

MECANISMO FOCAL DE LOS TERREMOTOS DE AREQUIPA DEL 8 DE OCTUBRE DE 1998 (MW=6.0) Y 3 DE ABRIL DE 1999 (MW=6.5)

Hernando TAVERA, Efraín FERNÁNDEZ, Henry SALAS,
Yanet ANTAYHUA y Isabel BERNAL

*Instituto Geofísico del Perú. Cf. Calatrava 216, Urb. Camino Real – La Molina, Lima – Perú.
Email: jtavera@geo.igp.gob.pe*

RESUMEN

En este estudio se presenta los parámetros focales de los dos últimos terremotos ocurridos en la región sur de Perú y que afectaron al departamento de Arequipa: terremoto del 8 de Octubre de 1998 (Mw=6.0) y 3 de Abril de 1999 (Mw=6.6). Los parámetros hipocentrales fueron calculados utilizando información de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. La profundidad del foco y la orientación de la fuente fue calculada a partir de la diferencia TpP-TP y de la distribución de la polaridad de la onda P a distancias $\Delta > 10^\circ$. El análisis espectral de ondas de volumen es utilizado para estimar el momento sísmico escalar y el radio de fractura de los terremotos. Los resultados muestran que los terremotos de Arequipa ocurrieron a diferentes niveles de profundidad (137 y 92 km) y debido a su magnitud afectaron en superficie, áreas de diferente dimensión. El mecanismo focal de ambos terremotos presenta ejes de tensión horizontal orientado en dirección NE-SW a NNE-SSW paralelo a la dirección de convergencia de placas en esta región. El proceso de ruptura del terremoto de Octubre fue simple y tuvo una duración de 2.5 segundos; mientras que el terremoto de Abril fue complejo y de mayor duración (8.5 segundos). Para el terremoto de Octubre de 1998, se han estimado un momento sísmico escalar de 1.1×10^{25} dina-cm con un radio de fractura de 4.3 km y para el terremoto de Abril de 1999 de 8.9×10^{25} dina-cm y un radio de fractura de 9.4 km. Estos dos terremotos, están asociados al proceso de subducción en la zona sur de Perú y han sido generados por fuerzas de tensión que actúan en el interior de la corteza oceánica a diferentes niveles de profundidad.

ABSTRACT

This paper deals with the focal parameters of two earthquakes that affected Arequipa (south Peru) in October 8th, 1998 (Mw=6.0) and April 3rd 1999 (Mw=6.6). Hypocentral parameters were calculated using data from the Geophysical Institute of the Peru National Seismic Network. Focal depth and source orientation were calculated using TpP-TP values and P-wave polarities at distances $\Delta > 10^\circ$. Spectral analysis of body waves was used to estimate the seismic moment and the fracture radius for each earthquake. Our results show that earthquakes occurred at different depths (137 and 92 km) and that they affected areas of different extension related to their magnitude. Focal mechanism for both earthquakes shows horizontal tensional axis trending NE-SW to NNE-SSW what is roughly parallel to the convergence direction. The rupture process of the October earthquake was simple and lasted 2.5 seconds, while the April one was more complex and lasted 8.5 seconds. The seismic moment for the October earthquake is estimated in 1.1×10^{25} dyne-cm with a fracture radius of 4.3 km, instead, the April earthquake gives 8.9×10^{25} dyne-cm and a fracture radius of 9.4 km. Both earthquakes are associated to the subduction process in southern Peru, and have been generated by tensional strengths acting within the subducted oceanic crust at different depths.

INTRODUCCION

La actividad sísmica en el borde Oeste de América del Sur y por ende en el Perú, tiene su origen en el proceso conocido como subducción y en donde la placa de Nazca se introduce bajo la placa Sudamericana con una velocidad relativa de 8-10 cm/año en dirección N80° (Minster y Jordan, 1978). Esta alta velocidad de convergencia genera un fuerte acoplamiento de placas que produce sismos de diferentes magnitudes a diversos niveles de profundidad. Las características de la sismicidad generada por este proceso y principalmente la que se produce en la región sur de Perú, han sido descritas por diversos autores (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Grange et al, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Tavera y Bufo, 1997; Tavera y Bufo, 1998; Tavera y Bufo, 1999; Bernal, 1999); siendo las principales las relacionadas con su distribución en superficie y con la profundidad de sus focos. En la figura 1a se presenta el mapa de sismicidad de Perú para el período 1990-1995 (Engdahl et al, 1998) e incluye sismos con magnitudes $m_b \geq 5$ y focos localizados a una profundidad menor a 700 km. En esta figura se observa que en la región sur de Perú (al sur de los 14°), los sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km) se distribuyen entre las líneas de la fosa y de la costa (círculos), siendo los sismos con foco intermedio ($60 < h < 300$) los que en número mayor se localizan en interior del continente cubriendo en su totalidad toda esta región (cuadrados). En la región sur, los sismos de foco intermedio ocurren con mayor frecuencia con respecto a otras regiones, siendo esta continua a lo largo de 500 km de longitud desde la fosa. Los sismos con foco profundo se encuentran próximos al límite Perú-Bolivia (triángulos). Asimismo, en la Figura 1b se observa que los sismos asociados al proceso de subducción en la región sur de Perú, aumentan la profundidad de sus focos de Oeste a Este siguiendo una línea con inclinación de $\sim 30^\circ$ hasta alcanzar una profundidad de 300 km. Este patrón de sismicidad a sido mejor estudiada y determinada por diversos autores en comparación con las regiones Norte y Centro de Perú (Hasegawa y Sacks, 1981; Grange et al., 1984; Schnaider y Isacks, 1987; Bernal, 1999). En la figura 1b, no se ha considerado los sismos con foco profundo debido a que no es de interés para el presente estudio; sin embargo, estos se localizan en el límite Perú-Bolivia a profundidades de 500 y 650 km (Stauder, 1975; James y Snoke, 1990; Tavera y Bufo, 1998).

En la región sur de Perú, la energía sísmica liberada por terremotos de magnitud mayor asociados al proceso de subducción, es menor en comparación con la observada en la región Central del Perú. Según Dorbath et al., (1990), en la región sur los terremotos destructores presentan períodos de retorno del orden de 100-150 años; sin embargo, los terremotos más frecuentes y que producen algún grado de destrucción en superficie (daños en áreas y construcciones inestables) se producen a profundidades intermedias (70-300 km) y presentan magnitudes menores a 6.5mb (figura 1c). Por lo general, las intensidades producidas por estos terremotos son

menores a VI MM (Mercalli Modificada) y sus procesos de ruptura corresponden a mecanismos de tipo normal cuyo eje de tensión se orienta predominantemente en dirección NE-SW a E-W, paralelo a la dirección de convergencia de las placas (Tavera y Bufo, 1998).

