

## LA MAGNITUD DE SISMOS LOCALES Y REGIONALES OCURRIDOS EN PERÚ A PARTIR DE LA ONDA LG Y DURACIÓN DE SU REGISTRO

Freddy CCALLO, Hernando TAVERA & Igor VALDIVIA

*Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología. Instituto Geofísico del Perú  
E-mail: freddycc@axil.igp.gob.pe ; jtavera@geo.igp.gob.pe*

### RESUMEN

En el presente estudio se propone dos procedimientos prácticos y rápidos para estimar el tamaño de los sismos locales y regionales registrados por las estaciones que integran la Red Sísmica Nacional del Perú (RSN). Para tal objetivo, se ha utilizado una base de datos de 700 sismos ocurridos en Perú entre 2000 y 2001 (formas de onda y parámetros hipocentrales). El cálculo de la magnitud  $m_b$  se ha realizado a partir de la amplitud y periodo de la onda Lg identificada en registros obtenidos de estaciones de banda ancha. La magnitud  $M_L$  a sido obtenida a partir de la duración del registro de sismos en estaciones de periodo corto. Los resultados muestran total coherencia con los valores de magnitud reportados por agencias internacionales. El uso de la onda Lg ha permitido estimar valores de magnitud para sismos tan pequeños como 2.5mb. Las relaciones propuestas para estimar la magnitud  $M_L(d)$  facilitará el cálculo rápido de los parámetros hipocentrales de sismos sensibles ocurridos en el Perú.

### ABSTRACT

In the present study two practical and fast procedures are proposed to estimate the size of the local and regional earthquakes registered by the stations that integrate the National Seismic Network of Peru (RSN). To achieve this, a data base of 700 earthquakes that occurred in Peru between 2000 and 2001 has been used (waveform and hypocentral parameters). The calculation of the magnitude  $m_b$  had been made from the amplitude and period of the Lg wave identified in the records of the broadband station. The magnitude  $M_L$  to be obtained from the duration of the recording of earthquakes in short period stations. The results shows total coherence with the values of magnitude reported by international agencies. The use of the Lg wave has allowed to estimate values of magnitude for earthquakes as small as 2.5mb. The proposed relations to estimate the  $M_L(d)$  magnitude will allow a faster calculation of the hypocentral parameters of sensible earthquakes that occurred in Peru.

### 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. 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. Asimismo, es frecuente la ocurrencia de sismos 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 en los Altos Andes y en el borde Oriental de la Cordillera de los Andes. 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 Buforn, 2001; Bernal, 2002).

Para el monitoreo y registro de los eventos sísmicos que ocurren en Perú, el Instituto Geofísico del Perú mantiene operativa la 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 con acceso remoto vía interrogación telefónica. 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



y las 12 restantes, con sismómetros de banda ancha (BB) del tipo Reftek de 3 componentes. En el caso de los sismómetros de SP, las señales sísmicas son tratadas analógicamente y transmitidas por radio en tiempo real a la sede central del Instituto Geofísico del Perú en Lima (IGP) para ser registradas en formato digital usando un convertidor analógico/digital, siendo esta información utilizada para el procesado rápido de los sismos. La señal de las estaciones de tipo BB es almacenada en las unidades de campo y transferida a la sede central mediante interrogación por línea telefónica si el sismo fue sentido en alguna parte del país, caso contrario, la información es recogida cada 30 días.

Los sismómetros SP, son del tipo Kinematics y tienen como frecuencia máxima de registro a 1 Hz (SS-1, L4C y WR1), siendo la magnificación usualmente del orden de  $10E+4$  y  $10E+5$ . Estos sismómetros permiten registrar altas frecuencias, característica de sismos estrictamente locales. Los sismómetros de BB, son de tipo kinematics o Namometrics de 24-bit y tienen rangos de frecuencia de registro entre 0.03 a 50 y 100 Hz. La principal ventaja de estos instrumentos es que presentan una banda grande de frecuencias.

## LOS DATOS

Cualquier estudio que considere una base de datos, sus resultados dependerán de la calidad de los mismos; por lo tanto, esta debe ser calificada y homogénea dependiendo del procedimiento mediante el cual fueron obtenidos. En general, la base de datos debe considerar un umbral mínimo de magnitud y contar con información lo más reciente 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. Al momento de evaluar un catálogo debe evitarse excluir algunos sismos, pero de ser necesario debe ser únicamente porque no se cuenta con el total de

sus parámetros: fecha, hora origen, coordenadas epicentrales, profundidad del foco, magnitud y valores de intensidad máxima. La experiencia ha mostrado que en general, los sismos son excluidos porque no presentan su respectivo valor de magnitud.

A fin de proponer procedimientos rápidos y eficaces para el cálculo de la magnitud utilizando información de la Red Sísmica Nacional, en este estudio se hace uso de dos bases de datos para el periodo comprendido entre los años 2000 y 2001: formas de onda y parámetros hipocentrales del catálogo del Instituto Geofísico del Perú, y del National Earthquake Information Center (NEIC). La base de datos considera 700 sismos distribuidos en el territorio peruano y tal como se muestra en la Figura 2, los sismos presentan focos superficiales ( $h < 60$  km.) e intermedios ( $60 < h < 300$  km.). Los sismos presentan, en mayor número, sus epicentros cerca a la línea de costa, distribuidos en su mayoría alrededor de las estaciones de SP.

