

# SOCIEDAD GEOLÓGICA DEL PERÚ

## VOLUMEN JUBILAR N° 5



Volumen Jubilar N° 5, "75 Aniversario Sociedad Geológica del Perú"  
J. Macharé, V. Benavides & S. Rosas, Eds. (1999), Lima, p. 67-79

### PARAMETROS DE LA FUENTE SISMICA DEL TERREMOTO DE LIMA DEL 18 DE ABRIL DE 1993 ( $M_w=6.4$ )

HERNANDO TAVERA <sup>(1)</sup> & ELISA BUFORN <sup>(2)</sup>

(1) Instituto Geofísico del Perú. Cf. Calatrava 216, Urb. Camino Real - La Molina, Lima - Perú.

Email: jtavera@geo.igp.gob.pe

(2) Departamento de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid.

#### RESUMEN

En este estudio, se analiza los parámetros de la fuente sísmica del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993 ( $M_w=6.4$ ). El mecanismo focal y la profundidad del foco fueron obtenidos a partir de la distribución de la polaridad de la onda P y la diferencia de tiempos de llegada de las fases pP-P. La orientación de la fuente, la profundidad del foco, la función temporal de la fuente sísmica y el momento sísmico escalar fueron obtenidos a partir del modelado de ondas P y SH registradas en estaciones de banda ancha localizadas a distancias telesísmicas. El análisis espectral de ondas de volumen, es utilizado para estimar el radio de fractura y el momento sísmico escalar. El mecanismo focal obtenido es de tipo normal con eje de tensión horizontal orientado en dirección WNW-ESE a una profundidad de 106 km. El proceso de ruptura del terremoto fue simple, con un momento sísmico escalar de  $4.2 \times 10^{18}$  Nm y radio de fractura del orden de 17 km. La interpretación tectónica para este terremoto indica que se ha generado por fuerzas de tensión producidas por la contorsión de la placa de Nasca al pasar de una subducción normal a una horizontal a la profundidad de 100-120 km. Esta geometría para el proceso de subducción, es típica de la región norte y centro de Perú.

#### ABSTRACT.- SOURCE PARAMETERS OF THE LIMA EARTHQUAKE, APRIL 18, 1993 ( $M_w=6.4$ )

This study analyzes the seismic source parameters of the Lima earthquake occurred 18 April of 1993 ( $M_w=6.4$ ). The focal mechanism and depth of focus were obtained as of the distribution of first-motion polarity of P-wave and difference of arrival times of phases pP-P. The orientation of the source, the depth of the focus, the source time function and the seismic moment were calculated from P and SH waveforms registered in broad band stations located to far-field. The body waves spectral analysis, is used to estimate the fracture radio and the seismic moment. The focal mechanism is of normal type with horizontal tension oriented in direction WNW-ESE to a depth of 106 km. The rupture process of the earthquake was simple, with a seismic moment of  $4.2 \times 10^{18}$  Nm and fracture radio of the order of 17 km. The tectonic interpretation for this earthquake indicates that it has been generated by tension stress produced by the contortion of the Nasca plate upon going from a normal to horizontal subduction at a mean depth of 100-120 km. This geometry for the subduction process, is typical of the north and center regions of Peru.

#### INTRODUCCION

La ocurrencia de sismos en el borde Oeste de Sudamérica y por ende en Perú, tiene su origen en la interacción de las placas de Nasca y Sudamericana en el proceso denominado subducción y mediante el cual la primera se introduce por debajo de la segunda con una velocidad relativa del orden de 8-10 cm/año en dirección N80° (Minster y Jordan, 1978). Esta velocidad de convergencia permite que se produzca un fuerte acoplamiento de placas, generando sismos de diferentes magnitudes a diversos niveles de profundidad. Las ca-

racterísticas de la sismicidad de Perú han sido descritas por diversos autores (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Tavera y Buforn, 1997; Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998); siendo las principales, las relacionadas con la distribución de los focos en función de su profundidad. En la Figura 1a se muestra el mapa de sismicidad de Perú para el periodo comprendido entre los años 1980 y 1995 (Engdahl et al, 1998) e incluye sismos con magnitudes mayor o igual a 5.2 con focos a profundidad superficial ( $h \leq 60$  km), intermedia ( $60 < h \leq 300$  km) y profunda ( $h > 300$  km). La distribución de la sismicidad asociada al proceso de subducción