El 8 de Octubre de 1998 y el 3 de Abril de 1999, en la región sur de Perú ocurrieron dos terremotos con foco intermedio y magnitudes de 6.0 y 6.2 mb, los mismo que produjeron daños de diversos grados en algunas localidades del departamento de Arequipa. En este estudio se presenta los resultados obtenidos para los parámetros hipocentrales y mecanismo focal de ambos terremotos, a partir de la información sísmica digital obtenida de las estaciones sísmicas de banda ancha que integran la actual Red Sísmica Nacional, a cargo del Instituto Geofísico del Perú y de la Red Sísmica Mundial. La disponibilidad inmediata y la buena calidad de esta información, han permitido evaluar en detalle la localización epicentral de los terremotos, además de estimar la profundidad de sus focos, la orientación de la fuente sísmica, el tamaño y las características de sus procesos de ruptura. A partir de los resultados obtenidos en este estudio, se analiza la relación existente entre los terremotos de Arequipa y los patrones de deformación regional.

TERREMOTOS DEL 8 DE OCTUBRE DE 1998 Y 3 DE ABRIL DE 1999

Parámetros epicentrales

El Instituto Geofísico del Perú (IGP), realizó la localización de los hipocentros de los terremotos del 8 de Octubre de 1998 y 3 de Abril de 1999 utilizando información de la Red Sísmica Nacional, el algoritmo Fasthypo (Hermann, 1979), el valor V_p/V_s y el modelo de velocidad obtenido por Grange et al (1984) para la región sur de Perú. A fin de cuantificar la información utilizada, los registros digitales de banda ancha fueron seleccionados en función de su relación señal/ruido y de la distribución azimutal de las estaciones sísmicas alrededor del epicentro preliminar. Los resultados obtenidos en el cálculo hipocentral de ambos terremotos se presentan en la Tabla 1, los mismos que en comparación con los calculados por las agencias internacionales difieren poco; sin embargo, debe considerarse que únicamente utilizando redes sísmicas regionales se logra reducir los errores en el cálculo de los parámetros hipocentrales de un terremoto (Lomnitz, 1971; Couder, 1980; Rodríguez y Vasquez, 1987; Rodríguez y Tavera, 1988; Tavera y Rodríguez, 1998).

Los resultados obtenidos permiten localizar el terremoto de Octubre de 1998 a 28 km al NW de la ciudad de Arequipa y el terremoto de Abril de 1999 a 18 km al NW de la localidad de Camaná, departamento de Arequipa (figura 1). La profundidad estimada para el foco de estos terremotos es de 137 y 92 km respectivamente. La magnitud de ambos terremotos, ha sido cal-

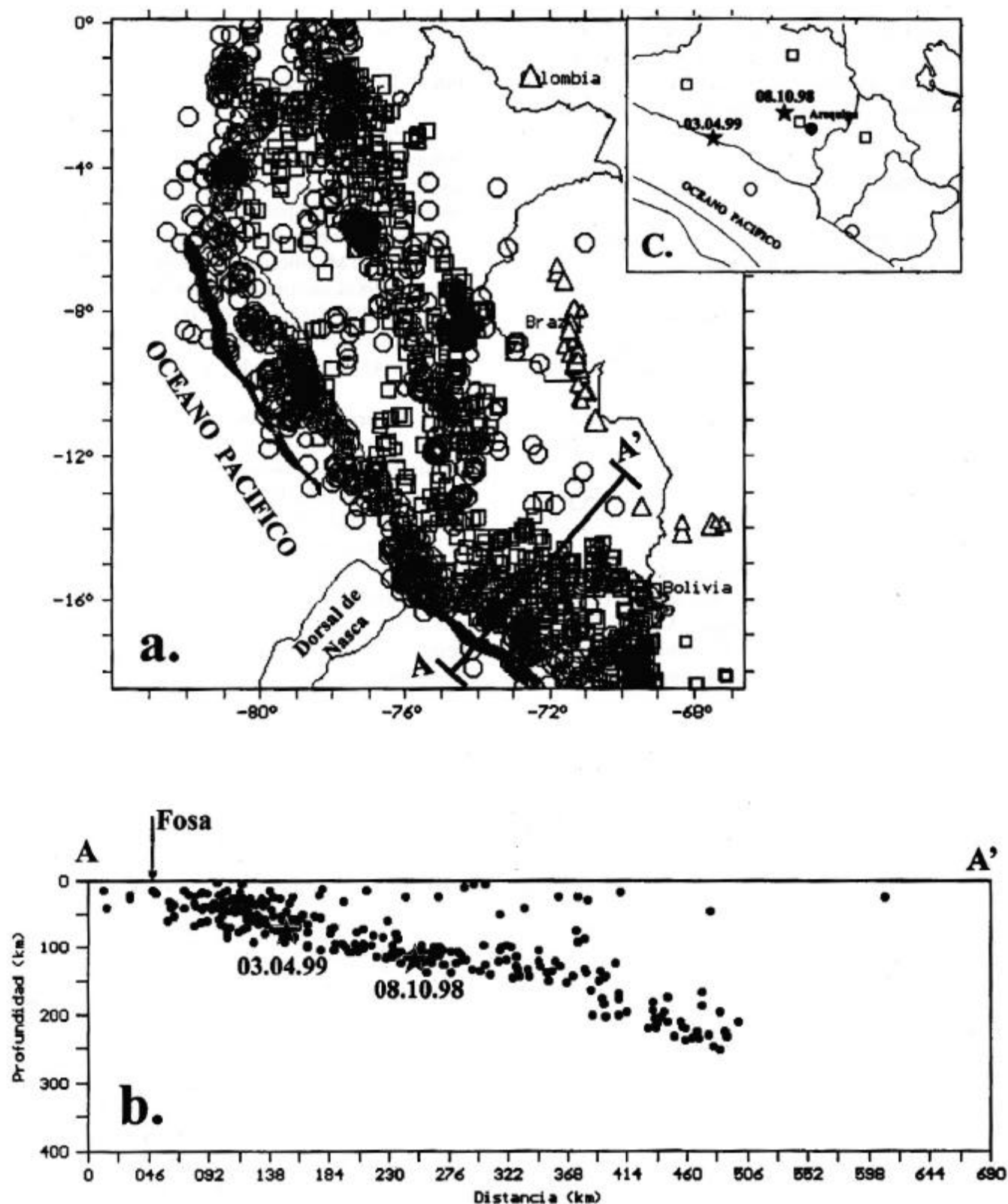


Figura 1. a). Sismicidad de Perú para el período 1990-1995 ($mb \geq 5.0$) según Engdahl et al., (1998). Los símbolos indican el rango de profundidad de los sismos, círculos = sismos con foco superficial, cuadrados = sismos con foco intermedio y triángulos = sismos con foco profundo. b). Sección vertical de sismicidad para el período indicado según la línea AA' de la Figura 1.a. Las estrellas indican la localización de los sismos analizados en este estudio. c). Sismos con foco intermedio y $mb \geq 6.0$ ocurridos en la región sur de Perú en los últimos 25 años.

culada en función de la duración de sus registros en 4 estaciones de la red sísmica telemétrica y a partir de la lectura del período y amplitud de ondas de volumen en 5 estaciones digitales de banda-ancha. El valor medio obtenido para la magnitud es de 5.9 mb para el terremoto de Octubre de 1998 y de 6.2 mb para el de Abril de 1999 (Tabla 1).