Del total de los sismos, únicamente 300 fueron registrados por las estaciones de BB durante un periodo de tres meses; los mismos que se utilizaron para calcular la magnitud  $m_b$  a partir de la onda  $L_g$ , tal como se muestra en la Figura 3(a). Los sismos registrados por las estaciones de SP son en total 700 y para estos se ha procedido a leer el tiempo total de duración del registro de su señal en cada estación de acuerdo a su relación señal/ruido (Figura 3b).

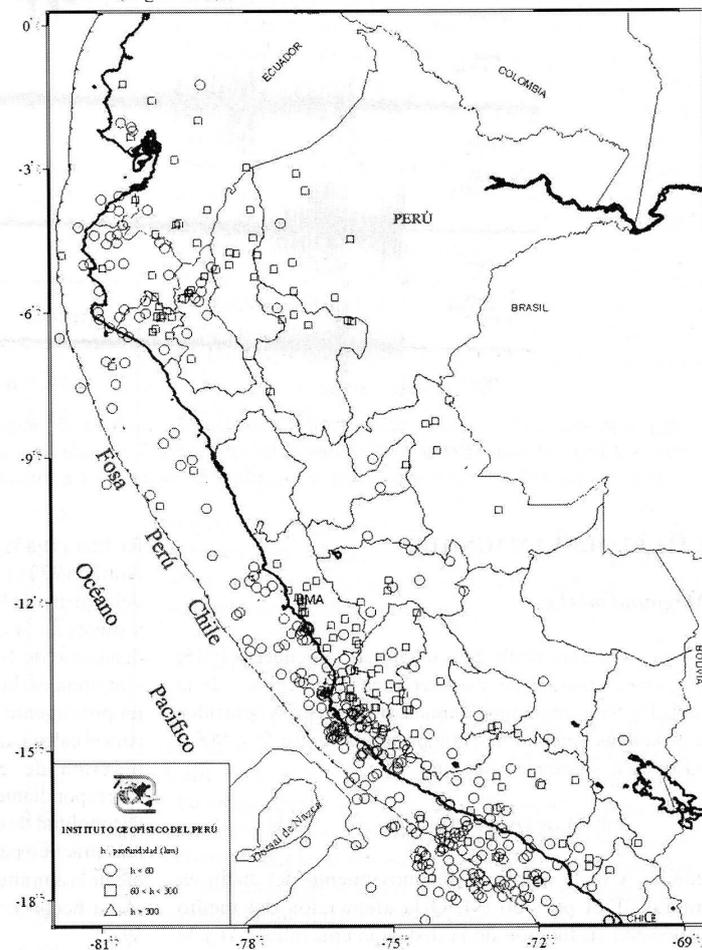


Fig. 2: Mapa de distribución espacial de los sismos utilizados en este estudio, periodo 2000-2001. Los círculos representan a sismos con foco superficiales ( $h < 60$  km.) y los cuadrados con foco intermedio ( $60 < h < 300$  km.)

