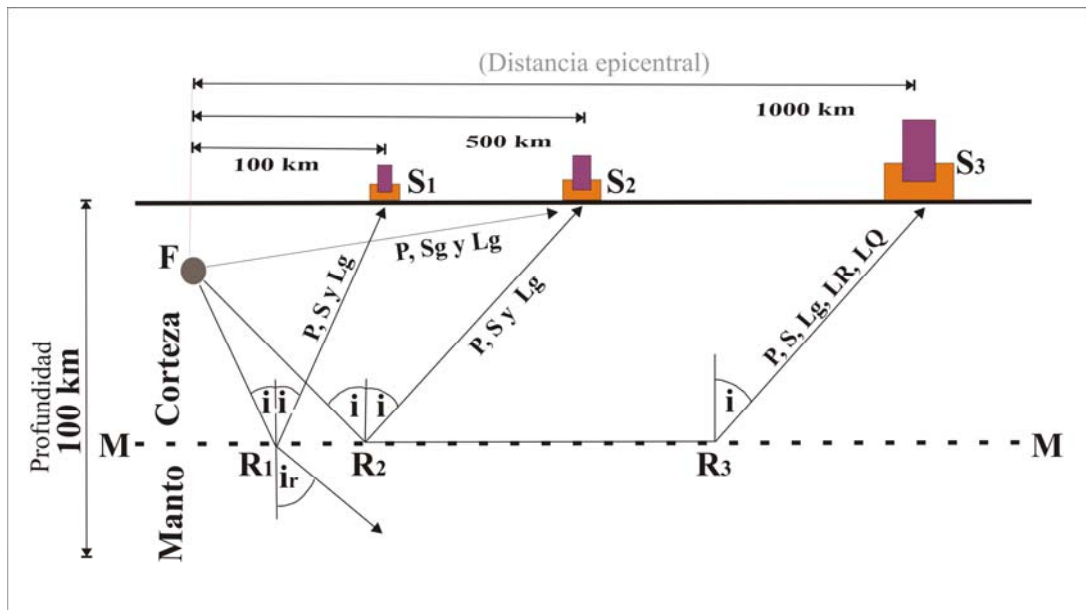


Figura 6.2. Principales ondas que se propagan desde el foco de un sismo F a través de un modelo de corteza. (Kulhánek, 1990).

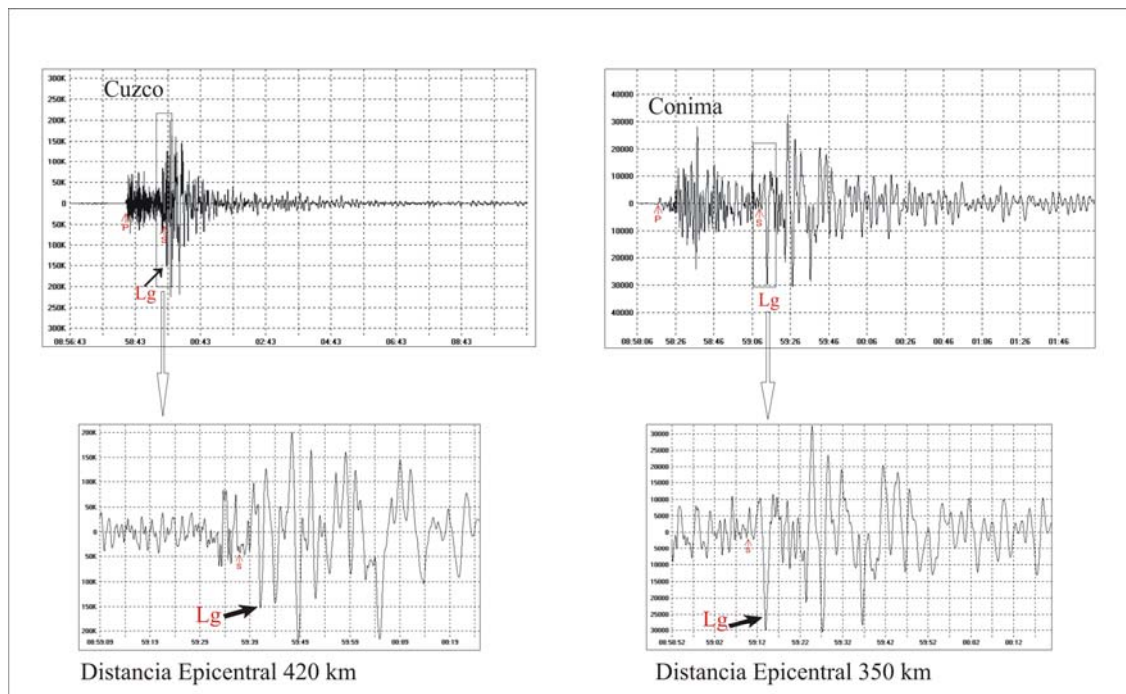


Figura 6.3. Registro del sismo ocurrido en Perú el 8 de diciembre del 2002 en las estaciones CUS y CON. Las flechas indican el tipo de llegada de la onda P , S y L_g .

6.2.- CURVAS DE ATENUACIÓN

Las ondas sísmicas se propagan por el interior de la Tierra se atenúan debido a la composición física del medio en que se están propagando; es decir, la energía que libera un sismo disminuye o incrementa en función a la distancia epicentral y/o hipocentral y la profundidad del foco, por el paso de las ondas por las diferentes estructuras. Esta atenuación puede ser de dos tipos: geométrico, debida a la geometría del frente de onda sísmica, y anelástica, debido a la no perfecta elasticidad de los materiales en el interior de la Tierra. Este parámetro (atenuación) modifica la aceleración, velocidad y desplazamiento real de la superficie afectado por las ondas sísmicas.

En la ecuación propuesta por Richter (1935) para determinar la magnitud M_L , el tamaño $\log A_0$ considera la atenuación de la onda en función de la distancia y profundidad y propone una tabla en donde se considera diversos valores que cuantifican a este parámetro (Tabla 3.1). Para Europa, Karnik (1973) realiza diversos estudios sobre las características de la amplitud del registro de un gran número de sismos proponiendo valores que permitan cuantificar el valor de atenuación. Asimismo, Payo y De Miguel (1974) obtienen también estos valores para $\Delta < 1000$ km, $h < 100$ km a partir del uso de información sísmica obtenida de una red sísmica regional como la que existe en Perú. Estas curvas se presentan en la Figura 6.4.

Por otro lado, el valor de $Q(\Delta, h)$ obtenido por Richter (1935) y Karnik (1973) son muy semejantes (Figura 6.4) adoptado para California (USA) y Europa respectivamente debido a que ambos utilizaron una amplitud de referencia (A_0); mientras que, Payo y De Miguel (1974) usaron la amplitud de la onda L_g y los valores $Q(\Delta, h)$ dados muestran pequeñas diferencias. Estas diferencias pueden ser atribuidas a las diferentes características de atenuación con la distancia y un efecto regional particular en el caso de la curva de Payo y de Miguel.

Para el Perú, aun no se ha determinado curvas de atenuación de la energía sísmica, pero se sabe que la presencia de la Cordillera de los Andes juega un rol importante como elemento atenuante de la energía liberada por los sismos. La forma y geometría de la cordillera con espesores de hasta 70 km y anchos que van desde 50 a 250 km, producen

una atenuación con un frente paralelo a la línea de costa de ahí que las curvas de isosistas de los grandes sismos sean elipsoidales con el eje mayor paralelo a la Cordillera de los Andes.

Para el calculo de la magnitud $m_b(Lg)$, en este estudio se hace uso de los valores de atenuación obtenidos por Payo y De Miguel (Tabla 6.1) debido a que fueron obtenidos para una región con características geológicas parecidas a los que presenta Perú y porque se ha utilizado información proveniente de una red sísmica regional compuesta por estaciones de SP y BB similar a la Red Sísmica Nacional existente en el Perú.

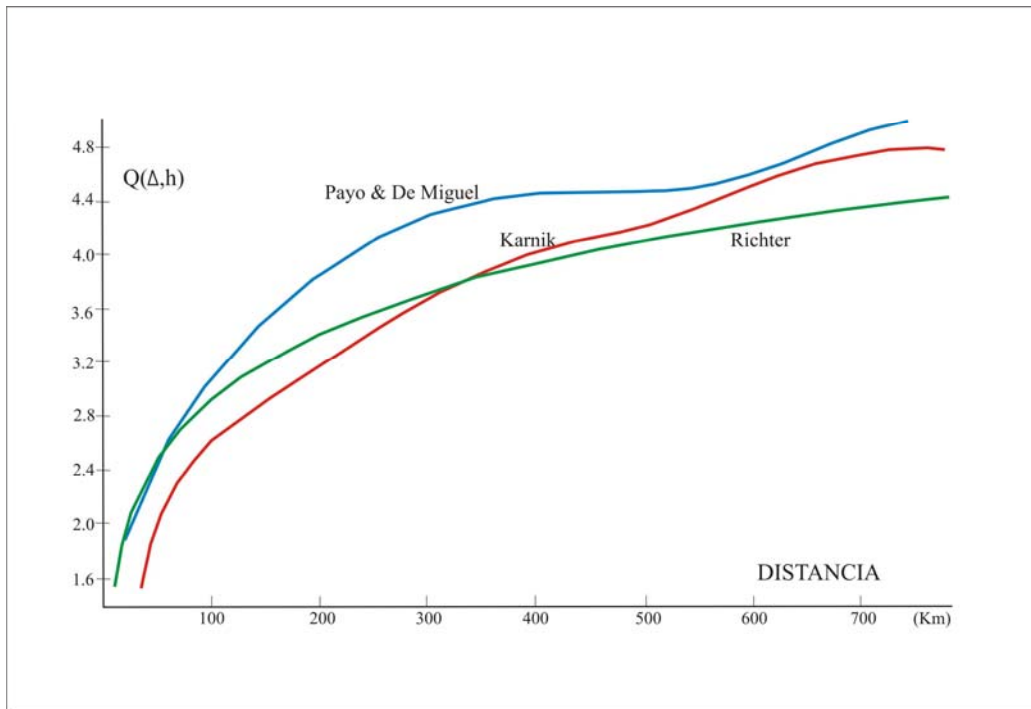


Figura 6.4. Comparación de los valores $Q(d, h)$ obtenidos por Payo y De Miguel (1974) y Karnik (1973) para Europa y Richter (1935) para California.

Tabla 6.1. Valores de $Q(\Delta, h)$ propuestos por Payo y De Miguel (1974) para sismos ocurridos a profundidades menores a 100km.

Km	Q(d,h)
0.0 – 20.0	1.88
20.1 – 40.0	2.28
40.1 – 60.0	2.61
60.1 – 80.0	2.88
80.1 – 100.0	3.1
100.1 – 120.0	3.29
120.1 – 140.0	3.45
140.1 – 160.0	3.59
160.1 – 180.0	3.72
180.1 – 200.0	3.84
200.1 – 220.0	3.94
220.1 – 240.0	4.04
240.1 – 260.0	4.12
260.1 – 280.0	4.19
280.1 – 300.0	4.26
300.1 – 320.0	4.31
320.1 – 340.0	4.36
340.1 – 360.0	4.39
360.1 – 380.0	4.42
380.1 – 400.0	4.43
400.1 – 420.0	4.44
420.1 – 440.0	4.44
440.1 – 460.0	4.44
460.1 – 480.0	4.44
480.1 – 500.0	4.44
500.1 – 520.0	4.45
520.1 – 540.0	4.47
540.1 – 560.0	4.49
560.1 – 580.0	4.53
580.1 – 600.0	4.57
600.1 – 620.0	4.63
620.1 – 640.0	4.7
640.1 – 660.0	4.78
660.1 – 680.0	4.85
680.1 – 700.0	4.92
700.1 – 720.0	4.97
720.1 – 740.0	4.98
740.1 – 760.0	4.94
760.1 – 780.0	4.82
780.1 – 800.0	4.59

6.3.- APLICACIÓN A SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ

Implementada la Red Sísmica Nacional (RSN) con estaciones de banda ancha surge la necesidad de proponer procedimientos para calcular la magnitud de los sismos ocurridos a distancias locales o regionales. Esta necesidad es debido a que muchos de los sismos no son registrados por las estaciones de la WWSSN o por las estaciones de periodo corto de la RSN, ya que las estaciones de BB, en general se encuentran en el interior del continente y representan la única información válida para estimar el tamaño de los sismos.

Con el fin de solucionar este problema, el procedimiento seguido por Payo y De Miguel (1974); permitirá ser una herramienta muy útil para estimar la magnitud de estos sismos; es decir, la identificación de la onda Lg en los registros de la componente vertical de las estaciones de Banda Ancha. Para tal fin, es necesario realizar la lectura de la amplitud máxima y el periodo de la onda Lg, que sumados al factor de atenuación $Q(\Delta, h)$ propuesto por los autores (Tabla 6.1), es posible calcular la magnitud de los sismos utilizando la siguiente relación:

$$mb(Lg) = \text{Log} (A/T) + Q(\Delta, h) \quad (3)$$

donde, A es la amplitud máxima del movimiento del suelo en micras de la onda Lg; T, el periodo (s) y Q la atenuación del medio expresada en función de la distancia epicentral (Δ) y la profundidad del foco (h).

La onda Lg ha sido identificado para un total de 300 sismos ocurridos a distancias epicentrales $\Delta < 800$ km y con focos ubicados a profundidades de $h < 100$ km. En general, han sido registrados en más de 3 estaciones de BB. La onda Lg también ha sido identificada en la estación de SP de San Gregorio (SGR), debido a que presenta formato digital similar a los de BB. Conocida la amplitud, periodo, distancia epicentral, profundidad y el correspondiente valor de atenuación, se procedió a estimar la magnitud con la relación 3 para cada uno de los sismos registrados en cada estación. Así, la magnitud $mb(Lg)$ final dada corresponde al valor promedio de la magnitud calculada para cada estación que registro el sismo. Para toda la base de datos, las amplitudes de la onda Lg

oscilaron entre 250 a 25000 micras con rangos de periodos comprendidos entre 0.38-3.25 seg.

Los resultados muestran valores de magnitud comprendidos entre 2.0 a 6.5 mb(Lg). Estos valores de magnitud obtenidos para cada estación de BB y para la estación de SGR han sido correlacionados con la magnitud reportada por el NEIC para los mismos sismos, tal como se muestra en el Figura 6.5. En general, se observa que los valores de magnitud obtenidos en este estudio son coherentes con los reportados por el NEIC. Asimismo, dentro del grupo de sismos considerado en este estudio, existen otros con tamaños menores al umbral mínimo de magnitud reportada por el NEIC (4.0 mb), para los cuales también se ha identificado la onda Lg a fin de calcular sus respectivas magnitudes mb(Lg). De este modo se procedía a reducir el umbral mínimo de magnitud para sismos que ocurren en Perú.

- ***Estación de Cajamarca***

Para el periodo de estudio, en esta estación se registraron y analizaron un total de 75 sismos, y de estos 65 sismos presentan magnitudes mb mayores e iguales a 4.0. En la Figura 6.5a, se observa que existe una aceptable correlación de los valores obtenidos para rangos de magnitud mb entre 3.8 y 6.0, siendo su relación definida por la siguiente ecuación:

$$mb = 0.9733 mb(Lg) + 0.1324$$

El factor de correlación del ajuste es de $R=0.8395$ y su desviación estandar es $\sigma=0.1218$.

- ***Estación de Conima***

Para el periodo de estudio, esta estación registro 125 sismos con rangos de magnitud que oscilan entre 3.8 y 6.5. La Figura 6.5b, muestra la correlación de estos valores de magnitud, quedando definida por la siguiente expresión:

$$mb = 0.9386 mb(Lg) + 0.3465$$

El coeficiente de correlación lineal es de $R=0.8676$ y su desviación estandar de $\sigma=0.1817$.

- ***Estación de Cuzco***

Durante el periodo de estudio, para esta estación se ha evaluado 180 sismos y de estos, 130 presentan magnitudes m_b mayores e iguales a 4.0 y 50 sismos menores a 4.0. En la Figura 6.5c, se observa que la correlación obtenida para magnitudes m_b entre 3.6 y 6.6 es aceptable:

$$m_b = 0.9457 m_b(Lg) + 0.3106$$

El factor de correlación lineal es de $R=0.8774$ y la desviación estándar de $\sigma=0.1905$.

- ***Estación de Huancayo***

En esta estación se ha calculado la magnitud $m_b(Lg)$ para 120 sismos, y de estos solo 98 fueron reportados por el NEIC. La correlación para estos sismos es aceptable para rangos de magnitud entre 3.6 y 6.5 (Figura 6.5d),

$$m_b = 0.9386 m_b(Lg) + 0.3465$$

Siendo el coeficiente de correlación lineal de $R=0.8644$ y su desviación estándar de $\sigma = 0.1872$.

- ***Estación de Huaylas***

Durante el periodo de estudio, para esta estación se ha calculado la magnitud $m_b(Lg)$ de 80 sismos, y de los cuales, 50 fueron reportados por el NEIC. La Figura 6.5e, muestra la correlación de los valores de magnitud entre 3.6 y 6.4,

$$mb = 0.8848 mb(Lg) + 0.4568$$

El coeficiente de correlación lineal es de $R=0.745$ y la desviación estándar de $\sigma = 0.2637$.

- ***Estación de Pucallpa***

En esta estación se han registrado 65 sismos y de las cuales solo 28 fueron reportados por el NEIC. La correlación para estos sismos es aceptable para rangos de magnitud entre 3.6 y 6.6 (Figura 6.5f),

$$mb = 0.9911 mb(Lg) + 0.0847$$

Con un coeficiente de correlación lineal de $R=0.9342$ y una desviación estándar de $\sigma=0.1344$.

- ***Estación de Toquepala***

Para el periodo de estudio, la información de esta estación ha permitido calcular la magnitud $mb(Lg)$ para 185 sismos. De estos sismos 150 fueron reportados por el NEIC. La correlación obtenida para sismos con magnitudes entre 3.8 y 6.5 (Figura 6.5g) obedece a la siguiente relación;

$$mb = 0.9151 mb(Lg) + 0.303$$

Con un coeficiente de correlación lineal de $R=0.8903$ y una desviación estándar de $\sigma=0.1877$.