Profundidad del foco

Con el objetivo de evaluar la profundidad del foco de los dos terremotos de Arequipa obtenidos a partir del cálculo numérico (Tabla 1), se ha utilizado un método directo basado en la diferencia de los tiempos de llegada de las fases pP y P (fase reflejada en la superficie libre y fase directa). La información utilizada corresponde a registros de ambos terremotos en estaciones sísmicas de la red mundial localizadas a distancias epicentrales mayores a 20° y cuyas fases fueron impulsivas, de esta manera se reduce la incertidumbre adherente a la lectura del tiempo de llegada de la fase pP.

En la Figura 2 se muestra dos ejemplos del registro de estos terremotos en las estaciones de DUG (terremoto, Octubre de 1998) y SJG (terremoto, Abril de 1999). En el registro de la estación de DUG se observa que las fases P y pP corresponden a pulsos simples que son fácilmente identificables y su $\Delta T(pP-P)$ leídos en 10 estaciones sísmicas varía entre 29-34 segundos (Figura 2.a). Para el terremoto de Abril de 1999 (Figura 2b), su registro es más complejo y solo la experiencia ha permitido identificar inicialmente la llegada de dos fases P con un intervalo de 4-5 segundos asociados a un posible proceso de ruptura o liberación de energía doble. En el registro de la Figura 2b se identifica las fases P, P' y sus respectivas fases reflejadas en la superficie libre, pP y pP'. Todas estas fases han sido identificadas en 12 registros sísmicos, obteniéndose para el primer pulso un $\Delta T(pP-P)$ que varía entre 20 y 24 segundos y para el segundo entre 21-24 segundos. Estos valores de $\Delta T(pP-P)$, sugieren que el terremoto de Octubre de 1998 ocurrió a una profundidad mayor que el de Abril de 1999.

Utilizando esta información y las tablas de recorrido-tiempo del IASPEI (Kennett, 1991), se ha estimado una profundidad media de 138 ± 4 km para el terremoto de Octubre de 1998 y de 93 ± 3 y 91 ± 4 km para los dos pulsos de liberación de energía asociados al terremoto

de Abril de 1999. Estas profundidades para el foco de ambos terremotos, son consistentes con las obtenidas a partir del cálculo numérico (Tabla 1).

Intensidades sísmicas

Para conocer la distribución de las intensidades regionales en las zonas afectadas por los dos terremotos de Arequipa, se realizaron encuestas por teléfono inmediatamente después de ocurrido cada terremoto y la información obtenida fue evaluada utilizando la escala de Mercalli Modificada. El terremoto ocurrido en Octubre de 1998 alcanzó una intensidad máxima de IV (MM) en la ciudad de Arequipa y de III (MM) en un radio de 60 km, afectando principalmente a las localidades de Camaná, Aplao y Mollendo (Antayhua, 1999).

El terremoto de Abril de 1999 en comparación con el anterior, fue sentido en las localidades de Ocoña y Camaná con una intensidad de VI (MM) y tuvo un área de percepción de aproximadamente 75,000 km² (isosista de grado III, MM). Para este terremoto el área de intensidad máxima se localiza en el extremo Oeste de la ciudad de Arequipa y muestra una evidente orientación en dirección NW-SE (figura 3). El saldo final de este terremoto fue de una persona muerta y otras 20 heridas en las localidades de Camaná y Caravelí. Los daños materiales fueron mayores en la ciudad de Arequipa en donde se reportaron agrietamientos en algunas paredes de las iglesias, conventos, hospitales y casas antiguas. En las localidades de Ocoña, Camaná y Caravelí, el terremoto produjo rajaduras en algunas viviendas y desplome de paredes de adobe. Asimismo, se observaron deslizamientos de piedras en varios tramos de la Panamericana Sur y fisuras de 15 cm de longitud en el tramo Arequipa-Mollendo.

ORIENTACION DE LA FUENTE SISMICA

A fin de conocer la orientación de la fuente sísmica que dio origen a los terremotos de Arequipa, se procedió a elaborar sus respectivos mecanismos focales a partir de la distribución del sentido del primer impulso de la onda P y aplicando la metodología desarrollada por Brillinger et al., (1980). La información utilizada corresponde a la obtenida de las estaciones sísmicas localizadas a distancias epicentrales mayores a 10°. El número de datos recopilados para el terremoto de Octubre

Tabla 1.- Parámetros hipocentrales de los terremotos de Arequipa ocurridos el 8 de octubre de 1998 y 3 de abril de 1999. IGP = Instituto Geofísico del Perú y NEIC = National Earthquake Information Center

Terremoto	T. Origen hh:mm:ss.s	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Prof. (km)	Mag. (mb)	Agencia
08-10-1998	04:51:42.5	-16.22	-71.81	137	5.9	IGP
	04:51:41.8	-16.12	-71.40	136	6.1	NEIC
03-04-1999	06:17:17.2	-16.61	-72.82	92	6.0	IGP
	06:17:18.4	-16.39	-72.51	94	6.2	NEIC