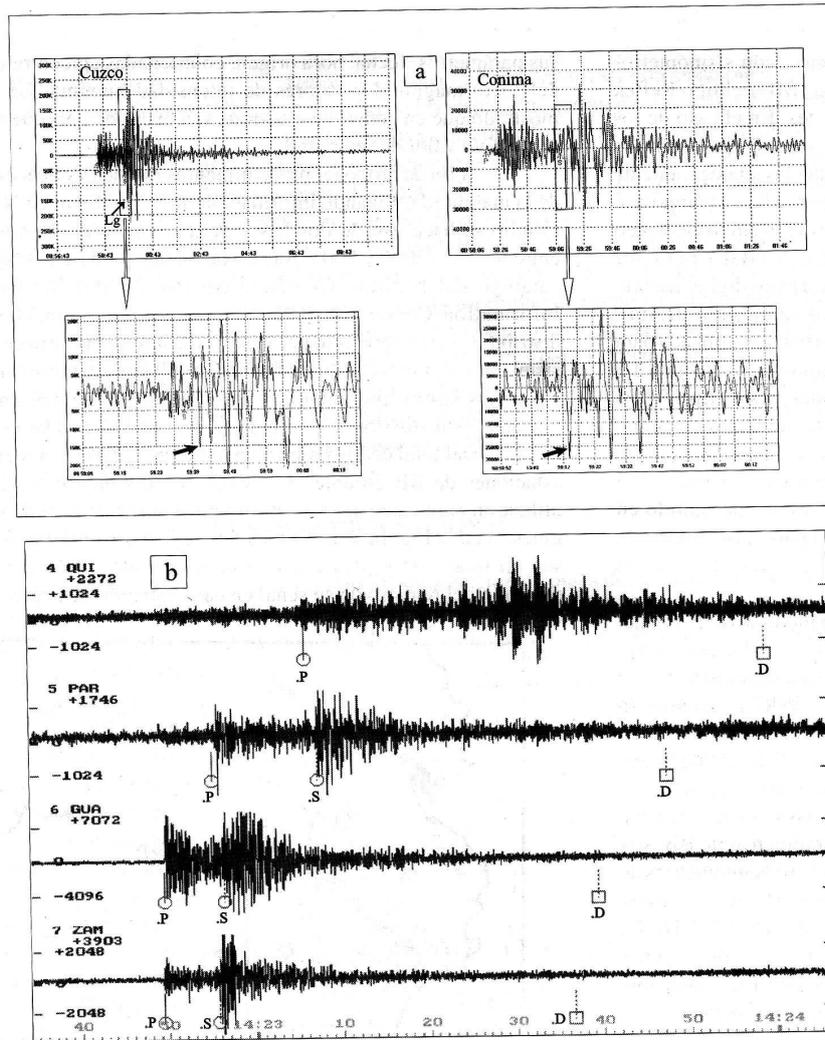


Fig. 3: Registro del sismo ocurrido en Perú el 8 de diciembre de 2002. a-) Registros en las estaciones de Banda Ancha de Cusco (CUS) y Conima (CON). b-) Registro en las estaciones de periodo corto de Camacho (CAM), Suche (SCH), Paracas (PAR), Zamaca (ZAM). Se indica el tipo de llegada de la onda P, S y Lg, así como la duración del registro del sismo (D)

## CÁLCULO DE LA MAGNITUD

### Magnitud $m_b(Lg)$

Para el cálculo de la magnitud, Gutenberg (1945) propone el uso de las características del registro de la onda P y S para estimar el tamaño de los sismos ocurridos a distancias epicentrales comprendidas entre  $5^\circ$  y  $90^\circ$  a partir de la siguiente ecuación:

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

donde, A es la amplitud del movimiento del suelo en micras, T el periodo (s), Q la atenuación del medio expresada en función de la distancia epicentral ( $\Delta$ ) y la profundidad del foco (h) según las tablas de Gutenberg y Richter (1945).

Una extensión de la fórmula de Gutenberg y

Richter (1945) para distancias cortas, es la propuesta por Nuttli (1972) y que considera el uso de las características del registro de la onda Lg. La onda Lg es aquella que viaja a través de la corteza y se registra de forma clara hasta distancias de 1000 km. En los registros de sismos locales y regionales, la parte más característica es la presencia de un prominente tren de ondas transversales; por lo tanto, para el cálculo de la magnitud es factible utilizar la amplitud máxima de este tren de ondas dividida por su correspondiente periodo. La utilización del valor máximo de amplitud de dicho tren de ondas proporciona un criterio más práctico para la determinación de la magnitud, que el medir la amplitud de ondas con un periodo prefijado, como se ha hecho con otros trabajos de este tipo (Nuttli, 1972).

En general, para distancias menores a 1000 km las máximas amplitudes corresponden a la onda Lg, aunque algunas veces se confunde con la Sg. La onda Lg