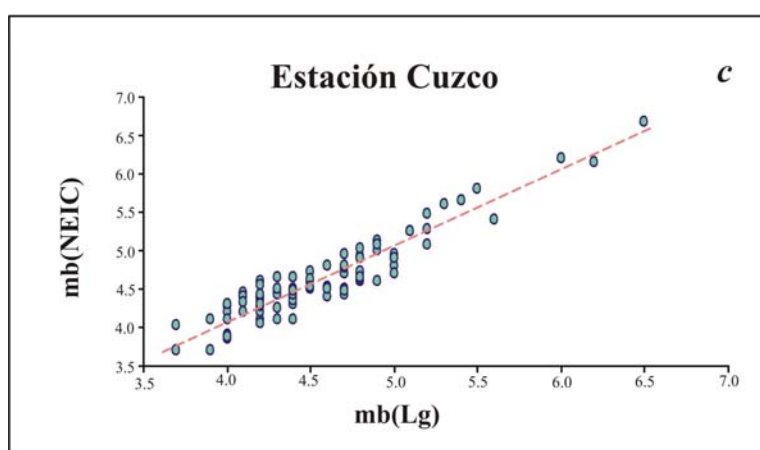
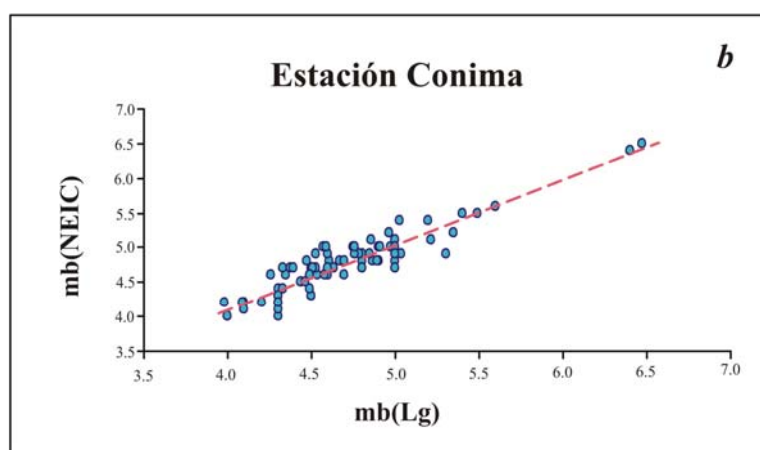
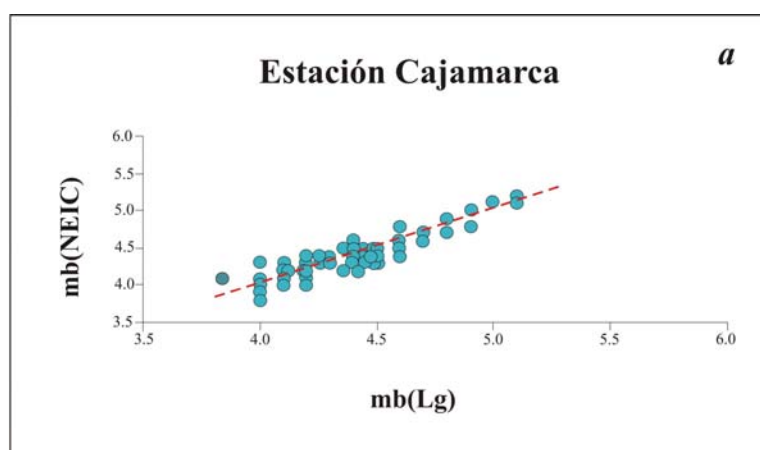
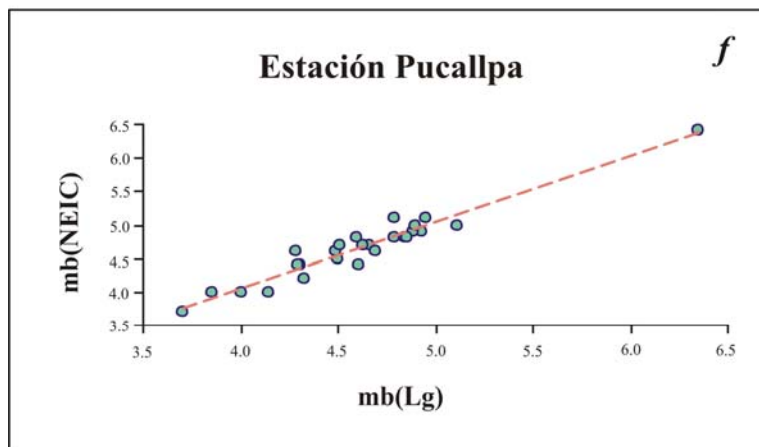
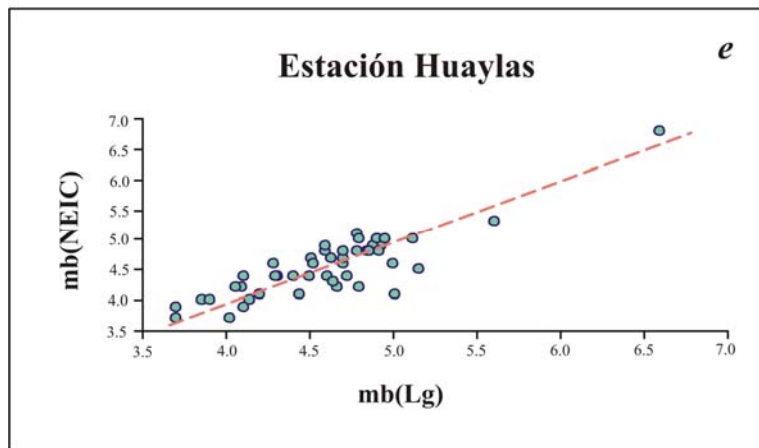
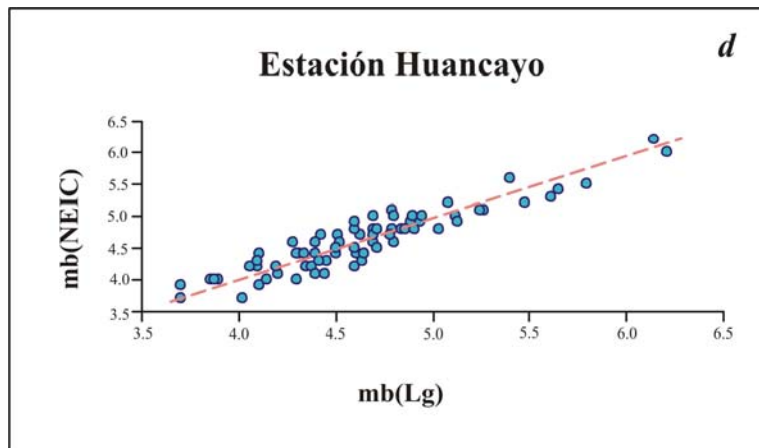
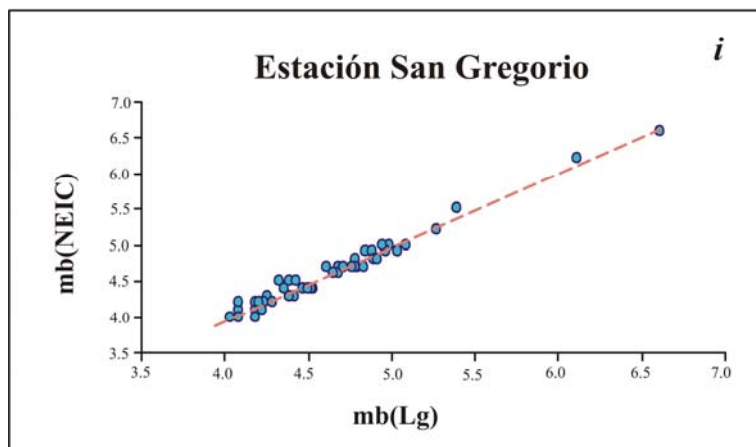
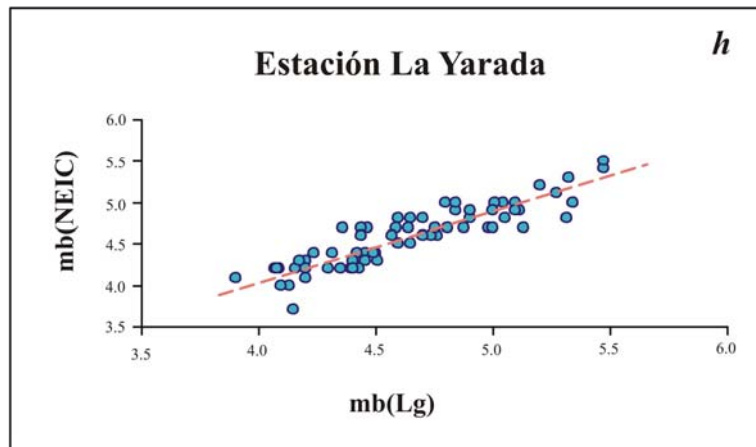
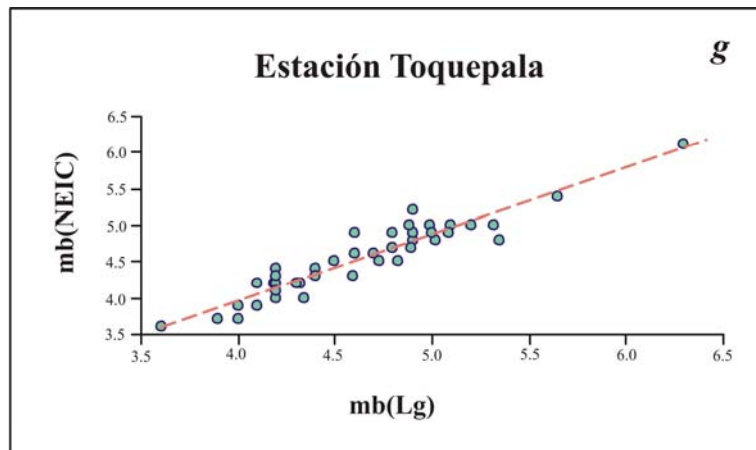


Figura 6.5. Relación entre las magnitudes mb reportadas por el NEIC y $mb(Lg)$ obtenidas en este estudio para cada estación de BB a) Cajamarca, b) Conima, c) Cuzco, d) Huancayo, e) Huaylas, f) Pucallpa, g) Toquelapa, h) La Yarada y para una estación de SP i) San Gregorio. Los sismos ocurrieron en Perú entre el periodo de abril - julio de 2001.



continuación



continuación

- ***Estación La Yarada***

En esta estación se registraron y analizaron un total de 180 sismos y de estos, 142 sismos presentan magnitudes m_b mayores e iguales a 4.0. En la Figura 6.5h, se observa que existe una correlación aceptable de los valores obtenidos para rangos de magnitud comprendida entre 3.8 y 6.4, siendo su relación,

$$m_b = 0.83 m_b(L_g) + 0.7325$$

El coeficiente de correlación lineal es de $R=0.8074$ y la desviación estándar de $\sigma = 0.1826$.

- ***Estación de San Gregorio***

Para esta estación de SP se ha calculado la magnitud de 165 sismos, y de estos, 130 presentan magnitudes $m_b \geq 4.0$ y 35 sismos menores a 4.0. En la Figura 6.5i, se observa que la correlación obtenida para magnitudes entre 3.8 y 6.6 es aceptable,

$$m_b = 1.0164 m_b(L_g) - 0.1238$$

Con un factor de correlación lineal de $R=0.9755$ y una desviación estándar de $\sigma=0.0923$.

En el capítulo, se ha descrito un procedimiento práctico para estimar el tamaño de los sismos registrados por la Red Sísmica Nacional de Perú a partir de las características del registro de la onda L_g . De acuerdo a los resultados obtenidos este procedimiento permitirá conocer la magnitud de los sismos ocurridos en Perú a distancias locales o regionales. Además, se ha logrado reducir el umbral mínimo para la magnitud de los sismos hasta un valor de 2.0, lo cual permitirá incrementar el número de sismos a considerarse en el catálogo sísmico de Perú. Esta particularidad facilitará el incremento de los datos sísmicos a ser utilizados en estudios de sismicidad y de peligro sísmico.

CAPITULO 7

CÁLCULO DE LA MAGNITUD DURACIÓN

Tal como se ha descrito en capítulos anteriores, el tamaño de un sismo puede ser conocido a partir de la energía liberada en el foco. La misma que es registrado por instrumentos llamados sismógrafos. Para estimar esta magnitud Richter, (1932) propone la siguiente relación:

$$M_L = \text{Log } A - \text{Log } A_0 \quad (1)$$

donde, A es la amplitud máxima del registro del sismo en un Wood Anderson ubicado a una distancia de 100 km (amplificación 2800 y periodo 0.85 seg.) y A_0 la amplitud correspondiente a la misma distancia de un sismo tomado como patrón (sismo de $M=3$). En estas condiciones, la calibración de esta escala es la amplitud mínima del registro del sismo de 1 mm.

En la actualidad, la aplicación de la ecuación 1 conlleva a realizar procedimientos alternos como la convolución de la señal a fin de construir registros de tipo Wood-Anderson a partir de registros obtenidos con cualquier otro tipo de sismógrafo. Sin embargo, no siempre es factible realizarlo si no se cuenta de manera inmediata con la información necesaria o cuando solo se dispone de registros con contenido de ruido o en papel ahumado.

A partir de los años 70, se ha hecho común el realizar estudios locales y regionales utilizando sismógrafos de SP con registro en papel o digital y para estimar la magnitud de los sismos por ellos registrados, Lee et al. (1972) propuso utilizar la duración del registro del sismo como una manera de conocer la magnitud M_L de los sismos. Para tal efecto, se

considera que para un sismo pequeño le corresponde un registro de corta duración; mientras que, para uno mayor le correspondería un registro de gran duración. Por lo tanto, existiría una relación directa entre el tamaño del sismo y la duración de su respectivo registro. Este procedimiento, pronto fue aceptado y aplicado en diversas partes del mundo para estudios locales y regionales como un procedimiento práctico para estimar la magnitud $M_L(D)$ de los sismos en diferentes centros sismológicos.

7.1.- EVALUACIÓN DE LA MAGNITUD $M_L(D)$

Según Lee et al (1972), la magnitud $M_L(D)$ puede ser obtenida a partir de la siguiente relación:

$$M_L(D) = a \log D + b(\Delta) + c(h) + d \quad (2)$$

donde, D es la duración del registro del sismo en segundos, Δ la distancia epicentral en km, h la profundidad del sismo expresado en km, y a, b, c y d constantes que tienen que ser determinadas para cada estación.

La principal ventaja del procedimiento propuesto por Lee et al, (1972) es que permite el cálculo rápido de la magnitud $M_L(D)$ y su desventaja, es la dependencia de la distancia epicentral y profundidad del foco obligando a que estos parámetros sean correctamente determinados para no incurrir en errores en la determinación de la magnitud $M_L(D)$ (Hutton et al, 1987; Arriola y Marroquin, 1991; Marroquin y Arriola, 1992, Guadalupe et al, 1994).

En esta ecuación, los términos $b(\Delta)$, $c(h)$ y d dependen de la distancia epicentral y profundidad del foco del sismo y en esencia equivale al valor $-\log A_0$ propuesto en la ecuación de Richter (1932), es decir comprende el factor de atenuación del medio sobre la señal sísmica. Por lo tanto si bien la ecuación 1 es la correcta definición para la estimación de la magnitud $M_L(D)$, algunos autores tales como Lee et al (1972) y Hutton et al (1987) simplificaron esta relación, con fines de utilizar los sismos registrados en cualquier instrumento de SP. En general, correlacionaron las ecuaciones 1 y 2 en dos términos encontrando equivalencias: $\log A = a \log D = \log (A/T)$ y $\log A_0 = b(\Delta) + c(h) + d =$

$Q(\Delta, h)$. La relación propuesta por Lee et al, (1972) también permitirá definir una magnitud M_L similar a la propuesta por Richter (1932).

Pero no siempre la distancia epicentral ($b(\Delta)$) y la profundidad ($c(h)$) son calculados con precisión de manera inmediata debido muchas veces a la no muy buena distribución azimutal de estaciones o al uso de un número mínimo de fases sísmicas. A fin de solucionar este problema, algunos autores como Gonzales, (1980); Haskov y Másias, (1983) propusieron simplificar la ecuación 2 para evaluar la no-dependencia de $M_L(D)$ con la distancia epicentral y profundidad del sismo y propusieron la siguiente relación:

$$M_L(D) = a \log D + b \quad (3)$$

donde, D es la duración en segundos, a y b constantes que tienen que ser determinadas para cada estación. La aplicación de esta fórmula en Centros Sismológicos ha permitido estimar lo más rápido posible la magnitud de los sismos permitiendo contar con parámetros hipocentrales preliminares.

7.2.- APLICACIÓN A SISMOS OCURRIDOS EN PERÚ

En la Red Sísmica de Perú, 20 estaciones sísmicas están equipadas con sismómetros de SP, por ende es posible determinar la magnitud $M_L(D)$. Para este estudio únicamente se utiliza 8 estaciones debido que la sede central de Lima cuenta en tiempo real con estos registros sísmicos. Para estimar la magnitud se ha considerado una base de datos compuestos por un total de 700 sismos ocurridos entre los años 2000 y 2001 (Figura 5.3), para estos sismos ha sido necesario conocer sus parámetros hipocentrales (latitud, longitud y profundidad) y para cada estación de SP que registro el sismo, su distancia epicentral (Figura 7.1). Asimismo, es necesario conocer los valores de la magnitud m_b reportados por el NEIC a fin de determinar las constantes a , b , c y d de la ecuación 2 mediante una regresión lineal múltiple, así como los valores de a y b para la ecuación 3 a partir de una regresión lineal simple.

Deducidas las constantes de las ecuaciones 2 y 4 para cada estación de periodo corto (SP) de la RSN, se calcula la magnitud $M_L(D)$ para cada sismo. Los valores así obtenidos para la magnitud $M_L(D)$, son correlacionados a fin de evaluar la dependencia

que puede existir usando de la distancia epicentral y la profundidad. Con el propósito de conocer la influencia del medio por donde la onda sísmica viaja.

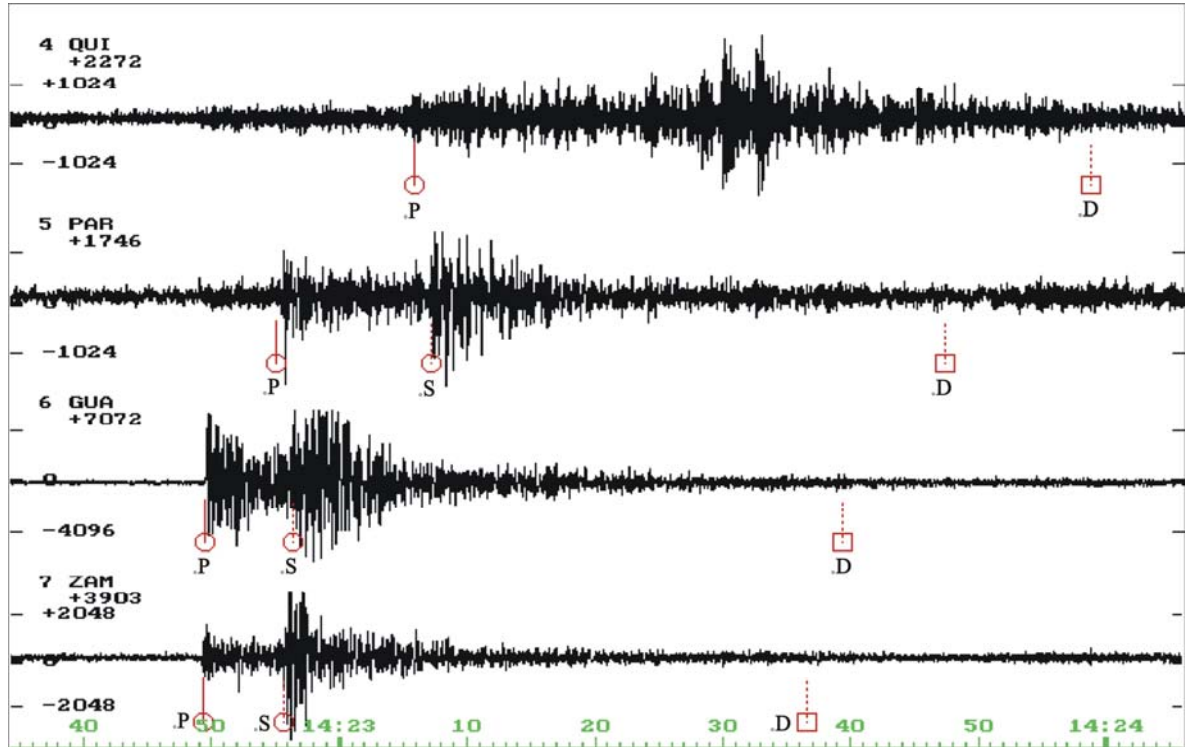


Figura 7.1. Registro del sismo ocurrido en Perú el 8 de diciembre del 2002 en las estaciones de periodo corto de Quilmana (QUI), Paracas (PAR), Guadalupe (GUA) y Zamaca (ZAM). P y S indica fase de llegada de la onda, D la duración del registro del sismo.

7.2.1.- MAGNITUD $M_L(D_1)$

De acuerdo al procedimiento propuesto por Lee et al, (1972) para estimar la magnitud $M_L(D_1)$, es necesario conocer la profundidad del sismo en km (h), la duración del registro del sismo en segundos (D) y la distancia epicentral en km (Δ) para cada estación que registra el sismo. La relación a utilizarse es la siguiente:

$$M_L(D_1) = a \text{ Log } D + b (\Delta) + c (h) + d$$

A fin de conocer los valores de las constantes a , b , c y d , se ha utilizado una base de datos de 700 sismos para los cuales el NEIC ha reportado su respectivo valor de magnitud. Asimismo, para este total de sismos se ha leído la duración de su registro en cada una de las estaciones de SP que integran la RSN. Las constantes antes indicadas son obtenidas mediante una regresión lineal múltiple, es decir construir la mejor combinación del peso de cada variable simple con la variable observada de manera independiente con el propósito de conocer la contribución relativa de las variables predictorias.

Los coeficientes a , b , c y d determinados en este estudio para las estaciones de SP se presentan en la Tabla 7.1. Conocidos estos valores, se procede a recalcular la magnitud de los sismos para obtener la magnitud $M_L(D)$ y así proceder a correlacionarlos con la magnitud m_b reportada por el NEIC. Asimismo, con los valores de magnitud $m_b(Lg)$ obtenidos a partir de la onda Lg obtenidos en este estudio y que fueron discutidos en el capítulo anterior.

Las correlaciones obtenidas se presentan en la Figura 7.2 y en cada una de ellas se observa que existe buena correlación entre la magnitud estimada a partir de la duración del registro del sismo y los obtenidos a partir de la onda Lg y los reportados por el NEIC. De acuerdo a los resultados obtenidos, el procedimiento seguido en este estudio permitirá realizar un cálculo rápido de la magnitud $M_L(D)$ de los sismos que ocurren en el Perú en un rango de magnitud comprendido entre 2.5 a 6.5 utilizando la ecuación 3 y las estaciones de SP de la Red Sísmica Nacional.

A fin de obtener la magnitud m_b a partir de la magnitud $M_L(D)$, se ha realizado ajustes lineales y cuyos resultados se presentan en la Tabla 7.2. En la Figura 7.2, se observa que existe dos pendiente bien definidas, la primera (A) representa a los valores de magnitud menor y/o igual a 4.0 y la segunda pendiente (B) corresponde a las magnitudes mayores a 4.0.