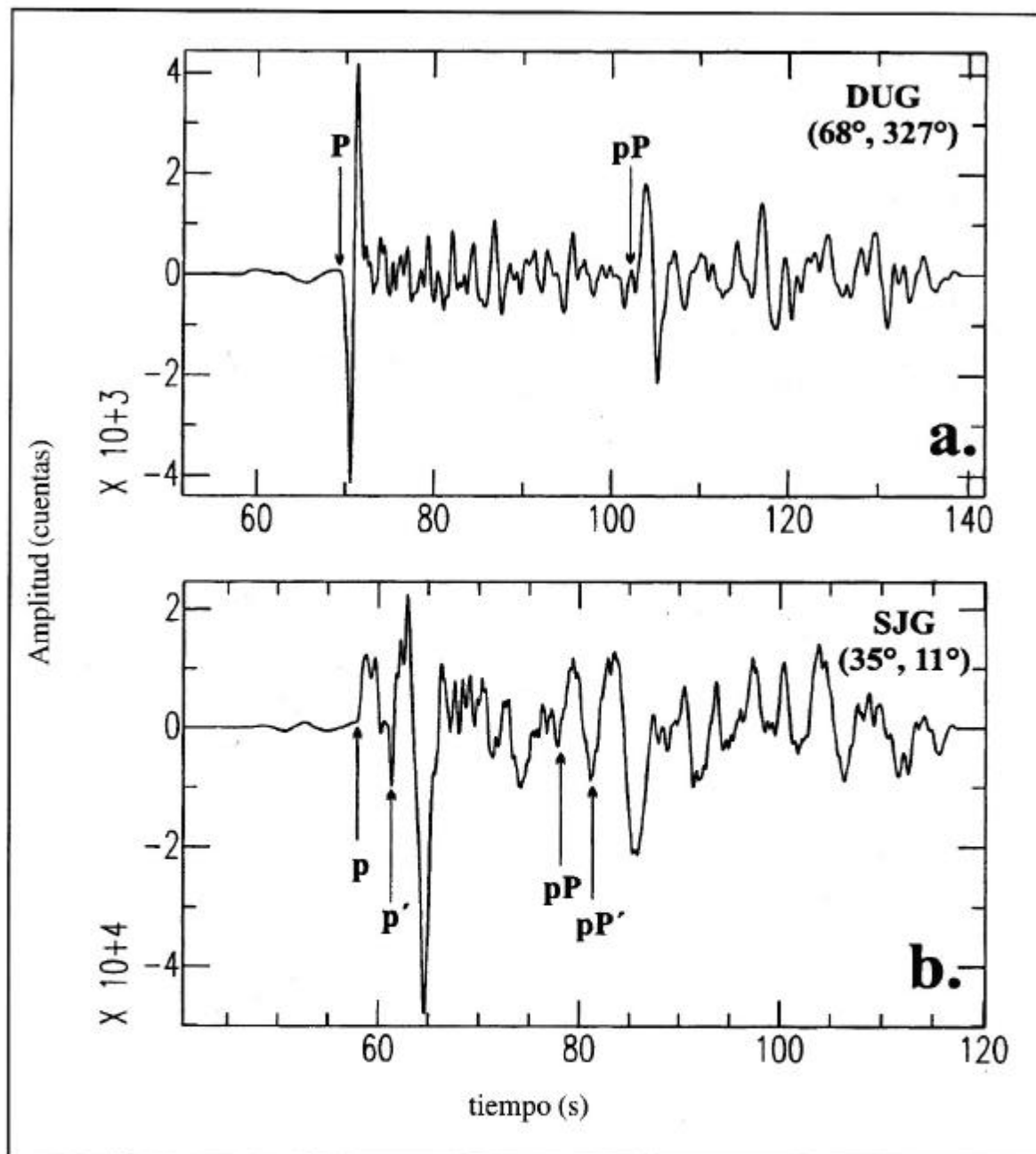


Figura 2. Registros de los terremotos de Arequipa en estaciones sísmicas de la red mundial. a). Registro del terremoto de octubre de 1998 en la estación de DUG y b). Registro del terremoto de Abril de 1999 en la estación de SJG. Las letras P y pP indican los tiempos de llegada de la fase directa y reflejada en la superficie libre. Idem para P' y pP'. En paréntesis se indica la distancia epicentral y el azimut en grados.

de 1998 fue de 43 y para el terremoto de Abril de 1999 de 35. Los ángulos de incidencia y azimutes han sido generados a partir de los parámetros hipocentrales calculados en este estudio y el modelo de velocidad propuesto por Grange et al., (1984) para la región Sur de Perú.

Las soluciones obtenidas para el mecanismo focal se presentan en la figura 4 y Tabla 2, las mismas

que corresponden a mecanismos de tipo normal cuyos planos nodales se orientan en dirección NW-SE a WNW-ESE. Ambas soluciones presentan el plano con buzamiento al NE y ENE casi vertical; mientras que el segundo plano es prácticamente horizontal con buzamiento hacia el SW y SSW. La orientación del eje de tensión horizontal varía de NE-SW (terremoto, octubre de 1998) a NNE-SSW (terremoto, Abril de 1999); sin embargo, las