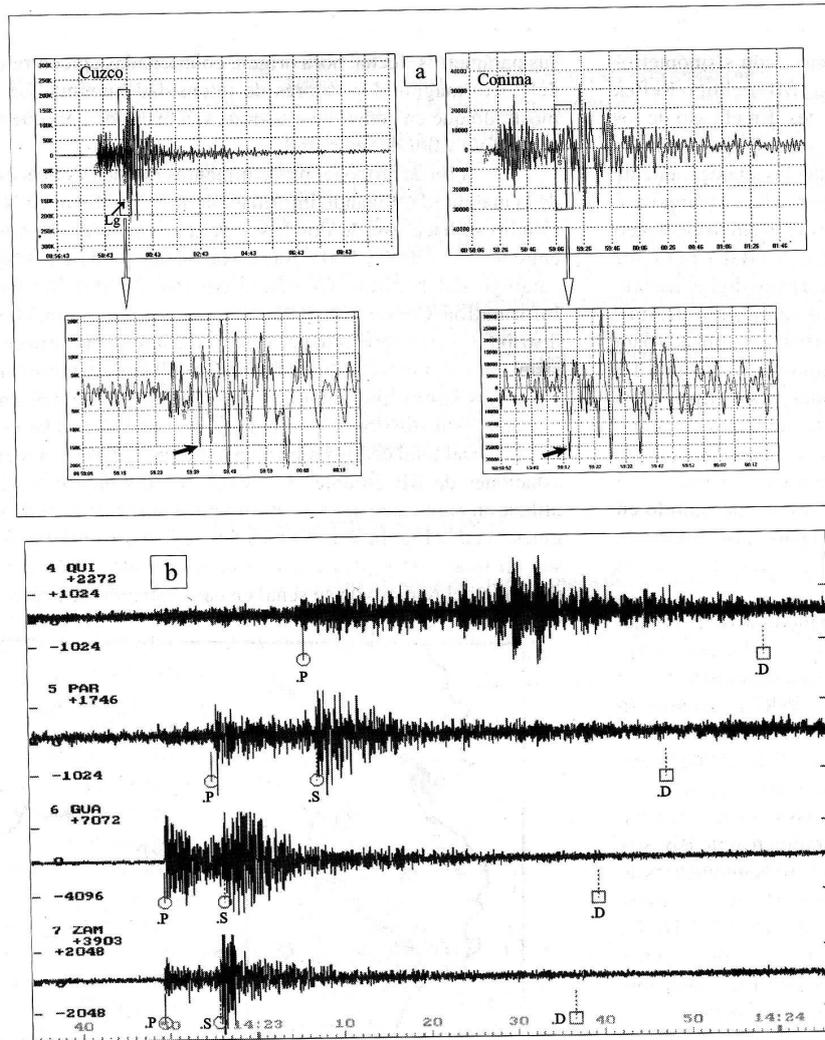


Fig. 3: Registro del sismo ocurrido en Perú el 8 de diciembre de 2002. a-) Registros en las estaciones de Banda Ancha de Cusco (CUS) y Conima (CON). b-) Registro en las estaciones de periodo corto de Camacho (CAM), Suche (SCH), Paracas (PAR), Zamaca (ZAM). Se indica el tipo de llegada de la onda P, S y Lg, así como la duración del registro del sismo (D)

## CÁLCULO DE LA MAGNITUD

### Magnitud $m_b(Lg)$

Para el cálculo de la magnitud, Gutenberg (1945) propone el uso de las características del registro de la onda P y S para estimar el tamaño de los sismos ocurridos a distancias epicentrales comprendidas entre  $5^\circ$  y  $90^\circ$  a partir de la siguiente ecuación:

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

donde, A es la amplitud del movimiento del suelo en micras, T el periodo (s), Q la atenuación del medio expresada en función de la distancia epicentral ( $\Delta$ ) y la profundidad del foco (h) según las tablas de Gutenberg y Richter (1945).

Una extensión de la fórmula de Gutenberg y

Richter (1945) para distancias cortas, es la propuesta por Nuttli (1972) y que considera el uso de las características del registro de la onda Lg. La onda Lg es aquella que viaja a través de la corteza y se registra de forma clara hasta distancias de 1000 km. En los registros de sismos locales y regionales, la parte más característica es la presencia de un prominente tren de ondas transversales; por lo tanto, para el cálculo de la magnitud es factible utilizar la amplitud máxima de este tren de ondas dividida por su correspondiente periodo. La utilización del valor máximo de amplitud de dicho tren de ondas proporciona un criterio más práctico para la determinación de la magnitud, que el medir la amplitud de ondas con un periodo prefijado, como se ha hecho con otros trabajos de este tipo (Nuttli, 1972).

En general, para distancias menores a 1000 km las máximas amplitudes corresponden a la onda Lg, aunque algunas veces se confunde con la Sg. La onda Lg

corresponde una onda guiada dentro de la capa granítica con periodos entre 1 a 6 segundos y velocidades de propagación cercanas a las ondas S. Para el uso extensivo de la onda Lg en el calculo de la magnitud mb(Lg), Nuttli (1972) propone las siguientes ecuaciones:

$$mb(Lg) = 3.75 + 0.90 \text{ Log } D (A/T) \quad 0.5^\circ < D < 4.0^\circ$$

$$mb(Lg) = 3.30 + 1.66 \text{ Log } D (A/T) \quad 4.0^\circ < D < 30^\circ$$

donde, D es la distancia epicentral, A la amplitud máxima de la onda Lg en micras y T el periodo en segundos. Estas ecuaciones son de uso permanente del NEIC para el cálculo de la magnitud de sismos netamente locales.

Para el cálculo de la magnitud mb(Lg) de sismos ocurridos en Perú, se ha seguido el procedimiento propuesto por Payo (1974); es decir, identificación de la onda Lg en los registros de la componente vertical de las estaciones de BB, además de la lectura de su amplitud máxima y periodo que sumados al factor de atenuación permiten estimar la magnitud de los sismos a partir de la siguiente relación:

$$mb(Lg) = \text{Log } (A/T) + Q(d,h) \quad (2)$$

Tabla 1. Valores de atenuación del medio en función de la distancia y profundidad de los focos (h<60km) según Payo (1974).