Tabla 7.1.- Valores de a , b , c y d para cada una de las estaciones de SP de la RSN. Estos valores corresponde a la ecuación: $M_L(D) = a \log D + b(\Delta) + c(h) + d$

Estación	a	b	C	d
Camacho	2.672763	-0.000128	-0.000347	-1.452153
Quilmana	1.423548	0.001423	0.001212	0.693072
Suche	2.386875	-0.000102	-0.000256	-0.855672
Guadalupe	2.889839	0.000118	0.000244	-2.237315
Paracas	2.510157	-0.000119	-0.000105	-1.152435
Zamaca	2.544229	0.000013	-0.000200	-1.359990
Portachuelo	2.150310	0.000003	-0.000115	-0.477640
Porculla	2.150215	0.000003	-0.000116	-0.477415
Huarmaca	2.189208	-0.000067	0.000080	0.561799

Tabla 7.2.- Ajustes lineales de la magnitud mb con la magnitud $M_L(D_1)$ para cada estación de SP de la RSN. R es el coeficiente de correlación lineal, σ la desviación estándar, y A y B corresponden a las pendientes obtenidas en la Figura 7.2.

Estación	Ajuste $mb=M_L(D_1)$	R	σ
Camacho _A	$mb = 0.9908 M_L(D_1) + 0.039$	0.9276	0.1274
Quilmana _A	$mb = 0.9451 M_L(D_1) + 0.207$	0.9584	0.1215
Suche _A	$mb = 0.9954 M_L(D_1) + 0.0186$	0.9412	0.1292
Guadalupe _A	$mb = 1.001 M_L(D_1) - 0.0039$	0.9676	0.1161
Paracas _A	$mb = 0.9451 M_L(D_1) - 0.035$	0.9599	0.1244
Zamaca _A	$mb = 0.9945 M_L(D_1) + 0.001$	0.9829	0.0877
Portachuelo _A	$mb = 0.9901 M_L(D_1) - 0.0326$	0.9848	0.0747
Porculla _A	$mb = 1.0245 M_L(D_1) - 0.1062$	0.9737	0.1059
Huarmaca _A	$mb = 1.0018 M_L(D_1) - 0.0078$	0.9879	0.0604
Camacho _B	$mb = 0.9908 M_L(D_1) + 0.039$	0.9276	0.1274
Quilmana _B	$mb = 0.9451 M_L(D_1) + 0.207$	0.9584	0.1215
Suche _B	$mb = 0.9954 M_L(D_1) + 0.0186$	0.9412	0.1292
Guadalupe _B	$mb = 1.001 M_L(D_1) - 0.0039$	0.9676	0.1161
Paracas _B	$mb = 0.9451 M_L(D_1) - 0.035$	0.9599	0.1244
Zamaca _B	$mb = 0.9945 M_L(D_1) + 0.001$	0.9829	0.0877
Portachuelo _B	$mb = 0.9901 M_L(D_1) - 0.0326$	0.9848	0.0747
Porculla _B	$mb = 1.0245 M_L(D_1) - 0.1062$	0.9737	0.1059
Huarmaca _B	$mb = 1.0018 M_L(D_1) - 0.0078$	0.9879	0.0604

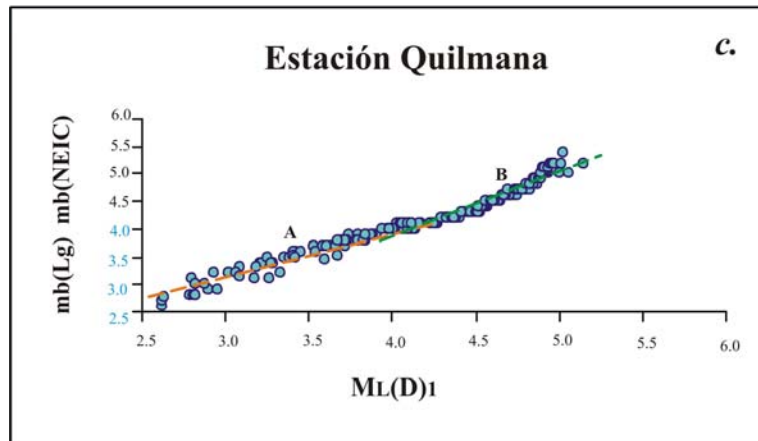
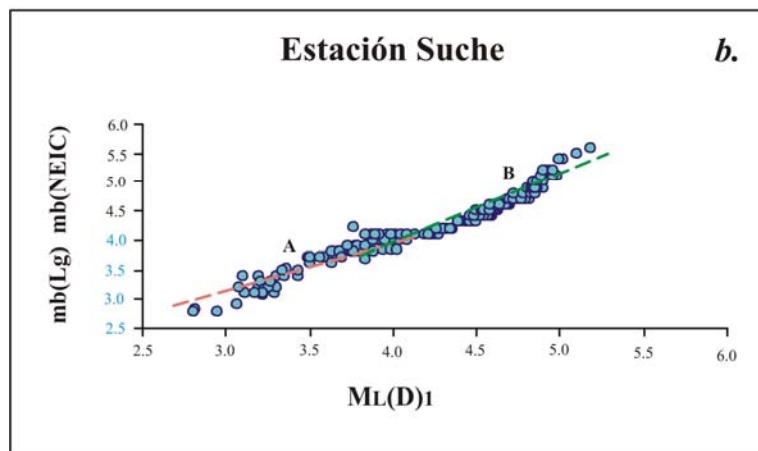
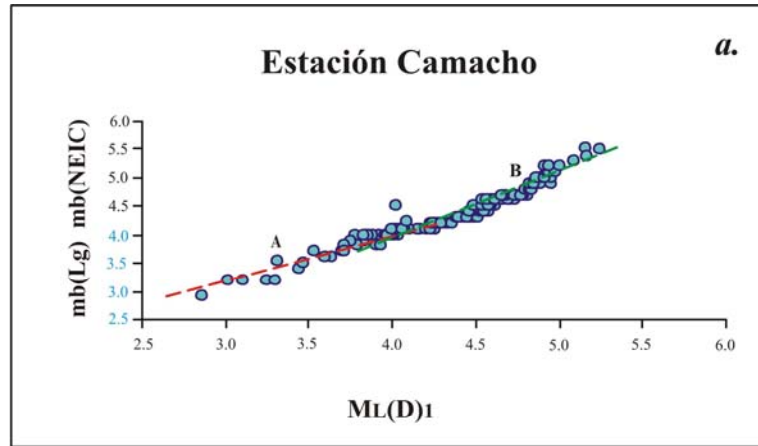
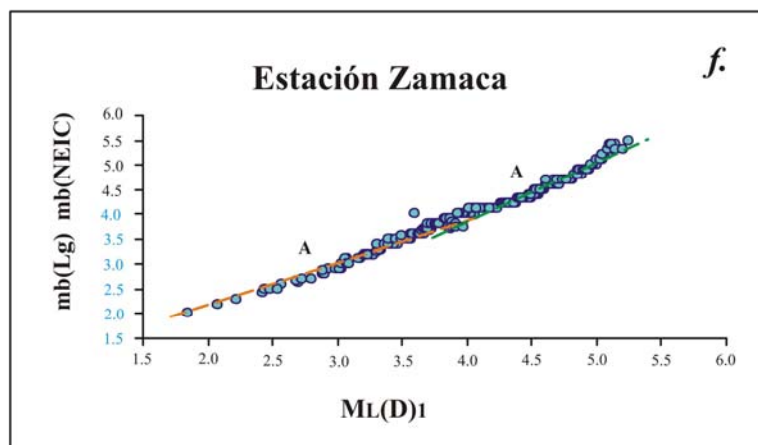
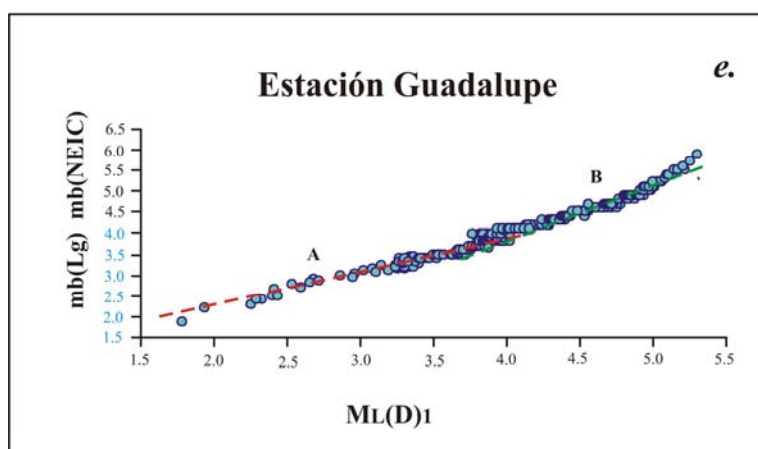
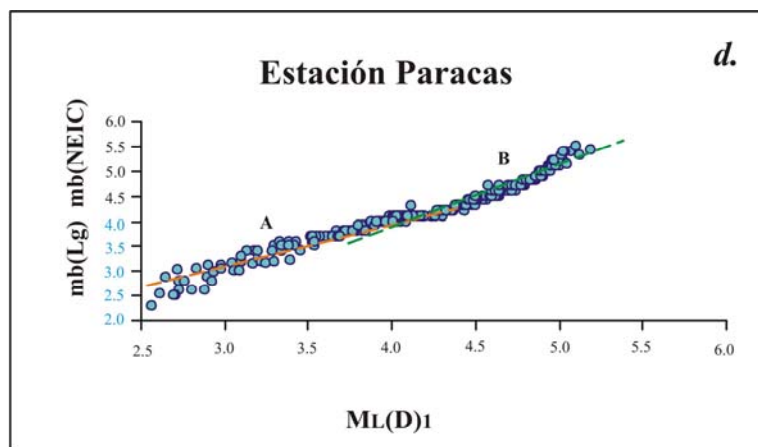
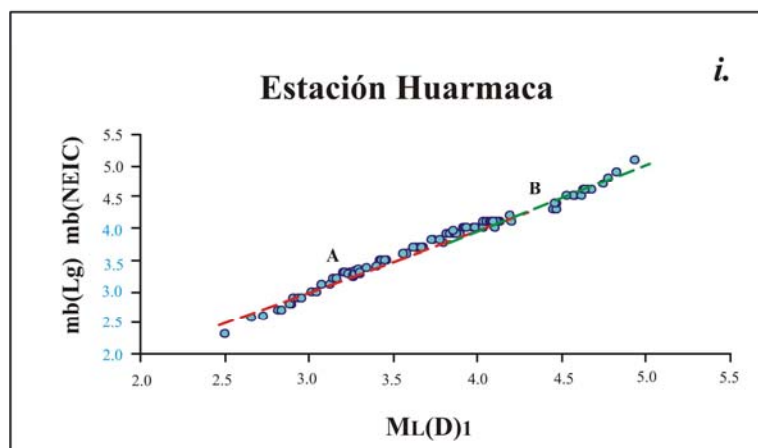
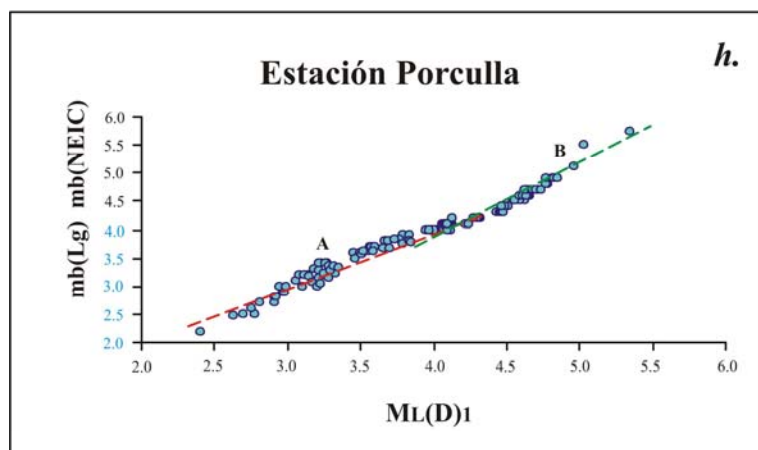
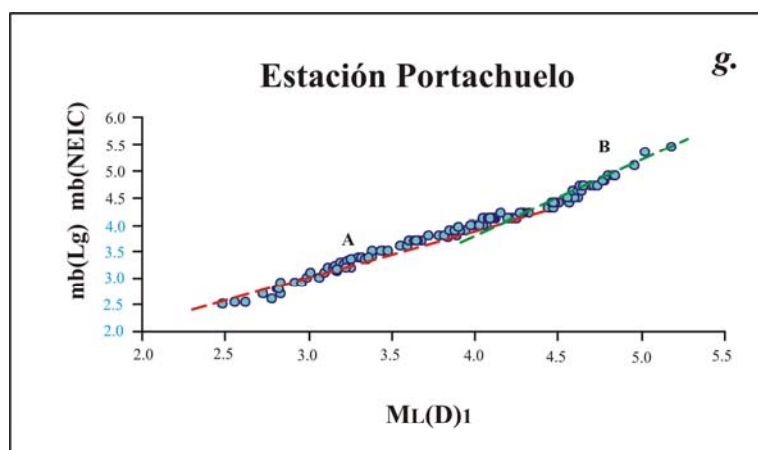


Figura 7.2. Relación entre las magnitudes mb reportadas por el NEIC, $mb(Lg)$ y $M_L(D)$ obtenidos en este estudio para 700 sismos ocurridos en Perú entre el periodo 2000-2001. a) Estación Camacho, b) Estación Suche, c) Estación Quilmana, d) Estación Paracas, e) Estación Guadalupe, f) Estación Zamaca, g) Estación Portachuelo, h) Estación Porculla y i) Estación Huarmaca.



continuación



continuación

7.2.2.- MAGNITUD $M_L(D_2)$

Otra manera de estimar la magnitud $M_L(D_2)$, es utilizando la relación 3 descrita anteriormente. En este caso la relación propuesta no considera la dependencia con respecto a la distancia epicentral y la profundidad del sismo. Para tal efecto, se considera la duración del registro de una base de datos de 700 sismos los mismos que han sido utilizados $M_L(D_1)$. Posteriormente, este valor es correlacionado con la magnitud m_b reportada por el NEIC y la magnitud $m_b(Lg)$ obtenido en este estudio (capítulo 6) con el propósito de determinar las constantes a y b mediante una relación de regresión lineal simple, para cada estación de SP de la RSN. Los resultados obtenidos se presentan en la Figura 7.3 y en ella se observa que cada estación presenta tres pendientes características, siendo estas similares para las estaciones de CAM, SCH, QUI, PAR y GUA. Cada una de las pendientes agrupan a sismos con magnitudes m_b menores a 4.0, entre 4.0 – 5.0 y mayores a 5.0. Para la estación de ZAM, las pendientes del primer y segundo grupo son casi similares y mayor para sismos con $m_b > 5.0$. Todas estas estaciones se distribuyen en la región Central de Perú (ver Figura 4.4).

Para las estaciones ubicadas en la región Norte (PCH, PCU y HCA), los ajustes lineales también presentan tres tendencias con pendientes diferentes a las observadas para las estaciones de la región Central. Estas diferencias podrían ser atribuidas a las características físicas del medio de propagación de las ondas antes de ser registradas por cada estación, ya que en su mayoría las estaciones se encuentran prácticamente agrupadas en ambas regiones. En la Tabla 7.3 se presenta el resumen de los resultados obtenidos para la relación de $M_L(D_2)$ para cada una de las estaciones de SP.

Las pendientes obtenidas en la Figura 7.3 y relaciones obtenidas (Tabla 7.3) permiten conocer la magnitud $M_L(D_2)$ a partir simplemente de la duración del registro para sismos ocurridos con profundidades superficiales e intermedios. Este procedimiento permitirá conocer M_L de manera rápida.

Tabla 7.3. Ecuaciones para estimar la magnitud $M_L(D_2)$ de los sismos para diferentes rangos de magnitud para las estaciones de periodo corto de la RSN. Los valores de A corresponden a las pendientes obtenidas en la Figura 7.3. A1= pendiente 1; A2= pendiente 2 y A3= pendiente 3.

EST.	A1	Rango $M_L(D)_2$
CAM	$M_L(D)_2=2.5331 \text{ Log } D-0.982$	$M_L(D)_2 \leq 4.0$
SCH	$M_L(D)_2=2.7198 \text{ Log } D-1.44$	$M_L(D)_2 \leq 4.0$
QUI	$M_L(D)_2=2.3214 \text{ Log } D-0.7095$	$M_L(D)_2 \leq 4.0$
PAR	$M_L(D)_2=2.6443 \text{ Log } D-1.3872$	$M_L(D)_2 \leq 4.0$
GUA	$M_L(D)_2=2.4783 \text{ Log } D-1.3938$	$M_L(D)_2 \leq 4.0$
ZAM	$M_L(D)_2=2.7214 \text{ Log } D-1.6879$	$M_L(D)_2 \leq 4.0$
PCH	$M_L(D)_2=2.1359 \text{ Log } D-0.4404$	$M_L(D)_2 \leq 4.0$
PCU	$M_L(D)_2=2.3548 \text{ Log } D-0.8479$	$M_L(D)_2 \leq 4.0$
HUA	$M_L(D)_2=2.2524 \text{ Log } D-0.6618$	$M_L(D)_2 \leq 4.0$
	A2	
CAM	$M_L(D)_2=2.9056 \text{ Log } D-2.0272$	$4.0 < M_L(D)_2 \leq 5.0$
SCH	$M_L(D)_2=2.6498 \text{ Log } D-1.5866$	$4.0 < M_L(D)_2 \leq 5.0$
QUI	$M_L(D)_2=2.7166 \text{ Log } D-1.7448$	$4.0 < M_L(D)_2 \leq 5.0$
PAR	$M_L(D)_2=2.7946 \text{ Log } D-1.9276$	$4.0 < M_L(D)_2 \leq 5.0$
GUA	$M_L(D)_2=2.7534 \text{ Log } D-1.8432$	$4.0 < M_L(D)_2 \leq 5.0$
ZAM	$M_L(D)_2=2.7538 \text{ Log } D-1.8939$	$4.0 < M_L(D)_2 \leq 5.0$
PCH	$M_L(D)_2=2.6084 \text{ Log } D-1.6089$	$4.0 < M_L(D)_2 \leq 5.0$
PCU	$M_L(D)_2=2.6714 \text{ Log } D-1.7622$	$4.0 < M_L(D)_2 \leq 5.0$
HUA	$M_L(D)_2=2.288 \text{ Log } D-0.9045$	$4.0 < M_L(D)_2 \leq 5.0$
	A3	
CAM	$M_L(D)_2=5.9264 \text{ Log } D-9.0952$	$M_L(D)_2 > 5.0$
SCH	$M_L(D)_2=6.7165 \text{ Log } D-11.337$	$M_L(D)_2 > 5.0$
QUI	$M_L(D)_2=7.6455 \text{ Log } D-13.627$	$M_L(D)_2 > 5.0$
PAR	$M_L(D)_2=7.4109 \text{ Log } D-13.15$	$M_L(D)_2 > 5.0$
GUA	$M_L(D)_2=7.4481 \text{ Log } D-13.346$	$M_L(D)_2 > 5.0$
ZAM	$M_L(D)_2=8.7385 \text{ Log } D-16.776$	$M_L(D)_2 > 5.0$
PCH	$M_L(D)_2=6.0331 \text{ Log } D-10.022$	$M_L(D)_2 > 5.0$
PCU	$M_L(D)_2=9.3726 \text{ Log } D-1.7622$	$M_L(D)_2 > 5.0$
HUA	$M_L(D)_2=3.512 \text{ Log } D-3.7993$	$M_L(D)_2 > 5.0$