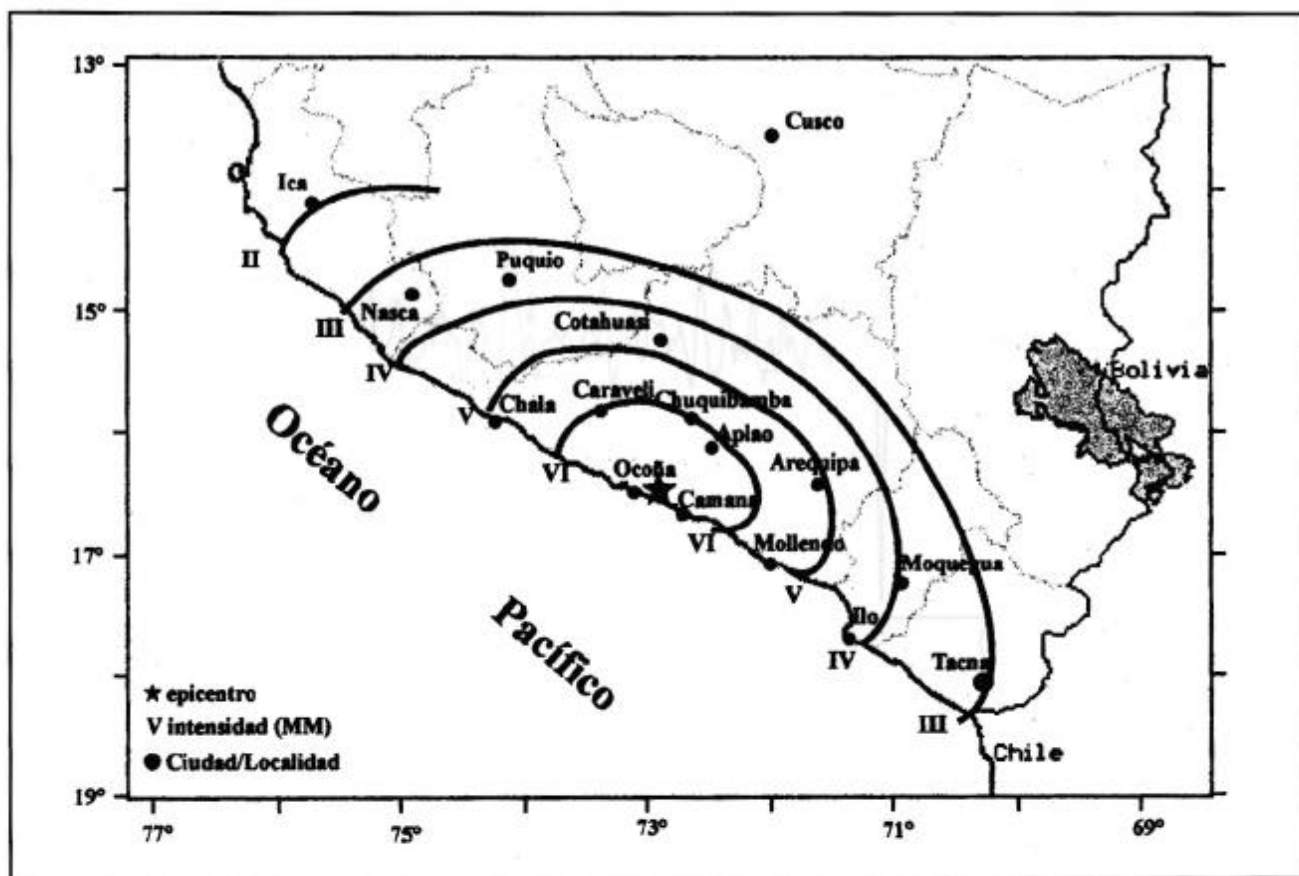


Figura 3. Mapa de intensidades regionales del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999 en la escala Mercalli Modificada. La estrella indica la localización del terremoto.

dos soluciones quedan bien determinadas con un porcentaje de acierto de 98%. Estas soluciones para el mecanismo focal son similares a las obtenidas por el CMT (figura 4 y Tabla 2), observándose variaciones máximas del orden de 11° para el ángulo de buzamiento de los planos nodales, mejor determinados en este estudio y de 60° para el ángulo de deslizamiento de uno de los planos nodales del terremoto de octubre de 1998. La orientación del plano nodal con buzamiento al NE y NNE ha sido mejor determinada en este estudio, debido al uso de información proveniente de estaciones sísmicas de Centro y Sur América.

PROCESOS DE RUPTURA

Los procesos de ruptura de los dos terremotos de Arequipa pueden ser comparados directamente si se analiza sus registros en estaciones sísmicas digitales de banda ancha localizadas a distancias de $\Delta > 30^\circ$. En la figura 5a se presenta el registro en velocidad (registro superior) y en desplazamiento (registro inferior) del terremoto de Octubre de 1998 en la estación de ANMO localizada a una distancia de 56° . En esta figura se observa que el terremoto fue generado por un solo pulso equivalente a una ruptura simple, la misma que se detalla en su registro en desplazamiento (área sombreada). La duración del proceso de ruptura o de liberación del total de la energía sísmica acumulada de

2.5 segundos, la misma que puede evaluarse a partir del inicio de la onda P.

El registro del terremoto de abril de 1999 en la estación de ANMO, a comparación del anterior (figura 5b), presenta una sucesión de hasta 11 pulsos con menor o mayor amplitud desde la llegada de la onda P a dicha estación. Cada uno de estos pulsos tiene diferente duración. Si se analiza el registro de este terremoto en la estación de PLCA (registro central), localizada a menor distancia y a un azimut diferente en 152° , se observa similar número de impulsiones, las mismas que sugieren que la ruptura o proceso de liberación de energía se ha realizado en diferentes etapas; es decir, el proceso es complejo. El registro del desplazamiento producido en el foco por dicho terremoto (área sombreada en el registro inferior), confirma que el total de la energía se ha liberado en varias etapas durante un período de 8.5 segundos; siendo la duración de las más grandes de 3.5 y 5 segundos. En estos registros, las líneas verticales indican el inicio de cada pulso de liberación de energía.

Las características de la forma de onda de estos terremotos, permiten considerar que el terremoto ocurrido en abril de 1999, fue debido a un proceso complejo de ruptura o de liberación de energía; por lo tanto, su duración y tamaño deben ser mayores que para el terremoto ocurrido en octubre de 1998 (proceso simple de ruptura).