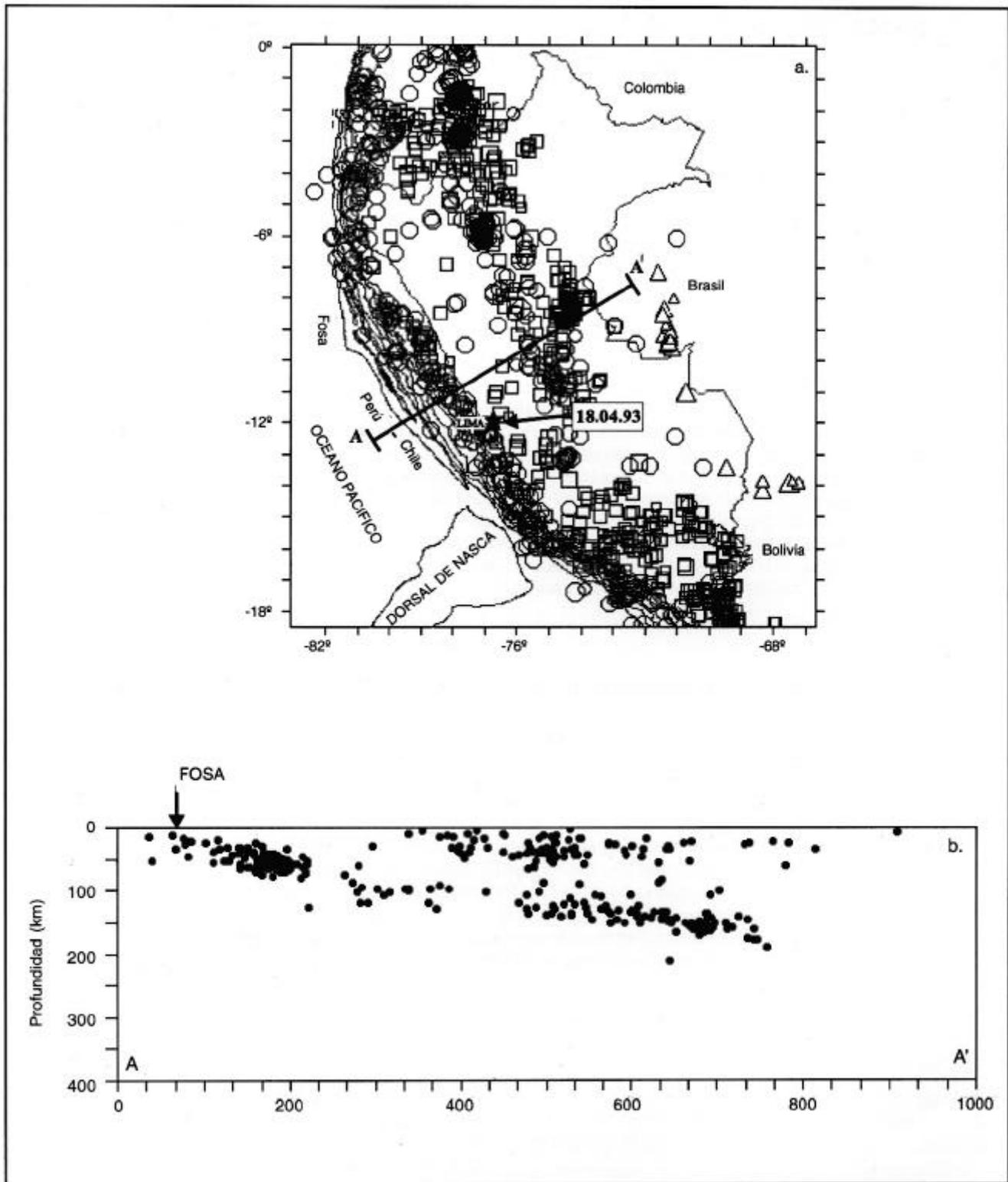


Figura 1. a) Sismicidad de Perú para el periodo 1980-1995 ( $m_b \geq 5.2$ ) según el catálogo de Engdahl et al (1998). La estrella indica la localización del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993. Los símbolos indican el rango de profundidad de los sismos, círculos= sismos con foco superficial, cuadrados= sismos con foco intermedio y triángulos= sismos con foco profundo. b) Sección vertical de sismicidad para el periodo 1980-1995,  $m_b \geq 5.2$  (Engdahl et al, 1998) según la línea AA' de la Figura 1a.

en la región central de Perú en función de la profundidad de su foco, puede ser analizada en la figura 1b. En esta figura se observa que la profundidad de los focos aumenta de Oeste a Este, desde la fosa hasta una profundidad de 100-120 km en el interior del continente siguiendo una línea de pendiente igual o menor a 30° y a partir de esta profundidad, que en superficie corresponde a una distancia de 200 km desde la fosa, el límite de las placas es prácticamente horizontal hasta una distancia de 700 km desde la fosa (Tavera, 1998; Tavera y Buforn, 1998). En esta región y hacia el interior del continente, los sismos con foco superficial se localizan a una distancia de 350 km desde la fosa y a profundidades menores a 60 km. Los sismos con foco profundo, no han sido considerados; sin embargo, ellos se concentran cerca del límite fronterizo entre Perú y Brasil y a profundidades comprendidas entre 500 y 650 km (Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998).

En la región central de Perú, los terremotos de magnitud elevada ( $M_w=7.0$ ) que han generado destrucción en las principales ciudades de la costa, presentan focos superficiales. Sin embargo, en el extremo sur de esta región y al norte de la zona de Transición Sismotectónica definida por Deza (1972), en los últimos 30 años se han producido hasta tres terremotos con magnitudes  $m_b \geq 6.0$  a profundidades intermedias y con evidente distribución espacio-tiempo en dirección NW (figura 2). La profundidad de estos terremotos oscila entre 80 y 95 km y fueron sentidos en superficie con intensidades del orden de V MM, ocasionando daños en áreas cuyas construcciones son rústicas. Los procesos de ruptura de estos terremotos corresponden a mecanismos focales de tipo normal cuyo eje de tensión se orienta en dirección E-W aproximadamente, paralelo a la dirección de convergencia de placas. El terremoto del 18 de Abril de 1993 se localiza al NW de este grupo y se constituye

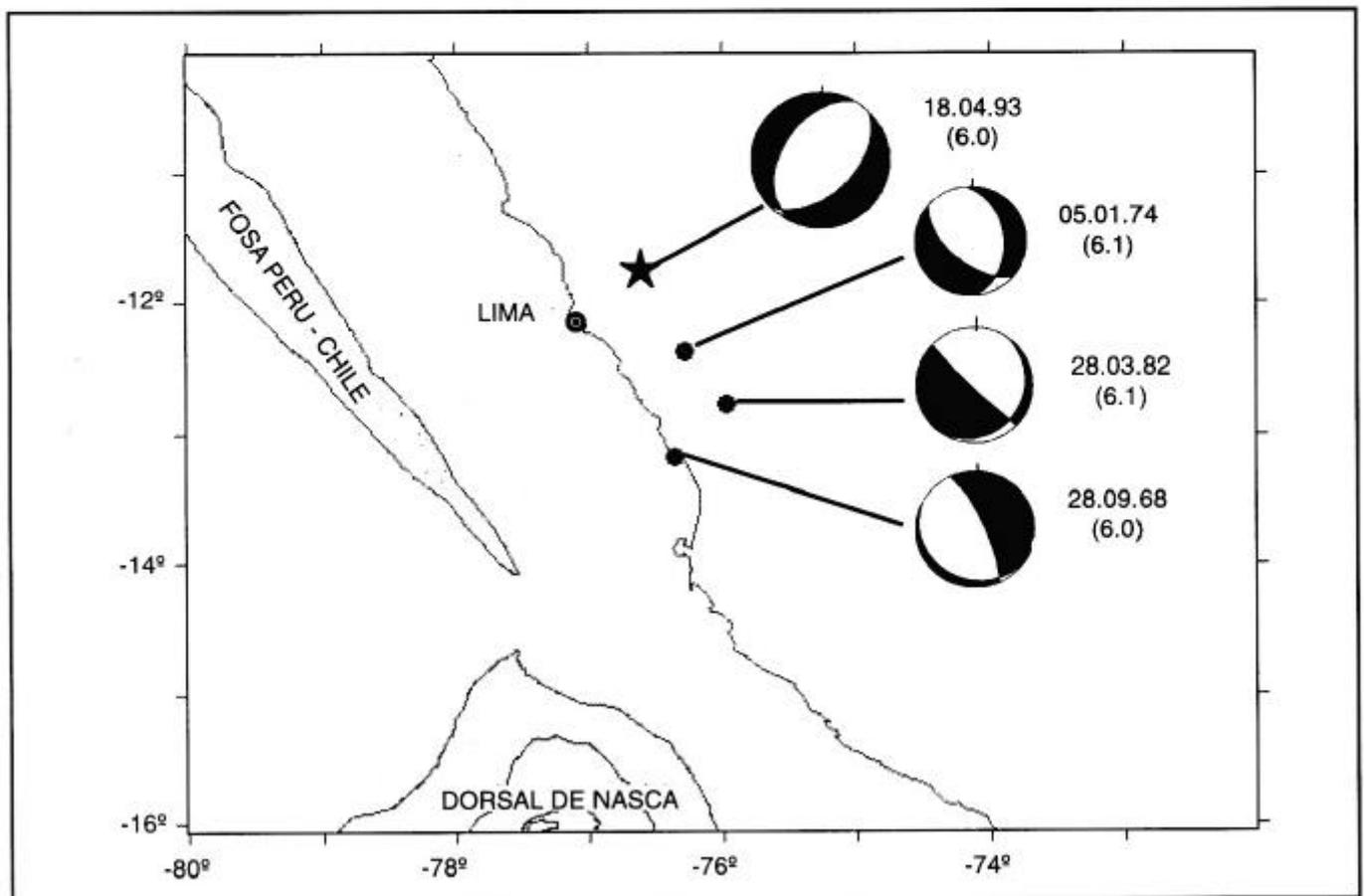


Figura 2. Localización y mecanismo focal de los terremotos de profundidad intermedia con magnitudes  $m_b \geq 6.0$  ocurridos en los últimos 30 años en la región central de Perú. La esfera focal corresponde a su proyección en el hemisferio inferior, siendo las áreas en negro los cuadrantes de compresión y los blancos de dilatación. El mecanismo focal para el terremoto del 28 de Setiembre de 1968 corresponde a Wagner (1972), 5 de Enero de 1974 a Dewey y Spence (1979), 28 de Marzo de 1982 a CMT y 18 de Abril de 1993 (estrella) a este estudio.

como el último que a la fecha ha afectado a toda la región. En este estudio, se presenta los resultados obtenidos para los parámetros de la fuente sísmica del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993, a partir de la diferencia de tiempos de llegada de fases pP-P, distribución de la polaridad de la onda P, modelado y análisis espectral de ondas de volumen. Finalmente, se analiza su relación con la sismotectónica regional.