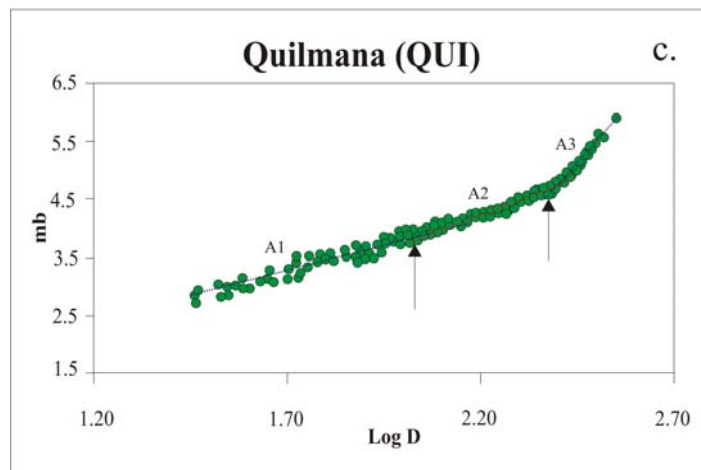
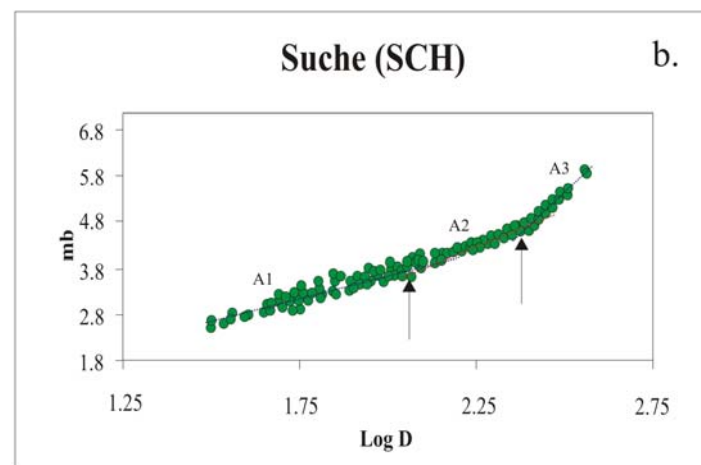
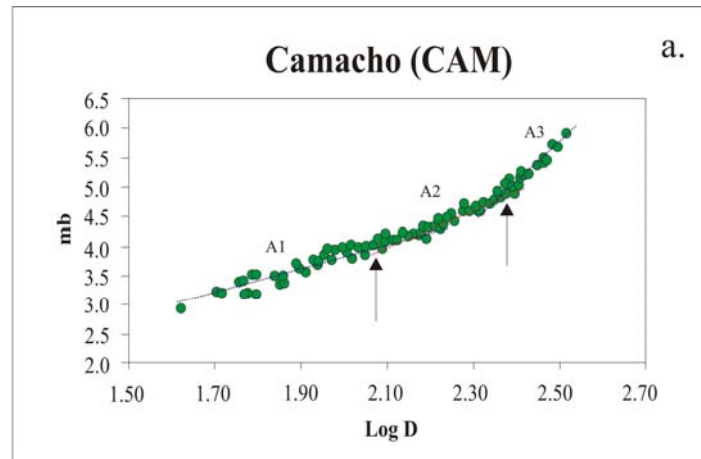
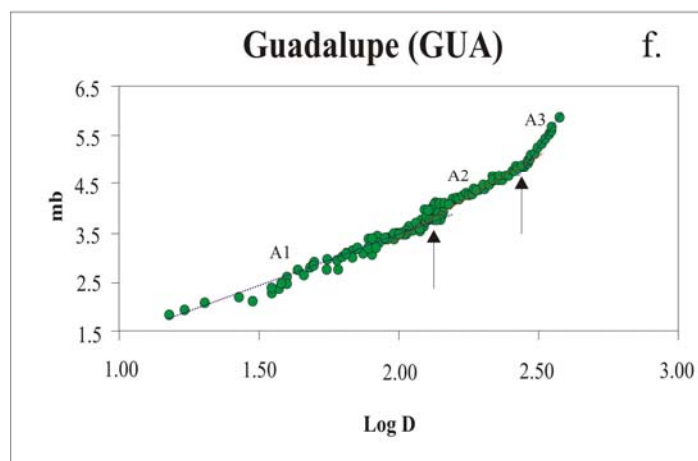
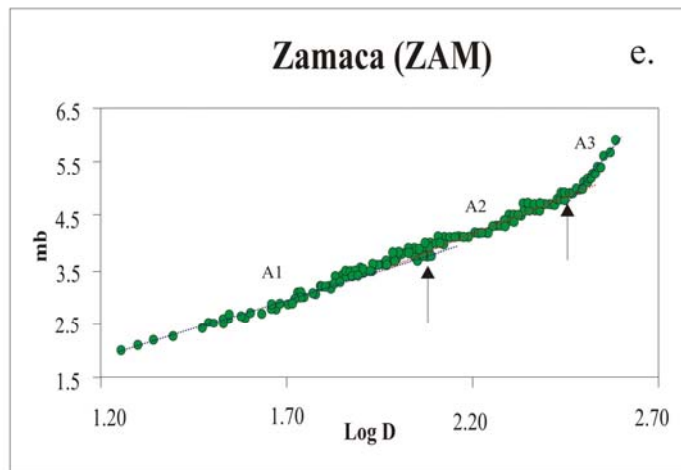
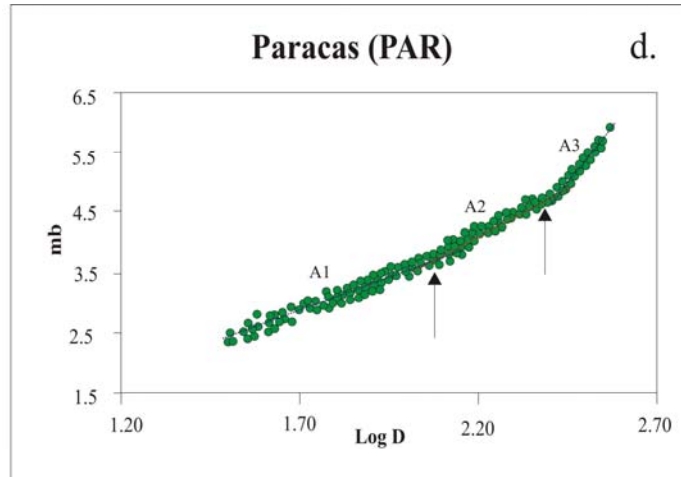
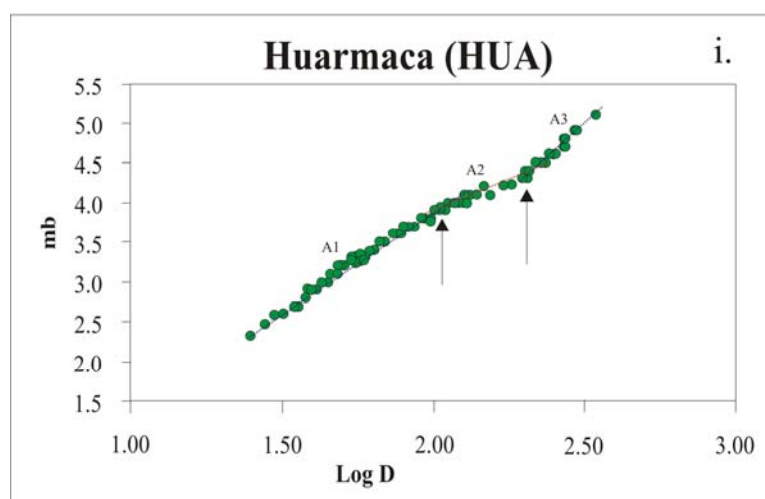
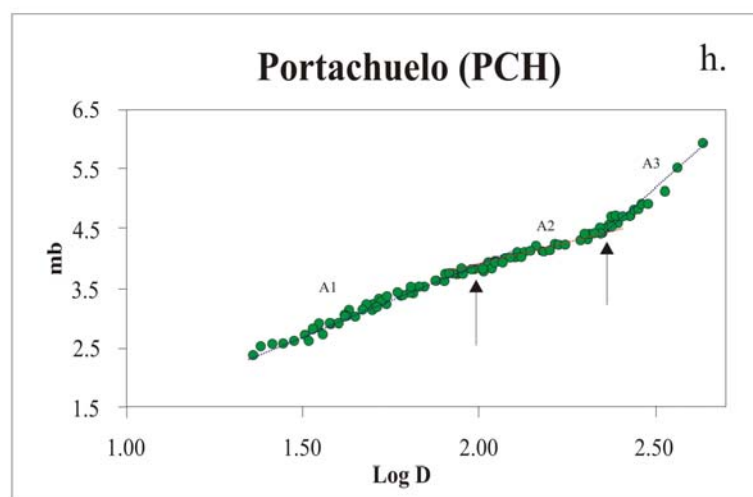
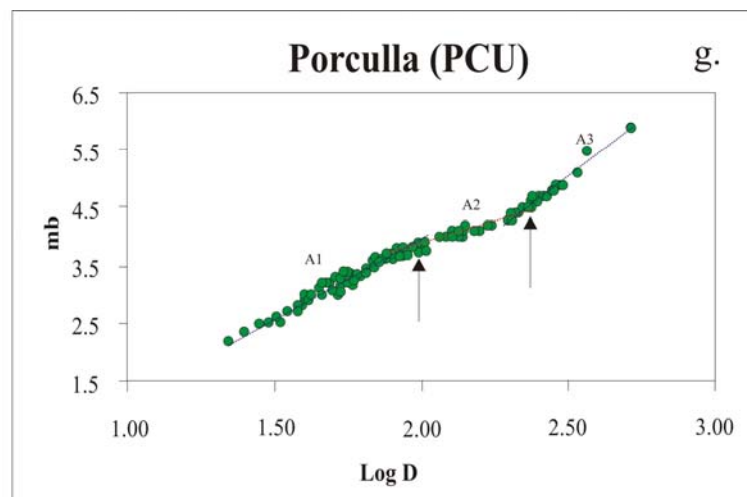


Figura 7.3. Regresiones lineales obtenidas para cada una de las estaciones de SP de la RSN. mb magnitud reportada por el NEIC y D duración del registro de la señal sísmica . Las flechas indican el cambio en la pendiente (A1, A2 y A3) de las regresiones. a) Estación Camacho, b) Estación Suche, c) Estación Quilmana, d) Estación Paracas, e) Estación Guadalupe, f) Estación Zamaca, g) Estación Portachuelo, h) Estación Porculla y i) Estación Huarmaca.



continuación



continuación

Obtenidas las ecuaciones de magnitud $M_L(D_2)$, se procede a estimar la magnitud para los mismos 700 sismos. Estos valores de magnitud son correlacionados con los reportados por el NEIC para sismos con magnitudes $m_b > 4.0$ y con los obtenidos a partir de la onda Lg para magnitudes menores a 4.0. Estas correlaciones se presentan en la Figura 7.4 y en ellas se observa que existe un buen ajuste lineal entre ambas magnitudes. Asimismo, este procedimiento demuestra que es posible estimar la magnitud de los sismos sin considerar que en su registro existe dependencia de la distancia epicentral y profundidad del sismo. Así la magnitud de los sismos puede ser calculado de forma rápida y/o tiempo real para rangos mayores de 2.0 m_b .

Tabla 7.4.- Valores obtenidos para el ajuste lineal de la magnitud m_b con la magnitud $M_L(D)_2$ para cada estación de SP de la RSN. R es el coeficiente de correlación lineal y σ la desviación estándar.

Estación	Ajuste $m_b = M_L(D)_2$	R	σ
Camacho	$m_b = 1.0887 M_L(D)_2 - 0.4472$	0.9659	0.1111
Quilmana	$m_b = 0.9666 M_L(D)_2 + 0.1365$	0.9845	0.0740
Suche	$m_b = 0.8929 M_L(D)_2 + 0.5403$	0.9400	0.1761
Guadalupe	$m_b = 1.0094 M_L(D)_2 - 0.0556$	0.9849	0.0825
Paracas	$m_b = 1.0581 M_L(D)_2 - 0.2676$	0.9850	0.0921
Zamaca	$m_b = 0.9800 M_L(D)_2 + 0.0849$	0.9928	0.0574
Portachuelo	$m_b = 1.0041 M_L(D)_2 + 0.0198$	0.9917	0.0563
Porculla	$m_b = 1.0140 M_L(D)_2 - 0.0693$	0.9840	0.0829
Huarmaca	$m_b = 1.0259 M_L(D)_2 - 0.1056$	0.9924	0.0501

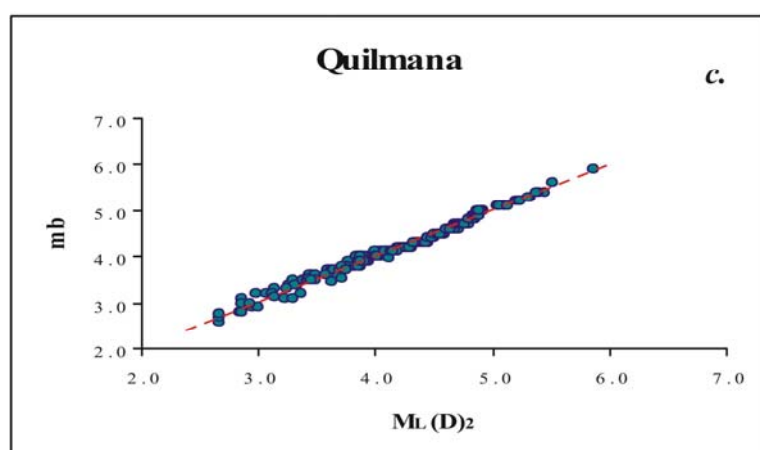
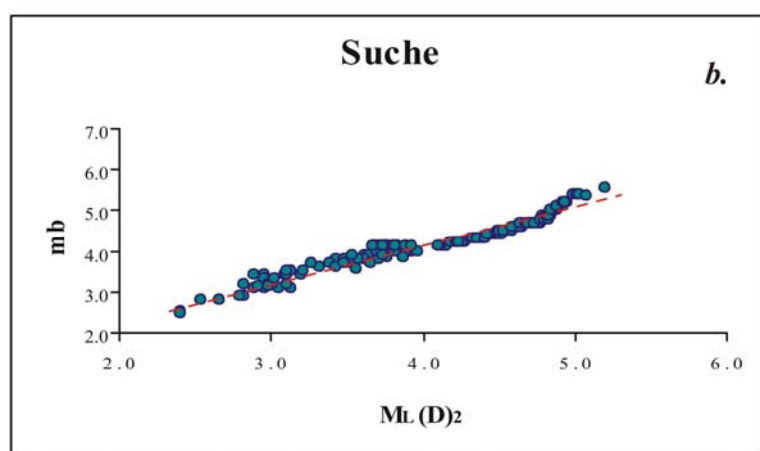
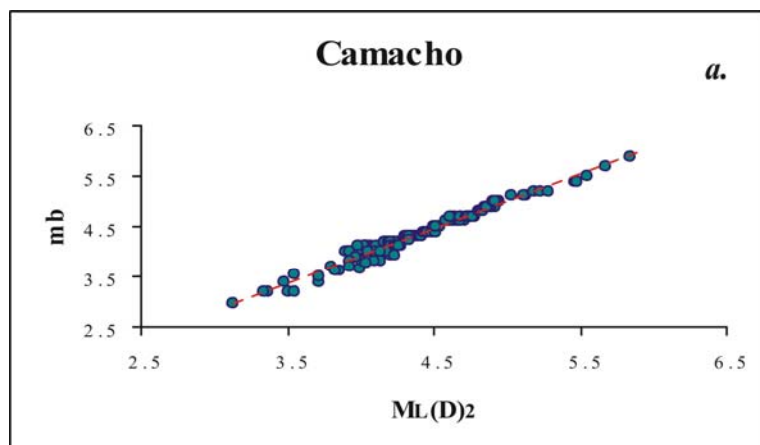
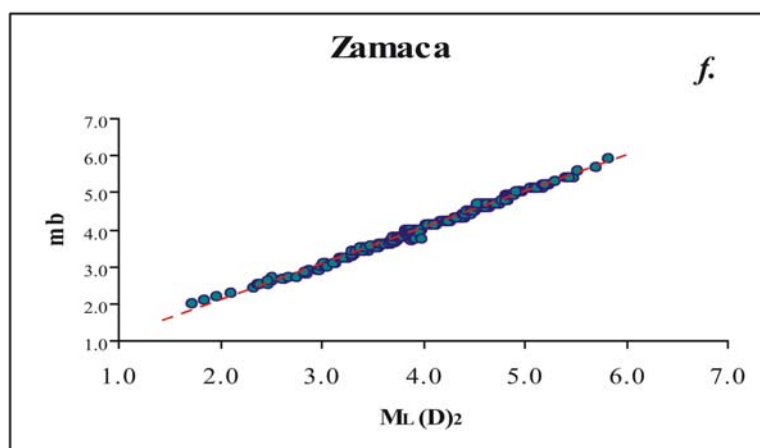
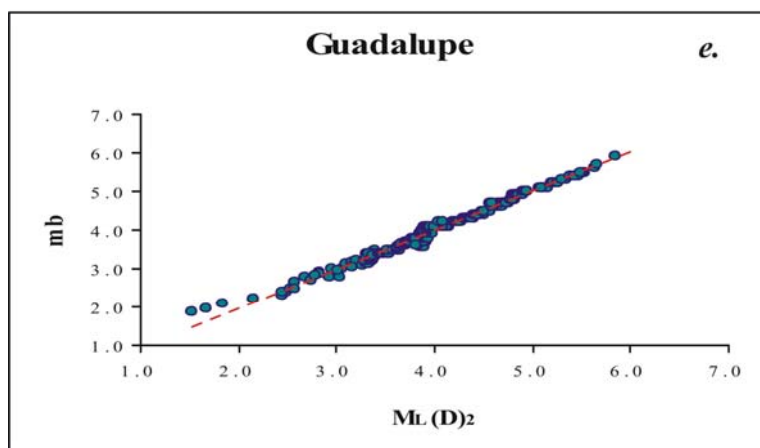
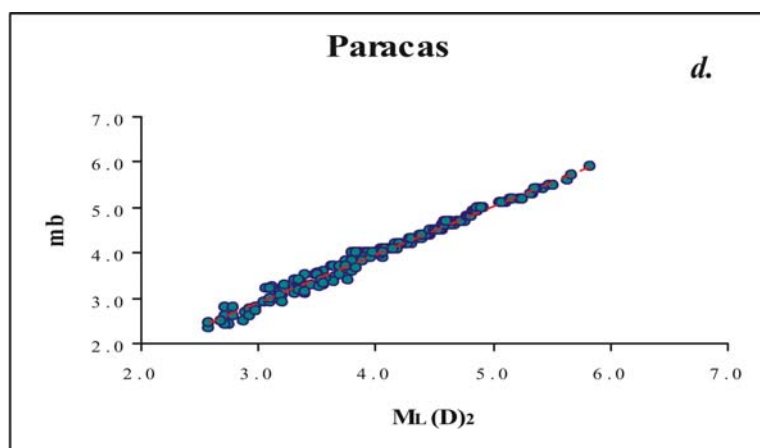
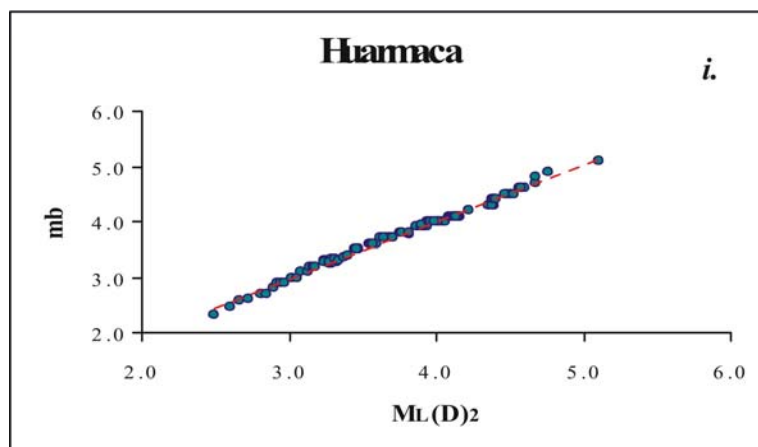
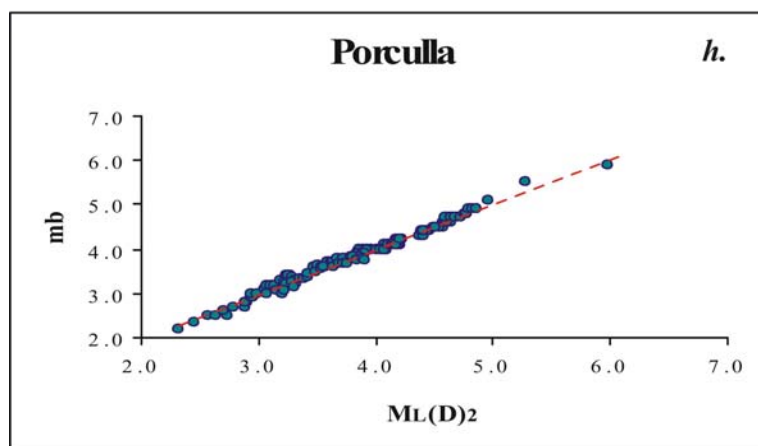
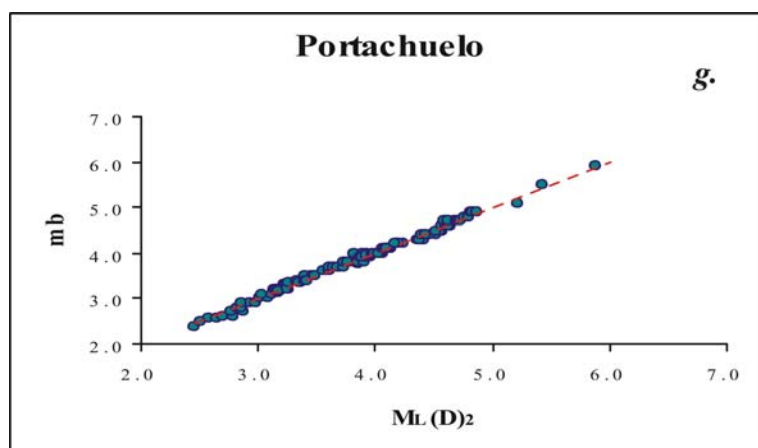


Figura 7.4. Relación entre las magnitudes mb reportadas por el NEIC, $mb(Lg)$ y $M_L(D)$ obtenidos en este estudio para sismos ocurridos en Perú entre el periodo 2000-2001. a) Estación Camacho, b) Estación Suche, c) Estación Quilmana, d) Estación Paracas, e) Estación Guadalupe, f) Estación Zamaca, g) Estación Portachuelo, h) Estación Porculla y i) Estación Huarmaca.



continuación



continuación

CAPITULO 8

CORRELACION DE LA MAGNITUD $M_L(D)$ CON OTRAS MAGNITUDES

Gran parte de la información sobre los sismos, en especial 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 , $mb(Lg)$, mb , M_s y M_w), debido al uso de diferentes fases sísmicas del registro sísmico. 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 todo sus valores. Una de las primeras relaciones fue estructurada por Richter (1958) entre las magnitudes mb y M_s para sismos localizados en California (USA). Asimismo, Nutli (1979) correlaciona las magnitudes mb y M_s para las Islas Aleutianas utilizando información de una red sísmica regional, además de tomar en cuenta las características del lugar y el origen de los sismos. Wyss y Habermann (1982) relaciona las mismas escalas pero de forma global utilizando una base de datos reportados por el NGSDC (National Geophysical and Solar-Terrestrial Data Center). En general, las relaciones propuestas por estos autores, estiman valores de magnitud coherentes en comparación con los reportados por otras agencias sismológicas.