Km	Q(d,p)	Km	Q(d,p)
20	1.88	420	4.44
40	2.28	440	4.44
60	2.61	460	4.44
80	2.88	480	4.44
100	3.1	500	4.44
120	3.29	520	4.45
140	3.45	540	4.47
160	3.59	560	4.49
180	3.72	580	4.53
200	3.84	600	4.57
220	3.94	620	4.63
240	4.04	640	4.7
260	4.12	660	4.78
280	4.19	680	4.85
300	4.26	700	4.92
320	4.31	720	4.97
340	4.36	740	4.98
360	4.39	760	4.94
380	4.42	780	4.82
400	4.43	800	4.59

donde, A es la amplitud reducida al movimiento del suelo en micras de la onda Lg; T, el periodo (s), Q la atenuación del medio expresada en función de la distancia epicentral (d) y la profundidad del foco (h) según la Tabla 1 propuesta por Payo (1974). Los valores de atenuación Q(d,h) propuestas por Payo (1974) fueron obtenidas a partir de la relación amplitud-distancia para sismos con foco superficial ocurridos en España; sin embargo, estos valores son coherentes con los propuestos por Karnik (1971) para ser utilizados en toda Europa. Considerando que para sismos con foco superficial, las ondas se propagan por el interior de la corteza puede asumirse que los factores de atenuación son casi similares para diferentes regiones (Payo y Prensa, 1968), de ahí que se ha visto por conveniente considerar estos valores en el calculo de la magnitud de sismos ocurridos en Perú.

La onda Lg ha sido identificada para un total de 300 sismos con focos ubicados a profundidades menores a 60 km. Estos sismos han sido siempre registrados en mas de 3 estaciones de BB de la RSN. En general, las amplitudes de la onda Lg oscilaron entre 250 a 25000 micras para rangos de periodos comprendidos entre 0.38-1.25 seg. Con estos valores más los de la Tabla 1 y la relación de la ecuación 2, se procedió a calcular la magnitud mb(Lg) para cada uno de los sismos registradas en todas las estaciones de BB. Así, la magnitud mb(Lg) final corresponde al valor promedio de la magnitud calculada para cada estación que registró el sismo. Los resultados obtenidos se han ploteado en la Figura 4 correlacionados con la magnitud mb reportada por el NEIC para los mismos sismos. En dicha figura se observa que existe una aceptable correlación de los valores obtenidos para rangos de magnitud mb entre 3.6 y 6.5, siendo su relación definida por la siguiente ecuación:  $mb = 0.3106 + 0.9457 mb(Lg)$ . El factor de correlación del ajuste es de 0.8774. Estos resultados sugieren que la magnitud así estimada, resulta ser óptima para estimar el tamaño de los sismos ocurridos en el Perú.

Para sismos con tamaños menores al umbral mínimo de magnitud reportada por el NEIC (4.0 mb), también se procedió a identificar la onda Lg para calcular sus respectivas magnitudes mb(Lg) llegando a reducir el umbral hasta sismos con magnitud del orden de 2.5 mb.

**Magnitud  $M_L(d)$**

La magnitud  $M_L$  fue introducida por Richter (1932) para medir el tamaño de los sismos ocurridos en California (EEUU) a partir del uso de registros de SP obtenidos de estaciones tipo Wood-Anderson (WA). Este procedimiento considera comparar la amplitud máxima en el registro del sismos correspondiente a una estación WA con una amplitud de referencia (-log Ao) corregida por la atenuación del medio, según la siguiente relación:

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

En la actualidad, la aplicación de esta formulación

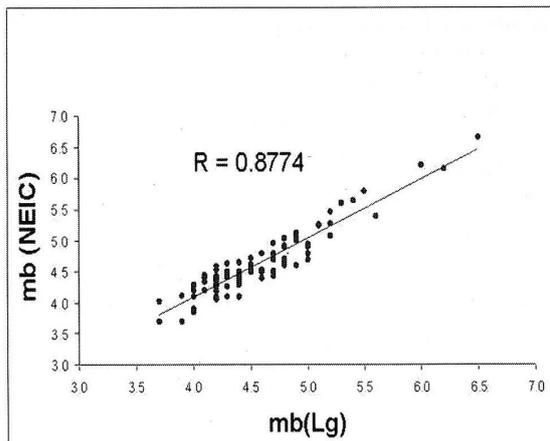


Fig. 4: Relación entre las magnitudes  $mb$  reportadas por el NEIC y  $mb(Lg)$  obtenidas en este estudio para sismos ocurridos en Perú entre el periodo 2000-2001.

conlleva a realizar procedimientos de convolución 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 se cuenta con registros con contenido de ruido y en papel ahumado.

A partir de los años 80, se ha hecho común el realizar estudios locales utilizando sismógrafos de SP (registro en papel o digital) y para estimar la magnitud de los sismos por ellos registrados, Lee et al. (1972) propone utilizar la duración del registro del sismo como una manera de estimar la magnitud  $M_L$ . Para tal efecto, se considera que para un sismo pequeño le corresponde 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. Este procedimiento, pronto fue aceptado y aplicado en el desarrollo de estudios de sismicidad y para estimar la magnitud de los sismos en centros sismológicos. El procedimiento de Lee et al. (1972) considera el logaritmo de la duración del registro de la señal sísmica y su relación con la distancia epicentral, y profundidad del foco:

$$M_L(d) = a \text{Log } D + b + c\Delta + dz \quad (3)$$

donde,  $D$  es la duración del registro del sismo en segundos,  $\Delta$  la distancia epicentral en km,  $z$  la profundidad del sismo,  $a$ ,  $b$ ,  $c$ , y  $d$  son constantes que tienen que ser determinadas para cada estación. La principal ventaja de este procedimiento es que permite el cálculo rápido de la magnitud y su desventaja, es que su 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  $M_L$

(Guadalupe et al, 1994; Hutton et al, 1987; Arriola y Marroquin, 1991; Marroquin y Arriola, 1992).