## EL TERREMOTO DE LIMA DEL 18 DE ABRIL DE 1993

### Parámetros epicentrales

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) realizó la localización del epicentro del terremoto del 18 de Abril utilizando información de la Red Sísmica Nacional, el algoritmo Fasthypo (Hermann, 1979), el valor  $V_p/V_s$  y modelo de velocidad según Rodríguez y Tavera (1991) en las coordenadas 11.75°S, 76.62°W; esto es, a 55 km al NE de la ciudad de Lima (figuras 1 y 2). Esta localización para el epicentro difiere poco en relación con la obtenida por el National Earthquake Information Center (NEIC) utilizando estaciones de la red mundial (tabla 1). Couder (1980), Rodríguez y Vásquez (1987) y Rodríguez y Tavera (1988), han demostrado que únicamente utilizando redes sísmicas regionales se pueden reducir los errores en el cálculo de los parámetros hipocentrales de un terremoto; por lo tanto, en el presente estudio se tomará en cuenta la localización obtenida por el IGP.

Tabla 1. Parámetros hipocentrales del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993.

Hora Origen	Latitud S. (°)	Longitud W. (°)	Prof. (km)	Mag. (mb)	Agencia
09:16:21.3	11.75	76.62	96±4	5.8	IGP
09:16:23.2	11.65	76.53	106	6.0	NEIC

IGP: Instituto Geofísico del Perú

NEIC: National Earthquake Information Center

La magnitud del terremoto de Lima del 18 de Abril, fue estimada en función de la duración de su registro en la estación de Ñaña (NNA) según la relación descrita por Camac (1993),

$$mb(D) = (-2.28 + 2.6 \log(D) + 0.00045(d) + 0.00199.(Z)) \pm 0.3$$

donde,  $D$  es la duración del registro del sismo en segundos,  $d$  y  $Z$  corresponden a la distancia epicentral y la profundidad del sismo en km.

Así, la magnitud fue estimada en 5.8 mb; siendo este valor relativamente menor al calculado por el NEIC (mb=6.0) a partir de las ondas de volumen y utilizando estaciones de la red mundial (tabla 1).

### Estimación de la profundidad del foco

La profundidad del foco del terremoto de Lima del 18 de Abril, fue estimada en 96±4 km a partir del cálculo hipocentral (IGP); sin embargo, a fin de cuantificar esta profundidad, se ha procedido a utilizar un método directo basado en la diferencia de los tiempos de llegada de las fases pP-P. La información utilizada ha sido recopilada del boletín del International Seismological Center (ISC) y corresponde a estaciones sísmicas localizadas a una distancia epicentral comprendida entre 30°-100° y cuyas fases fueron codificadas como impulsivas, de esta manera se pretendió reducir la incertidumbre adherente a la lectura del tiempo de llegada de cada fase. Así mismo, se incluye la lectura de los tiempos de llegada de fases pP y P de seis estaciones de la red mundial para las cuales se ha contado con sus registros y han sido leídos directamente por los autores (tabla 2). Para el total de los datos (18 estaciones), la diferencia en los tiempos de llegada de las fases pP-P varía entre 26 y 29 segundos. Utilizando las tablas de recorrido-tiempo de la Asociación Internacional de Sismología y Física del Interior de la Tierra (IASPEI, Kennett, 1991), se ha estimado una profundidad media de 103±3 km. Esta profundidad para el foco del terremoto de Lima, es consistente con la obtenida a partir del cálculo hipocentral y por el NEIC (tabla 1).

### Mecanismo focal

El mecanismo focal del terremoto de Lima del 18 de Abril, fue obtenido a partir de la distribución del sentido del primer impulso de la onda P y aplicando la metodología desarrollada por Brillinger et al (1980). El total de lecturas utilizadas fue de 23 y corresponden a sismogramas de estaciones distribuidas a distancias telesísmicas,  $\Delta > 10^\circ$  (registros analógicos de estaciones sísmicas de Chile, Brasil, Colombia y digitales de la red mundial). Los ángulos de incidencia y azimutes han sido generados a partir de los parámetros hipocentrales calculados por el IGP y el modelo de velocidad pro-

Tabla 2. Diferencia de tiempos pP-P para el terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993 obtenidos del International Sesimological Center (ISC)

Estación	Código	Distancia Epicentral (°)	pP - P (s)	Prof. (km)
Mount Ida	MIAR	48.7	27.8	106.7
North Anna	NA2	49.5	28.7	110.0
French Village	FVM	51.1	26.9	102.7
Cathedral Cave	CCM*	51.4	27.7	105.7
Harvard	HRV*	54.1	26.4	100.2
Albuquerque	ANMO*	54.4	27.2	103.0
Tucson	TUC*	54.6	27.0	102.2
Goldstone	GSC*	60.3	26.4	98.6
Black Hills	RSSD	60.8	27.3	101.9
Isabella	ISA*	61.5	27.9	103.9
Mount Hamilto	MHC	64.5	28.1	104.2
Stanford	STAM	64.9	27.6	102.2
Taburiente	TBT	69.3	28.0	102.8
Averroes	AVE	79.4	28.0	100.8
Coimbra	COI	81.3	29.0	104.9
Indian Mount	IMA	95.4	27.4	97.0
Berggiesshubel	BRG	99.2	28.0	99.1
Bulawayo	BUL	99.8	29.3	103.7

(\*) Estaciones cuyos valores de pP-P fueron leídos por los autores.

puesto por Dorbath et al (1986) para el borde occidental de la Cordillera Andina en la región central de Perú.

La solución obtenida para el mecanismo focal, Figura 3a, corresponde a un mecanismo de tipo normal cuyos planos nodales se orientan en dirección NNE-SSW, ambos buzando  $45^\circ$  aproximadamente. La orientación del eje T horizontal es en la dirección WNW-ESE. Los valores para las desviaciones típicas de los ejes de esfuerzo y planos nodales son menores a  $11^\circ$ , salvo los obtenidos para los ángulos de deslizamiento; sin embargo, la solución queda bien determinada con un porcentaje de aciertos de 87%. Esta solución para el mecanismo focal es similar a la obtenida por Tavera (1993) utilizando datos regionales y telesísmicos (figura 3b); sin embargo, ambas soluciones (mecanismo focal de tipo normal casi puro), son diferentes al calculado por la Universidad de Harvard (método del centroide) que corresponde a un mecanismo de tipo normal con una componente grande de desgarre (figura 3c). La orientación del eje T horizontal, varía en  $37^\circ$  aproximadamente al pasar de una orientación WNW-ESE obtenida en este estudio, a una E-W calculada por el CMT. Las variaciones en la orientación de los planos y ejes de esfuerzo, son debidas probablemente a que en este estudio se ha utilizado información de estaciones sísmicas de América del Sur, las mismas que han permitido ajustar correctamente la orientación de los planos nodales.