Por otra parte, es importante recordar que las escalas de magnitud mb 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 las magnitudes mb y M_s . Por lo tanto, no es posible realizar conversiones entre estas escalas, para magnitudes mb mayores a 6.5 y M_s mayores a 7.5, debido a que se estaría subvalorando las magnitudes. De manera similar, Bath (1978) correlaciona la magnitud M_L con las magnitudes mb y M_s para sismos ocurridos en todo Europa, y los resultados son comparados con los reportados por otras agencias internacionales, obteniéndose resultados coherentes.

A continuación, las magnitudes obtenidas en este estudio son correlacionados con otros valores de magnitud reportados para los mismos sismos por las agencias internacionales.

8.1.- Relación entre $M_L(D_2)$ y $mb(Lg)$

Para realizar la correlación entre las magnitudes $M_L(D_2)$ y $mb(Lg)$, se ha considerado una base de datos de 450 sismos ocurridos correspondientes al año 2002, y cuyos valores de magnitud fueron estimados en el Centro Nacional de Datos Geofísicos del Instituto Geofísico del Perú. La correlación obtenida se presenta en la Figura 8.1, y en ella se observa aceptable correlación definida por la siguiente relación.

$$mb(Lg) = 0.9826 * M_L(D_2) + 0.0248$$

donde el coeficiente de correlación es de $R=0.9919$.

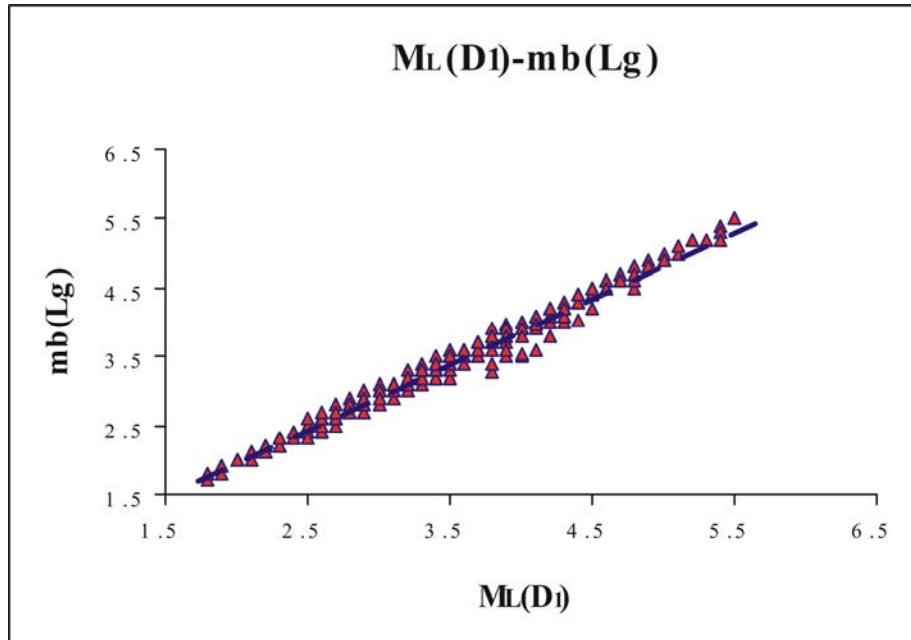


Figura 8.1. Relación obtenida entre las escalas magnitud local $M_L(D_2)$ y la magnitud mb obtenida con el uso de la onda Lg .

8.2.- Relación entre $M_L(D_2)$ y $mb(NEIC)$

En esta correlación, se ha utilizado la magnitud obtenida para 150 sismos ocurridos durante el año 2002. En este caso la magnitud mb es estimada por el NEIC y la $M_L(D_2)$ con la ecuación 3 de este estudio (ver capítulo 7) por el IGP. La relación obtenida se presenta en la Figura 8.2 y su ajuste es definida por la siguiente relación.

$$mb(NEIC) = 0.7453 * M_L(D_2) + 0.9546$$

donde el coeficiente de correlación es de $R=0.8423$.

8.2.- Relación entre $M_L(D_2)$ y M_s

En este caso, solo se utiliza la magnitud obtenida para un grupo de 60 sismos ocurridos durante el año 2002. Los valores de la magnitud M_s corresponden a los reportados por el NEIC. En esta Figura 8.3, se presenta una correlación no muy buena. En general esto puede ser atribuido a que no se cuenta con un buen número de sismos y su ajuste es definido por la siguiente relación.

$$M_s = 1.2897 * M_L(D_2) + 1.99$$

donde el coeficiente de correlación es de $R=0.7034$

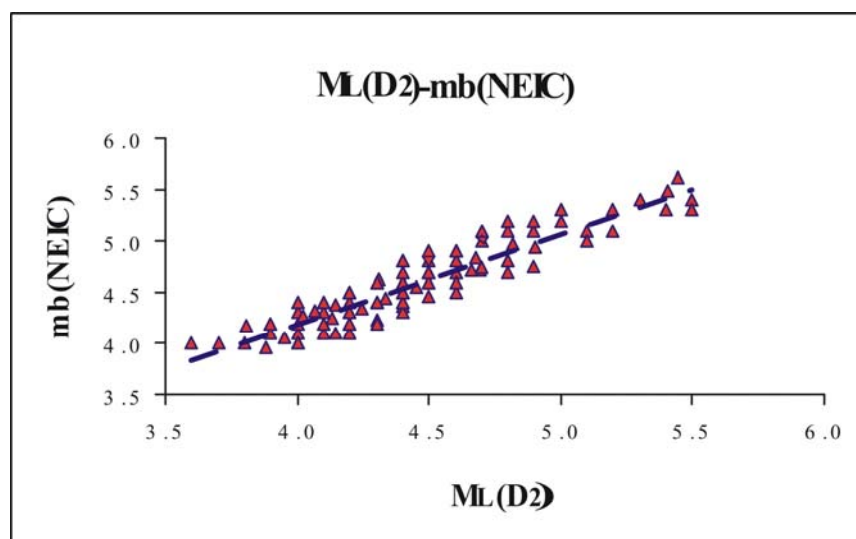


Figura 8.2. Relación entre las escalas magnitud local $M_L(D_2)$ y la magnitud mb reportados por el NEIC.

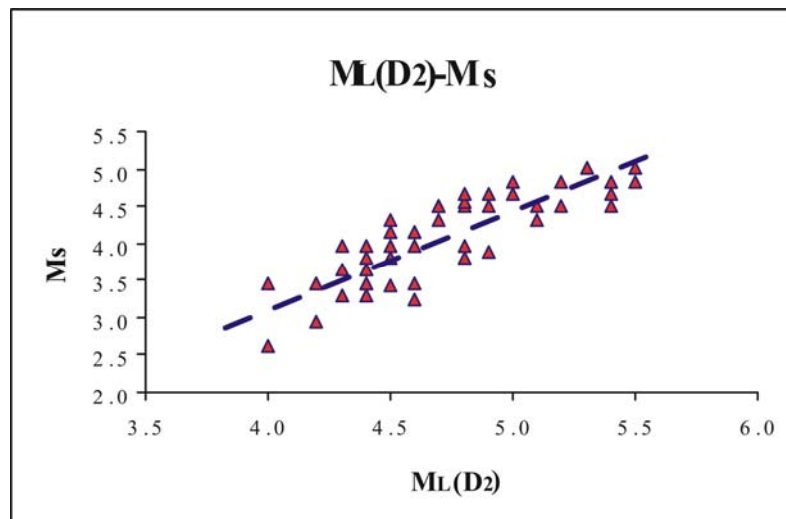


Figura 8.3. Relación entre las escalas magnitud local $M_L(D_2)$ y la magnitud M_s obtenida por el NEIC.

CAPITULO 9

EFECTOS Y DAÑOS EN LAS CIUDADES DE MOQUEGUA Y TACNA DEBIDOS AL SISMO DEL 23 DE JUNIO DEL 2001

9.1.- INTRODUCCION

El 23 de Junio del 2001, a horas 20:33 GMT, la región sur del Perú fue afectada por un sismo con magnitud $M_w=8.4$ causando daños en un área que incluye a los Departamentos de Arequipa, Moquegua, Tacna, Ayacucho y a las ciudades de Arica e Iquique en Chile. Según reportes del Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI), el sismo ocasionó 74 pérdidas humanas, 64 desaparecidos, 2689 heridos y 217495 damnificados en toda la región sur del País. Asimismo, el numero total de viviendas afectadas fue de 35601 y destruidas del orden de 17584. La distribución de los daños en cada departamento es como sigue:

- **Arequipa:** 35 muertos, 64 desaparecidos, 1993 heridos y 83721 damnificados. Viviendas afectadas, 14179 y destruidas 9079.
- **Moquegua:** 22 muertos, 277 heridos y 57467 damnificados. Viviendas afectadas, 4062 y destruidas 2738.
- **Tacna:** 14 muertos, 363 heridos y 74109 damnificados. Viviendas afectadas, 16090 y destruidas 5396.
- **Ayacucho:** 3 muertos, 56 heridos y 2198 damnificados. Viviendas afectadas 1270 y destruidas 371.

Al día siguiente de ocurrido el sismo, el Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG) del Instituto Geofísico del Perú (IGP), preparó un programa de estudio a desarrollarse en la región sur para realizar observaciones y evaluaciones de los daños ocasionados por el sismo, así como determinar el grado de sacudimiento del suelo basándose en la escala sísmica de intensidades MSK-64, versión adaptada para su uso en el Perú por Ocola (1979). Este programa consideraba a las áreas urbanas de las ciudades de Arequipa, Moquegua y Tacna, además de algunas localidades como Mollendo, Punta de Bombón, Corire, Aplao y Chuquibamba en el departamento de Arequipa e Ilo en Moquegua.

En todos los casos; es decir, para cada ciudad o localidad, el estudio fue realizado en dos etapas. La primera considera el trabajo netamente de campo y que considera la toma de datos. Previamente, fue necesario disponer de los planos catastrales de cada ciudad o localidad sobre las cuales se dispuso un cuadrillado para determinar el número de muestras válida en cada caso. En general, los formularios utilizados corresponden a los “Formatos de Encuesta de Intensidades” y “Efectos en Construcción”, las mismas que fueron utilizados para evaluar las intensidades del sismo de Nazca de noviembre de 1996 (Ocola, 1996). En la segunda etapa, se procedió a la interpretación de la información obtenida utilizando la escala MSK. Los resultados se presentan en una serie de Mapas (intensidades macrosísmicas, antigüedad de viviendas y niveles de daño) para cada ciudad (en este estudio desarrollaremos las ciudades de Moquegua y Tacna).

Para la correcta interpretación de los resultados obtenidos en esta parte de este estudio, inicialmente se realiza una descripción detallada de la metodología seguida para el uso de la escala MSK.

9.2.- METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN DE INTENSIDADES MSK

La intensidad es una medida subjetiva y cualitativa de los efectos causados por el sismo y tiene como propósito cuantificar el grado de sacudimiento del suelo por acción de un sismo en un lugar determinado de la superficie terrestre, así como evaluar la atenuación con la distancia. La intensidad de un sismo es evaluada a partir de los efectos que este produce en superficie y en las estructuras; así como, con el impacto y conducta de las

personas durante y después del mismo. También es frecuente considerar el estado de los objetos dentro de las viviendas y algunas veces el comportamiento de los animales.

La información a utilizarse para la evaluación de las intensidades se obtiene en una serie de formularios con preguntas especialmente elaborados para tener una idea lo mas cercana posible de lo ocurrido durante el sismo y de sus efectos en las construcciones y medio ambiente. Para el sismo de Arequipa del 23 de Junio de 2001, se han utilizado una serie de tres formularios que considera las intensidades, los efectos en las construcciones y en los suelos, cuyos datos fueron interpretados utilizando la escala MSK, versión adaptada para uso en el Perú por Ocola (1979).

9.3.- ESCALA DE INTENSIDADES MSK

La escala sísmica de intensidades MSK fue propuesta en 1964 por S. V. Medvedev, W. Sponheuer y V. Karnik para su uso en toda Europa; sin embargo, hoy en día su uso se ha extendido en todo el mundo . En Perú, la escala MSK fue utilizada por vez primera por investigadores del Servicio Geológico de los Estados Unidos para evaluar los efectos causados por el sismo de Lima del 3 de Octubre de 1974 (7.8 Mw). Posteriormente, a fin de evaluar los daños y efectos del sismo de Arequipa del 16 de Febrero de 1979 (6.2 mb), Ocola (1979) adaptada la escala MSK para su aplicación directa en el Perú considerando los diferentes tipos de construcciones del país. Esta escala considera los diferentes grados de intensidad observada, los daños y efectos en construcciones dependiendo de su tipo y los efectos del mismo en cada tipo de suelo.

9.3.1.- Tipos de Construcción

De acuerdo a la nueva versión de la escala MSK (Ocola, 1979), en Per. las construcciones pueden ser clasificadas en tres tipos:

- **Tipo A:** Se considera a las construcciones de adobe, ladrillos secados al sol, tapial, bloques pequeños de piedra, mortero de tierra, barro, cemento pobre, cal y arena. Por lo general, todas estas construcciones tienen techos livianos y se caracterizan por ser de muy débil sismo-resistencia.

- **Tipo B:** Agrupa a las casas ordinarias de ladrillo con mortero de cemento y arena (sin vigas ni columnas de concreto). Además, casas de adobe secado al sol, adobe con columnas de concreto o madera pero sin vigas collarín o amarre mortero de barro. Asimismo, dentro de este tipo se considera a las casonas de ladrillo o sillar con bóvedas, construcciones hechas de grandes bloques y paneles sin vigas o columnas de concreto, construcciones de piedra natural cortada con mortero de cemento y arena (albañilería).

- **Tipo C:** Dentro de este tipo se encuentran las construcciones con muros de cualquier material, con mortero de cemento y arena, reforzada con marcos de concreto armado, todas con techos rígidos y pesados. Asimismo, se considera a las casas de madera bien diseñadas. En general, estas construcciones son casi sismo-resistentes.

9.3.2.- Términos de Calidad

El uso de términos cuantitativos como “*poco*”, “*mucho*” y “*mayoría*” provee un elemento estadístico importante dentro de la escala MSK. Definir estos términos numéricamente no es fácil, razón por la cual en la escala MSK son definidos en términos de porcentaje:

Algunos, pocos o muy pocos	=	5 %
Mucho o muchos	=	50 %
La mayor parte o la mayoría	=	75 %

9.3.3.- Efectos que definen el Grado de Intensidad

La escala de intensidad consiste de una serie de descripciones de los efectos que causa un sismo sobre las construcciones y objetos que se encuentran en un ambiente cotidiano, los mismos que pueden ser considerados como sensores y su respuesta a los efectos ocasionados por los sismos, se usa para medir el grado del nivel de sacudimiento del suelo. En el caso de las viviendas, la respuesta al sacudimiento del suelo se traduce en grados de daño, por consiguiente las asume como de buena calidad o sismo-resistente a las

que no son afectadas por el sismo y como de baja calidad a las que resultan parcial o totalmente destruidas. El uso de esta información es de gran ventaja porque no se requiere de instrumentos especiales para medir el sacudimiento del suelo. En general, los efectos medidos y considerados en la escala MSK son:

- a) Efectos en las personas y grado de percepción.
- b) Efectos en las construcciones.
- c) Efectos sobre el terreno y cambios advertidos en la naturaleza.

9.3.4.- Clasificación de los Daños en Construcciones

Por lo general, los efectos en cualquier tipo de construcción se traducen en grados de daño; por lo que, la escala de intensidades MSK considera y define cinco grados o niveles de daño, tal como se muestra en la Tabla 9.1. Asimismo, con el propósito de uniformizar criterios y basándose en el grado o nivel de daño en construcciones, Ocola (1979) propuso una tabla de valores que permiten cuantificar los diferentes niveles de daño en función de la longitud y tipo de las grietas producidas por el sismo (Tabla 9.2). Donde se considera como “fisura” a la resquebrajadura del revestimiento, estuque o revoque que no atraviesa el muro y “grieta” a la que atraviesa de un lado a otro al muro.

9.3.5.- Grados de Intensidad MSK-64

Grado 1. Imperceptible

- a). La intensidad de la vibración esta bajo el limite de perceptibilidad humana; siendo el sismo detectado únicamente con el uso de sismógrafos.
- b). (No daño).
- c). (No efectos).

Tabla 9.1. Clasificación de daños en las Construcciones

Grados de Daños	Efectos en las Construcciones
Grado 1: Daños Leves	Fisuras en los revestimientos y en muy pocos muros. En pocos casos se producen caída de pequeños trozos de revoques y de tejas sueltas de las partes altas de loas viviendas.
Grado 2: Daños Moderados	Grietas pequeñas en muchas paredes. Caída de grandes trozos de revoque y de parapetos.
Grado 3: Daños severos	Grietas grandes y profundas en la mayoría de las paredes. Rotura de chimeneas por la línea del tejado.
Grado 4: Destrucción Parcial	Brechas y grietas en las paredes y derrumbamiento parcial de los edificios. Agrietamiento en distintas partes y secciones de construcción, además del desmoronamiento (colapso) de paredes interiores y muros.
Grado 5: Colapso	Destrucción total de las construcciones o de sus partes vitales.

Tabla 9.2. Valores Cuantificados para la clasificación de Daños

Nivel de Daño	Ancho de Fisuras o Grietas (mm)			Longitud Promedio (m)
0	-	=	+	
1	0.3	1	2.5	1.5 – 2.0
2	2.5	5	9.0	1.5 – 2.0
3	9.0	14	20	1.5 – 2.0
4	>20	27		1.5 – 2.0
5	a mas	50		1.5 – 2.0

Grado 2. Apenas Perceptible (muy leve)

- a). La vibración es sentida solo por personas en reposo dentro de las casas y especialmente por aquellas que se encuentran en los pisos superiores.
- b). (No daño).
- c). (No efectos).

Grado 3. Débil, Observado solo parcialmente

- a). Sentido por pocas personas en el interior de los edificios y en el exterior, solo en circunstancias favorables. Las vibraciones son similares al paso de camiones livianos. Observadores atentos, pueden notar pequeñas oscilaciones de los objetos colgados, los cuales son un poco más notorios en pisos superiores.
- b). (no daño).
- c). (no efectos).

Grado 4. Observado por muchos

- a). Sentido por muchas personas en el interior y por pocas en el exterior de los edificios. Algunas personas despiertan, pero casi nadie se asusta. Vibración de puertas, ventanas y vajilla. Crujido de pisos y muros. Los muebles comienzan a sacudirse. Los objetos colgantes oscilan. Los líquidos en envases abiertos se agitan levemente. Vehículos estacionados se mecen.
- b). (no daño)
- c). (no efectos).

Grado 5. Las personas despiertan

- a). Sentido por todas las personas en el interior y por muchas en el exterior de las viviendas. Algunas personas corren al exterior, los animales se inquietan. Sacudimiento de todo el edificio. Los objetos colgantes oscilan considerablemente. Los cuadros se desvían de su posición original. Raras veces los relojes de péndulo se detienen. Objetos inestables pueden volcarse o desplazarse. Puertas y ventanas sin seguros se abren y luego se cierran. Los líquidos se derraman en pequeñas cantidades de recipientes abiertos. Las vibraciones son similares a las producidas por un objeto pesado que cayera

dentro del edificio.

b). Posibles daños de *nivel 1* en algunos edificios de *Tipo A*.

c) A veces cambia el flujo de las vertientes.