La labor del monitoreo sísmico, dentro del Instituto Geofísico del Perú (IGP), requiere del cálculo rápido de los parámetros hipocentrales de los sismos, los mismos que dependiendo de su magnitud deben ser de conocimiento de las instituciones responsables de la prevención, mitigación y atención de emergencias por los desastres que pudiera haber ocasionado el sismo. Por lo tanto, es importante realizar un rápido y buen cálculo de la magnitud de los sismos con la información disponible en tiempo real. Del total de las estaciones sísmicas que integran la RSN, únicamente las de SP transmiten en tiempo real la información a la sede del IGP; por lo tanto, es la única información disponible a primera instancia para el cálculo rápido de los parámetros hipocentrales de los sismos. De acuerdo a la Figura 1, las estaciones de SP se distribuyen todas cerca de la línea de costa, siendo algunas veces débil determinar con exactitud los parámetros hipocentrales de sismos ocurridos a distancias mayores debido a problemas de cobertura azimutal. Por lo tanto, los parámetros de cada sismo así determinados pueden presentar errores mayores en sus valores para la distancia epicentral y profundidad del foco; hecho que dificulta el uso directo de la relación propuesta por Lee (1972). A fin de solucionar este problema, muchos autores (Gonzales, 1980; Haskov y Masias, 1983) simplifican la ecuación 3 a fin de cortar la dependencia de  $M_L$  con respecto a la distancia y profundidad del sismo, obteniendo resultados aceptables ( $M_L(d) = a \text{Log } D + b$ ).

A fin de estimar la magnitud  $M_L$  de los sismos registrados por las estaciones de SP de la RSN, se ha procedido a leer la duración del registro de 700 sismos, tal como se muestra en el ejemplo de la Figura 3a. Posteriormente, estos sismos han sido seleccionados del catálogo del NEIC para correlacionar su magnitud  $mb$  con la duración de su registro en cada una de las estaciones de SP de la RSN. Los resultados obtenidos para cada estación se presentan en la Figura 5 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  $mb$  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  $mb > 5.0$ . Todas estas estaciones se distribuyen en la región Central de Perú.

Para las estaciones ubicadas en la región Norte (PCH, PCU y HCA), los ajustes lineales también presentan tres grupos con pendientes diferentes a las observadas en 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 2 se presenta el resumen de los resultados obtenidos para la relación de magnitud  $M_L$  para cada una de las estaciones de SP.

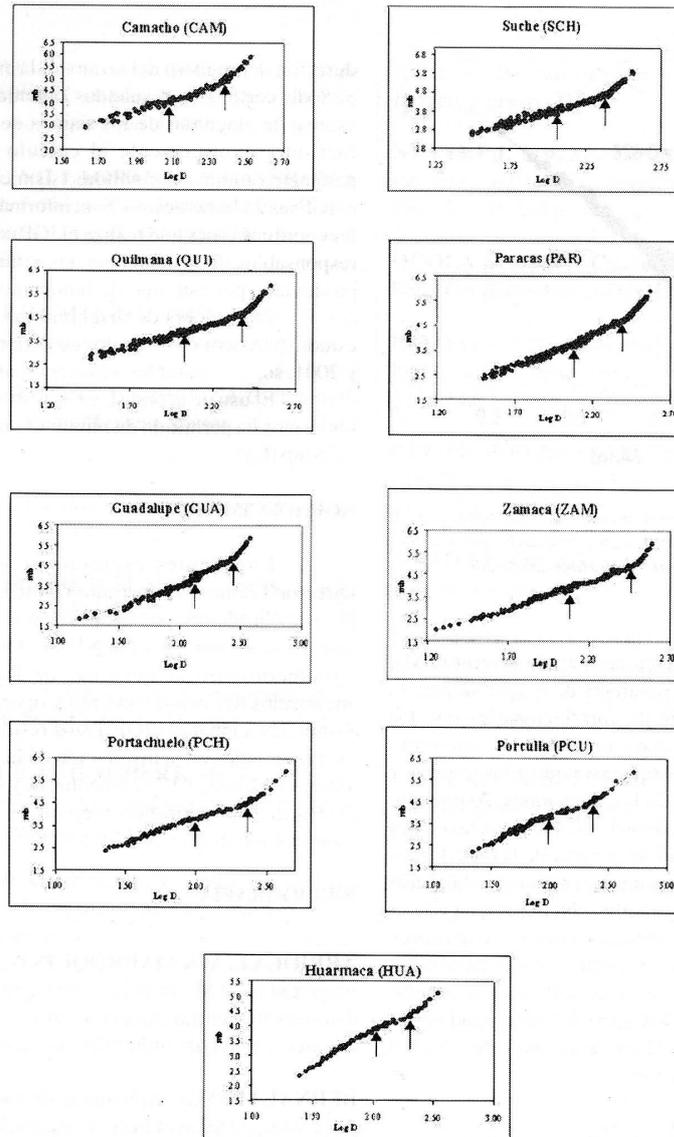


Fig. 5: Regresiones Lineales obtenidas para cada una de las estaciones de SP de la Red Sísmica Nacional.  $m_b$  magnitud reportada por el NEIC y  $D$ , duración del registro de la señal sísmica. Las flechas indican el cambio en la pendiente de las regresiones.