## Distribución de intensidades

El mapa de distribución de intensidades elaborado por el IGP se presenta en la figura 4. La información utilizada fue recopilada de los cuestionarios y comunicaciones telefónicas realizadas inmediatamente después de ocurrido el terremoto e interpretadas utilizando la escala Mercalli Modificada (Huaco y Zamudio, 1993). En la figura 4 se observa que el área de percepción del terremoto fue de aproximadamente  $150,000 \text{ km}^2$ ; la misma, que corresponde a la isosista de grado III (MM). El área de máxima intensidad corresponde a la encerrada por la isosista de grado VI (MM) y se localiza en el extremo NE de la ciudad de Lima con evidente orientación en dirección NW-SE abarcando principalmente poblados de precaria infraestructura urbana distribuidos en las quebradas de los ríos Rimac y Chillón (vertiente occidental de la Cordillera Andina). Así mismo, se produjeron daños muy puntuales a lo largo de la costa de Lima con deslizamientos de piedras de regular volumen (Huaco y Zamudio, 1993).

## Modelado de ondas de volumen

A fin de ajustar la orientación de la fuente (mecanismo focal), la profundidad del foco (h) y calcular la función temporal de la fuente sísmica ( $F(t)$ ) y el momento sísmico escalar ( $M_0$ ), se ha modelado la amplitud y forma de las ondas P y SH registradas en estaciones localizadas en el campo lejano ( $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ ) utilizando la metodología desarrollada por Nabelek (1984). Este método, permite ajustar mediante la técnica de mínimos cuadrados el grado de correlación entre los sismogramas observados y teóricos generados para una fuente puntual cuya orientación es definida previamente. Los sismogramas teóricos son construidos a partir de las fases directas P y S combinadas con las fases reflejadas en la superficie libre (pP, sP y sS) para una fuente puntual. Las amplitudes de las fases teóricas son corregidas por los factores de expansión geométrica y atenuación usando el operador de Futterman. La rutina seguida para el modelado de ondas de volumen es similar a la de Molnar y Lyon-Caen (1989), Taymaz et al (1990), Tavera (1995) y Tavera y Buforn (1998), la misma que permite ajustar la orientación de la fuente (azimut, buzamiento y ángulo de deslizamiento), la profundidad del foco, el momento sísmico escalar y la función temporal de la fuente sísmica construida por una serie de triángulos isósceles cuyo número y duración son definidos a priori (Nabelek, 1984).

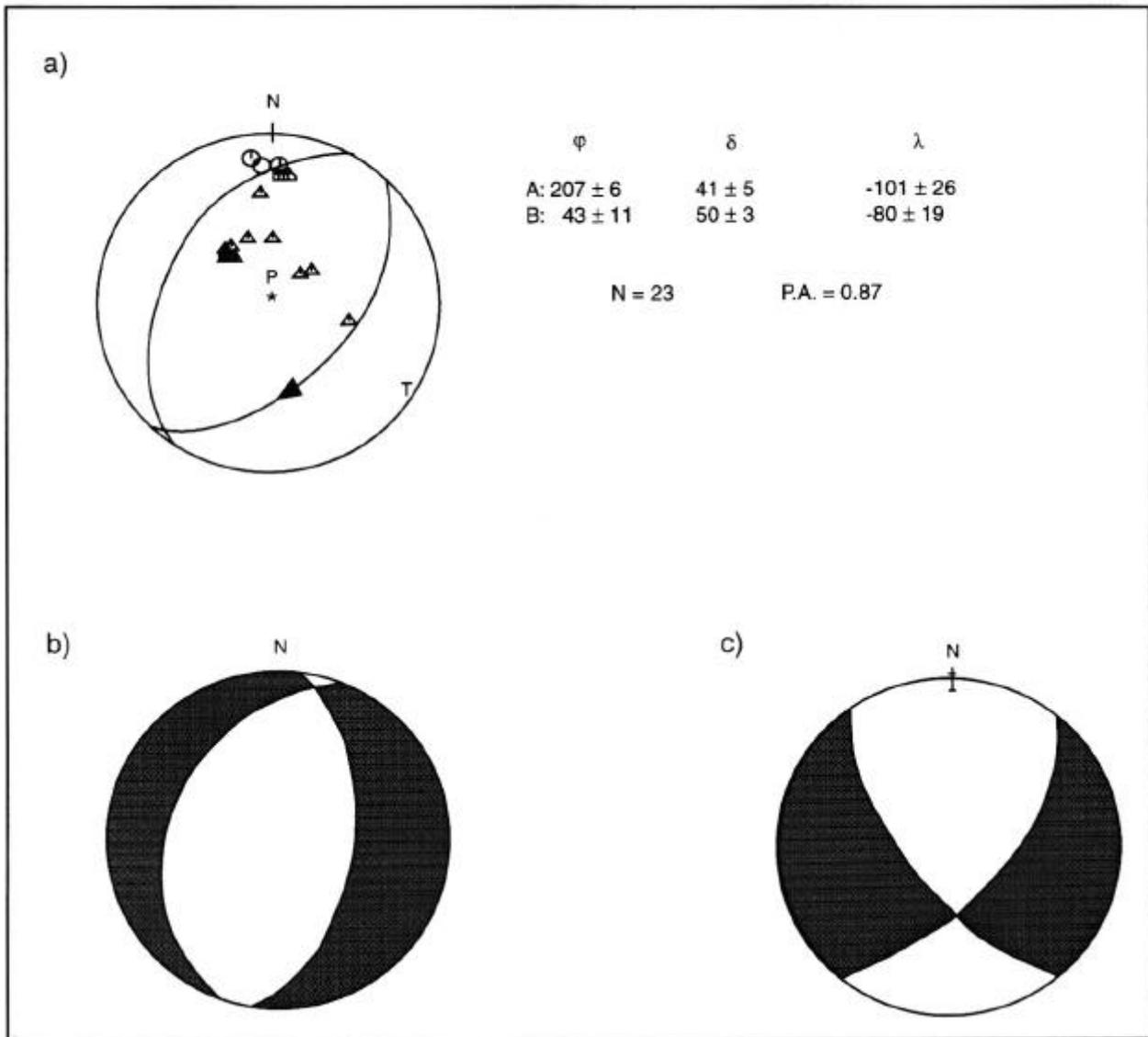


Figura 3. Mecanismos focales del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993 representados en el hemisferio inferior de la esfera focal. .a) Solución obtenida en este estudio. .b) Solución según Tavera (1993) y c) Solución obtenida por el CMT. Los círculos en blanco, el signo (+) y los cuadrantes en negro representan las compresiones y los triángulos en blanco, el signo (-) y los cuadrantes en blanco a las dilataciones. T y P corresponden a los ejes de tensión y compresión respectivamente.  $\phi$ =azimut,  $\delta$ =buzamiento y  $\lambda$ = ángulo de deslizamiento, N= número de datos y P.A.= proporción de aciertos.