Grado 6. Las personas se asustan

a). Sentido por la mayoría de personas, tanto en el interior como en el exterior de las viviendas. Muchas personas se asustan en los edificios y corren al exterior. Algunas personas pierden el equilibrio. Los animales domésticos arrancan de sus establos. En algunos casos puede quebrarse la vajilla y cristalería, caer libros de los estantes. Es posible que los muebles pesados se muevan y pueden sonar campanas pequeñas.

b). Daños de *nivel 1* en algunos edificios de *Tipo B* y en muchos del *Tipo A*. Algunos edificios del *Tipo A* sufren daños de *nivel 2*.

c) En algunos casos pueden presentarse grietas de hasta 1 cm. de ancho en terrenos húmedos y deslizamientos ocasionales en áreas montañosas. Cambios de flujo de las vertientes y en el nivel de agua de los pozos.

Grado 7. Daños en los Edificios

a). La mayoría de las personas se asustan y corren hacia el exterior de las viviendas. Muchas encuentran dificultad en sostenerse de pie. La vibración es sentida por personas manejando vehículos. En algunas iglesias las campanas grandes suenan.

b). Daños de *nivel 1* en muchos edificios de *Tipo C*; daños de *nivel 2* en muchos edificios de *Tipo B*; daños de *nivel 3* en muchos edificios de *Tipo A*, y de *nivel 4* en algunos de *Tipo A*. En algunos casos se producen deslizamientos de tierra en carreteras construidas en topografías de gran pendiente y grietas en las carreteras. Daños en las uniones de las tuberías y grietas en muros de albañilería.

c). Se forman olas en las superficies del agua y se enturbia debido al lodo del fondo. Cambios en el flujo de las vertientes y en el nivel de agua de los pozos. En algunos casos, las vertientes dejan de correr o nuevas vertientes aparecen. En casos aislados se deslizan partes de riberas constituidos por terrazas de arena o grava.

Grado 8. Daños severos en Edificios

- a). Susto y pánico e incluso los conductores de vehículos se perturban. Se quiebran algunas ramas de los árboles. Se mueven los muebles pesados y algunos se vuelcan. Algunas lámparas colgantes se dañan.
- b). Muchos edificios de *Tipo C* sufren daños de *nivel 2* y algunos de *nivel 3*; muchos edificios de *Tipo B* sufren daños de *nivel 3* y algunos de *nivel 4*; muchos de *Tipo A* sufren daños de *nivel 4* y algunos de *nivel 5*. Roturas de algunas tuberías. Los monumentos y estatuas se mueven y giran. Las lápidas se vuelcan y caen. Muros de piedra se derrumban.
- c). Derrumbes pequeños en zonas con pendientes fuertes en "bajadas y cuestras" de las carreteras, grietas en el terreno hasta de varios centímetros de ancho. Aparecen nuevas lagunas y manantiales. En muchos casos el flujo de las vertientes y los niveles de agua de los pozos cambian. Se ven olas en la superficie del terreno.

Grado 9. Destrucción Parcial de Edificios

- a). Pánico general.
- b). Muchos edificios de *Tipo C* sufren daños de *nivel 3*, algunos de *nivel 4*; muchos edificios del *Tipo B* muestran daños de *nivel 4*, y unos pocos de *nivel 5*; muchos edificios de *Tipo A* sufren daños de *nivel 5*. Pilares y monumentos se voltean. Daños considerables en los reservorios artificiales, algunas tuberías subterráneas se rompen. En casos aislados se doblan o tuercen las líneas ferroviarias y se dañan las carreteras.
- c). Los terrenos planos son inundados de agua y se notan frecuentes depósitos de lodo y arena. Grietas en el terreno hasta de 10 cm. y aún mayores en riberas y pendientes, desprendimientos en despeñaderos, numerosos deslizamientos y caída de material rocoso e inconsolidado en pendientes rocosas. Se observan grandes olas sobre el agua.
- d). Los animales corren despavoridos.

Grado 10. Destrucción Total de Edificios

- a). Muchos edificios de *Tipo C* sufren daños de *nivel 4* y algunos de *nivel 5*; muchos edificios de *Tipo B* sufren daños de *nivel 5*. Los diques y represas sufren daños críticos además de daños severos en los puentes. Las líneas ferroviarias se doblan o tuercen. El

pavimento de las carreteras se ondula.

- b). Se observan grietas en el terreno de hasta varios decímetros y a veces hasta de 1m de ancho. Se producen grietas anchas a lo largo de las riberas de los cursos de agua. Se pueden producir deslizamientos considerables en riberas y costas abruptas. Se producen cambios en el nivel de agua en los pozos. En áreas costaneras se producen desplazamientos de arena y lodo. El agua de ríos, lagos, canales, etc. se derraman violentamente sobre el terreno vecino.
- c). Aparecen nuevos lagos.

Grado 11. Catástrofe

- a). Daños severos incluso en edificios bien contruidos, puentes, represas y líneas ferroviarias. Las carreteras quedan inservibles, las tuberías subterráneas se destruyen.
- b). Daños considerables en el terreno debido a la presencia de grandes grietas, fisuras y desplazamientos, tanto horizontal como vertical. Numerosos deslizamientos en terrenos montañosos. Es preciso investigar cuidadosamente los efectos del sismo para determinar la intensidad del sacudimiento.

Grado 12. Cambios en el Paisaje

- a). Graves daños y destrucción en todas las estructuras ubicadas sobre o bajo el nivel del suelo.
- b). Cambia radicalmente la superficie del terreno. Se observa la presencia de grietas con grandes desplazamientos verticales y horizontales grandes. Desprendimiento de rocas y deslizamientos en riberas sobre grandes extensiones. Aparecen nuevos lagos y cascadas, los ríos cambian de curso.

9.3.6.- Formatos para la Adquisición de Datos

En general, para la adquisición de los datos de campo se requiere contar con el plano catastral de la ciudad o localidad en estudio y sobre el cual se realiza un cuadrillado para decidir la densidad de muestreo y la respectiva codificación de los puntos de observación. Lo óptimo es considerar un punto de observación por cada Manzana que conforma la ciudad en estudio, pero esto dependerá del número de participantes en la toma de datos, del

tiempo y la logística del mismo. Establecida la densidad del muestreo, se realiza la toma de datos con apoyo de tres formatos diseñados especialmente para este tipo de estudios.

- *Formato de Encuesta de Intensidades.* Este formato contiene 137 interrogantes, las mismas que permiten adquirir información relacionada con el comportamiento de las personas y su entorno durante y después del sismo. Para este formato es importante considerar los datos de la persona a la cual se realiza la encuesta.
- *Efectos en Construcciones.* Las interrogantes incluidas en este formato, permite adquirir datos sobre las características de las construcciones y los daños ocasionados sobre estas por el sismo. Además, debe de anotarse las dimensiones de las fisuras, grietas y complementarse con gráficos detallados en planta, cortes y ubicación de las fallas. Es importante orientar la vivienda con el eje perpendicular a la fachada respecto al norte. Asimismo, se debe contar con el auxilio de una wincha y brújula para determinar las dimensiones y orientación de las viviendas, además de la dirección de caída de muros y objetos.
- *Efectos Sísmicos en los Suelos.* Con este tipo de formato se obtiene datos del tipo y características de suelo, así como los efectos ocasionados por el sismo.

En general, las encuestas en cada punto de muestreo se realiza a las personas que estuvieron en sus viviendas en el momento del sismo. Para seleccionar las muestras, es importante considerar viviendas que reflejen el daño característico de la Manzana o celda y que preferentemente sean viviendas de uno o dos pisos.

9.3.7.- Interpretación de Datos

La interpretación de los datos se realiza en función de la descripción de los grados de la escala sísmica de intensidad MSK (Ocola, 1979). Para ello, se agrupa los indicadores del grado de sacudimiento del suelo en función de los efectos que definen los grados de intensidad descritos anteriormente. De la interpretación y evaluación de cada indicador se obtiene un valor de intensidad y el valor promedio de estos representa la intensidad o nivel de sacudimiento en ese punto de observación.

9.4.- INTENSIDADES MACROSÍSMICAS EN LA CIUDAD DE MOQUEGUA

El Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI), indica que el sismo del 23 de Junio ocasionó en el Departamento de Moquegua la muerte de 22 personas, 277 heridos y 57467 damnificados, además de 4062 viviendas afectadas y 2738 destruidas. El estudio de las intensidades macrosísmicas en el área urbana de la ciudad de Moquegua fue realizado en un periodo de tiempo de 3 días. El cuadrillado de la ciudad se realiza sobre su plano catastral considerando áreas unitarias de 400 metros por lado. En cada cuadrilla se consideró entre cuatro a cinco puntos de evaluación llegándose a obtener un total de 130 muestras. Los formularios utilizados en la ciudad de Moquegua corresponden a los "Formatos de Encuesta de Intensidades y Efectos en Construcciones". Posteriormente, se realiza la interpretación de los datos de campo y la elaboración de diversos mapas sobre intensidades macrosísmicas, antigüedad de viviendas y niveles de daño sobre los efectos del sismo en la esta ciudad.

9.4.1.- Distribución de Intensidades

En la Figura 9.1 se observa que el máximo valor de intensidad evaluado en la ciudad de Moquegua es 6+ MSK, presente en los PP .JJ. El Siglo y San Francisco, en las Asociaciones de Vivienda José Olaya, Virgen de las Mercedes y Ramiro Priale y en el Programa Municipal de Vivienda Pampas San Antonio. Los valores de intensidad 6 y 6- MSK fueron obtenidos en el Cercado Monumental, en el Programa Municipal de Vivienda Pampas San Antonio, en el Pueblo Joven Mariscal Nieto y en el Distrito de Samegua, Urbanizaciones Fortunata y San Bemabé. De manera puntual, se observa el valor de intensidad 5+ MSK en la Urbanización La Primavera, en el PP .JJ. Mariscal Nieto y en el Programa Municipal de Vivienda Pampas San Antonio.

Debido a la poca densidad de puntos evaluados en el área urbana de la ciudad de Moquegua, no ha sido posible zonificar el nivel de sacudimiento del suelo, pero si se correlaciona el tipo de suelo con los valores de intensidad obtenidos, se observa que en los PP .JJ. San Francisco y El Siglo, así como en el Programa Municipal de Vivienda Pampas de San Antonio, el suelo esta compuesto por gravas limosas, además de afloramientos de

arena arcillosa y arcilla limosa con el predominio de suelos gravosos. En el Cercado Monumental, el suelo esta compuesto por gravas limosas.

Los valores de intensidad MSK obtenidos para cada punto de evaluación de la ciudad de Moquegua son cinco (Figura 9.1) y estos se agrupan de la siguiente manera: el valor de intensidad 5+ MSK se obtuvo en 5 puntos, el valor de 6- MSK en 20, el valor 6 MSK en 50 y el valor 6+ MSK en 55, lo cual significa que los valores máximos de intensidad se encuentran distribuidos de manera puntual en toda la ciudad.

9.4.2.- Evaluación de Daños

Los datos que describen los efectos del sismo sobre las viviendas de uno y dos pisos, fueron recopilados en el formato denominado "Efectos en Construcciones". Para la ciudad de Moquegua, el número total de viviendas evaluadas fueron 130, de las cuales 58 son de tipo A, 37 de tipo B y 35 de tipo C. Los datos recopilados para esta ciudad se puede distinguir en términos porcentuales las viviendas de Tipo A, el 53% corresponde a viviendas de mala calidad, el 28% de regular calidad y el 19 % de buena calidad. En las viviendas de Tipo B, el 32% son de regular calidad y el 68% de buena calidad. Las viviendas de Tipo C en su mayoría son de buena calidad (94%); mientras que, solo el 6% son de mala y regular calidad.

9.4.3.- Características de las Viviendas

Las características de las viviendas de la ciudad de Moquegua, según la escala MSK, son como sigue:

- *Viviendas de Tipo "A "*. Por lo general, estas viviendas son construidas con adobe, mortero de barro o cal-arena, cimentación muy superficial de piedra con mortero de barro o cemento-arena sin ningún tipo de refuerzo estructural. Así como, dinteles trabados con madera de forma recta, techos con vigas de madera sobrepuestos directamente sobre la pared en forma de tijeras. Estas viviendas han sido identificadas en el Cercado Monumental, en Pueblos Jóvenes (PP.JJ.), en Asociaciones de Viviendas y en algunas urbanizaciones.

- *Viviendas de Tipo "B "*. Estas viviendas son construcciones de ladrillo con buen mortero de cemento-arena y paredes bien trabadas. En estas viviendas la unidad de albañilería es homogénea con buena cimentación, pero con paredes que no tienen refuerzo de concreto armado, pero si dinteles con concreto. Los techos característicos son planos apoyados en los muros, otros con losa de concreto armado sin vigas o refuerzo. Del mismo modo, este tipo de viviendas se encuentra en el Cercado Monumental, en PP JJ, en Asociaciones de Viviendas y en algunas urbanizaciones.
- *Viviendas Tipo "C"*. Este tipo de construcciones a base de ladrillo, son reforzadas con elementos de concreto armado, vigas y columnas de amarre con buena cimentación, además de techos con losa aligerada. Estas viviendas se encuentran en el Cercado Monumental, en PP JJ, en Asociaciones de Viviendas y en algunas Urbanizaciones.

9.4.4.- Frecuencia de Daños

Después de haber evaluado la información contenida en los formularios, se confeccionaron listados de resúmenes donde se indica las características de las viviendas evaluadas (tipo, antigüedad, calidad de la construcción y calidad de suelo) y daños ocasionados en las mismas (caídas de revoque, fisuras, grietas y derrumbe de paredes). Adicionalmente se anota la dirección de las viviendas evaluadas.

En la ciudad de Moquegua, en el caso de las viviendas de tipo A, sobresalen los porcentajes de 14% que sufrieron daños leves (nivel 1), 20% para las viviendas con daños severos (nivel 3) y el 48% para las que sufrieron destrucción parcial (nivel 4). En el caso de las viviendas de Tipo B, el 24% presentaron daños leves (nivel 1) y el 30% en cada caso tuvieron daños moderados (nivel 2) y daños severos (nivel 3). En las viviendas de Tipo C, el 23% no han sufrido daño, el 57 % tuvieron daños leves (nivel 1) y el 14 % presentaron daños severos (nivel 3).

Asimismo, se ha determinado el nivel de daño promedio y máximo en función de la calidad y tipo de vivienda evaluada. Para las viviendas de tipo A de mala calidad, el nivel de daño máximo alcanza el colapso (nivel 5) y el nivel promedio destrucción parcial (nivel

4-); en las viviendas de regular calidad, el nivel de daño máximo fue destrucción parcial (nivel 4+) y el promedio, alcanzó daños severos (nivel 3+); mientras que, en las viviendas buena calidad, el nivel de daño máximo también alcanza destrucción parcial (nivel 4+) y en el nivel promedio, los daños fueron leves (nivel 1 +). En las viviendas de Tipo B de regular calidad, el nivel de daño máximo alcanzó destrucción parcial (nivel 4) y en el promedio, los daños fueron moderados (nivel 2+); en las de buena calidad, el nivel de daño máximo alcanza destrucción parcial (nivel 4-) y en promedio los daños fueron moderados (nivel 2). En las viviendas de tipo C de mala calidad, el nivel de daño máximo y promedio fue similar y los daños severos alcanzaron el nivel 3+. En el caso de las viviendas de regular calidad, igualmente el nivel de daño máximo y promedio fue moderado (nivel 2+); mientras que, en las de buena calidad, el nivel de daño máximo corresponde a daños severos (nivel 3+) y el promedio a daños leves (nivel 1).

9.4.5.- Antigüedad de las Viviendas

La antigüedad de las viviendas es un factor que también se toma en cuenta durante la evaluación e interpretación de daños. Con el transcurso del tiempo, las viviendas están expuestas a las inclemencias de los fenómenos meteorológicos (lluvia, el viento, el intemperismo y la humedad) influyendo estos en el deterioro de los materiales de las construcciones.

El rango de antigüedad entre las viviendas de Tipo A es amplio, habiéndose evaluado viviendas mayores de 130 años; sin embargo, este rango de antigüedad no se ha observado en las viviendas de Tipos B y C. La vivienda evaluada de Tipo B más antigua tiene 25 años y la de Tipo C del orden de 30 años. Según las denominaciones de la antigüedad de las viviendas, en Moquegua se han evaluado viviendas recientes (menor a 25 años), medianamente antiguas (25-50 años), antiguas (50 a 100 años) y muy antiguas (mas de 100 años).

En la Figura 9.2 se presenta la distribución del tipo de vivienda evaluada en Moquegua, según su antigüedad. Así, las viviendas de Tipo A, se encuentran en el extremo oeste de la ciudad, en el Cercado Monumental, en los PP. JJ. San Francisco, El Siglo y Mariscal Nieto. Las viviendas evaluadas de Tipo B, en su mayoría se ubican en el Programa Municipal de Vivienda Pampas de San Antonio, en San Francisco, Pueblo Joven

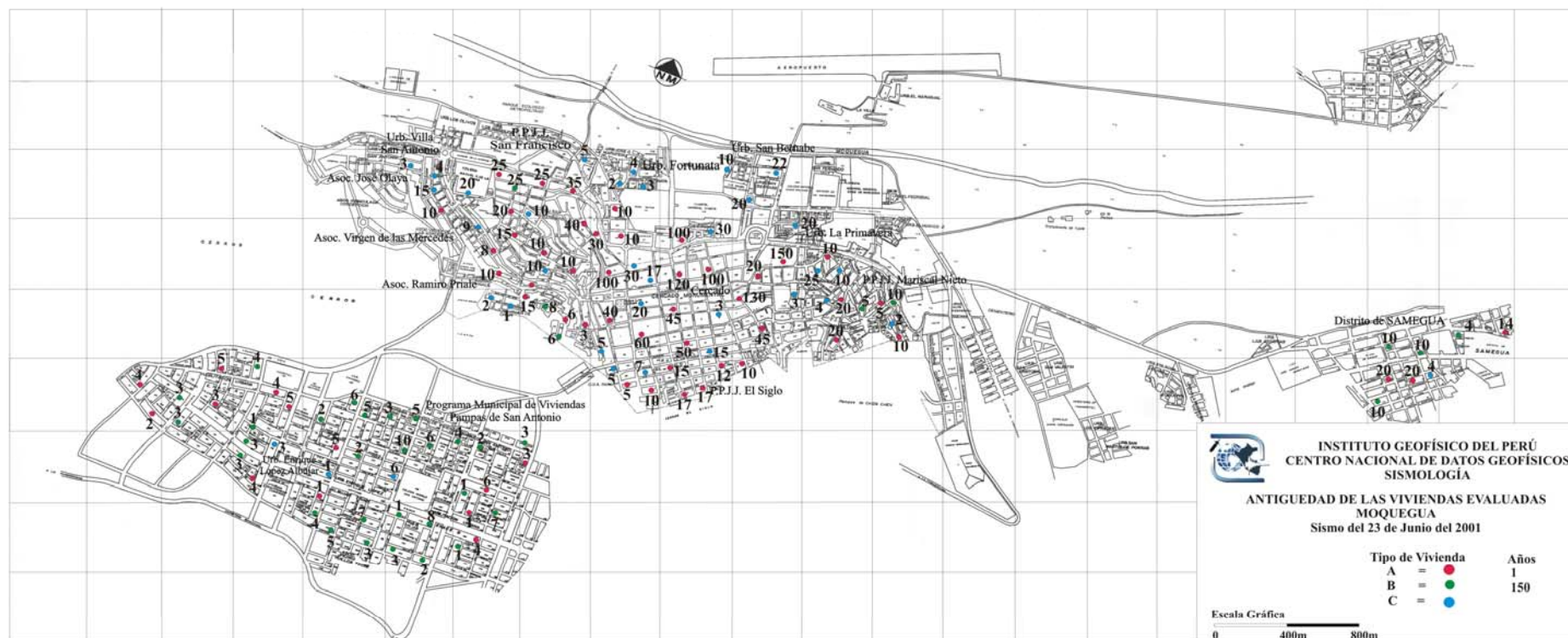


Figura 9.2. Mapa de distribución del tipo de vivienda en función de su antigüedad en la ciudad de Moquegua

Mariscal Nieto y en el Cercado Monumental. Las viviendas evaluadas de Tipo C, se distribuyen en el Cercado Monumental, en las Urbanizaciones Primavera, San Bemabé, M. Cabello de Carbonel, en San Francisco, San Antonio y en el distrito de Samegua.

La edad de las viviendas evaluadas en la ciudad de Moquegua, en términos de porcentaje, representa en el caso de las viviendas de Tipo A, el 72% son recientes (menor a 25 años), el 14 % son medianamente antiguas (25 a 50 años). En las viviendas de Tipo B, el 97% son recientes. Para las viviendas de Tipo C, el 91 % son recientes y el 9 % medianamente antiguas.