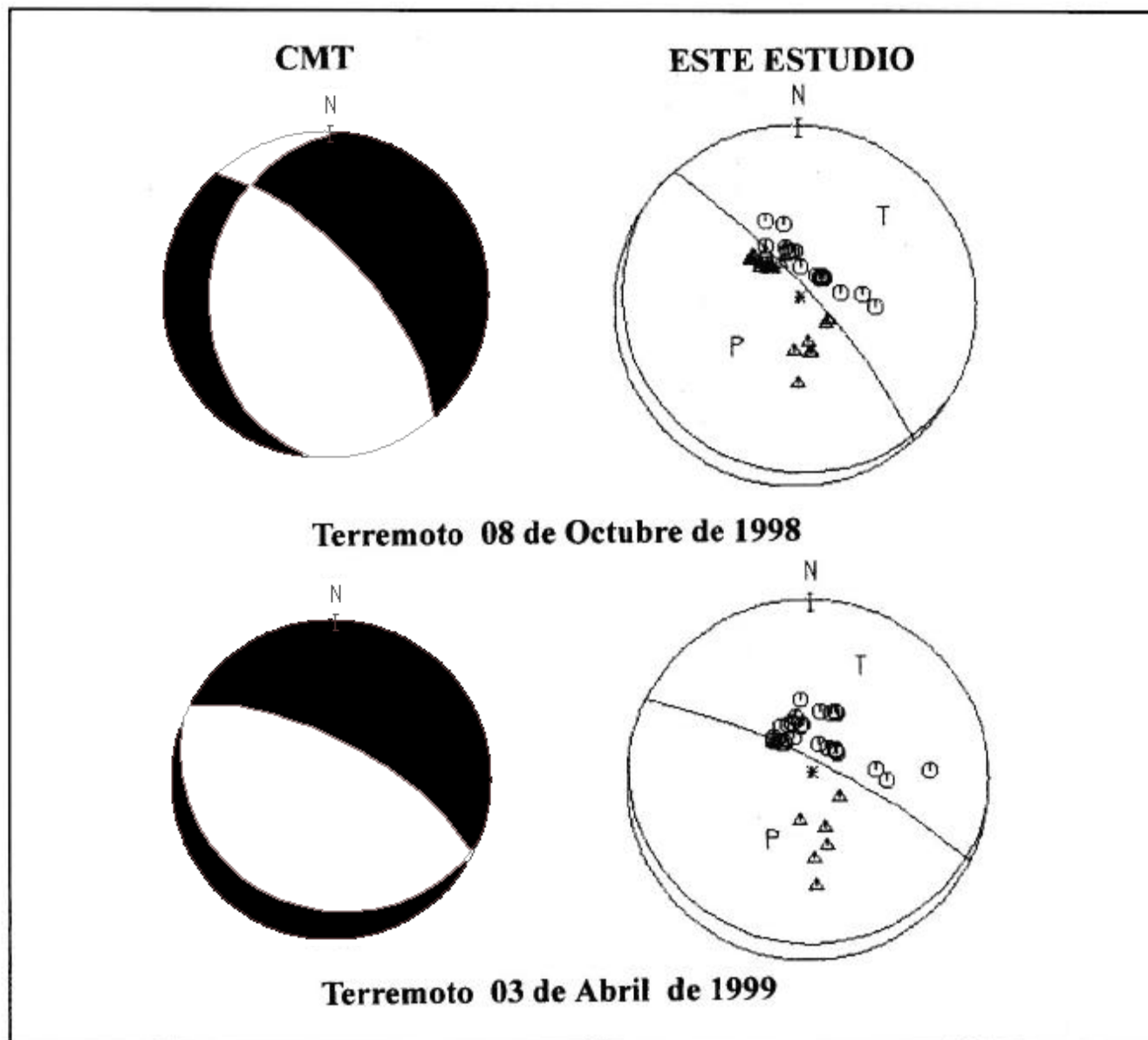


Figura 4. Mecanismos focales de los terremotos de Arequipa representados en el hemisferio inferior de la esfera focal. Los círculos en blanco y cuadrantes sombreados representan las compresiones y los triángulos y cuadrantes en blanco a las dilataciones. T y P indican la orientación del eje de tensión y presión.

Tabla 2.- Parámetros del mecanismo focal de los terremotos de Arequipa obtenidos en este estudio. CMT = Centroid Moment Tensor (Univ. Harvard), ϕ = azimut, δ = buzamiento, λ = ángulo de deslizamiento, h = profundidad del foco, M_0 = momento sísmico escalar, r_0 = radio de fractura, Mw = magnitud-energía.

Terremoto del 08 de Octubre de 1998										
	ϕ°	Plano A δ°	λ°	ϕ°	Plano B δ°	λ°	h (km)	M_0 (dina-cm)	r_0 (km)	Mw
Este estudio	122	9	-106	319	81	-92	137	1.1E+25	4	6.0
CMT	185	29	-47	318	69	-111	140	2.0E+25		6.1
Terremoto del 03 de Abril de 1999										
Este estudio	99	10	-108	297	81	-93	92	8.9E+25	9	6.6
CMT	112	20	-87	289	70	-91	89	1.9E+26		6.8

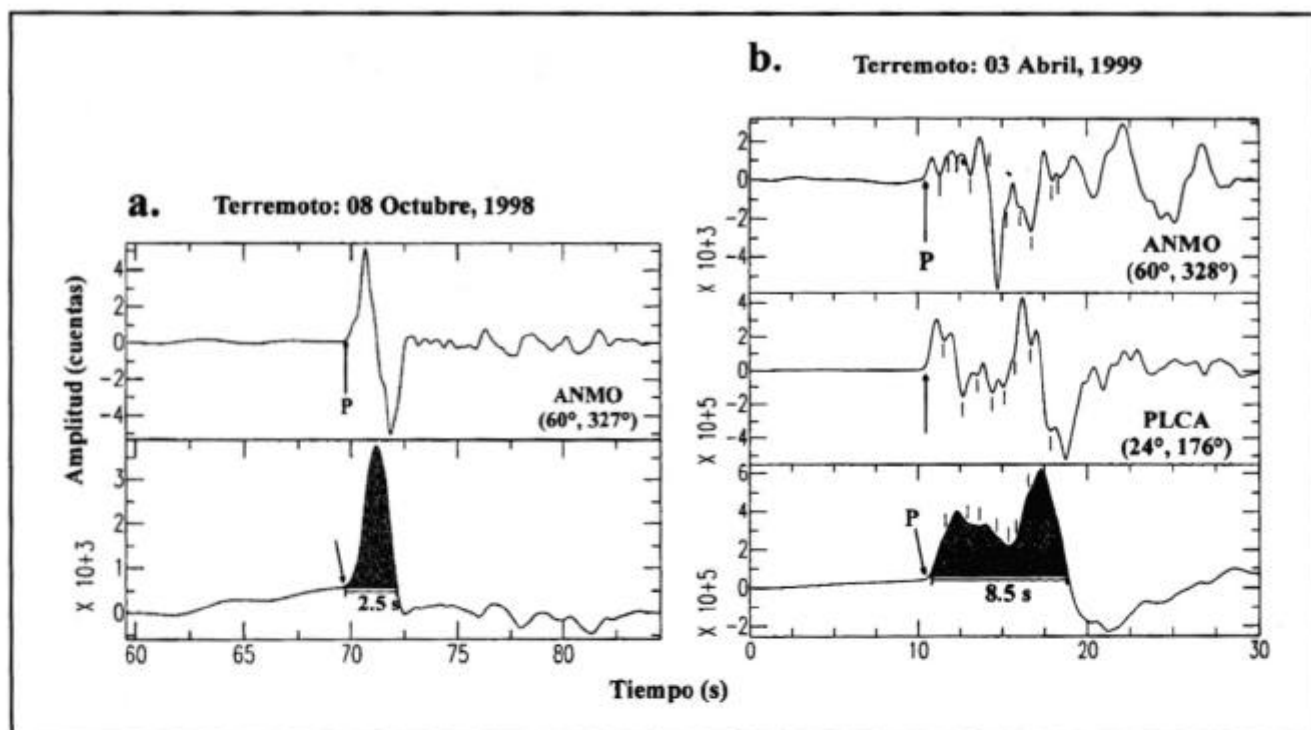


Figura 5. Registros digitales de la onda P de los terremotos de Arequipa analizados en este estudio. a). Registros en velocidad (superior) y desplazamiento (inferior) para el terremoto de Octubre de 1998 en la estación de ANMO y b). Registros en velocidad (superior e intermedio) y desplazamiento (inferior) del terremoto de Abril de 1999 en las estaciones de ANMO y PLCA. Las líneas verticales en cada registro indican el inicio de los diferentes pulsos asociados al proceso de liberación de la energía. Las áreas sombreadas muestran la forma y la duración de la fuente sísmica.

MOMENTO SÍSMICO ESCALAR Y RADIO DE FRACTURA

El momento sísmico escalar y el radio de fractura de los dos terremotos de Arequipa, han sido calculados a partir de dos de las características del espectro de amplitud del desplazamiento de las ondas de volumen: la parte plana del espectro a bajas frecuencias (Ω_0) y la frecuencia esquina (f_c). Para un modelo de cizalla y falla circular, la frecuencia esquina es inversamente proporcional a las dimensiones de la fuente (r_0) y los valores de $f < f_c$ pueden ser asumidos como un valor constante proporcional al momento sísmico escalar (Aki, 1967; Brune, 1970).