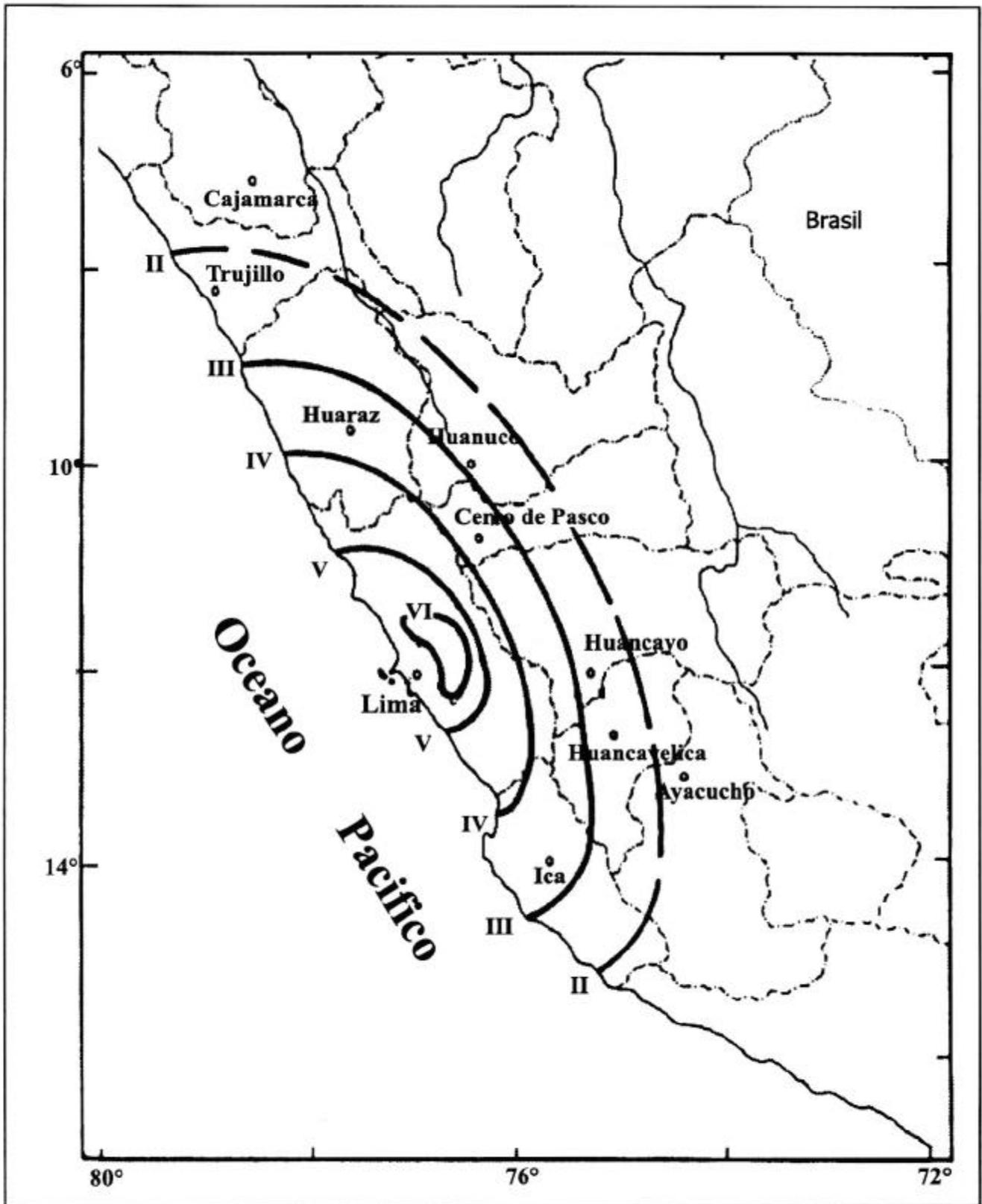


Figura 4. Mapa de intensidades regionales para el terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993 en la escala Mercali Modificada (MM) (Huaco y Zamudio, 1993). Las líneas continuas corresponden a las isosistas de intensidad observada y las discontinuas a las inferidas.

Para realizar el modelado del terremoto de Lima del 18 de Abril, se ha considerado registros digitales de nueve estaciones de la Red Sísmica Mundial. Debido a la magnitud moderada de este terremoto ( $m_b=6.0$ ), muchos de los registros presentaban ruido de alta frecuencia; por lo tanto, fue necesario filtrar la señal sísmica utilizando un filtro Butterworth pasa-banda de dos polos con frecuencias de corte entre 0.012-0.3 Hz. A efectos de facilitar el modelado de ondas de volumen, las amplitudes de los sismogramas han sido normalizadas a una amplificación de 5,000 y a una distancia epicentral de  $40^\circ$ . El proceso de modelado se inicia considerando como orientación para la fuente, la obtenida, a partir de la polaridad de la onda P y los parámetros hipocentrales calculados por el IGP. Inicialmente, la orientación de la fuente es fijada, mientras que la profundidad del foco y la función temporal de la fuente sísmica fueron variando de manera independiente hasta lograr obtener un mínimo valor para el RMS del ajuste, el mismo que describe el grado de correlación obtenido entre los sismogramas teóricos y observados.

Después de realizar un número determinado de iteraciones, la mejor correlación obtenida entre los registros observados y teóricos se presenta en la figura 5, la misma que corresponde a un RMS de 0.20. En esta Figura, los sismogramas observados (Ob) y teóricos (Te) se distribuyen alrededor de la esfera focal de ondas P y SH respectivamente; mientras que, la función temporal de la fuente sísmica ( $F(t)$ ) y el valor para el momento sísmico escalar ( $M_0$ ) se muestran en el centro de la Figura. El mecanismo focal es de tipo normal, siendo la orientación de sus ejes de esfuerzo principal y planos nodales igual a la orientación inicial obtenida a partir de la distribución de la polaridad de la onda P. Aunque la cobertura azimutal de las estaciones sísmicas utilizadas en el modelado del terremoto es pobre, las formas de onda son bien correlacionadas, siendo las fases reflejadas en la superficie libre (pP y sP) las que permiten ajustar la profundidad del foco en 106 km. La función temporal de la fuente sísmica describe un proceso simple de liberación de energía durante 5 segundos y momento sísmico escalar de  $4.58 \times 10^{18}$  Nm.

Para un modelo de falla circular, es aceptable calcular el radio de fractura a partir de la duración [T] de la función temporal de la fuente sísmica considerando la relación  $r_0 = [T] \cdot V_r$ , donde  $V_r$  representa la velocidad de la ruptura ( $V_r = 0.75\beta$ , siendo  $\beta$  la velocidad de la onda S en el foco). Utilizando una velocidad de  $\beta = 4.5$  km/s para un foco localizado en el manto ( $h=106$  km) y [T]=5 segundos, se estima un radio de fractura de 17 km.

## Análisis Espectral

El momento sísmico escalar y el radio de fractura son calculados a partir de las dos características más importantes de los espectros de amplitud del desplazamiento de ondas de volumen: la parte plana del espectro a bajas frecuencias ( $\Omega_0$ ) y la frecuencia esquina ( $f_c$ ). Para un modelo de dislocación por cizalla y asumiendo un modelo de falla circular, la frecuencia esquina es proporcional a las dimensiones de la fuente ( $r_0$ ), mientras que los valores de  $f < f_c$  son asumidos como un valor constante  $\Omega_0$  proporcional al momento sísmico escalar (Brune, 1970).

Para calcular el momento sísmico escalar y radio de fractura del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993, se ha utilizado los espectros de la amplitud del desplazamiento de ondas P registradas en siete estaciones sísmicas digitales de la Red Sísmica Mundial. En la figura 6 se presenta dos ejemplos de los espectros calculados para este terremoto y en la tabla 3 los resultados obtenidos a partir del análisis espectral. El momento sísmico ha sido calculado para cada estación utilizando la relación definida por Buforn et al. (1996) y cuyo valor medio corresponde a  $M_0 = 3.9 \pm 0.6 \times 10^{18}$  Nm. Así mismo, el radio de fractura fue calculado a partir de la frecuencia esquina ( $f_c$ ) y la relación de Brune (1970), siendo el valor medio de  $r_0 = 17 \pm 2$  km.