Tabla 2: Ecuaciones para estimar la magnitud  $M_L$  de los sismos para diferentes rangos y para cada estación de periodo corto de la RSN

EST.	$M_L(d) < 4.0$	$4.0 < M_L(d) < 5.0$	$5.0 < M_L(d) < 6.5$
CAM	$M_L(d) = 2.53 \text{ Log } D - 0.98$	$M_L(d) = 2.91 \text{ Log } D - 2.03$	$M_L(d) = 5.93 \text{ Log } D - 9.09$
SCH	$M_L(d) = 2.72 \text{ Log } D - 1.44$	$M_L(d) = 2.65 \text{ Log } D - 1.58$	$M_L(d) = 6.72 \text{ Log } D - 11.33$
QUI	$M_L(d) = 2.32 \text{ Log } D - 0.72$	$M_L(d) = 2.72 \text{ Log } D - 1.74$	$M_L(d) = 7.64 \text{ Log } D - 13.62$
PAR	$M_L(d) = 2.64 \text{ Log } D - 1.39$	$M_L(d) = 2.79 \text{ Log } D - 1.93$	$M_L(d) = 7.41 \text{ Log } D - 13.15$
GUA	$M_L(d) = 2.48 \text{ Log } D - 1.39$	$M_L(d) = 2.75 \text{ Log } D - 1.84$	$M_L(d) = 7.45 \text{ Log } D - 13.34$
ZAM	$M_L(d) = 2.72 \text{ Log } D - 1.69$	$M_L(d) = 2.75 \text{ Log } D - 1.89$	$M_L(d) = 8.74 \text{ Log } D - 16.77$
PCH	$M_L(d) = 2.13 \text{ Log } D - 0.44$	$M_L(d) = 2.61 \text{ Log } D - 1.61$	$M_L(d) = 6.03 \text{ Log } D - 10.02$
PCU	$M_L(d) = 2.35 \text{ Log } D - 0.85$	$M_L(d) = 2.67 \text{ Log } D - 1.76$	$M_L(d) = 9.37 \text{ Log } D - 1.76$
HUA	$M_L(d) = 2.25 \text{ Log } D - 0.66$	$M_L(d) = 2.29 \text{ Log } D - 0.90$	$M_L(d) = 3.51 \text{ Log } D - 3.80$

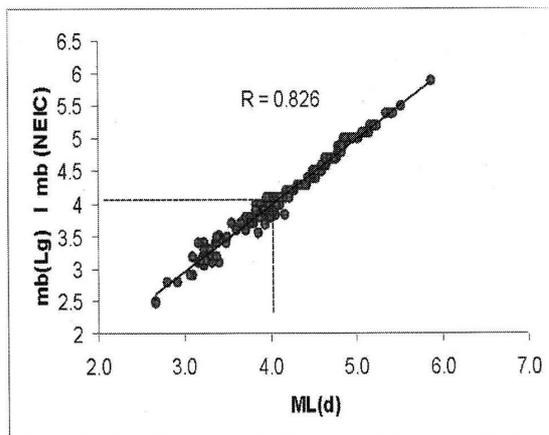


Fig. 6: Relación entre las magnitudes  $mb$  reportadas por el NEIC y  $mb(Lg)$ ,  $M_L(d)$  obtenidos en este estudio para sismos ocurridos en Perú entre el periodo 2000-2001.

Obtenidas las ecuaciones para la magnitud  $M_L$ , se procedió a recalcular los valores de magnitud para la misma base de datos a fin de correlacionarlos con los reportados por el NEIC para un rango de magnitud comprendido entre  $4.0 < mb < 6.5$  y así evaluar los resultados a obtenerse con cada una de las ecuaciones. Asimismo, en esta correlación se ha incluido los sismos para los cuales se ha calculado la magnitud  $mb$  a partir de la onda  $Lg$ ; es decir, sismos con magnitudes  $mb(Lg)$  menores a 4.0. En la Figura 6 se presenta los resultados obtenidos y en ella se observa que existe buena correlación entre las magnitudes estimadas por ambos procedimientos. Estos resultados sugieren que el procedimiento propuesto en este estudio permitiría realizar un cálculo rápido de la magnitud  $mb$  de los sismos que ocurren en el Perú en un rango de 2.5 y 6.0 utilizando la siguiente relación:

$$mb = 1.0183 M_L(d) - 0.0922.$$

El factor de correlación del ajuste es de 0.826.