Para los terremotos de Arequipa, se han elaborado los espectros de amplitud de la onda P registrada en cuatro estaciones sísmicas localizadas a distancias epicentrales $\Delta \geq 30^\circ$. La amplitud del espectro ha sido corregida por la atenuación del medio y por el patrón de radiación de la onda obtenido a partir del mecanismo focal de cada terremoto. El M_0 fue estimado utilizando las relaciones establecidas por Stavrakakis et al., (1991) y Buforn et al., (1996) y el radio de fractura a partir de la relación definida por Brune (1970) y Madariaga (1976). Así el momento sísmico escalar para el terremoto de Octubre de 1998 es de $1.1 \pm 0.8 \times 10^{25}$ dina-cm y el radio de fractura de 4.3 ± 1.2 km; mientras que, para el terremoto de abril de 1999, el momento sísmico escalar es de $8.9 \pm 1.2 \times 10^{25}$ dina-cm y el radio de fractura de 9.4 ± 1.4 km. Estos resultados muestran que el terremoto de abril de

1999 liberó 6 veces más energía que el terremoto de octubre de 1998, siendo coherente con las duraciones y características de sus procesos de ruptura. A partir de la relación $M_w = (\log(M_0) - 16) / 1.5$ (Kanamori y Anderson, 1975) se obtiene una magnitud-energía de 6.0 M_w para el terremoto de octubre de 1998 y de 6.6 M_w para el terremoto de abril de 1999. Estos valores para el tamaño de los terremotos de Arequipa, son similares a los calculados por el CMT (Tabla 2).

INTERPRETACION SISMOTECTONICA

La mayor fuente de sismicidad en Perú la constituye el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La distribución de esta sismicidad en función de la profundidad de sus focos, permite definir la geometría del proceso de subducción (Tavera y Buforn, 1998). En la región Sur de Perú, la geometría del contacto de placas a profundidades intermedias es bien conocida debido a la mayor ocurrencia de sismos en comparación con otras regiones, los mismos que producen diferente grado de destrucción en superficie si presentan magnitudes del orden de 6.0 mb. Si los epicentros de los sismos se localizan cerca de la costa, presentan menor profundidad y mayor intensidad; mientras que, si los epicentros se encuentran en el interior del continente, presentan mayor profundidad y menor intensidad (figura 1c).

En la región sur de Perú, los terremotos de octubre de 1998 y abril de 1999, se constituyen como los dos

últimos terremotos ocurridos a profundidades intermedias y que afectaron con diferentes intensidades a las principales ciudades y localidades de esta región. Estos terremotos están asociados al proceso de subducción y su diferente localización en superficie y profundidad muestran porque a pesar de presentar magnitudes similares, estos fueron sentidos con diferente grado de intensidad. Estos resultados sugieren que sismos de magnitud similar que puedan ocurrir a profundidades del orden de 150 km, prácticamente no son percibidos en superficie.

En esta región, los terremotos con foco intermedio son producidos por fuerzas de tensión (mecanismos focales de tipo normal), una de las cuales se opone al desplazamiento de la placa oceánica hacia el interior del manto y la otra como resultado de la fuerza de gravedad. Estos resultados sugieren que la deformación en el interior de la placa oceánica que subduce se debería a un proceso espacio-tiempo, el mismo que se inicia con una ruptura simple a mayor profundidad ($h=137$ km) y en respuesta, en la parte superior de la placa se produce un terremoto mayor que daría origen a un proceso complejo de ruptura.

El análisis de los procesos de ruptura de los terremotos de Arequipa, sugiere que los terremotos con foco intermedio que se producen cerca de la zona de transición entre las fuerzas de compresión y tensión (ZT en la figura 6), como el terremoto de abril de 1999, presentan rupturas complejas debido probablemente a la mayor interacción entre la placa oceánica y continental; mientras que, los terremotos que se producen a mayor profundidad obedecen a procesos simples de ruptura debidos únicamente a la deformación interna de la placa oceánica.

La orientación de los ejes de tensión horizontal obtenidos del mecanismo focal, muestra que los terremotos de Arequipa se han generado por procesos extensivos orientados en dirección NE-SW a NNE-SSW, los mismos que son paralelos a la dirección de convergencia de las placas. Estos resultados son similares a los obtenidos por otros autores a partir de estudios de microsismicidad (Grange et al, 1984; Schneider y Sacks, 1987) y de sismos de magnitud elevada ocurridos en la misma región (Tavera y Buforn, 1998; Tavera, 1998). En la figura 6 se esquematiza estas apreciaciones y además se muestra la geometría del proceso de subducción, la localización de los terremotos analizados en este estudio y la orientación de sus ejes de tensión, los mismos que muestran la dirección en la cual se ha realizado la deformación en el interior de la placa oceánica.

CONCLUSIONES

Los parámetros hipocentrales y los mecanismos de ruptura de los dos últimos terremotos ocurridos en la región sur de Perú, han sido calculados a partir de la información obtenida de la Red Sísmica Nacional a cargo del IGP y de registros de estaciones sísmicas de la red mundial localizadas a distancias epicentrales mayores a 10° . La localización hipocentral de estos terremotos, muestra que el ocurrido en octubre de 1998 se localiza en el interior del continente a una profundidad de 137 km; mientras que el ocurrido en abril de 1999 se localiza cerca de la línea de costa a una profundidad de 92 km.

El mecanismo focal de ambos terremotos es tipo normal con planos nodales orientados en dirección NW-SE y eje de tensión horizontal orientado en dirección NNE-SSW a NE-SW, coherente con los patrones de