Tabla 3. Parámetros de los espectros de amplitud del desplazamiento de ondas P para el terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993

Código Estación	Distancia Epicentral( $^\circ$ )	$\Omega_0$ (cm-s)	$f_c$ (Hz)	$M_0$ ( $\times 10^{18}$ Nm)	$r_0$ (km)
CCM	51.4	0.0018	0.14	3.6	21.3
HRV	54.2	0.0020	0.17	3.8	17.5
ANMO	54.4	0.0013	0.20	2.8	14.9
TUC	54.7	0.0017	0.17	3.7	17.5
PAS	60.4	0.0018	0.20	4.8	14.9
ISA	61.6	0.0014	0.17	3.9	17.5
PAB	84.2	0.0011	0.15	4.6	19.8

$$M_0 = 3.9 \pm 0.6 \times 10^{18} \text{ Nm}$$

$$r_0 = 17.6 \pm 2.1 \text{ km}$$

$\Omega_0$  = parte plana del espectro de amplitud,  $f_c$  = frecuencia esquina,  $M_0$  = momento sísmico y  $r_0$  = radio de fractura

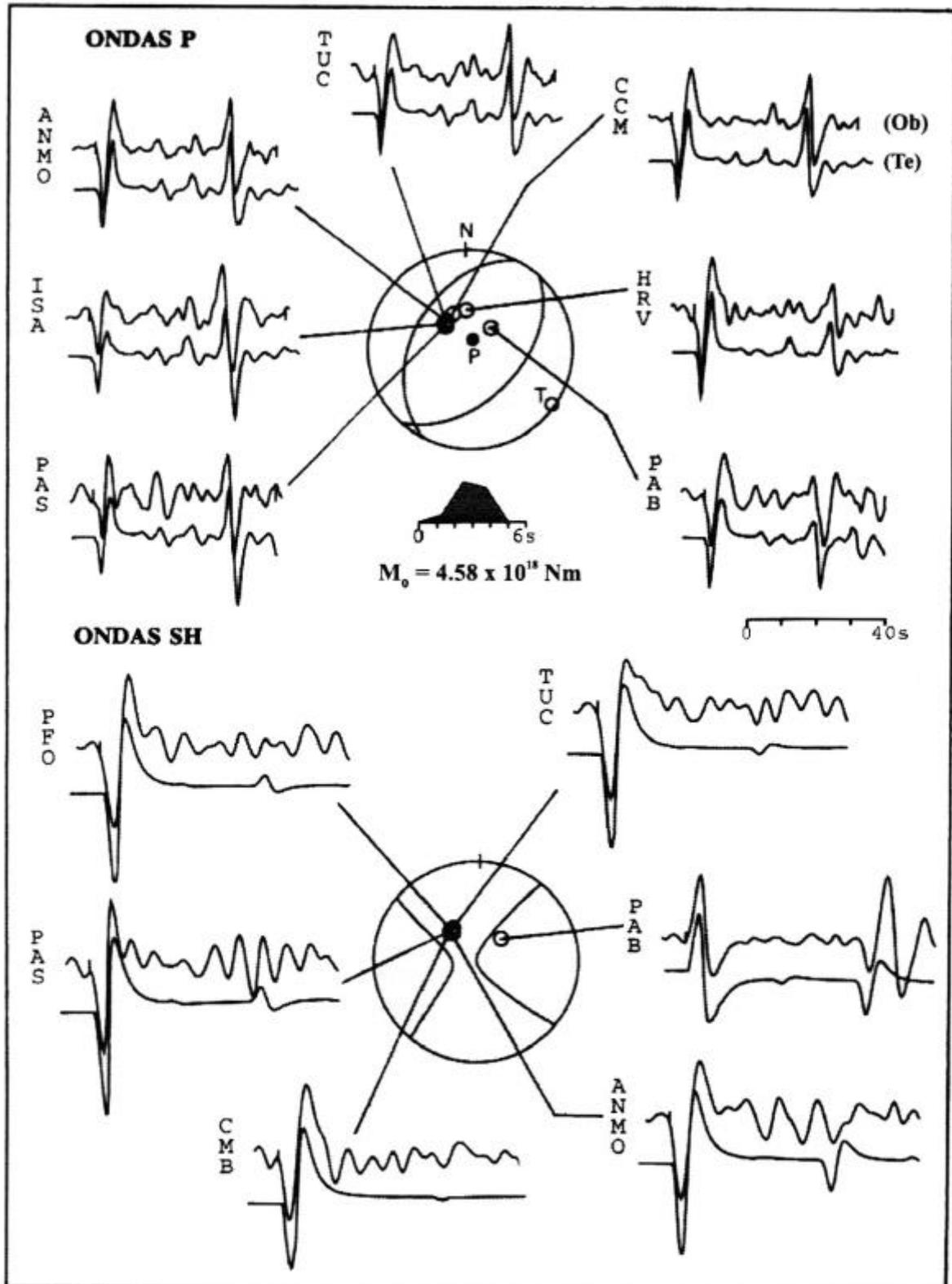


Figura 5. Modelado de ondas P y SH del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993 (registros de banda ancha en velocidad). Los sismogramas observados se localizan en la parte superior (Ob) y teóricos en la parte inferior (Si) distribuidos alrededor de la esfera focal de ondas P y SH (proyección en el hemisferio inferior). En la parte central se muestra la función temporal de la fuente sísmica y el momento sísmico escalar. La amplitud de los sismogramas han sido normalizados a una magnificación de 5000 y a una distancia epicentral de 40°, T y P representan a los ejes de tensión y compresión respectivamente.

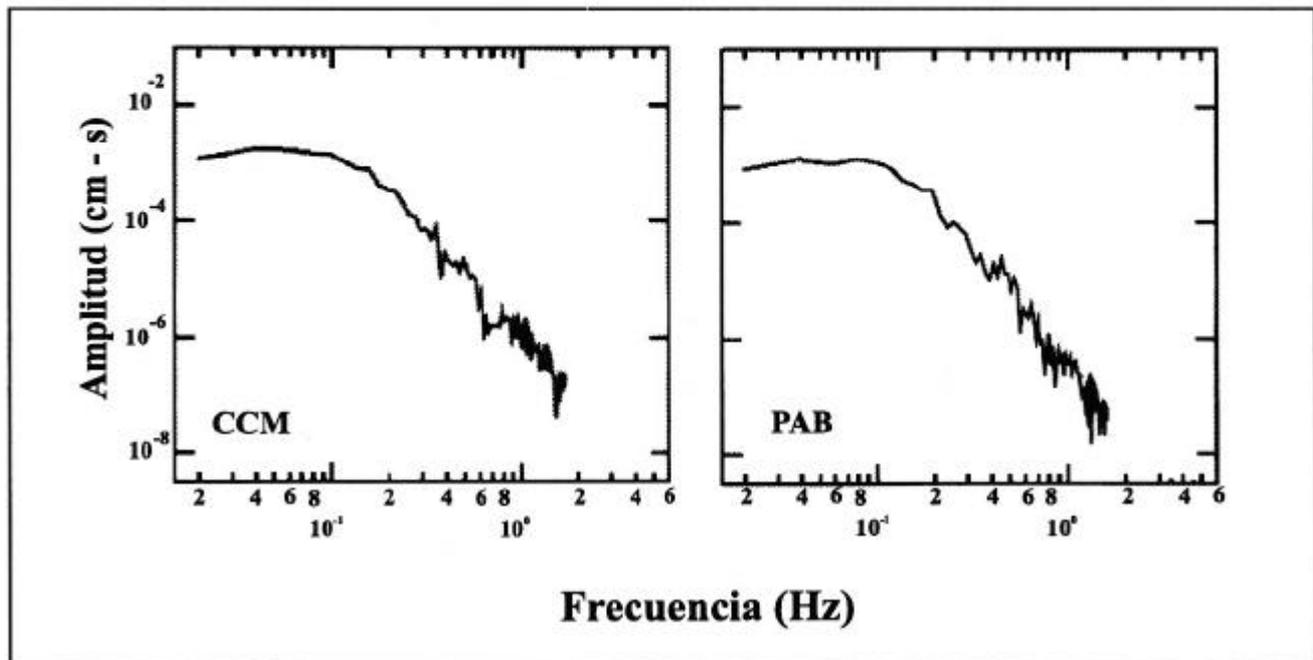


Figura 6. Espectros de la amplitud del desplazamiento de ondas P (componente vertical) del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993. CCM, estación sísmica de Cathedral Cave (EEUU) y PAB, estación sísmica de San Pablo (España).