## CONCLUSIONES

Actualmente, no existe un método o técnica que permita definir con exactitud el tamaño de los sismos debido a que cada uno de ellos presenta características físicas particulares y complejas en su origen, y propagación que lo hacen muy diferente a otros sismos. A pesar de esto, se ha desarrollado y aplicado diferentes procedimientos a fin de estimar el tamaño de los sismos explotando completamente las características de su registro.

En este estudio se ha propuesto dos procedimientos para estimar el tamaño de los sismos locales y regionales registrados por la RSN del Perú. El primero considera las características de la onda  $Lg$  leída 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 han permitido estimar la magnitud de los sismos de manera óptima y facilitará enormemente el cálculo rápido de dicho parámetro durante el monitoreo sísmico que se realiza en el IGP las 24 horas del día. Esta información es básica para las coordinaciones que realiza el IGP con las instituciones responsables de las emergencias y mitigación de daños producidos por este tipo de fenómenos naturales.

Los valores de magnitud  $mb$  obtenidos en este estudio para sismos ocurridos en Perú entre los años 2000 y 2001, son comparables a los reportados por el NEIC.

El uso de la onda  $Lg$  para estimar la magnitud de los sismos ha permitido disminuir el umbral de los sismos a 2.5  $mb(Lg)$ .

## AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al Director Técnico del Instituto Geofísico del Perú (IGP), Dr. Hernán Montes por su apoyo en los diversos trabajos que se realizan en el CNDG. Asimismo, nuestro agradecimiento al personal de Redes Geofísicas, encargados del mantenimiento y operatividad de la Red Sísmica Nacional del IGP. Estos resultados son parte de los presentados en la disertación de la tesis de uno de los autores (F. Ccallo). Los comentarios y sugerencias del Dr. D. Huaco han permitido mejorar el contenido de este estudio. Contribución N°014-2003/CNDG-IGP.

## BIBLIOGRAFÍA

ARRIOLA L. A. & MARROQUIN G. (1991).- Estudio de magnitud local  $M_L$ . Report under the project "R of natural disasters in Central America". *Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway*, 124 p.

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 p.

BERNAL I. (2002).- Propuesta de Optimización de la Red Sísmica Nacional-Instituto Geofísico del Perú. *Compendio de Trabajos de Investigación realizados por estudiantes durante en año 2001*. Volumen 4, 137-148 p.

ENGDAHL R., VANDER HILSTR. & BULANDR. (1998).- Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 722-743 p.

ESPINOSA A. F., CASAVARDE L. A., MICHAEL J. A., ALVA-HURTADO J. & VARGAS-NEUMANN J. (1985).- Catálogo Sísmico del Perú. *Instituto Geográfico Nacional*. 618 p.

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 p.

**GUADALUPE E., VILLAGRÁN M. Y HAVSKOV J.** (1994).- Magnitude for local earthquakes calculated with the El Salvador seismic network. *Geofísica Internacional*, Vol. 34, N2, 213-220 p.

**GUTENBERG B. Y RICHTER C.** (1945).- Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geof.*, v.IX, num. 1.

**HAVSKOV J. & MACIAS M.** (1983).- A coda-length magnitude scale for some Mexican station. *Geofís. Int.*, 22, 205-213 p.

**HUACOD.** (1985).- Catálogo Sísmico del Perú. Proyecto SISRA. Instituto Geofísico del Perú, 580 p.

**HUTTON L. K. & BOORE D. M.** (1987).- The  $M_L$  scale in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 2074-2094 p.

**KARNIK V.** (1971).- Seismicity of the European Area, Part. II. Reidel Publishing Company. Holland.

**LEE W., BENNETT R. & MEAGHER K.** (1972).- A Method of Estimating Magnitude of Local Earthquakes from signal Duration. *U. S. Geological Survey*.

**MARROQUIN G. & ARRIOLA L. A.** (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*, 212 p.

**NUTTLI J.** (1972).- Seismic wave attenuation and magnitude relation for eastern North-America. *J. Geophys. Res.*, 78, 876-885 p.

**OCOLA L.** (1984).- Catálogos Sísmicos. Republica del Perú. *Geofísica Aplicada IGP. Lima, Perú*, Vol. IV, 465 p.

**PAYO G.** (1974).- Magnitud de los sismos de la región Ibérica a partir de la fase Lg. *Revista de Geofísica Nums. 131 y 132. Volumen XXXIII. N3-4*, 159-174 p.

**PAYO G. & PRENSA M.** (1968).- A Note on the Bround Particle Motion of Near Earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, V.18, 129-137 p.

**RICHTER C.** (1932).- An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Sism. Soc. Am.*, 25, 1-35.

**TAVERA H. & AGÜERO C.** (2001).- Catalogo sísmico de Perú 1471-1982, versión corregida y actualizada-2000. *Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología IGP. Lima, Perú*, 400 p.

**TAVERA H. & BUFORNE.** (2001).- Source mechanism of earthquake in Peru. *Journal of Seismology*, V5, N4, 519-540.

**TAVERA H.** (2001).- La Red Sísmica de Perú. *Revista Geonoticias. VII, Nro 2*, 32-33 p.