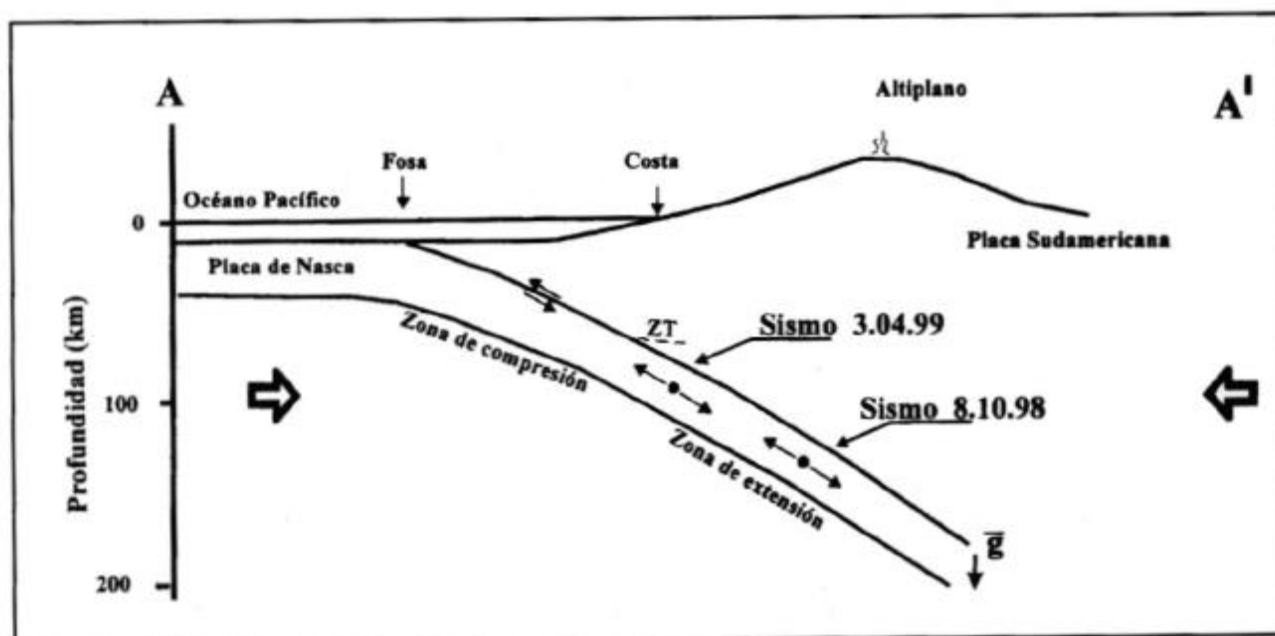


Figura 6. Esquema sismotectónico para la región Sur de Perú y localización de los terremotos del 8 de octubre de 1998 y 3 de abril de 1999. La orientación de las flechas indica la dirección en la cual actúan las fuerzas de compresión y dilatación. ZT, corresponde a la zona de transición entre las zonas de compresión y tensión.

deformación regional descritos por otros autores para la región sur de Perú (Grange et al, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Tavera, 1988).

Los valores para el momento sísmico escalar y radio de fractura obtenidos a partir del análisis espectral, sugieren que el terremoto de abril de 1999 liberó 6 veces más energía que el terremoto de octubre de 1998. A partir del momento sísmico escalar se ha obtenido una magnitud-energía de $M_w=6.0$ para el terremoto de octubre de 1998 y de $M_w=6.6$ para el terremoto de abril de 1999.

El análisis de las formas de onda de los registros de ambos terremotos, muestra que el proceso de ruptura del terremoto de octubre de 1998 fue simple y de corta duración; mientras que, para el terremoto de abril de 1999 fue complejo y de mayor duración debido probablemente a que el terremoto ocurrió cerca de la zona de transición; por lo tanto, es afectado por esfuerzos de compresión y tensión.

Los dos terremotos que afectaron al departamento de Arequipa, deben su origen a la continua deformación interna que soporta la placa oceánica de Nazca como resultado del proceso de subducción.

Finalmente, la integración de estaciones sísmicas digitales de banda ancha a la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú y la disponibilidad de información de la Red Sísmica Mundial, han permitido realizar en un período corto de tiempo, un análisis detallado de los procesos de ruptura de dos terremotos típicos de la región Sur de Perú.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la Sra. Yvonne Perez-Pacheco por su ayuda en la elaboración de las figuras que acompañan al presente estudio. Asimismo, al Dr. José Macharé por impulsarnos a publicar nuestros resultados. Publicación 004-99, Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología, Instituto Geofísico del Perú.

BIBLIOGRAFIA

ANTAYHUA Y. (1999).- Cálculo de los parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 8 del 8 de octubre de 1998. Informe de Prácticas Pre-profesionales, CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú, 45 p.

AKI K. (1967).- Scaling law of seismic energy spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.

BARAZANGI M. & ISACK L. (1976).- Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.

BERNAL I. (1999).- Características de la sismicidad en la región sur del Perú. Informe de Prácticas de Pre-

profesionales, CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú, 42 p.

BRILLINGER D., UDIAS A. & BOLT B. (1980).- A probability model for regional focal mechanism solutions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 149-170.

BRUNE J. (1970).- Tectonics stress and spectra of seismic shear waves. *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.

BUFORN E., COCA P., UDIAS A. & LASA C. (1996).- Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. *Journal Seismology*, 1, 113-130.

COUDER E. (1980).- *Etude de la sismicité du Sud de l'arc insulaire des Nouvelles - Hébrides, enregistrée par un Réseau Temporaire de Stations locales terrestres et sous-marines*. These Univ. Paris-Sud, ORSAY, Francia, 160 pp.

DORBATH L., CISTERNAS A. & DORBATH C. (1990).- Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 551-576.

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.

GRANGE F., HATZFELD D., CUNNINGHAM P. & MOLNAR P. (1984).- Tectonics implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. *J. Geophys. Res.*, 89, 6139-6152.

HASEGAWA A. & SACKS S. (1981).- Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. *J. Geophys. Res.*, 86, 4971-4980.

HERMANN R. (1979).- A hypocenter location program. *Earthquake Notes*, 50, 25-36.

JAMES D. & SNOKE A. (1990).- Seismic evidence for continuity of the deep slab beneath central and eastern Peru. *J. Geophys. Res.* 95, 4989-5001.

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., Camberra, 167 pp.

LOMNITZ C. (1971).- Travel time errors in the laterally inhomogeneous earth. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 1639-1654.

MADARIAGA R. (1976).- Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 639-666.

MINSTER J. & JORDAN T. (1978).- Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5334.

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.

SCHNEIDER J. & SACKS S. (1987).- Stress in the contorted Nazca plate beneath southern Peru from local earthquakes. *J. Geophys. Res.* 92, 13887-13902.

STAUDER W. (1975).- Subduction of the Nazca under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *J. Geophys. Res.*, 80, 1,053-1064.

STAVRAKAKIS G., BLIOMA S. & GOUTIS C. (1991).- Dynamics sources parameters of the 1981 Gulf of Corinth (central Grece) earthquakes. *Tectonophysics*, 185, 261-275.

TAVERA H. & BUFORN E. (1997).- Seismic sources of earthquakes in Peru. *Annales Geophysicae*, Part. I, Vol 15, EGS XXII, Vienne, Italy, April 21-25/1997, C15.

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.

TAVERA H. & RODRIGUEZ S. (1998).- Determinación del área de resolución hipocentral asociado a la geometría de la Red Sísmica Telmétrica de Tablachaca a partir de sismos teóricos. Informe técnico IGP-Electroperu, CNDG-Sismología, Instituto Geofísico del Perú, 33 p.

TAVERA H. & BUFORN E. (1999).- Parámetros de la fuente sísmica del terremoto de Lima del 18 de abril de 1993 (Mw=6.4). Volumen Jubilar N°5, *Bol. Soc. Geológica del Perú*, 67-79.