**Caída de Esfuerzos, Desplazamiento medio y Magnitud Mw.**

Conocidos el momento sísmico escalar ( $M_0$ ) y el radio de fractura ( $r_0$ ) del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993, la caída de esfuerzos ( $\Delta\sigma$ ), el desplazamiento medio ( $\Delta u$ ) y la magnitud Mw pueden ser fácilmente determinados a partir de las siguientes relaciones:

$$\Delta\sigma = 0.44 (M_0/r^3) \quad \Delta u = M_0/\mu.\pi.r^2 \quad \text{Brune (1970)}$$

$$Mw = (1/1.5).\log(M_0) - 10.7 \quad \text{Kanamori (1977)}$$

donde,  $\mu = 7 \times 10^{11}$  dina.cm<sup>-2</sup> es la rigidez del medio para un foco localizado en el manto.  $M_0$  y  $r$  son los valores medios para el momento sísmico escalar y radio de fractura.

Así, se obtiene una caída de esfuerzos de  $\Delta\sigma = 3.7$  bar, un desplazamiento medio de  $\Delta u = 7$  cm y una magnitud de  $Mw = 6.4$ . La caída de esfuerzos para el terremoto de Lima, es menor a los obtenidos por Kanamori y Anderson (1975) para terremotos intraplaca y probablemente sea debido a los procesos complejos de liberación de energía observados en esta región central de Perú. Los valores para el desplazamiento medio y magnitud energía son coherentes con los calculados para otros terremotos de tamaño similar.

**Interpretación sismotectónica**

La mayor fuente de actividad sísmica en el borde Oeste de Perú, la constituye el proceso de subducción de la placa de Nasca bajo la Sudamericana, generando terremotos de diversas magnitudes a diferentes rangos de profundidad. Como causa de este proceso, los terremotos de magnitud elevada ocurren con relativa frecuencia, siendo los más destructores aquellos que presentan focos superficiales. Un grupo de terremotos que generan daños relativos en superficie, debido principalmente a sus magnitudes moderadas ( $mb \geq 6.0$ ), lo constituyen los que se localizan en la región central de Perú cerca de la línea de costa, entre las latitudes 9°S y 13°S (Tavera, 1998). Estos terremotos, presentan focos a profundidad intermedia y están relacionados con el proceso de subducción a mayores profundidades (figuras 1 y 2).

El terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993, es el último ocurrido a la fecha en la región central de Perú de una serie que se inicia con el terremoto del 28 de Setiembre de 1968 ( $mb = 6.0$ ) y continua con los terremotos del 5 de Enero de 1974 ( $mb = 6.1$ ) y 28 de Marzo de 1982 ( $mb = 6.1$ ). Estos terremotos, de foco intermedio, se distribuyen de SE a NW paralelos a la línea de costa y bordeando a la ciudad de Lima. Únicamente, el

terremoto del 28 de Setiembre de 1968 se localiza sobre la línea de costa y en el extremo Sur de los anteriores (figura 2). La profundidad de sus focos oscila entre 80 km para el más cercano a la línea de costa, hasta 95 km en el interior del continente. Los mecanismos focales de estos terremotos son similares y corresponden a mecanismos de tipo normal con ejes de tensión horizontal orientados predominantemente en dirección NE-SW a E-W, similar a otros terremotos ocurridos en Perú a profundidades intermedias (Isack y Molnar, 1971; Stauder, 1975; Tavera y Buforn, 1998). A menor profundidad, los mecanismos focales son del tipo inverso y corresponden a terremotos generados por un proceso netamente compresivo asociado al proceso de subducción (Tavera, 1998). El terremoto de Lima del 18 de Abril, se produce a una profundidad de 96-106 km y presenta un mecanismo focal de tipo normal con eje de tensión horizontal orientado en dirección WNW-ESE. Estas diferentes orientaciones para el eje de tensión horizontal, muestran que a estos niveles de profundidad los procesos de deformación que soporta la placa oceánica, debido a su propio peso y a la resistencia del manto, es muy heterogénea.

En la región central de Perú, la geometría del proceso de subducción es del tipo horizontal y los terremotos que ocurren a profundidades intermedias (100-120 km), tal como el terremoto del 18 de Abril, pueden ser asociados a los procesos extensivos que soporta la placa oceánica al pasar de una subducción normal a una horizontal a la profundidad de 100-120 km y a una distancia de 200 km desde fosa, tal como se muestra en el esquema de la Figura 7. En esta región, la deformación intraplaca es mayor y se manifiesta con la ocurrencia de terremotos de magnitud moderada con relativa frecuencia.

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los parámetros de la fuente sísmica del terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993, han sido calculados a partir de la diferencia de tiempos de llegada de fases pP-P, polaridad de la onda P, modelado y análisis espectral de ondas de volumen. El mecanismo focal obtenido a partir de la polaridad de ondas P y modelado de ondas de volumen son idénticos; es decir, mecanismo de tipo normal con planos nodales orientados en dirección NNE-SSW y eje de tensión horizontal orientado en dirección WNW-ESE. La profundidad del foco del terremoto de Lima, ha sido estimada en 96-106 km.

Los valores para el momento sísmico y radio de fractura obtenidos a partir del modelado y análisis espectral de ondas de volumen son similares,  $M_0 = 4.2 \times 10^{18}$  Nm y  $r_0 = 17$  km. La caída de esfuerzos de 3.7 bars es menor a los valores definidos por Kanamori y Anderson (1975) para terremotos intraplaca y probablemente sea debido a la heterogeneidad de los procesos de ruptura que se producen a estos niveles de profundidad. Por otro lado, se ha estimado un desplazamiento medio de 7 cm y en función del momento sísmico escalar se ha obtenido una magnitud  $M_w = 6.4$ .

El terremoto del 18 de Abril, presenta eje de tensión horizontal orientado en dirección WNW-ESE, diferente a lo observado para otros terremotos ocurridos en la misma región y a los mismos niveles de profundidad (Stauder, 1975; Dewey y Spence, 1979). Estos cambios en la orientación del eje de tensión horizontal, pueden ser asociados a los complejos procesos de ruptura que generarían en la corteza que subduce, las fuerzas causantes de la contorsión de la placa oceánica para pasar de una subducción normal al inicio del proceso, a una horizontal a la profundidad de 100-120 km.