9.4.6.- Distribución de Daños

Los valores de niveles de daño y calidad de construcción de las viviendas evaluadas en la ciudad de Moquegua, se presentan en la Figura 9.3. En esta Figura se observa que las viviendas de Tipo A, de mala y regular calidad, presentan niveles de daño 4, 4+ y 5 en el Cercado Monumental, en los PP JJ, San Francisco, El Siglo y Mariscal Nieto, así mismo en las Asociaciones Virgen de las Mercedes y Ramiro Priale. Los niveles de daño 3 y 3+ también se presentan en viviendas de mala y regular calidad en el Cercado Monumental, en el Programa Municipal de Vivienda Pampas de San Antonio, en los PP JJ, San Francisco, El Siglo y en el Distrito de Samegua.

Las viviendas evaluadas de Tipo B de regular calidad, presentan de manera puntual el valor de nivel de daño 4 en la Urbanización San Antonio y en el Pueblo Joven San Francisco. Niveles de daño 3+ y 3 se presentan en viviendas de regular calidad de la Urbanización Villa San Antonio y en el Programa Municipal de Vivienda Pampas de San Antonio.

Las viviendas evaluadas de Tipo C, se caracterizan porque en su mayoría no han sufrido daño, aunque los niveles de daño máximo alcanzan los valores 3 y 3+ en viviendas de mala, regular y buena calidad del Cercado Monumental, en el Programa Municipal de Vivienda Pampas de San Antonio y en el Pueblo Joven San Francisco.

CAPITULO 10

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La propuesta de dos procedimientos para estimar la magnitud de los sismos ocurridos en Perú y la evaluación de intensidades y niveles de daño en la ciudad de Moquegua ocasionado por el sismo de Arequipa de 2001, han permitido llegar a las siguientes conclusiones:

- La Red Sísmica Nacional de Perú a cargo del IGP registra un gran número de sismos en formato digital y en estaciones de periodo corto y banda ancha.
- Para realizar cualquier estudio en el campo de la Sismología, es necesario contar con un catálogo sísmico lo más homogéneo posible, ya que solo así se tiene la seguridad que los parámetros del sismo han sido obtenidos correctamente. El Perú cuenta con dos bancos de datos sísmicos correspondientes a los catálogos sísmicos del IGP la propuesta por el NEIC.
- En este estudio, se ha propuesto dos procedimientos para estimar el tamaño de los sismos ocurridos a distancias locales y regionales y que

hayan sido registrados por la RSN de Perú. El primero considera las características de la onda Lg leídas en los registros de estaciones de banda ancha y el segundo, la duración del registro del sismo leída en las estaciones de período corto.

- Los resultados obtenidos muestran que la magnitud $m_b(Lg)$ y $M_L(D)$ de los sismos ocurridos en Perú pueden ser obtenidos de manera óptima. Estos procedimientos facilitara enormemente el cálculo rápido de la magnitud durante el monitoreo sísmico que se realiza en el IGP durante las 24 horas del día. Esta información es básica para las coordinaciones que realiza el IGP con las diferentes instituciones responsables de las emergencias y mitigación de daños producidos por este tipo de fenómenos naturales.
- El uso de la onda Lg y la duración del registro para calcular la magnitud de los sismos ha permitido disminuir el umbral mínimo de magnitud para los sismos ocurridos en Perú ($m_b \geq 2.0$).
- Una manera de analizar si los datos de magnitud obtenidos en este estudio es correlacionarlos con las magnitudes reportados por el NEIC, obteniendo así aceptables resultados, tal como se observa en las Figuras 7.2 y 7.4.
- En este estudio, se ha propuesto metodologías para estimar la magnitud de los sismos utilizando dos características del registro sísmico, la onda

Lg y su duración (D). Es importante aplicar nuevos procedimientos y usar diferentes fases sísmicas para estimar el tamaño de los sismos ocurridos en Perú.

- En la ciudad de Moquegua, el valor promedio de intensidad evaluado es de grado 6 MSK. Sin embargo, el valor máximo de intensidad 6+ MSK fue evaluado en los PP. JJ. El Siglo y San Francisco, en las Asociaciones de Vivienda José Olaya y Virgen de las Mercedes y en el Programa Municipal de Vivienda Pampas San Antonio.
- El valor de nivel de daño máximo en viviendas evaluadas de Tipo A, alcanzó el colapso (nivel 5) en los PP. JJ. Mariscal Nieto y San Francisco y en El Cercado Monumental. En las de Tipo B, sufrieron destrucción parcial (nivel 4) en el Programa Municipal de Vivienda Pampas San Antonio y en el PP JJ San Francisco. Mientras que, en las de Tipo C de manera puntual presentaron daños moderados (nivel 3) en el PP. JJ. San Francisco y en el Programa Municipal de Vivienda Pampas San Antonio.
- Los daños ocasionados por el terremoto en las viviendas de Tipo A y B, son mayores que en las viviendas de Tipo C. En el caso de las viviendas de Tipo A, la antigüedad y el número de sismos que estas han soportado contribuyeron al deterioro progresivo de las mismas. Las viviendas de Tipo B, han fallado por la falta de técnicas de construcción y por el uso de materiales de mala calidad.

- El tipo de suelo es un factor importante que influye en el comportamiento de las viviendas frente a los sismos. En algunas áreas de la ciudad de Moquegua, como en el Programa Municipal de Vivienda Pampas San Antonio, se ha observado que las viviendas han sufrido mayores daños con respecto a otras, posiblemente debido a fenómenos de amplificación de ondas por efecto del tipo de suelos.
- La historia sísmica de Moquegua confirma que la ciudad se encuentra en una de las zonas sismogénicas más importantes del Perú; por lo tanto, esta característica debe de tenerse en cuenta para la expansión urbana, lo que hace urgente contar con estudios de planificación urbana, dando mayor énfasis a los programas de microzonificación sísmica. En el caso de ausencia de sismos, se debe de contar con programas de prevención sísmica y control sobre la elección de futuras áreas de expansión urbana.

BIBLIOGRAFIA

- ABE, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data. *J. Geophys. Res.* 84, 1561-1568 pags.
- AKI, K. (1966). Quantitative Seismology. Theory and Methods. *Massachusetts Institute of technology. Volumen I.*
- ANTAYHUA, Y. (2002). Análisis de la actividad Sísmica en la Región del Volcán Sabancaya y los Sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). *Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa 146 pags.*
- ARRIOLA, L. A. y MARROQUIN, G. (1991). Estudio de magnitud local ML. Report under the project "R of natural disasters in Central America". *Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.*
- BARAZANGI, M. y ISAAC, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Perú: evidence from the spatial distribution of earthquakes. *Geoph. Jour. Roy. Astr. Soc. Volumen 57, pags. 537-555.*
- BARAZANGI, M. y ISAAC, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes subduction of the Nazca plate beneath América. *Geology, Volumen 4, pags. 686-692.*
- BARRIGA, V. (1936). Libro de los cabildos de la ciudad de Arequipa. Sesión del 10 de Agosto de 1555, reproducida en documentos para la Historia de Arequipa.
- BATH, M. (1978). Introduction to Seismology. *Birkhauser Verlag, Basel, pags. 215-235.*
- BATH, M. (1966). Earthquake energy and magnitude. *Phys and chem of the Earth. Volumen 7, pags. 115-165.*

- BERNAL, I. (2002). Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y evaluación de la energía sísmica liberada. *Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa* 169 pags.
- 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.*
- BEVIS, M. y ISACKS, B. (1984). Hypocentral trend Surface Analysis: Probing the Geometry of Benioff Zones. *Jour. Geoph. Res. Volumen 89 (b7)4, págs. 6153-6170.*
- CAHILL, T. y ISACKS, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Jour Geoph. Res. 97, 17, 503-529 págs.*
- CONDORI, S. (2000). Relación de Magnitudes para sismos ocurridos en Bolivia. *Universidad Técnica de Oruro, Bolivia, Tesis 115 pags.*
- DALMAYRAC, B. y MOLNAR, P. (1981). Thrust and normal faulting in Perú and un the state on stress. *Earth and Plan. Sc. Let., 55, 473-481 págs.*
- DEMETS, C., GORDON, R., AARHUS, D. y STEM S. (1990). Current Plate Motions. *Jour. Geophys. Res, Into. 101, 425-478 págs.*
- DORBATH, L., CISTERNAS, A. y DORBATH C. (1990b). Assesment of the size of large and great historical earthquake in Peru. *Bull. Seism. Soc. Am. 88, 722-743 págs.*
- ENGDAHL, R., VAN DER HILST, R. y BULAND, R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am. 88, 722-743 págs.*

- ESPINOSA, F., CASAVERDE, L., MICHAEL, J., ALVA-HURTADO, J. y VARGAS-NEUMANN, J. (1985). Catálogo Sísmico del Perú. *Instituto Geográfico Nacional*. 618 págs.
- FREEDMAN, H. (1967). Estimating earthquake magnitude. *Bull. Seism. Soc. of Am.*, volumen 57,4, pags. 747-760.
- GONZALES, L. (1980). Estudio de las replicas (29 Nov, 17 Dic; 1978 $m > 3.0$) del Temblor de Oaxaca del 29 de Noviembre de 1978. Calibración de Magnitudes. *Universidad Nacional Autónoma de México*, 40 pags.
- GRANGE, F. (1983). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. These pour docteur 3e cycle. *Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble*, 400 págs.
- GUADALUPE, E., VILLAGRÁN, M. y HAVSKOV, J. (1994). Magnitude for local earthquakes calculated with the El Salvador seismic network. *Geofísica International*, volumen 34, Num. 2, 213-220 págs.
- GUTENBERG, B. y RICHTER, C. (1956). Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geof.*, volumen IX, num. 1.
- GUTENBERG, B. y RICHTER, C. (1942). Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. *Bull. Seis. Soc. Am.*, volumen 32, 163 pags.
- HASEGAWA, A. y SACKS, S. (1981). Subduction of the Nazca Plate beneath Perú as determined from seismic observations. *Jour. Geoph. Res.* Volumen 86, págs. 4971-4980.
- HAVSKOV, J y MÁSIAS, M. (1983). A coda-length magnitude scale for some Mexican station. *Geofís. Int.*, 22, 205-213 págs.
- HATORI, T. (1968). Study on distant tsunamis along the coast of Japan. Part 2. Tsunamis of South American origin. *Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ.* 46, 345-359 pags.

- 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 pags.
- HUACO, D. (1985). Catálogo Sísmico del Perú. Proyecto SISRA. *Instituto Geofísico del Perú*. 580 págs.
- HUTTON, L. y BOORE, D. (1987). The M_L scale in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 2074-2094 págs.
- IGP, (2000). Catálogo Sísmico Preliminar, 1983-2000. *Centro Nacional de Datos Geofísicos, IGP, Informe Interno*.
- IIDA, K., COX, C. y PARARAS-CARAYANNIS, G. (1967). Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific ocean. *Univ. of Hawaii, Honolulu*.
- IMAMURA, J.(1939). List of tsunamis in Japan. *J. Seism. Soc. Jap.* 2, 23-28 pags.
- KANAMORI, H. y Anderson, D. (1977). Theoretical basic of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am., Volumen 65*, 1073-1095 pags.
- KARNIK, V. (1973). “Magnitude Differences”. *Boletin Sismos Próximos. Publicación del Instituto geográfico y Catastral. Pageoph, Volumen 103*, 362-369 pags. . *Reidel Publishing Company. Holland*
- KARNIK, V. (1971). Seismicity of the European Area. *Part II. Reidel Publishing Company. Holland*
- KELLEHER, J. (1972). Rupture zones of large South American Earthquakes and some predictions. *Jour. Geoph. Res.* 77, 11, 2087-2103 pags.
- KULHANEK, O. (1990). Anatomy of Seismograms. *IASPEI*, 1-35 pags.

- KULM, L., DYMOND, J. y SHEIDEGGER, K. (1983). Nazca plate and Andean foreare studies. *Tectonophysics*, 83-93 pags.
- LAMARRE, M., TOWNSHEND, B. y SHAH, H. (1992). Application of the Boopstrap Method to Quantify Uncertainit in Seismic Hazard Estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.*, volumen 82, 104-119 pags.
- LEE, W., BENNETT, R. y MEAGHER, K. (1972). A Method of Estimating Magnitude of Local Earthquakes from signal Duration. *U. S. Geological Servey*.
- LOMNITZ, C. (1971). Travel time errors in the laterally inhomogenous earth. *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 1639-1654 pags.
- MAROCCO, R. (1980). Geologie des Andes péruviennes: Un segment E-W de la chaine des Andes péruviennes: la deflexión d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud du Pérou. *Doc. Orstom* 94.
- MARROQUIN, G. y ARRIOLA, L. (1992). Estudio de magnitud coda para la región Centroamericana. Report under the project "Reduction of natural disasters in Central America". *Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway*.
- MEGARD, F. (1978). Etude geologoque des Andes du Perú Central. *Mem. Orstom* 86, 310 pp.
- MEGARD, F. y PHILIP, H. (1976). Plio-quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonic in the Central Andes. *Earth Plan. Sci. Let.* 33, 231-238 pags.
- Mercalli, G. (1902). Improved Mercalli Scale. *Boll. Soc. Sismologica Italiana* (8), 184-191 pags.
- MISTER, J. y JORDAN, T. (1978). Present-day plate motions. *Journ. Geophys. Res.* Volumen 83, 5331-5354 págs.

- MONTESUS DE BALLORE, F. (1911). Historia Sísmica de los Andes Meridionales. *Cervantes, Santiago de Chile. Volumen 6.*
- NUTTLI, W. (1979). The Relation of Sustained Ground Acceleration and Velocity to Earthquake Intensity and Magnitude, in State of the Art for Assessing Earthquake Hazard in the US. *Report 16, Miscellaneous paper S-73-1. Army Engineer Waterways Experiment Station.*
- NUTTLI, J. (1972). Seismic wave attenuation and magnitude relation for eastern North-America. *Journal Geophys. Res.*, 78, pags. 876-885.
- OCOLA, L. (1996). Efectos macrosísmicos del sismo de Nazca del 12 de Noviembre de 1996. *Informe inédito. Instituto Geofísico del Perú. 65 págs.*
- OCOLA, L. (1984). Catálogos Sísmicos. Republica del Perú. *Geofísica Aplicada IGP. Lima, Perú, Vol. IV, 465 págs.*
- OCOLA, L. (1979). Escala MSK-Versión Adaptada para el Instituto Geofísico del Perú (IGP). *Informe del Instituto Geofísico del Perú.*
- PAYO, G. y DE MIGUEL, P. (1974). Magnitud de los sismos de la región Ibérica a partir de la fase Lg, *Revista de Geofísica Nums. 131 y 132. Volumen XXXIII. Nums. 3 y 4. Año 1974 159-174.*
- PAYO, G. y PRENSA, M. (1968). A Note on the Ground Particle Motion of Near Earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc., Volumen 18, pags. 129-137.*
- POLO, T. (1904). Sinopsis de los temblores y volcanes de Perú. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima. Vol. VII-XVII, 323 págs.*
- PROCHAZKOWA, D. (1970). Analysis of methods of calculating the magnitude frequency relation. *Geofisikalni sbornik, volumen 18, pags. 129-137.*
- REITER, I. (1990). Earthquake Hazard Analysis. *Columbia University Press. New York.*

- RICHTER, C. (1958). Elementary Seismology. *W. H. Freeman and Company. San Francisco and London*
- RICHTER, C. (1935). An Instrumental Earthquake Scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, volumen 25, 1-32 pags.
- RICHTER, C. (1932). An Instrumental Earthquake magnitude scale. *Bull. Sism. Soc. Am.*, vol. 25, pags. 1-35.
- RODRÍGUEZ, L. y TAVERA, H. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileira de geofísica*. 9, 141-159 pags.
- RODRÍGUEZ, L. y TAVERA, H. (1989). Problemás Asociados a la Determinación Hipocentral. Optimización-Parte II. *Inf. Int. IGP*, 60 pags.
- RODRÍGUEZ, L. y VASQUEZ, M. (1987). Problemás Asociados a la Determinación Hipocentral. Optimización-Parte I. *Dirección de Servicios Técnicos-IGP*, 60 pags.
- SCHNEIDER, J. y SACKS, S. (1987). Stress in the contorned Nazca plate beneath sourthen Perú from local earthquakes. *Jour. Geophysc Res.* 92, 13.887-13.902 págs.
- SILGADO, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-1974. *Instituto Geológico Minero del Perú, Lima* 131págs.
- SPENCE, W., GIESECKE, C., LANGER, J., OCOLA, L., DILLINGER, H. y JORDAN, R. (1975). The Lima, Perú, 1974 earthquake series (abstract). *Earthquake Notes* 46, 38.
- STAUDER, W. (1975). Subduction of the Nazca under Perú as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *Jour. Geoph. Res. Volumen 80*, 1053-1064 págs.

- SUAREZ, G., CAGNEPAIN, J., CISTERNAS, A., HATZFELD, D., MOLNAR, P., OCOLA, L., ROECKER, S. y VIODE, J. (1996). Tectonic deformation of the Andes and configuration of the subduction slab in central Perú: Results from a microseismic experiment. *Jour Geoph Res.*
- TAVERA, H y AGÜERO, C. (2000). Catálogo sísmico de Perú 1471-1982, versión corregida y actualizada-2000. *Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología IGP. Lima, Perú, 400 págs.*
- TAVERA, H. y BUFORN, E. (2001). Source mechanism of earthquake in Peru. *Journal of Seismology. Volumen 5, N 4, 519-540.*
- TAVERA, H., BUFORN, E., BERNAL, I., ANTAYHUA, Y., y VILCAPOMA, L. (2001). The Arequipa (Perú) earthquake of June 23, 2001. *Journal of Seismology.*
- TAVERA, H. (2001). La Red Sísmica de Perú. *Revista Geonoticias. VII, Nro 2, págs. 32-33.*
- TAVERA, H. y BUFORN, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica de Perú. En: Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica; Buforn, E y Udias A, (eds.), *Física de la Tierra. 10, 187-219.*
- TSUMURA, K. (1967). Determination of Earthquake Magnitude from Total Duration of Oscillation. *Earthquake Research Institute.*
- UDIAS, A. y MESCUA, J. (1986). Fundamentos de Geofísica. *Alhambra, Madrid, España, 201-216 pags.*
- VARGAS G. (1922). Monografía de Arica. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, 36, 63-77 pags.*
- WOOD, H. y NEUMANN, F. (1931). Modified Mercalli Scale of 1931. *Bull. Seism. Soc. Am. Volumen 84, 974-1002 pags.*

WORTEL, M. (1985). Accretion And lateral variations in tectonic structure along the Peru-Chile Trench. *Tectonophysics*, 112, 443-463 pags.

WYSS, M. y HABERMANN, E. (1982). Conversion of mb to Ms for Estimating the Recurrence Time of Large Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am. Volumen 72 pags.* 1651-1665.

ANEXO I

Descripción de cada grado de la Intensidad Mercalli Modificada

- **Grado I.-** Sacudida sentida por muy pocas personas en condiciones especialmente favorables.
- **Grado II.-** Sacudida sentida por personas en reposo, especialmente en los pisos altos de los edificios. Los objetos suspendidos pueden oscilar.
- **Grado III.-** Sacudida sentida claramente en los interiores, especialmente en los pisos altos de los edificios, muchas personas lo asocian con sismo de baja magnitud. Los vehículos de motor estacionados pueden moverse ligeramente. Vibración como la originada por el paso de un vehículo pesado. Duración estimable.
- **Grado IV.-** Sacudida sentida durante el día por muchas personas en los interiores, por pocas en el exterior. Por la noche algunas despiertan. Vibración de vajillas, vidrios de ventana y puertas, los muros crujen. Sensación como de un vehículo pesado chocando contra un edificio, los vehículos de motor estacionados se balancean claramente.
- **Grado V.-** Sacudida sentida casi por todo el mundo, muchos se despiertan. Algunos platos, ventanas y similares rotos, grietas en el revestimiento de algunos sitios. Objetos inestables volcados. Algunas veces se aprecia balanceo de árboles, postes y otros objetos altos. Los péndulos de los relojes pueden pararse.
- **Grado VI.-** Sacudida sentida por todos, muchos se asustan y salen al exterior. Algunos muebles pesados se mueven, algunos casos de caída de revestimientos y muros dañados. Daño leve.
- **Grado VII.-** Todo el mundo corre al exterior. Daño significativo en edificios de buen diseño y construcción, leve a moderado en estructuras corrientes bien construidas, considerable

en estructuras pobremente construidas o mal diseñadas. Notado por personas que conducen automóviles.

- **Grado VIII.-** Daño leve en estructuras diseñadas especialmente; considerable en edificios corrientes sólidos con colapso parcial, grande en estructuras de construcción pobre. Paredes separadas de la estructura, rimeros de fábricas, columnas, monumentos y paredes, muebles pesados volcados; eyección de arena y barro en pequeñas cantidades, cambios en pozos de agua.
- **Grado IX.-** Daño considerable en estructuras de diseño especial, estructuras con armaduras bien diseñadas pierden la vertical, grande en edificios sólidos con colapso parcial. Los edificios se desplazan de los cimientos, grietas visibles en el suelo, tuberías subterráneas rotas.
- **Grado X.-** Algunos edificios bien construidos en madera destruidos, la mayoría de las obras de estructura de ladrillo destruidas con los cimientos, suelo muy agrietado, carriles torcidos, corrimientos de tierra considerables en las orillas de los ríos y en laderas escarpadas, movimientos de arena y barro, agua salpicada y derramada sobre las orillas.
- **Grado XI.-** Pocas o ninguna obra de albañilería queda en pie, puentes destruidos, anchas grietas en el suelo, tuberías subterráneas completamente fuera de servicio, la tierra se hunde, el suelo se desliza en terrenos blandos y Carriles muy retorcidos.
- **Grado XII.-** Destrucción total.