El terremoto del 18 de Abril de 1993, se constituye como el último de una serie de cuatro terremotos ocurridos en los últimos 30 años entre 9°S y 13°S a niveles intermedios de profundidad, los mismos que muestran una clara distribución espacio-tiempo en dirección NW.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al Ing. J.C. Gomez por la revisión del manuscrito y a la Sra. Ivonne Pérez-Pacheco por su ayuda en la elaboración de las figuras. Este estudio es parte de los resultados obtenidos y presentados al Departamento de Geofísica de la Universidad Complutense de Madrid (Tesis de Investigación), el mismo que fue subvencionado por la A.E.C.I. dentro de su programa de becas para estudios de Postgrado de uno de los autores (H.T.).

## BIBLIOGRAFIA

- BARAZANGI M. & ISACK L. (1976).- Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- BRILLINGER D., UDIAS A. y BOLT B. (1980).- A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 149-170.

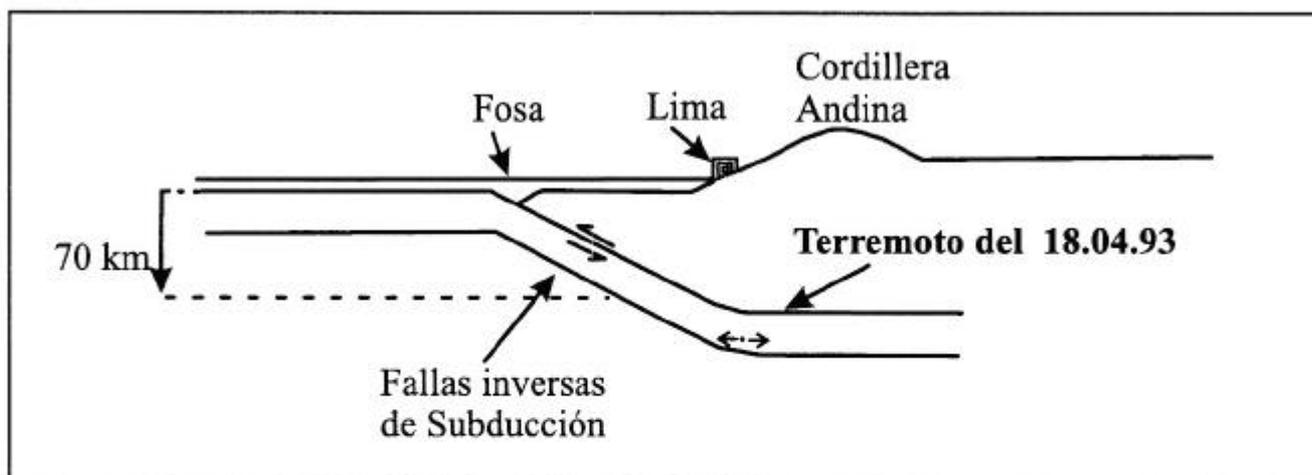


Figura 7. Esquema sismotectónico para el terremoto de Lima del 18 de Abril de 1993.

- BRUNE J. (1970).- Tectonics stress and spectra of seismic shear waves. *J. Geophys. Res.*, 75, 4,997-5009.
- BUFORNE., COCAP, UDIAS A. & LASA C. (1996).- Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. *Journal Seismology*, 1, 113-130.
- CAMAC D. (1993).- Cálculo de la magnitud en función de la duración de la señal sísmica. Estación de Ñaña (NNA). Informe Prácticas Pre-Profesionales, Div. De Sismología - IGP, 18 pp.
- COUDER E. (1980).- *Etude de la sismicité du Sud de l'arc par un Réseau Temporaire de Stations locales terrestres et sousmarines*. These Univ. Paris-Sud, ORSAY, Francia, 160 pp.
- DEWEY J. & SPENCE W. (1979).- Seismic gaps and source zones of recent large earthquakes in coastal Peru. *PAGEOPH*, 117, 1148-1171.
- DEZA E. (1972).- Zonas de transición sismotectónica en Sudamérica. Estudio Preliminar de la Zona de Transición en el Perú. Conferencia sobre Problemas de la Tierra Sólida, Argentina, Vol. 2, 143-156.
- DORBATH L., DORBATH C., CISTERNAS A. & DEVERCHERE J. (1986).- On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the Central Peruvian Andes. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1,023-1026.
- ENGDAHL R., VAN DER HILST R. & BULAND R. (1998).- Global teleseismic earthquakes relocation with improved travel times and procedures of depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 722-743.
- HERMANN R. (1979).- *A hypocenter location program*. Earthquake Notes, 50, 25-36.
- HUACO P. & ZAMUDIO Y. (1993).- Intensidades sísmicas y otros efectos causados por el sismo del 18 de Abril de 1993. Observatorio Sismológico de Camacho - IGP. Contribución IGP No 01.93b., 10 pp.
- ISACKS B. & MOLNAR P. (1971).- Distribution of stress in the descending lithosphere from global survey of focal mechanism solution of mantle earthquakes. *Rev. Geophys.*, 9, 103-174.
- KANAMORI I. (1977).- The energy release in great earthquake. *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- KANAMORI I. & ANDERSON D. (1975).- Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- KENNETT B. (1991).- *IASPEI 1991 Seismological Tables*. Res. School. Earth. Sci., Canberra, 167 pp.
- MINSTER J. & JORDAN T. (1978).- Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5334.
- MOLNAR P. & LYON-CAEN H. (1989).- Fault plane solution of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophys. J. Int.*, 99, 123-153.

- NABELEK J. (1984).- *Determination of earthquakes source parameters from inversión of body waves*. PhD Thesis Massachusetts Institute of Technology, 320 pp.
- RODRIGUEZ L. & VASQUEZ M. (1987).- Problemas asociados a la determinación hipocentral. Optimización - Parte I. Dirección de Servicios Técnicos - IGP, 60 pp.
- RODRIGUEZ L. & TAVERA H. (1988).- Problemas asociados a la determinación hipocentral. Optimización - Parte II. Dirección de Servicios Técnicos - IGP, 110 pp.
- RODRIGUEZ L. & TAVERA H. (1991).- Determinación con alta resolución de la geometría Wadati-Benioff en la región central de Perú. *Rev. Bras. Geofis.*, 9, 141-159.
- STAUDER W. (1975).- Subduction of the Nazca under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *J. Geophys. Res.*, 80, 1053-1064.
- TAVERA H. (1993).- El sismo de Lima - Perú del 18 de Abril de 1993. Aspectos Sismológicos. Observ. Sismológico de Camacho - IGP, Contribución IGP No 01.93a, 16 pp.
- TAVERA H. (1995).- Mecanismo focal de terremotos en Perú: 30 de Mayo de 1990 y 18 de Abril de 1993. Tesis de Investigación, Departamento de Geofísica, Fac. C. Físicas, UCM., 81 pp.
- TAVERA H. & BUFORN E. (1997).- Seismic sources of earthquakes in Peru. *Annales of Geophysicae*, Part. I, Vol 15, EGS XXII, Vienne, Italy, April 21-25/1997, C15. European Geophysics Society, XXII General Assembly, Viena, Italy.
- TAVERA H. (1998).- *Mecanismo focal de Terremotos de Perú y Sismotectónica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 400 p.
- TAVERA H. & 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, Univ. Complutense de Madrid, 10, 187-219.
- TAYMAZ T. (1990).- *Earthquake Source Parameters in the Eastern Mediterranean Region*. PhD. Thesis, University of Cambridge, UK, 240 pp.
- WAGNER D. (1972).- *Statistical decision theory applied to the focal mechanisms of Peruvian earthquakes*. PhD. Dissertation, St. Louis Univ., St. Louis, Mo., 176 pp.