ANEXO II

Descripción de cada grado de la Intensidad MSK

- ***Efectos que describen los grados de intensidad MSK***

- a) Los fenómenos sentidos por las personas y percibidos en su medio ambiente.
- b) Los daños producidos en las construcciones según sus diversos tipos.

c) Los cambios advertidos en la naturaleza.

- ***Tipos de construcción que definen los grados de intensidad MSK***

a) **Tipo A:** Con muros de mampostería en seco o con barro, de adobes, de tapial.

b) **Tipo B:** Con muros de fábrica de ladrillo, de bloques de mortero, de mampostería con mortero de sillarejo, de sillería, entramados de madera.

c) **Tipo C:** Con estructura metálica o de hormigón armado.

- ***Términos de calidad que definen los grados de intensidad MSK***

Los términos de cantidad utilizados en la definición de los grados de intensidad corresponden aproximadamente a los siguientes porcentajes:

Algunos.....5% Mucho.....50% La mayoría.....75%

- ***Clasificación de los daños en las construcciones que definen los grados de intensidad MSK***

a) **Clase 1.- Daños Ligeros:** Fisuras en los revestimientos, caída de pequeños trozos de revestimiento.

b) **Clase 2.- Daños Moderados:** Fisuras en los muros, caída de grandes trozos de revestimiento, caída de tejas, caída de pretilas, grietas en las chimeneas e incluso derrumbamientos parciales en las mismas.

c) **Clase 3.- Daños Graves:** Grietas en los muros, caída de chimeneas de fábrica o de otros elementos exteriores.

d) **Clase 4.- Destrucción:** Brechas en los muros resistentes, derrumbamiento parcial, pérdida del enlace entre distintas partes de la construcción, destrucción de tabiques y muros de cerramiento.

e) **Clase 5.- Colapso:** Ruina completa de la construcción.

- ***Descripción de los grados de Intensidad MSK***

- **Grado I:** (a) La sacudida no es percibida por los sentidos humanos, siendo detectada y registrada solamente por los sismógrafos.
- **Grado II:** (a) La sacudida es perceptible solamente por algunas personas en reposo, en particular en los pisos superiores de los edificios.
- **Grado III:** (a) La sacudida es percibida por algunas personas en el interior de los edificios y solo en circunstancias muy favorables en el exterior de los mismos. La vibración percibida es semejante a la causada por el paso de un camión ligero. Observadores muy atentos pueden notar ligeros balanceos de objetos colgados, más acentuados e los pisos altos de los edificios.
- **Grado IV:** (a) El sismo es percibido por personas en el interior de los edificios y por algunas en el exterior. Algunas personas se despiertan, pero nadie se atemoriza. La vibración es comparable a la producida por el paso de un camión pesado con carga. Las ventanas, puertas y vajillas vibran. Los pisos y muros producen chasquidos. El mobiliario comienza a moverse. Los líquidos contenidos en recipientes abiertos se agitan ligeramente.
- **Grado V:** (a) El sismo es percibido en el interior de los edificios por al mayoría de las personas y por muchas en el exterior. Muchas personas que duermen se despiertan y algunas huyen. Los animales se ponen nerviosos. Las construcciones se agitan con una vibración general. Los objetos colgados se balancean ampliamente. Los cuadros golpean sobre los muros o son lanzados fuera de su emplazamiento. En algunos casos los relojes de péndulo se paran. Los objetos ligeros se desplazan o vuelcan. Las puertas o ventanas abiertas baten con violencia. Se vierten en pequeña cantidad los líquidos contenidos en recipientes abiertos y llenos. La vibración se siente en la construcción como la producida por un objeto pesado arrastrándose. (b) En las construcciones de tipo A son posibles ligeros daños (clase 1). (c) En ciertos casos modifica el caudal de los manantiales.
- **Grado VI:** (a) Lo siente la mayoría de las personas, tanto dentro como fuera de los edificios. Muchas personas salen a la calle atemorizadas. Algunas personas llegan a perder el equilibrio. Los animales domésticos huyen de los establos. En algunas ocasiones, la vajilla y la cristalería se rompen, los libros caen de sus estantes, los cuadros se mueven y los objetos inestables vuelcan. Los muebles pesados pueden llegar a moverse. Las campanas pequeñas de torres y campanarios pueden sonar. (b) Se producen daños

moderados (clase 2) en algunas construcciones del tipo A. Se producen daños ligeros (clase 1) en algunas construcciones de tipo B y en muchas del tipo A.

- **Grado VII:** (a) La mayoría de las personas se aterroriza y corre a la calle. Muchas tienen dificultad para mantenerse en pie. Las vibraciones son sentidas por personas que conducen automóviles. Suenan las campanas grandes. (b) Muchas construcciones del tipo A sufren daños graves (clase 3) y algunas incluso destrucción (clase 4). Muchas construcciones del tipo B sufren daños moderados (clase 2). Algunas construcciones del tipo C experimentan daños ligeros (clase 1). (c) En algunos casos, se producen deslizamientos en las carreteras que transcurren sobre laderas con pendientes acusadas; se producen daños en las juntas de las canalizaciones y aparecen fisuras en muros de piedra. Se aprecia oleaje en las lagunas y el agua se enturbia por remoción del fango. Cambia el nivel de agua de los pozos y el caudal de los manantiales. En algunos casos, vuelven a manar manantiales que estaban secos y se secan otros que manaban. En ciertos caos se producen derrames en taludes de arena o de grava.

- **Grado VIII:** (a) Miedo y pánico general, incluso en las personas que conducen automóviles. En algunos casos se desgajan las ramas de los árboles. Los muebles, incluso los pesados, se desplazan o vuelcan. Las lámparas colgadas sufren daños parciales. (b) Muchas construcciones de tipo A sufren destrucción (clase 4) y algunos colapso (clase 5). Muchas construcciones de tipo B sufren daños graves (clase 3) y alguna destrucción (clase 4). Muchas construcciones de tipo C sufren daños moderados (clase 2) y algunas graves (clase 3). En ocasiones, se produce la rotura de algunas juntas de canalizaciones. Las estatuas y monumentos se mueven y giran. Se derrumban muros de piedra. (c) Pequeños deslizamientos en las laderas de los barrancos y en las trincheras y terraplenes con pendientes pronunciadas. Grietas en el suelo de varios centímetros de ancho. Se enturbia el agua de los lagos. Aparecen nuevos manantiales. Vuelven a tener agua pozos secos y se secan pozos existentes. En muchos casos cambia el caudal y el nivel de agua de los manantiales y pozos.

- **Grado IX:** (a) Pánico general. Daños considerables en el mobiliario. Los animales corren confusamente y emiten sus sonidos peculiares. (b) Muchas construcciones del tipo A sufren colapso (clase 5). Muchas construcciones de tipo B sufren destrucción (clase 4) y algunas colapso (clase 5). Muchas construcciones del tipo C sufren daños graves (clase 3) y alguna destrucción (clase 4). Caen monumentos y columnas. Daños considerables en

depósitos de líquidos. Se rompen parcialmente las canalizaciones subterráneas. En algunos casos, los carriles del ferrocarril se curvan y las carreteras quedan fuera de servicio. (c) Se observa con frecuencia que se producen extrusiones de agua, arena y fango en los terrenos saturados. Se abren grietas en el terreno de hasta 10 centímetros de ancho y de más de 10 centímetros en las laderas y en las márgenes de los ríos. Aparecen además, numerosas grietas pequeñas en el suelo. Desprendimientos de rocas y aludes. Muchos deslizamientos de tierras. Grandes olas en lagos y embalses. Se renuevan pozos secos y se secan otros existentes.

- **Grado X:** (b) La mayoría de las construcciones del tipo A sufren colapso (clase 5). Muchas construcciones de tipo B sufren colapsos (clase 5). Muchas construcciones de tipo C sufren destrucción (clase 4) y algunos colapso (clase 5). Daños peligrosos en presas; daños serios en puentes. Los carriles de las vías férreas se desvían y a veces se ondulan. Las canalizaciones subterráneas son retorcidas o rotas. El pavimento de las calles y el asfalto forman grandes ondulaciones. (c) Grietas en el suelo de algunos decímetros de ancho que pueden llegar a un metro. Se producen anchas grietas paralelamente a los cursos de los ríos. Deslizamientos de tierras sueltas en las laderas con fuertes pendientes. En los ribazos de los ríos y en las laderas escarpadas se producen considerables deslizamientos. Desplazamientos de arenas y fangos en las zonas litorales. Cambio del nivel de agua en los pozos. El agua de canales y ríos es lanzada fuera de su cauce normal. Se forman nuevos lagos.

- **Grado XI:** (b) Daños importantes en construcciones, incluso en las bien realizadas, en puentes, presas y líneas de ferrocarril. Las carreteras importantes quedan fuera de servicio. Las canalizaciones subterráneas quedan destruidas. (c) El terreno queda considerablemente deformado tanto por desplazamientos de terrenos y caídas de rocas. Para determinar la intensidad de las sacudidas sísmicas se precisan investigaciones especiales.

- **Grado XII:** (b) Prácticamente se destruyen o quedan gravemente dañadas todas las estructuras, incluso las subterráneas. (c) La topografía cambia. Grandes grietas en el terreno con importantes desplazamientos horizontales y verticales. Caída de rocas y hundimientos en los escarpes de los valles, producidas en vastas extensiones. Se cierran valles y se transforman en lagos. Aparecen cascadas y se desvían los ríos.

ANEXOS III

Características Generales de las Estaciones Sísmicas de la Red Sísmica Nacional

- Atocpunta

<i>Código Nacional:</i>	ATP
<i>Código Internacional:</i>	PT14
<i>Latitud °S:</i>	12.416
<i>Longitud °W:</i>	74.816
<i>Elevación msnm:</i>	4592
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- Cajamarca

<i>Código Nacional:</i>	CAJ
<i>Código Internacional:</i>	PP16
<i>Latitud °S:</i>	07.130
<i>Longitud °W:</i>	78.516
<i>Elevación msnm:</i>	2750
<i>Tipo de Sensor:</i>	GMG-40T/BB
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-50 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	145
<i>Muestra mps:</i>	20
<i>Pre-evento seg.:</i>	15
<i>Post-evento seg.:</i>	15
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	900/120

- Camacho

<i>Código Nacional:</i>	CAM
<i>Código Internacional:</i>	PT10
<i>Latitud °S:</i>	12.075
<i>Longitud °W:</i>	76.969
<i>Elevación msnm:</i>	274
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 3C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96

<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- Carpapata

<i>Código Nacional:</i>	CPA
<i>Código Internacional:</i>	
<i>Latitud °S:</i>	12.396
<i>Longitud °W:</i>	74.750
<i>Elevación msnm:</i>	3933
<i>Tipo de Sensor:</i>	WR1/BB 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-20 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- Cayma

<i>Código Nacional:</i>	CAY
<i>Código Internacional:</i>	PT13
<i>Latitud °S:</i>	16.376
<i>Longitud °W:</i>	71.545
<i>Elevación msnm:</i>	2350
<i>Tipo de Sensor:</i>	L4C-RV301/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- Conima

<i>Código Nacional:</i>	CON
<i>Código Internacional:</i>	PP21
<i>Latitud °S:</i>	15.469
<i>Longitud °W:</i>	69.430
<i>Elevación msnm:</i>	3900
<i>Tipo de Sensor:</i>	GMG-40T/BB
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-50 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	145
<i>Muestra mps:</i>	20
<i>Pre-evento seg.:</i>	10

<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	900/60

- **Cuzco**

<i>Código Nacional:</i>	CUS
<i>Código Internacional:</i>	PP19
<i>Latitud °S:</i>	13.478
<i>Longitud °W:</i>	71.959
<i>Elevación msnm:</i>	3858
<i>Tipo de Sensor:</i>	STS-2Stre/BB 3C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-100 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	200
<i>Muestra mps:</i>	20
<i>Pre-evento seg.:</i>	15
<i>Post-evento seg.:</i>	15
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	900/120

- **Guadalupe**

<i>Código Nacional:</i>	GUA
<i>Código Internacional:</i>	PT03
<i>Latitud °S:</i>	13.998
<i>Longitud °W:</i>	75.790
<i>Elevación msnm:</i>	690
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Huancayo**

<i>Código Nacional:</i>	HUA
<i>Código Internacional:</i>	HUA
<i>Latitud °S:</i>	12.038
<i>Longitud °W:</i>	75.322
<i>Elevación msnm:</i>	3330
<i>Tipo de Sensor:</i>	GMG-40T/BB
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-50 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	145
<i>Muestra mps:</i>	20
<i>Pre-evento seg.:</i>	15
<i>Post-evento seg.:</i>	15
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X

Longitud de registro seg.: 120/60

- **Huarmaca**

Código Nacional: HCA
Código Internacional: PT16
Latitud °S: 05.585
Longitud °W: 79.486
Elevación msnm: 3300
Tipo de Sensor: KMI-SS1/SP 1C
Ancho de Banda: 30 seg-5 Hz
Rango Dinámico Db: 96
Muestra mps: 100
Pre-evento seg.: 10
Post-evento seg.: 10
Gain Amplitud: 1 X
Longitud de registro seg.: Trig-180

- **Huaylas**

Código Nacional: YLA
Código Internacional:
Latitud °S: 08.847
Longitud °W: 77.889
Elevación msnm: 3230
Tipo de Sensor: GMG-40T/BB
Ancho de Banda: 30 seg-50 Hz
Rango Dinámico Db: 145
Muestra mps: 20
Pre-evento seg.: 15
Post-evento seg.: 15
Gain Amplitud: 1 X
Longitud de registro seg.: 120/60

- **La Yarada**

Código Nacional: LYA
Código Internacional:
Latitud °S: 18.135
Longitud °W: 70.585
Elevación msnm: 363
Tipo de Sensor: GMG-40T/BB
Ancho de Banda: 30 seg-50 Hz
Rango Dinámico Db: 145
Muestra mps: 20
Pre-evento seg.: 10
Post-evento seg.: 10
Gain Amplitud: 1 X
Longitud de registro seg.: 120/60

- **Mal Paso**

<i>Código Nacional:</i>	MPA
<i>Código Internacional:</i>	PT22
<i>Latitud °S:</i>	06.663
<i>Longitud °W:</i>	79.443
<i>Elevación msnm:</i>	500
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Misti**

<i>Código Nacional:</i>	MIS
<i>Código Internacional:</i>	
<i>Latitud °S:</i>	16.301
<i>Longitud °W:</i>	71.430
<i>Elevación msnm:</i>	4486
<i>Tipo de Sensor:</i>	WR1/BB 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-20 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Montañita**

<i>Código Nacional:</i>	MTA
<i>Código Internacional:</i>	PT21
<i>Latitud °S:</i>	06.849
<i>Longitud °W:</i>	79.136
<i>Elevación msnm:</i>	1200
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Ñaña**

<i>Código Nacional:</i>	NNA
<i>Código Internacional:</i>	NNA
<i>Latitud °S:</i>	11.987
<i>Longitud °W:</i>	76.839
<i>Elevación msnm:</i>	575
<i>Tipo de Sensor:</i>	STS-1Str/VBB
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-100 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	200
<i>Muestra mps:</i>	20
<i>Pre-evento seg.:</i>	
<i>Post-evento seg.:</i>	
<i>Gain Amplitud:</i>	
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Continuo

- **Paracas**

<i>Código Nacional:</i>	PAR
<i>Código Internacional:</i>	PT06
<i>Latitud °S:</i>	13.829
<i>Longitud °W:</i>	76.332
<i>Elevación msnm:</i>	150
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Poccyacc**

<i>Código Nacional:</i>	PYC
<i>Código Internacional:</i>	
<i>Latitud °S:</i>	12.476
<i>Longitud °W:</i>	74.649
<i>Elevación msnm:</i>	3606
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-20 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Porculla**

<i>Código Nacional:</i>	PCU
<i>Código Internacional:</i>	PP17
<i>Latitud °S:</i>	05.862
<i>Longitud °W:</i>	74.668
<i>Elevación msnm:</i>	130
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Portachuelo**

<i>Código Nacional:</i>	PCH
<i>Código Internacional:</i>	PT19
<i>Latitud °S:</i>	06.009
<i>Longitud °W:</i>	79.685
<i>Elevación msnm:</i>	720
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Pucallpa**

<i>Código Nacional:</i>	PCU
<i>Código Internacional:</i>	PP17
<i>Latitud °S:</i>	08.397
<i>Longitud °W:</i>	74.668
<i>Elevación msnm:</i>	130
<i>Tipo de Sensor:</i>	GMG-40T/BB
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-50 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	145
<i>Muestra mps:</i>	20
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	900/60

- **Quilmana**

<i>Código Nacional:</i>	QUI
<i>Código Internacional:</i>	PT02
<i>Latitud °S:</i>	12.946
<i>Longitud °W:</i>	76.439
<i>Elevación msnm:</i>	600
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Quimsachumpi**

<i>Código Nacional:</i>	QCH
<i>Código Internacional:</i>	PT15
<i>Latitud °S:</i>	12.367
<i>Longitud °W:</i>	74.694
<i>Elevación msnm:</i>	3921
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Rundovilca**

<i>Código Nacional:</i>	RUN
<i>Código Internacional:</i>	
<i>Latitud °S:</i>	12.322
<i>Longitud °W:</i>	74.781
<i>Elevación msnm:</i>	3240
<i>Tipo de Sensor:</i>	WR1/BB 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-20 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **San Gregorio**

<i>Código Nacional:</i>	SGR
<i>Código Internacional:</i>	PP18
<i>Latitud °S:</i>	16.570
<i>Longitud °W:</i>	72.715
<i>Elevación msnm:</i>	161
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	120

- **Suche**

<i>Código Nacional:</i>	SCH
<i>Código Internacional:</i>	PT08
<i>Latitud °S:</i>	11.960
<i>Longitud °W:</i>	76.549
<i>Elevación msnm:</i>	2880
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Tablachaca**

<i>Código Nacional:</i>	TBL
<i>Código Internacional:</i>	PT13
<i>Latitud °S:</i>	12.464
<i>Longitud °W:</i>	74.781
<i>Elevación msnm:</i>	2850
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Toquepala**

<i>Código Nacional:</i>	TOQ
<i>Código Internacional:</i>	PP20
<i>Latitud °S:</i>	17.307
<i>Longitud °W:</i>	70.643
<i>Elevación msnm:</i>	2586
<i>Tipo de Sensor:</i>	GMG-40T/BB
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-50 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	145
<i>Muestra mps:</i>	20
<i>Pre-evento seg.:</i>	15
<i>Post-evento seg.:</i>	15
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	900/120

- **Zamaca**

<i>Código Nacional:</i>	ZAM
<i>Código Internacional:</i>	PT27
<i>Latitud °S:</i>	14.670
<i>Longitud °W:</i>	75.615
<i>Elevación msnm:</i>	390
<i>Tipo de Sensor:</i>	KMI-SS1/SP 1C
<i>Ancho de Banda:</i>	30 seg-5 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	96
<i>Muestra mps:</i>	100
<i>Pre-evento seg.:</i>	10
<i>Post-evento seg.:</i>	10
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	Trig-180

- **Jabonillo**

<i>Código Nacional:</i>	JAB
<i>Código Internacional:</i>	
<i>Latitud °S:</i>	12.378
<i>Longitud °W:</i>	74.738
<i>Elevación msnm:</i>	3907
<i>Tipo de Sensor:</i>	Guralp-5T
<i>Ancho de Banda:</i>	DC-100 Hz
<i>Rango Dinámico Db:</i>	145
<i>Muestra mps:</i>	50
<i>Pre-evento seg.:</i>	15
<i>Post-evento seg.:</i>	15
<i>Gain Amplitud:</i>	1 X
<i>Longitud de registro seg.:</i>	120/60

ANEXO IV

La Magnitud de los Sismos Locales y Regionales ocurridos en Perú a partir de la onda Lg y Duración de su Registro. *Bol. Soc. Geol. Del Perú*. V. 94 (2002), p. 7-15.

Intensidades Macrosismicas en las áreas Urbanas de las ciudades de Arequipa, Moquegua, y Tacna. Localidades de Corire, Aplao, Chuquibamba, Mollendo, Punta de Bombón (Arequipa) e Ilo (Moquegua). *Informe del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio del 2001. CNDG* (2002), p. 207-304.

Estimación de Mw a partir de Isosistas de Intensidad Máxima para sismos de Subducción ocurridos en Perú. *Compendio de Trabajos de Investigación realizado por los estudiantes durante en año 2001 (Practicas Pre-profesionales)*. V. 3 (2002), p.59-70.